



HAL
open science

Mise en place, pétrographie, géochimie et minéralogie des granites associés aux skarns minéralisés en tungstène de Fumade (Tarn, France)

Bruno Tessier

► To cite this version:

Bruno Tessier. Mise en place, pétrographie, géochimie et minéralogie des granites associés aux skarns minéralisés en tungstène de Fumade (Tarn, France). Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1989. Français. NNT : . tel-01022292

HAL Id: tel-01022292

<https://theses.hal.science/tel-01022292>

Submitted on 10 Jul 2014

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.

**ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES
DE SAINT-ETIENNE**

THESE

présentée à
L'Université Pierre et Marie CURIE
- Paris VI -

Par

Mr Bruno TESSIER

en vue de l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Pierre et Marie CURIE

**MISE EN PLACE, PETROGRAPHIE, GEOCHIMIE ET MINERALOGIE
DES GRANITES ASSOCIES AUX SKARNS MINERALISES EN TUNGSTENE
DE FUMADE (TARN, FRANCE).**

soutenu le 6 octobre 1989

devant le jury composé de :

MM

**G. GUITARD
M. FONTEILLES
B. MOINE
J. MOUTTE
P. SAFA
L. RAIMBAULT**

**Président
Directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur**

**ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES
DE SAINT-ETIENNE**

THESE

présentée à
L'Université Pierre et Marie CURIE
- Paris VI -

Par

Mr Bruno TESSIER

en vue de l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Pierre et Marie CURIE

**MISE EN PLACE, PETROGRAPHIE, GEOCHIMIE ET MINERALOGIE
DES GRANITES ASSOCIES AUX SKARNS MINERALISES EN TUNGSTENE
DE FUMADE (TARN, FRANCE).**

soutenue le 6 octobre 1989

devant le jury composé de :

MM

**G. GUITARD
M. FONTEILLES
B. MOINE
J. MOUTTE
P. SAFA
L. RAIMBAULT**

**Président
Directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur**



RESUME

Le gisement de skarn à scheelite de Fumade se situe dans la Série Noire, série sédimentaire du Cambrien inférieur, sur le versant septentrional de la Montagne Noire (Tarn, France), à proximité du massif granitique du Sidobre.

Ce gisement a été reconnu en sondages par la SNEA(P), il montre une association étroite entre la minéralisation en tungstène et un complexe granitique évolué. La mise en place de ces granites, sous forme de lames d'épaisseur centimétrique à décimétrique, est fortement influencée par la structuration polyphasée du bâti sédimentaire. Deux orientations jouent le rôle de guide au magma : la phase principale Φ_2 dont la schistosité sert de plan de décollement dans lesquels s'injectent le magma et une phase plus tardive Φ_7 d'orientation N100-110 responsable, en interférant avec les autres phases, de la formation de dômes qui constituent les points hauts du massif granitique et où viennent se piéger les magmas granitiques les plus évolués et probablement les fluides responsables de la formation des skarns.

La suite de l'étude, qui a été effectuée à partir d'un échantillonnage pratiquement exclusivement en sondage, a abouti à la connaissance pétrographique et géochimique (majeurs et traces) des granites ainsi qu'à leur organisation dans le gisement. Le complexe granitique de Fumade est un ensemble composite où ont été reconnus plusieurs types de granites :

- Un Granite à Biotite qui correspond au faciès de bordure du massif du Sidobre,
- une série de Granites à Deux Micas plus ou moins riches en biotite,
- une série de Granites à Grain Fin et de Granites à Grain Fin Riches en Grenat (alm.-spess.),
- des Faciès Pegmatitiques (granite miarolitique, miaroles, veines et veinules pegmatitiques, stockscheiders).

La position de ces granites n'est pas quelconque. On peut rendre compte de l'organisation des différents faciès par une disposition grossière en "strates" plus ou moins parallèles au toit subhorizontal de l'intrusion. Le granite à biotite est le faciès le plus profond rencontré puis en allant vers le haut on passe aux granites à deux micas et au granites à grain fin. Les faciès pegmatitiques se trouvent plutôt dans la partie haute de l'intrusion.

Une comparaison pétrographique et géochimique de ces granites avec ceux du massif du Sidobre, permet de les associer dans une même lignée évolutive calco-alcaline.

L'étude de la variation des éléments chimiques de cette lignée magmatique et une tentative de modélisation permettent de penser que le processus de différenciation par cristallisation fractionnée (loi de Rayleigh) est vraisemblablement le facteur principal à l'origine des différents granites constitutifs de cette lignée magmatique. Il ne peut, cependant, expliquer totalement les enrichissements en certains éléments, [Fe, Al, Na, Mn, Sc, Zn, Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, F, Terres Rares lourdes], observés dans les faciès de fin d'évolution. L'interprétation est plus délicate et il est probable que d'autres phénomènes tels que la démixion d'une phase fluide, les effets de bord, l'influence de l'encaissant, les gradients de concentration liés aux différences de température entre l'encaissant et le magma, ainsi que le piégeage préférentiel de certains éléments par le grenat, viennent perturber la composition chimique des magmas lors de leur mise en place et au cours de leur refroidissement.

Une étude systématique de la composition des micas (biotite, muscovite), des grenats, des apatites, et des feldspaths, permet de rendre compte de l'effet de tous ces phénomènes, magmatiques, tardi et post-magmatiques, sur la composition chimique des minéraux constitutifs de ces granites.

ABSTRACT

The scheelite skarn deposit of Fumade is hosted in carbonate bearing black schists units belonging to the lower Cambrian, on the northern flank of the Montagne Noire (Tarn, France), near the Sidobre granitic batholith.

This deposit has been extensively drilled by the SNEA(P) and shows a narrow association between the tungsten mineralization and a differentiated granitic complex. These granites appear as centimeter to decameter wide veins whose location is largely controlled by the polyphase structure of the sedimentary host rock.

The intruding magma was guided by two previous structures :

- a schistosity corresponding to the main tectonic phase (D_2);
- a later fracture system (phase D_7 N100-110) is responsible for the cupola shape of the top of the granitic massif which trapped the most differentiated melts and probably also the fluids responsible for the skarn formation.

A petrological and geochemical study (major and trace elements) has been performed on the drill cores of the various granites. The granitic complex of Fumade is a composite intrusion including :

- a biotite granite similar to the outcropping border facies of the Sidobre batholith,
- a group of two-mica granites with a variable biotite content,
- several fine-grained granites including garnet rich (spess-alm) varieties,
- pegmatitic rocks (miarolitic granite, veins and pegmatitic veinlets, stockscheiders).

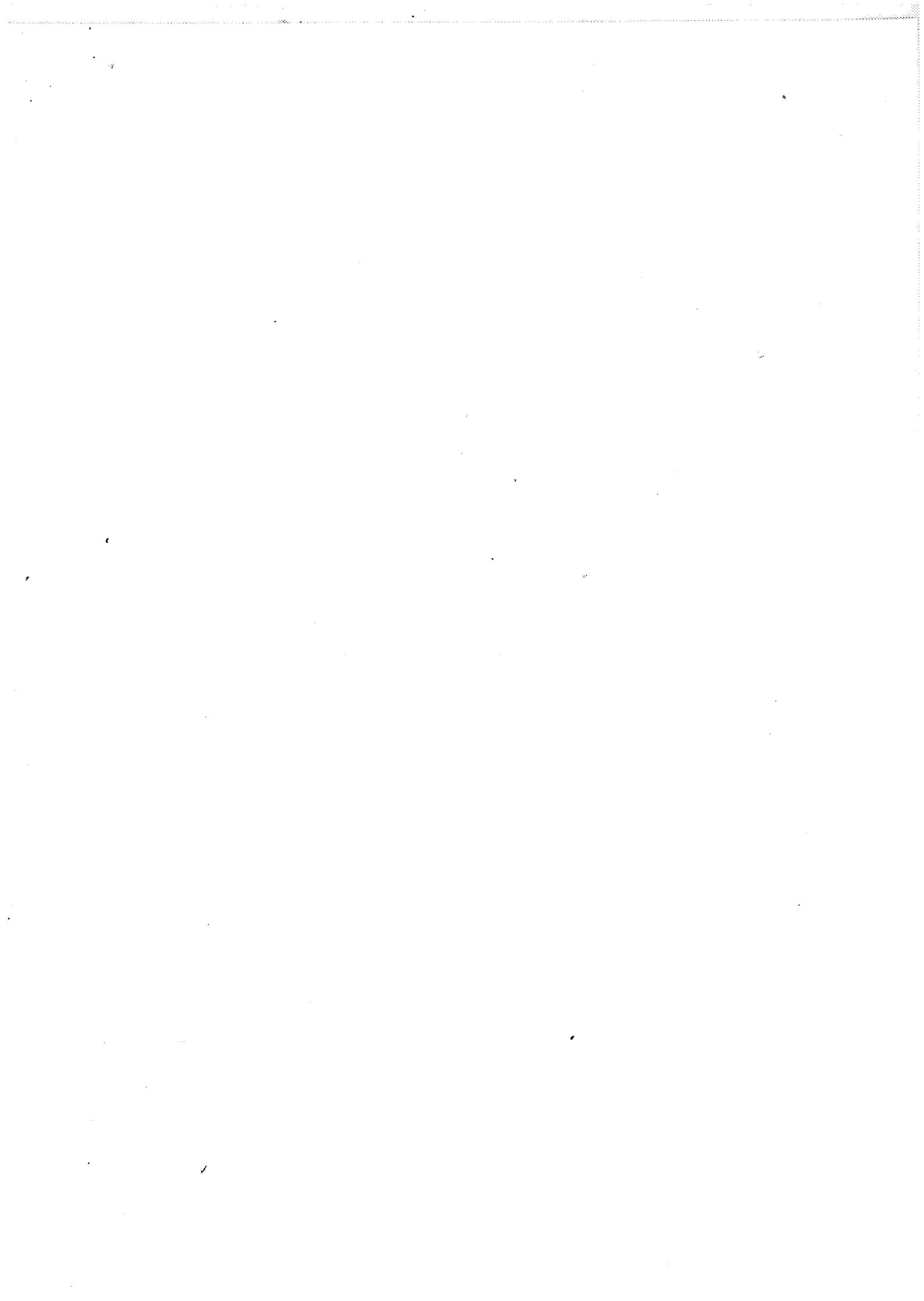
The different facies are roughly organized in "strata", more or less parallel to the subhorizontal roof of the intrusion. From the bottom to the top, successively, the biotite granite, the two-mica granite, the fine-grained granites, are found. The majority of pegmatitic rocks are located at the top of the intrusion.

These granites belong to the calc-alkaline suite of the Sidobre batholith.

The geochemical data of the magmatic suite and the modellization are consistent with the differentiation process by fractionnal cristallization (Rayleigh law).

However, this cannot entirely explain the enrichments in such elements as [Fe, Al, Na, Mn, Sc, Zn, Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, F, Heavy REE], observed in the most differentiated granites. Others events such as fluids separation, the rapid cooling of the magma at the contact of the host rocks, the chemical influence of the surrounding rocks, the temperature gradient between the magma and the surrounding rocks, as well as a better incorporation of certain elements by garnet, are likely to disturb the chemical composition of the magmas during emplacement and cooling.

A systematic study of micas (biotite and muscovite), garnet, apatite and felspar compositions, shows these magmatic, late- and post- magmatic influence on the chemical composition of the granite minerals.



L I S T E D E S F I G U R E S

CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE DU GISEMENT DE FUMADE

- Figure I-1 : Schéma structural de la Montagne Noire (Demange, 1982).
Figure I-2 : Succession lithostratigraphique régionale (Couilloud, 1988).
Figure I-3 : Disposition des Unités et Sous-unités.
Emplacement des coupes 1 à 7.
Figure I-4 : Carte géologique du secteur Brassac - Ferrières - Sablayrolles.
Figure I-5 : Successions lithostratigraphiques des sous-unités étudiées entre Brassac et Ferrières.
Figure I-6 : Tableau synthétique des phases de plissements.
Figure I-7 : Relations entre les différentes phases et quelques exemples d'architecture de plissements.
Figure I-8 : Projections stéréographiques :
- Moulin Paradou Phase $\Phi 2$
- Moulin Paradou Phase $\Phi 3$
- Bastharens Antiforme de phase $\Phi 2$.
Figure I-9 : Projections stéréographiques :
- Bastharens Phase $\Phi 2$
- Fumade Phase $\Phi 2$
- Fumade Phase $\Phi 4$.
Figure I-10 : Projections stéréographiques :
- Fumade Pli de phase $\Phi 4$
- Fumade Phase $\Phi 5$
- Fumade Antiforme de phase $\Phi 5$ du Pujol.
Figure I-11 : Projections stéréographiques :
- Fumade Antiforme de phase $\Phi 5$
- Ferrières Pli de phase $\Phi 3$
- Ferrières phase $\Phi 3$.
Figure I-12 : Projections stéréographiques : Brassac Phase $\Phi 6$.
Figure I-13 : Coupes du secteur Brassac - Ferrières - Sablayrolles.
Figure I-14 : Coupes du secteur Brassac - Ferrières - Sablayrolles.

CHAPITRE II : LE MASSIF GRANITIQUE DU SIDOBRE

- Figure II-1 : Echantillonnage du massif du Sidobre et de ses satellites.
Figure II-2 : Répartition des pétrotypes dans le massif du Sidobre (Isnard, 1982)
Figure II-3 : Isochrone sur roche totale du massif granitique du Sidobre (Hamet et Allègre, 1976).
Figure II-4 : Histogramme du taux en anorthite des plagioclases (Isnard, 1982).
Figure II-5 : Granophyre de Ferrières (lame Fe2).

- Figure II-6 : Microgranite de Guzanes (lame Guz1).
Figure II-7 : Coupe interprétative du granophyre d'Esperausses.
Figure II-8 : Albitite de Camp Gourguy (lame Gour1)
Figure II-9 : Granophyre d'Esperausses (lame Esl).

CHAPITRE III : LES GRANITES DU GISEMENT DE FUMADE

- Figure III-1 : Schéma d'implantation des sondages (secteur Fumade-Fédial).
Figure III-2 : Log simplifié du sondage FU35.
Figure III-3 : a) position initiale supposée des terrains avant l'intrusion des granites.
 b) position actuelle des terrains reconstitués à partir des sondages. Coupe n° 1 (d'après SNEAP).
Figure III-4 : Coupe du gisement du côté de la Fédial Coupe n°2 (d'après SNEAP)
Figure III-5 : Log sondage FU28.
Figure III-6 : Disposition des granitoïdes au niveau du gisement (Fumade). Coupe n° 3 (d'après SNEAP).
Figure III-7 : Idem - Coupe n°4.
Figure III-8 : Contact granite à grain fin - granite à tendance pegmatitique à muscovite.
Figure III-9 : Contact granite à grain fin - granite à deux micas (lame U52).
Figure III-10 : Contact granite à grain fin - granite à deux micas.
Figure III-11 : Contact granite à grain fin - granite à deux micas, souligné par le développement d'un stockscheider (échantillon U4107).
Figure III-12 : Accolement d'une biotite sur une des faces d'un plagioclase au cours de sa croissance (lame U42).
Figure III-13 : Plagioclase développant une bordure albitique en chou-fleur au contact d'un microcline (lame U171).
Figure III-14 : Apatite et zircon en zones dans une biotite (face 001) (lame U76).
Figure III-15 : Zonage oscillatoire dans un plagioclase de granite à biotite (lame U76)
Figure III-16 : Début de transformation d'un plagioclase zoné dans un granite à biotite (remplacement par de l'oligoclase An 15-17) (lame U42).
Figure III-17 : Histogrammes de répartition des teneurs en TiO_2 et Al^{VI} des biotites de type I et de type II des granites de Fumade.
Figure III-18 : Histogrammes de répartition des teneurs en MnO et $Fe/(Fe+Mg)$ des biotites de type I et de type II des granites de Fumade.
Figure III-19 : Inclusions de plagioclases et biotites en zones dans un microcline (lame U76).
Figure III-20 : Granite à deux micas (lame U61) ; petits quartz se surimposant à la texture de la roche.
Figure III-21 : Granite à grain fin riche en grenat (lame U92).
Figure III-22 : Relations muscovite - grenat dans les GF et AG.
Figure III-23 : Disposition en couronne de plages de quartz en forme de gouttelettes autour d'un microcline de microgranite (lame U366).

- Figure III-24** : Miarole dans un granite miarolitique. Structure concentrique d'une miarole avec à la périphérie la zone à feldspaths - plagioclase microcline - avec de la muscovite subordonnée et au coeur le quartz.
- Figure III-25** : Structure d'une zone pegmatitique recoupant un granite miarolitique.
- Figure III-26** : Stockscheider au contact entre un granite à grain fin et schistes (lame U3321a).

CHAPITRE IV : MINERALOGIE : DESCRIPTION ET INTERPRETATION

- Figure IV-1** : Paragénèse liée aux biotites secondaires (ilménite, pyrrhotite, muscovite).
- Figure IV-2** : Chloritisation de la biotite (U3617).
- Figure IV-3** : Diagrammes FeO : MgO (a), FeO : MnO (b) pour la transformation progressive des biotites de granite en chlorite.
- Figure IV-4** : Diagramme Σ cations (VI) : Si pour les biotites des granites de Fumade.
- Figure IV-5** : Diagramme $TiO_2_{\text{Roche}} : TiO_2_{\text{Biotite}}$ (I) de Fumade.
- Figure IV-6** : Diagramme $Ti : Al^{VI}$ pour les biotites des granites de Fumade.
- Figure IV-7** : Diagramme $TiO_2_{\text{Roche}} : FeO/MgO_{\text{Biotite}}$ (I, II) de Fumade.
- Figure IV-8** : Diagramme $Ti : Fe/Mg$ pour les biotites des granites de Fumade.
- Figure IV-9** : Diagramme $TiO_2_{\text{Roche}} : MnO_{\text{Biotite}}$ (I) de Fumade.
- Figure IV-10** : Diagramme $TiO_2 : MnO$ pour les biotites des granites de Fumade.
- Figure IV-11** : Diagramme FeO : MgO pour les biotites des granites de Fumade.
- Figure IV-12** : Diagramme $Al^{VI} : Mn$ pour les biotites des granites de Fumade.
- Figure IV-13** : Diagrammes Mg : Fe : 10Mn et Mg : Fe : 5Ti pour les biotites I, biotites II et ilménites de la lame L76. Bilan de masse pour la transformation.
- Figure IV-14** : Zonation en TiO_2 dans quelques biotites de GC, GP, GB et 2R.
- Figure IV-15** : Diagrammes $Ti : Al^{VI}$ et $TiO_2 : MnO$ pour les biotites des granites du Sidobre.
- Figure IV-16** : Diagrammes $Ti : Fe/Mg$ et $FeO : MgO$ pour les biotites des granites du Sidobre.
- Figure IV-17** : Diagramme $Al^{VI} : Mn$ pour les biotites des granites du Sidobre.
- Figure IV-18** : Diagramme FeO : MnO pour les biotites des granites du Sidobre.
- Figure IV-19** : a) Séricite et muscovite liées aux biotites -lame U61 -
b) Grande muscovite squelettique -lame U296 -
c) Muscovites en amas radié -lame U3461 -
- Figure IV-20** : Diagramme FeO : Na_2O pour les muscovites des granites de Fumade.
- Figure IV-21** : Diagramme MgO : Na_2O pour les muscovites des granites de Fumade.
- Figure IV-22** : Diagramme $Al_2O_3 : Na_2O$ pour les muscovites des granites de Fumade.
- Figure IV-23** : Diagramme FeO : MgO pour les muscovites des granites de Fumade.
- Figure IV-24** : Diagramme $TiO_2 : Na_2O$ pour les muscovites des granites de Fumade.
- Figure IV-25** : Diagramme $Al^{VI} : R^{2+}$ pour les muscovites de type I et II. Substitutions phengitiques et di-trioctaédriques.

- Figure IV-26** : Diagrammes TiO_2 Roche : TiO_2 Muscovite (A), TiO_2 Roche : Al_2O_3 Muscovite (b), détaillés pour les types I et II.
- Figure IV-27** : Diagrammes TiO_2 Roche : $FeO/(FeO+MgO)$ Muscovite (A) TiO_2 Roche : MgO Muscovite (b), TiO_2 Roche : FeO Muscovite (C), détaillés pour les types I et II.
- Figure IV-28** : Relation entre le rapport $(Fe/Mg)_{biotite}$ et le rapport $(Fe/Mg)_{muscovite}$ pour les GB et G2.
- Figure IV-29** : Diagramme Al_2O_3 : Na_2O pour les muscovites des faciès pegmatitiques de Fumade.
- Figure IV-30** : Diagramme FeO : Na_2O pour les muscovites des faciès pegmatitiques de Fumade.
- Figure IV-31** : Diagramme MgO : Na_2O pour les muscovites des faciès pegmatitiques de Fumade.
- Figure IV-32** : Diagramme TiO_2 : Na_2O pour les muscovites des faciès pegmatitiques de Fumade.
- Figure IV-33** : Diagrammes TiO_2 Roche : TiO_2 Grenat, TiO_2 Roche : MgO Grenat, TiO_2 Roche : CaO Grenat pour les granites de Fumade.
- Figure IV-34** : Courbe de terres rares normalisée aux chondrites d'une fraction de grenat de l'échantillon U3461 analysé par activation neutronique.
- Figure IV-35** : Zonation de grenats des granites de Fumade.
- Figure IV-36** : Zonation chimique de grenats des granites de Fumade.
- Figure IV-37** : Zonation chimique en continu (traversée microsonde) de grenat de GF.
- Figure IV-38** : Diagrammes pour les apatites de GC, GB et 2R, en poids d'oxydes (analyses microsonde).

CHAPITRE V : GEOCHIMIE : DESCRIPTION ET INTERPRETATION

- Figure V-1** : Répartition des éléments majeurs dans les granites du Sidobre et de Fumade.
- Figure V-2** : Idem.
- Figure V-3** : Diagramme Ti : $Al/(Na+K+2Ca)$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-4** : Diagrammes TiO_2 : SiO_2 , TiO_2 : Al_2O_3 pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-5** : Diagrammes TiO_2 : K_2O , TiO_2 : Na_2O pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-6** : Diagrammes TiO_2 : CaO , TiO_2 : MgO pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-7** : Diagrammes TiO_2 : Fe_2O_3 , TiO_2 : MnO pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-8** : Diagrammes TiO_2 : Fe_2O_3/MnO , TiO_2 : $Fe/(Fe+Mg)$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-9** : Diagrammes TiO_2 : Zn , TiO_2 : Sc pour les granites de Fumade et du Sidobre.

- Figure V-10** : Diagrammes TiO₂ : Co, TiO₂ : Cr pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-11** : Diagrammes TiO₂ : Rb, TiO₂ : Sr pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-12** : Diagrammes TiO₂ : Ba, TiO₂ : Pb pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-13** : Diagrammes TiO₂ : Ga, TiO₂ : Hf, TiO₂ : Zr pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-14** : Diagrammes TiO₂ : Th, TiO₂ : U pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-15** : Diagrammes TiO₂ : Sn, TiO₂ : Nb, TiO₂ : Ta pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-16** : Diagrammes TiO₂ : Li, TiO₂ : F, TiO₂ : Be pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-17** : Diagrammes TiO₂ : Y, TiO₂ : Ce pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-18** : Diagrammes TiO₂ : Nd, TiO₂ : Eu pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-19** : Diagrammes TiO₂ : Dy, TiO₂ : Yb pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-20** : Spectres terres rares des différents granites de Fumade et du Sidobre (Analyses ITNAA).
- Figure V-21** : Diagrammes Sr : Rb, Ba : Sr pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Figure V-22** : Diagrammes Rb : Lu, Lu : Pb, pour quelques échantillons analysés en activation neutronique (ITNAA) pour Lu.
- Figure V-23** : Diagrammes Lu : Ba, Nb : Ta, Zr : Hf, pour quelques échantillons analysés en activation neutronique (ITNAA) pour Lu, Ta, Hf.
- Figure V-24** : Coefficients de partage minéral/magma pour la biotite (a, b, c)
- Figure V-25** : Coefficients de partage minéral/magma pour les plagioclases.
- Figure V-26** : Coefficients de partage minéral/magma pour le feldspath potassique (a) et pour la hornblende (b).
- Figure V-27** : Coefficients de partage minéral/magma pour les pyroxènes - Augite (a), hypersthène et bronzite (b).
- Figure V-28** : Coefficients de partage minéral/magma pour zircon (a, b).
- Figure V-29** : Coefficients de partage minéral/magma pour l'allanite (a), l'apatite (b) et l'ilménite (c).
- Figure V-30** : Coefficients de partage calculés pour les stades successifs de l'évolution par cristallisation fractionnée.
- Figure V-31** : Diagrammes coefficient de partage - rayon ionique pour l'augite la biotite, la hornblende et le plagioclase (Matsui et al, 1977).
- Figure V-32** : Corrélation Cr, Co, Zn : Sc pour les granites à biotite du Sidobre et de Fumade (GC, GP, GB), les granites à 2 micas (2R, 2P).
- Figure V-33** : Diagrammes Fe+Mn : Zn, Fe+Mn : Sc pour les AG et GF de Fumade.
- Figure V-34** : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites.
- Figure V-35** : Courbes de terres rares minéralisées aux chondrites pour des scheelites de Skarn II (ITNAA).



L I S T E D E S T A B L E A U X

CHAPITRE II : LE MASSIF GRANITIQUE DU SIDOBRE

- Tableau II-1 : Tableau des correspondances entre les différentes appellations des granites du Sidobre.
- Tableau II-2 : Caractères communs aux différents faciès du massif granitique du Sidobre.
- Tableau II-3 : Tableau récapitulatif des roches granitiques présentes à l'affleurement dans le secteur du massif du Sidobre.

CHAPITRE III : LES GRANITES DU GISEMENT DE FUMADE

- Tableau III-1 : Tableau récapitulatif des différentes relations entre les granitoïdes liés au gisement de Fumade.
- Tableau III-2 : Tableau des formules structurales (sur 6 oxygènes) des ilménites de G2 et des proportions en ilménite (s.s.) et en pyrophanite.
- Tableau III-3 : Tableau récapitulatif de la zonation d'une miarole dans un granite miarolitique.

CHAPITRE IV : MINERALOGIE : DESCRIPTION ET INTERPRETATION

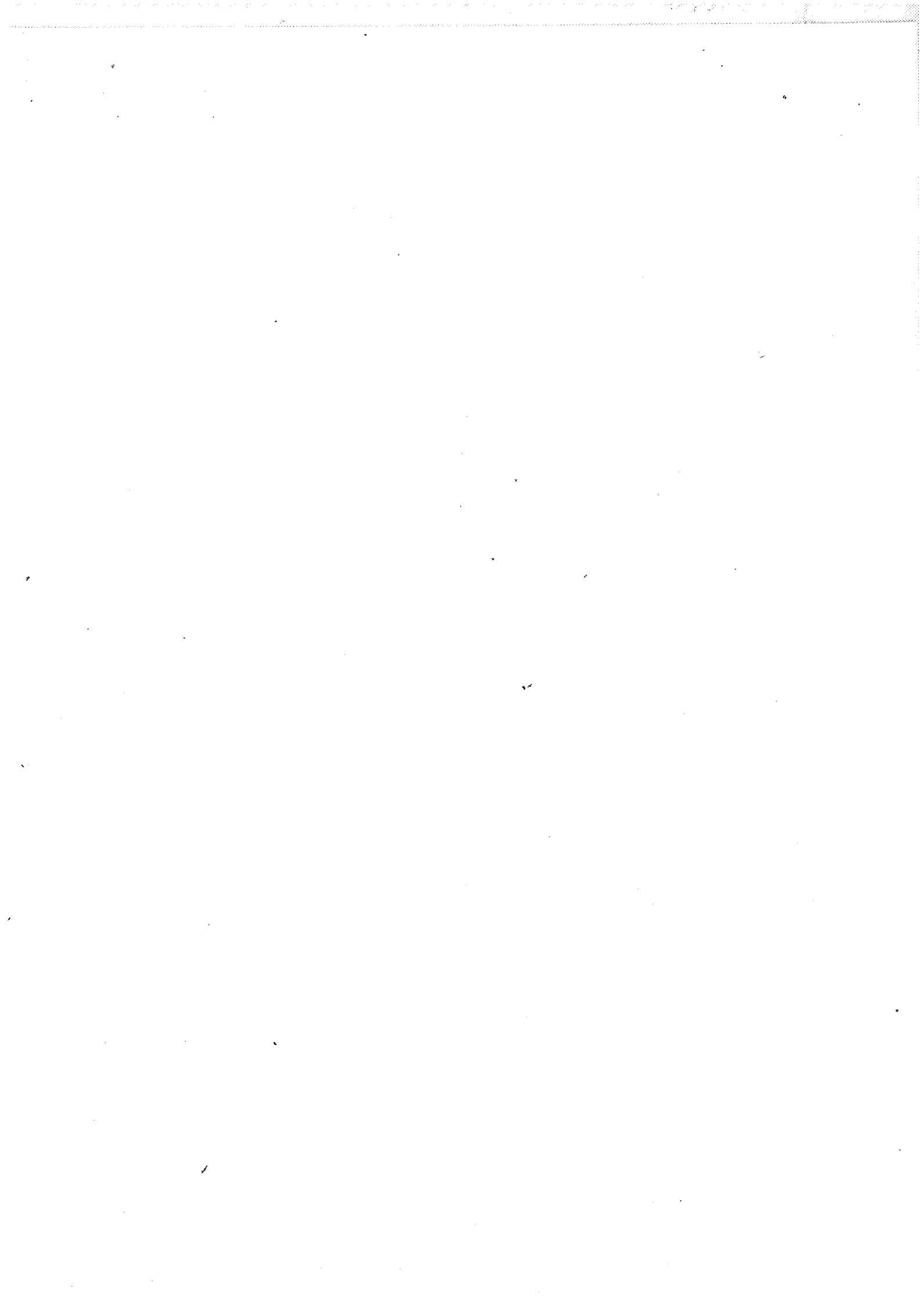
- Tableau IV-1 : Répartition des compositions de biotite par faciès granitique (Fumade : GB, 2R, 2P) et par type (I, II).
- Tableau IV-2 : Récapitulatif des compositions de biotite par faciès granitique (sidobre : GB, GC, GR).
- Tableau IV-3 : Distribution de FeO et MnO dans les grenats des granites de Fumade.
- Tableau IV-4 : Analyses ICPAES (A) après mise en solutions de deux fractions séparées de grenats (aplite à grenat) et analyses en activation neutronique (B) de trois fractions de grenat de l'échantillon U3461.
- Tableau IV-5 : Variations des rapports $Fe/(Fe+Mg)$ et Fe/Mn des biotites des échantillons L134 et U75.
- Tableau IV-6 : Domaine de variation de la composition des apatites des granites du type GC, GB, 2R, 2P.

- Tableau IV-7 : Tableau récapitulatif des variations de teneurs en anorthite des différents types de granites, obtenues par mesures optiques.
- Tableau IV-8 : Analyses utilisées pour une estimation de la température à partir du géothermomètre à deux feldspaths.
- Tableau IV-9 : Températures de cristallisation calculées à partir du géothermomètre à deux feldspaths.

CHAPITRE V : GEOCHIMIE : DESCRIPTION ET INTERPRETATION

- Tableau V-1 : Données comparatives Sc, Cr, Co, Ni sur des granites similaires au GB de Fumade.
- Tableau V-2 : Données comparatives Sn, Ta, Nb sur des granites similaires au GB de Fumade.
- Tableau V-3 : Données comparatives Li, Be sur des granites similaires au GB de Fumade.
- Tableau V-4 : Données calculées à partir des analyses de TR par activation neutronique caractérisant la forme des spectres.
- Tableau V-5 : Données Zr, Hf, Zr/Hf pour les granites de Fumade et du Sidobre.
- Tableau V-6 : Coefficients de répartition (minéral/magma) : biotites.
- Tableau V-7 : Coefficients de répartition (minéral/magma) : plagioclases.
- Tableau V-8 : Coefficients de répartition (minéral/magma) : feldspaths alcalins.
- Tableau V-9 : Coefficients de répartition (minéral/magma) : hornblende, augite, hypersthène, bronzite.
- Tableau V-10 : Coefficients de répartition (minéral/magma) : zircons.
- Tableau V-11 : Coefficients de répartition (minéral/magma) : apatite, allanite, ilménite.
- Tableau V-12 : Coefficient de partage du Pb (minéral/liquide) pour des sanidines et des plagioclases de roches volcaniques (Leeman, 1978).
- Tableau V-13 : Enrichissements successifs en Rb et Lu dans la première partie de l'évolution.
- Tableau V-14 : Coefficients de partage globaux calculés pour un modèle de cristallisation fractionnée entre les différents granites.
- Tableau V-15 : Comparaison Yb/Lu à partir des valeurs obtenues en activation neutronique et en ICP.
- Tableau V-16 : Rapport $[La, Yb]_{\text{minéral}}/[La, Yb]_{\text{roche}}$ pour U92 et U3461.
- Tableau V-17 : Analyses de grenats de skarn II (ITNAA).
- Tableau V-18 : Analyses de scheelites de skarn II par activation neutronique.
- Tableau V-19 : Recalcul d'une analyse de la Fabrié en considérant un taux d'assimilation de l'encaissant de 0,0134 calculé à partir du calcium.

SOMMAIRE



SOMMAIRE

INTRODUCTION	3
CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE DU GISEMENT DE FUMADE	5
<u>1- Contexte géologique régional</u>	7
1-1 <i>La Montagne Noire</i>	
1-2 <i>Structure du versant nord de la Montagne Noire</i>	
<u>2- La bordure Sud-Est du Sidobre</u>	11
2-1 <i>Lithostratigraphie</i>	
2-2 <i>Le métamorphisme régional</i>	
2-3 <i>Les déformations souples et la tectonique cassante</i>	12
<u>3- Le secteur entre Brassac et Ferrières</u>	13
3-1 <i>Vue d'ensemble du secteur étudié et définition de panneaux homogènes</i>	
3-2 <i>Lithostratigraphie et extension des sous-unités</i>	17
a) <i>Unité du Moulin Paradou</i>	
b) <i>Unité de Bastharens</i>	
c) <i>Unité de Fumade</i>	
d) <i>Unité de Ferrières</i>	19
3-3 <i>Structurale</i>	20
a) <i>Phases tectoniques reconnues sur le terrain</i>	
b) <i>Structure des sous-unités</i>	26

CHAPITRE II : LE MASSIF GRANITIQUE DU SIDOBRE	37
1- <u>Introduction</u>	41
2- <u>Synthèse des données</u>	41
2-1 <i>Age du massif du Sidobre</i>	
2-2 <i>Le métamorphisme de contact</i>	43
2-3 <i>Répartition des différents faciès</i>	44
3- <u>Pétrographie</u>	45
3-1 <i>Pétrographie des différents faciès du massif du Sidobre (s.s.)</i>	
3-2 <i>Pétrographie du cortège filonien et microgranitique</i>	49
3-2-1 <i>Filons intrasidobre</i>	50
3-2-2 <i>Secteur de Ferrières au NE du massif du Sidobre</i>	
3-2-3 <i>Massifs et filons périgranitiques</i>	53
CHAPITRE III : LES GRANITES DU GISEMENT DE FUMADE	60
1- <u>Disposition des granitoïdes au niveau du gisement</u>	62
1-1 <i>Introduction</i>	
1-2 <i>Organisation des corps granitiques</i>	
1-3 <i>Contrôle lié à la nature de l'encaissant</i>	65
1-4 <i>Structure de l'encaissant</i>	
2- <u>Répartition des faciès dans l'intrusion</u>	68
2-1 <i>Le granite à biotite</i>	
2-2 <i>Les granites à 2 micas</i>	72
2-3 <i>Les granites à grain fin et granites à grain fin riches en grenat</i>	
2-4 <i>Les granites à tendance pegmatitique</i>	
2-5 <i>Les faciès pegmatitiques</i>	74
3- <u>Relations chronologiques entre les différents faciès</u>	74
3-1 <i>Introduction</i>	

3-2 Relations entre granites à 2 micas et granites à grain fin	
3-3 Relations entre les différents types de granites à grain fin	76
3-4 Relations faciès à grain fin et granites pegmatitiques	
3-5 Relations granite à 2 micas et granites à biotite	77
3-6 Récapitulatif de la chronologie	
4- <u>Pétrographie des granites</u>	78
4-1 Granite à biotite	
4-2 Granite à 2 micas	86
4-3 Les granites à grain fin	90
4-4 Granite à grain fin riche en grenat	94
4-5 Microgranite	97
4-6 Manifestations à caractère pegmatitique	98
4-6-1 Les granites miarolitiques à muscovite	
4-6-2 Les granites miarolitiques à biotite (+ muscovite)	101
4-6-3 Les mioles et veinules pegmatitiques	102
4-7 Les formations de type stockscheider	104
4-7-1 Introduction	
4-7-2 Localisation et pétrographie	
4-7-2-1 Contact encaissant sédimentaire - granite	
a) Nature de l'encaissant	
b) Nature du granite	105
c) Pétrographie	
4-7-2-2 Contact granite - endogranite	106
CHAPITRE IV : MINERALOGIE : DESCRIPTION ET INTERPRETATION	107
1- <u>Les biotites</u>	109
1-1 Les biotites des granites de Fumade	
1-1-1 Situation texturale des biotites dans les granites de Fumade	
a) Les granites à biotite et les granites à deux micas	
b) Les granites à deux micas	
c) Les autres granites	
1-1-2 Chloritisation de la biotite	
a) Description du phénomène	111
b) Influence sur le chimisme	
1-1-3 Chimisme et évolution des biotites dans les granites de	

Fumade	113
a) Caractéristiques cristalochimiques	114
b) Zonations dans les biotites	126
<i>1-2 Les biotites du granite du Sidobre</i>	
1-2-1 Synthèse de données	
a) Tendances générales évolutives	
b) Conditions de formation	127
1-2-2 Etude systématique des biotites des granites centraux et périphériques du Sidobre	
a) Comparaison des biotites entre le granite bleu et le granite clair	128
b) Comparaison des biotites entre les granites de Fumade et les granites du Sidobre.	131
<i>1-3 Relations entre la composition des biotites et l'évolution de la composition des liquides.</i>	132
2- <u>Les muscovites</u>	133
2-1 <i>Les muscovites de granite</i>	
2-1-1 Situation texturale	
2-1-2 Chimisme	135
2-1-3 Conditions de développement des muscovites	143
a) Influence du substrat	
b) Données expérimentales	149
2-2 <i>Les muscovites de zones à texture pegmatitique</i>	151
2-3 <i>Conclusion</i>	156
3- <u>Les grenats</u>	
3-1 <i>Composition chimique</i>	
3-2 <i>Zonation dans les grenats</i>	161
3-2-1 Introduction	
3-2-2 Sélection des échantillons	
3-2-3 La zonation	
3-2-4 Hypothèses sur l'origine de la zonation	166
a) Zonation principale	
b) Ressaut en bordure	167
3-3 <i>Origine du grenat</i>	
3-4 <i>Conclusion</i>	169
4- <u>Les apatites</u>	169
4-1 <i>Chimisme</i>	
4-2 <i>Variations de composition liées au type de granite</i>	170
4-3 <i>Variation des compositions et zonation des apatites dans un même faciès granitique</i>	
4-4 <i>Conclusion</i>	174

5- Les feldspaths

5-1 *Le microcline*

5-2 *Les plagioclases*

5-3 *Evaluation de la température* 173

CHAPITRE V : GEOCHIMIE : DESCRIPTION ET INTERPRETATION

177

1- Introduction

181

2- Méthodes analytiques

182

3- Caractérisation géochimique des granites

183

3-1 *Caractéristiques générales de ces granites*

3-2 *Le granite bleu et les faciès centraux du massif du Sidobre (GC)* 187

3-3 *Le granite à biotite (GB) et granite clair du Sidobre (GP)*

3-4 *Granite à 2 micas -G2-* 188

3-5 *Les granites à tendance pegmatitique*

3-6 *Les granites à grain fin et à grain fin riches en grenat*

3-7 *Les granites satellites du massif du Sidobre* 189

3-7-1 *Le microgranite de Guzane (GUZ1)*

3-7-2 *Le microgranite de Rolland (RO2)*

3-7-3 *Le granophyre d'Esperausse (ES1)* 190

3-7-4 *Remarques concernant ces massifs satellites*

4- Evolution des granites

191

4-1 *Choix de représentation et caractère généraux de l'évolution*

4-1-1 *Choix de représentation*

4-1-2 *Commentaires généraux sur les diagrammes*

4-2 *Les éléments variant en continu suivant un trend linéaire* 193

4-3 *Les éléments variant avec une rupture de pente* 199

4-3-1 *Comportement des alcalins, de Al_2O_3 , de Ga et de SiO_2*

4-3-2 *Comportement des éléments de transition* 207

4-3-3 *Variations des autres éléments traces* 213

5- Interprétation et modélisation

224

5-1 *Problèmes soulevés par les comportements des éléments*

5-2 *Hypothèse de cristallisation fractionnée comme processus pétro-génétique* 226

5-2-1 Test de la cristallisation fractionnée dans la première partie de l'évolution	244
5-2-2 Test de la cristallisation fractionnée dans la seconde partie de l'évolution	256
5-3 <i>Origine des dispersions constatées dans la seconde partie de l'évolution</i>	257
5-3-1 Accumulation de grenat	
5-3-2 Hétérogénéité de la composition du grenat	259
a) Phénomènes de contact inhérents uniquement au magma	260
b) Contamination par l'encaissant	264
5-3-3 Influence d'une phase fluide externe au système	265
5-4 <i>Histoire envisageable du complexe granitique</i>	266
CONCLUSION	269
BIBLIOGRAPHIE	275
ANNEXES	291
Liste des échantillons prélevés en sondage	293
Carte d'échantillonnage du massif granitique de La Fabrié	
Valeurs utilisées pour la normalisation aux chondrites des courbes de terres rares.	294
Tableaux d'analyses en roches totales des granites de Fumade et du Sidobre	295
Tableaux d'analyses des minéraux des granites	317

INTRODUCTION



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

Le gisement de skarns à tungstène de Fumade est situé au Sud du Massif Central, sur le versant Nord de la Montagne Noire près de la localité de Brassac (Tarn) et au SE du massif granitique du Sidobre. La découverte du gisement s'est faite en plusieurs étapes :

En 1969, dans le cadre d'une étude régionale pour Pb-Zn, le B.R.G.M. s'intéressa au filon dit de "Cadoul-Fumade" en effectuant trois sondages qui recoupent quelques niveaux faiblement skarnifiés.

En 1975, une campagne de géochimie stratégique sol multi-éléments met en évidence dans ce secteur une anomalie Pb, Zn, Ag, As, W.

En 1978, une géochimie tactique sol délimitant une forte anomalie en W, suivie d'une prospection U.V., de tranchées et d'une douzaine de sondages carottés de faible profondeur recoupant les dolomies, fournissent matière à poursuivre l'exploration.

En 1979, l'Inventaire propose le sujet à la Profession Minière et la SNEA(P) obtient en 1980 un permis exclusif de recherche.

Jusqu'alors seuls étaient connus les skarns fissuraux minéralisés en scheelite dans les dolomies.

A partir de 1980, la SNEA(P) réalise de nombreux travaux et notamment plusieurs campagnes de sondages verticaux jusqu'en 1986 entre le filon de "Cadoul-Fumade" et le massif de La Fabrié et dans la zone de La Fédial au SE du filon, qui permirent de recouper des skarns massifs développés aux dépens d'une série calcaréo-détritique et un ensemble granitique.

Ces skarns, jusqu'alors inconnus à Fumade, sont fortement minéralisés en scheelite à proximité du contact avec les granites.

Le gisement, reconnu en sondages, peut être décrit comme une gouttière minéralisée, allongée NE-SW sur plus de 1 200 m et large d'environ une centaine de mètres. Cette structure reste ouverte aux deux extrémités. Les réserves sont estimées du côté Fumade à 716 000 t de minerai à 1,01 % WO₃ pour une teneur de coupure de 0,55 % WO₃ sur au moins 2 m d'ouverture, et du côté Fédial à 570 000 t de minerai à 1,19 % WO₃ dans les mêmes conditions.

La coexistence des skarns minéralisés et d'un ensemble granitique particulier et les relations étroites entre ces deux types de formation a amené la SNEA(P) (Safa Ph.), après une première étude de Séverac (1982), à proposer deux sujets d'étude : un premier sujet, qui a été mené à bien à l'Université P. Sabatier de Toulouse par Couilloud (1988) avec une étude pétrographique, minéralogique et géochimique des skarns ; et un second sujet, en rapport avec l'ensemble granitique, qui nous a été confié.

Le plan de ce mémoire peut se subdiviser en quatre grandes parties :

La première partie, constituée du Chapitre I, présente le cadre géologique du gisement en mettant l'accent sur l'aspect structural de la région et une étude structurale plus poussée du secteur du gisement au NW de Brassac pour essayer de définir les facteurs structuraux qui ont guidé la mise en place des granites au niveau du gisement.

La deuxième partie (Chapitres II et III) s'intéresse d'une part à la pétrographie (synthèse bibliographique et travaux personnels) des roches granitiques à l'affleurement dans tout le secteur (Sidobre et massifs satellites) et d'autre part à la pétrographie des granites et pegmatites découverts en sondage à l'aplomb du gisement de skarn à scheelite, ainsi qu'à leur répartition dans le gisement. Une première comparaison est faite avec les granites du massif du Sidobre.

La troisième partie (Chapitre IV) est une étude systématique du chimisme des minéraux (micas, grenats, apatites, feldspaths) et de l'évolution de ce chimisme, d'une part liée aux processus magmatiques qui ont fabriqué ces différents granites et d'autre part liée à des phénomènes plus tardifs se développant au moment de la mise en place des magmas dans les terrains sédimentaires.

La dernière partie (chapitre V) est l'étude géochimique de tous ces granites, s'appuyant sur des analyses majeurs et traces, avec tout d'abord un aperçu descriptif et une comparaison massif du Sidobre - Fumade, puis, un essai de modélisation des processus qui ont permis d'aboutir à la formation des différents granites observés (nature de l'évolution magmatique). Le but est de tenter de comprendre dans quelles mesures et jusqu'à quel point il est possible d'associer les granites et les skarns minéralisés.

CHAPITRE I

CONTEXTE GEOLOGIQUE DU GISEMENT DE FUMADE



1- Contexte géologique régional

1-1 *La Montagne Noire (figure I-1)*

La Montagne Noire correspond à une chaîne hercynienne au SW du Massif Central. Communément on la sépare en trois zones de lithologie, de structures et de métamorphisme distinctes.

- la zone axiale
- le versant sud
- le versant nord (qui nous intéresse plus particulièrement).

La zone axiale est formée, au coeur (massifs de l'Agout, de Nore et du Cabardès), d'orthoigneiss (granites Cadomiens) et de migmatites, entourés d'une ceinture de micaschistes mésozonaux (schistes X), le tout étant recoupé par des granites hercyniens. La zone axiale est séparée des autres domaines par des contacts anormaux majeurs.

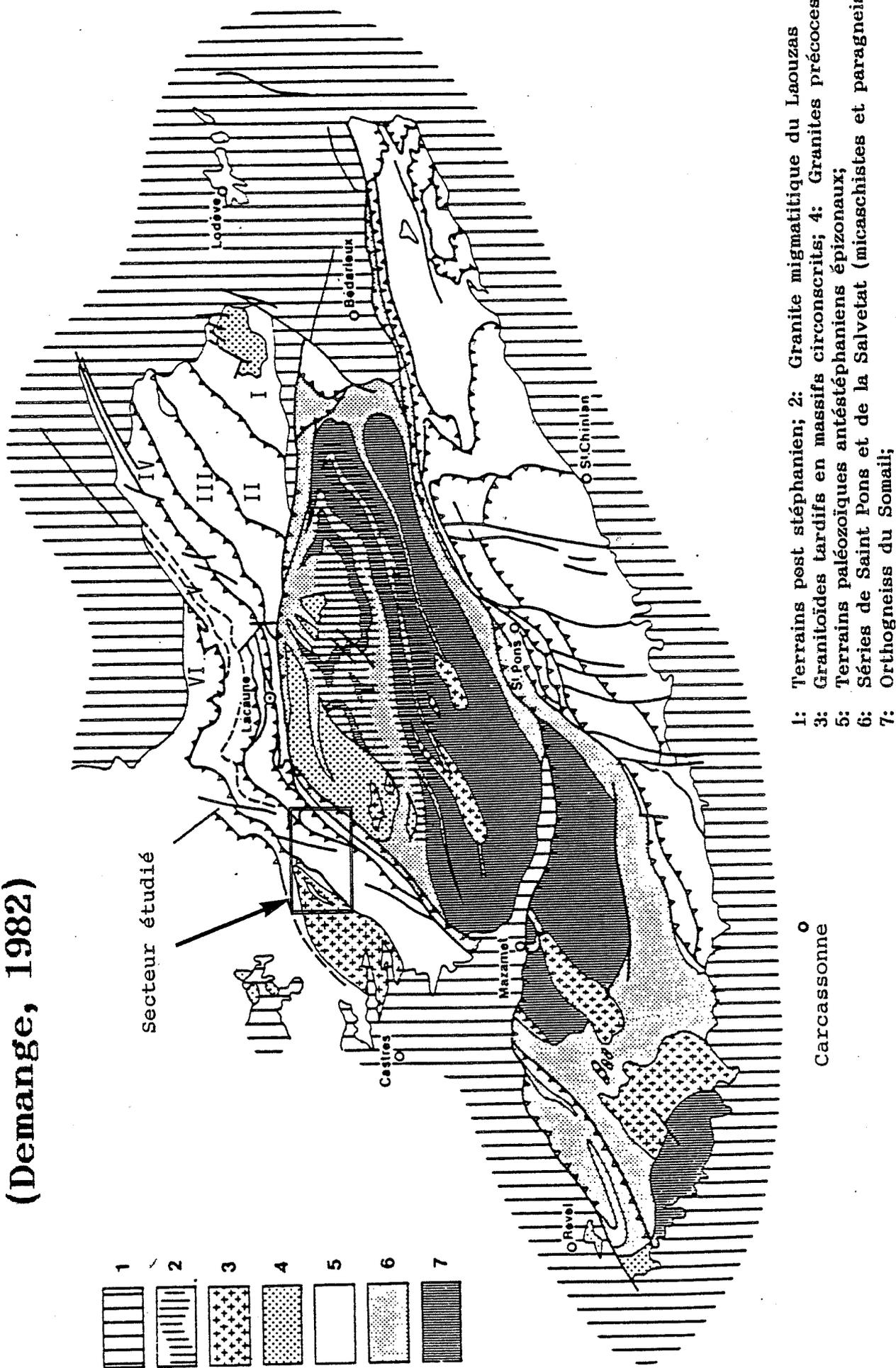
Le versant sud est un ensemble de terrains paléozoïques (Cambrien au Viséen) épimétamorphiques, plissés en grandes nappes et globalement en position inverse.

Le versant nord est constitué de terrains paléozoïques (Cambrien à Silurien), faiblement métamorphiques, qui forment un système complexe d'écaillés ; le versant N est séparé de la zone axiale par la faille des Monts de Lacaune.

1-2 *Structure du versant nord de la Montagne Noire*

Le versant septentrional de la Montagne Noire est constitué d'écaillés. Ces écaillés sont des unités lithostructurales allongées de direction N20 à N30. Elles sont séparées par des discontinuités tectoniques majeures (Thoral, 1937 ; Gèze, 1949 ; Donnot et Guérangé, 1978 ; Prian 1980) et se superposent le long de plans de chevauchement qui plongent modérément vers le NW. Elles se disposent d'Est en Ouest selon le schéma suivant, classiquement reconnu (dénomination Prian, 1980, pour les écaillés des monts de l'Est de Lacaune) :

Schéma structural de la Montagne Noire. (Demange, 1982)



Monts de l'Est de Lacaune

- Unité d'Avène-Mendic (I)
- Unité de Mélagues (II)
- Unité de Brusque-Rocozeis (III)
- Unité de Merdellou (IV)
- Unité de Peux-Promilhac (V) Unité de Murasson
- Unité de Mounès-Magdas
- Unité d'Escripy (VI)

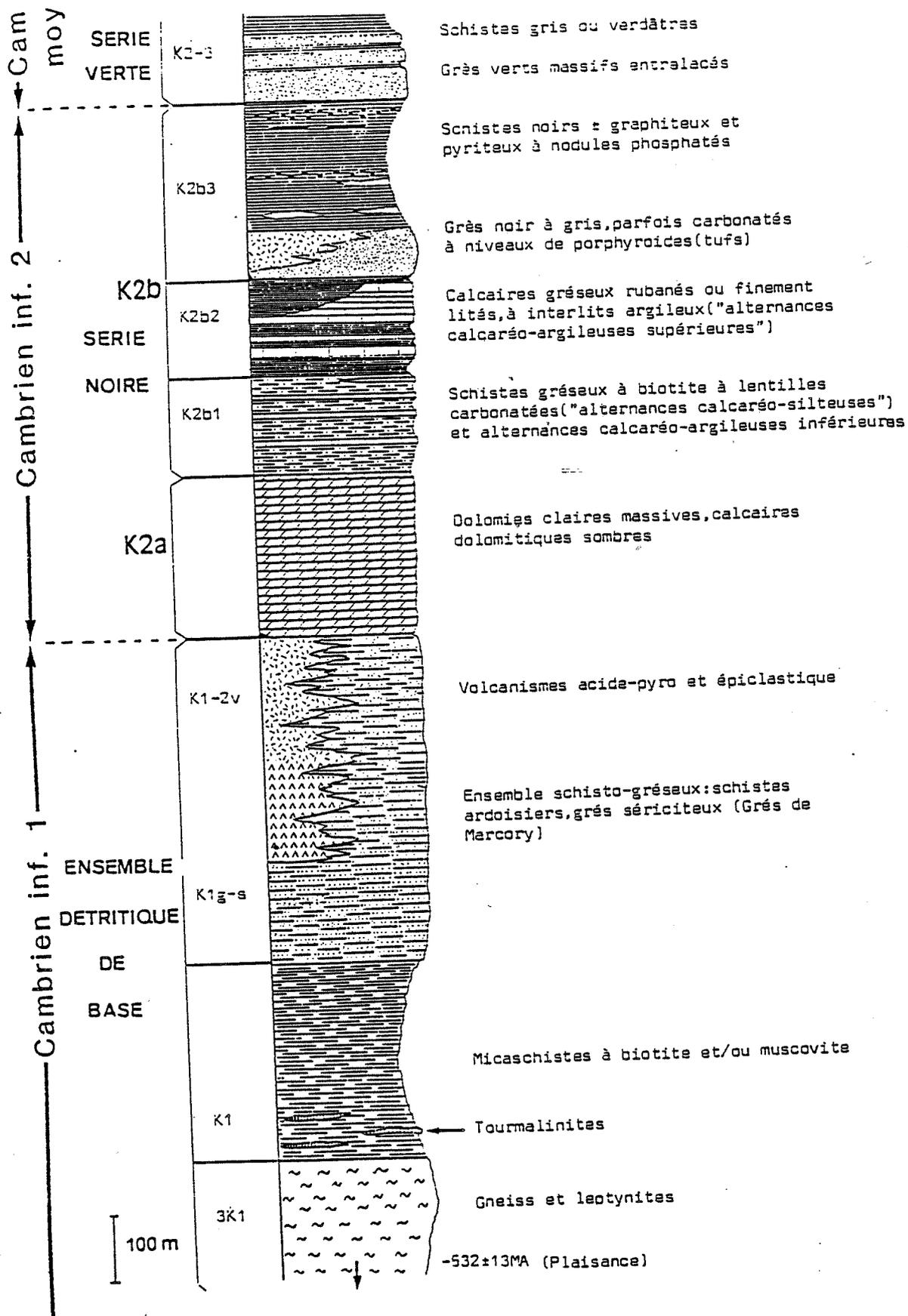
Le gisement de Fumade est situé dans les monts de l'Ouest de Lacaune. Il fait partie d'unités qui se trouvent entre la zone axiale au SE et le massif granitique du Sidobre au NW. Ces unités ont des dénominations assez variées. Je reprendrai pour comparaison les désignations de Gèze (1949) et de Landes (1980).

Zone axiale	
Faille des Monts de Lacaune	
Landes 1980 (Debertrand 1983)	Gèze 1949
Unité Fontbonne-Calmejanne Unité du Thioys Unité Gijounet-Lagarrigue Unité Carausse-Faydel Unité de la Sagne	Unité Cambounès-Lacaune
Unité des ardoisières	Unité de Fontbelle-Esperausses
Massif du Sidobre	

L'unité qui nous intéresse plus particulièrement est celle des Ardoisières (Unité de St Salvy-Viane, Safa et al, 1987 ; Unité Peux-Ouyre, Couilloud, 1988).

Selon Prian, 1980, l'unité des Ardoisières se raccorderait à l'unité de Peux-Promilhac, située au NE de Lacaune, qui disparaît au SW de Barre. Cette disparition est liée à des facteurs tectoniques qui font que les terrains de l'unité de Peux-Promilhac passent sous l'unité de Mounès-Magdas et que le niveau d'érosion atteint n'est pas suffisant pour les faire apparaître.

FIGURE I-2



Succession lithostratigraphique régionale
(Couilloud, 1988).

2- La Bordure Sud-Est du Sidobre

2-1 *Lithostratigraphie*

Les terrains constituant le versant nord de la Montagne Noire ont un âge compris entre le Précambrien (Protérozoïque probable) et le Silurien.

Les unités situées au SE des Monts de l'Est de Lacaune (Avène-Mendic, Mélagues) sont les mieux datées (Thoral, 1935 ; Rolet, 1973, Capera et Courtessole, 1977), car elles sont plus riches en fossiles : niveaux du Cambrien moyen et du Trémadoc inférieur.

La partie NW est moins bien datée : niveau du silurien dans l'unité de Murasson (A. Centene, 1977).

Les terrains qui nous intéressent, c'est à dire les Monts de l'Ouest de Lacaune, n'ont pu être datés en raison de l'absence de fossiles, mais certaines corrélations avec les données stratigraphiques du versant sud de la Montagne Noire permettent de les attribuer au Cambrien inférieur et moyen. Il a été établi la succession lithologique suivante (figure I-2), que l'on retrouve dans P. Safa et al (1987), D. Couilloud (1988), de la base au sommet de la série : l'ensemble détritique de base (K₁ Géorgien moyen et inférieur), équivalent probable des grès de Marcory du versant sud (Gèze, 1949), la série Noire constituée à la base d'une séquence carbonatée (K_{2a} Géorgien supérieur), suivie d'un ensemble schisto-grésocarbonaté (K_{2b} partie supérieure du cambrien inférieur), la série Verte (K₂₋₃ cambrien moyen) qui débute par un ensemble schisto-gréseux vert.

2-2 *Le métamorphisme régional*

Il est de faible intensité. Selon Béziat (1974), tous les faciès de la zone Sud du Sidobre présentent le faciès métamorphique des "schistes verts" (zone à séricite-chlorite). D'après Barras (1979), on atteindrait la zone à biotite. Cette observation est confirmée par Debertrand (1983) qui observe la présence de biotite dans la partie SE de l'unité des Ardoisières. Le problème de la présence de biotite est de savoir si elle correspond dans le secteur étudié au métamorphisme régional étant donné que le métamorphisme de contact du Sidobre conduit également à la formation de biotite. Il est probable que la zone à biotite existe réellement, Debertrand l'ayant observée à une distance raisonnable du massif du Sidobre, où l'influence du granite ne se fait pas sentir. Le métamorphisme régional est oblitéré par le métamorphisme de contact du granite du Sidobre dans la partie NW du secteur étudié. Couilloud (1988) se sert de la biotite pour estimer les conditions maximales du métamorphisme à T° = 500 °C et P_f = 2 à 3 Kb.

2-3 Les déformations souples et la tectonique cassante (P. Beziat, 1973)

Phase D₁ :

Elle correspond à une transposition totale des structures et est accompagnée d'une importante schistosité de flux S₁ parallèle à la stratification S₀ (d'une manière générale N40° à pendage NW). Cette schistosité, comme le souligne P. Beziat : "... se marque par une orientation planaire des grains clastiques, des minéraux du métamorphisme régional à savoir la séricite, la chlorite, la muscovite et, par un étirement des lits gréseux, des nodules phosphatés et calcaires." . Il est difficile de l'observer dans le secteur qui nous intéresse à cause d'une très forte schistosité S₂ qui se superpose à la S₁ et qui l'oblitére.

Phase D₂ :

C'est la déformation majeure hercynienne. Elle se marque par des plis semblables droits, déjetés ou couchés à vergence SW, accompagnés d'une schistosité de plan axial d'orientation N60 à EW. Cette schistosité est marquée par une forte crénulation de S₀-S₁ et par une réorientation des éléments lithologiques. L'évolution du style des plis vers l'isoclinalisation correspond au passage de la schistosité d'une orientation sub-verticale et de type crénulation dans les plis droits à une schistosité peu inclinée et de type strain slip dans les plis déjetés et couchés. Dans l'auréole de métamorphisme du Sidobre, la schistosité de strain slip se transforme du fait des recristallisations en schistosité de flux.

Phase D₃ :

Cette déformation correspond à un serrage W-E des structures préexistantes (D₁-D₂). Elle se manifeste par une déformation des structures de phase 2 (courbures et plongements variables des axes de phase D₂), par des plis droits ou déjetés vers l'E de direction moyenne N-S à N20 et d'amplitude décamétrique, accompagnés d'une schistosité plus grossière que S₂, de strain slip ou de crénulation dans les niveaux argileux et de fracture dans les niveaux gréseux, et par des ondulations des surfaces 2.

Phase D₄ :

Elle se traduit, sur le terrain par une variation du plongement des axes 3 vers le Nord ou vers le Sud. L'axe de ces ondulations est environ N110° avec des rejeux cassants N40-N150. Beziat (1973) ne précise pas l'orientation des plans axiaux. Cette phase serait postérieure à la mise en place des massifs tardi-orogéniques et serait à l'origine de forts diaclasages dans le granite, des failles avec décrochement vertical de la bordure du massif de l'Agoût et des failles avec décrochement horizontal du Thoré et du Gijou.

Les phases tardives et tectonique cassante :

Quatre directions principales de fracturation sont observées :

- N120° - N150°
- N80° - N110° conjuguée
- N-S
- N60°

Un diaclasage général NS et EW affecte l'ensemble des roches.

La phase responsable de la structuration en écailles du versant nord de la Montagne Noire est controversée. Brunel (1974) associe cette structuration à l'exagération des plis de phase D₂, Donnot et Guérangé (1978) pensent qu'elle serait liée à une phase tardive d'écaillage. Prian (1980) de son côté propose pour des raisons paléogéographiques de grands charriages cisailants précoces suivis d'une phase d'écaillage correspondant à la phase D₂ par l'exagération de plis couchés en pli faille.

3- Le secteur entre Brassac et Ferrières

3-1 Vue d'ensemble du secteur étudié et définition de panneaux homogènes (figures I-3, I-4)

Le secteur étudié est limité au Sud par la vallée de l'Agoût, à l'Ouest par le Massif du Sidobre, à l'Est par le contact anormal avec l'unité de Cambounès-Lacaune et au Nord par la route Sablayrolles-Vabre (D66).

Ce secteur correspond à une enveloppe assez large du gisement. Il fait partie de l'unité des Ardoisières et peut être décrit par quatre sous-unités :

- l'Unité du Moulin Paradou
- l'Unité de Bastharens
- l'Unité de Fumade
- l'Unité de Ferrières

séparées par des contacts anormaux et de contenu lithostratigraphique un peu différent, mais appartenant à la série Noire et à la série Verte.

FIGURE I-3

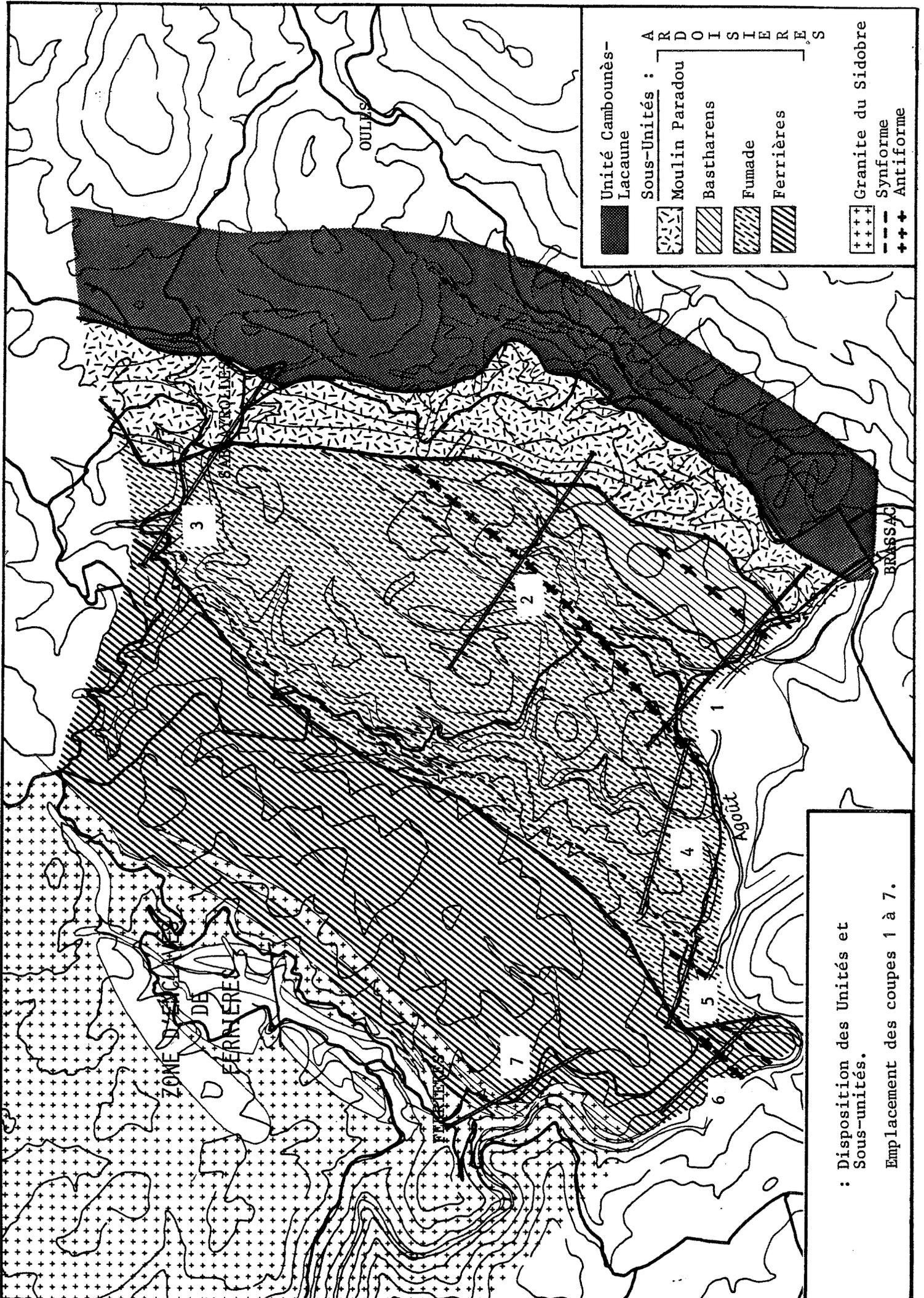
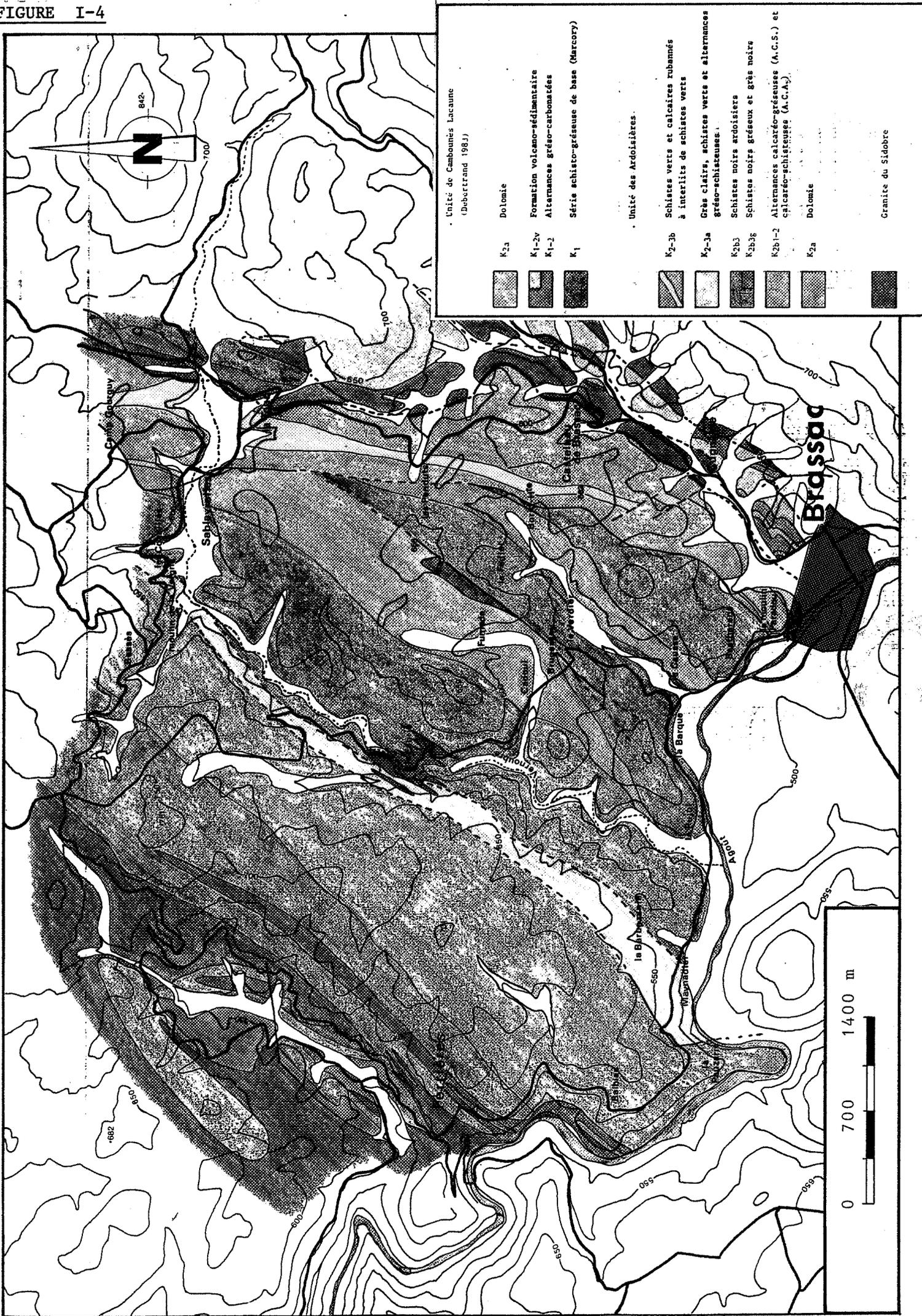


FIGURE I-4



3-2 Lithostratigraphie et extension des sous-unités (figure I-5)

a) Unité du Moulin Paradou

On observe la succession suivante, de la base vers le sommet :

- schistes verts à gris-vert, à petites lentilles rougeâtres ou ocres pouvant correspondre à la dissolution de lentilles calcaires ;
- Calcaires rubanés (lits millimétriques à centimétriques), à interlits de schistes verts, devenant plus gréseux vers le sommet ;
- Schistes gréseux verts à amandes calcaires et niveaux de tufs passant progressivement à des schistes verts plus foncés, massifs ;
- Calcaires et schistes surmontés de grès gris-vert à noirs et schistes noirs.

Les calcaires rubanés à interlits schisteux servent de niveaux repère. Il est facile de les suivre vers le NNE jusqu'à la Rouziolle mais ils disparaissent à l'affleurement et on ne les retrouve qu'au niveau du hameau de La Tour. Cette unité continue au delà du moulin du Pont et de Camp Gourguy. Le niveau calcaire principal semble décalé du côté de Payrolle par des failles sensiblement NW-SE.

b) Unité de Bastharens

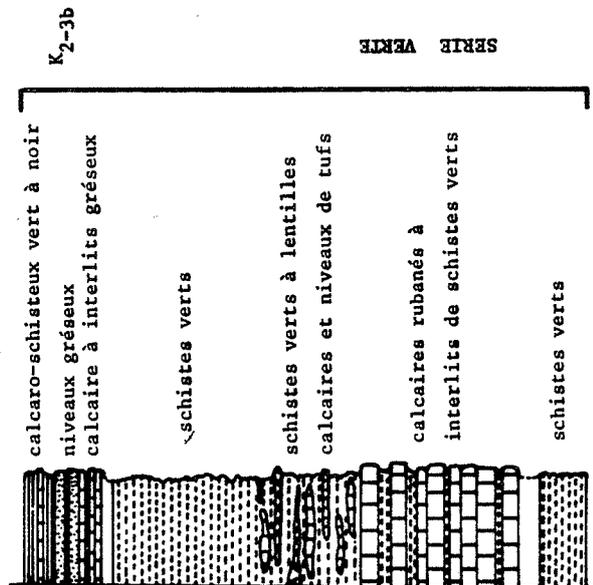
C'est un petit ensemble constitué uniquement de schistes noirs à niveaux riches en nodules phosphatés. Ils se pincent vers le Nord entre l'unité de Fumade et l'unité du Moulin Paradou. Le contact avec l'unité de Fumade est souligné par une zone broyée constituée de quartz et d'oxyde de fer. Cette zone apparaît très bien entre les calcaires du Causses et Bastharens.

c) Unité de Fumade

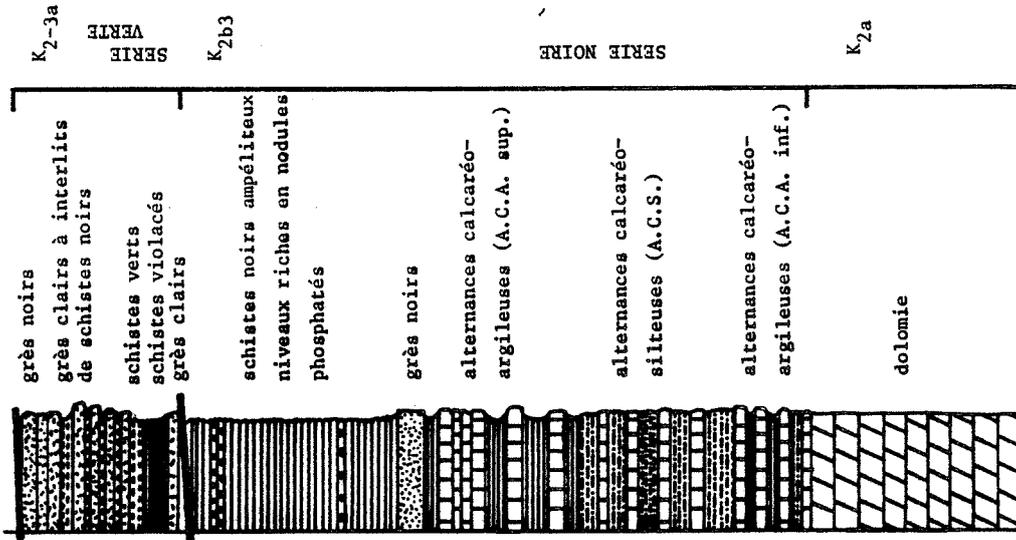
C'est l'unité qui est la mieux connue lithostratigraphiquement grâce aux nombreux sondages faits au cours de l'exploration du gisement. La série, sédimentaire de la base au sommet, comprend (SAFA et al, 1987) :

- des calcaires dolomitiques et dolomies claires massives correspondant au K_{2a}. On peut estimer son épaisseur à 150 m.
- des alternances calcaro-silteuses (150 m) contenant un passage de calcaires plus ou moins rubanés à intercalations pélitiques ou alternances calcaro-argileuses inférieures (30 à 50 m) K_{2b1}.
- des alternances calcaro-argileuses supérieures (100 m) K_{2b2}.
- les schistes noirs à niveaux riches en nodules phosphatés avec un niveau plus gréseux à la base (150 m) K_{2b3}.
- les schistes noirs sont surmontés par la série Verte constituée d'alternances de schistes verts et de grès psammitiques clairs.

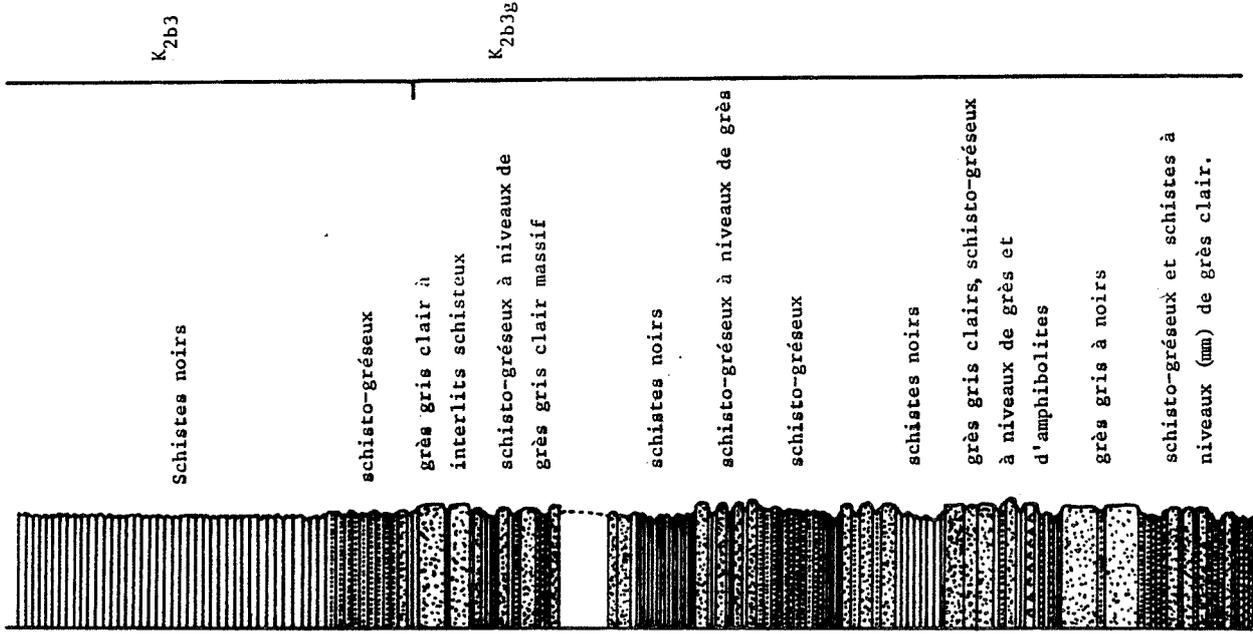
UNITE DU MOULIN PARADOU



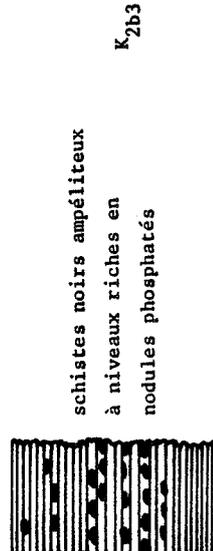
UNITE DE FUMADE



UNITE DE FERRIERES



UNITE DE BASTHARENS



Successions lithostratigraphiques des sous-unités étudiées entre Brassac et Ferrières.

Cet ensemble de terrains est intrudé, au NW de Cadoul par le petit massif granitique de la Fabrié.

Tous ces terrains sont bien reconnus au niveau du gisement, mais sont difficiles à suivre en surface. Il semble même que l'on ait des variations d'épaisseur du Nord vers le Sud de certains niveaux (Alternances calcaires K_{2b}(1-2-3)). Il est facile de se rendre compte en sondage que les alternances calcaires sont plus épaisses au Nord. D'autre part, ces alternances calcaires semblent disparaître vers le Sud, on ne les retrouve pas à l'affleurement sur les coupes effectuées le long de la route Brassac-Ferrières, ni à l'Est de la Barbazanié. Ces calcaires sont probablement remplacés latéralement par des schistes noirs.

Au Nord, dans le secteur de Sablayrolles, il est probable que l'on retrouve la continuité des niveaux calcaires observés au Sud. Il est difficile d'être affirmatif du fait du manque d'observations entre le dernier sondage effectué au Nord de Fumade (Fu 43) et Sablayrolles, mais on peut associer les alternances grésocalcaires qui affleurent au centre de Sablayrolles au sud du pont sur le Vernoubre aux alternances calcaréo-silteuses décrites en sondages (Safa et Al., 1986 ; Couilloud, 1988).

La série Verte que l'on peut décrire avec précision sur la route de Brassac-Ferrières au niveau du chemin qui monte vers la Barbazanié (figure) est caractérisée par la lithologie suivante (log stratigraphique, figure I-5) : reposant directement sur des schistes noirs, à la base on observe une barre constituée d'un grès gris-blanc psammitique (grès clair) surmontée de schistes violacés et de schistes verts plus ou moins rubanés, suivis d'un niveau important d'alternances de grès clairs et de schistes sombres. En allant vers le Nord, la série Verte apparaît légèrement modifiée. Au NW au dessus de Valez-haut, on observe la succession lithologique suivante : schistes noirs de la série Noire, alternances grès clair (ocre à ocre-vert) - schistes noirs, schistes noirs avec quelques niveaux de grès noir, grès clair (ocre à ocre vert) légèrement rubanés, alternance grès clair - schistes gréseux noirs, alternances grès clair (beige) - grès noir, schistes clairs à muscovite-andalousite. On peut suivre cette succession vers le NE latéralement, jusqu'au Moulin de la Vergne et les Couailles au niveau de la D66. Il apparaît que la série Verte décrite à la Barbazanié est tronquée à la base (disparition des grès de base et des schistes verts) ; on peut donc se demander si la nature du contact entre la série Noire et la série Verte est normale ou anormale ?

d) Unité de Ferrières

Cette unité présente une lithologie légèrement différente (log lithostratigraphique figure I-5) par rapport à celle de l'unité de Fumade. Elle débute par un ensemble monotone constitué d'alternances de grès noirs en bancs centimétriques à décimétriques et de schistes noirs, surmontées de

schistes noirs généralement homogènes et parfois rubanés (Log stratigraphique : figure I-5). Cette série peut s'apparenter à la série Noire observée dans l'unité de Fumade mais elle est beaucoup plus gréseuse. Elle semble reposer en contact anormal sur la série Verte, le contact se situe, au sud, au niveau de Maynadier et, au Nord, à l'Ouest du Moulin de la Vergne. Il est impossible de suivre latéralement les terrains que l'on peut voir en bordure de la route Brassac-Ferrières à cause du manque d'affleurement sur le plateau situé entre le Travez, au Sud, et Bessès, au Nord. Mais on retrouve cette série en bordure de la D66 entre l'Indienne et la Fondalbert.

Il est difficile de rattacher la zone d'enclaves de Ferrières directement à l'unité de Ferrières. Les dolomies de ce secteur sont probablement du K_{2a} et sont donc stratigraphiquement en dessous des schistes noirs. Si cette zone d'enclaves est en contact normal avec l'unité de Ferrières les terrains de l'unité de Ferrières sont en position inverse. Sinon il est nécessaire que cette zone d'enclaves soit en contact anormal sur l'unité de Ferrières. Si cette dolomie correspond bien à du K_{2a} la série sédimentaire est légèrement différente de celle de Fumade les schistes noirs faisant directement suite à la dolomie, les alternances calcaro-schisteuses étant absentes (lacune ou passage latéral de faciès ?). Dans le cadre de ce travail cette zone n'a pas été reconnue (rapport B.R.G.M., 1978).

3-3 Structurale

a) Phases tectoniques reconnues sur le terrain (figures I-6, I-7)

Phase ϕ_0

Il existe la possibilité d'une phase précoce en plis ouverts sans schistosité apparente. On constate en effet, dans les zones non verticalisées par les phases postérieures, que les axes de la phase ϕ_2 ont une direction générale N40, mais localement on trouve des directions N70 à N110.

Phase D₁

Cette phase n'a pas été reconnue sur le terrain, probablement à cause de la phase ϕ_2 et du métamorphisme de contact du Sidobre qui en oblitère la trace.

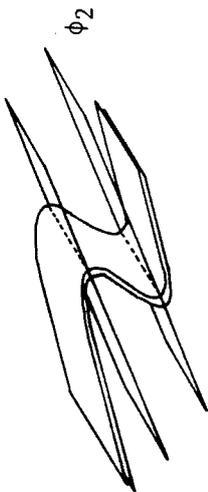
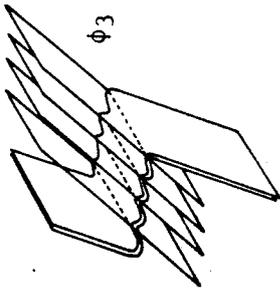
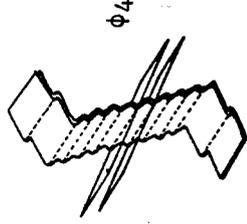
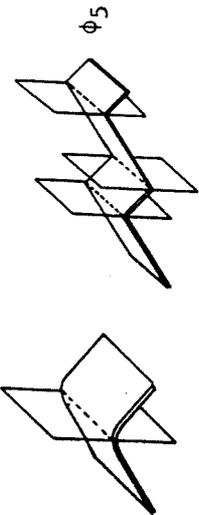
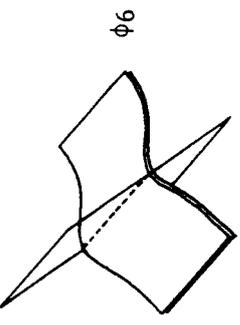
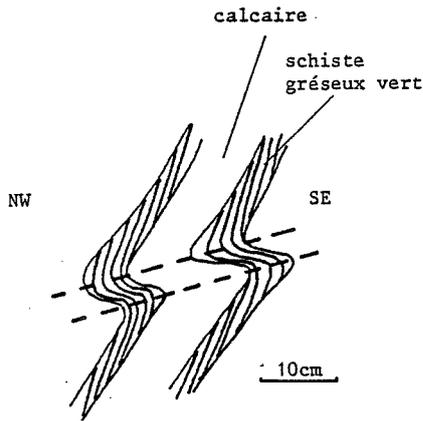
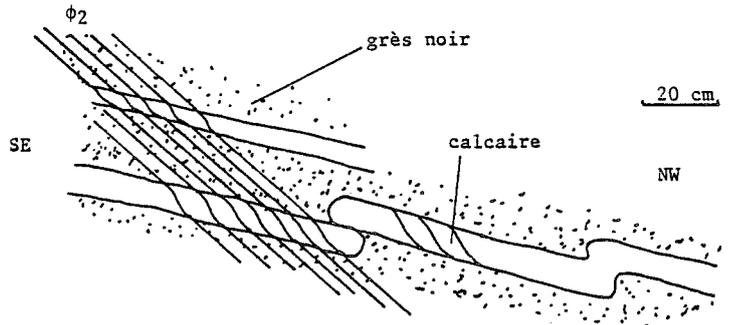
Phases	Type de schistosité	Valeur moyenne P.A.	Amplitude des structures	
ϕ_2	Schistosité de flux		hectométrique à plurihectométrique	
ϕ_3	Schistosité de strain slip	20 W 45	métrique	
ϕ_4	Schistosité de strain slip	45 SE 45	décimétrique à métrique	
ϕ_5	Schistosité de strain slip	40 subvertical	décimétrique à décamétrique	
ϕ_6	Schistosité de fracture	150 NE 80	décimétrique possible à plus grande échelle.	

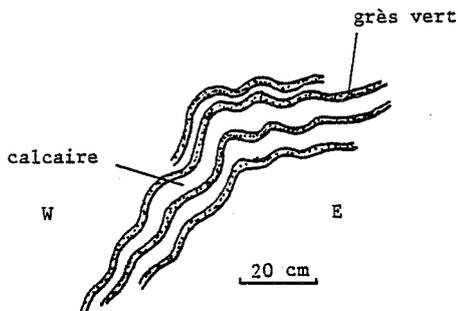
Figure I-6 : Tableau synthétique des phases de plissements.



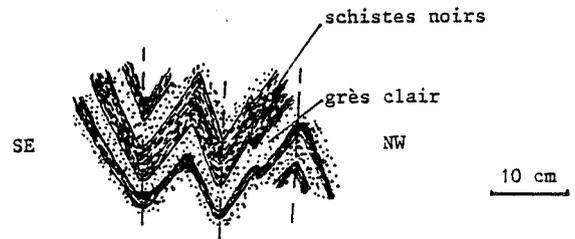
a- Moulin Paradou
Pli ϕ_3 plissant S_2



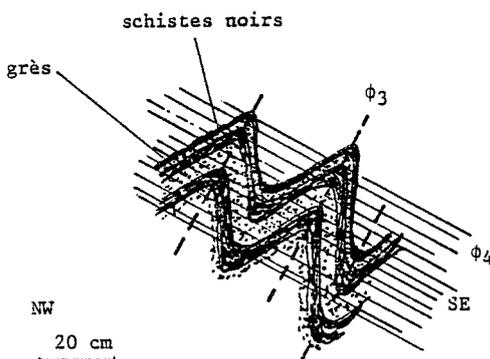
b- Sablayrolles (près du pont)
réfraction de S_2 dans les niveaux calcaires (A C S)



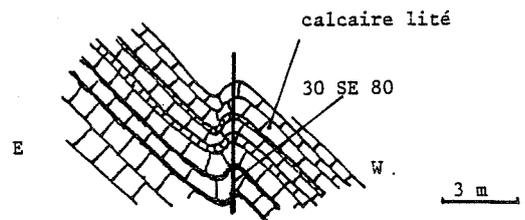
c- Sablayrolles (sortie NW)
Pli ϕ_4 dans les alternances.



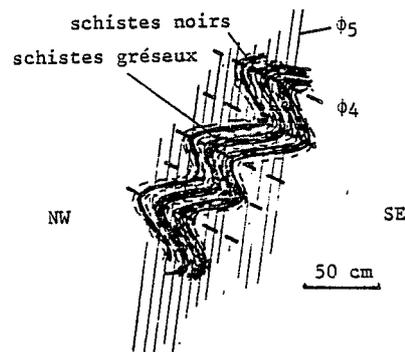
d- Les Couailles
Plis ϕ_5 dans la série verte.



f- Ferrières
Plis ϕ_3 recoupés par S_4



e- Le Causse
Pli ϕ_5 associé à une fracture plan axial du pli.



g- Balbiac
Plis ϕ_4 recoupés par S_5

Figure I-7 ;

Relations entre les différentes phases
et quelques exemples d'architecture de
plissements.

Phase ϕ_2 = Phase D₂

C'est la phase majeure synschisteuse, accompagnée d'une schistosité de strain slip pouvant passer à une schistosité de flux en liaison avec le métamorphisme de contact du Sidobre. Cette phase produit des plis à toutes échelles (centimétrique à kilométrique), en général déversés vers le SE avec des axes de direction moyenne N20 à N40. Elle est responsable de la structure de Fumade (antiforme de Fumade). Elle est clairement replissée par les autres phases (figure a, S₂ replissée par ϕ_3).

Phase ϕ_3

C'est une phase qui est bien développée à l'Est dans l'unité du Moulin Paradou et dans l'unité de Batharens ainsi qu'à l'Ouest dans l'unité de Ferrières. Elle se traduit par des plis centimétriques à décimétriques accompagnés d'une schistosité de strain slip d'orientation 160 SW 50 à 40 NW 40. Elle recoupe les structures ϕ_1 (La Pazarié) et est déformée par les phases tardives à kinks et à diaclases, ainsi que par la phase ϕ_4 . Il n'y a pas de structure majeure associée à cette phase. Les rapports entre ϕ_3 et ϕ_4 , observés près de Ferrières démontrent que S₄ n'est pas affectée par les plissements de phase ϕ_3 (figure I-7f). ϕ_4 est donc postérieure à ϕ_3 .

Phase ϕ_4

C'est une phase verticalisante. Elle se développe en couloirs obliques sur les structures précoces. Elle s'accompagne d'une très forte schistosité de strain slip transposante d'orientation moyenne 45 SE 45. Ces zones verticalisées sont d'E en W dans les secteurs de :

- Batharens - Borio-Haute
- Le Pujol - Valez
- La Barbazanié
- Balbiac-Ferrières

Cette phase est probablement responsable des zones verticalisées que l'on observe en sondage. Des plis de phase ϕ_4 observés près de Balbiac sont recoupés par la schistosité ϕ_5 qui est de toute évidence postérieure (figure).

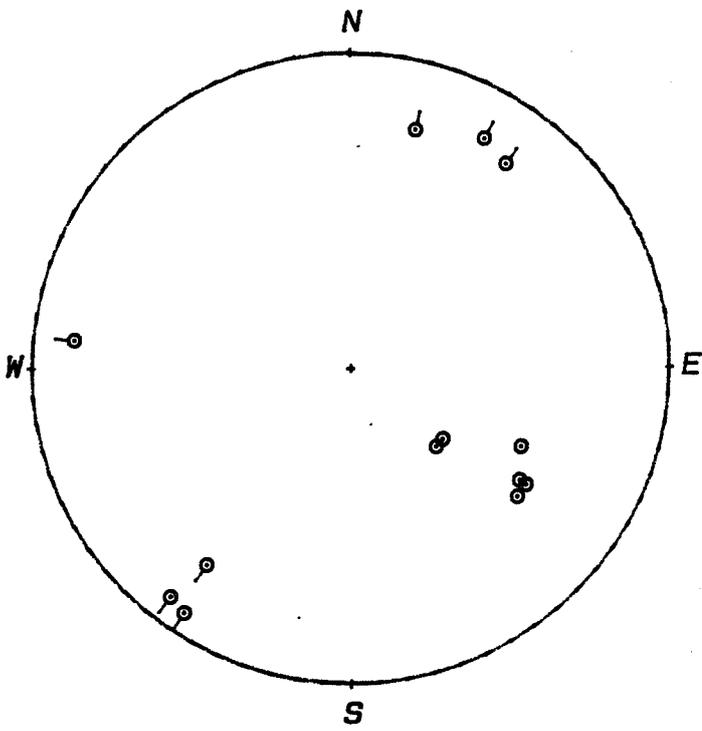
Phase ϕ_5 = Phase D₃

Elle se traduit sur le terrain par des plis ouverts, des plis en kinks ou en Z, ainsi que des ondulations locales. Elle s'accompagne dans les roches les plus incompetentes (calcaires et alternances) de failles verticales à subverticales. Ces plis sont accompagnés d'une schistosité de strain slip et d'une crénulation remarquablement ubiquiste d'orientation N40 subverticale variant localement à N20. Elle crée des ondulations locales, mais vraisemblablement pas de grandes structures.

POLE		AXE
DE PLAN AXIAL		
⊙	Phase 2	⊙—
□	Phase 3	□—
△	Phase 4	△—
■	Phase 5	■—
▲	Phase 6	▲—
●	Stratification	

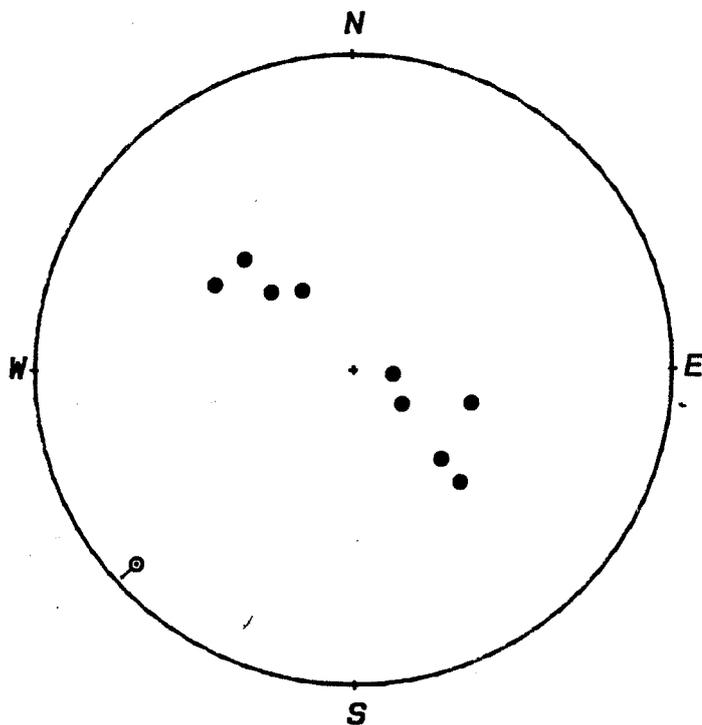
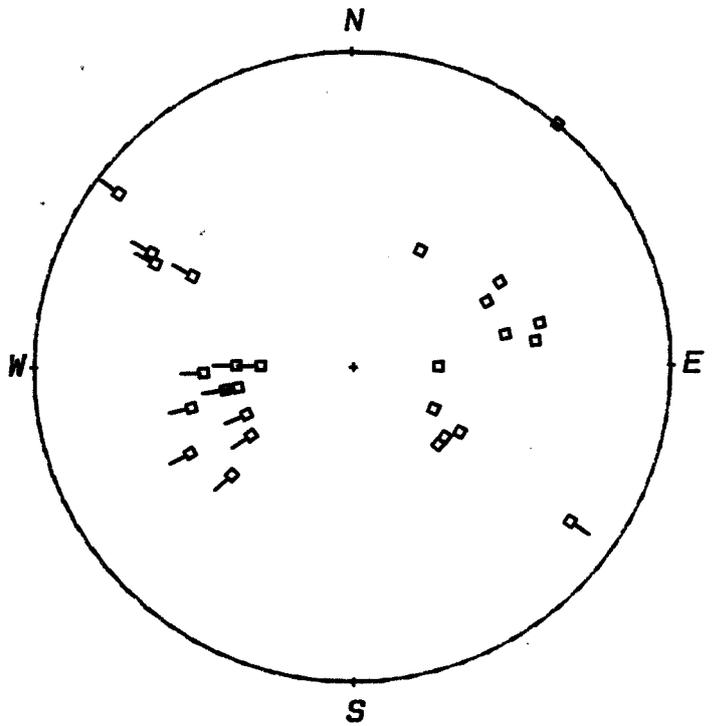
Légendes des symboles utilisés dans les diagrammes de Wulf
(Projection dans l'hémisphère inférieur)

FIGURE I-8



a- Moulin Paradou
Phase ϕ_2

b- Moulin Paradou
Phase ϕ_3



c- Bastharens
Antiforme de phase ϕ_2

Phase ϕ_6 (Figure I-12)

Elle se traduit par une schistosité de fracture, créant un champ de diaclases N130-150 subverticales ; elle s'accompagne de plis en kinks mais aussi de grandes ondulations régionales importantes cartographiquement. Elle interfère avec les autres phases, formant notamment avec ϕ_2 des dômes et des bassins complexes clairement postérieurs à la schistosité de strain slip ϕ_4 qui tourne régionalement.

Les phases tardives et schistosités de fracture

Il est difficile d'établir une chronologie de ces phases tardives, les numéros attribués ne sont là que pour les distinguer.

Phase ϕ_7 = Phase D₄

On observe sur le terrain une fracturation d'orientation 100 N 30 à 50, mais pas de plis associés. Cette phase pourrait être très importante dans la mesure où elle semble former dans le secteur de Fumade un couloir déterminant le dôme de dolomies de Fumade. On constate que sur ce dôme s'alignent, suivant l'orientation N100-N110, le massif granitique de la Fabrié et un changement d'orientation des structures évident au niveau de la bande de calcaire du Causse passant de N20-30 à N10.

Phase ϕ_8

C'est une schistosité de fracture 150 à 20 W 50 sans plis associés. En se combinant avec les phases tardives ϕ_5 , ϕ_6 , ϕ_7 , de par un développement intense dans les schistes noirs, sans plissements apparents, elles donnent à la roche un débit parallélépipédique très spectaculaire.

b) Structure des sous-unités (figure I-13 et I-14 ; coupes 1 à 7)

Unité du Moulin Paradou

Quatre phases tectoniques y sont reconnues :

la phase ϕ_8 qui se traduit par des diaclases répétitives (centimétriques) d'orientation 140 NE 75. L'orientation de ces diaclases reste constante à l'échelle de ce secteur. Elles sont accompagnées d'ondulations molles.

La phase ϕ_3 , primordiale dans ce secteur, donne dans la partie sud des plis d'axes 58 SW 15 (figure I-8b) passant vers le nord à 90 W 50 et à l'Ouest de Payrolle à 120 NW 20. La dispersion des axes 3 est sans doute à lier aux phases tardives. On constate, en effet, que la S_0 moyenne est plus redressée au Sud (40 NW 45-80) qu'au Nord (10-60 NW 20-60).

La phase ϕ_2 est la phase principale. Elle donne de petits plis décimétriques. Les rapports S_0 - S_1 montrent que nous sommes dans le flanc normal d'une même grande structure. L'orientation moyenne de S_2 est 45 NW 70 (Figure I-8a) avec une dispersion de la linéation S_0 NS₂ (axe de ϕ_2) par la

phase ϕ_6 de 40 SW 15 à 115 W 10). Il est possible que certains petits plis centimétriques appartiennent à une phase plus précoce que ϕ_2 .

Unité de Bastharens

La structure moyenne de cette petite unité est celle d'une antiforme d'amplitude hectométrique. Elle est probablement à associer à la phase de plissement ϕ_2 . Son axe a une orientation 20 SW 55 (figure I-8c) et son plan axial approximativement 40 NW 85. Cette schistosité peut être confondue avec la schistosité associée à la phase ϕ_5 et il semble que S_5 oblitère S_2 , les deux étant d'orientation très proche. La phase ϕ_2 se manifeste aussi par de petits plis centimétriques (Figure I-9a). On observe une dispersion des axes de 30-40 SW 10 subhorizontal à 30-40 NE 20 subhorizontal par les phases ultérieures. La phase ϕ_3 est présente sous forme de petits plis décimétriques en chaise d'axe 35 SW 35 et de plan axial 20 W 50.

Les phases ϕ_4 , ϕ_3 et les phases tardives de fracturation ϕ_8 combinées produisent un débit de la roche en parallélépipèdes et même parfois en "frites".

Unité de Fumade

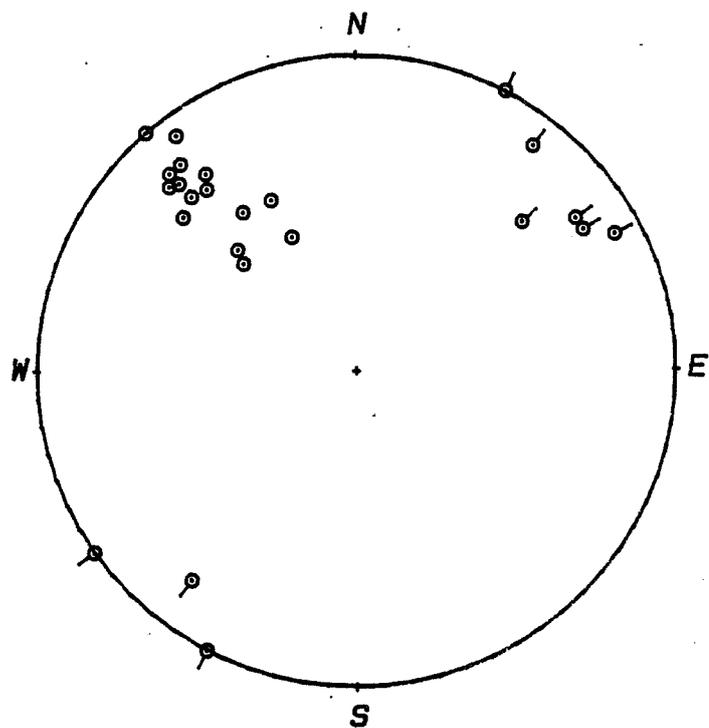
Les formations calcaires à l'Est de cette zone reposent en contact anormal sur les schistes noirs de l'unité de Bastharens. Ces calcaires sont structurés par des plis hectométriques à décimétriques de phase ϕ_2 qui se signalent par des changements dans les rapports schistosité-stratigraphie. La schistosité associée est 35 NW 60. Cette phase ϕ_2 se traduit aussi par des petits plis d'axe 60 SW 20. Plusieurs phases sont reconnaissables dans les niveaux de schistes noirs des alternances calcaro-schisteuses présentes dans les carrières en contrebas à l'Ouest du Causse :

- La schistosité de phase ϕ_3 160 SW 45.
- On observe des plis tardifs de plan axial 30 SE 75 à 30 NW 85 que l'on peut rattacher à la phase ϕ_5 . Cette phase est beaucoup moins visible dans ce genre de terrain, elle se traduit par des fractures 30 SE 80 associées aux plis.

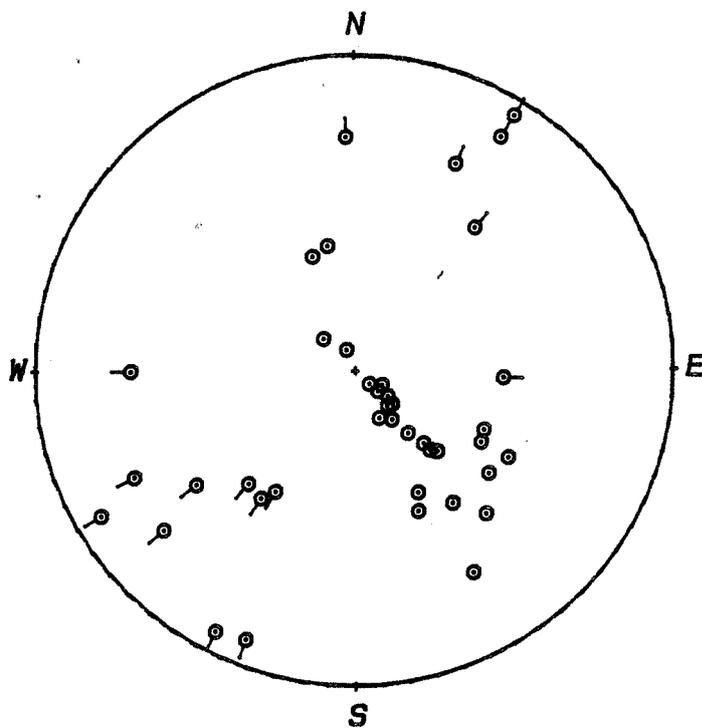
La relation S_2-S_0 permet de dire que la partie W des calcaires dit du Causse est en flanc inverse.

Cette bande de calcaires est facile à suivre jusqu'à la Borio-Haute la S_0 moyenne se verticalisant 30-40 E 85. Vers le Nord, on note un changement d'orientation des structures lié probablement à la phase ϕ_7 faisant passer l'orientation des calcaires à 10-15 subverticale. Le manque d'affleurement ne permet pas de faire la liaison directement entre les calcaires que l'on trouve du Causse jusqu'aux Penduts et ceux présents au Nord sous le hameau de La Tour, on peut donc douter de la continuité entre ces deux affleurements. Il paraît plus logique d'attribuer les alternances calcaréo-schisteuses de La Tour à l'unité de Moulin Paradou puisqu'on

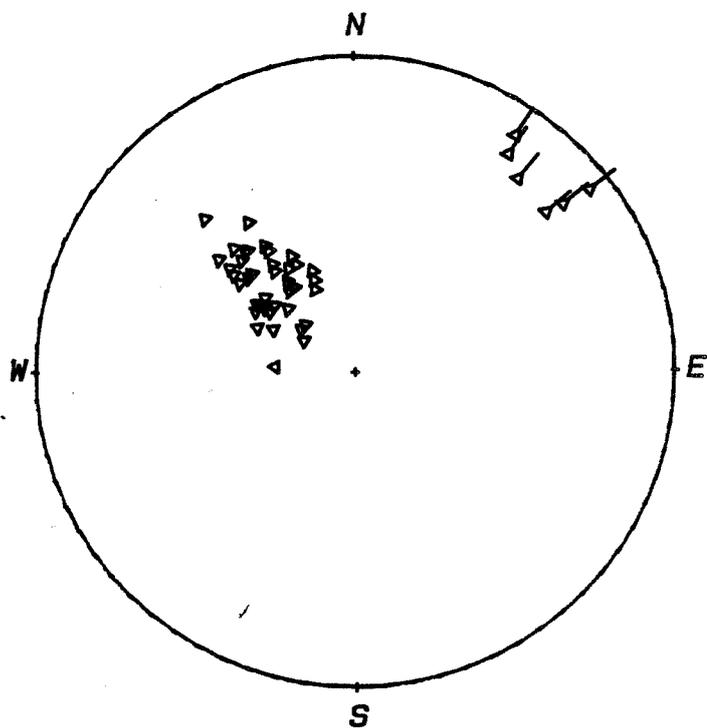
FIGURE I-9



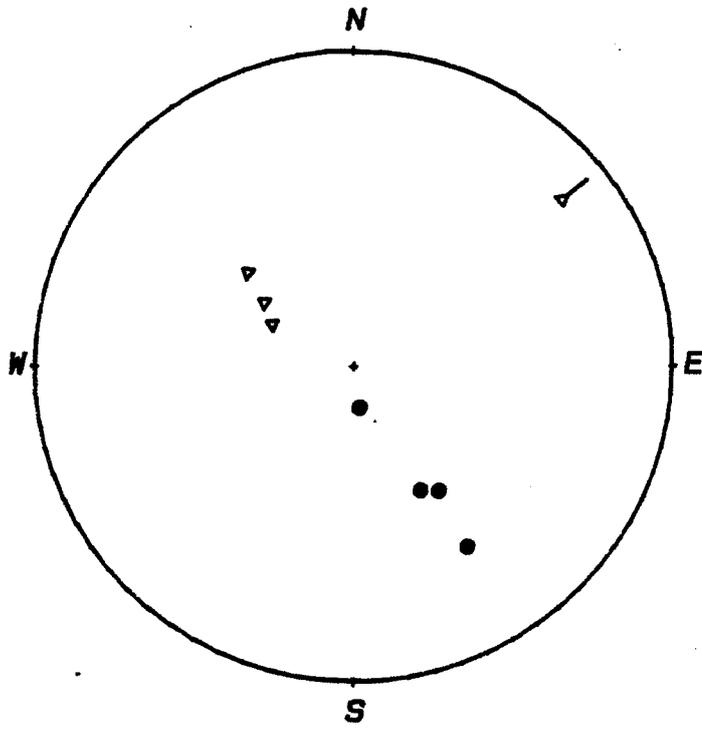
a- Bastharens
Phase ϕ_2



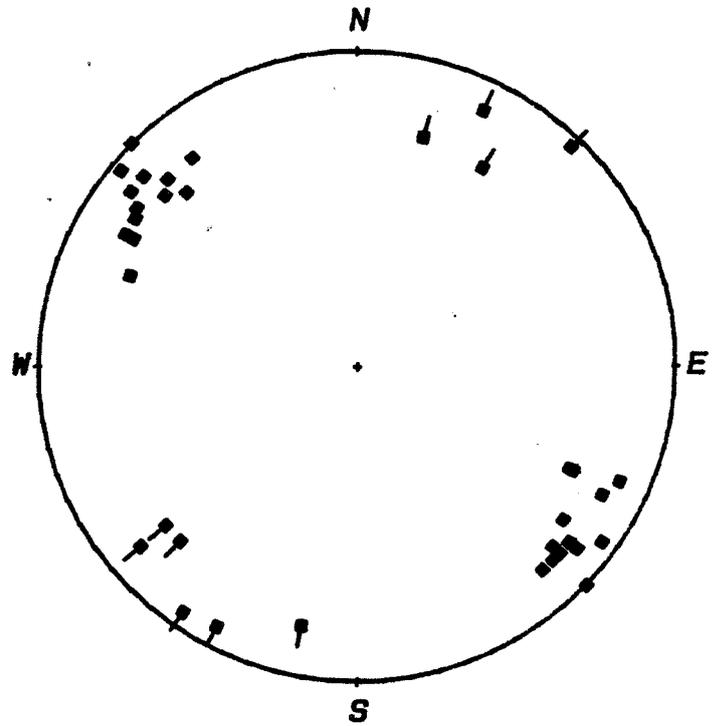
b- Fumade
Phase ϕ_2



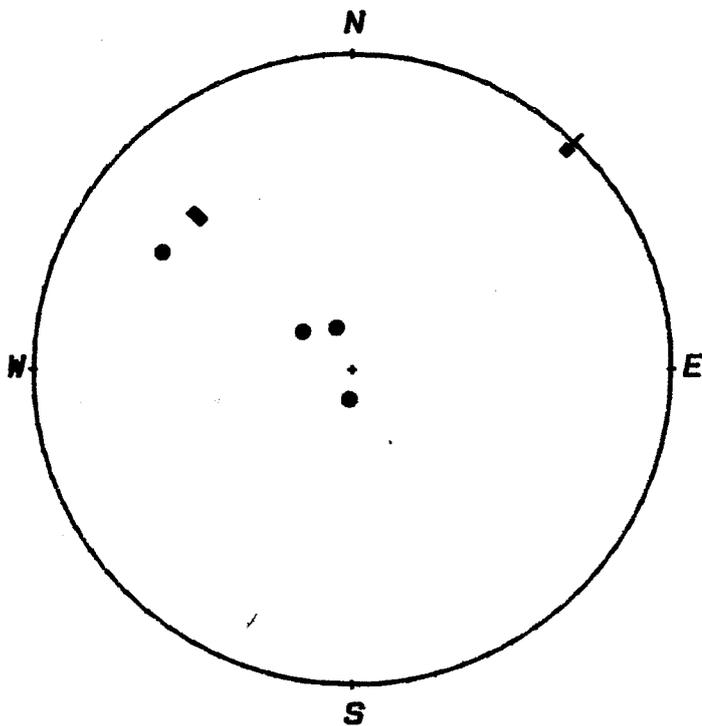
c- Fumade
Phase ϕ_4



a- Fumade
Pli de phase ϕ_4



b- Fumade
Phase ϕ_5



c- Fumade
Antiforme de phase ϕ_5 du Pujol

retrouve des schistes gréseux verts à l'W de La Tour et au carrefour de la D66 et de la D54.

On remarque que dans le secteur N la direction moyenne de la So correspond à celle observée au Causse 20-30 NW 30-50. La structure de cette bande de calcaire est difficile à déterminer, les affleurements étant de petite taille, peu nombreux et dispersés, mais il semble que cette partie corresponde à un flanc normal.

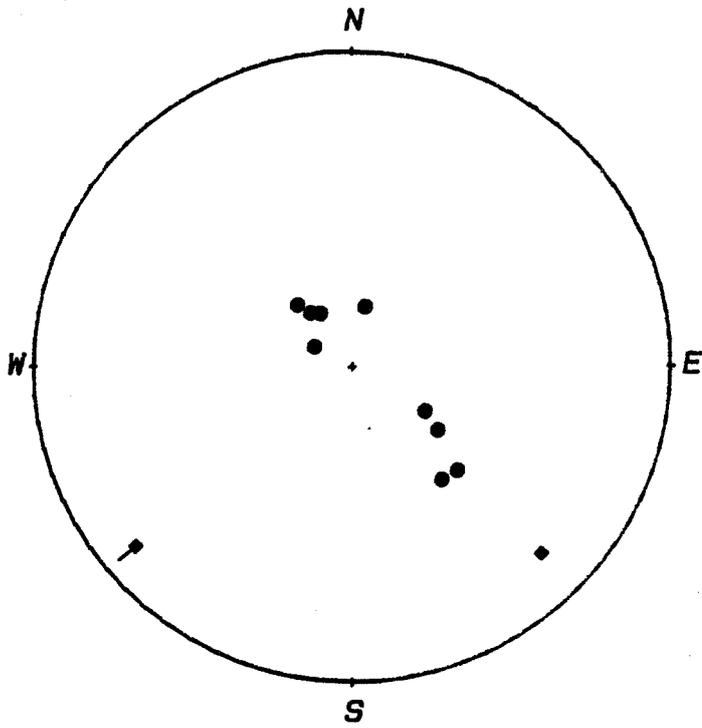
La structure majeure de cette unité est l'antiforme couchée de phase ϕ_2 de Fumade, structure qui correspond au gisement et qui a été reconstituée à partir des sondages. Cette antiforme est coupée par la faille de Fumade d'orientation N10 subverticale entre Fumade et la Fédial. Elle se marque en surface par une zone broyée intensément silicifiée que l'on observe très bien de Brugassou jusqu'à la cote 668 au NNE. Elle correspond à un effondrement relatif du compartiment Est. On retrouve cette antiforme en surface entre La Fédial et Le Verdier, ainsi qu'entre La Barque et Le Pujol, le long de la route Brassac-Ferrières. On observe une zone de charnière et un passage flanc normal - flanc inverse. Cette structure n'a pas été retrouvée dans le secteur de Sablayrolles et il est possible que la charnière de l'antiforme de Fumade soit recoupée par le chevauchement entre l'unité de Fumade et l'unité de Moulin Paradou et que l'ensemble calcaréo-schisto-gréseux de Sablayrolles corresponde au flanc normal de cette structure, équivalent latéral de celui observé à l'aplomb de Fumade. La bande de calcaire du Causse pourrait être elle aussi tronquée par le chevauchement de l'unité de Fumade sur l'unité de Moulin Paradou.

Dans la partie sud, il est plus difficile de faire la liaison entre l'antiforme de Fumade et la synforme du Causse. A première vue, on pourrait penser que le flanc inverse de la synforme correspond au flanc inverse de l'antiforme de Fumade, mais il serait nécessaire de faire de l'ensemble calcaire du Causse un niveau lithostratigraphique se situant au-dessus des schistes noirs, ce qui ne semble pas raisonnable, étant donné qu'on ne les retrouve pas vers l'Ouest. Il est plus vraisemblable que les calcaires du Causse et ceux du gisement de Fumade correspondent au même niveau lithostratigraphique. Il est nécessaire, pour concilier les observations, de supposer l'existence de failles subverticales pouvant s'apparenter à la faille de Fumade et qui vont modifier la succession apparente des terrains (figure I-13).

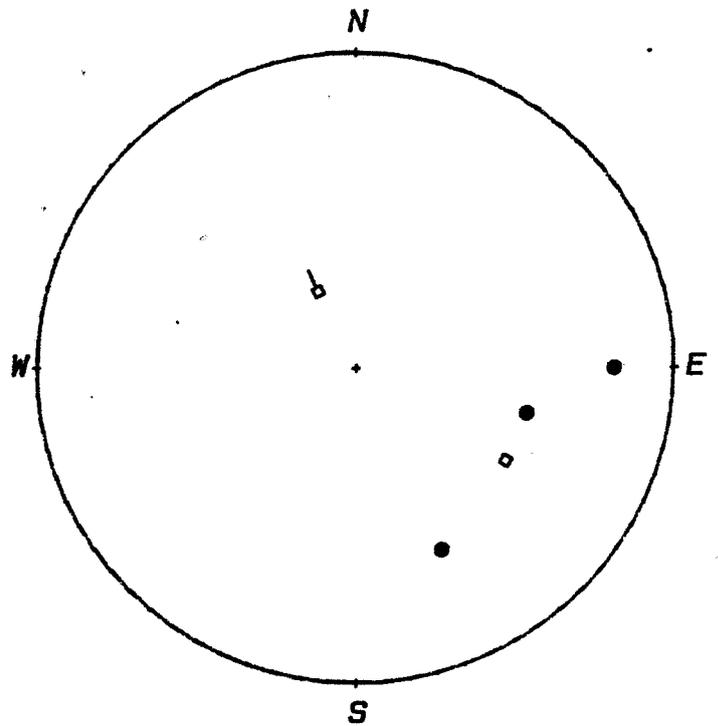
Une autre structure d'amplitude plurihectométrique de phase ϕ_2 est décelable dans les rapports schistosité-stratification, à l'W de ce secteur. C'est une synforme qui affecte la série verte à l'W de la Barbazanié.

Outre ces structures majeures, la phase ϕ_2 marque les schistes noirs de nombreux plis centimétriques à métriques (les Ardoisières, les Couailles, Vallée du Vernoubre).

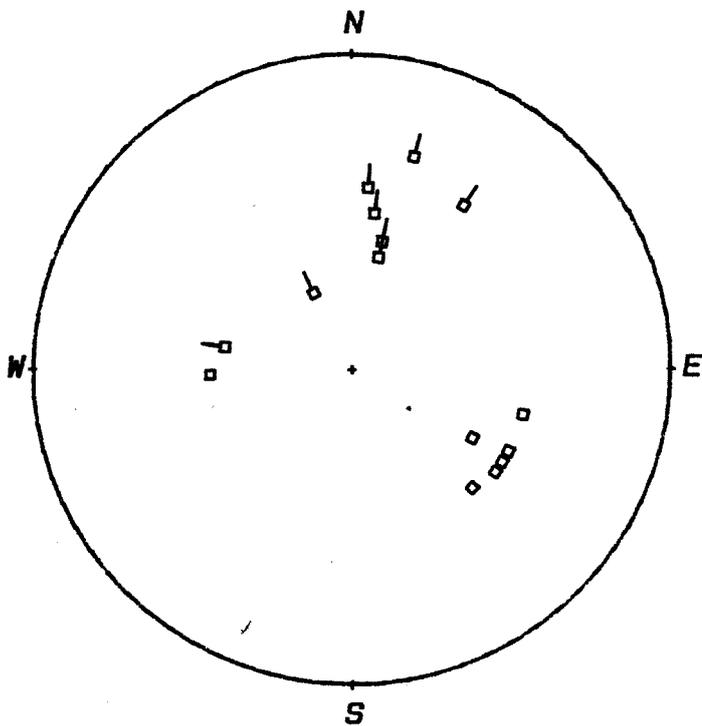
La phase ϕ_4 (figures I-9c, 10a) marque aussi fortement ce secteur en développant des couloirs où on observe une verticalisation de So et une



a- Fumade
Antiforme de phase ϕ_5

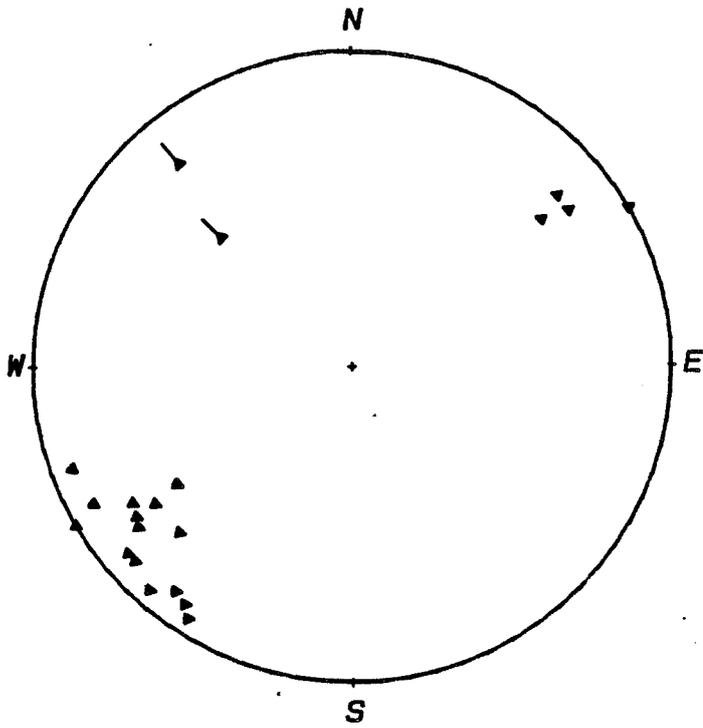


b- Ferrières
Pli de phase ϕ_3



c- Ferrières
Phase ϕ_3

FIGURE I-12



Brassac
Phase ϕ_6

schistosité de strain slip très intense 45 SE 45. Ce phénomène est très spectaculaire, notamment au niveau des carrières d'ardoises (Les Ardoisières) au-dessus de la D53 entre La Barque et le Pujol (figure I-14) et à l'Est de la Barbazanié. Elle est plus discrète à l'Ouest de Cadoul et à Sablayrolles.

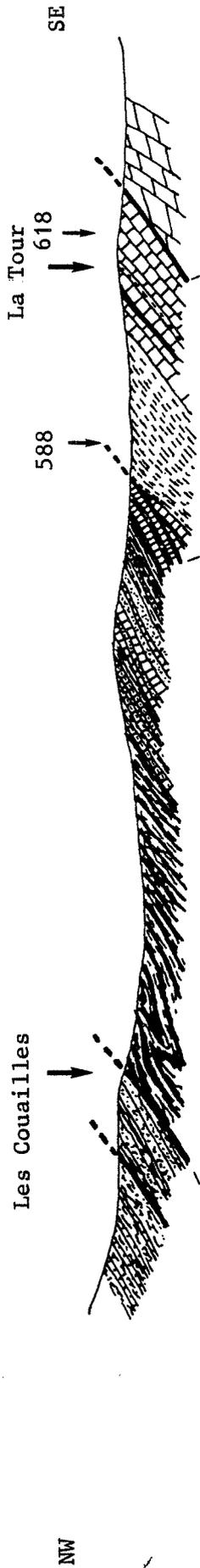
La phase ϕ_5 (figures I-10b, 10c) s'observe très bien surtout dans les schistes noirs où elle développe une schistosité de strain slip intense. Elle crée des plis centimétriques à décimétriques symétriques en chevrons ou en kink ainsi que quelques ondulations décamétriques locales telles que les antiformes, du Pujol (figures I-10c, 11a) (Pujol même et rive droite du Vernoubre) de Valez-Haut et de Fraysse.

Unité de Ferrières

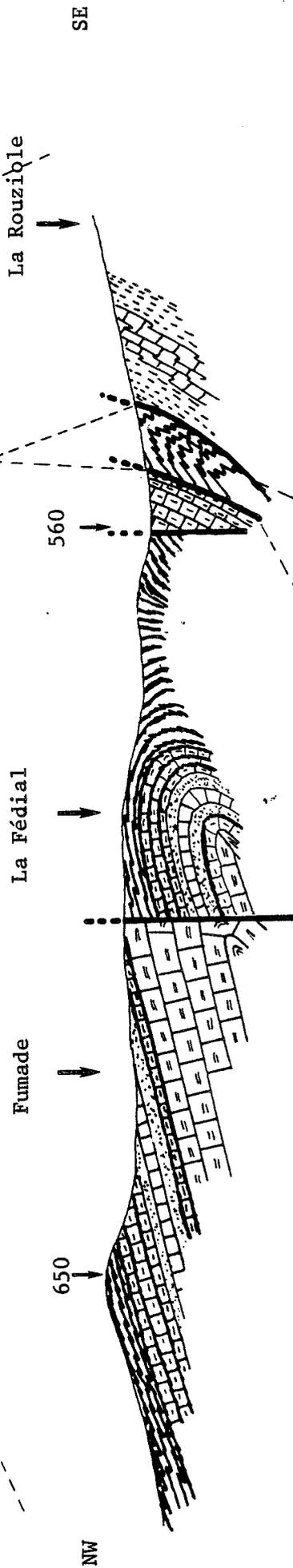
Une seule structure d'amplitude hectométrique de phase ϕ_2 a été décelée dans ce secteur : la synforme - antiforme de la Pazarié. Elle est très discrète et se signale à l'affleurement par un changement des rapports schistosité - stratification dans la série gréso-schisteuse au niveau du méandre de la Pazarié. La schistosité associée au flanc inverse de cette structure est assez plate 165 W 15, elle est plus redressée en flanc normal 40-50 NW 40. Les phases ϕ_4 et ϕ_5 sont bien représentées dans ce secteur. La phase ϕ_4 se développe en couloir à l'Ouest de Balbiac ainsi que vers le hameau de Besses au Nord. Elle se traduit par des zones métriques plus ou moins redressées associées à des petits plis de plan axial moyen 50 SE 60 au nord, et 30 SE 65 au sud (axe moyen 25 NW 30). La phase ϕ_5 est très bien marquée, notamment par une schistosité de strain slip variant entre 0 NW 75-90 à 40 NW 75-90 visible sur tous les affleurements, mais aussi par de nombreux plis centimétriques à décimétriques, symétriques ou en kink d'axe moyen 0 N 30.

On retrouve la phase ϕ_3 (figures I-11b,c) qui ne semble pas être présente dans le secteur de Fumade. Aucune structure ϕ_3 de grande amplitude n'a été observée. Cette phase apparaît assez rarement à l'affleurement. Elle a été reconnue en bordure de la D53 au Sud de la ferme du Travez et un peu plus à l'Ouest vers Ferrières. Elle se traduit par des petits plis décimétriques plus ou moins en chevrons associés à une schistosité de plan axial variant de 175 W 30 à 35 NW 55. Ces plis ont des axes qui varient de 5-25 N 20-40 à 100 W 50.

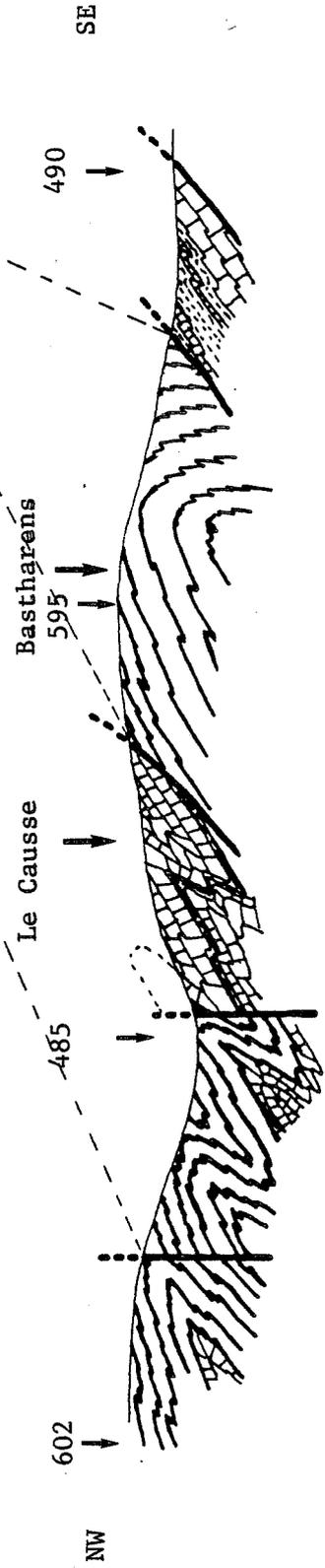
coupe 3



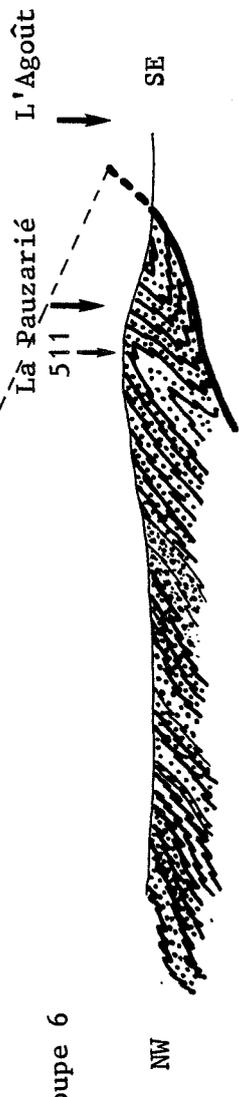
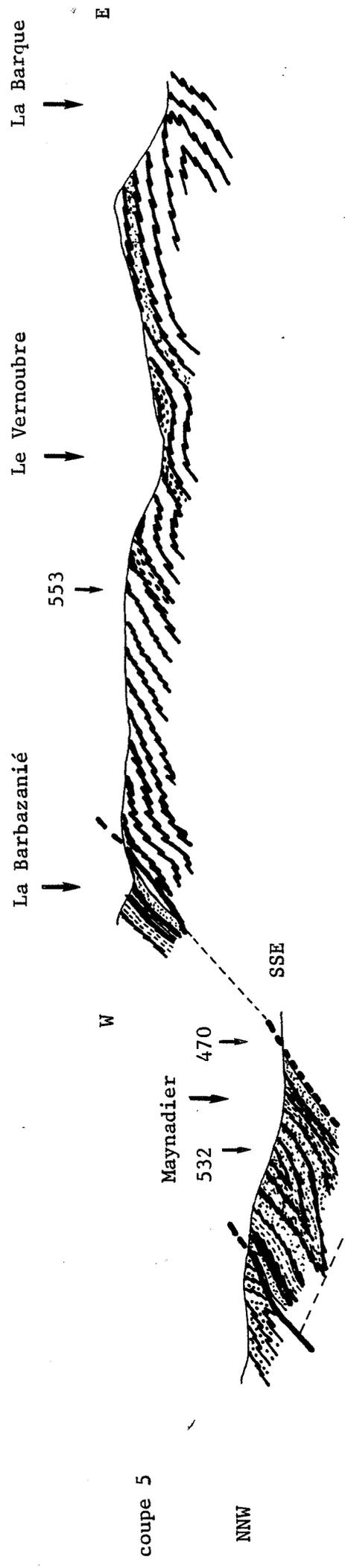
coupe 2



coupe 1



coupe 4



coupe 7

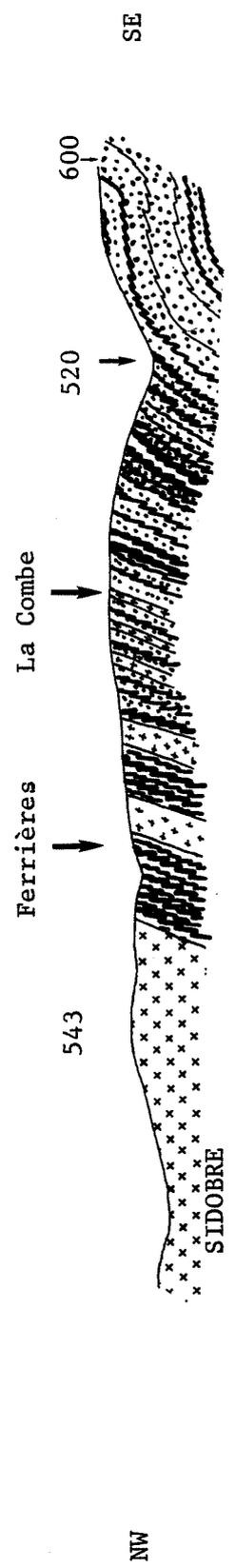


FIGURE I-14



CHAPITRE II

LE MASSIF GRANITIQUE DU SIDOBRE

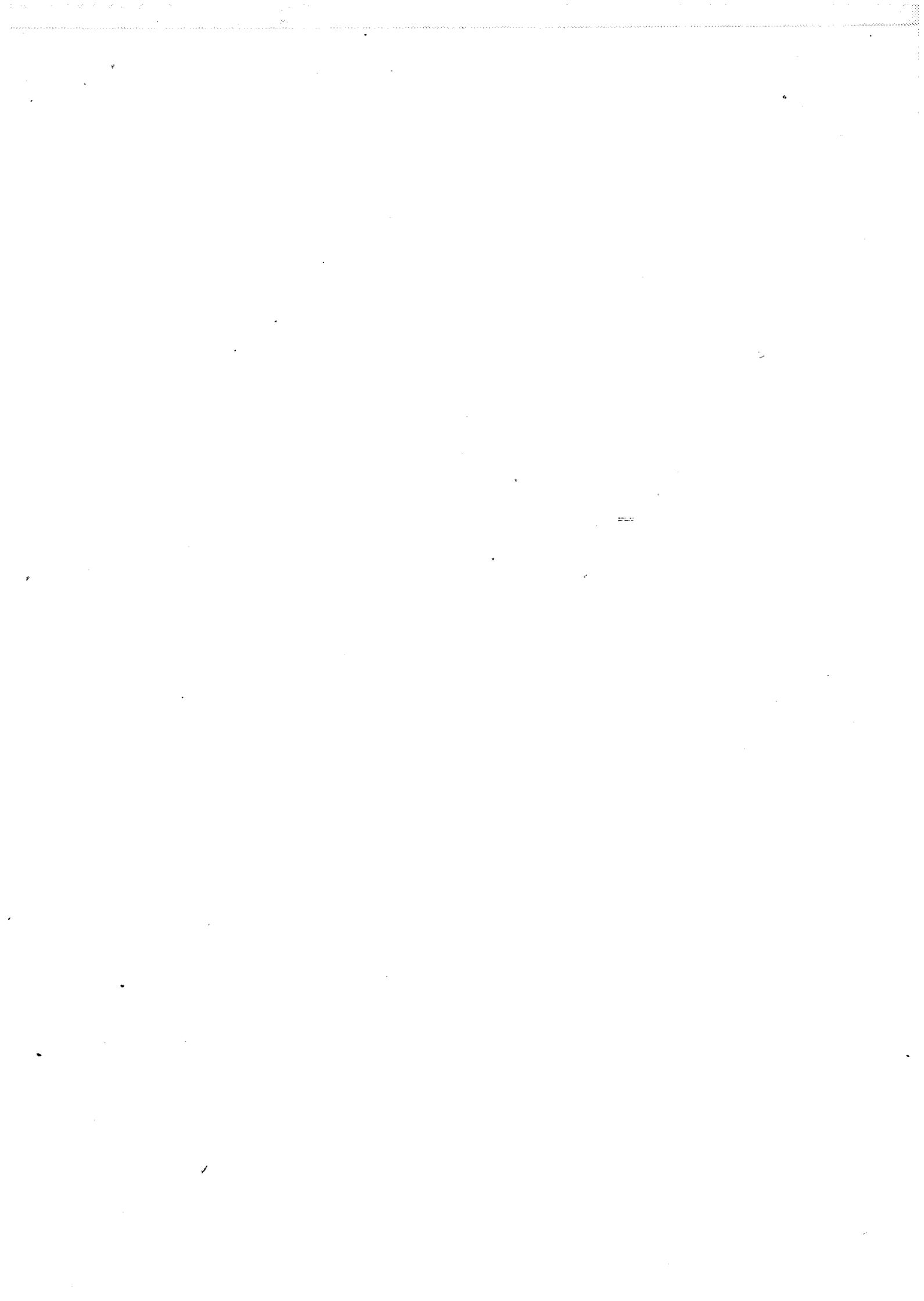


FIGURE II-1

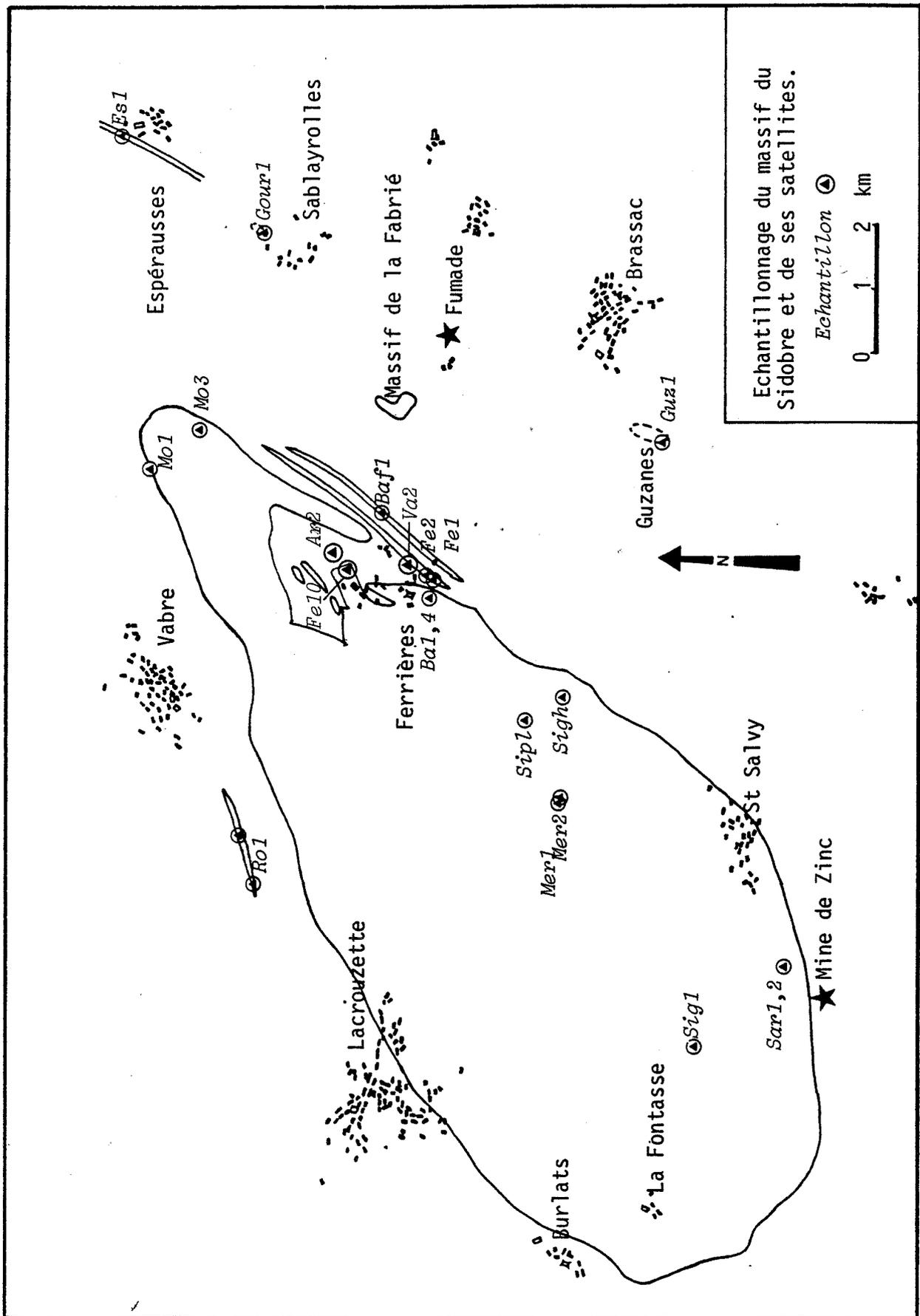
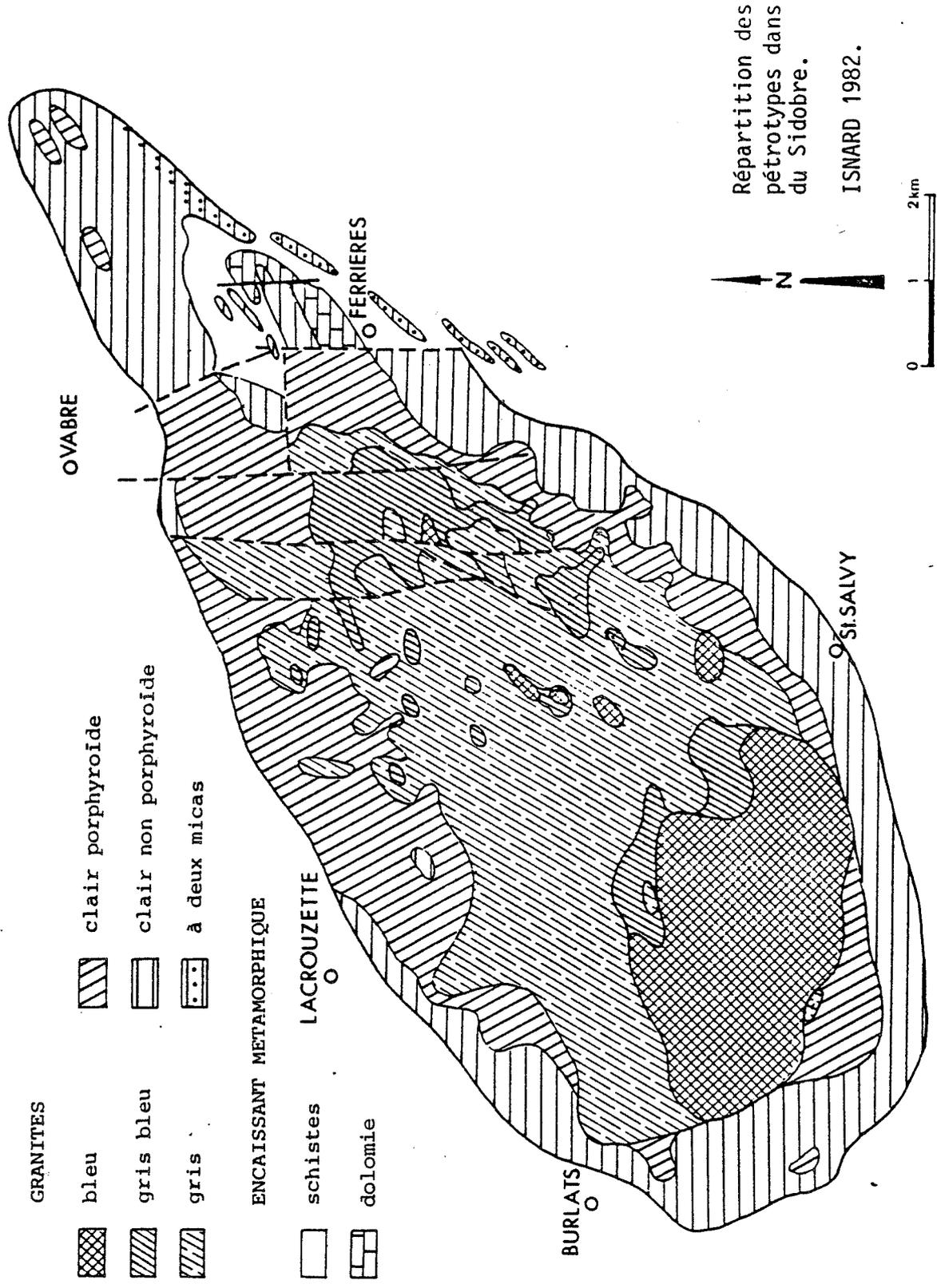


FIGURE II-2



Répartition des
pérotypes dans le massif
du Sidobre.
ISNARD 1982.

1- Introduction

De nombreux travaux ont été effectués à ce jour sur le massif du Sidobre. Les premières études ont été faites par :

A. Dufresnoy et E. de Beaumont, 1841, ainsi que J. Bergeron, 1889, pour la reconnaissance du massif et de son auréole de contact.

A. Michel-Levy, 1939 pour une étude minéralogique et géochimique.

M. Thorat, 1935, L. Mergaud, 1940, M. Roques, 1941 pour une étude des formations encaissantes.

B. Gèze, 1949, distingue et cartographie les principaux types de granites.

J. Thiebaut et H. Escande, 1950 (a,b), 1951, 1953 décrivent d'autres faciès (faciès porphyroïdes, microgrenus, filons aplitiques et pegmatitiques), et étudient le contact granite - encaissant.

Les études plus récentes apportent des précisions :

J. Didier, 1964, fournit une étude pétrographique et chimique des différentes roches du massif avec une attention plus particulière sur les enclaves.

Y. Vialette, 1962, 1965 effectue des études géochronologiques, ainsi que J. Hamet, 1975 et J. Hamet et C.J. Allègre, 1976.

A. Borrel, 1978, fait une étude pétrographique détaillée, géochimique et structurale (pétrofabriques).

H. Isnard, 1982, après un échantillonnage systématique du massif distingue six types pétrographiques et dix unités géochimiques.

G. Acuana-Sorriax, 1981, étudie le métamorphisme de contact (essentiellement skarns de Ferrières et premiers sondages effectués par le B.R.G.M. sur le site de Fumade).

2- Synthèse des données

Le massif du Sidobre a la forme d'une ellipse (16 kms x 8 kms) dont le grand axe est orienté NE-SW (Figure II-1). Il est intrusif dans les terrains cambriens du versant nord de la Montagne Noire où il y développe une auréole de contact.

2-1 *Age du massif du Sidobre*

L'étude géochronologique, la plus récente, menée sur les granites hercyniens de la Montagne Noire par J. Hamet et C.J. Allegre (1976) à partir de données ^{87}Rb - ^{87}Sr , en roche totale, permet de situer l'âge de la mise en place du Sidobre. Deux ensembles se dégagent chronologiquement.

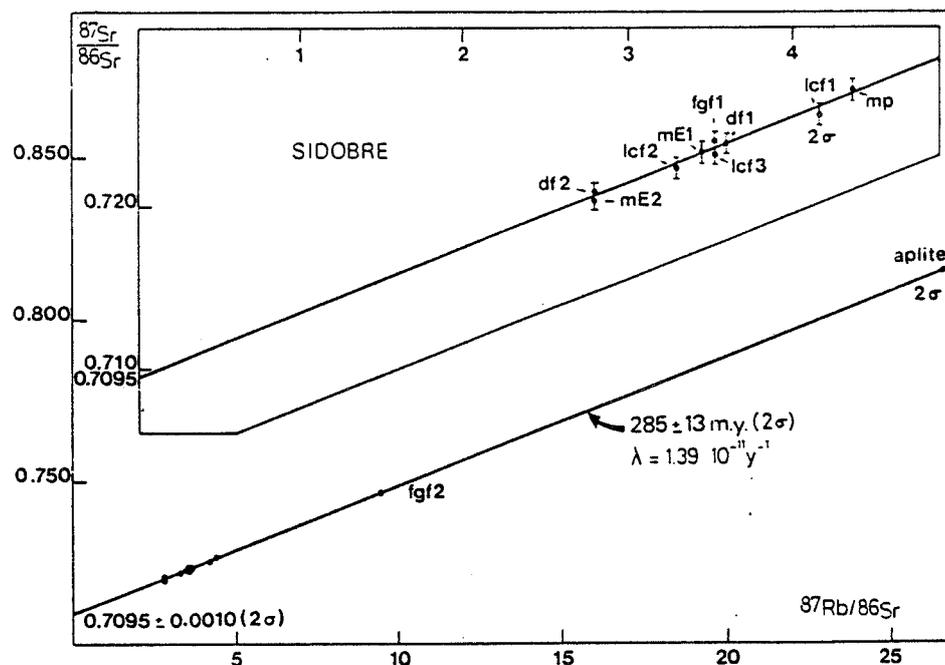


FIGURE II-3 Isochrone sur roche totale du massif granitique du Sidobre (Hamet et Allègre, 1976).

Faciès principaux Didier 1964 Borrel 1978	Pétrotype Isnard 1982	Unités géochimiques Isnard 1982
Granite bleu central	Granite bleu	La Sigarrié Fountcrabo Vialevert
	Granite gris-bleu	Le Verdier
Granite bleu à grain fin	Granite gris	Le Merle
Granite clair périphérique	Granite clair porphyroïde	Caminade
	Granite clair non porphyroïde	Montagnol St Salvy Lacrouzette
Granite à 2 micas	Granite à 2 micas	Signal de Vabre

TABLEAU II-1

- Tableau des correspondances entre les différentes appellations des granites du Sidobre.

Les massifs situés dans la zone axiale:

- . Massif de Lampy-Martys
- . Massif de Brousses
- . Les anatexites de la zone axiale
 - Granite migmatitique du Laouzas (Demange 1982)

Ils constituent les granites précoces et sont datés à 330 ± 17 m.a. (Lampy-Martys, Brousses) et 330 ± 16 m.a. (Granite du Laouzas) avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respectif de $0,7100 \pm 0,0010$ et $0,7113 \pm 0,0013$.

Les massifs du Nord de la Montagne Noire :

- . Massif du Sidobre à l'Ouest
- . Massif du Folat à l'Est.

Ce sont des granites calcoalcalins tardifs datés respectivement à 285 ± 13 m.a. (figure II-3) et 290 ± 30 m.a. avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7095 \pm 0,0010$ et $0,7077 \pm 0,0012$.

J. Hamet et C.J. Allègre (1976) proposent une origine mixte (croûte + manteau) des différents magmas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fort par rapport à ceux mesurés classiquement dans ce type de granite) avec une très faible proportion de matériel dérivé du manteau dans les granites précoces et un peu plus importante pour les granites calcoalcalins tardifs.

2-2 *Le métamorphisme de contact*

Les conclusions apportées par G. Acuana-Sorriaux (1981) sont les suivantes :

. L'auréole de contact du granite du Sidobre ne présente pas de zonation systématique.

. L'étude a permis de caler les conditions de température pour une pression donnée de 2 Kbar.

Le pic de température a été estimé à 620°C , dans certains endroits au contact du granite, à partir de la transformation



et de la réaction



Une autre estimation, de 575°C , a été possible à 500 m du granite grâce à la réaction



. Dans les zones où des formations calcaro-dolomitiques se trouvent près du contact du granite, il y a eu formation de cornéennes à silicates

calciques et de skarns (secteur de Ferrières - Armangaud, et secteur de Fumade - La Fabrié) avec présence de minéralisation en fer (hématite et hydroxydes en filon à Ferrières) et en tungstène (scheelite dans les skarns de Ferrières et Fumade).

2-3 Répartition des différents faciès

J. Didier (1964) reconnaît deux faciès principaux : le "granite bleu", constituant le centre de l'intrusion, qui est une granodiorite et le "granite clair", à la périphérie de l'intrusion, qui est un granite monzonitique. La limite entre les deux faciès semble jalonnée dans sa partie sud par un faciès marginal, à grain fin, du "granite bleu". La disposition de ce faciès marginal n'est pas continue (petits massifs circonscrits 100 m x 150 à 400 m ?).

Ces faciès contiennent des enclaves, elles sont classées par J. Didier (1964) selon les types suivants :

- . les enclaves de microdiorite quartzique ("microgrenues")

Localisation - abondantes dans le "granite bleu"
- plus rares dans le "granite clair"
Taille - quelques centimètres à plus de deux mètres
Composition - diorite quartzifère

- . les loupes surmicacées

Localisation - coexistent avec les enclaves microgrenues
- en bordure du "granite clair"

- . Les enclaves de cornéennes

Localisation - bordure du "granite clair"

J. Didier (1964) décrit aussi un granite à deux micas dans le secteur NE du massif (secteur de Ferrières) qui est attribué au cortège filonien du massif du Sidobre.

Les descriptions pétrographiques des granites du Sidobre faites par A. Borrel (1978) reprennent les distinctions, des différents faciès, faites par J. Didier (1964).

H. Isnard (1982) propose des subdivisions dans les types de granites décrits par J. Didier et A. Borrel. A partir de 620 échantillons prélevés suivant une maille régulière, il définit 6 pétrotypes et 10 unités géochimiques, sur la base d'une carte pétrographique (Figure II-2) et de cartes géochimiques de répartition des majeurs. Ces subdivisions ne sont pas toutes évidentes à voir sur le terrain. Les correspondances sont précisés dans le tableau II-1.

Il existe aussi un cortège filonien localisé au NE du massif, près de Ferrières, ainsi que plusieurs pointements granitiques à la périphérie du massif (Figure II-1). Le cortège filonien de Ferrières a une disposition qui est parallèle à la schistosité principale ou aux plans de stratification l'orientation des deux surfaces étant très voisines. On y distingue : des aplites, des granites à grain fin à grenat, des granites à grain fin à deux micas, des microgranites, des granites à deux micas, des pegmatites et des granophyres.

Les autres pointements, à la périphérie du massif, sont un peu différents des types granitiques décrits jusqu'à présent et ne sont peut-être pas apparentés directement au massif du Sidobre (voir description pétrographique et géochimie).

Ces faciès sont en petits massifs ou en filons et laccolites dans les plan de décollement So-S2.

- Massif de microgranite de Guzanes à l'ESE du Sidobre près de Brassac
- Laccolite de microgranite de Rolland au NNW du massif du Sidobre
- Massif de la Fabrié à associer à l'ensemble granitique associé au skarn à scheelite de Fumade
- Albitite de Camp Gourguy à l'Est du Sidobre près de Sablayrolles
- Filon de granophyre d'Espérausses à l'Est du Sidobre.

3- Pétrographie

3-1 *Pétrographie des différents faciès du massif du Sidobre (s.s.)*

Les minéraux constitutifs (habitus et relations) sont les mêmes dans les granites centraux (bleu, bleu-gris, gris) et dans les granites périphériques (clair porphyroïde, clair non porphyroïde). Le tableau (II-2) résume les principales caractéristiques. L'évolution de ces différences entre faciès est parfaitement détaillée par H. Isnard (1982), ce dernier s'appuyant sur une étude statistique. En voici les traits principaux.

Le granite bleu montre un grain moyen à gros, il est porphyroïde, la biotite a une répartition régulière, les plagioclases ont un reflet bleuté, le quartz est translucide avec un éclat gras, les enclaves microgrenues y sont fréquentes (taille moyenne 30 à 40 cm).

Le granite gris est à grain moyen à fin, porphyroïde, la biotite est moins abondante que dans le granite bleu, les plagioclases n'ont plus de reflet bleu, le quartz est plutôt d'une teinte mielleuse et légèrement

TABLEAU II-2

		CARACTERES COMMUNS AUX DIFFERENTS FACIES DU MASSIF GRANITIQUE DU SIDOBRE
M I N E R A L O G I E	QUARTZ	- Plages mono à polycristallines 0,5 à 2 cm - Cristaux plus petits de 1 à 5 mm - Inclusions globuleuses à golfes de corrosion dans le microcline - Tardif, xénomorphe, interstitiel et fractures
	FELDSPATH POTASSIQUE	Mégacristsaux automorphes (prismes carrés ou rectangulaires) à contours dentelés de 1 à 7 cm maclés carlsbad, il est poecilitique et contient des inclusions de biotite plagioclase et quartz soulignant les formes du feldspath potassique. Il est aussi perthitique.
	PLAGIOCLASE	- Automorphe à subautomorphe, fortement zoné (zonation oscillatoire). - Phénomène de synneusis.
	BIOTITE	- subautomorphe, isolée ou en amas de plusieurs individus, 0,5 à 2 mm, pléochroïsme brun-rouge à jaune clair.
	ACCESSOIRES	- Apatite (10 à 40 μ) et zircon (10 à 50 μ) inclus dans la biotite
T E X T U R E	PERTHITES	Deux générations de perthites dans le microcline • une perthite d'exsolution dans les plans (100) et (001) du feldspath. • Une perthite de remplacement en veine d'orientation irrégulière.
	MYRMEKITES	Au contact du microcline et du plagioclase
A L T E R A T I O N	PLAGIOCLASES	- Séricitisation. - Calcite, épidote, séricite. - Muscovitisation. - Nourrissage d'albite à la périphérie surtout lorsqu'il est inclus dans le microcline.
	BIOTITE	- Muscovite. - Chlorite + sulfures (Py. ou Prrh. + sagénite)
	MICROCLINE	Altération très rare, parfois développement de muscovite dans les clivages.

opaque, son aspect général est grisâtre, les enclaves microgrenues y sont plus rares, et de plus on observe la présence de loupes surmicacées.

Le granite clair porphyroïde a un grain assez gros, sa teinte claire est due à une plus faible proportion en biotite et à la blancheur des feldspaths, les enclaves microgrenues sont rares et les loupes surmicacées courantes.

Le granite clair non porphyroïde a un aspect isogranulaire lié à l'envahissement poecilitique du feldspath potassique ; en plus de la biotite on trouve quelques rares muscovites ; la biotite se regroupe plutôt en "mouches" ; il est fréquent de voir des loupes surmicacées et des enclaves de cornéennes.

Evolution des plagioclases (Figure II-4)

Granite bleu et granite gris-bleu

Plusieurs types de plagioclases sont discernables:

- . Plagioclase à zonage normal oscillant (dominant)

Le coeur est couramment An40 - An45 avec quelques rares mesures An55. Et une suite de zones du type :

An36 -> An38 / An35 -> An28 / An35 -> An26 / An28 -> An20

Ils sont souvent couronnés par un liseré à An20.

- . Plagioclases à zonage normal continu
- . Plagioclases non zonés assez rares An30 - An32.

Granite gris

On y observe les mêmes types de plagioclases que dans les granites bleus et gris-bleu, mais la basicité est, en moyenne, plus faible au coeur. De plus, il existe une plage non zonée An26 - An28

Granite clair porphyroïde

Les plagioclases zonés (oscillants et continus) sont moins fréquents. Ce sont les plagioclases légèrement zonés An25 à An27 couronnés d'un liseré An20 qui sont prédominants.

De plus, il existe un type de plagioclase An20-An22.

Granite clair non porphyroïde

Les plagioclases An20-22 sont prédominants tandis que ceux An25-27 deviennent moins abondants. De même les plagioclases zonés type granites bleus sont beaucoup plus rares.

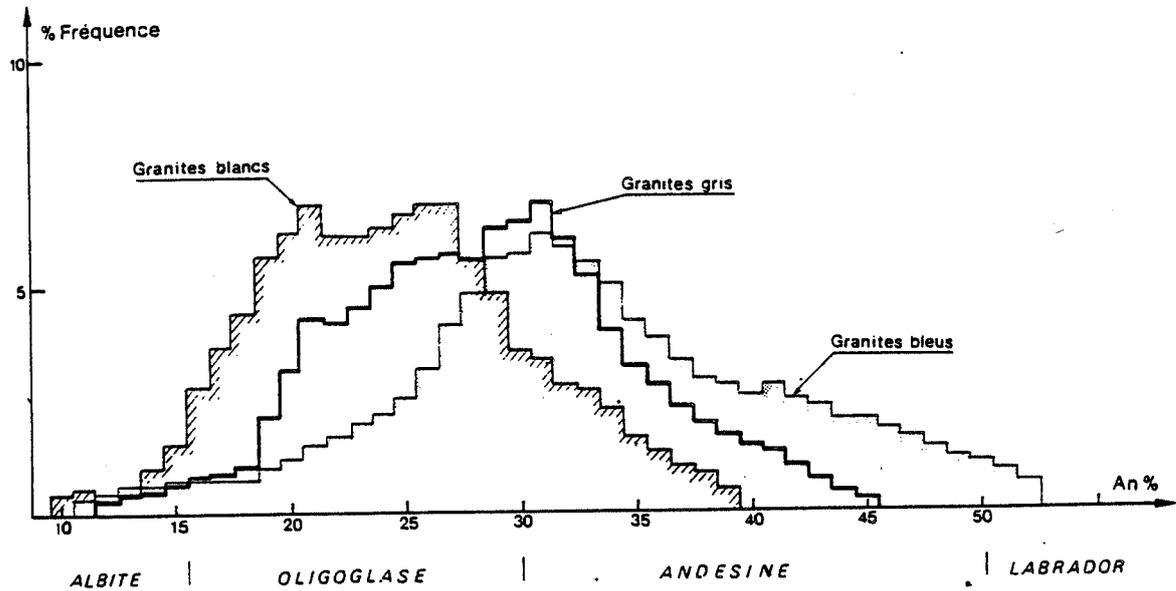


FIGURE II-4 - Histogrammes du taux en anorthite des plagioclases. (Isnard, 1982)

Composition des biotites :

Les données qui suivent sont des données obtenues à partir d'analyses microsonde sur les échantillons SIG1, MER2, BA4, SIGH.

Granite bleu

Leur rapport Fe/(Fe+Mg) varie de 0,57 à 0,67, Al₆ entre 0,42 % et 0,71 %, MnO entre 0,37 % et 0,50 %, TiO₂ entre 3,06 % et 3,50 %.

Granite gris

Leur rapport Fe/(Fe+Mg) varie de 0,63 à 0,66, Al₆ entre 0,53 % et 0,63 %, MnO entre 0,43 % et 0,50 %, TiO₂ entre 2,99 % et 3,64 %.

Granite clair

Leur rapport Fe/(Fe+Mg) varie de 0,63 à 0,71, Al₆ entre 0,47 % et 0,92 %, MnO entre 0,45 % et 0,72 %, TiO₂ entre 2,08 % et 3,29 %.

L'étude, menée par Isnard (1982) au compteur de points sur tous les faciès, montre que la tendance évolutive du granite bleu au granite à deux micas, se traduit par :

- . Une augmentation de la proportion de feldspath potassique compensée par une baisse de la proportion de plagioclase

- . une forte baisse de la proportion de biotite (10-11 % --> 3,5 %)

La proportion de quartz semble assez variable.

Les minéraux accessoires

Dans tous les faciès on trouve de l'apatite (20 à 150 µm) et du zircon (10 à 80 µm) essentiellement inclus dans la biotite mais aussi parfois de l'apatite incluse dans le plagioclase.

La monazite observée dans GC est associée aux amas de biotite et est en générale de taille importante (100 à 300 µm) en comparaison de l'apatite et du zircon.

3-2 *Pétrographique du cortège filonien et microgranitique*

<p style="text-align: center;">MASSIF DU SIDOBRE</p>	<p>Granites "bleus" (faciès centraux) Granites clairs (faciès périphériques) Aplites intra Sidobre Secteur de Ferrières Microgranite Granite à grain fin Granophyre zone pegmatitique</p>
<p style="text-align: center;">MASSIFS ET FILONS à la PERIPHERIE DU SIDOBRE</p>	<p>Microgranite de Guzanes (SE Sidobre) Microgranite de Rolland (NW Sidobre) Granophyre d'Esperausse (E Sidobre) Albitite de Camp Gourguy (E Sidobre) Massif granitique de la Fabrié (SE Sidobre)</p>

Tableau II-3 Tableau récapitulatif des roches granitiques présentes à l'affleurement dans le secteur du massif du Sidobre

3-2-1 Filons intrasidobre

Aplite à muscovite (échantillon M01 secteur de Montagnol, D155 près de la côte 698).

Ce filon d'aplite recoupe (orientation 90 S 75) le granite clair de bordure. La roche est altérée (altération superficielle), elle est d'une teinte beige clair, isogranulaire à grain très fin (< 1 mm). Elle est constituée de quartz xénomorphe de forme plus ou moins amiboïdale (0,6 mm) à extinction roulante, de microcline xénomorphe (<0,8 mm) limpide présentant son quadrillage caractéristique, d'albite (An3 - An4) partiellement séricitisée et de muscovite (0,5 à 1 mm) en cristaux subautomorphes interstitiels.

3-2-2 Secteur de Ferrières au NE du Massif du Sidobre

C'est un secteur un peu particulier, il est caractérisé par :

- Une zone, dite zone à "enclaves géantes" de Ferrières, qui correspond à un ensemble de roches sédimentaires (Dolomie - micaschistes - schistes noirs) inclus dans le granite ("granite clair" de bordure). La dolomie y est partiellement skarnifiée (présence de scheelite). Ce secteur a été prédédemment prospecté par le BRGM.

- Un ensemble granitique un peu particulier à l'échelle du massif de par la nature et le mode de gisement de ses roches.

Nous avons affaire à des granites plus évolués que ceux qui constituent l'essentiel du massif, avec :

- des microgranites Fe10 Ar2
- des granophyres Fe2
- des granites à grain fin à grenat Fe1(Va2)
- des granites à grain fin Ba1
- des granites à deux micas
- des zones pegmatitiques (stockscheider et miaroles).

61CP pegmatite

61BP -

61CA aplite

61BA -

Microgranite (Fe10)

Ce faciès est présent dans la zone à enclaves géantes de Ferrières. Il a été échantillonné en volantes près d'Armargaud. C'est une roche de teinte claire (aspect blanc à beige clair) qui présente des phénocristaux de quartz, de feldspaths et de biotite dans une mésostase (75 à 80 % de la roche) de grain moyen (0,1 à 0,8 mm).

Les phénocristaux

Le quartz est de grande taille (0,9 à 0,6 cm) souvent automorphe mais aussi en éléments semblant correspondre à des morceaux provenant d'un plus gros cristal fracturé. On y trouve de rares inclusions de biotite de petite taille (< 0,3 mm).

Le microcline est plus ou moins automorphe en grands prismes de 1,5 à 4,5 mm. Limpide, il contient de rares biotites et plagioclases. Sa bordure montre parfois des quartz en forme de gouttelettes formant une couronne.

Le plagioclase est en cristaux automorphes de 1,5 à 4 mm. Il est faiblement zoné voire non zoné. Les zonations sont normales et continues. Les teneurs en anorthite sont difficilement mesurables à cause de la rareté des sections favorables à la mesure et de la séricitisation (2 mesures à An20 --> An14 ; An18 --> An10).

La biotite est d'une taille plus petite que celle des autres phénocristaux (0,5 à 1,5 mm). Elle est en cristaux isolés, souvent altérée (chlorite - préhnite). Elle contient des inclusions de zircons et de rares apatites.

La mésostase présente un grain assez gros (0,1 à 0,8 mm). On y retrouve la même minéralogie que celle des phénocristaux : quartz, microcline, plagioclase non zoné (An16 - An13) ainsi que de très fines biotites (0,1 à 0,2 mm). De plus la muscovite se développe en petits cristaux de 0,2 à 0,4 mm. Le grenat est aussi présent mais il est difficile de l'attribuer à la mésostase ou aux phénocristaux. Il est très craquelé, plutôt automorphe (mais rarement entier). Il est souvent partiellement destabilisé en phyllites le long des fractures.

Granophyre (Fe2 - Bord de la route D53 près de Ferrières, sortie vers Brassac). (figure II-5)

A l'affleurement la taille du grain varie beaucoup ($\frac{1}{2}$ cm à 2-3 cm). C'est une roche très claire, blanchâtre, dans laquelle on distingue une multitude de biotites lamellaires.

Elle est constituée de quartz, de microcline, de plagioclase, de biotite et de muscovite.

La texture est granophyrique ; certains plagioclases (An14) de grande taille finement maclés albite sont aussi associés à du quartz graphique. Le plagioclase se présente aussi en individus plutôt isolés et de taille plus petite (1,2 mm maximum). C'est un type à tendance automorphe et parfois zoné (An 14-16-14, 16-14, 16-9-4, An 19-8). Il est séricitisé partiellement et montre un nourrissage albitique au contact du microcline (voir dessin). La biotite a un habitus particulier avec un faible développement suivant

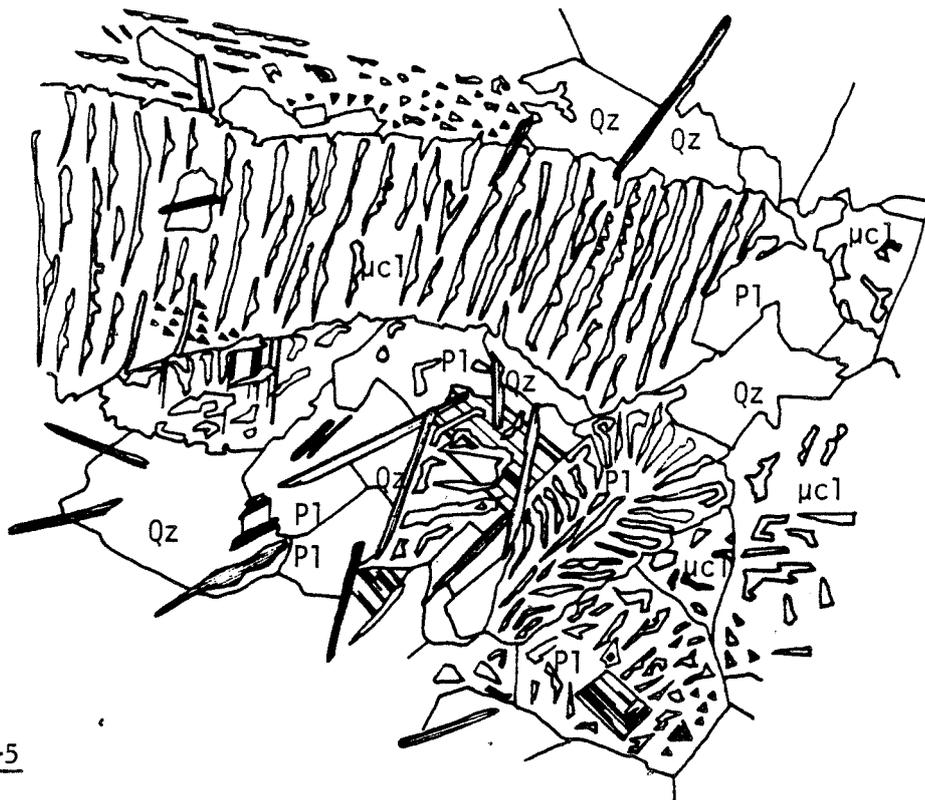


FIGURE II-5

- Granophyre de Ferrières (lame Fe2)

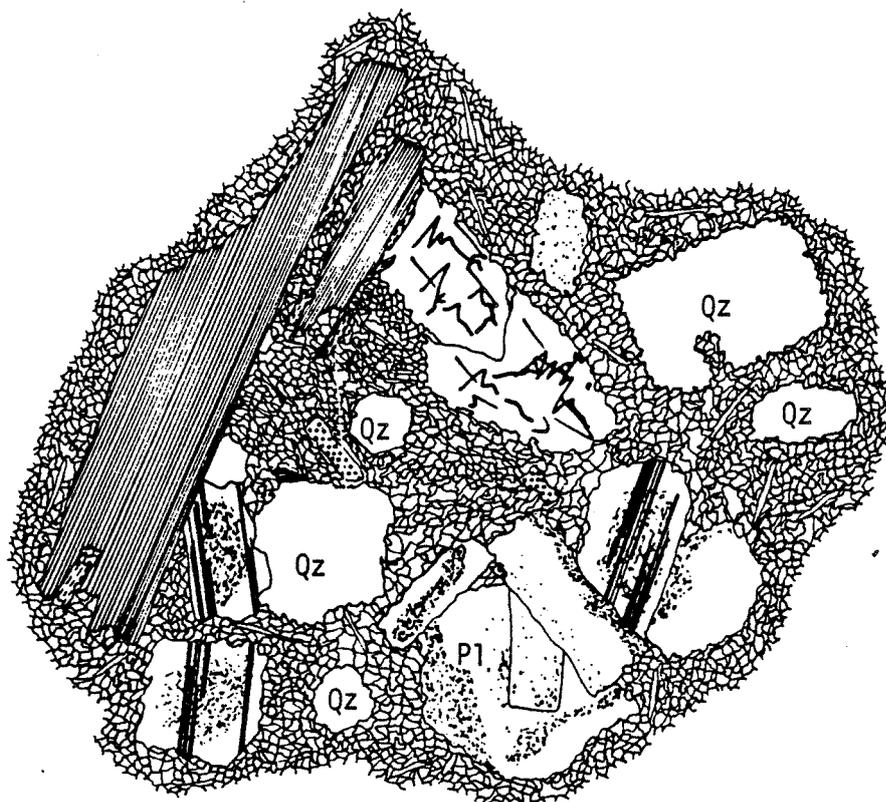


FIGURE II-6

- Microgranite de Guzanes (lame Guz1)

l'axe c et une forte extension latérale des feuillets suivant (110), ce qui donne un aspect très allongé des sections (rapport 1/10 à 1/15 de l'épaisseur sur la largeur). Cet aspect de la biotite est caractéristique des textures pegmatitiques. Trois analyses à la microsonde ont été faites, elles révèlent un rapport Fe/(Fe+Mg) fort variant de 0,81 à 0,83, une proportion en Al₆ forte, entre 0,53 % et 0,92 %, des teneurs en MnO fortes entre 0,71 % et 0,95 %, et en TiO₂ faibles entre 1,6 % et 1,93 %.

Elle contient parfois des zircons (auréoles pléochroïques). La muscovite se développe en fines paillettes surtout au contact biotite-microcline.

Granite à grain fin à deux micas (± grenat)

Ba1 - Tranchée de chemin de fer près du barrage Record

Fe1 - route de Ferrières à Brassac (D53) près de Ferrières.

Son aspect est finement grenu, isogranulaire, gris clair parsemé de biotite et de muscovite et montrant des grenats de taille assez importante (≈ 1 mm), très épars.

Trois aspects différents du quartz :

a/ xénomorphe, interstitiel. Il comble les espaces intergranulaires.

b/ en surimposition plus ou moins automorphe sur le microcline et le plagioclase.

c/ plus rare en texture graphique dans le microcline.

Le microcline est xénomorphe, interstitiel, limpide, il peut atteindre 2,5 mm ; les individus de "grande taille" (> 1 mm) sont parfois perthitiques. Le plagioclase est auto à subautomorphe, pas à peu zoné (An₁₆, An 8-5, An 16-13-9), légèrement séricitisé, et ne dépasse pas 2 mm. La biotite est très fine (0,2 à 0,6 mm), peu abondante, d'un pléochroïsme brun foncé à incolore, elle est isolée, parfois associée à de la muscovite ou du quartz interstitiel ; elle contient peu d'inclusions, on constate cependant la présence d'auréoles pléochroïques mais il est difficile d'identifier le minéral qui en est responsable (zircon ou autres).

3-2-3 Massifs et filons périgranitiques

Microgranite de Guzanes (Figure II-6) échantillon Guz1

Ce faciès se trouve en blocs, assez nombreux, dans les chemins au S.E. du hameau de Guzanes.

Il présente des phénocristaux de quartz, de microcline, de plagioclase et de biotite inclus dans une mésostase fine (taille maximum des phénocristaux 4 à 5 mm), sa teinte est grisâtre.

Les phénocristaux :

Le quartz est présent sous forme de nombreux cristaux auto à subautomorphes de 0,6 à 2 mm (prismes hexagonaux et plus ou moins carrés).

Les prismes hexagonaux sont rarement complets et semblent avoir été fracturés. Ils sont à extinction roulante, présentent de rares golfes remplis par la mésostase (piégeage du liquide au cours de la croissance du quartz ? ref. biblio. demande à L. Raimbault), et quelques inclusions de plagioclase et parfois de la biotite.

Le microcline est en prismes automorphes de 0,4 à 2 mm (moirage caractéristique), maclé Carlsbad, avec de nombreuses inclusions de quartz à leur périphérie.

Le plagioclase est en cristaux automorphes de 0,4 à 3,5 mm, les coeurs plus calciques sont complètement séricitisés. Les mesures effectuées sur des plagioclases peu ou non zonés donnent An26, An30, An42, An 27-32-9,5 (bordure). Il présente un nourrissage albitique à la périphérie (An9,5). Il est maclé albite et souvent péricline.

La biotite est peu abondante et souvent en amas. Elle est très altérée (altération superficielle ou chloritisation - muscovitisation). Elle contient des zircons en inclusion.

La mésostase :

On y retrouve le quartz, le plagioclase (An ?), le feldspath potassique (microcline probablement) mais la finesse du grain, 10 à 100 µm, ne permet pas d'identifier correctement les minéraux. On y trouve aussi de la muscovite assez fine probablement secondaire (200 µm).

Microgranite de Rolland échantillon Ro1

Il affleure à quelques centaines de mètres au Nord-Ouest du massif du Sidobre, dans des schistes gréseux noirs, sous forme d'un laccolite injecté dans la S₀-S₂. Son aspect est totalement différent du microgranite de Guzanes, c'est une roche blanchâtre à grisâtre à grain fin, à cassure esquilleuse au contact avec les schistes et un peu plus grenue vers le coeur de l'intrusion. En effet, cette intrusion présente une bordure figée où l'on peut observer un litage (fluidalité à proximité du contact).

La bordure figée :

C'est une bande de quelques centimètres à grain très fin et à cassure esquilleuse. Directement au contact avec les schistes, on observe une bande de 2 à 3 mm constituée de rares phénocristaux de plagioclase complètement séricitisés (1,5 à 2 mm) et de quartz orienté (jusqu'à 1 mm) et parfois de biotite, et d'une mésostase très fine (≈ 20 à 30 µm) où l'on distingue la muscovite, le quartz ainsi que quelques rares biotites (présence de feldspath probable). Au contact de cette bande, une zone de 3 à 4 mm se différencie de la précédente par l'abondance d'opacités (?) et par moins de muscovite. L'aspect de la roche est plus homogène et la taille du grain augmente vers le coeur de l'intrusion.

Le coeur :

On y retrouve les phénocristaux de plagioclase (muscovitisé), de quartz et de rares biotites dans une matrice totalement différente de celle observée au niveau de la bordure figée. On y trouve des restes squelettiques de plagioclase (0,1 à 0,2 mm), de microcline (0,1 à 0,3 mm), et de chlorite (biotite chloritisée ?) qui forment la trame de la matrice, le tout corrodé par du quartz donnant un genre de texture granophyrique (quartz amiboïde très envahissant et remplaçant partiellement tous les autres minéraux). La muscovite semble accompagner le quartz (elle n'est pas affectée par la silicification). On observe de petites poches ou fissures tardives à biotite (0,1 mm), muscovites automorphes et opaques (pyrite ?) correspondant probablement à des phénomènes tardifs d'altération.

C'est une roche qui a subi une altération assez poussée (quartz lié à une silicification, destabilisation complète des feldspaths et des biotites primaires, circulation dans les fractures de fluides tardifs provoquant la cristallisation de biotite, de muscovite et de sulfures.

Granophyre d'Esperausse (Figure II-8 et II-9) échantillon Es1

C'est un granitoïde en filon qui se trouve à l'Ouest et au Nord-Ouest d'Esperausse. Ce filon recoupe un ensemble de calcaire dolomitique (K2a) selon une direction 20 NW 65. Il affleure très mal (arénisation assez forte). Le BRGM a effectué des sondages dans le but de prospecter le tungstène à son contact. L'encaissant est peu transformé au contact (rares baguettes de trémolite).

D'aspect blanchâtre à grisâtre, cette roche est fortement altérée en surface, elle est colorée partiellement par des hydroxydes de fer (aspect rouillé). Sa cassure présente un grain fin et une tendance esquilleuse. Sur la section, on voit de nombreuses taches blanchâtres (1 à 2 mm) correspondant à des feldspaths, ainsi que de la muscovite et quelques trous de dissolution (sulfures ?).

La texture est symplectique. Les vermicules de quartz cunéiformes ou lobés couronnent les feldspaths potassiques. L'altération de la roche est importante et les feldspaths subissent une muscovitisation plus ou moins intense (reconnaissance et détermination difficile voire impossible). On distingue du plagioclase plus ou moins automorphe (1 détermination An7-8) et parfois du microcline interstitiel. On observe aussi des "fantômes" de biotite constitués d'opaque, de muscovite et parfois de chlorite et aussi d'hydroxyde de fer (aspect rouillé) ; ces "fantômes" de biotite sont très allongés et ressemblent, par leur forme, aux biotites rencontrées dans Fe2 (granophyre de Ferrières), le tout souvent accompagné de zircon (forme très allongé). Il existe aussi un type de quartz à tendance amiboïde plutôt tardif, semblant corroder les minéraux de la texture préexistante.

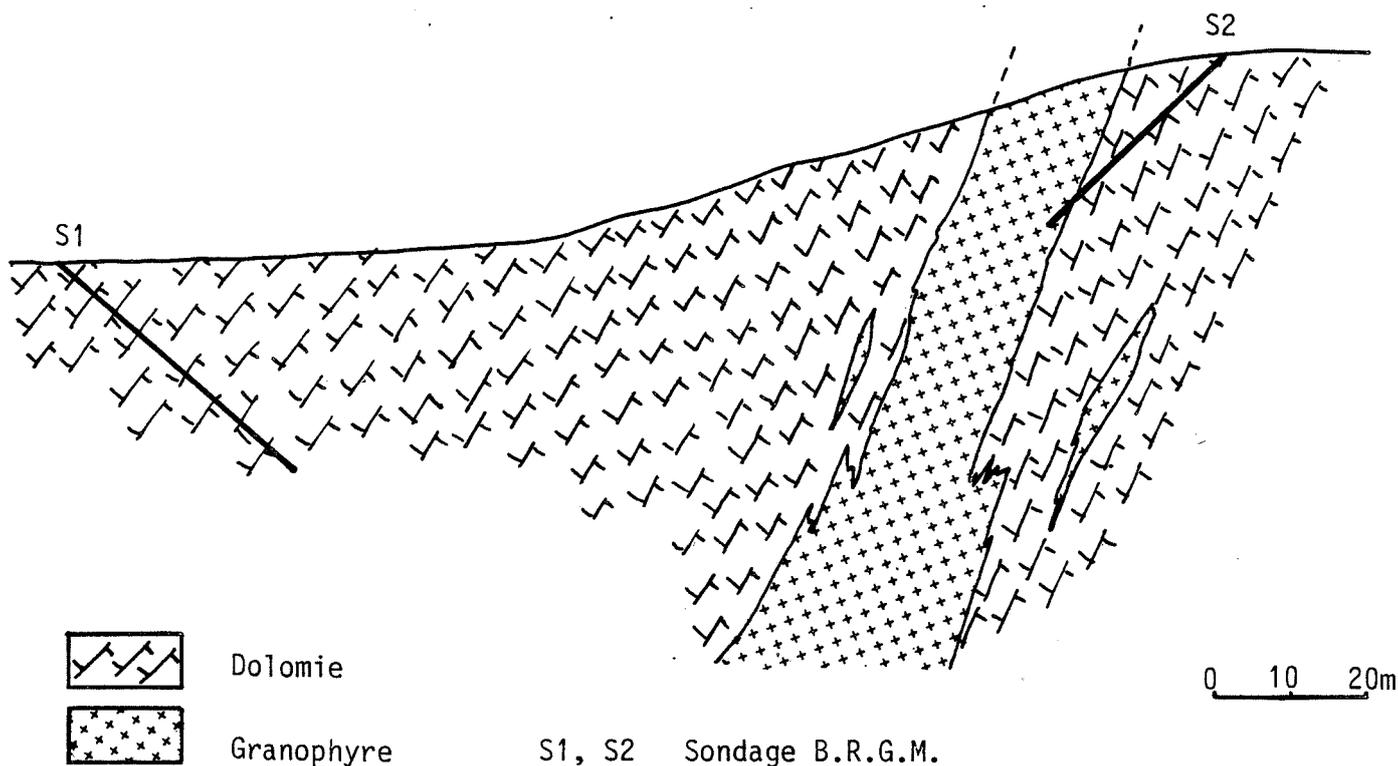


Figure II-7 - Coupe interprétative du Granophyre d'Esperausse
NESEN (1982) - SNEA(P) - Rapport inédit.

Albitite à pyrite de Camp Gourguy (Figure II-7) échantillon Gour1

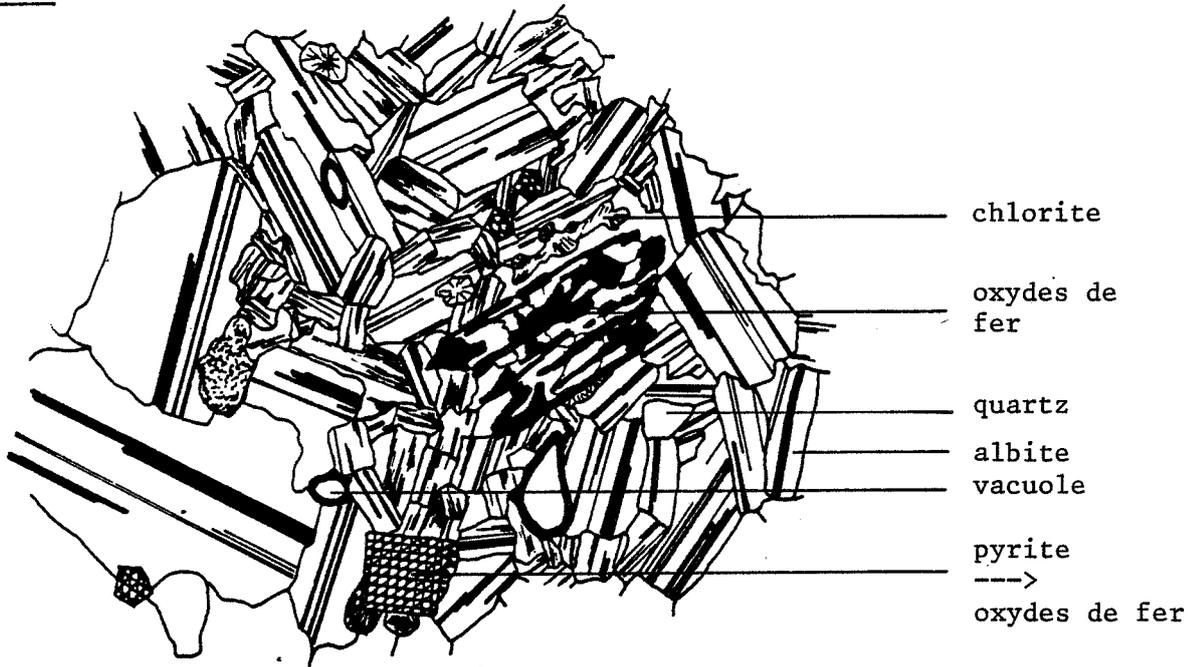
On trouve ce faciès en blocs en bordure des chemins au Sud-Est de la ferme de Camp Gourguy et dans les champs près de Longuevergne. Il pourrait être en relation avec le granophyre d'Esperausse, car il se situe dans son prolongement vers le SW. C'est une roche très altérée (altération de surface), vacuolaire, beige clair, parsemée de cristaux de pyrite (complètement oxydés) automorphes (cubes et dodécaèdres).

Elle est constituée essentiellement de cristaux d'albite (An₉-An₄, les mesures étant difficiles vue la qualité des sections) imbriqués les uns dans les autres. Parfois on peut observer la forme d'un phénocrystal de plagioclase ou de feldspath potassique complètement albitisé.

De nombreuses petites biotites (il s'agit plus probablement d'interstratifiés de chlorite et de biotite) se développent en amas ou en chapelets. Il est courant de trouver ces minéraux sous forme de concrétion.

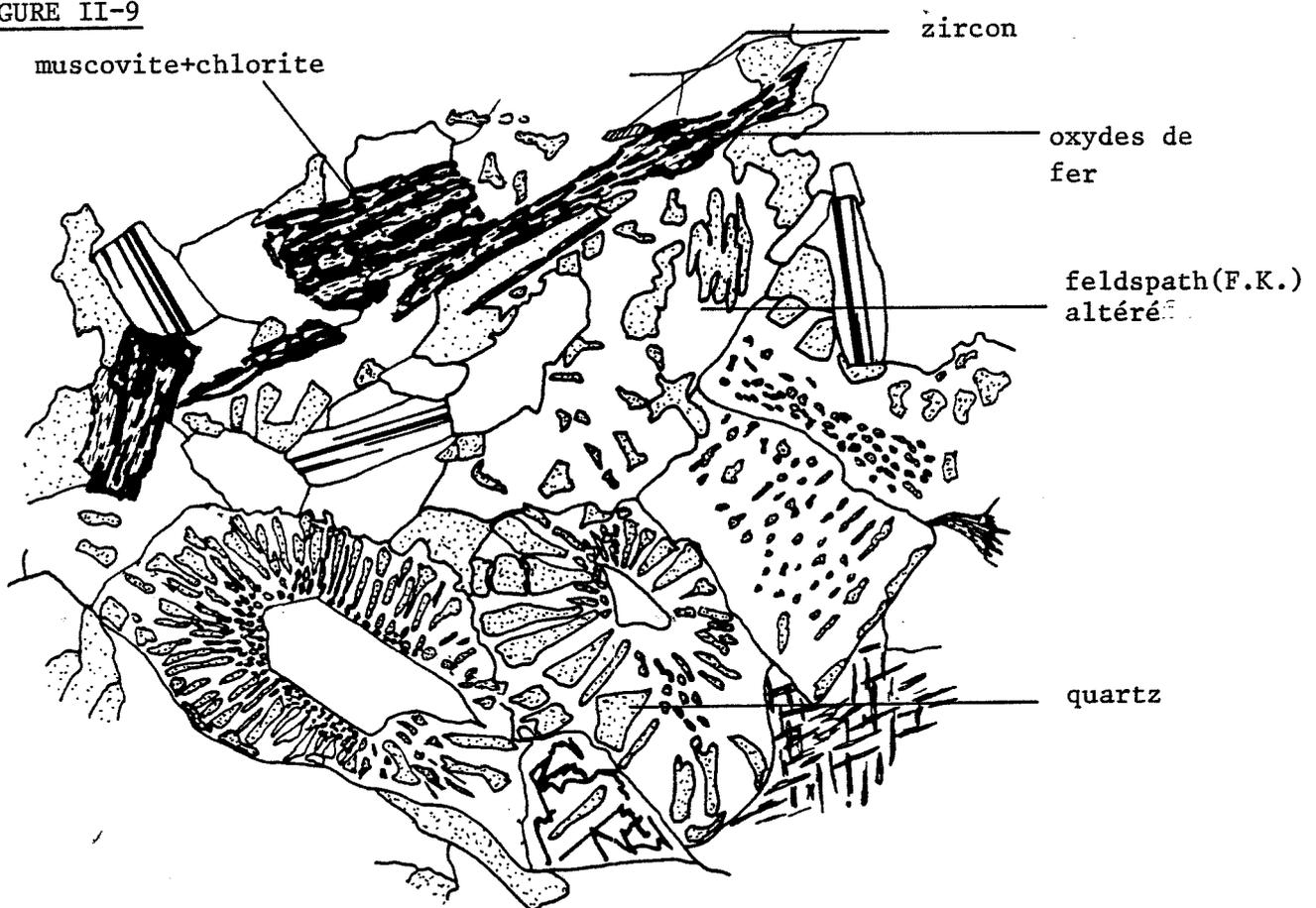
Il reste des "fantômes" d'anciens minéraux qui pourraient être de la biotite (forme allongée et étroite d'une biotite primaire) marqués par la

FIGURE II-8



- Albitite de Camp Gourguy (lame Gour1). (x6,5)

FIGURE II-9



- Granophyre d'Esperausse (lame Es1). (X30)

présence d'opagues (minéraux de titane et sulfure) accompagnés de nombreux zircons de forme allongée.

Si la texture est peu modifiée, on peut penser que la roche sur laquelle s'est développée l'albitite est un microgranite (restes de phénocristaux de plagioclase de feldspath potassique et de biotite).

CHAPITRE III

LES GRANITES DU GISEMENT DE FUMADE



1- Disposition des granitoïdes au niveau du gisement.

1-1 *Introduction*

Les granites et les relations entre ces granites ont été observés presque uniquement en sondage à l'exception d'échantillons prélevés dans le petit massif de la Fabrié qui se situe au NW du gisement (figure III-1).

Les granites reconnus en sondages se subdivisent comme suit :

- Granite à biotite
- Granite à deux micas
- Microgranite (faciès assez rare)
- Granites à grain fin (\pm grenat)
 - . à muscovite, biotite
 - . à muscovite
- Granite à grain fin riche en grenat
- Granites à tendance pegmatitique
- Pegmatites (stockscheider et poche pegmatitique)

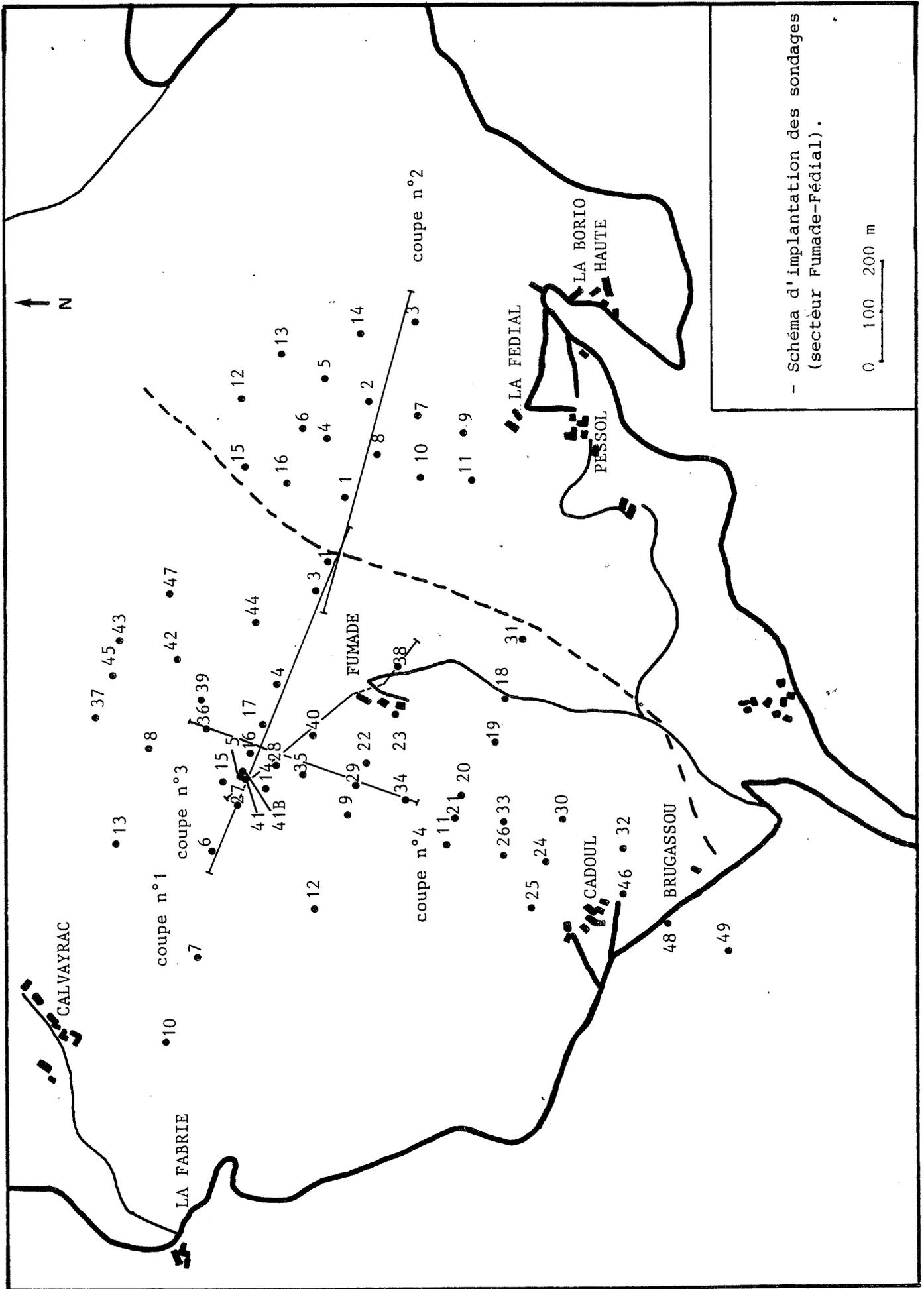
L'étude en parallèle du massif de la Fabrié a permis de dire que les faciès trouvés à l'affleurement sont identiques, pétrographiquement, aux granites à grain fin, au granite à grain fin riche en grenat, aux granites à tendance pegmatitique et aux pegmatites, observés en sondage au niveau du gisement.

1-2 *Organisation des corps granitiques*

Sur les reconstitutions du gisement, il est évident que la disposition des lames d'aprites n'est pas quelconque. Elles s'organisent suivant une direction préférentielle de décollement. Le secteur du gisement, comme on l'a vu précédemment, correspond au flanc normal d'un anticlinal de phase P2 présentant un pendage faible vers le NW (maximum de 30°). Une schistosité de flux est associée à ce pli (cf chapitre I). Son orientation est très voisine, voire même confondue, de celle de la stratification. L'encaissant sédimentaire est donc marqué par des surfaces de discontinuité et de faiblesse qui correspondent à des plans d'orientation S_0 - S_2 . Ce sont ces plans qui guident l'intrusion des granitoïdes.

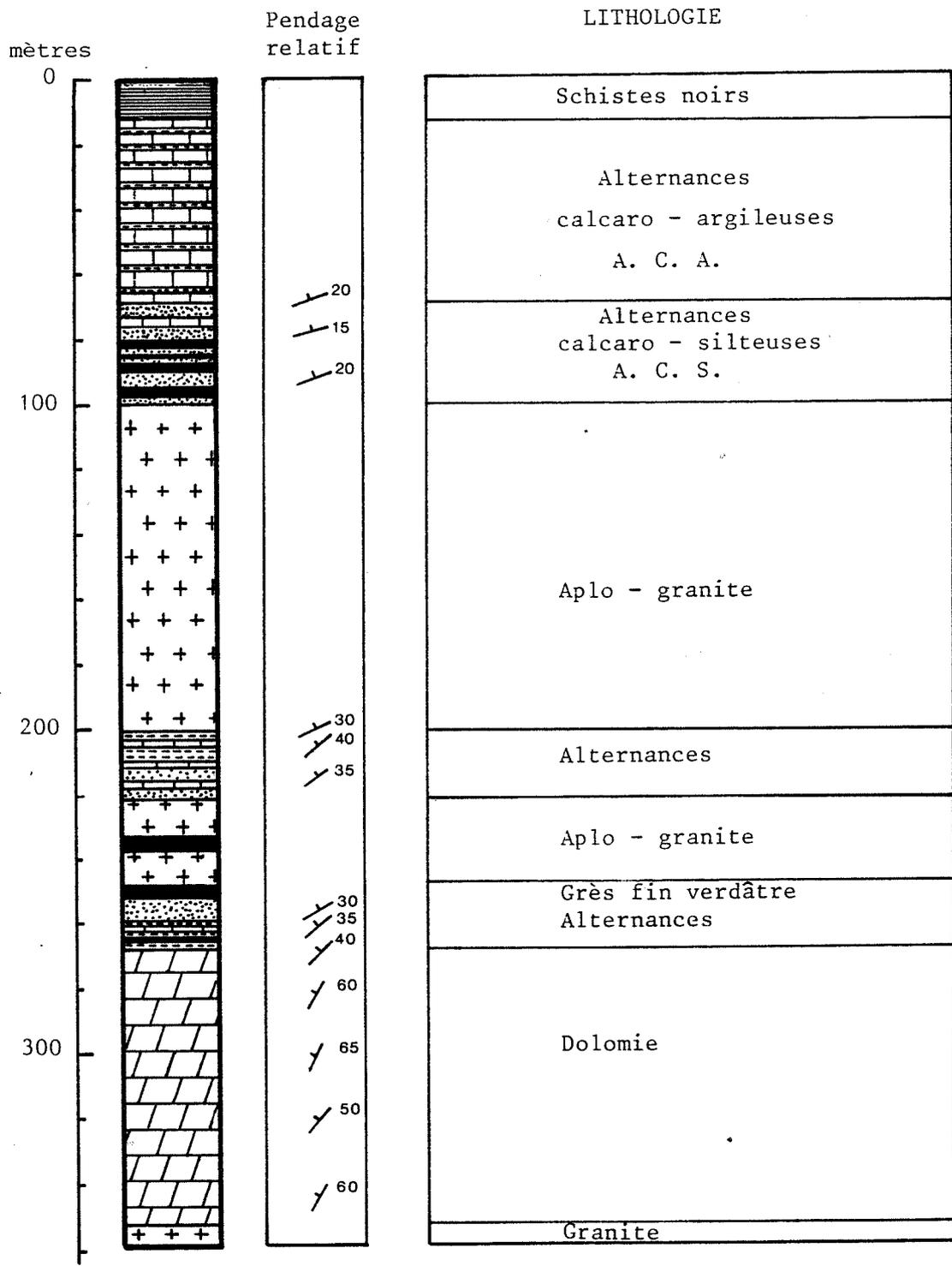
Peut-on envisager un mécanisme de mise en place ? Les premières remarques que l'on peut faire, lors de l'étude des sondages, et plus particulièrement des relations granite - encaissant, c'est d'une part la netteté des contacts entre les granitoïdes et les roches sédimentaires et d'autre part, sur des intrusions de taille centimétrique à décimétrique, la concordance de forme entre les deux bords du filon, l'un étant la contre-empreinte de l'autre, ce qui nous permet de penser qu'à un moment donné ils étaient en

FIGURE III-1



ech: 1/2000

Fu 35



- Log simplifié du sondage FU35.

contact. L'assimilation, même partielle, de l'encaissant par le granite est donc à exclure.

Il est nécessaire pour que le magma progresse suivant ces plans qu'il y ait, non seulement décollement des deux bords, mais aussi écartement. Pour apporter un élément de réponse, regardons le gisement à plus grande échelle. Le sondage Fu35 (figure III-2), entre autres, qui traverse de part en part la lame d'aplo-granite principale et les reconstitutions faites de la structure du gisement grâce aux corrélations entre sondages, permettent de faire plusieurs constatations sur la disposition de l'encaissant de chaque côté de la lame aplo-granitique principale et sur les différents contrôles qu'exerce l'encaissant sur les intrusions granitiques.

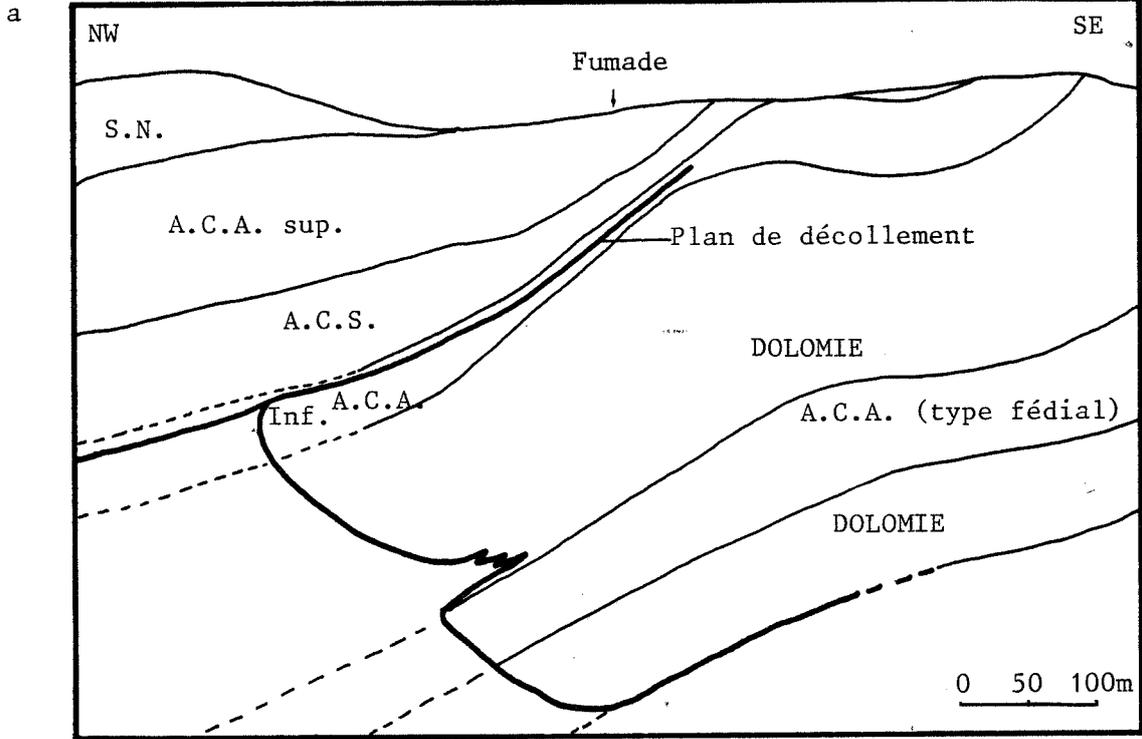
1-3 Contrôle lié à la nature de l'encaissant.

La nature des terrains sédimentaires joue un rôle essentiel dans le mécanisme de mise en place. Le log du sondage Fu35 (figure III-2) montre bien que la totalité des lames aplo-granitiques s'injectent plutôt dans les terrains schisto-gréseux, terrains présentant une schistosité et une stratification très marquée, à l'opposé de la dolomie qui ne présente ni stratification, ni schistosité, et reste massive. La dolomie ne propose donc pas de direction préférentielle de décollement qui pourrait guider la progression du magma granitique.

D'autre part, la lame principale a une position particulière qui est pratiquement l'interface entre la dolomie et les formations schisteuses. Seul un "tégument" d'alternances calcaro-argileuses de faible épaisseur reste du côté de la dolomie. L'épaisseur de la lame principale est de beaucoup supérieure à celle des autres lames traversées au niveau des A.C.A.^{sup.} et des schistes noirs, il est donc pensable que sa position et son développement sont favorisés par la masse de la dolomie. On constate aussi à la Fédial (figure III-4), où le granite est pratiquement uniquement au contact de la dolomie, que le développement cortège filonien aplo-granitique est peu important.

1-4 Structure de l'encaissant.

Le pendage de la stratification dans le sondage Fu35 (figure III-2), orienté par rapport à la schistosité S_5 , phase de direction remarquablement constante à l'échelle de tout le secteur, permet une bonne estimation du pendage des formations sédimentaires. Les angles oscillent, au dessus de la lame d'aplite principale, entre 10 et 20 degrés, alors qu'en dessous ils oscillent entre 25 et 65 degrés. Sur la coupe du gisement, reconstituant la structure, il est facile de rétablir la position des terrains sédimentaires avant l'intrusion (figures III-3a et 3b). Supprimons la surépaisseur



Position initiale supposée des terrains
avant l'intrusion des granites.

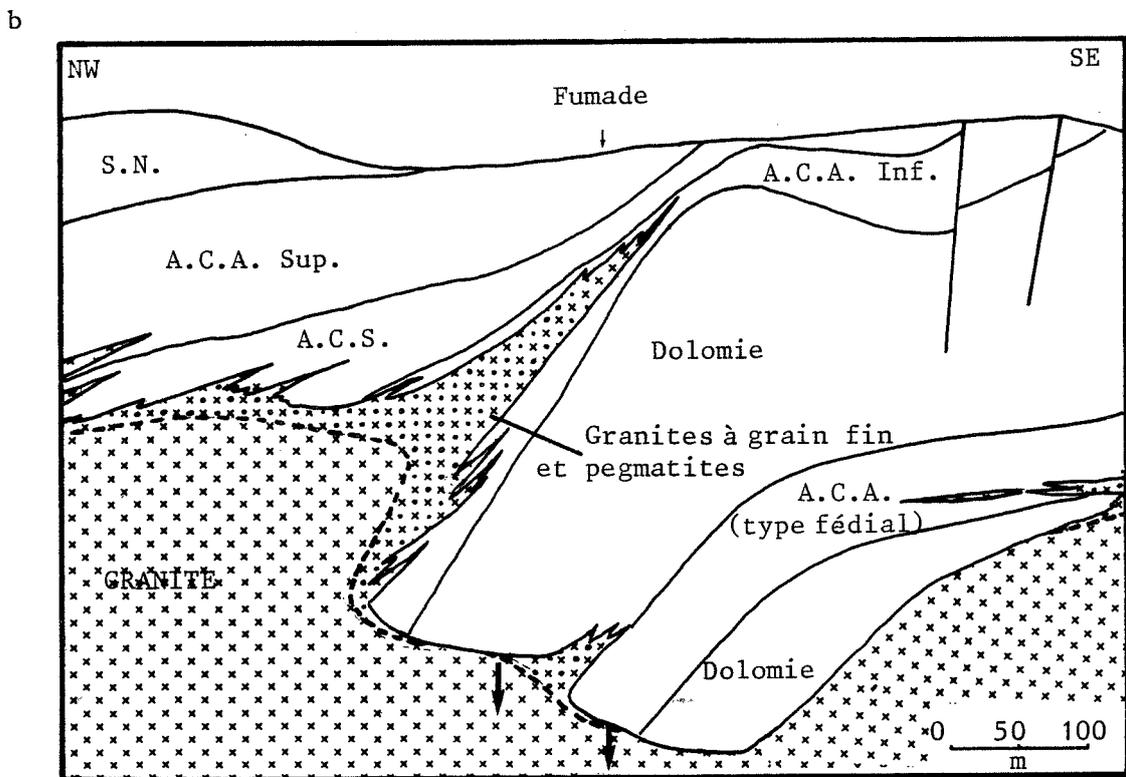
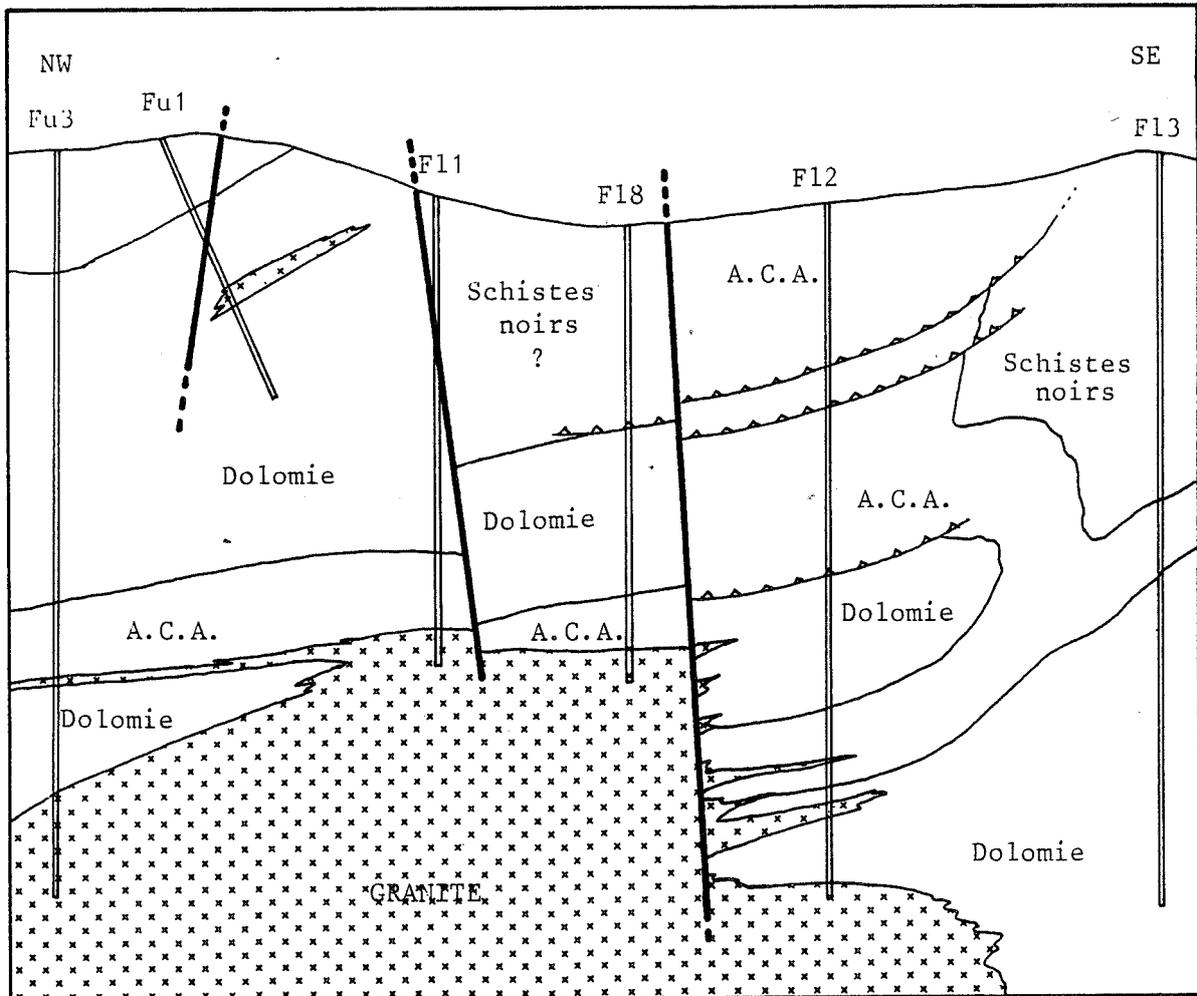


FIGURE III-3 (a, b) : Position actuelle des terrains, reconstitués
à partir des sondages. Coupe n°1
(D'après SNEAP)

FIGURE III-4



Coupe du gisement du côté de la Fédial.
(d'après SNEAP) - Coupe n° 2.

constituée par les granites en rapprochant le toit et le mur de la lame principale, on constate que le pendage des terrains est le même de chaque côté de la surface de décollement.

A partir de ces quelques constatations, il est nécessaire d'imaginer un déplacement relatif des deux parties : soit un effondrement de la partie inférieure, soit un soulèvement de la partie supérieure, soit une combinaison des deux phénomènes, pour parvenir au schéma actuel. L'emplacement du plan de décollement, le long duquel s'injecte le magma, est fortuit, mais pas si fortuit que ça car il se situe très près de la masse de dolomie. Ce mouvement d'écartement a été probablement amplifié localement à l'interface dolomie - alternances calcaro-schisteuses à cause de la nature et du comportement opposé des deux types de roches. Si on considère un modèle de "roof pendant" la chute de la masse dolomitique sera plus rapide que celle des schistes et alternances, permettant ainsi le développement d'une épaisseur de granite beaucoup plus importante qu'ailleurs dans tout le gisement.

Il n'est pas vraisemblable que le magma lui même puisse écarter les terrains pour s'injecter en force dans ces derniers. Il est plus plausible qu'une phase tectonique soit contemporaine de la mise en place du magma et que la remontée du magma combinée aux mouvements liés aux déplacements des terrains (phase tectonique) ait abouti à ce qu'on observe actuellement.

2- Répartition des faciès dans l'intrusion

2-1 Le granite à biotite

C'est un granite peu représenté dans les sondages (Fu4 - 457,6 m ; Fu7 - 206,2 m ; Fu17 - 399,00 m). Pourquoi ? Tout d'abord c'est le faciès le plus profond rencontré lors de l'exploration. Ensuite, la position systématique des granites à 2 micas riche en biotite, d'aspect proche de celui du granite à biotite, entre ce faciès profond et le toit de l'intrusion a fait que les sondages ont été arrêtés avant d'atteindre le granite à biotite étant donné que la présence de quartz globulaire servait de critère aux géologues prospecteurs pour décider l'arrêt du sondage. Les seuls cas où il a été touché correspond à la volonté du géologue d'aller rechercher la minéralisation plus en profondeur (sondage Fu7) ou lorsque la zone de granite à 2 micas riche en biotite est peu épaisse voire inexistante.

Ce granite à biotite n'a pas été trouvé dans les sondages effectués du côté de la Fédial.

LOG SONDAGE FU28

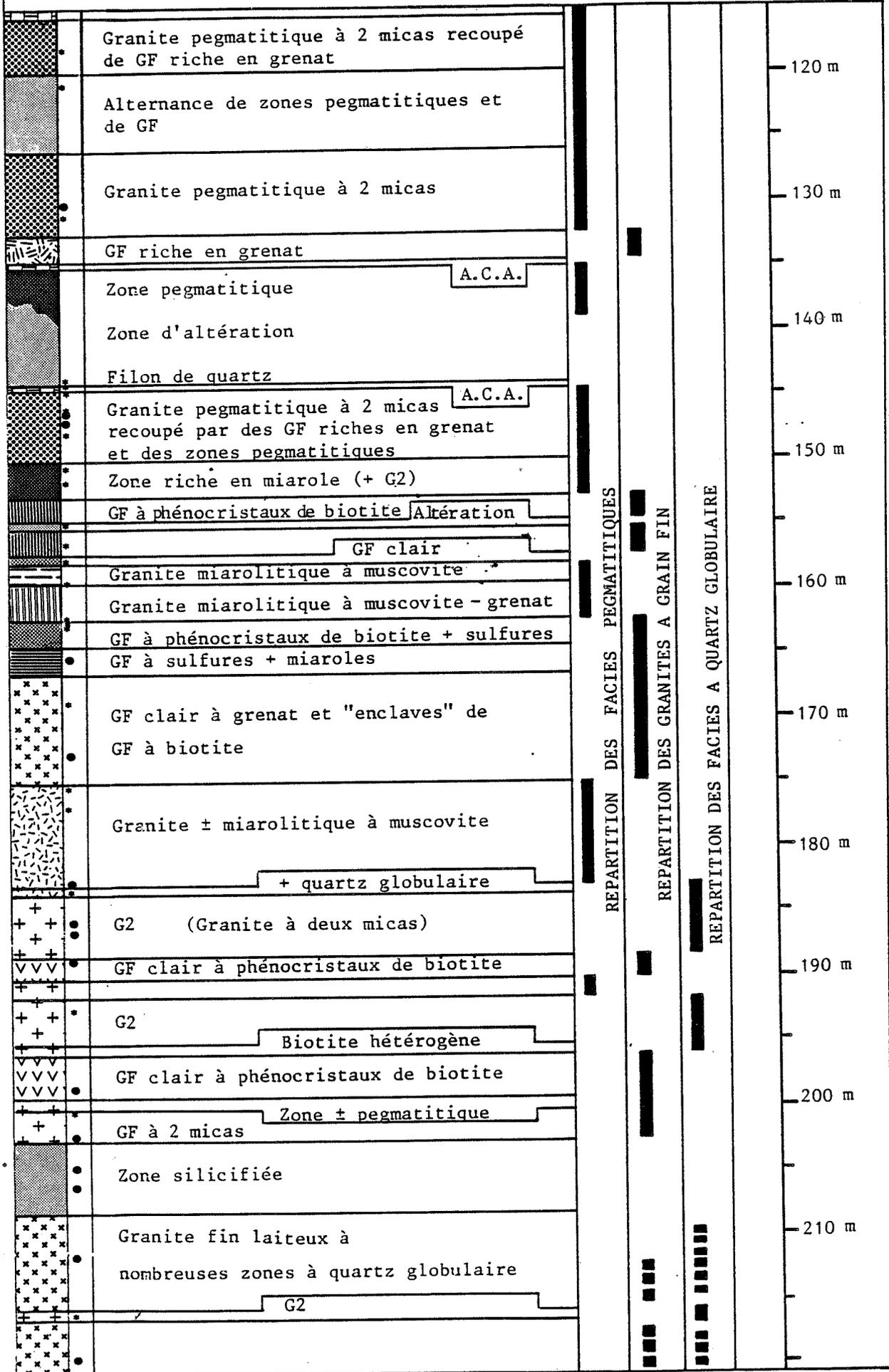
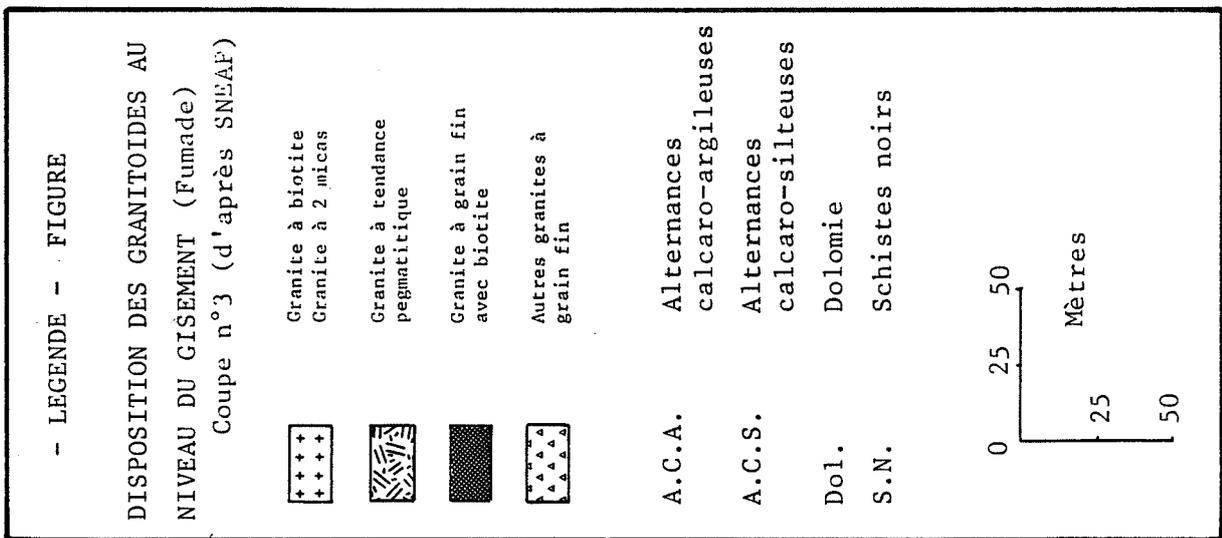
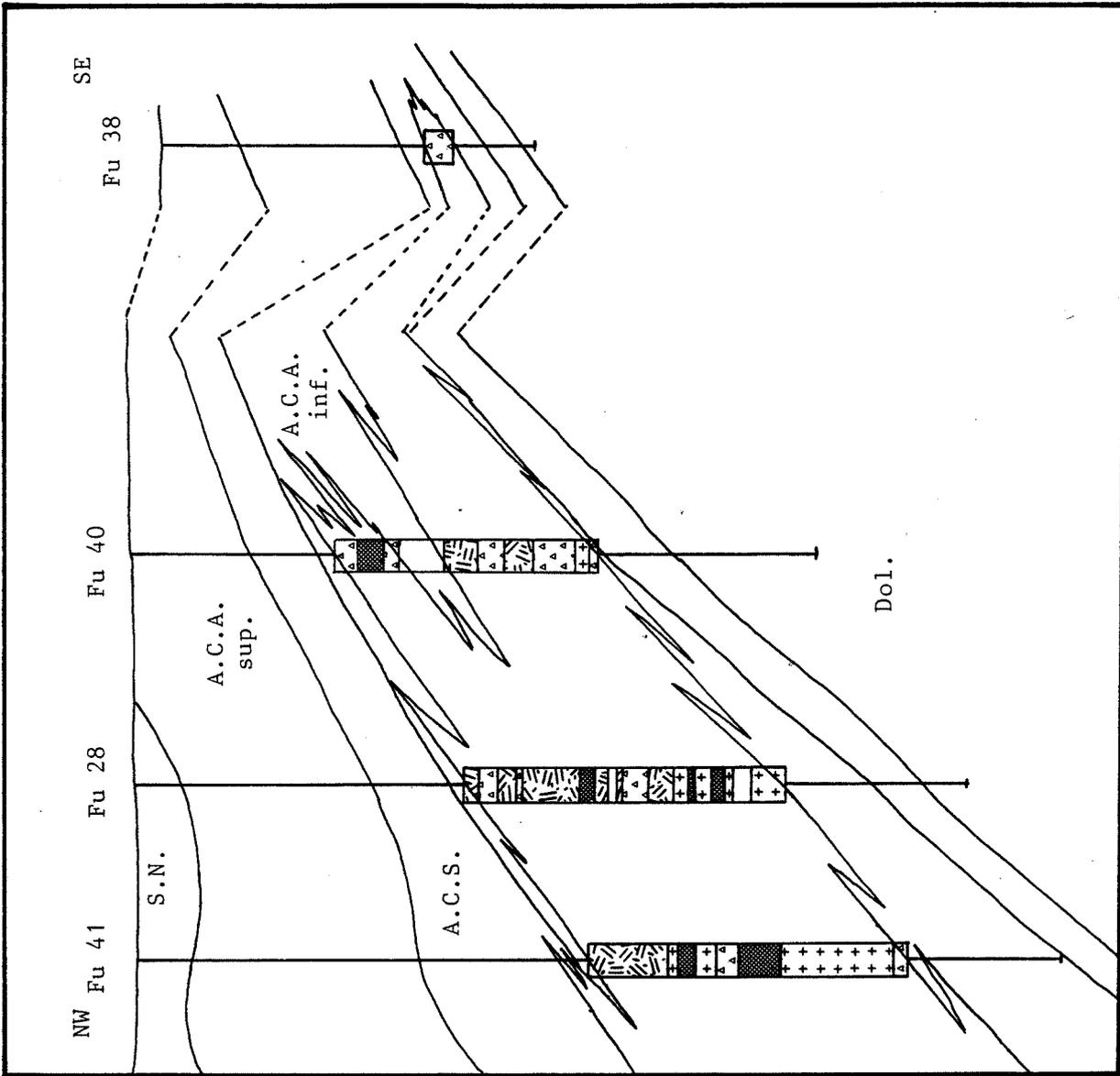


FIGURE III-5

FIGURE III-6



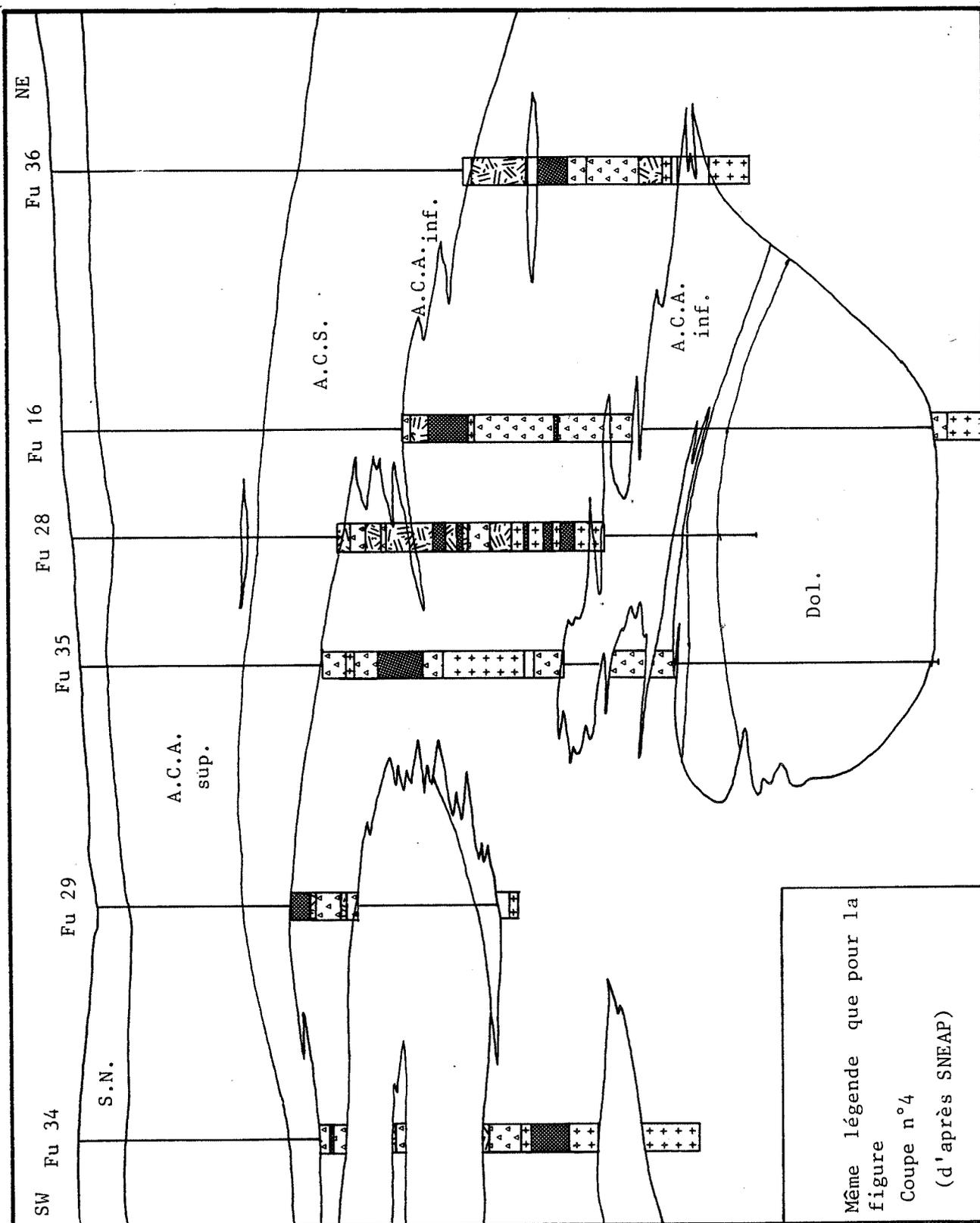


FIGURE III-7

2-2 Les granites à 2 micas

La majeure partie des échantillons de ce type de granite ont été prélevés pratiquement au toit de la coupole granitique. Il apparaît donc au vu de l'échantillonnage et au vu des sondages (figure III-5), que ce type se dispose essentiellement entre le toit de l'intrusion et le granite à biotite profond. On le retrouve aussi dans les lames aplogranitiques de taille importante (> 10 m) mais plutôt à la base de ces lames à proximité de l'enracinement (figures III-5, III-6 et III-7). Il n'est jamais présent dans les lames granitiques de petite taille. Le *microgranite* est localement associé à ce type de faciès, mais toujours en faible quantité.

Du côté de la Fédial, l'environnement sédimentaire du granite constitué essentiellement de dolomie ne permet pas le développement de lames aplogranitiques et pour cette raison ce type de faciès existe uniquement au toit de l'intrusion. Il n'est pas présent dans les rares lames décimétriques existantes dans ce secteur.

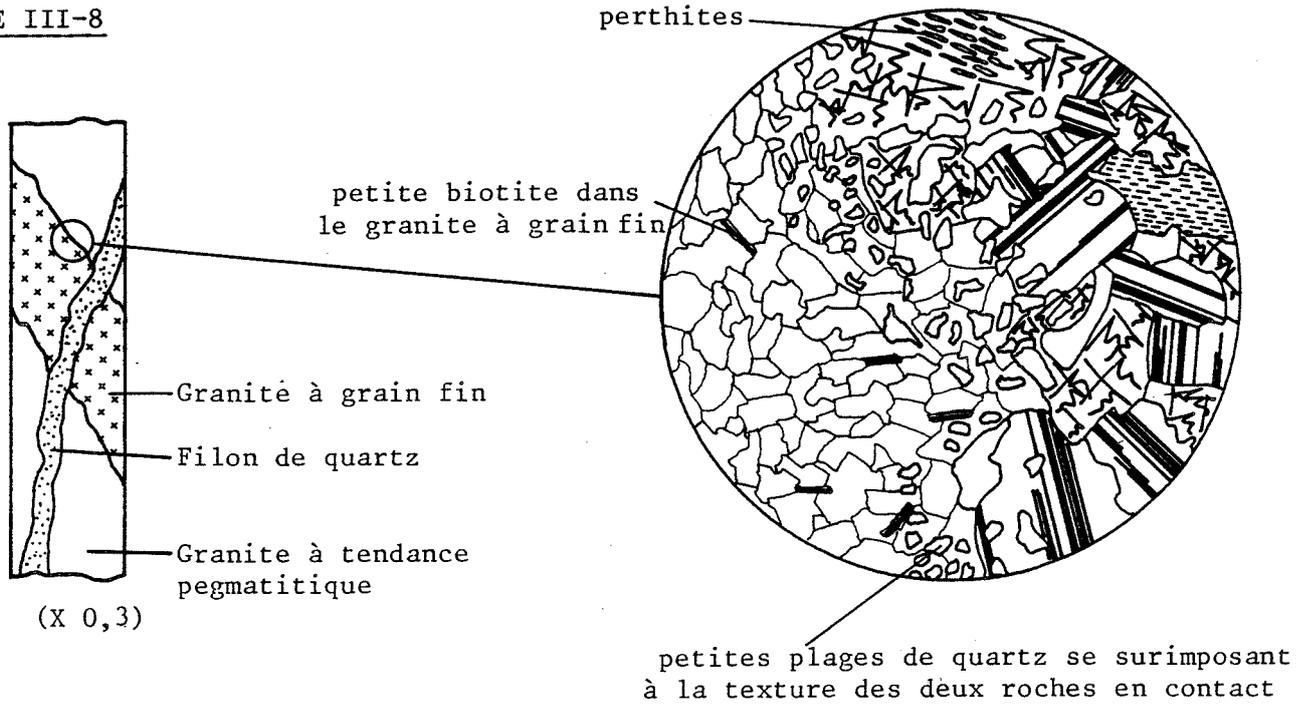
2-3 Les granites à grain fin et granites à grain fin riches en grenat

Les granites à grain fin composent la partie supérieure de l'intrusion et constituent ainsi l'essentiel des lames aplogranitiques. Les granites à grain fin riches en grenat sont subordonnés et forment des corps beaucoup moins importants (centimétriques à décimétriques) associés aux autres granites à grain fin ou en lames individuelles de petites tailles (quelques centimètres). Il n'est pas rare de les trouver aussi associés aux granites à 2 micas. Le manque d'observations plus en profondeur dû à la limitation en profondeur des sondages ne permet pas d'établir des relations précises avec le granite à biotite.

2-4 Les granites à tendance pegmatitique

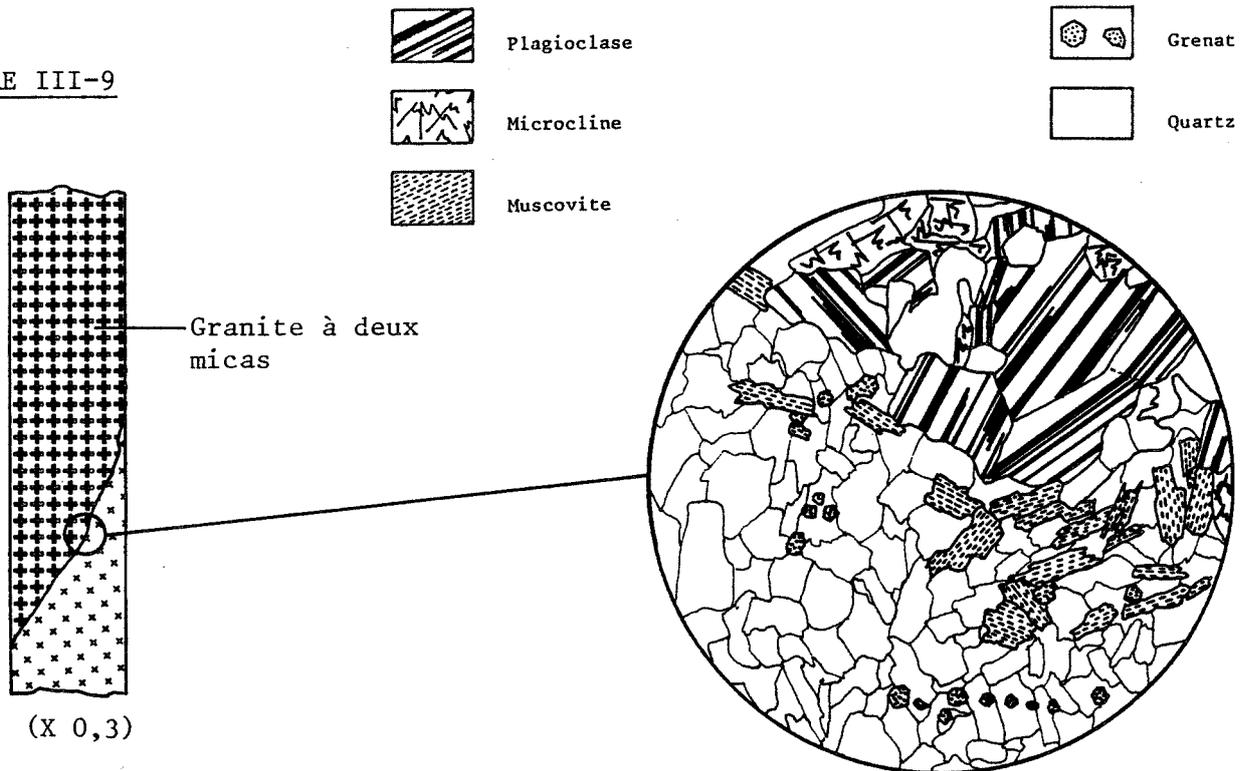
La constatation essentielle est la présence systématique de ces faciès dans les lames aplogranitiques, ainsi qu'à proximité du toit de l'intrusion au dessus des granites à 2 micas. Ils ont un développement maximum dans la partie supérieure et médiane des lames aplogranitiques (figures III-5, III-6 et III-7). Ces différents faciès sont des granites miarolitiques à muscovite, des granites miarolitiques à 2 micas.

FIGURE III-8



- Contact granite à grain fin - granite à tendance pegmatitique à muscovite. (X30)

FIGURE III-9



alignement de muscovite et de grenat le long du contact entre les deux granites

- Contact granite à grain fin - granite à deux micas (lame U52). (X30)

2-5 Les faciès pegmatitiques

Les miaroles, filons pegmatitiques, accompagnent le plus souvent les granites à tendance pegmatitique. On trouve aussi des zones à caractère pegmatitique au contact supérieur entre schistes (et schisto-gréseux) et n'importe quel type de granite.

3- Relations chronologiques entre les différents faciès

3-1 Introduction

L'objectif de ce paragraphe est d'essayer d'établir une chronologie entre les différents faciès rencontrés en sondages. G. Nesen (1981) propose un ensemble de critères permettant de définir cette chronologie entre deux faciès, à savoir :

- critères cartographiques (à considérer avec précaution)
- critères au contact de deux unités
 - . Bordure figée
 - . Observation d'enclave et de "stopping"
 - . Orientations minérales
 - . Variation de composition minéralogique en s'éloignant du contact
 - . Comparaison des structures et des textures des roches en contact.

Dans le cadre de l'étude de l'ensemble aplogranitique de Fumade, tous ces critères ne sont pas accessibles. C'est le cas du critère cartographique (l'ensemble aplogranitique affleure très peu : massif de la Fabrié) et, partiellement, du critère des enclaves et phénomènes de "stopping" dus à l'échelle d'observation qui se limite à la largeur d'une carotte de sondage (quelques centimètres).

Certaines relations ne posent pas de problèmes et la chronologie est évidente. C'est le cas des contacts entre :

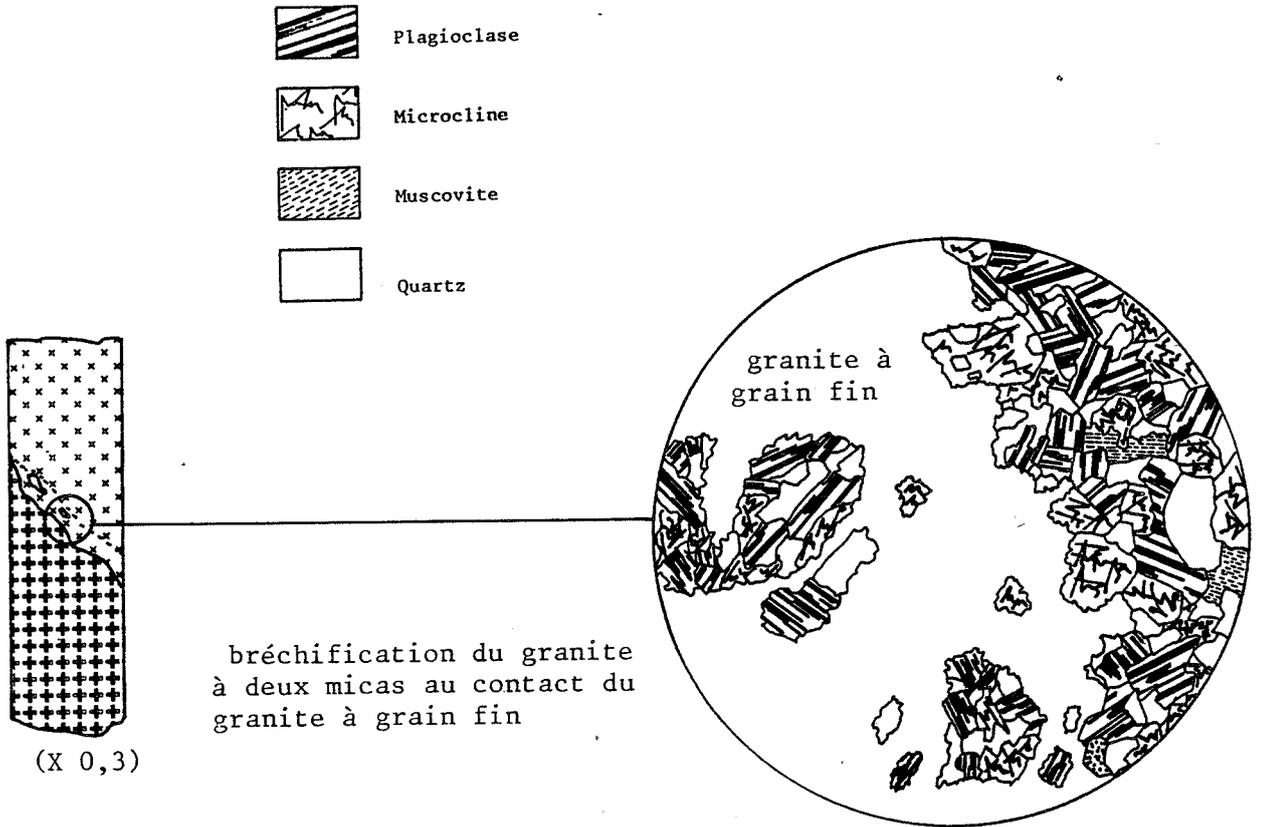
- granites à 2 micas et granites à grain fin
- granites à 2 micas et granites à grain fin riches en grenat
- granites à biotite et granite à grain fin

3-2 Relations entre granites à 2 micas et granites à grain fin.

Pratiquement dans tous les cas, on observe :

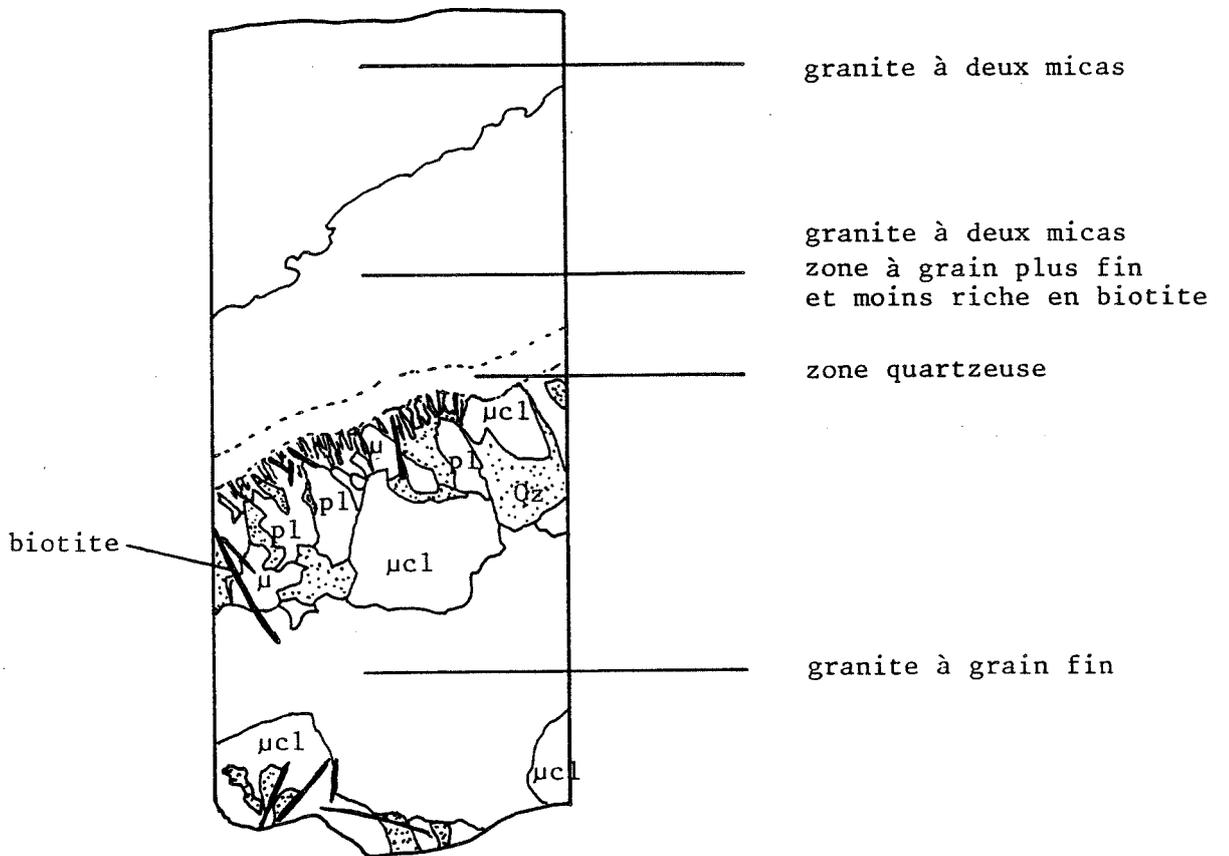
L'intrusion sous forme de filons parallèles à S_0 - S_2 des faciès finement grenus dans les faciès grenus. La nature filonienne de ces faciès fins est évidente du fait du parallélisme des deux bords du filon et de la netteté

FIGURE III-10



- Contact granite à grain fin - granite à deux micas (lame U). (X30)

FIGURE III-11



- Contact granite à grain fin - granite à deux micas souligné par le développement d'un stockscheider (échantillon U4107) (X 1)

des contacts entre les deux faciès. D'autres textures plus rarement observées confirment ces relations :

- L'alignement de minéraux le long du contact côté granite à grain fin (figure III-9),
- Le développement, côté faciès fin, de minéraux orientés, perpendiculairement au contact, nécessitant un support solide pour leur croissance (figure III-11),
- La bréchification du faciès grenu avec pénétration du faciès fin dans les espaces,
- Des enclaves de minéraux plus ou moins cassés ou de fragments anguleux du faciès grenu dans le faciès à grain fin (figure III-10).

Toutes ces observations permettent de constater que les faciès grenus (granites à biotite et granites à 2 micas) sont précoces par rapport aux granites à grain fin.

3-3 Relations entre les différents types de granites à grain fin

Le passage d'un faciès à un autre se voit très bien macroscopiquement : variation de couleur (faciès gris, faciès beige, faciès blanc-crème), variation de minéralogie (différence entre les ferromagnésiens : biotite, muscovite, grenat), légère variation dans la granulométrie. Par contre le contact est difficilement discernable au microscope, il n'est pas possible de définir une zone de passage nette entre les deux faciès. Les minéraux constituant la trame de la roche que sont les feldspaths et le quartz sont engrenés les uns dans les autres comme s'ils avaient cristallisé en même temps.

Il est courant d'observer, dans le granite à grain fin riche en grenat, en contact avec un autre granite à grain fin, des chapelets de grenat, parallèles au contact. Il n'est pas impossible que ce phénomène ne fasse que souligner le contact de deux faciès synchrones, mais le caractère tardif du granite à grain fin riche en grenat n'est pas à exclure. Le contact par lui-même est du même type que ceux déjà vus entre les différents granites à grain fin. La disposition des grenats ne serait qu'une interaction entre deux magmas plus ou moins cristallisés (phénomène de bordure).

On ne peut donc pas établir une chronologie.

3-4 Relations faciès à grain fin et granites pegmatitiques

Il est difficile dans ce cas de fournir, avec certitude, une chronologie. Les contacts sont souvent masqués par le développement d'une zone pegmatitique, dans le granite pegmatitique, où la taille des cristaux est beaucoup plus importante (10x) (nombreuses textures à quartz graphique). On trouve aussi des contacts soulignés par une bande, à cheval sur les deux faciès,

plus riche en quartz, et dont la texture se rapproche de textures micropegmatitiques (figure III-8). Les contacts ne sont donc pas francs et, de plus, en tenant compte de l'échelle réduite des observations, sont très contournés. La présence d'une zone pegmatitique au contact des deux granites est liée au rassemblement de l'eau au voisinage du contact, ce qui permet de penser que le granite à tendance pegmatitique est plus tardif. Ceci n'empêche pas la possibilité d'une transformation du granite à grain fin le long du contact.

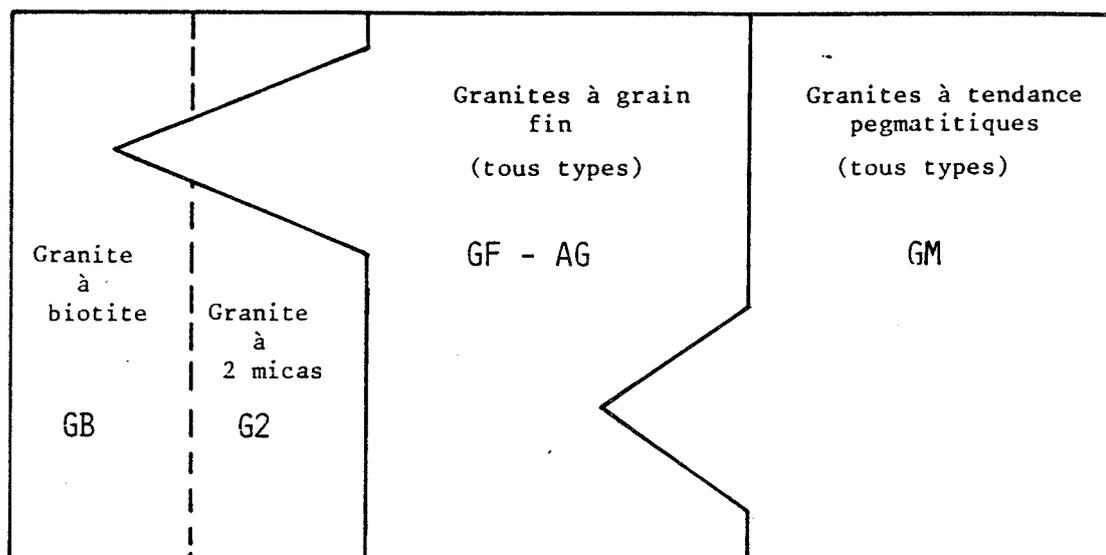
3-5 Relations granite à 2 micas et granites à biotite.

C'est un point qui n'a pas pu être éclairci, pour plusieurs raisons :

- . Les sondages ont recoupé très peu de granite à biotite.
- . Le sondage Fu7 aurait permis d'observer le passage entre les deux, malheureusement la zone de transition (2,50 m environ) est affectée par une altération assez importante (fracturation et argilisation plus ou moins intenses tardives par rapport à la cristallisation des granites).

On observe aussi entre la zone d'altération et le granite à biotite une zone de transition, hétérogène, riche en faciès pegmatitiques. En tout état de cause, il semble que la transition soit rapide (passage d'un faciès à un autre sur un faible intervalle : quelques mètres).

3-6 Récapitulatif de la chronologie



----- Relations ± inconnues

— 1 — 2 — 1 intrusif dans 2

Tableau III-1

Tableau récapitulatif des différentes relations entre les granitoïdes liés au gisement de Fumade.

4- Pétrographie des granites

4-1 *Granite à biotite*

C'est une roche homogène, grenue, d'aspect isogranulaire (0,5 à 1 cm). Seule la biotite ne dépasse pas 3mm. On observe parfois quelques phénocristaux de feldspath potassique (jusqu'à 1,5 cm). Ce granite est de teinte assez claire, gris à gris blanc, et caractérisé par la présence de quartz globulaire d'un gris plus sombre. Les biotites se disposent en chapelet autour des quartz et des feldspaths. Il ressemble tout à fait au granite clair du massif du Sidobre. Ce granite est noté - GB - par la suite et sur les figures.

Le quartz

On distingue deux types de quartz :

a/ Un quartz globulaire en grandes plages d'aspect général automorphe (taille maximum : 1 à 1,2 cm). C'est en fait un agrégat polycristallin d'individus plus petits aux contours compliqués (recristallisation ?) et à extinction roulante. Il contient des petites biotites et de rares feldspaths en inclusion (0,8 mm maximum). La forme extérieure de ces amas évoque un quartz à croissance magmatique mais dont la cristallisation s'est prolongée jusqu'au solidus lui donnant ses contours indentés et irréguliers (quartz interstitiel). Cette fin de cristallisation est probablement à lier au deuxième type de quartz.

b/ Un quartz interstitiel, xénomorphe, qui se développe dans les joints entre minéraux et comble les espaces intergranulaires.

Le feldspath potassique

C'est un microcline à contours xénomorphes, faiblement perthitique présentant l'association caractéristique de la macle de l'albite et du péricline lui donnant son aspect quadrillé. L'existence de zones d'aspect sale, sans forme particulière, mais bien circonscrites, constituées de microinclusions sombres, tranchent sur les parties limpides du microcline. Ces zones pourraient apparaître comme la trace d'un minéral préexistant et altéré repris au sein du microcline lors de sa formation. Ceci signifie que le microcline que l'on observe n'est pas primaire et qu'il a remplacé un minéral plus précoce qui pourrait bien être, selon toute logique, de l'orthose. Pour plus de commodité, ces zones seront dénommées par la suite : "zones résiduelles sombres".

Deux types de microclines sont à différencier.

a/ De grandes plages pouvant atteindre ou dépasser le centimètre. Elles englobent des plagioclases et des biotites qui se disposent parfois parallèlement aux faces de croissance du feldspath (figure III-19). Les

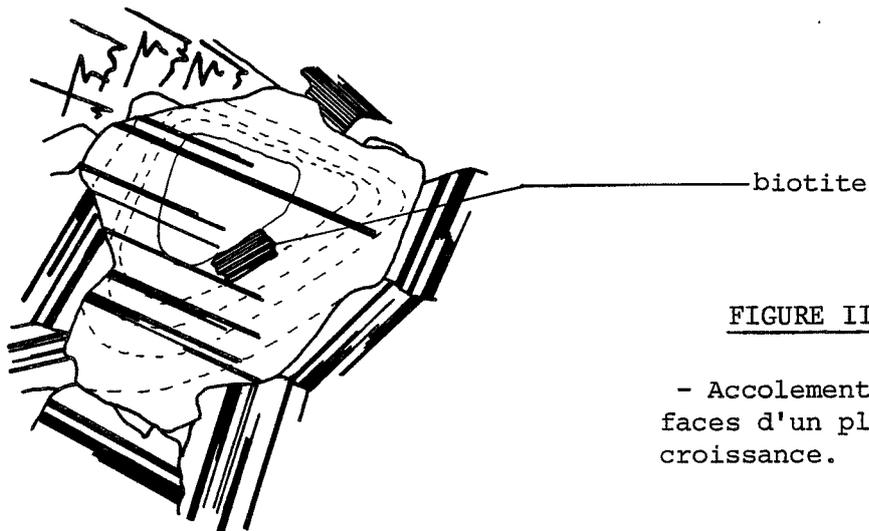
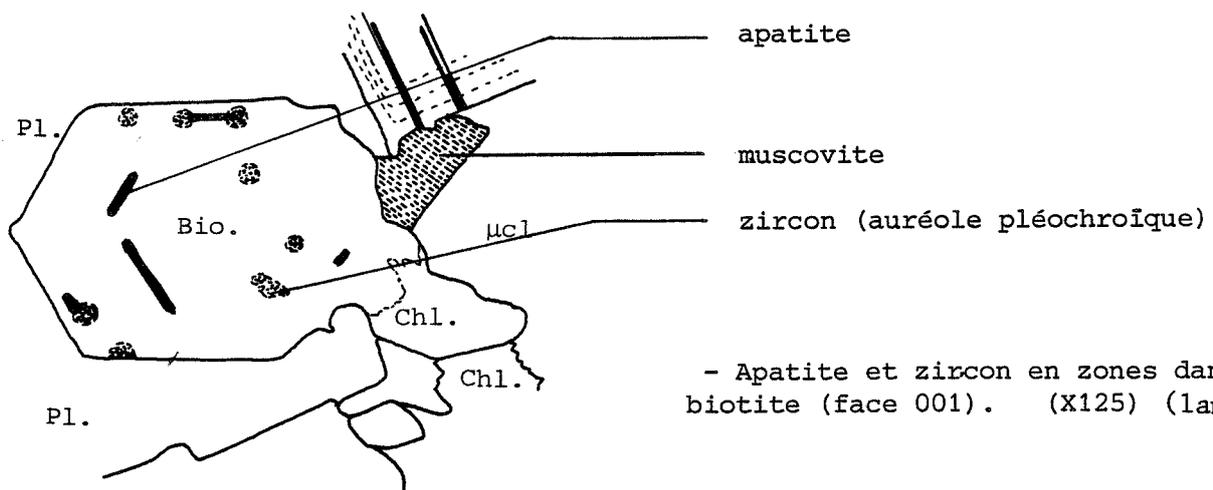
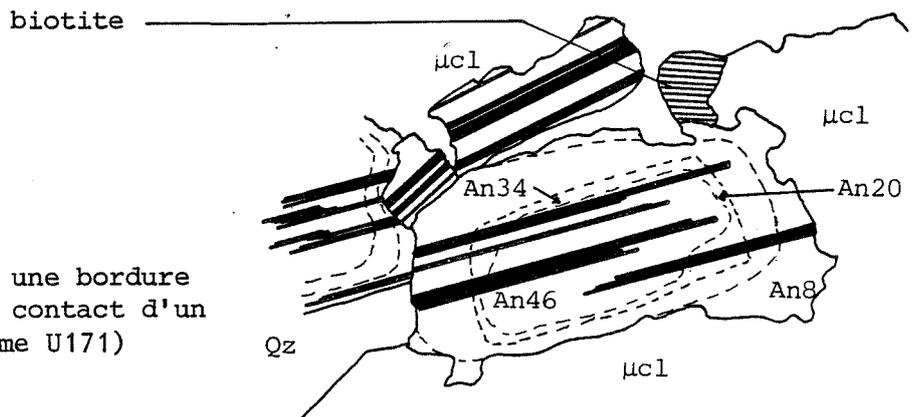


FIGURE III-12

- Accolement d'une biotite sur une des faces d'un plagioclase au cours de sa croissance. (X30) (lame U42)

FIGURE III-13

- Plagioclase développant une bordure albitique en chou-fleur au contact d'un microcline. (X30) (lame U171)



- Apatite et zircon en zones dans une biotite (face 001). (X125) (lame U76)

FIGURE III-14

plagioclases montrent une bordure de réaction: le contact est dentelé et souligné par une frange, en forme de chou-fleur (figure III-13), d'albite limpide ou une myrmékite ; leur coeur est muscovitisé, la muscovite se développant parallèlement aux clivages du plagioclase, il contient aussi de la calcite sous forme de petites "flaques". La biotite n'est pas systématiquement altérée, mais au contact se développe parfois de la muscovite microcristalline ou du quartz. Ce type de feldspath présente deux stades de cristallisation. Un premier stade, magmatique, au cours duquel des biotites et des plagioclases s'accolent aux faces du cristal en cours de croissance, et se font progressivement englober, soulignant ainsi l'habitus du feldspath. Un second stade proche du solidus au cours duquel la cristallisation du feldspath se fait dans les espaces intergranulaires (tendance poecilitique du microcline).

b/ Le deuxième type correspond à des cristaux plus petits, interstitiels et sans inclusions. Ce second type est probablement à corréler à la fin de cristallisation du type a/.

Le plagioclase

Il est automorphe avec une zonation importante, et souvent oscillatoire.

Exemples de zonations déterminées sur plusieurs lames (U42, U76, U171)

 Pour la compréhension des zonations il est nécessaire de préciser les symboles employés. La notation "An47 -> 37" signifie que la composition du plagioclase varie en continue entre 47 % et 37 % d'anorthite, la notation "An32] An26" signifie une discontinuité brutale dans la zonation. La valeur la plus à gauche correspond toujours au coeur du cristal.

An32] An26] An32] An26] An32] An26] An32] An26] An32]
 An28] An26] An28] An28 -> An20] An16 -> An10 (figure III-15)

An52] An47 -> 37] An42] An34] An29 -> 27] An25] An3

An35 -> 31] An 29 -> 16] An15] An18] An16] An11

An31] An29] An26 ->20] An18] An13 -> 04

An16 -> 12] An15 -> 12

An37 -> 20] An14

An22 -> 19] An14

Sa taille est assez importante, elle atteint parfois le centimètre. Lorsqu'il est inclus dans le microcline sa taille est beaucoup plus petite (1,5 à 2 mm).

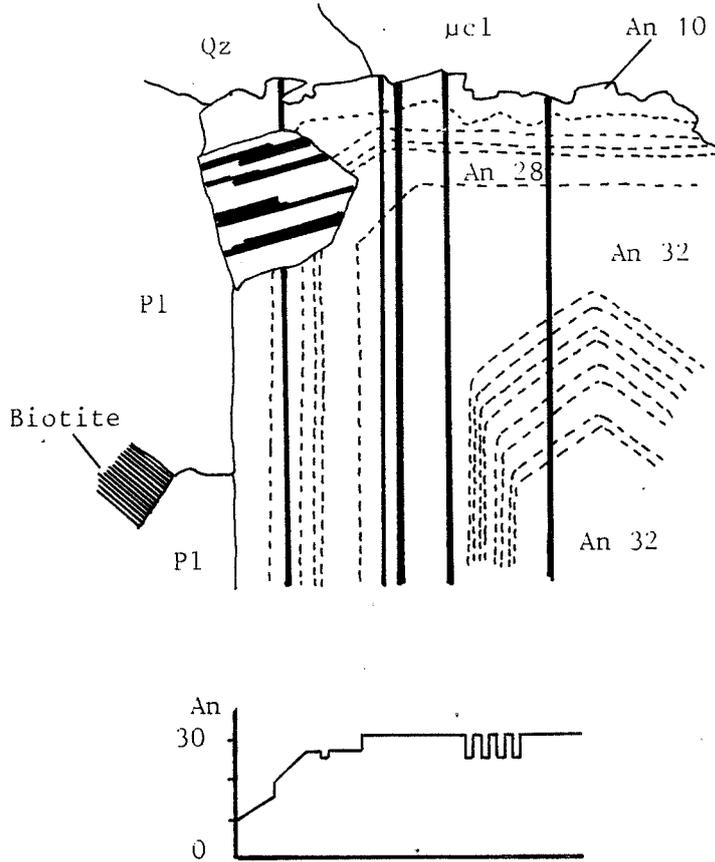


FIGURE III-15

- Zonage oscillatoire dans un plagioclase de granite à biotite (lame U76) (X125)

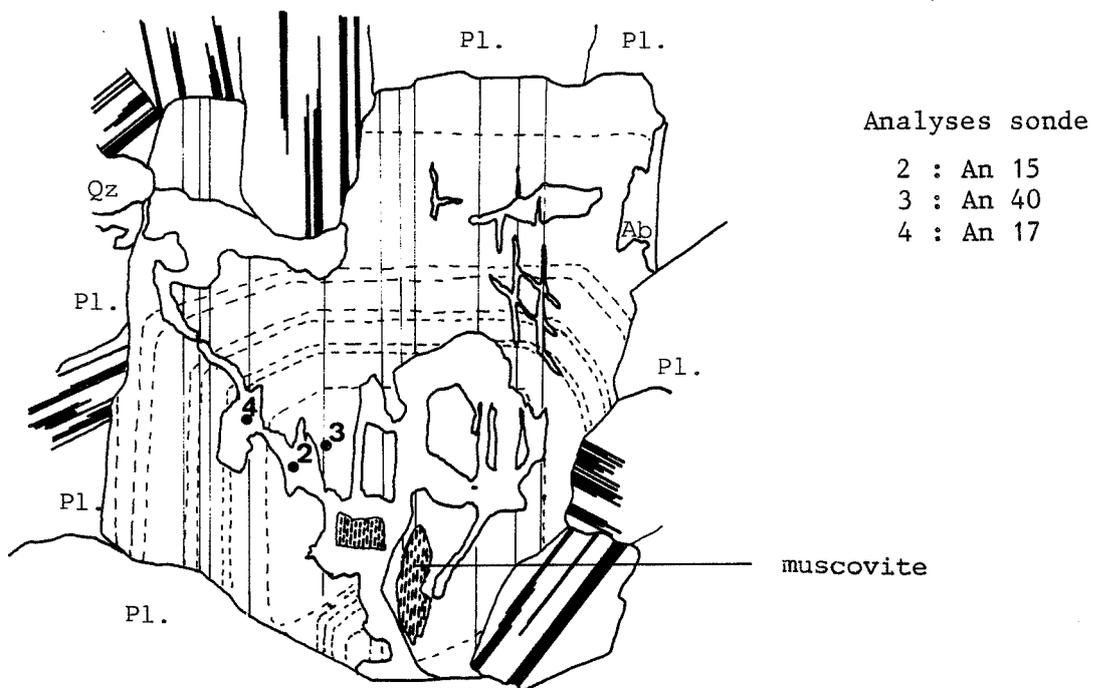


FIGURE III-16

- Début de transformation d'un plagioclase zoné dans un granite à biotite (remplacement par de l'oligoclase An 15-17) (lame U42) X30.

Les inclusions de biotite parallèlement à l'allongement (figure III-12) y sont fréquentes, ainsi que les phénomènes de syneusis (accolement de deux individus au cours de leur croissance). La séricitisation est non négligeable surtout pour les zones à teneurs en anorthite plus importantes (cœur des plagioclases). On constate aussi que certains individus subissent une transformation partielle qui se développe le long des clivages et des fractures, le plagioclase préexistant étant remplacé par un plagioclase plus acide (oligoclase acide). Deux analyses sondes ont donné An15 et An17 (figure III-16).

La biotite

Sa répartition n'est pas homogène. En effet c'est dans les espaces à la périphérie des grains de quartz et de feldspaths qu'elle est présente. Les cristaux y atteignent la taille maximum observable (0,2 à 0,3 cm). La disposition en chapelet ou en amas est très fréquente. La biotite est automorphe, pléochroïque dans les brun-rouge et contient des inclusions d'apatite automorphe (section basale 0,05 mm, allongement 0,25 mm maximum) et de zircon marquant la biotite d'une auréole pléochroïque. La répartition de ces deux minéraux n'est pas quelconque et dans de nombreux cas (observations favorables pour les faces basales de biotite) ils se disposent plutôt dans les zones externes à la périphérie des cristaux de biotite. Le centre est beaucoup plus pauvre, voire même sans inclusions (figure III-14).

Leur rapport $Fe/(Fe+Mg)$ varie de 0,667 à 0,690, Al_6 entre 0,53 et 0,92, MnO entre 0,31 % et 0,77 %, TiO_2 entre 2,46 % et 3,67 %.

Ces biotites ont une tendance générale à se chloritiser sur leur bordure. Cette chloritisation s'accompagne de :

- recristallisation du titane sous forme d'aiguilles de sagénite (rutile) dans les clivages de la chlorite.
- développement de sulfures, essentiellement de la pyrrhotite.
- formation de muscovite subordonnée.

Ceci peut aller jusqu'à la transformation complète lorsque la biotite est de petite taille (0,4 à 0,6 mm).

La prehnite est souvent présente, en lentilles entre les lamelles de certains individus. Elle se développe en fuseau et semble écarter et déformer les lamelles de la biotite.

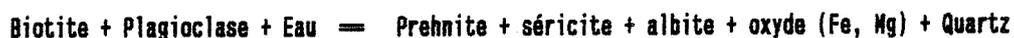
Ce minéral a été déterminé à la microsonde, son apparence en lame mince permettant difficilement de le reconnaître optiquement.

Analyse microsonde (Lame U42)

SiO ₂	:	43,4	%
Al ₂ O ₃	:	24,0	%
CaO	:	26,6	%
FeO	:	1,05	%
MgO	:	0,02	%
MnO	:	0,04	%
Na ₂ O	:	0,01	%
K ₂ O	:	0,01	%

Total	:	95,3	%

Cette association biotite-prehnite est assez courante et décrite surtout dans des roches plutoniques basiques (C.T. Wrucke, 1965 ; M. Maggetti, 1972 ; A.C. Moore, 1976) et dans des roches métamorphiques (H.P. Zeck, 1971 ; D. Field et J.R. Rodwell, 1968). On la trouve plus rarement dans les roches granitiques (E.R. Phillips et P.C. Rickwood, 1975 ; A.J. Tulloch, 1979). Liou, 1971, note que la prehnite est instable au dessus de 393°C à 5 Kb, ceci implique que son origine ne peut être primaire. Phillips et P.C. Rickwood, 1975 interprètent sa formation comme le résultat de réactions deutériques liées à une interaction entre le plagioclase et la biotite, du type :



La prehnite trouve un support cristallographique favorable dans la biotite. De plus le rapport Si/Al est assez semblable dans les deux minéraux ce qui implique, uniquement, un déplacement de calcium vers la biotite pour aboutir à la formation de prehnite.

La muscovite

Elle est peu abondante et se limite à des produits d'altération :

- déstabilisation de la biotite (chloritisation)
- séricitisation du plagioclase.

Elle est présente aussi dans des microfissures probablement tardives affectant le quartz.

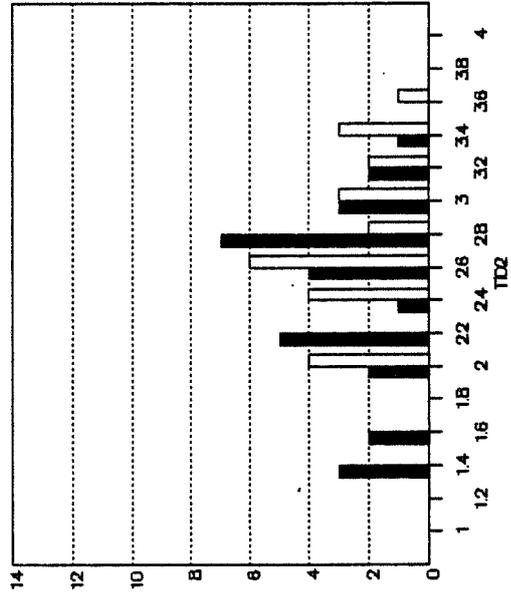
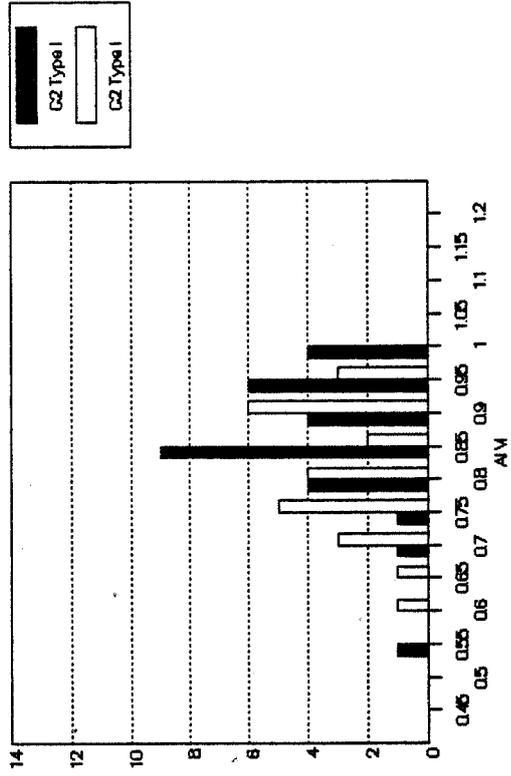
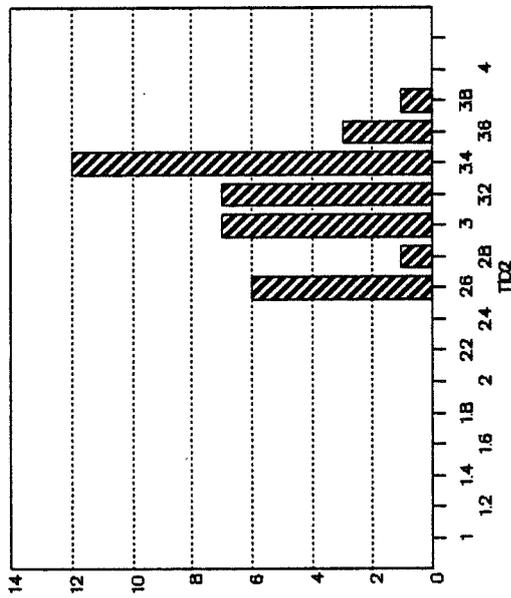
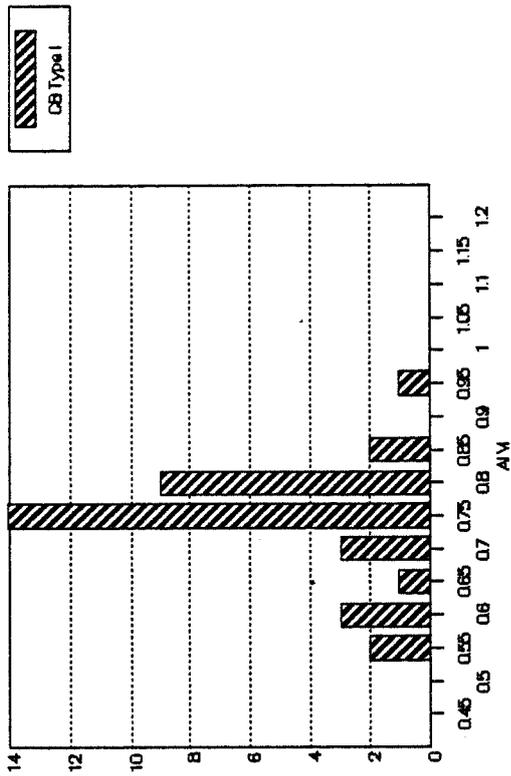


FIGURE III-17 : Histogrammes de répartition des teneurs en TiO₂ et AlVI des biotites de type I et de type II des granites de Fumade.

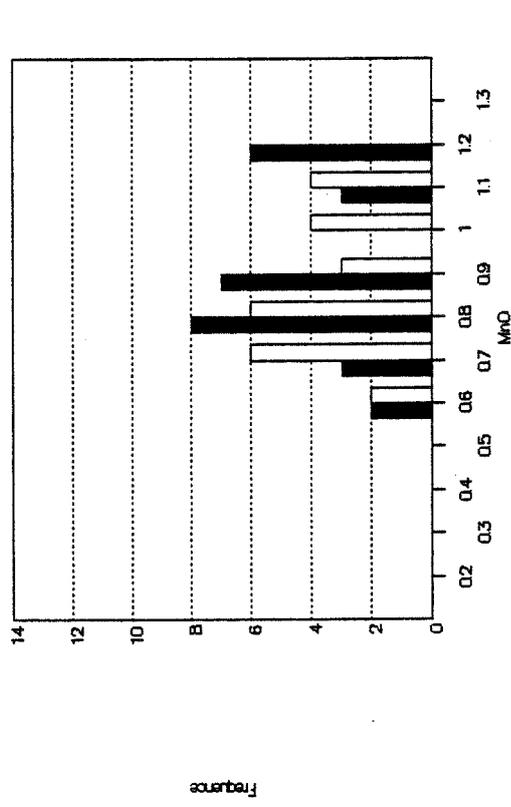
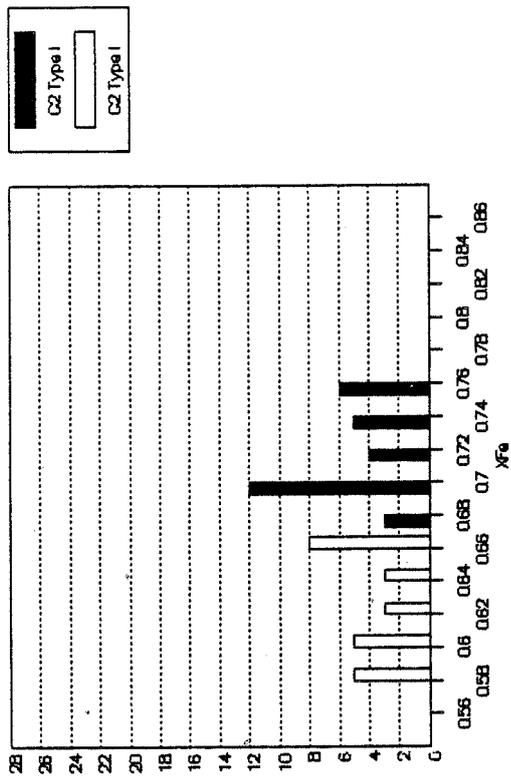
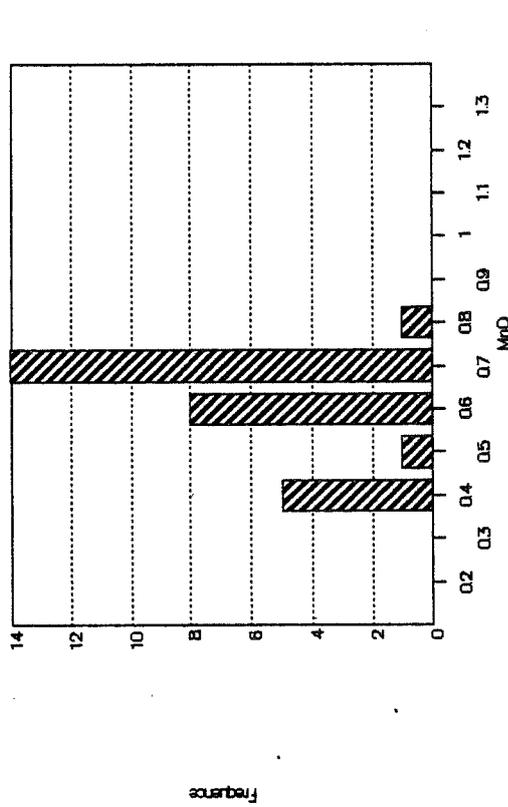
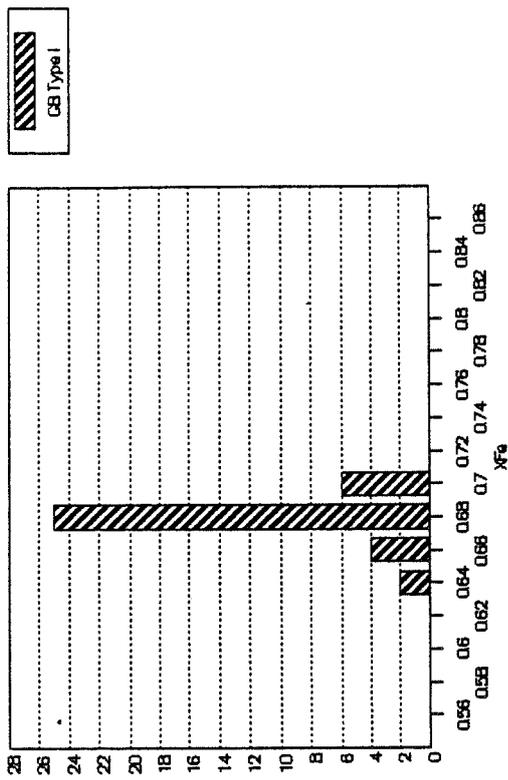


FIGURE III-18 : Histogrammes de répartition des teneurs en MnO et Fe/(Fe+Mg) des biotites de type I et de type II des granites de Fumade.

Les minéraux accessoires

Zircon et apatite sont liés essentiellement à la biotite, en inclusion comme on l'a vu précédemment ou proche de la biotite (périphérie). Il est très rare de trouver des cristaux isolés de zircon, par contre l'apatite a une répartition plus large :

- inclusions dans plagioclase, quartz, microcline
- petits nids au milieu de plages de quartz globulaire, où elle se dispose en amas avec microcline et plagioclase interstitiels.

Le fait de ne trouver les zircons et les apatites essentiellement que dans la biotite permet de penser que ces deux minéraux cristallisent précocement. On pourrait espérer observer une répartition homogène de ces deux minéraux dans le granite. C'est le contraire qu'on observe. Il existe donc un phénomène probablement de tension de surface qui accolerait ces minéraux à la biotite de façon préférentielle. Cette hypothèse peut être tout aussi valable dans le cas de l'accolement de biotite et de plagioclase sur les faces de croissance d'un plagioclase ou d'un feldspath potassique.

Monazite : assez rare aussi, elle est associée à des amas de biotite. Elle est en cristaux automorphes de 0,05 à 0,3 mm.

4-2 Granite à deux micas

C'est une roche homogène, grenue, isogranulaire (0,1 à 0,4 cm) d'aspect clair à blanc laiteux, contenant fréquemment des phénocristaux de quartz et de feldspath. La biotite est plus uniformément répartie que dans les granites à biotite et moins trapue (0,5 à 2 mm). C'est un faciès où la proportion de biotite varie dans un intervalle assez large et il est possible de le subdiviser en deux sous-faciès d'après leurs teneurs en biotite : les granites à deux micas riches en biotite (1 à 2 % de biotite - pourcentage modal estimé) noté - 2R - ; les granites à deux micas pauvres en biotite (< 1 % de biotite) noté - 2P -.

La notation englobant les deux sous-faciès est - G2 -.

Le quartz

On distingue trois types de quartz :

- a/ Un quartz globulaire qui correspond à des phénocristaux de 2 à 3 mm, ressemblant à ceux décrits dans les granites à biotite (automorphe, amas polycristallin, contours dentelés) ;
- b/ Un quartz interstitiel plus petit (0,5 à 1 mm), xénomorphe se disposant dans les espaces intergranulaires, résorbant parfois les autres minéraux (microcline - plagioclase - biotite) ;



FIGURE III-19

Inclusions de plagioclases et biotites en zones dans un microcline (lame U76) (X 6,5)

-  Plagioclase
-  Microcline
-  Biotite
-  Muscovite
-  Myrmékyte
-  Quartz c/
-  Quartz b/

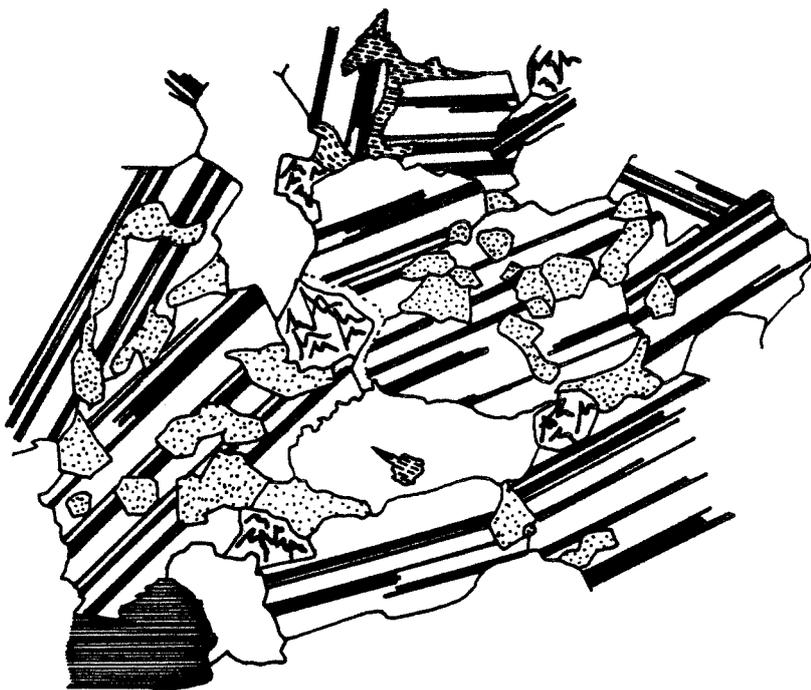


FIGURE III-20

Granite à deux micas (lame U61); petits quartz se surimposant à la texture de la roche (x30)

c/ Un quartz tardif en plages de forme contournée ou parfois automorphes. Elles semblent se disposer à l'emporte-pièce dans les feldspaths, en cristaux isolés, en chapelets, disséminés, ou à leur périphérie. Ce type de quartz semble se surimposer à la texture de la roche (figure III-20).

Le microcline

La taille des phénocristaux ne dépasse pas 0,8 cm. Ils sont faiblement perthitiques, à contours dentelés (tendance poecilitique) et contiennent des inclusions de plagioclase et de biotite. Il est moins évident que ces inclusions marquent la forme du feldspath potassique au cours de sa croissance du fait que ces dernières sont beaucoup moins abondantes mais il est tout à fait probable que ce genre de microcline ait eu un stade de croissance magmatique.

Le microcline existe aussi en grande partie sous forme interstitielle d'aspect limpide.

On y observe aussi ces "zones résiduelles sombres" équivalentes à celles observées dans les microclines de GB.

Le plagioclase

Il est automorphe et zoné. Il existe d'une part en phénocristaux peu abondants (taille maximum 1 cm) et en cristaux plus petits montrant une zonation plus réduite par rapport à celle des phénocristaux.

Phénocristaux zonés

An38 -> 35] An30] An25 -> 23] An4

An31 -> 27] An23 -> 21] An18

An28 -> 18

An40 -> 37] An25] An23

Cristaux plus petits

An17 -> 11

An8

Contrairement aux plagioclases des granites à biotite on n'observe pas de zonation oscillatoire. Généralement il est séricitisé et même parfois muscovitisé. On observe aussi la présence de calcite en "flaque". Cette calcite ne semble pas liée directement à l'intensité de la séricitisation du plagioclase, sa quantité étant assez variable mais toujours faible.

La biotite

Elle est moins abondante et de grain plus fin que dans les granites à biotite. Elle est isolée ou en amas de quelques individus à la périphérie des quartz et des feldspaths; en inclusions dans le quartz (globulaire et interstitiel) et les feldspaths. Ses caractéristiques sont similaires à celles des biotites des granites à biotite (automorphe, pléochroïsme, inclusions de zircon et d'apatite).

Variation des compositions pour les 2R :

Leur rapport $Fe/(Fe+Mg)$ varie de 0,683 à 0,748, Al_6 entre 0,53 et 0,98, MnO entre 0,55 % et 1,15 %, TiO_2 entre 2,10 % et 3,40 %.

Variation des compositions pour les 2P :

Leur rapport $Fe/(Fe+Mg)$ varie de 0,673 à 0,759, Al_6 entre 0,84 et 0,98, MnO entre 0,77 % et 1,31 %, TiO_2 entre 1,26 % et 2,31 %.

La chloritisation est plus importante que dans les granites à biotite et de nombreux individus ont subi une transformation complète. Cette transformation conduit, à la formation de chlorite - de muscovite - de sulfures (pyrite - chalcopryrite) et d'oxydes de titane (rutile --> anatase).

Certaines biotites sont légèrement différentes, avec un pléochroïsme brun-rouge plus vif que celui des autres biotites. Elles sont accompagnées d'une paragenèse comprenant pyrrhotite et ilménite. Ces deux minéraux se développent de façon intime avec la biotite, souvent le long des clivages, à l'extérieur ou en inclusion.

Variation des compositions pour ces biotites(2R, 2P):

Leur rapport $Fe/(Fe+Mg)$ varie de 0,573 à 0,656, Al_6 entre 0,59 % et 0,92 %, MnO entre 0,55 % et 1,05 %, TiO_2 entre 1,95 % et 3,51 % (figures III-17 et III-18).

On constate que ce type de biotite est plus magnésien que les biotites décrites précédemment. On fera donc deux distinctions du point de vue chimique : les biotites de type I, d'une part, et les biotites de type II, d'autre part, plus magnésiennes et qui sont associées à une paragenèse à ilménite, pyrrhotite résultant probablement d'un processus différent du processus magmatique.

La muscovite

On distingue trois types de muscovite, deux d'entre eux sont à lier à des altérations:

- a/ Séricitisation et muscovitisation de plagioclase
- b/ Déstabilisation de la biotite.
- c/ Un troisième type s'individualise par son habitus. C'est une muscovite squelettique de taille assez importante (max 2 à 3 mm), qui se développe uniformément dans la roche en cristaux isolés ou en amas de plusieurs individus.

Minéraux accessoires

Grenat (alm-spess) : il a été trouvé un fois dans l'échantillon U75, associé étroitement à la biotite.

Apatite et zircon sont rares en dehors des inclusions visibles dans les biotites.

Ilménite

L'ilménite, qui accompagne biotite-pyrrhotite, a été dosé à la microsonde, elle a une composition très riche en manganèse (Tableau III-2).

	L151	L22 10	L22 11	L76 1	L76 2	L76 6	L76 7
Ti :	1,87	1,88	1,89	1,89	1,88	1,88	1,91
Fe :	1,61	1,76	1,76	1,73	1,72	1,71	1,69
Mn :	0,51	0,35	0,35	0,38	0,39	0,40	0,40
%							
Ilménite :	0,76	0,83	0,83	0,82	0,81	0,81	0,80
Pyrophanite:	0,24	0,17	0,17	0,18	0,19	0,19	0,20

Tableau III-2 : Tableau des formules structurales (sur 6 oxygènes) des ilménites de G2 et des proportions en ilménite (s.s.) et en pyrophanite.

Les sulfures sont tardifs (pyrite - chalcopryrite), ils se mettent en place dans des microfissures entre les minéraux. La pyrrhotite est plutôt liée à l'association biotite-pyrrhotite-ilménite.

4-3 Les granites à grain fin

C'est une roche homogène, blanche à grise, isogranulaire (0,2 à 1,5 mm) présentant parfois des phénocristaux de plagioclase (1,5 à 2 mm), de biotite (jusqu'à 2 mm) en partie ou totalement chloritisée (auto à subautomorphe) et aussi parfois des quartz à tendance globulaire (\approx 2 mm). Ce granite est noté - GF -.

Le quartz

Deux aspects principaux ainsi que des localisations différentes.

a/ Interstitiel et xénomorphe. Il semble boucher les espaces intergranulaires et corrode les plagioclases à son contact. On y trouve parfois de petites biotites (0,1 à 0,2 mm) ainsi que de petits plagioclases, à tendance automorphe, (0,1 à 0,2 mm) en inclusions.

b/ En petits cristaux arrondis (subautomorphes) (0,2 à 0,4 mm) paraissant se développer à l'emporte-pièce sur la texture de la roche. Ces petits quartz se disposent aussi en couronne à la périphérie des cristaux de plagioclase de grande taille (couronne de "gouttelettes").

Un troisième aspect plus discret peut évoquer la présence de quartz globulaire plus précoce (forme, inclusions de biotite et plagioclase).

Le microcline

Il est limpide en grande partie, xénomorphe et interstitiel. On y observe systématiquement des "zones résiduelles sombres" (description : voir microcline du GB). Il est très rarement perthitique et il développe des myrmékites au contact du plagioclase (pas systématiquement). Il semble parfois remplacer le plagioclase à son contact. Les individus de grande taille ont des inclusions de petits plagioclases (0,2 à 0,4 mm) ayant un aspect général plutôt automorphe mais les contacts avec le microcline sont flous et parfois contournés.

Le plagioclase

Il est automorphe à subautomorphe, maclé albite et parfois Carlsbad. Plusieurs catégories de taille peuvent être distinguées. Des individus de grande taille (1 à 2 mm) plutôt isolés, ayant les zonations les plus fortes (An 16-11-4, An 17-13-9 du cœur vers le bord) ; des individus plus petits et plus allongés (0,5 à 1 mm) avec peu voire pas de zonation (An 8-9, An 12, An 7, An 11) ; des individus de petite taille (0,2 à 0,5 mm), certains zonés nettement, d'autres non zonés (An 5).

Ce sont donc des plagioclases de type albite - oligoclase acide. Ils sont tous séricitisés, mais présentent souvent une bordure albitique limpide (An 4-5). Le développement de muscovite parallèlement aux clivages ou aux plans de macle dénote probablement un stade de séricitisation plus poussé. Le phénomène de séricitisation est accompagné de la cristallisation de calcite en plages xénomorphes (très faible proportion).

La biotite

Dans tous les cas, elle est peu abondante et difficilement observable à l'état frais. En inclusion dans les cristaux de quartz, elle est de petite

taille (0,1 à 0,4 mm) mais semble être mieux préservée du phénomène de chloritisation. En effet, les individus de taille plus importante, et interstitiels sont systématiquement chloritisés, partiellement voire totalement. Ce phénomène de chloritisation s'accompagne de la formation d'oxydes de titane (anatase, sagénite) de la cristallisation principalement de pyrrhotite mais aussi de pyrite ainsi que du développement de muscovite.

L'association la plus complète est la suivante :

- chlorite, muscovite, anatase (leucoxène), pyrrhotite

Dans ces différentes associations, il est fréquent de retrouver de petits zircons sans doute présents dans la biotite avant que cette dernière ne soit transformée.

Il est difficile d'obtenir à la microsonde une composition de biotite fraîche. Les quelques points effectués révèlent un rapport Fe/(Fe+Mg) plutôt fort, 0,70 à 0,73, se situant au niveau des valeurs fortes des G2, si, bien sûr, on suppose que ces valeurs sont héritées de la composition de la biotite sur laquelle s'est développée la chlorite. Les teneurs des autres éléments ne peuvent pas être représentatifs de la biotite initiale.

La muscovite

Elle se développe, en partie, aux dépens de la biotite. Mais elle est aussi sous forme de cristaux squelettiques (1 à 2 mm) ou parfois en amas radiés (\approx 1 mm), croissant sur du microcline, ou dans les joints intergranulaires. Elle pousse aussi dans les plagioclases le long des clivages (séricitisation plus poussée ?).

Le grenat

C'est un grenat de type almandin-spessartine (alm 50 à 60 - sp 43 à 34) avec une faible proportion de pyrope et de grossulaire. Il est en faible quantité (certains échantillons n'en contiennent pas) mais de taille relativement importante (0,1 à 0,5 mm), très craquelé, automorphe, mais altéré le long des fractures avec un développement de muscovites très fines et parfois de calcite. Il semble corrodé par du quartz, on observe des figures qui peuvent ressembler à des golfes de corrosion, mais il est difficile d'être affirmatif, ces figures pouvant aussi correspondre à du quartz partiellement englobé au cours de la croissance du grenat. Il est le plus souvent isolé, engrené avec les autres minéraux ou plus rarement inclus dans un feldspath.



FIGURE III-21. - Granite à grain fin riche en grenat (lame U92). (x100)

-  Quartz
-  Plagioclase
-  Microcline
-  Muscovite
-  Grenat

Minéraux accessoires

. Anatase

C'est un des produits d'altération de la biotite (chloritisation). De couleur bleue à brune en lumière naturelle, elle laisse faiblement passer la lumière.

. Ilménite

. Tourmaline

Elle est poecilitique et corrode les autres minéraux, elle semble donc être tardive. Optiquement elle ne montre pas de zonation.

. Sulfures

La pyrrhotite : elle est liée étroitement à la chloritisation de la biotite.

La pyrite : présente en faible proportion avec la pyrrhotite mais se localise plutôt dans les zones plus précises : proximité de fractures, filonnets, zones plutôt circulaires où elle se développe dans les espaces intergranulaires. Elle est probablement à rattacher à un phénomène tardif d'altération.

4-4 Granite à grain fin riche en grenat (figure III-21)

C'est une roche isogranulaire (0,2 à 0,6 mm), homogène, de couleur blanche à blanc crème piquetée de points rose limpides, c'est un faciès qui peut contenir une proportion importante de grenat (grenat mixte almandin - spessartine) . Ce granite est noté - AG -.

Le quartz

Il est essentiellement xénomorphe (tendance amiboïde) et interstitiel. Il englobe et corrode souvent du microcline et du plagioclase. On y observe, en inclusion, des microcristaux ovoïdes à subautomorphes d'albite (0,05 mm). Il est parfois fracturé. Certains quartz sont en plages de forme variée, contournée mais aussi subautomorphes et semblent se développer à l'emporte-pièce sur la texture de la roche.

Le microcline

Il est xénomorphe, interstitiel. Il est faiblement perthitique. On retrouve les "zones résiduelles sombres" (voir description du microcline dans GB) mais moins développées que dans les faciès précédents. En inclusion, il faut noter la présence de plagioclase remplacé partiellement

par le microcline ainsi que les microcristaux d'albite subautomorphes. Il est assez systématique d'observer le plagioclase corrodé par le microcline, ce dernier croissant suivant l'orientation marquée par les macles de l'albite du plagioclase.

Le plagioclase

Il forme des cristaux automorphes à subautomorphes le plus souvent allongés maclés albite et parfois Carlsbad (0,2 à 0,6 mm). Il n'est pas zoné. Sa composition varie entre An4 et An15.

La muscovite

On distingue deux types assez différents.

D'une part des petits cristaux automorphes (0,1 à 0,3 mm) interstitiels disséminés ou regroupés en amas de 5 ou 6 individus minimum, imbriqués les uns dans les autres.

D'autre part, des cristaux plus importants, squelettiques (jusqu'à 0,6 mm), remplaçant ou se développant aux dépens de microcline ou de plagioclase.

Ces deux types de muscovite sont plutôt secondaires. Il n'a pas été observé de muscovite pouvant correspondre à de la muscovite primaire.

Le grenat (alm 50 à 64 - sp 55 à 33)

Il est automorphe, de petite taille (0,1 à 0,4 mm). Il se dispose souvent en chapelet au sein de la roche. Il est très peu altéré, seul le quartz tardif semble le corroder (golfs de corrosion). On le trouve aussi bien dans le microcline, le plagioclase ou le quartz. Les relations chronologiques avec la muscovite sont difficile à déterminer. Les quelques contacts observés ne montrent pas d'interaction entre ces deux minéraux. Il faut noter que dans certains cas de petits cristaux de muscovite se disposent en couronne, accolés autour du grenat, ou se développent dans les fractures du grenat, phénomènes semblant marquer la postériorité de la muscovite (figure III-22).

La biotite

Très rare, parfois encore fraîche en inclusion dans le quartz mais toujours chloritisée lorsqu'elle est interstitielle. Elle est de petite taille (< 0,1 mm) et toujours très allongée en section (tendance lamellaire).

Le problème est le même que pour les GF où il est difficile d'obtenir à la microsonde une composition de biotite fraîche. Il est possible à titre indicatif de fournir un intervalle de variation du rapport Fe/(Fe+Mg) de 0,70 à 0,79, obtenues sur des biotites partiellement chloritisées.

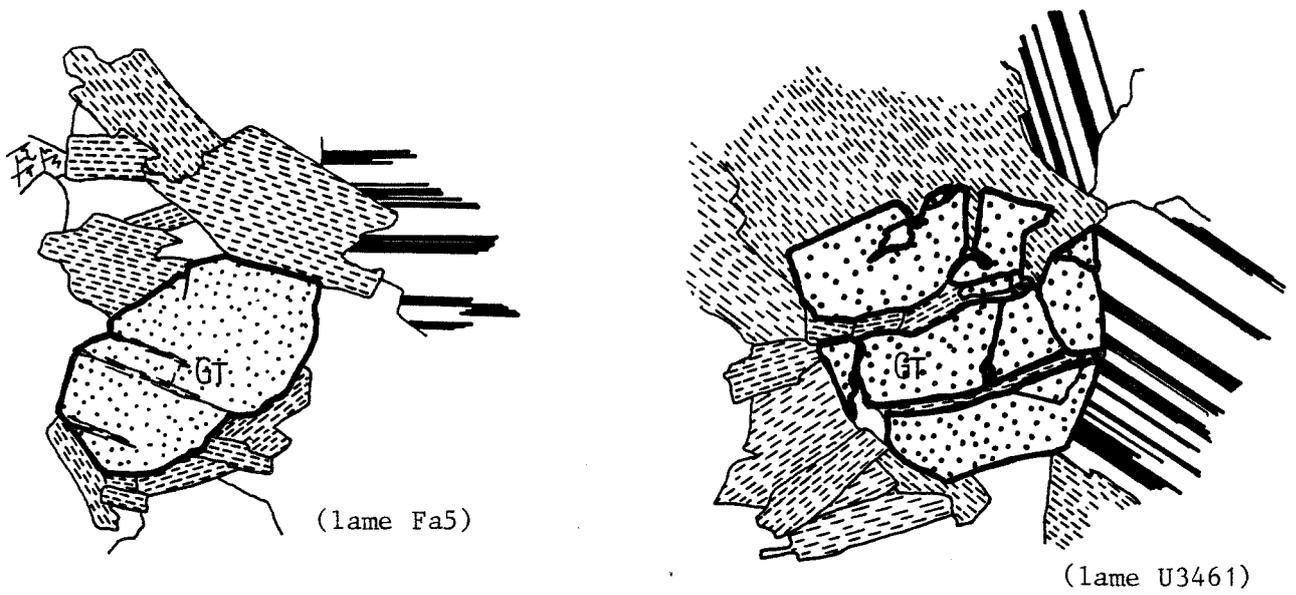


FIGURE III-22 Relations muscovite - grenat dans les GF et AG.

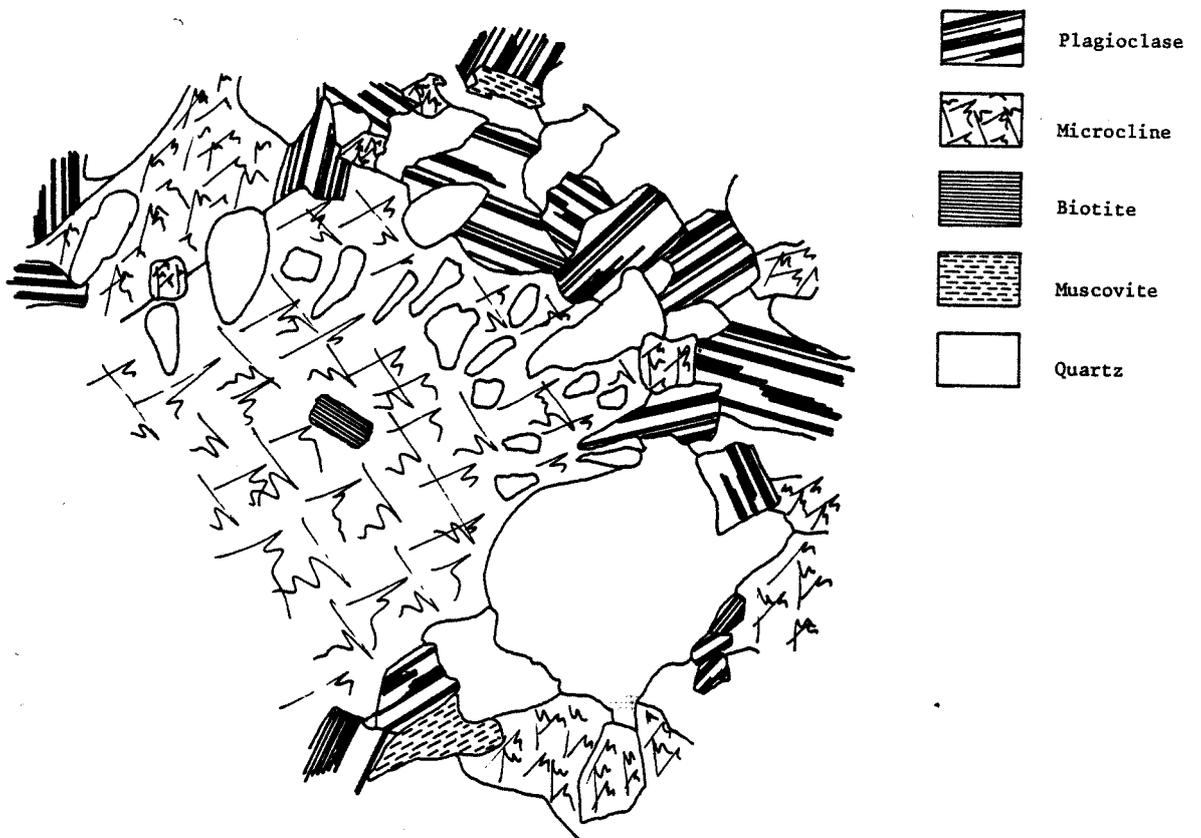


FIGURE III-23

Disposition en couronne de plages de quartz, en forme de gouttelettes, autour d'un microcline de microgranite.
 (lame U366) (X 30)

Les sulfures

La présence de pyrite et de chalcopyrite est assez fréquente. Elles appartiennent à une phase d'altération tardive et se développent dans des fractures

4-5 Microgranite

C'est un faciès très peu abondant (il ne nécessite que peu d'attention).

La roche présente des phénocristaux de quartz (1 cm), de microcline (1 cm), de plagioclase (0,8 cm) et de biotite (1 à 2 mm) et une mésostase finement grenue (≈ 1 mm). Ce faciès est noté - MG -.

Les phénocristaux

Les quartz globulaires sont en réalité des amas de plusieurs individus (5-6) dont l'agencement respecte la forme automorphe du quartz. Ces quartz sont tout à fait semblables à ceux déjà observés dans les granites à biotite et granites à deux micas. Les joints entre individus (0,2 mm) sont remplis par la mésostase (quartz - microcline - plagioclase). Le microcline est xénomorphe, il présente des "zones résiduelles sombres" (voir description du microcline de GB) et contient en inclusion des plagioclases (≈ 1 mm) toujours partiellement à totalement muscovitisés et parfois de la biotite (0,4 à 0,6 mm). Sa partie extérieure est plus limpide et contient des petites plages de quartz en forme de gouttelettes disposées régulièrement en couronne faisant penser à une texture micropegmatitique (figure III-23). Le plagioclase est automorphe à subautomorphe, fortement zoné (sections non favorables à la mesure An : très forte séricitisation), et son coeur fortement altéré (nombreux arrachements lors de la confection de la lame mince). Sa périphérie présente le même phénomène que le microcline. La biotite est partiellement à totalement chloritisée et muscovitisée lorsqu'elle se trouve dans la mésostase, elle est moins transformée lorsqu'elle est en inclusion dans le quartz, le microcline ou le plagioclase (meilleure préservation des biotites lorsque celles-ci sont isolées dans un minéral hôte). Elle contient quelques inclusions de zircon et d'apatite. Deux analyses ont été effectuées sur des biotites. On constate que le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ est fort : 0,79 et 0,81 ; que les teneurs en TiO_2 et Al_6 sont fortes et cohérentes avec les autres granites : 2,13 % et 3,14 % pour le titane et 0,93 % pour Al_6 . Il est difficile de généraliser avec aussi peu de données.

La mésostase

Le grain de la mésostase est assez grossier, ce qui permet une étude de la nature des minéraux plus facile (taille du grain : 0,5 à 1 mm).

La minéralogie est équivalente à celle des phénocristaux. Le quartz se présente sous deux formes : une interstitielle et l'autre en petits cristaux subautomorphes se surimposant à la texture. Le microcline est xénomorphe et interstitiel (< 1 mm) et présente aussi des "zones résiduelles sombres". Le plagioclase (< 1 mm) est automorphe à subautomorphe ; c'est un oligoclase (An17 - An14 - An11), avec très souvent une fine bordure albitique (An9 - An10). La biotite (0,2-0,3 mm) est chloritisée sauf lorsqu'elle est dans le quartz. La muscovite se développe en grands cristaux squelettiques à contours dentelés et en gerbes radiées ; elle est interstitielle ou remplace le microcline ou le plagioclase.

4-6 Manifestations à caractère pegmatitique

4-6-1 Les granites miarolitiques à muscovite

Leur aspect est hétérogène et il est donc nécessaire de distinguer deux textures totalement différentes (tableau III-3).

a/ Le fond de la roche, en quelque sorte la "matrice", à texture granitique isogranulaire moyenne à fine (2 à 3 mm) est du type granite à 2 micas. Elle est constituée de microcline faiblement perthitique, interstitiel, de plagioclase automorphe non zoné (An10 - An12) parfois légèrement séricitisé, de quartz interstitiel, de muscovite en gerbe ou squelettique. Le grenat est présent en cristaux de 0,2 à 0,5 mm. La biotite est subordonnée toujours en petits individus de 0,05 mm maximum et presque toujours chloritisée.

b/ Les miaroles, inégalement réparties, de forme plus ou moins ellipsoïdales, centimétriques, allongées parallèlement à l'orientation principale de la lame d'aplite et pouvant se lier les unes aux autres en chapelet. Ces miaroles sont constituées de cristaux de taille beaucoup plus importante que ceux de la "matrice" (taille de l'ordre du $\frac{1}{2}$ centimètre). La disposition de ces cristaux n'est pas quelconque (figure III-24) et montre une zonation centripète avec, sur le pourtour, les feldspaths blancs à rose laiteux automorphes, l'axe [001] perpendiculaire au contact ; au coeur du quartz gris massif. Accessoirement le grenat (1 à 2 mm) la biotite ainsi que la pyrrhotite et la pyrite peuvent faire partie de l'ensemble.

La bordure est constituée principalement de microcline, de plagioclase en moindre proportion et de rare muscovite interstitielle. Le microcline

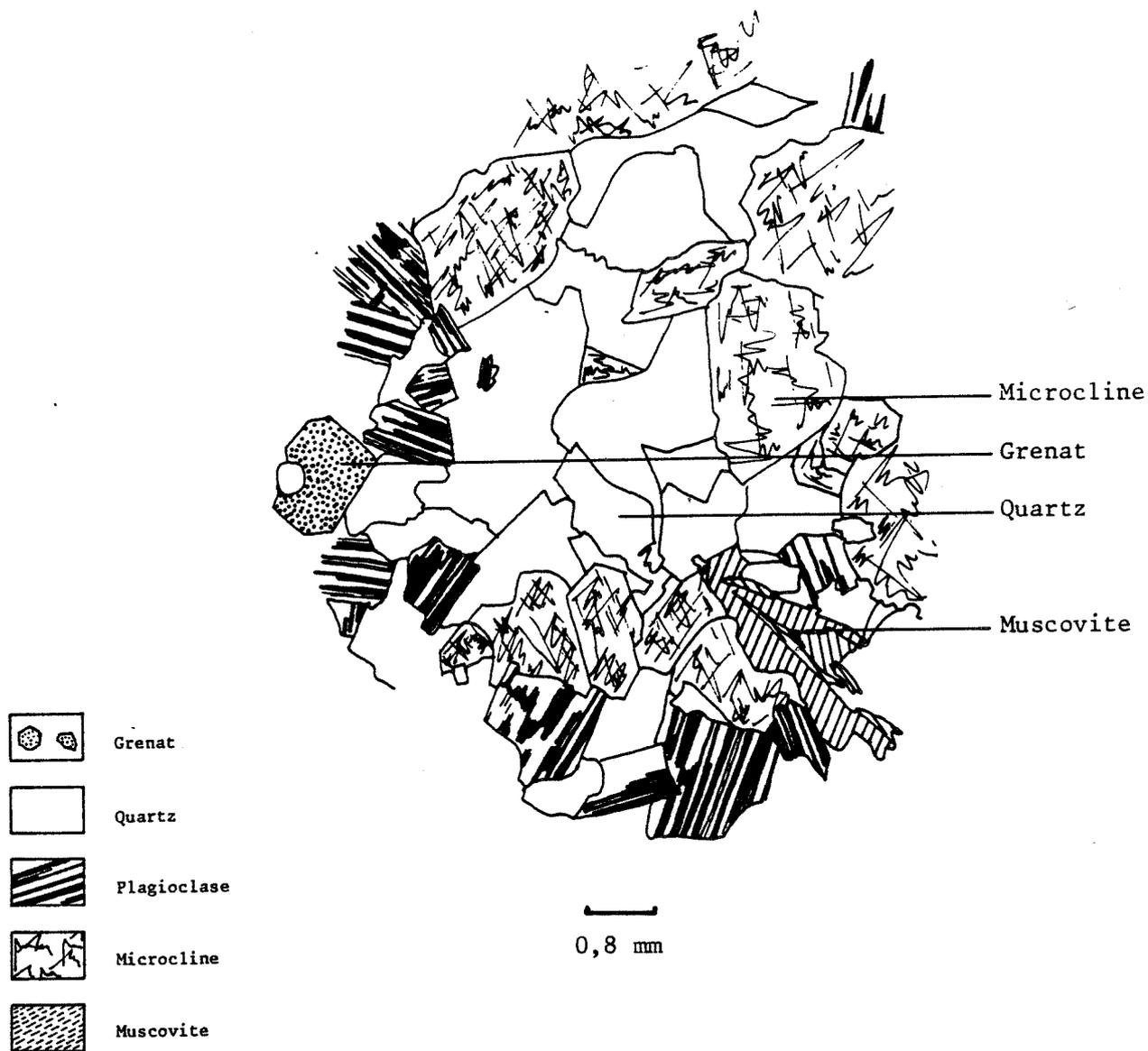


FIGURE III-24

— Miarole dans un granite miarolitique.

Sondage Fu 34 106,80 m

Structure concentrique d'une miarole avec à la périphérie la zone à feldspaths - plagioclase, microcline - avec de la muscovite subordonnée et au coeur le quartz.

est faiblement perthitique, automorphe (croissance géodique), et parfois à quartz granophyrique. Le plagioclase est automorphe (croissance géodique), non zoné, c'est un albite - oligoclase (An10 -An 11). Il est partiellement séricitisé et présente de très fines macles polysynthétiques de l'albite. Au coeur de la miarole le quartz massif est parfois accompagné de muscovite interstitielle ou en inclusion permettant de penser à une syncristallisation.

Cette disposition générale est courante dans ce type de manifestation pegmatitique (H. Jahns et C.W. Burnham, 1969).

Texture granitique homogène (a/ "Matrice")	
b/ Zone de bordure de la miarole	Feldspaths xénomorphes de taille supérieure à celle des feldspaths de zones à texture granitique. Biotite moins abondante dans le granite.
b/ Zone intermédiaire de la miarole	Feldspaths automorphes orientés à croissance centripète. Biotite très fine en inclusion dans le feldspath parallèlement à l'allongement du feldspath.
b/ Coeur de la miarole	Quartz massif xénomorphe. Muscovite .Syncristallisation dans quartz .En gerbe interstitielle

Tableau III-3 : Tableau récapitulatif de la zonation d'une miarole dans un granite miarolitique.

Le grenat, peu fréquent, associé aux feldspaths est un grenat mixte almandin - spessartine. Il est de taille plutôt importante (1 à 2 mm). La biotite est encore plus rare et a une tendance lamellaire (tabulaire) correspondant à un faible développement suivant l'axe [100]. Les sulfures (pyrrhotite, pyrite) sont présents dans quelques cas : ils sont toujours au coeur de la miarole et se développent, le plus souvent, dans les joints entre les grains de quartz.

4-6-2 Les granites miarolitiques à biotite (+ muscovite)

La partie à texture granitique, d'aspect général gris sombre, est constitué essentiellement de feldspaths beige rosé à blanc laiteux, de quartz gris et de biotite. Sa granulométrie, déterminée par le quartz et les feldspaths est hétérogène (taille des minéraux variant de 1 à 7-8 mm). La biotite est lamellaire, ce qui lui donne une forme allongée (jusqu'à 8 mm de long) sur les sections. D'autre part, dispersée dans la roche, on observe des mioles de structure et de distribution tout à fait identiques à celles rencontrées dans les granites miarolitiques à muscovite.

Zone à texture granitique

Le quartz est xénomorphe, interstitiel et remplace partiellement feldspaths et biotite ; on y trouve des reliques de ces minéraux en inclusion. Il est donc tardif. Le microcline se présente sous deux formes. D'une part en grandes plages xénomorphes perthitiques, à inclusion de plagioclases (0,2 à 0,8 mm) et d'autre part en individus plus petits, xénomorphes, moins perthitiques que les gros, et interstitiels. Les plagioclases sont subautomorphes à automorphes (2 à 3 mm maximum). Ce sont des oligoclases (An19 - An16) peu ou pas zonés. Les plagioclases inclus dans un microcline, de même que ceux en contact avec un microcline développent une frange albitique (An8 - Ab), parfois en "chou-fleur", parfois automorphe, entre le microcline et le plagioclase. Ce phénomène a déjà été observé dans d'autres faciès. Plus rarement, on observe des bourgeons myrmékitiques. La biotite a un habitus très particulier dans ce faciès. Son développement est très important dans le plan (001) par rapport à sa croissance suivant l'axe [100] ce qui donne des biotites tabulaires très peu épaisses. Ces biotites présentent des inclusions de zircon induisant la formation d'auréoles pléochroïques. Ce zircon peut atteindre des tailles importantes (0,1 mm) qui n'ont pas été observées dans les autres granites de la série. Le plagioclase a tendance à corroder cette biotite. Par contre les contacts biotite - microcline sont toujours nets. La muscovite est subordonnée. Elle est directement issue de la transformation partielle de la biotite (chloritisation + muscovitisation).

Les mioles

La zonation est du même type que dans les mioles provenant des granites miarolitiques à muscovite. La biotite y joue un rôle plus important. Le quartz massif, associé à la muscovite (disposée en gerbe) en inclusion, est au coeur. Cette texture amène à penser que le quartz et la muscovite ont cristallisé ensemble. La zone intermédiaire est constituée essentiellement de feldspaths (microcline, plagioclase). Ces cristaux sont automorphes et croissent pratiquement perpendiculairement au contact. La biotite, peu abondante, encore plus fine que dans les zones à texture

granitique, est en inclusions, plus ou moins parallèles entre elles, dans ces minéraux (disposition liée au clivage du minéral). La zone de bordure est une zone de transition. On y retrouve la biotite des zones à texture granitique en moindre quantité; mais par contre les feldspaths plutôt xénomorphes sont de taille plus importante que dans les parties granitiques.

4-6-3 Les miaroles et veinules pegmatitiques

Elles tranchent vivement sur la texture de la roche et peuvent se développer en rubans parallèles et de façon répétitive dans un faciès. Il y a une association assez fréquente entre miaroles - veinules pegmatitiques et granites à grain fin - granite à grain fin riche en grenat. Les miaroles se présentent sous une forme ellipsoïdale ou en fuseau, orientées suivant le pendage principal de la lame d'aplite c'est à dire subhorizontale (0 à 30°). C'est une série de zones concentriques, emboîtées, en tous points semblables aux miaroles des granites miarolitiques (feldspaths au bord, quartz au centre). Il faut noter l'absence de grenat associé aux feldspaths de bordure. Il n'est pas rare d'observer le développement de fines biotites à tendance tabulaire dans la zone à feldspaths.

Les veinules ont la forme de petits filons qui présentent un rubanement symétrique et parallèle aux épontes (zone à feldspaths au bord, zone à quartz au coeur). Cette zonation est comparable à celle des miaroles. Dans certains cas, seule la zone à feldspaths est observable avec de rares quartz interstitiels.

L'influence des veinules n'est pas quelconque sur l'environnement immédiat. Il est fréquent d'observer la séquence suivante (figure III-25), du bas vers le haut - granite à grain fin à tendance pegmatitique (texture hétérogène plus ou moins grenue - micromiaroles) - zone à feldspaths (+ quartz), à grain fin, à texture homogène (0,2 - 0,3 mm) - éponte inférieure de la veinule avec quartz et quelques microclines subordonnés - quartz massif (+ muscovite) - bordure supérieure de la veinule avec microcline (+ plagioclase) - granite à grain fin à tendance pegmatitique. Cette séquence montre qu'il y a eu ségrégation, par endroits, de la phase fluide présente avec la magma granitique, ce qui a entraîné la formation d'une partie riche en fluide aboutissant à la formation de la veinule pegmatitique, et d'une zone pauvre en fluide donnant la zone à feldspaths et quartz fin à texture homogène, alors qu'en dehors de ce secteur le fluide est resté avec le magma, gardant le caractère pegmatitique du granite à grain fin.

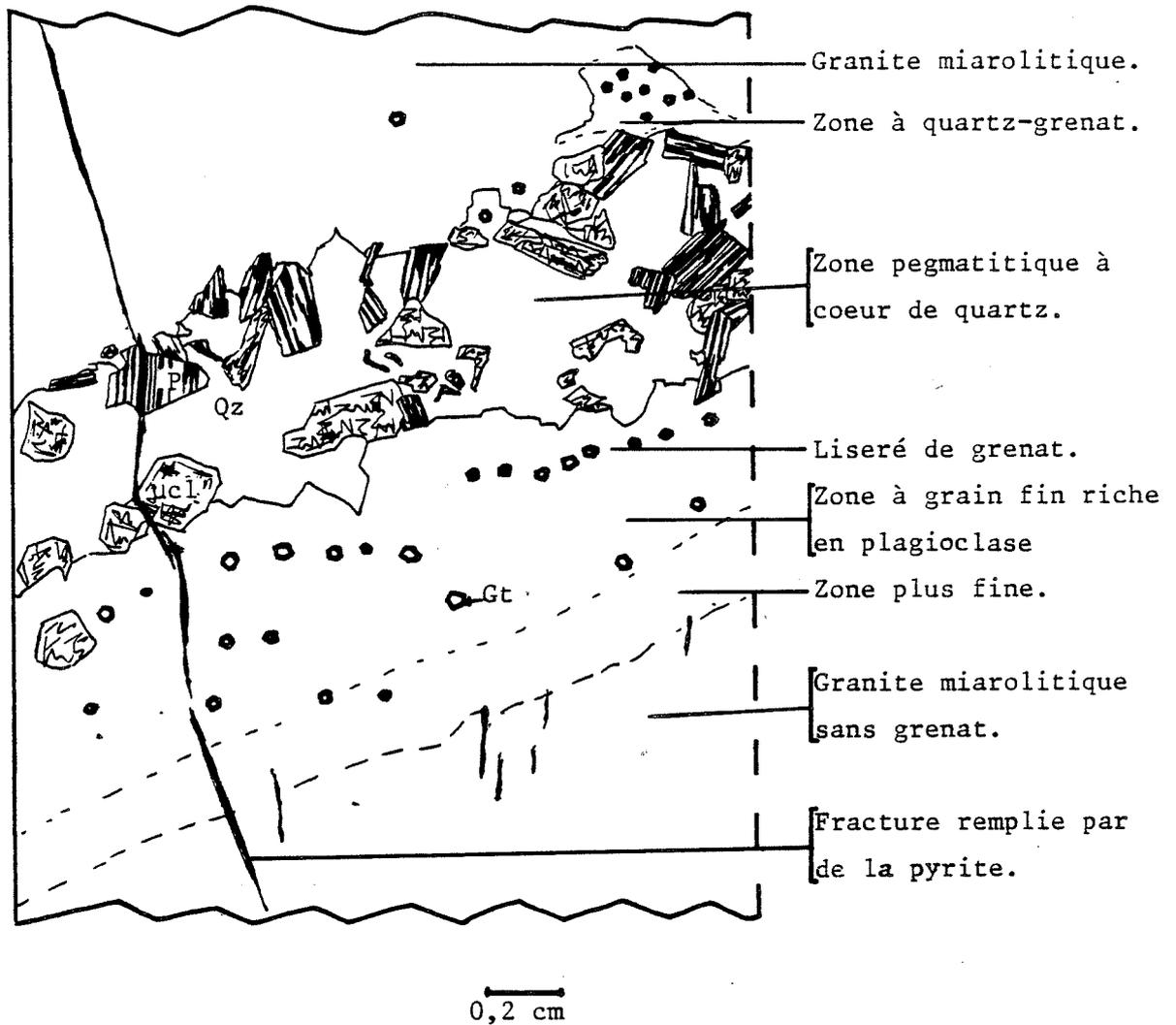


FIGURE III-25

Structure d'une zone pegmatitique recoupant un granite microlitique.

Sondage Fu34 108,30 m

Gt	grenat
P	plagioclase
µcl	microcline
Qz	quartz

4-7 Les formations de type stockscheider

4-7-1 Introduction

Les stockscheiders sont des formations de contact qui jalonnent la bordure des granites. B. Charoy (1979), G. Nesen (1981) font un récapitulatif complet sur ce type de formation (localisation, description, interprétations génétiques, ...). L'étude entreprise par G. Nesen sur le stockscheider qui jalonne l'endogranite de Fontao (Galice - Espagne) l'amène à distinguer deux types de formation de contact :

- Les formations à caractère précoce, caractérisées par la croissance de feldspaths en gerbe et l'absence de minéralisation
- Les formations à feldspaths et quartz massif minéralisées.

La distinction entre les deux types de formation est basée sur des arguments pétrologiques (texture - minéralogie), métallogéniques mais aussi de pétrologie structurale (caractère précoce ou tardif par rapport à la cristallisation du granite associé).

G. Nesen réserve le terme "stockscheider" au premier cas alors qu'il emploie le terme "pegmatite de contact" pour le second.

La nature du granite est fondamentale: "les stockscheiders se rencontrent uniquement au contact d'intrusions très différenciées, ou au moins, les plus différenciées d'un ensemble magmatique". Cette constatation, soulignée par G. Nesen, est confirmée à Fumade où nous avons affaire à une série de granites différenciés.

4-7-2 Localisation et pétrographie

4-7-2-1 *Contact encaissant sédimentaire - granite*

La mise en place des granitoïdes en lames dans la schistosité S_0-S_1 au niveau de Fumade fait que le contact avec l'encaissant est très irrégulier et indenté. Le développement d'un stockscheider (2-3 mm à quelques centimètres) à partir de ce contact dépend de la nature du granite qui s'injecte dans l'encaissant et de la nature de cet encaissant.

a) Nature de l'encaissant

Lorsqu'on fait un inventaire des localisations des stockscheiders on constate qu'ils se développent exclusivement au contact d'une roche schisto-gréseuse (cornéennes à biotite, schistes noirs, quartzites noirs). Cette roche, à composante quartz - biotite - muscovite importante, est peu réactive en présence de granites.

b) Nature du granite

L'inventaire systématique fait pour quelques sondages permet de relier la présence de stockscheiders à celle de granites à grain fin à deux micas ou à muscovite-grenat et aussi à celle de granites pegmatitiques à deux micas. La puissance des lames de granite où l'on trouve ce genre de formation est souvent faible.

c) Pétrographie

La minéralogie de ces stockscheiders est comparable à celle des granites. Par contre la structure, la forme des minéraux, les textures sont tout à fait particulières. Macroscopiquement ce qui frappe le plus c'est la forme et la disposition des feldspaths (microcline - albite). Ils se développent perpendiculairement au contact subhorizontal, en s'élargissant vers le bas (coeur de l'intrusion), sous forme de grands cristaux atteignant quelquefois plusieurs centimètres.

- Structure du stockscheider (figure III-26)

Directement au contact avec l'encaissant, en l'occurrence avec des cornéennes à biotite, se développe un fin liséré (0,1 à 0,2 mm) de petits minéraux trapus subautomorphes à xénomorphes comprenant du quartz et quelques feldspaths (albite-oligoclase An8 à An13; microcline). sur cette zone s'ancrent les feldspaths en forme de plume. On y trouve du microcline souvent maclé carlsbad et présentant son moirage caractéristique, et de plagioclase (albite-oligoclase, An5 à An13) finement maclé albite, plus ou moins séricitisé. Les deux types de feldspaths sont parfois accompagnés de quartz à texture graphique. Dans certains cas l'albite est majoritaire et peut constituer 70 à 80 % des mégacristaux. Cette zone n'est pas exclusivement à feldspaths. Se développent du quartz interstitiel et aussi des micas tabulaires (l'axe c parallèle au contact) : muscovite se développant en plumet, en syncristallisation avec du quartz ou coincée entre deux feldspaths, biotite souvent chloritisée coincée entre deux feldspaths ou en inclusion dans ces derniers. Il est rare de trouver des grenats (Alm - spess) dans cette partie du stockscheider. L'importance de la zone de transition avec le granite sous-jacent dépend de ce dernier.

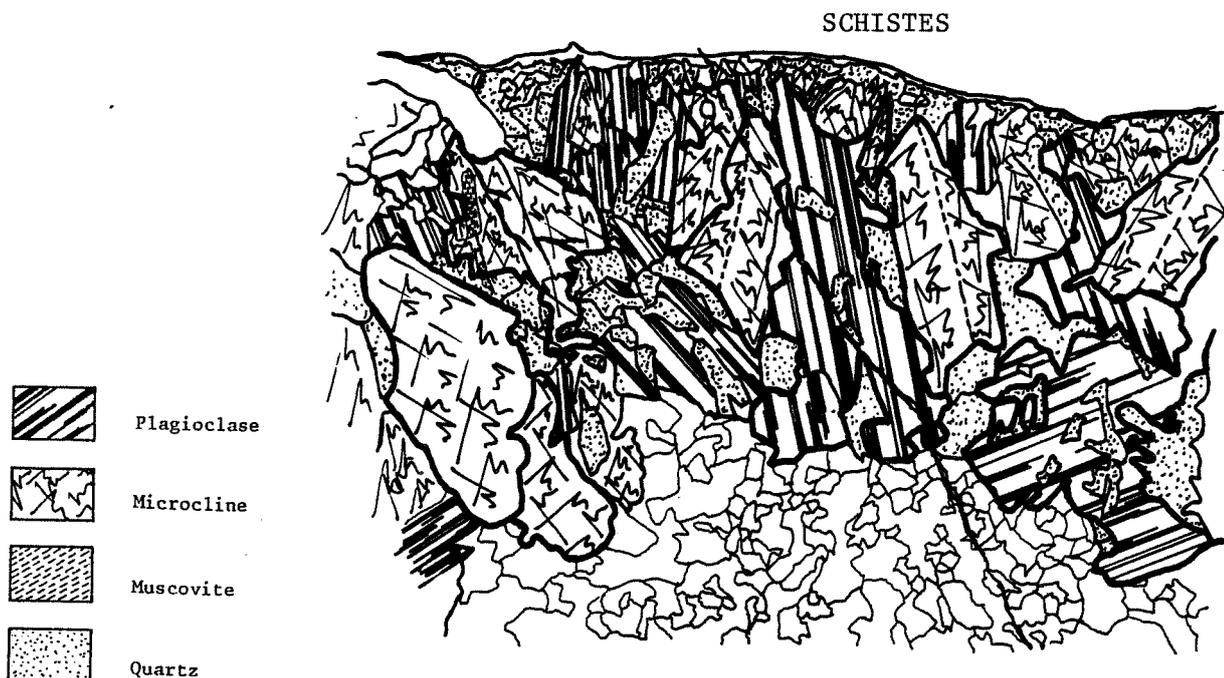
Souvent, on observe une zone pegmatitique caractérisée par l'abondance de microcline contenant du quartz à texture graphique ou du quartz micropegmatitique. Les cristaux de feldspaths peuvent être orientés perpendiculairement au contact ou non orientés. Dans le cas d'un granite pegmatitique, l'épaisseur de cette zone est plus importante que dans le cas d'un granite à grain fin. On y trouve accessoirement muscovite et biotite tabulaires ainsi que grenat. Il n'est pas rare que le contact inférieur avec un granite à grain fin à grenat soit souligné par un ruban millimétrique riche en grenat.

4-7-2-2 Contact granite - endogranite

On rencontre des stockscheiders au sein même de lames granitiques, constituées de différents faciès, mais cependant présentant quelques différences avec les stockscheiders décrits précédemment. Quel en est le contexte ?

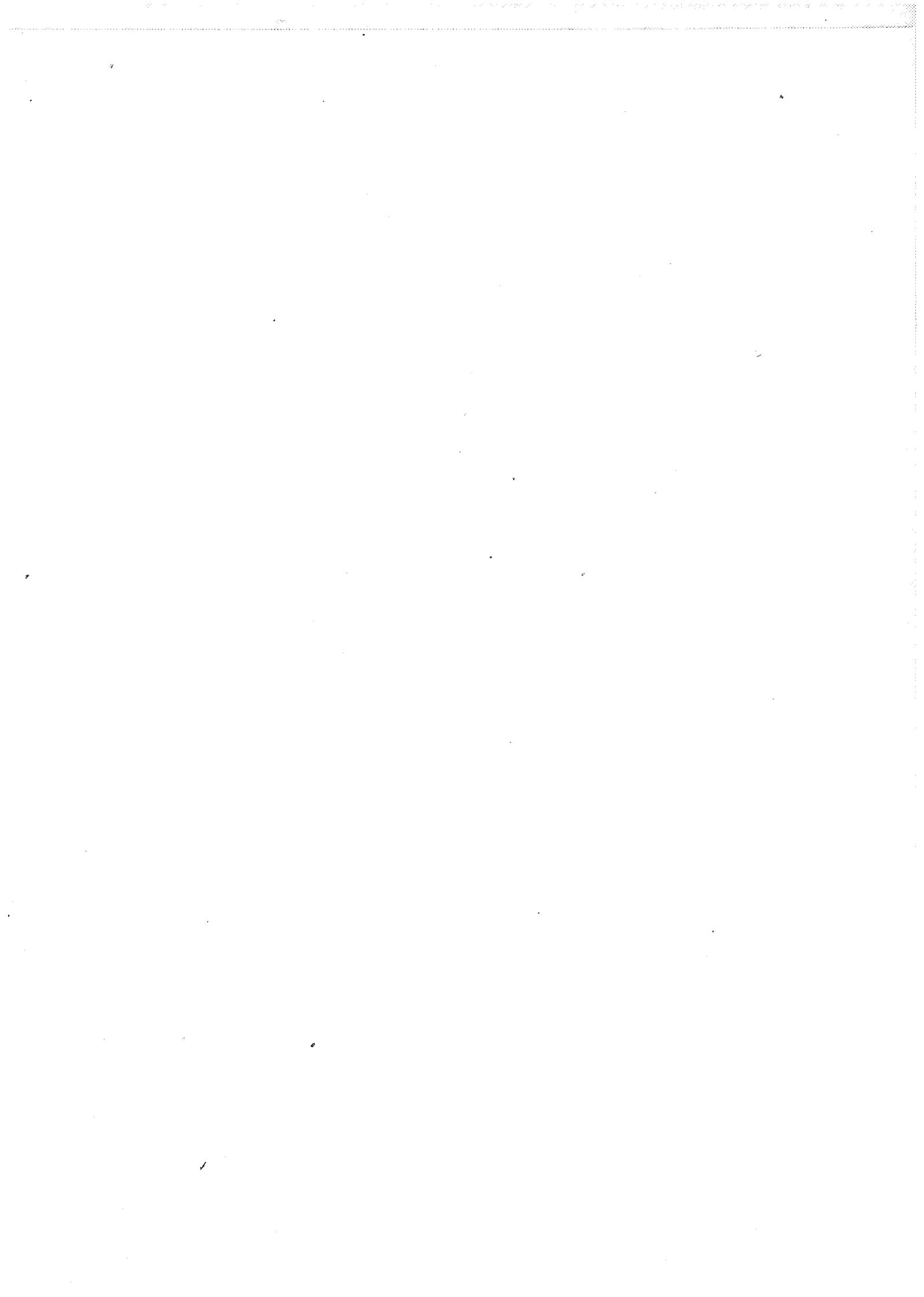
- La nature du granite est sensiblement la même : granites à grain fin à tendance pegmatitique, granites pegmatitiques (environnement peut être plus pegmatitique)
- Croissance du stockscheider à partir d'une surface horizontale à subhorizontale. Cette surface correspond souvent à l'interface entre deux granites différents.

La minéralogie est identique, mais il faut noter la plus forte abondance de texture à quartz graphique et de quartz micropegmatitique.



- Stockscheider au contact entre un granite à grain fin et schistes (lame U3321a). (x6,5)

FIGURE III-26



CHAPITRE IV

MINERALOGIE DES GRANITES



1- Les biotites

1-1 *Les biotites des granites de Fumade*

1-1-1 Situation texturale des biotites dans les granites de Fumade

Plusieurs grands types de biotites peuvent être distingués. Les granites à biotite et les granites à deux micas montrent le plus de diversité.

a) *Les granites à biotite et les granites à deux micas*

- Type I
- Biotite de grande taille regroupée en amas, ou isolée, interstitielle (taille pouvant atteindre 2 à 3 mm).
 - Biotite de taille plus modeste incluse dans le microcline, le plagioclase ou le quartz (taille < 0,5 mm).

Ces biotites sont accompagnées de nombreuses inclusions de zircon, développant une auréole pléochroïque, et d'apatite.

b) *Les granites à deux micas*

- Type II
- Certaines biotites sont accompagnées d'une paragenèse particulière : (muscovite), ilménite, pyrrhotite. Ces biotites se distinguent par leur aspect limpide et un pléochroïsme assez vif dans des brun-rouge caractéristiques. Ce type semble être issu de la transformation de biotite I à la suite d'un rééquilibrage (figure IV-1).

Ces biotites sont aussi accompagnées d'inclusions de zircon et d'apatite.

c) *Les autres granites*

Les biotites y sont plus rares. Elles sont toujours isolées, interstitielles, ou incluses dans du quartz. Les biotites dans les granites à tendance pegmatitique sont souvent plus fréquentes et présentent un habitus tabulaire particulier, déjà décrit dans le chapitre III.

1-1-2 Chloritisation de la biotite

La chloritisation de la biotite est visible dans tous les granites. C'est un phénomène couramment observé dans ce type de roche (Dodge, 1973 ; Ferry, 1979 ; Refaat, 1979 ; Rimbault et Kaelin, 1987). Elle est partielle dans les granites à biotite et s'intensifie dans les granites à deux micas, les granites pegmatitiques et les granites à grain fin. Les analyses de biotite posent souvent un problème et dans certains granites, il est

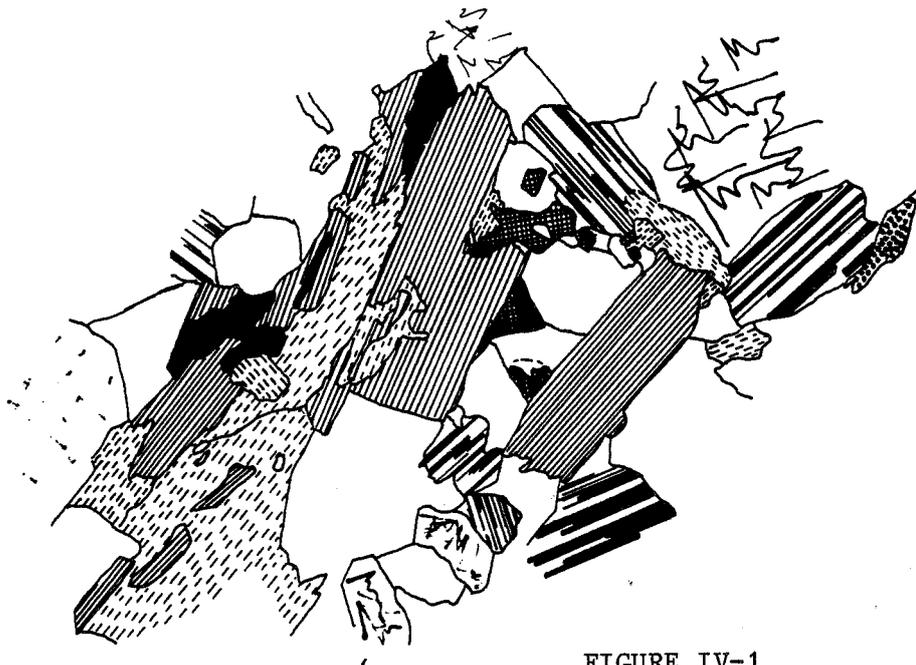
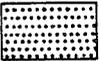
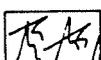
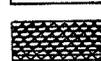
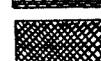


FIGURE IV-1

Paragénèse liée aux biotites secondaires
(ilménite, pyrrhotite, muscovite).

-  Chlorite
-  Biotite
-  Muscovite
-  Microcline
-  Plagioclase
-  Ilménite
-  Quartz
-  Pyrite
-  Pyrrhotite

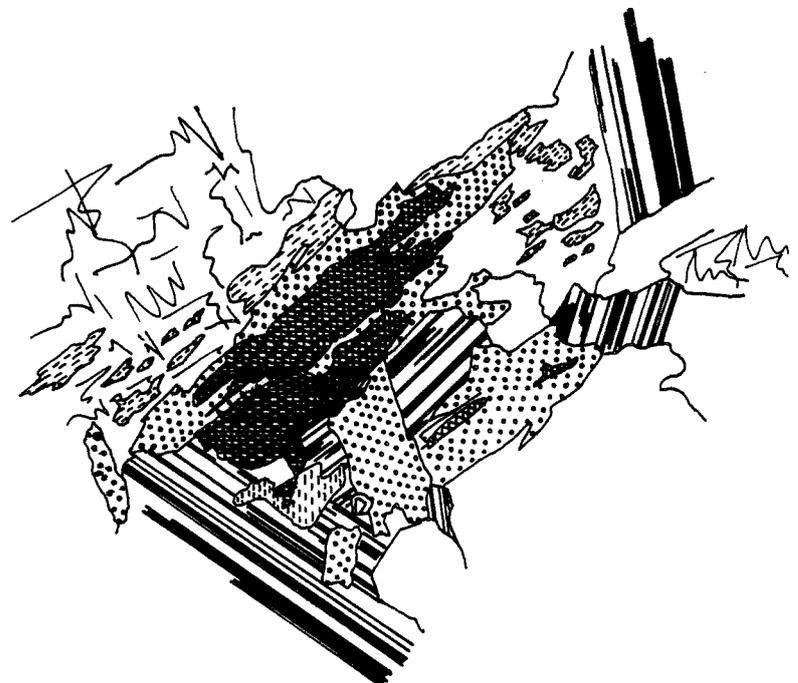


FIGURE IV-2

Chloritisation de la biotite (U3617).

difficile d'obtenir des valeurs représentatives, les biotites étant transformées en totalité en chlorite.

a) Description du phénomène

Les granites à biotite présentent les biotites les moins affectées. Dans les autres granites, le phénomène est plus intense allant jusqu'à la transformation totale de toutes les biotites (granites à grain fin) à l'exception de quelques individus localisés dans du quartz, ce dernier ayant probablement fait obstacle aux facteurs d'altération comme une gangue protectrice.

La réaction évolue en plusieurs étapes :

- Chloritisation de la biotite en bordure et le long des feuillets. Cette modification est parfois invisible au microscope, mais elle apparaît dans la composition chimique. Ceci est lié à la finesse de la chloritisation qui donne probablement naissance à des interstratifiés chlorite - biotite très fins.

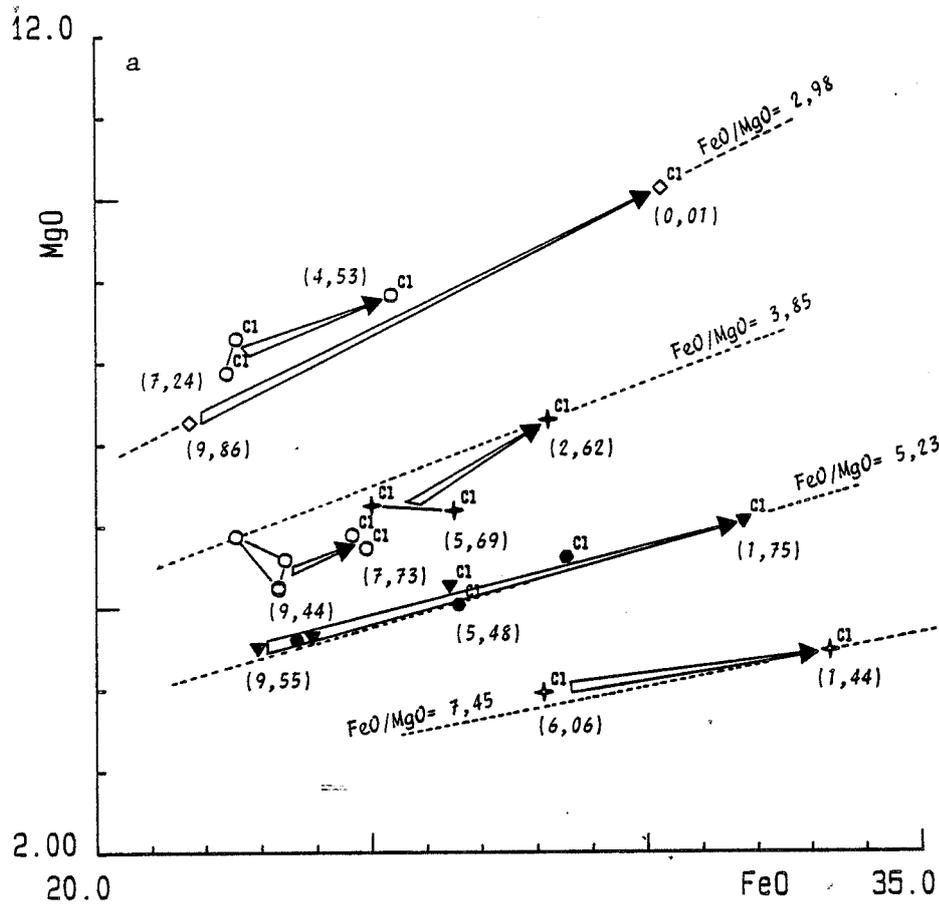
- La chloritisation est plus intense : le titane, contenu dans le réseau de la biotite ne rentrant pas dans celui de la chlorite, cristallise sous forme de fines aiguilles de sagénite (rutile TiO_2) qui se disposent le long des clivages de la chlorite.

- La chloritisation est complète : le titane contenu dans la biotite est bloqué sur place sous forme d'anatase (leucoxène), apparition d'un peu de muscovite, de quartz et probablement de feldspath potassique, ce qui est classique dans ce genre de transformation (Chayes, 1955) (figure IV-2). Il est difficile de savoir si le potassium reste sur place sous forme de feldspath potassique car dans l'environnement immédiat de la zone de transformation, il est très courant de trouver du microcline provenant directement de la cristallisation de granite. Toutefois, il est possible que le potassium vienne alimenter le microcline préexistant. On observe de temps en temps des petites lentilles d'un minéral transparent, difficilement identifiable optiquement, boursouflant les lamelles de biotite.

b) Influence sur le chimisme

Quelles sont les modifications qui interviennent dans le système ?

Au premier abord, la chloritisation de la biotite correspond à une perte totale du potassium, un apport important d'eau (hydratation du système), une perte partielle en SiO_2 et une démixion du titane (visible au microscope). Cette transformation est due à un apport d'eau, la silice, le potassium et le titane peuvent rester sur place sous forme de quartz, feldspath potassique et anatase (leucoxène).



(5,69) : Teneur en K₂O

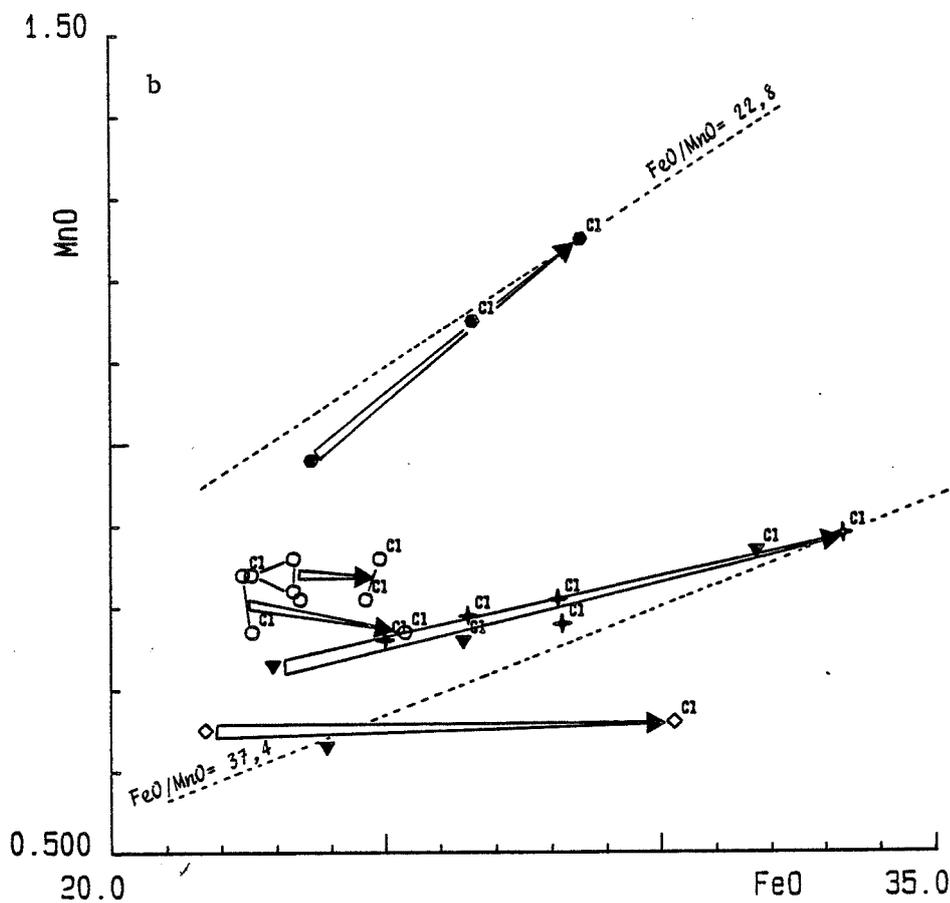


FIGURE IV-3

Diagrammes FeO : MgO (a), FeO : MnO (b) pour la transformation progressive des biotites de granite en chlorite.

La comparaison des analyses ne permet pas de dire si l'enrichissement relatif de Fe, Mn, Al, Mg correspond à un apport. Par contre, on constate, dans certaines biotites transformées, que le rapport FeO/MgO (figure IV-3a) n'est pas ou peu modifié et que l'influence sur le rapport FeO/MnO (figure IV-3b) n'est pas énorme sachant que le manganèse est un élément plutôt mobile. Ces rapports sont, semble-t-il, imposés à la chlorite par la biotite et non par le fluide responsable de l'apport d'eau au système. Cette constatation est à prendre avec précaution car les biotites chloritisées analysées présentent certaines variations qui montrent que le phénomène n'est pas constant. On peut penser que, étant donné que la chloritisation est presque toujours incomplète, le phénomène est de faible ampleur. Le déplacement des éléments ne doit pas être très important.

1-1-3 Chimisme et évolution des biotites dans les granites de Fumade

Les analyses de biotite ont été faites systématiquement pour les différents types pétrographiques reconnus dans la mesure où celle-ci est présente et saine.

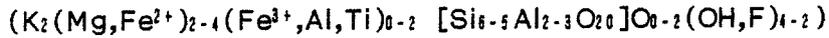
Granites à biotite U42, U171
 Granites à deux micas U75, L76, L86, L22, U61, L134, L151, U355
 Granites à muscovite U211, U223

GRANITES	GB		2R				2P			
	I		I		II		I		II	
Type	min.	max.								
%										
SiO ₂	34,1	37,2	34,2	35,8	34,6	36,1	32,5	35,5	35,2	35,7
Al ₂ O ₃	16,4	18,3	16,4	19,5	16,9	18,8	17,8	19,2	18,9	19,1
TiO ₂	2,5	3,7	2,1	3,4	2,3	3,5	1,26	2,98	1,95	2,5
FeO	21,0	23,8	22,3	25,0	19,6	22,9	22,5	25,6	19,1	20,6
MnO	0,31	0,77	0,55	1,15	0,55	0,82	0,77	1,31	0,9	1,05
MgO	5,8	7,3	4,52	6,65	6,5	8,5	4,57	6,12	7,49	8,26
Na ₂ O	0,04	0,16	0,02	0,88	0,04	0,11	0,02	0,05	0,06	0,10
K ₂ O	8,82	9,75	9,03	9,67	9,43	9,89	9,09	9,54	9,64	9,72
F	0,26	0,92	0,23	0,84	0,82	1,41	-	-	-	-
XFe	0,67	0,69	0,68	0,75	0,59	0,66	0,67	0,76	0,56	0,61

TABLEAU IV-1 : Répartition des compositions de biotite par faciès granitique (Fumade : GB, 2R, 2P) et par type (I, II).

a) *Caractéristiques cristalochimiques*

Formule générale des biotites :



Les biotites sont principalement ferrifères et alumineuses (formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes). Le rapport Fe/Fe+Mg varie de 0,57 à 0,83. Les substitutions en site tétraédrique sont comprises entre $Si_{5,37} Al_{2,63}$ et $Si_{5,58} Al_{2,42}$.

La saturation en site octaédrique n'est pas complète, on observe sur le diagramme Σ (cations VI) : Si (figure IV-4) une diminution du taux d'occupation de ce site corrélée à une baisse de l'aluminium en site tétraédrique. Cette tendance est dirigée vers le pôle muscovite et

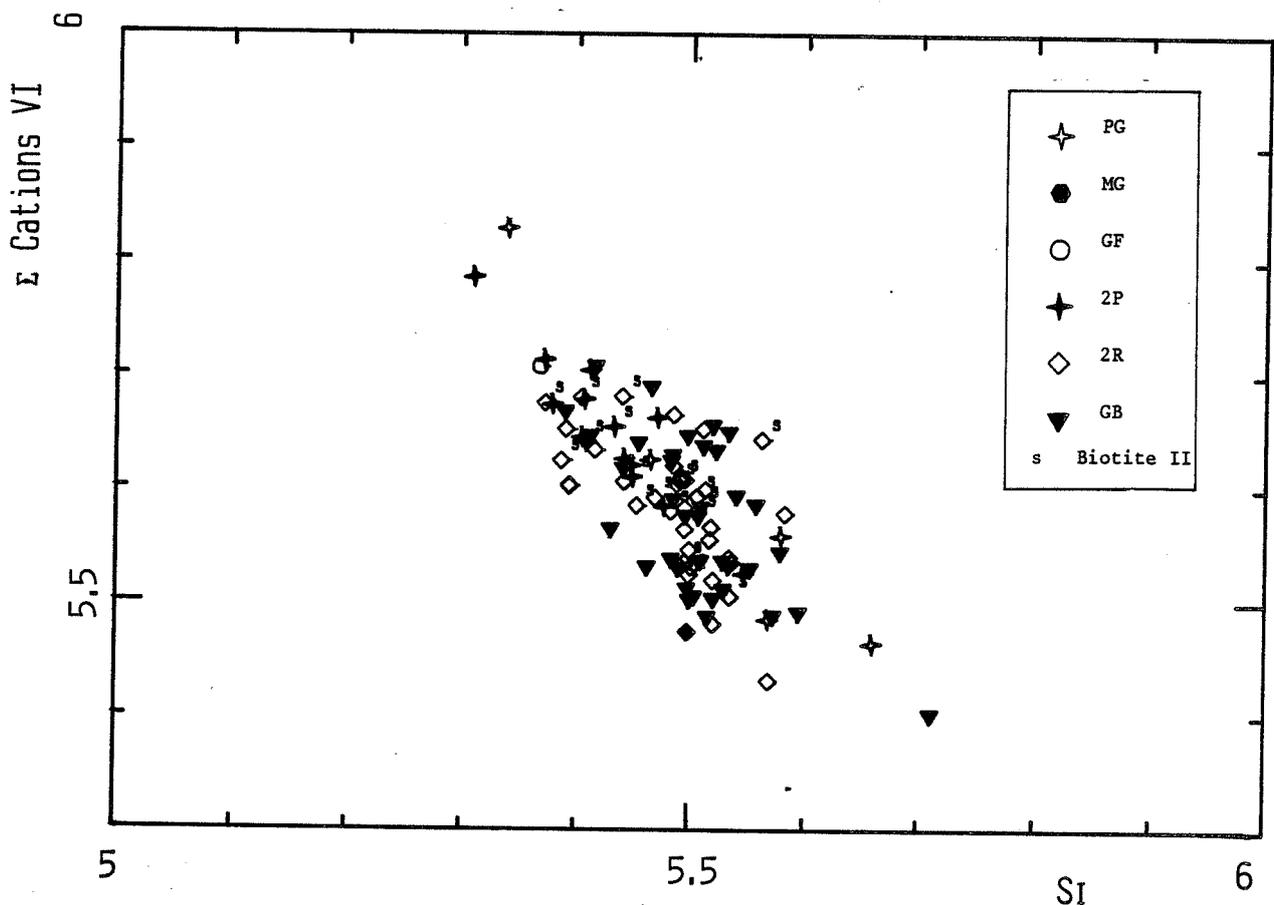


FIGURE IV-4 Diagramme Σ cations (VI) : Si pour les biotites des granites de Fumade.

Globalement l'augmentation du rapport Fe/Mg est nette et progressive des biotites I des GB aux biotites I des 2P (figures IV-8 et IV-11). Ce rapport est constant dans un groupe (GB) ou dans un échantillon (2R-2P). Ce phénomène est bien marqué dans le domaine des biotites de GB. Le rapport Fe/Mg des biotites est imposé par celui du magma, ceci nécessite sa stabilité ou son rééquilibrage au cours de la cristallisation des biotites. Seules certaines petites biotites incluses dans des quartz ont un rapport Fe/Mg plus fort. Ces biotites ont sans doute été bloquées dans leur croissance par le quartz qui les englobe, à un stade de cristallisation précoce où les conditions physico-chimiques (Fe/Mg, P, T, ...) du magma granitique résiduel étaient différentes (par exemple : volume global de biotite cristallisé faible n'entraînant pas une forte chute du rapport Fe/Mg du liquide résiduel). Ces biotites n'ont pas été rééquilibrées, par la suite, du fait de la protection du quartz. Dans les G2, la variation du rapport est plus étendue que dans les GB et les biotites de chaque échantillon ont un rapport Fe/Mg caractéristique (L134, U61, U75, L151). Les plus fortes valeurs de Fe/Mg observées sont pour les échantillons U211 et U223 qui correspondent respectivement à un microgranite (MG) et à un granite à muscovite (GM). Le manque de données ne permet pas de formuler des hypothèses sur l'origine de ces biotites.

Dans le site octaédrique, on observe une tendance anti-corrélée entre Ti - Al_{VI}, et Ti - Fe/Mg (figures IV-6 et IV-8) :

à la baisse du titane correspond une augmentation de l'aluminium et du rapport Fe/Mg. Cette tendance est globale (GB --> 2R --> 2P), chaque faciès a ses propres variations internes. Elle reflète l'évolution du titane en roche totale, les biotites les moins titanifères se trouvant dans les granites les plus évolués. Le diagramme TiO₂ roche totale : TiO₂ biotite montre que l'évolution de la composition en titane de la biotite est tout à fait analogue à l'évolution du titane en roche totale (figure IV-5). Par contre l'alumine des biotites varie à l'inverse de l'alumine en roche totale. Il est possible que la teneur en Al₂O₃ des biotites dépende du degré de peraluminosité du magma qui augmente légèrement des GB aux 2P, mais Monier (1985) pense en fait que l'augmentation de Al₂O₃ des biotites au cours de l'évolution n'est qu'une conséquence cristalochimique obligée de l'augmentation concomitante du rapport Fe/Mg.

Il est à noter que le domaine des biotites des 2R recouvre en partie celui des biotites des GB avec un développement côté Al_{VI} fort, Ti faible et que certaines biotites des 2R présentent des teneurs en Ti équivalentes aux teneurs les plus fortes des biotites des GB. Une partie des biotites de 2R semble donc s'être développée dans des conditions magmatiques similaires à celles de la formation des biotites des GB. Le fait de trouver des biotites ayant des teneurs en TiO₂ analogues dans les GB et les 2R peut signifier deux choses. D'une part, que la teneur en Al en site octaédrique limite

FIGURE IV-5

Diagramme TiO_2 Roche : TiO_2 Biotite (I)
de Fumade.

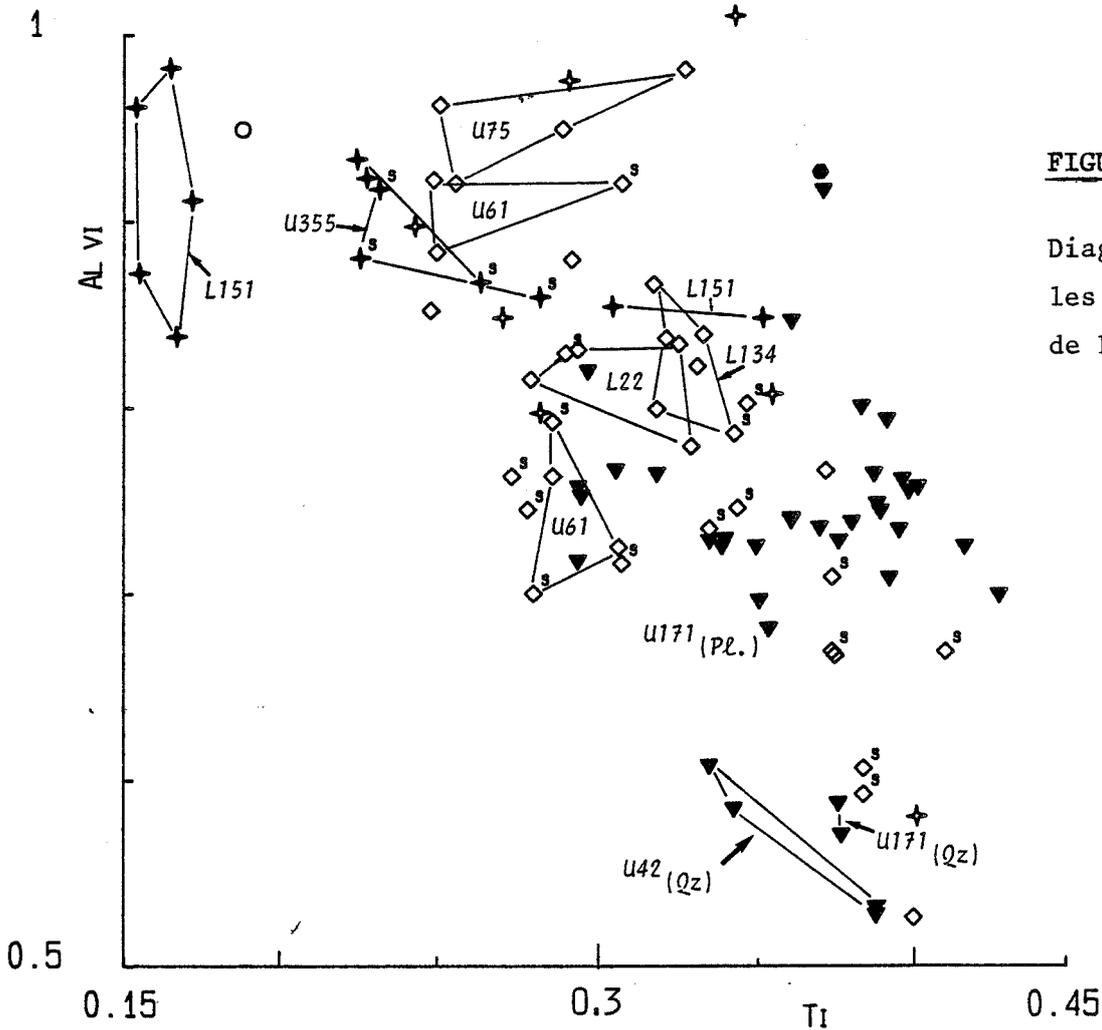
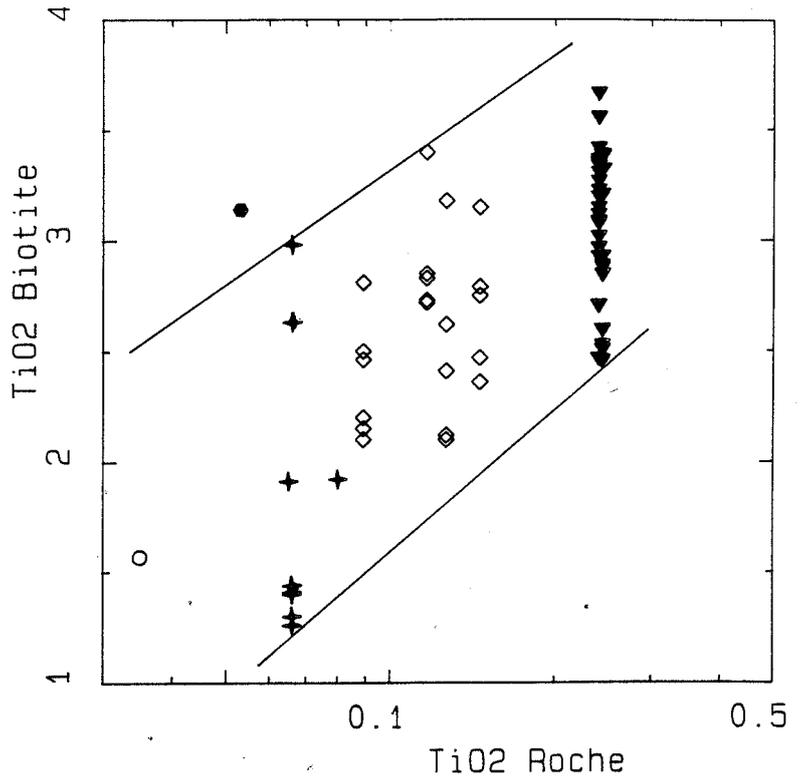
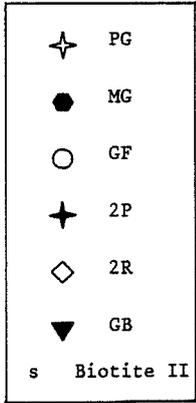


FIGURE IV-6

Diagramme Ti : Al^{VI} pour
les biotites des granites
de Fumade.

FIGURE IV-7

Diagramme TiO₂ Roche :
FeO/MgO Biotite (I, II)
de Fumade.

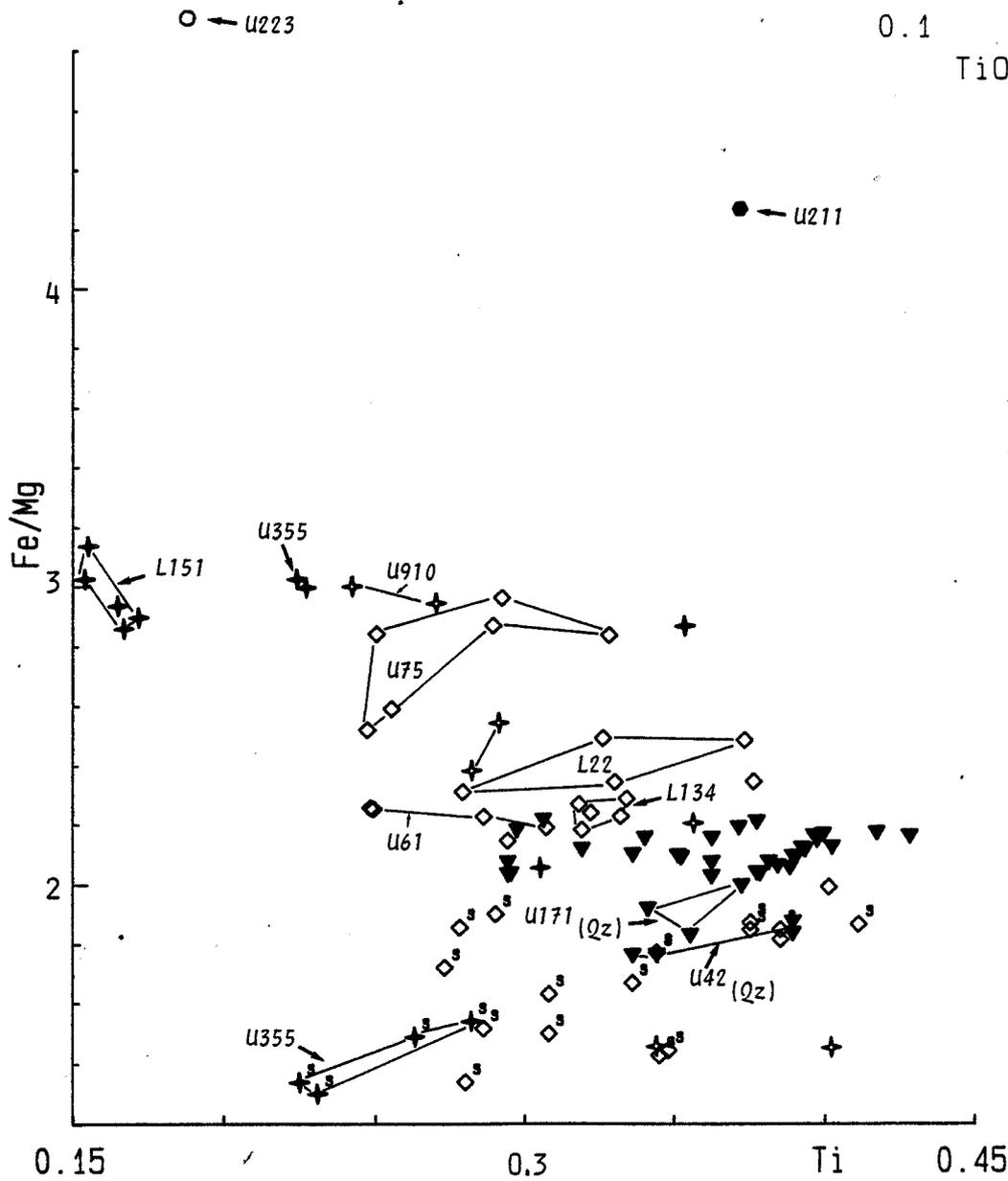
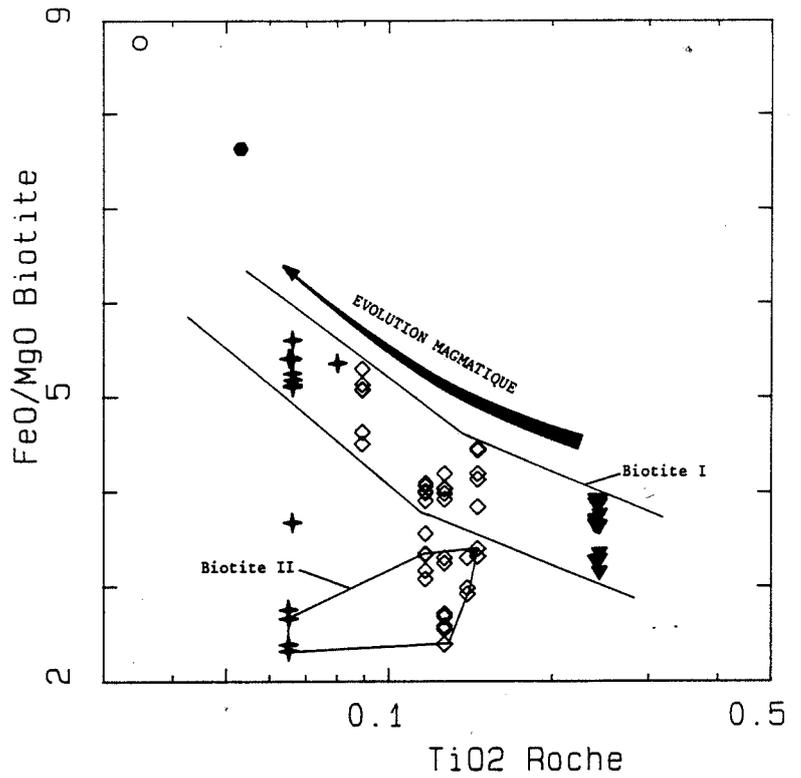


FIGURE IV-8

Diagramme Ti : Fe/Mg
pour les biotites des
granites de Fumade.

- ★ PG
- MG
- GF
- ★ 2P
- ◇ 2R
- ▼ GB
- s Biotite II

l'incorporation du titane et donc que la biotite est saturée en TiO_2 . Les premières biotites qui vont cristalliser, même dans des magmas sensiblement différents en titane, vont avoir des teneurs en TiO_2 comparables, les teneurs en TiO_2 des biotites ne commençant à diminuer qu'à partir du moment où le titane n'est plus en excès dans le liquide résiduel, par rapport à ce que le minéral peut incorporer. D'autre part, que ces biotites sont héritées d'un stade antérieur et qu'elles ont cristallisé dans des conditions physico-chimiques équivalentes.

Le comportement du manganèse n'est pas aussi net que celui du fer et du magnésium. La tendance générale correspond à une augmentation des teneurs vers les biotites des granites les plus différenciés, ce qui est en accord avec l'évolution du manganèse dans la lignée granitique (figure IV-8). Chaque groupe de biotites semble évoluer séparément. Dans le diagramme $Al_{IV} : Mn$ ou $TiO_2 : MnO$ (figures IV-10 et IV-12), on observe pour chacun une constance des teneurs en manganèse des biotites riches en Ti, aux biotites pauvres en Ti. Deux phénomènes se superposent conduisant à une augmentation des teneurs en manganèse : un probable rééquilibrage des teneurs en MnO dans chaque groupe et une évolution générale pour la lignée de granite. Certaines biotites des échantillons U42 et U171, incluses dans des quartz, ont des teneurs plutôt faibles en MnO . Elles semblent confirmer l'hypothèse d'un stade magmatique plus précoce, émise à propos du fer, du magnésium et de l'aluminium dans ce type de biotite (biotites plus magnésiennes, moins riches en manganèse et en aluminium). Les biotites II ne sont pas modifiées en MnO , les domaines se recouvrent bien. Par contre certaines biotites de l'échantillon L134 sont plus riches en MnO - Diagramme $TiO_2 : MnO$ - (figure IV-10) par rapport au niveau moyen de cet élément dans les 2R. La cristallisation de ces biotites est probablement plus tardive et a lieu à un stade de la cristallisation, où le magma résiduel se trouve enrichi en manganèse.

Le sodium a tendance à diminuer des granites à biotite aux granites à deux micas pauvres en biotite. Cette constatation est à prendre avec précaution à cause des faibles teneurs qui sont très proches de la limite de détection de la microsonde. Les biotites II ne se distinguent pas des autres.

Les biotites II (marquées 's' sur les diagrammes) pour le titane l'aluminium et le manganèse ont globalement les mêmes teneurs que les biotites I (figures IV-6 et IV-10). Par contre pour FeO et MgO (figure IV-11) la différence est nette. Dans le diagramme $Ti : Fe/Mg$ (figure IV-8), on constate une séparation bien marquée entre les biotites I et les biotites II, ces dernières ayant un rapport Fe/Mg plus faible correspondant à des biotites plus magnésiennes. De plus, on constate que les deux types

FIGURE IV-9

Diagramme TiO_2 Roche : MnO Biotite (I)
de Fumade.

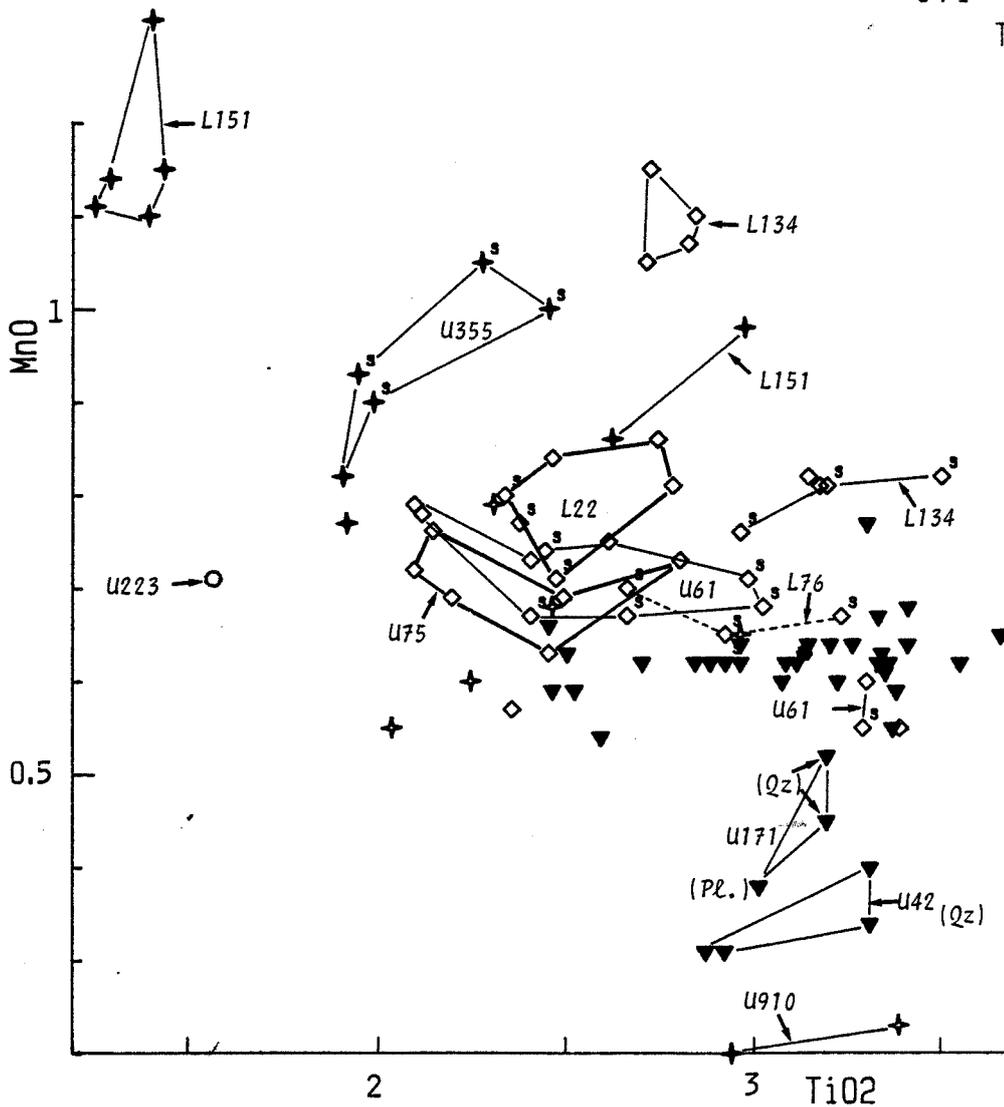
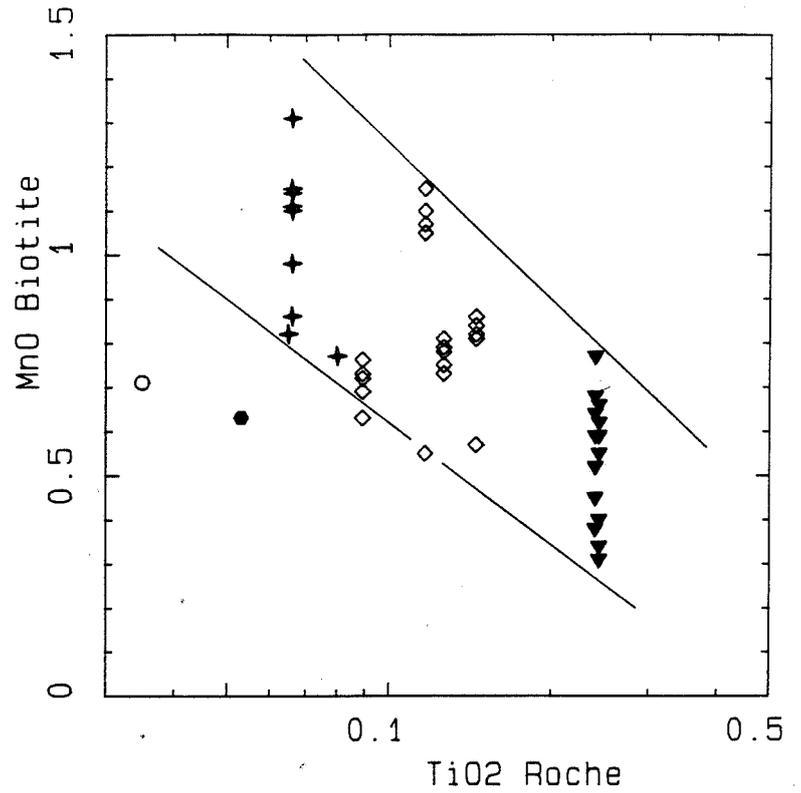
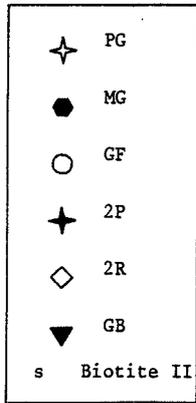


FIGURE IV-10

Diagramme TiO_2 : MnO
pour les biotites des
granites de Fumade.

FIGURE IV-11

Diagramme FeO : MgO pour les biotites des granites de Fumade.

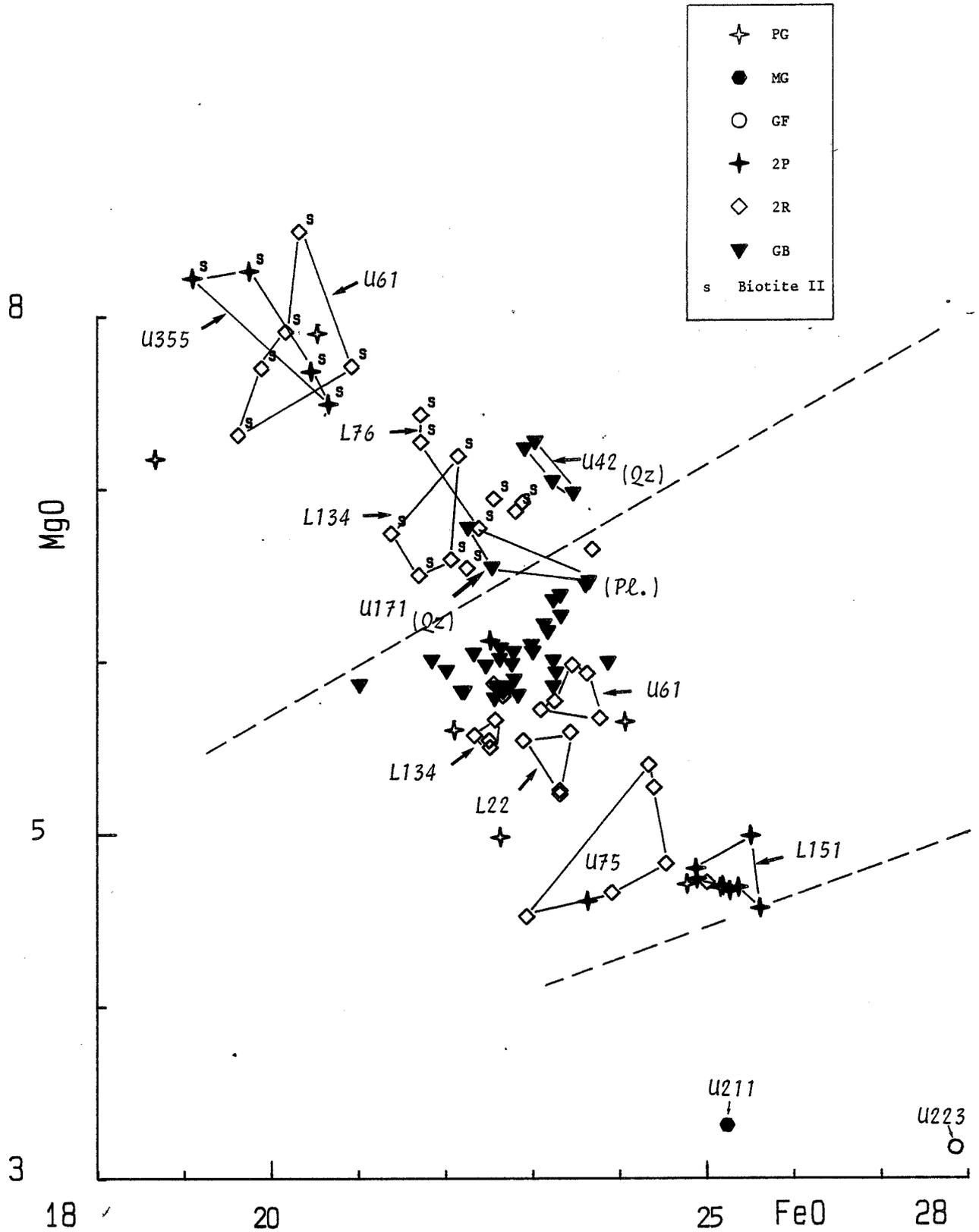
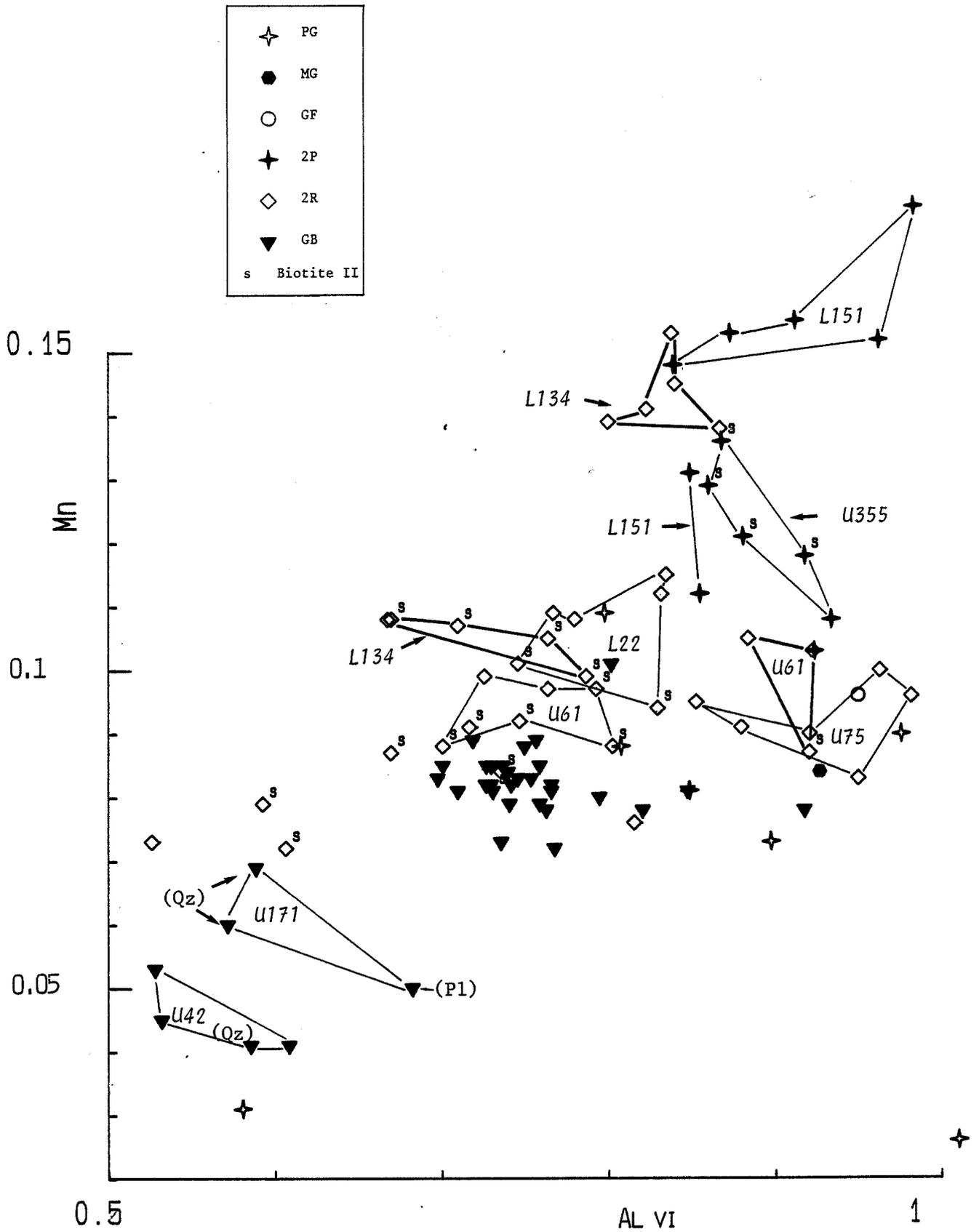


FIGURE IV-12

Diagramme AlVI : Mn pour les biotites des granites de Fumade.



de biotite coexistent dans un même échantillon de type 2R ou 2P (U61, L134, U355, L22).

L'origine des biotites II est plus délicate à interpréter. Le fait qu'elles ne se distinguent pas des autres dans le diagramme Ti : Al_{VI} (figure IV-6) permet de penser qu'elles se sont développées dans les mêmes conditions que les biotites I. Mais leur composition plus magnésienne, qui ne s'accorde pas avec l'évolution des granites, pose un problème et il est nécessaire de faire intervenir un phénomène modifiant le rapport FeO/MgO. La coexistence systématique d'ilménite avec ce type de biotite permet d'envisager deux choses : avant la modification, la biotite était légèrement plus riche en titane et en fer, et une partie s'est démixée lors de la réaction ou bien, la transformation a provoqué une diminution globale du volume de la biotite initiale. Dans la première hypothèse, il est possible que les biotites initiales correspondent aux catégories de biotite les plus titanifères observées dans les granites du Sidobre (GC et GP) ainsi que dans les GB à Fumade. Mais la présence de pyrrhotite dans cet assemblage et les teneurs plus fortes en MgO de la biotite II, laissent supposer que la transformation s'est bien accompagnée d'une diminution du volume global de biotite. La pyrrhotite se forme alors à partir du fer libéré lors du passage biotite I - biotite II, le magnésium reste dans la biotite II qui se trouve enrichie en Mg proportionnellement à la perte en fer. Le titane, le manganèse et une partie du fer restant participent à la formation de l'ilménite.

Il est possible de tester cette hypothèse dans les diagrammes triangulaires [Mg : Fe : Mn] et [Mg : Fe : Ti] (lame L76, figures IV-13a,b), en supposant que la réaction se fait sans perte de matière. Dans les deux diagrammes, les points représentatifs de la composition des biotites I se placent dans le triangle qui a pour sommets les minéraux de la paragenèse, c'est-à-dire biotite II-pyrrhotite-ilménite. Cette configuration est compatible avec la transformation de la biotite I en ces trois constituants. Le calcul de AC/AB et de A'C'/A'B' (figures IV-13a,b) est proportionnel au rapport quantité de biotite I / quantité de biotite II. La comparaison montre que ce rapport dans le diagramme [Mg : Fe : Mn] est à peu de chose près le même que celui calculé dans le diagramme [Mg : Fe : Ti] (respectivement 1,16 - 1,2), il existe donc de fortes probabilités pour que la transformation soit proche de la réaction suivante :



Le rapport PI/AI et le rapport P'I'/A'I', proportionnels au rapport quantité d'ilménite / quantité de pyrrhotite ne sont pas semblables, ce qui peut signifier qu'une autre phase avec du manganèse intervient dans le système : soit un peu de Mn dans la structure de la pyrrhotite (pas d'analyses microsonde) de l'ordre de < 1 % ou bien un départ somme toute assez faible de cet élément du système puisque aucune autre phase avec du manganèse n'a été détectée dans la paragenèse.

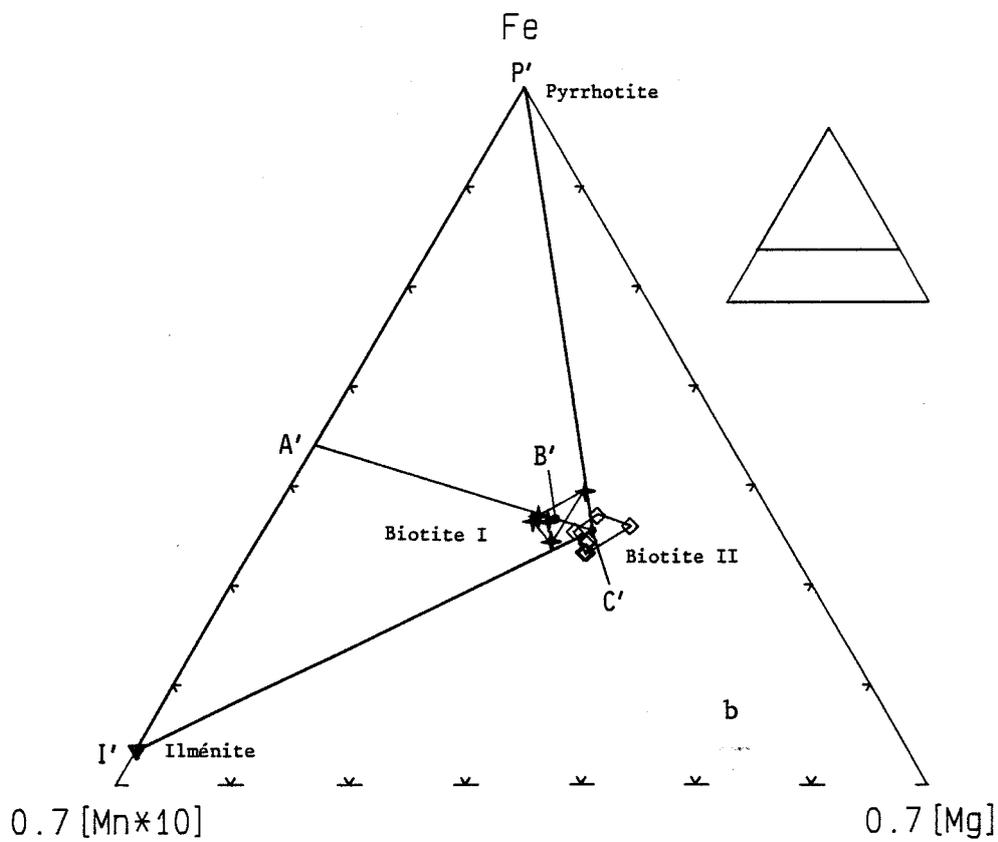
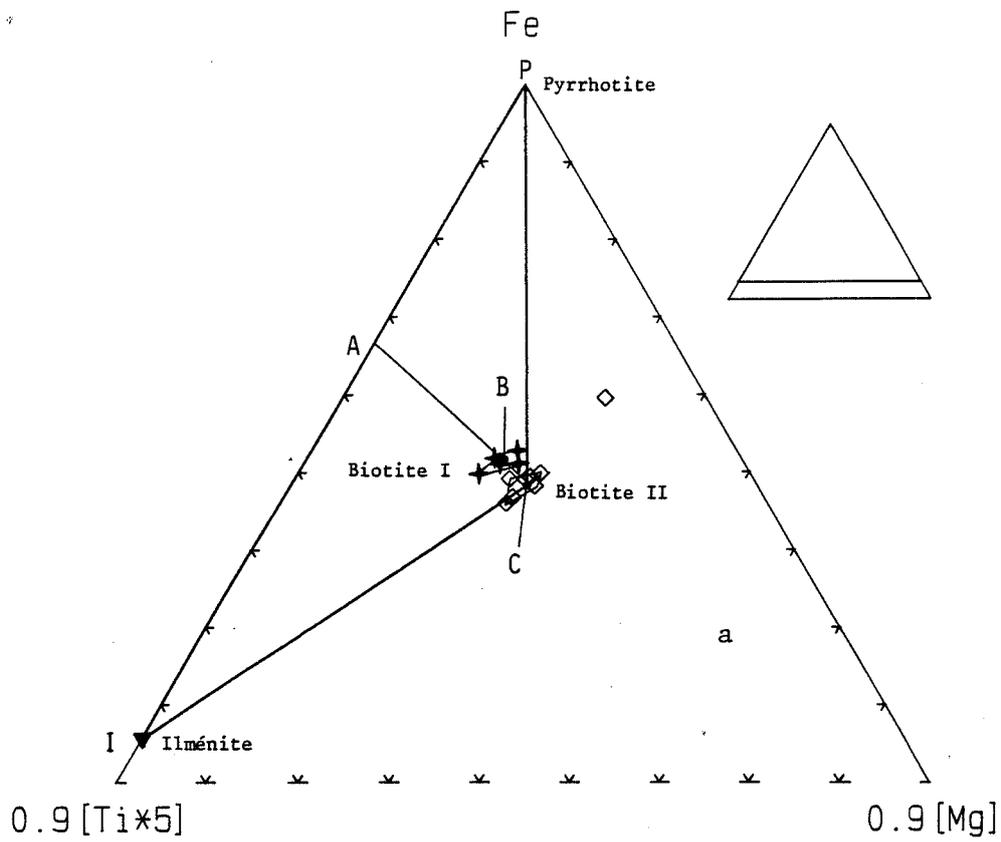


FIGURE IV-13 : Diagrammes Mg : Fe : 10Mn et Mg : Fe : 5Ti pour les biotites I, biotites II et ilménites de la lame L76.

Bilan de masse pour la transformation.

Biotite I \rightarrow Biotite II + Ilménite + Pyrrhotite

La transformation des biotites préexistantes aboutit à une paragenèse plus stable à biotite plus magnésienne - ilménite - pyrrhotite ; une partie du fer contenu dans la biotite est nécessaire pour permettre la cristallisation de pyrrhotite, si l'on suppose un système où Fe, Mg, Ti sont peu mobiles. La biotite s'appauvrirait donc relativement en fer et le rapport Fe/Mg de celle-ci diminuerait. Le développement de pyrrhotite nécessite aussi la modification de l'activité du soufre. Ce changement de l'activité du soufre est probablement une des causes de la transformation des biotites I. La modification de l'activité en soufre peut avoir une origine assez simple qui est la mise en place du magma dans la série sédimentaire, Série Noire très riche en sulfures. Le soufre peut aussi être d'origine magmatique. Dans le premier cas, cette réaction n'affectera que les magmas en relation étroite avec l'encaissant, ce qui pourrait expliquer l'absence de ce type de paragenèse dans les GB situés plus en profondeur et plus éloignés de l'encaissant (Chapitre II). Seuls les phénocristaux de biotite, présents dans le magma au moment de la mise en place, vont être rééquilibrés et la coexistence de biotite I et de biotite II dans un échantillon nécessite la cristallisation des biotites dites I d'origine strictement magmatique, après que les biotites précoces se soient transformées en biotite II. Ce phénomène interviendrait donc à un stade magmatique. L'hétérogénéité des rapports FeO/MgO, observée pour ce type de biotite, est probablement liée à des variations locales de l'activité du soufre.

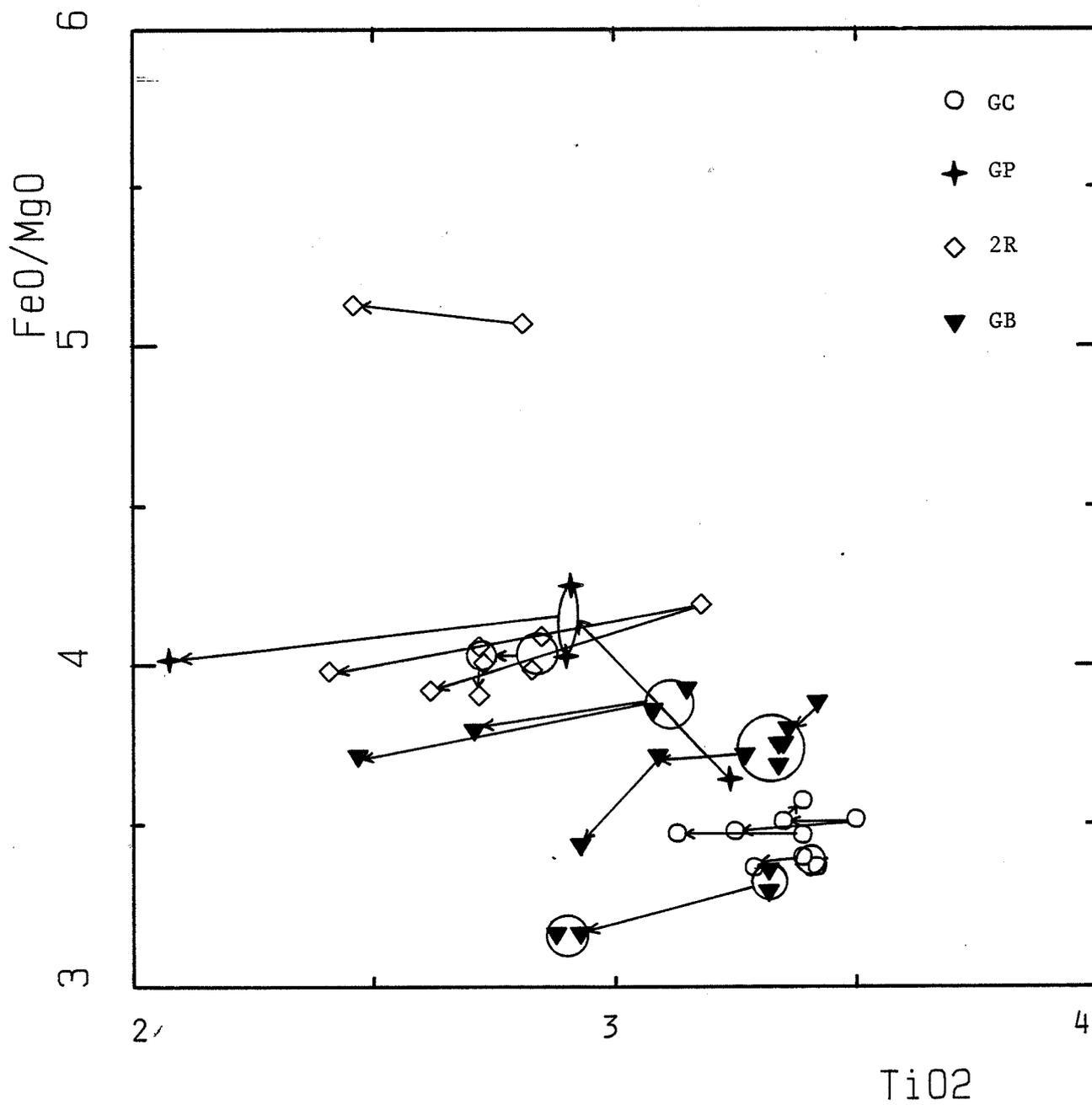
L'hypothèse d'une transformation hydrothermale post-solidus est plus difficilement envisageable pour plusieurs raisons :

La répartition hétérogène de ces biotites, au sein de la roche, montre en fait que la transformation est sélective et ne peut correspondre à un phénomène hydrothermal affectant la roche dans sa totalité. De plus, il est difficile d'expliquer les fortes teneurs en titane observées dans les biotites II (Robert, 1976), en effet, ces teneurs étant liées à la température de formation de la biotite, il paraît normal de situer les conditions de formation à des températures magmatiques plus élevées que les températures de n'importe quel système hydrothermal.

Dans le cas d'une transformation hydrothermale partielle, le fluide doit peu se déplacer dans la roche ou emprunter des chemins très précis pour n'affecter que certaines biotites. Un fluide qui ne se déplace pas par rapport à la roche et se rassemble dans certaines zones ne peut être qu'un fluide propre au magma. Le développement de cette paragenèse doit donc se faire dans des conditions subsolidus proches des conditions magmatiques compatibles avec les teneurs en titane des biotites.

FIGURE IV-14

Zonation en TiO_2 dans quelques biotites de GC, GP, GB et 2R.



On constate donc une évolution des biotites I vers un pôle plus alumineux, plus ferrifère et plus manganésifère, contrebalancée par une décroissance des teneurs en titane et en magnésium. Cette évolution est très classique dans les lignées calco-alcalines (Heinrich, 1946 ; Nesen, 1981 ; Pierrel, 1984 ; Friedrich, 1983 ; Neiva, 1976 ; Garcia et Al, 1985 ; Nachitt et al, 1985 ; Garcia et Fontailles, 1987). Les biotites II, d'origine magmatique et marquées par des teneurs en titane et Al_{VI} équivalentes aux teneurs des biotites I, présentent une modification en FeO et MgO. Deux hypothèses permettraient d'expliquer cette transformation : une modification au stade magmatique de biotites préexistantes, au moment de la mise en place du magma ou alors une auto-altération du granite à un stade subsolidus.

b) Zonations dans les biotites (figure IV-14).

Les zonations ne sont pas toujours évidentes au sein des biotites, mais dans les quelques profils effectués, il apparaît qu'une zonation en titane existe avec un coeur riche et une bordure plus pauvre. Pour les autres éléments, il est plus difficile de définir une loi générale. Sur quelques analyses "coeur-bordure" on constate que la teneur en fer est plus faible et celle du magnésium plus forte, en bordure qu'au coeur du cristal, même pour des biotites I. Si on se réfère aux tendances évolutives cette caractéristique n'est probablement pas primaire car on pourrait s'attendre à trouver le phénomène inverse (diminution de MgO, augmentation de FeO) voire une constance des teneurs (rééquilibrage des teneurs en FeO, MgO, MnO en cours de croissance). La bordure des biotites sondées peut avoir été modifiée par des phénomènes tardifs avec une légère modification du fer, ce dernier étant plus mobile que le magnésium. Par contre si la composition de cette bordure est primaire, un changement est intervenu au stade final de cristallisation des biotites et certains paramètres ont été modifiés changeant l'activité du fer (fO_2 , fS_2 , T° , ...).

1-2 Les biotites du granite du Sidobre

1-2-1 Synthèse de données

Les biotites des différents faciès du Sidobre ont été étudiées par Borrel (1978) à partir de 15 analyses microsonde et par Isnard (1982) sur 18 fractions séparées.

a) Tendances générales évolutives

Les tendances que l'on peut retenir pour des compositions chimiques des biotites des termes tonalitiques aux termes plus acides sont :

une baisse des teneurs en MgO, TiO_2

une augmentation de FeO (augmentation de Fe/MgO), Al_2O_3 , MnO.

Les substitutions qui s'opèrent au cours de l'évolution sont :

en site tétraédrique Si par Al

en site octaédrique Fe^{2+} par Fe^{3+}

(Fe^{2+} , Mg) par Al

La compensation de charge pouvant se faire à partir des substitutions en site tétraédrique (Si,Al) ou par le départ d'un ion R^{2+} du site octaédrique (diminution du taux d'occupation du site).

b) Conditions de formation

L'étude des conditions de stabilité (T, f_{O_2} , P_{H_2O}) a été menée par A. Borrel (1978) sur la base des travaux de Wones et Eugster (1965). Les biotites des granites centraux et périphériques se disposent le long de la droite des compositions de biotite tamponnées par Ni-NiO. Ceci permet d'estimer la température et la fugacité d'oxygène pour P_{H_2O} : 2 Kb (valeur estimée) à $T \approx 740$ à $720^\circ C$ $f_{O_2} \approx 10^{-15}$ à 10^{-16} bars. Ces valeurs sont compatibles avec les températures de cristallisation d'un granite.

Ces valeurs sont bien sûr approximatives du fait que P et X_{H_2O} sont inconnues.

1-2-2 Etude systématique des biotites des granites centraux et périphériques du Sidobre

Les biotites des granites du Sidobre ont été systématiquement étudiées à la microsonde. Ces analyses donnent plus de précision dans l'évolution des compositions chimiques et permettent d'intégrer ces biotites aux biotites décrites dans la série granitique de Fumade.

GRANITE	GB		GC (MER2)		GC (SIG1)		GR (FE2)	
	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.
%								
SiO ₂	34,2	35,8	34,7	35,4	34,4	36,1	34,7	35,0
Al ₂ O ₃	16,2	18,9	16,9	17,6	15,5	17,5	19,5	20,1
TiO ₂	2,08	3,3	3,00	3,64	3,06	3,5	1,6	1,9
FeO	21,7	24,3	22,8	23,2	22,0	23,6	24,7	26,3
MnO	0,45	0,72	0,43	0,5	0,37	0,50	0,71	0,95
MgO	5,4	7,1	6,67	7,38	6,42	9,65	2,99	3,26
Na ₂ O	0,05	0,11	0,06	0,13	0,08	0,15	0,03	0,09
K ₂ O	8,76	9,75	9,54	9,98	9,21	9,75	8,36	9,22
F	0,43	0,98	0,23	0,70	0,42	0,79	0,83	1,22
XFe	0,63	0,71	0,63	0,66	0,56	0,66	0,81	0,83

TABLEAU IV-2 : Récapitulatif des compositions de biotite par faciès granitique (sidobre : GB, GC, GR).

a) Comparaison des biotites entre le granite bleu et le granite clair.

D'une façon générale, l'évolution des biotites des différents granites du Sidobre (granite bleu, granite clair, granophyre) est similaire à celle des biotites des granites de Fumade, enrichissement en FeO, Al₂O₃ (Al_{VI}), MnO (figures IV-15a,b, IV-16a,b, IV-17, IV-18) en allant vers les termes les plus différenciés (granophyre), compensé par un appauvrissement en TiO₂ et MgO. Les biotites des granites centraux du Sidobre apportent une composante de plus à l'évolution magmatique.

Elles sont plus riches en MgO (figure IV-16b), il faut remarquer que le niveau de teneurs de certaines biotites de granite clair incluses dans des quartz, s'inscrit dans le domaine de variation en MgO des biotites du granite bleu.

Les teneurs en TiO₂ (figure IV-15a) sont légèrement plus fortes, la fourchette de répartition des valeurs est moins large et décalée du côté des fortes teneurs des biotites de granite clair.

Elles sont plus pauvres en Al₂O₃ (Al_{VI}), MnO (figures IV-15a,b), par contre leur teneur en FeO est la même dans les deux types de granites.

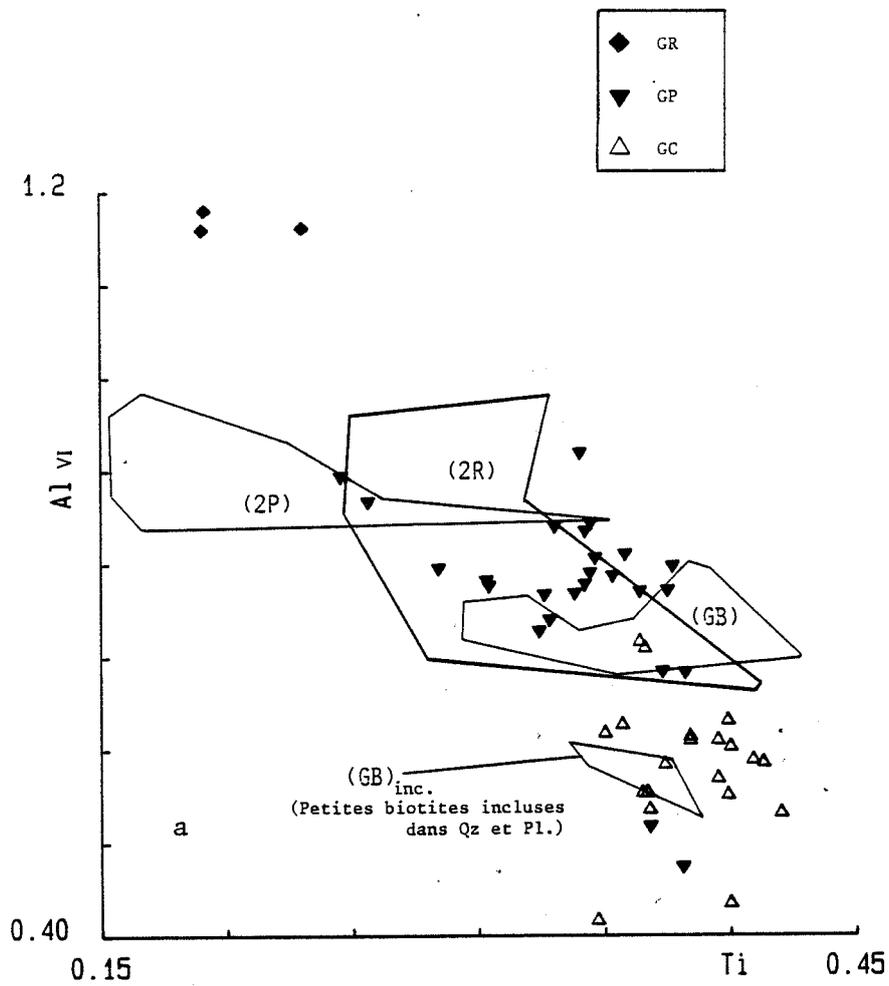
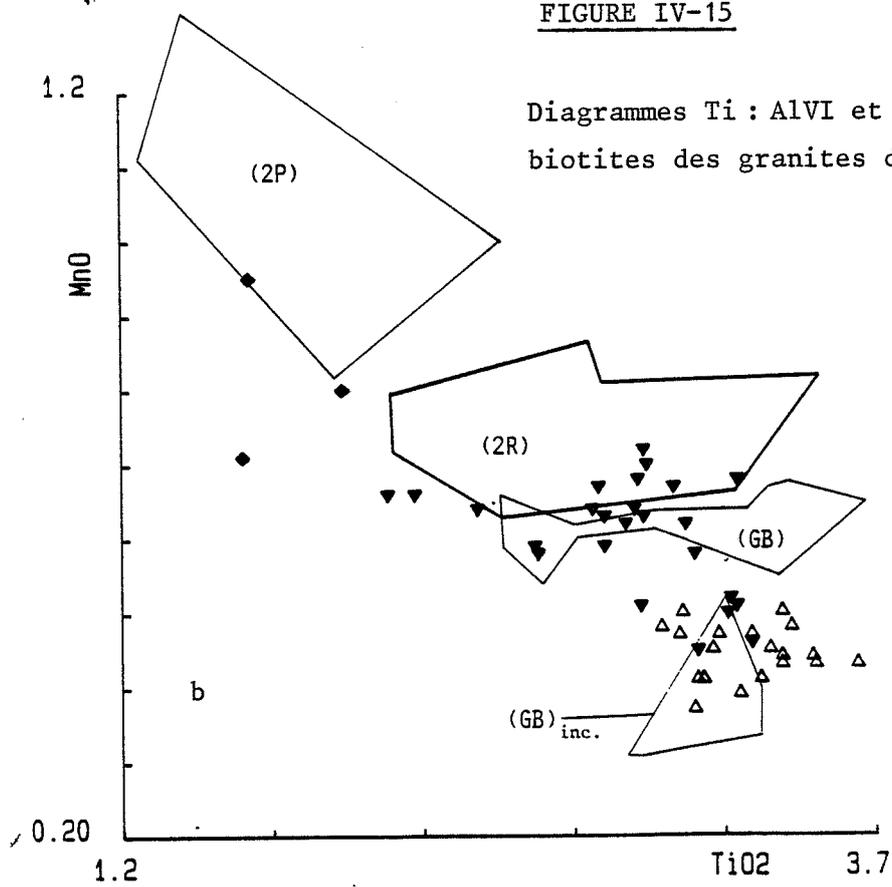


FIGURE IV-15

Diagrammes Ti : AlVI et TiO₂ : MnO pour les biotites des granites du Sidobre.



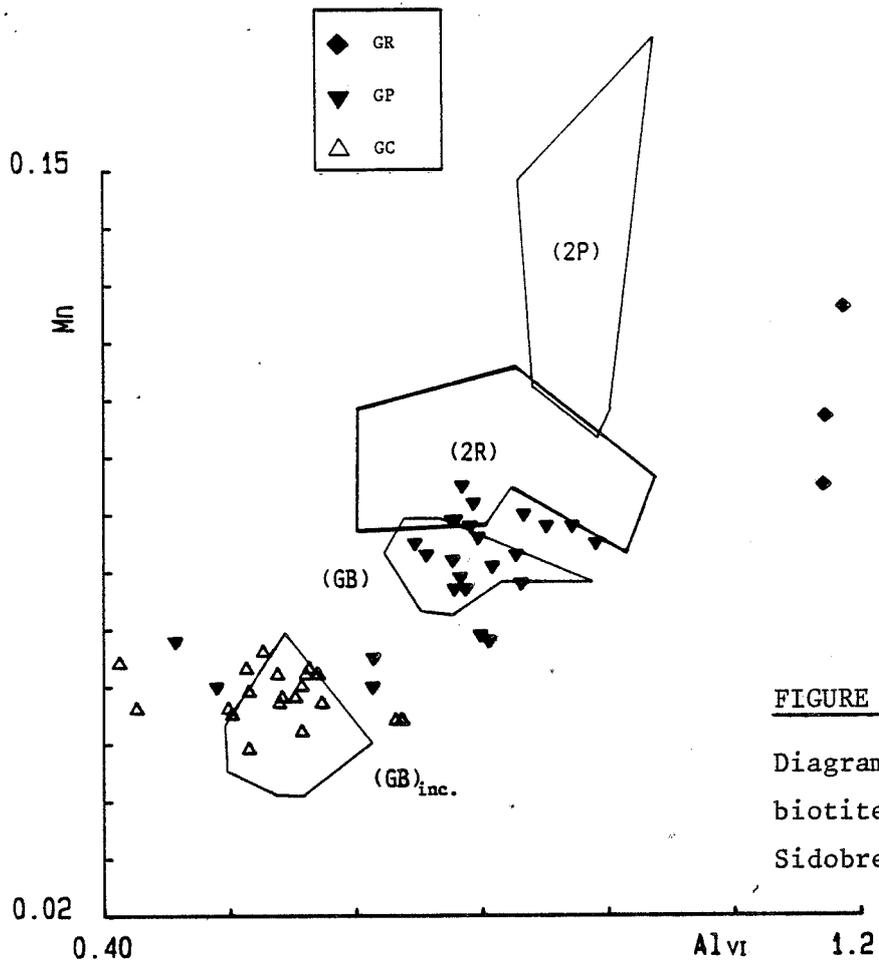


FIGURE IV-17

Diagramme AlVI : Mn pour les biotites des granites du Sidobre.

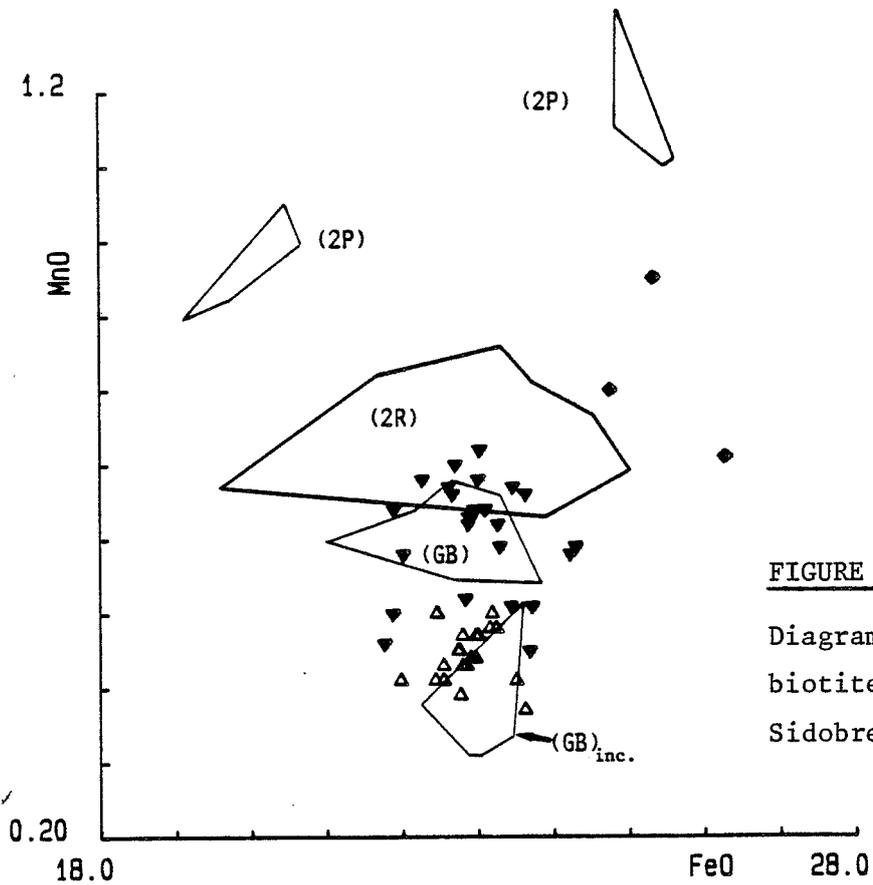


FIGURE IV-18

Diagramme FeO : MnO pour les biotites des granites du Sidobre.

b) Comparaison des biotites entre les granites de Fumade et les granites du Sidobre.

La comparaison entre Fumade et Sidobre permet de faire apparaître quelques différences : plus particulièrement des différences entre les biotites du granite à biotite de Fumade et les biotites du granite clair périphériques du Sidobre, ces deux roches étant semblables pétrographiquement, mais aussi des différences au niveau de l'évolution ultime des teneurs pour certains éléments :

- Les différences entre biotites des granites périphériques et des granites à biotites de Fumade :

- . Les teneurs en TiO_2 (figure IV-15a) des biotites du granite clair n'atteignent pas le niveau supérieur des teneurs de certaines biotites des GB, l'écart étant cependant faible.
- . Les teneurs en MgO (figure IV-16b) des biotites du granite clair sont plus dispersées ainsi que les valeurs du rapport FeO/MgO.
- . Une partie des biotites du granite clair est légèrement plus alumineuse (figure IV-15a).
- . Les teneurs en MnO et FeO (figure IV-18) sont similaires.

- Les différences dans l'évolution :

- . Les teneurs en Al_2O_3 (Al_{VI}) (figure IV-15a) marquent un palier pour les biotites des GB, ce qui n'est pas le cas pour les biotites des granites du Sidobre (figure IV-15a), on observe en effet dans Fe2 des biotites beaucoup plus alumineuses à ce stade d'évolution.
- . La pente d'évolution de MnO (figure IV-15b) est plus forte pour les biotites de GB que pour les biotites des granites du Sidobre.
- . Les biotites du granophyre fournissent un pôle riche en Mn qui donne une tendance évolutive plus redressée, mais il est peut être difficile d'en tenir compte du fait que les conditions de solidification de ce type de roche n'ont rien à voir avec celles des granites.

Les biotites des granites du Sidobre sont, en moyenne, plus alumineuses, légèrement moins riches en TiO_2 que les GB (se méfier d'un effet d'échantillonnage) et tendent vers un pôle moins manganésifère. On peut essayer d'attribuer ces différences aux rééquilibres mis en évidence sur les biotites des GB, témoins, la faible variabilité du rapport FeO/MgO des biotites de GB en comparaison avec celui des biotites de granite clair, ou l'enrichissement en MnO constaté sur certaines biotites de 2R. Cependant, il est peut être plus simple d'envisager des conditions de cristallisation légèrement différentes (composition du liquide, T° , PH_2O , fO_2 , fS_2). La composition du liquide semble jouer un rôle non négligeable, en effet le fait que les GB soient plus pauvres en Al_2O_3 que les GP est à mettre ne parallèle avec les teneurs en aluminium des biotites qui montrent la même différence. Il est probable que les phénomènes à l'origine de ces

différences sont à corrélérer aux conditions locales existant lors de la mise en place du complexe aplogranitique dans le secteur de Fumade. Ces conditions semblent tout à fait propres à ce secteur ; l'échantillonnage assez large du secteur sud du Sidobre n'ayant pas révélé de telles particularités.

1-3 Relations entre la composition des biotites et l'évolution de la composition des liquides.

Les différentes compositions de biotites, d'origine magmatique, observées dans un granite, sont les témoins de l'évolution de la composition du liquide résiduel au cours de la cristallisation du magma. On peut tenter une reconstitution de l'évolution de cette composition, mais il est nécessaire de prendre certaines précautions, du fait notamment du rééquilibrage de certains éléments qui sont intervenus au cours de la cristallisation des biotites.

L'absence de zonation en Fe, Mg, Mn dans ces biotites indique que ces éléments ont été rééquilibrés en permanence au cours de la croissance. L'évolution du magma résiduel pour ces éléments ne peut être entrevue que dans le cas où certaines biotites vont fossiliser, à un stade donné, leur composition. C'est sans doute le cas des biotites de petite taille qui sont incluses dans des minéraux précoces tels certains quartz et plagioclases et qui vont être en équilibre avec un magma faiblement cristallisé (stade précoce). Ce type de biotite est plutôt plus riche en Mg et plus pauvre en Fe, Mn (figures IV-8, IV-11, IV-12 ; éch U171 et U42). Toutes les autres biotites ont des compositions similaires en Fe, Mg, Mn du fait du rééquilibrage minéral-liquide. Elles marquent le stade final de la cristallisation du magma avec une composition plus riche en Fe, Mn et plus pauvre en Mg.

Pour Ti et Al, il semble que le rééquilibrage se fasse beaucoup moins facilement (mobilité de Ti et Al faible). Il est donc probable que les teneurs marquent l'évolution des liquides.

Les teneurs en TiO_2 des biotites incluses dans des quartz et des plagioclases marquent apparemment un maximum avec certaines autres biotites (saturation des biotites en titane). Les zonations en TiO_2 des biotites ainsi qu'une baisse importante de leur teneur dans un même granite signifient qu'à partir d'un certain stade de cristallisation du magma la teneur en TiO_2 du liquide résiduel est trop basse pour que les biotites qui cristallisent soient saturées en titane.

Les teneurs en aluminium sont basses dans les biotites incluses, et plus fortes pour les autres biotites.

La composition du liquide résiduel, vue au travers de la composition des biotites, évolue vers un pôle Fe/(Fe+Mg) plus fort. Les teneurs plus fortes en fer ne signifient pas que le magma est plus riche en fer mais seulement que la diminution de la teneur en Mg est réajustée par Fe ainsi que Al en site octaédrique. Ce n'est en fait qu'une conséquence cristallochimique obligatoire de l'augmentation du rapport Fe/(Fe+Mg) du liquide au cours de la cristallisation de la biotite (Monier, 1985).

2- Les muscovites

2-1 *Les muscovites de granite.*

2-1-1 Situation texturale

Pétrographiquement, les muscovites apparaissent dans des situations variées.

a) Les séricites (MS) qui se développent au cours de l'altération du cœur des plagioclases. Elles sont toujours de petite taille (< 0,2 mm) (figure IV-19a).

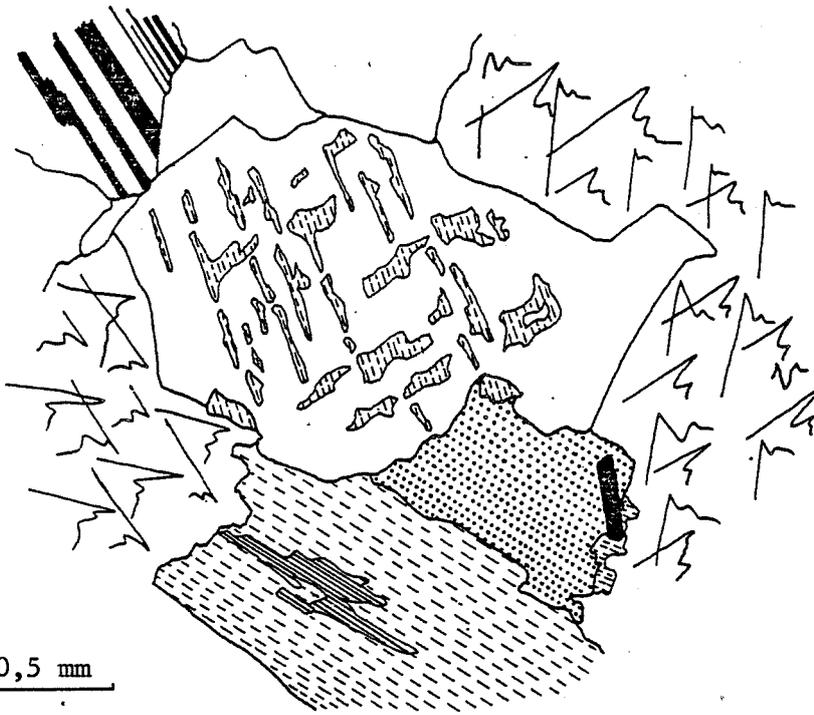
b) Les grandes muscovites squelettiques (GS) avec une légère tendance automorphe. Elles sont interstitielles ou en amas de plusieurs individus. Elles se développent aussi sur du microcline et parfois sur des plagioclases (plus rare). Leur taille est assez variable, entre 0,4 mm et 2 mm, elles sont plutôt petites dans les granites à 2 micas riches en biotites et grandes dans les granites à muscovite et les granites à 2 micas pauvres en biotite (figure IV-19b).

c) Les muscovites associées aux biotites (MB). Leur taille varie de 0,2 à 1,5 mm (figure IV-19a).

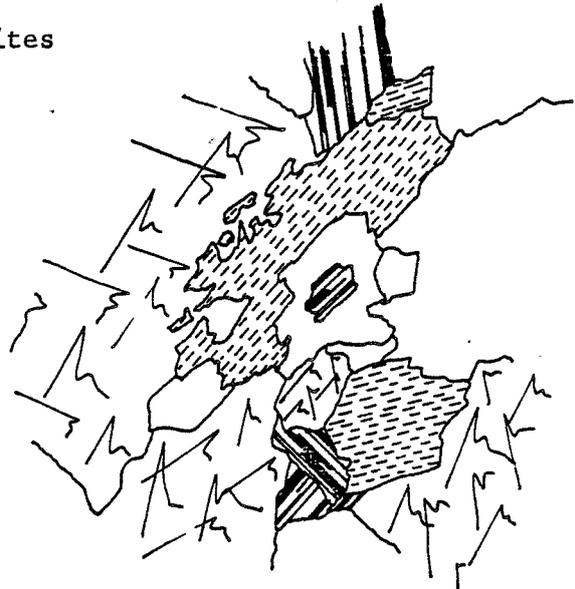
d) Les muscovites en amas radiés ou en gerbe (MR) à tendance pegmatitique à géodique (figure IV-19c).

e) Les muscovites des zones pegmatitiques en intercroissance avec du quartz (MP). Leur habitus se rapprochent de celui des biotites tabulaires.

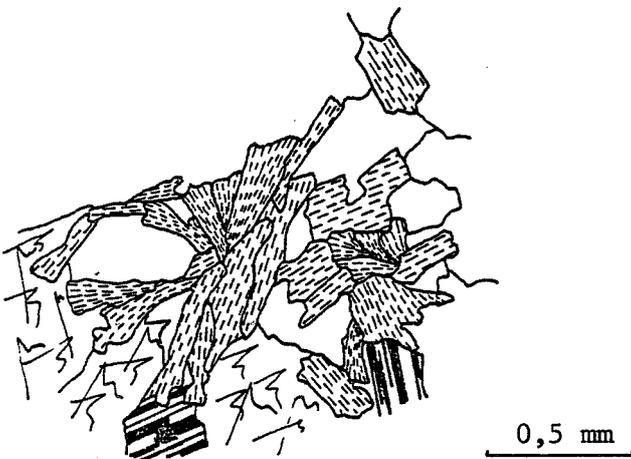
f) Les muscovites se développant dans les microfissures (MF).



a) Sérícite et muscovite liée aux biotites
- lame U61 -



b) Grande muscovite squelettique
- lame U296 -



c) Muscovites en amas radié
- lame U3461 -

	Chlorite
	Biotite
	Muscovite
	Microcline
	Plagioclase
	Zircon
	Quartz

2-1-2 Chimisme

Les muscovites analysées sont intermédiaires entre trois pôles de micas blancs.

La muscovite $K_2 (Si_6 Al_2) Al_4 O_{20} (OH)_4$

La céladonite $K_2 (Si_6) R_2^{2+} Al_2 O_{20} (OH)_4$

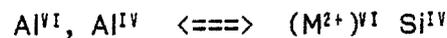
La paragonite $Na_2 (Si_6 Al_2) Al_4 O_{20} (OH)_4$

et

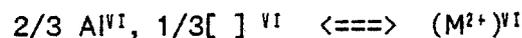
intermédiaires entre micas dioctaédriques et trioctaédriques.

Les substitutions entre les cations du site interfoliaire sont essentiellement le remplacement de K par Na (taux de paragonite).

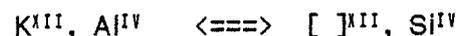
Les échanges en site tétraédrique ($Si^{4+} = Al^{3+}$) conduisent à une solution solide continue entre le pôle muscovite et le pôle céladonite (Schaller, 1950 ; Foster, 1956). Cette série correspond aux phengites (Velde, 1965). L'excès de charge est compensé par l'introduction de cations divalents (Fe, Mg, Mn), en substitution à Al^{3+} , en site octaédrique. Le mécanisme peut s'écrire :



Cette substitution conserve le caractère dioctaédrique de mica. Il existe aussi une solution solide entre micas dioctaédriques et trioctaédriques qui implique un mécanisme de substitution du type :



De plus, il existe des mécanismes de substitution impliquant Fe^{3+} , Ti^{4+} et $[]^{XII}$ (lacunes interfoliaires). Ces substitutions s'écrivent :



Les substitutions en site tétraédrique (phengite) vont de $Si_{6,05} - Al_{1,95}$ à $Si_{6,49} - Al_{1,51}$. Les teneurs en FeO , MgO , Al_2O_3 et TiO_2 ont une bonne variabilité et un niveau qui permettent de mettre en évidence des différences. Le niveau de teneur en MnO est très faible ($< 0,08\%$).

Les quelques séricités analysées et les muscovites se développant dans les fractures semblent systématiquement plus alumineuses et ont des teneurs en FeO , MgO et TiO_2 très faibles. Les compositions sont à l'écart des autres types de muscovite. Le milieu où elles se développent représente un système fermé qui n'a probablement pas de rapport avec celui des autres muscovites.

Les teneurs en sodium permettent de scinder la population des muscovites en deux groupes assez distincts sur les diagrammes (figure IV-20).

a) Les muscovites avec des teneurs en Na_2O faibles (valeurs comprises entre 0,10 et 0,45 %) : type I.

b) Les muscovites avec des teneurs en Na_2O fortes (valeurs comprises entre 0,50 et 0,70 %) : type II.

Les deux types de muscovite sont présents dans chaque catégorie de granite à l'exception des GB qui ne contiennent que des muscovites à teneurs en Na_2O faibles (Figure IV-20). Les différentes substitutions n'ont pas la même importance dans chaque type de muscovite. La substitution phengitique est plus importante dans les muscovites de type I (diagramme Al VI : ΣR^{2+} : pente 1,1) alors que pour les muscovites de type II la substitution de type di-trioctaédrique est prépondérante (diagramme Al VI : ΣR^{2+} : pente 1,3).

On constate dans les diagrammes $\text{Na}_2\text{O} : \text{FeO}$, $\text{Na}_2\text{O} : \text{MgO}$ et $\text{Na}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ (figures IV-20, IV-21, IV-22), une corrélation seulement pour les muscovites de type I. D'une manière générale, les muscovites de type II (fort Na_2O), ont des teneurs faibles en FeO, MgO, TiO_2 et fortes en Al_2O_3 . Cependant les muscovites des GF ne suivent pas toutes cette règle et présentent des teneurs assez fortes en FeO jusqu'à 3,4 % (figure IV-20).

Les muscovites de type II (fort Na_2O) montrent un taux d'occupation du site octaédrique équivalent à certaines muscovites du type I (faible Na_2O).

Sur le diagramme $\text{FeO} : \text{MgO}$ (figure IV-23), on constate que dans les G2 il existe deux groupes de muscovites qui se distinguent par un rapport FeO/MgO légèrement différent :

a) Le premier groupe est constitué de muscovites montrant une tendance magnésienne (FeO/MgO faible). Ces muscovites sont d'une part des muscovites liées aux biotites et d'autre part des grandes muscovites automorphes squelettiques (GS). Ces muscovites correspondent dans la majorité des cas au type Na_2O faible : Type I

b) Le second groupe est constitué de muscovites plutôt ferrifères (FeO/MgO fort). Ce sont des muscovites automorphes squelettiques (GS) pour la majeure partie ainsi que des muscovites en amas radié (MR). Ces muscovites correspondent plutôt au type Na_2O fort : Type II.

Les caractères chimiques permettent donc de séparer 2 groupes de muscovites.

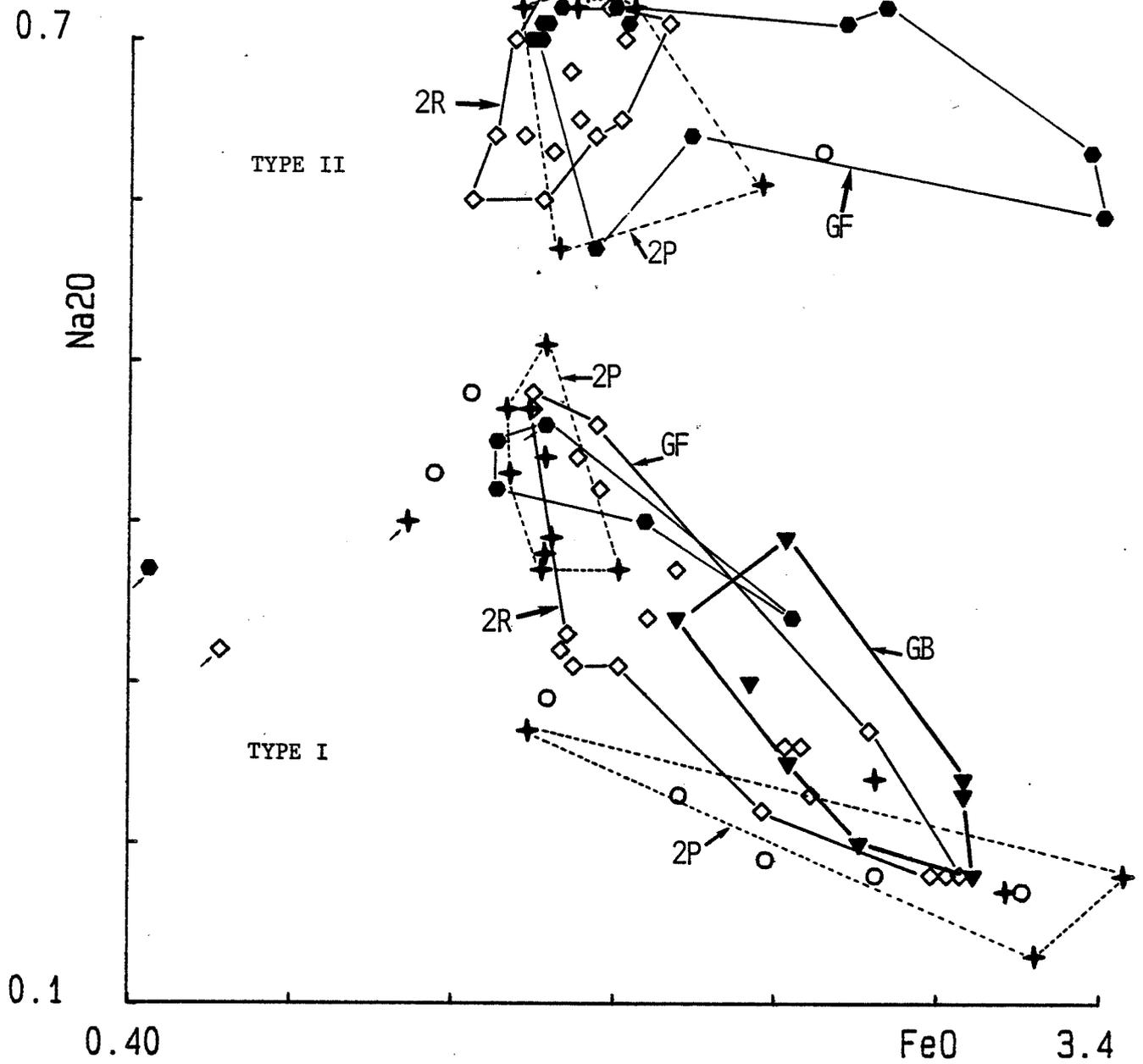
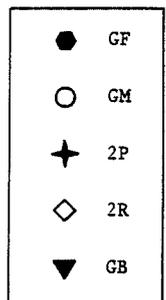


FIGURE IV-20

Diagramme FeO : Na₂O pour les muscovites des granites de Fumade.



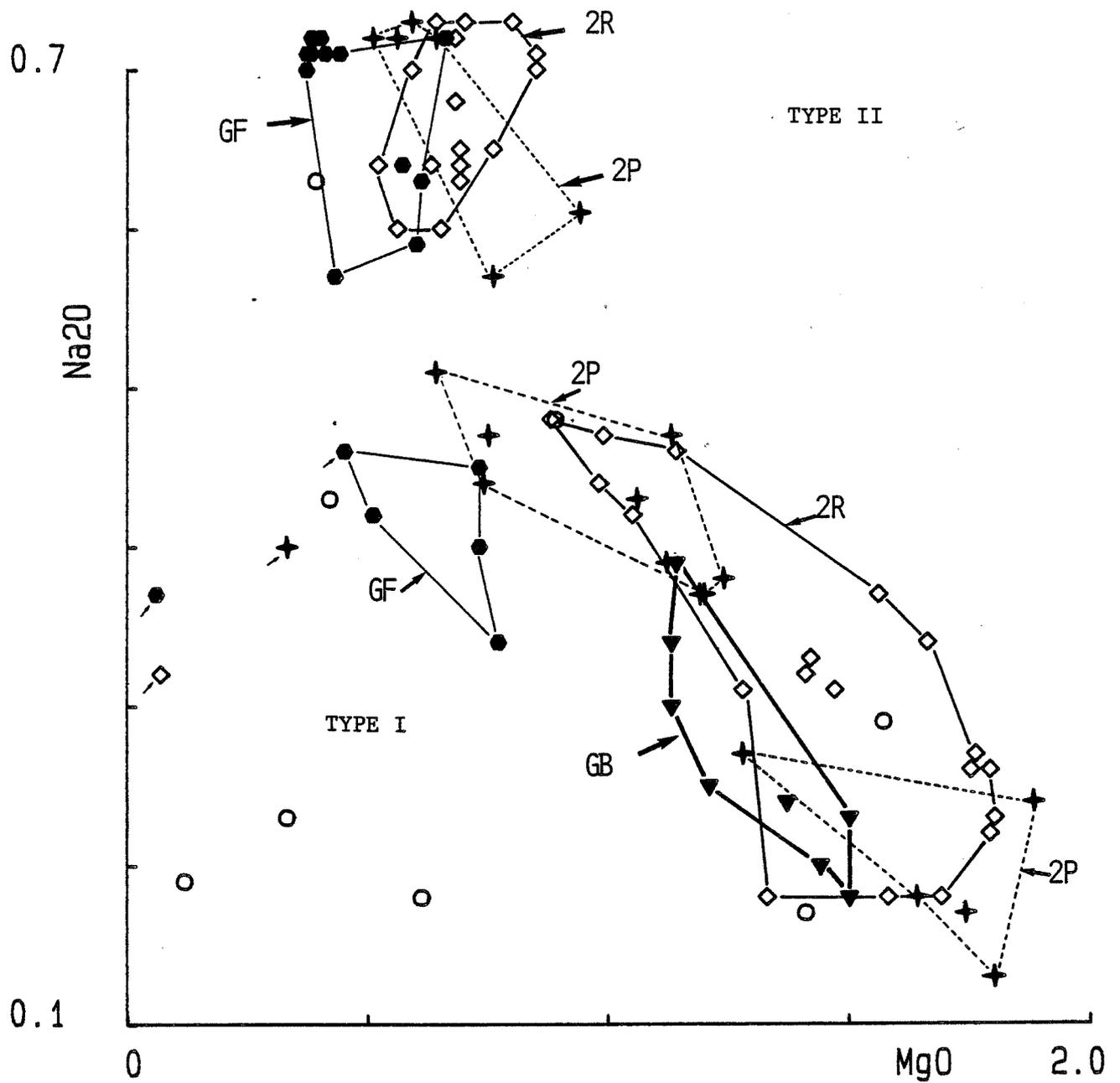


FIGURE IV-21

Diagramme MgO : Na₂O pour les muscovites des granites de Fumade.

●	GF
○	GM
+	2P
◇	2R
▼	GB

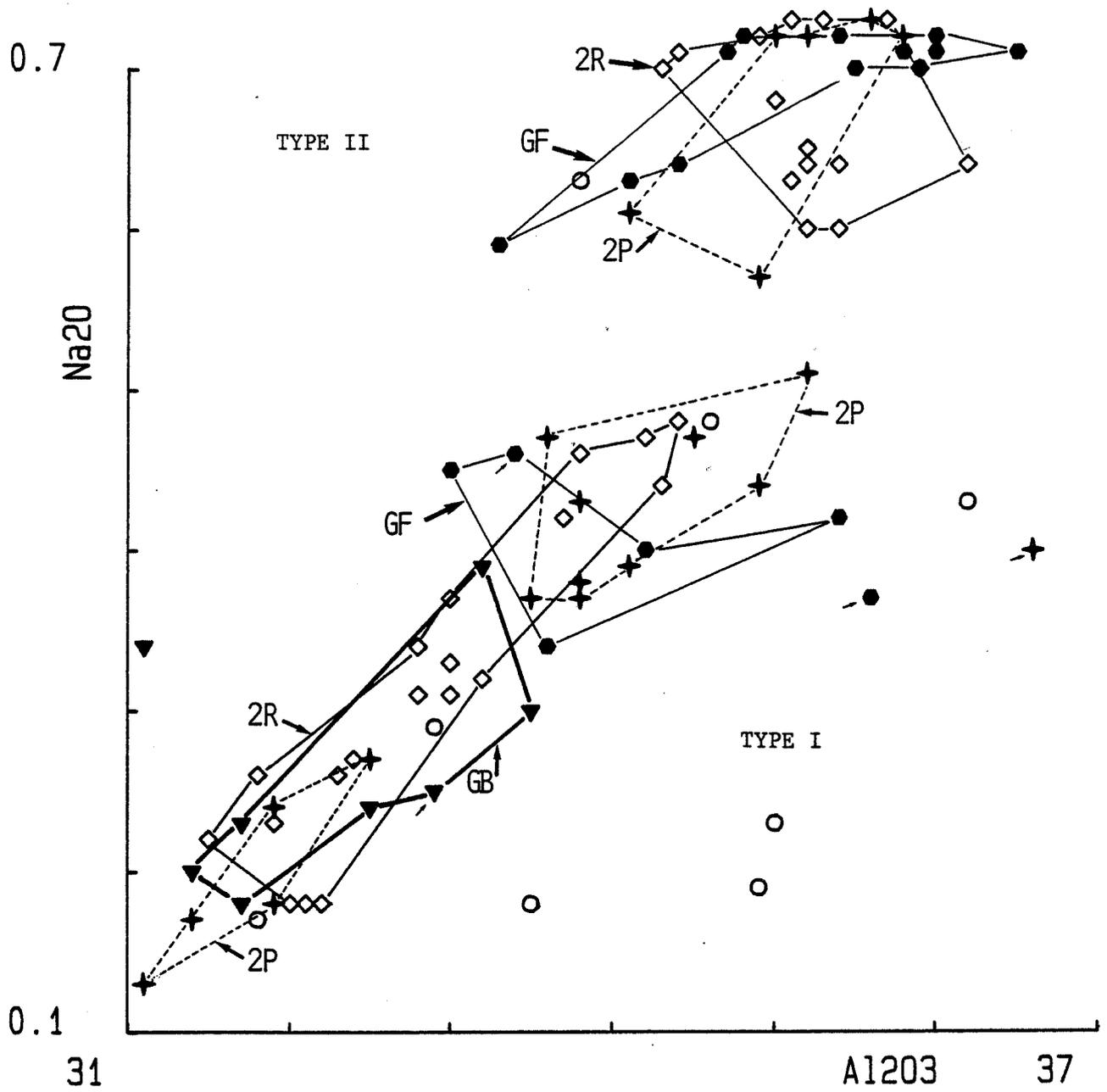


FIGURE IV-22

Diagramme $Al_2O_3 : Na_2O$ pour les muscovites des granites de Fumade.

●	GF
○	GM
+	2P
◇	2R
▼	GB

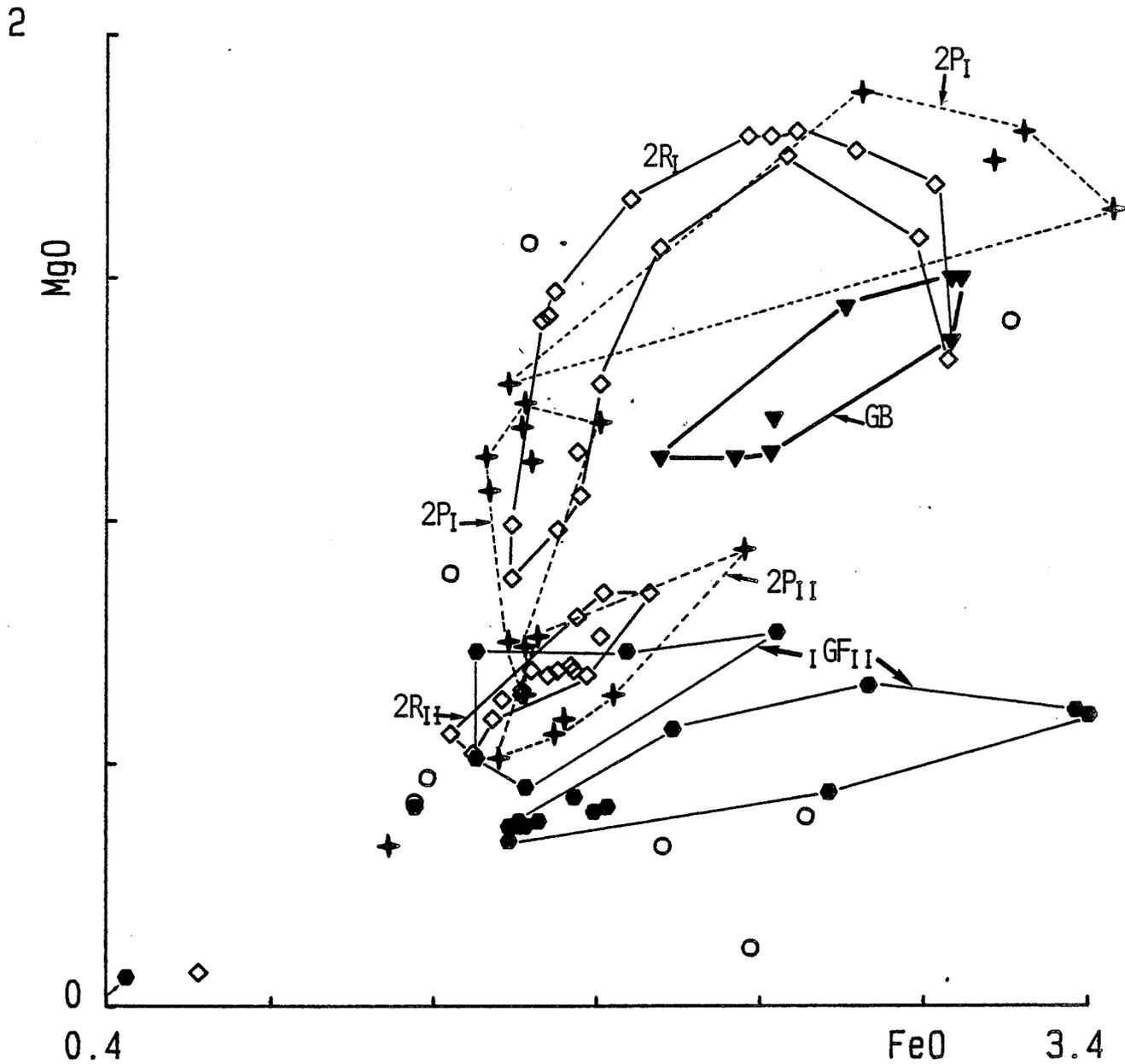


FIGURE IV-23

Diagramme FeO : MgO pour les muscovites des granites de Fumade.

●	GF
○	GM
+	2P
◇	2R
▼	GB

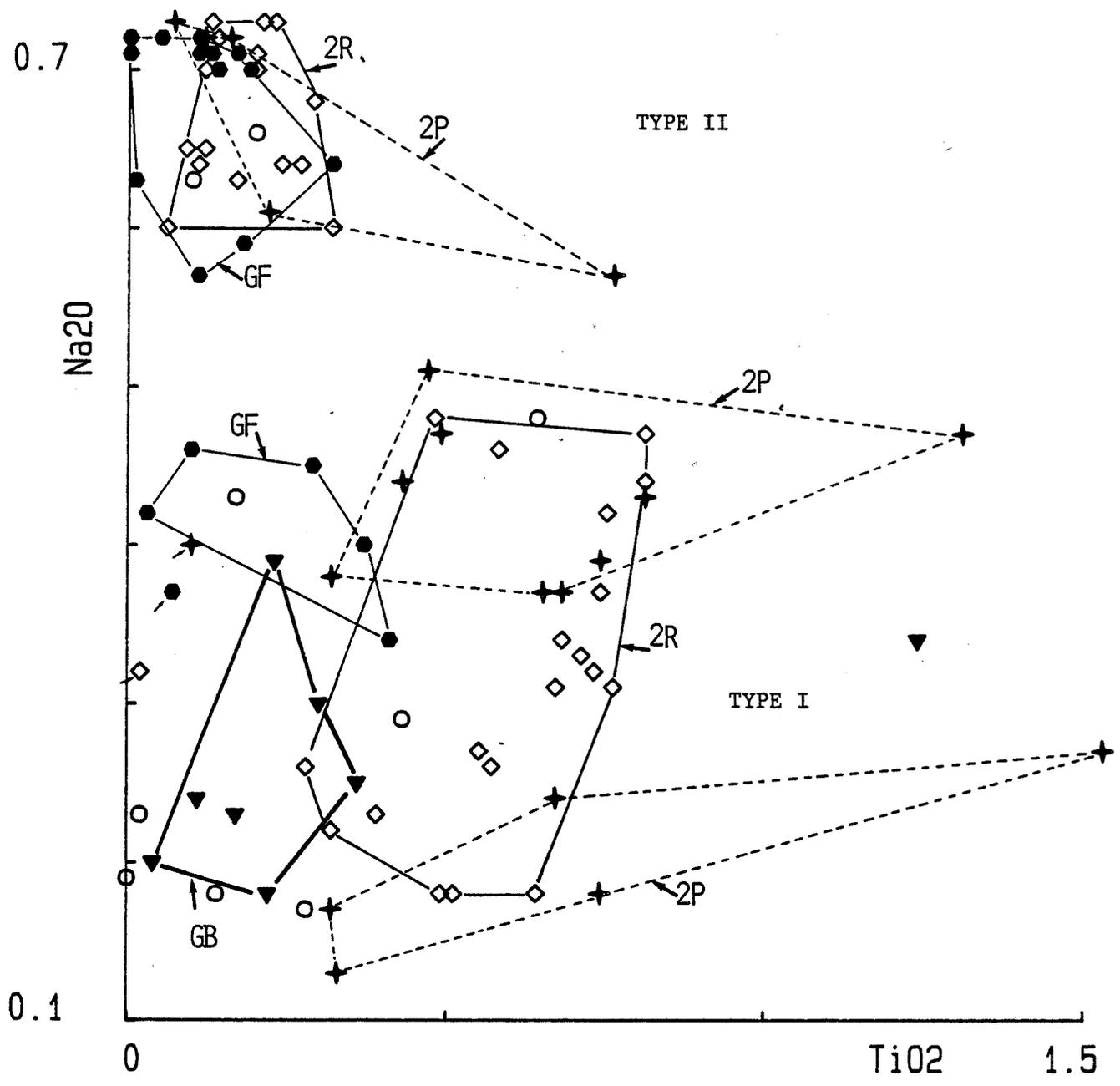


FIGURE IV-24

Diagramme $TiO_2 : Na_2O$ pour les muscovites des granites de Fumade.

- GF
- GM
- + 2P
- ◇ 2R
- ▼ GB

Caractères chimiques des groupes de muscovites :

Type I	Type II
. Na ₂ O faible	. Na ₂ O fort
. Al ₂ O ₃ plutôt faible avec une fourchette d'évolution assez large.	. Al ₂ O ₃ plutôt fort avec une fourchette d'évolution étroite.
. Magnésienne (FeO/MgO faible)	. Ferrifères (FeO/MgO fort)
. TiO ₂ atteint des teneurs plutôt fortes.	. TiO ₂ toujours faible

Ces muscovites ne semblent pas d'origine magmatique. L'existence de muscovite primaire dans les granites reste assez controversée, cette présence impliquant des conditions de cristallisation assez particulière avec des pressions supérieures à 3 Kb (Thompson et al, 1974). Certains auteurs, et plus particulièrement Miller et al (1981), ont essayé de définir des critères permettant de différencier les muscovites primaires des muscovites secondaires :

Caractères pétrographiques :

- 1- Taille de grain comparable aux autres phases.
- 2- Automorphes à subautomorphes.
- 3- Non inclus dans d'autres phases minérales.
- 4- Sans inclusion de minéraux à partir desquels elle aurait pu se développer.
- 5- Etre dans une roche dont la texture est, clairement, celle d'une roche plutonique non altérée.

Les critères 3 et 4 sont uniquement pris en compte pour disposer de muscovites qui ont cristallisé en dehors de l'influence d'une autre phase minérale. Ces critères n'excluent pas la possibilité de rencontrer de la muscovite d'origine magmatique incluse dans une autre phase.

Caractères chimiques :

- 1- Elles sont plus riches en TiO₂, Al₂O₃, Na₂O.
- 2- Elles sont plus pauvres en MgO, SiO₂.

Dans notre cas, aucun des deux types de muscovite (types I et II) ne répond à la fois aux critères pétrographiques et aux critères chimiques définis par Miller et al. Les muscovites de type I, de par leurs caractères pétrographiques, sont bien des muscovites secondaires. Les muscovites de type II le sont probablement aussi au vu de leur faible teneur en TiO₂ et de leur relation texturale avec les autres minéraux. Les critères chimiques retenus par Miller et al (1981) ne peuvent donc pas être utilisés sans avoir pris certaines précautions au niveau des relations texturales entre les

muscovites et les autres minéraux. De plus, on peut se poser la question de la fiabilité des critères texturaux et chimiques retenus qui ne sont pas infaillibles.

2-1-3 Conditions de développement des muscovites.

L'origine des deux types de muscovite peut être liée à deux choses :

- D'une part au substrat sur lequel elle se développe, si on considère leurs relations plus ou moins étroites avec des minéraux du type biotite ou du type feldspath au cours de leur croissance.

- D'autre part des conditions différentes à des stades de cristallisation différents.

a/ Influence du substrat

L'origine secondaire de ces deux types de muscovite implique une forte influence de la composition de la roche sur leur chimisme tant globalement qu'individuellement. Il est difficile de préjuger du moment de cristallisation de la muscovite, mais il est plus vraisemblable de le situer dans des conditions subsolidus en liaison avec les fluides magmatiques de fin de cristallisation des granites.

Le diagramme $TiO_2 \text{ roche totale} : TiO_2 \text{ muscovite}$ (figure IV-26a) ainsi que le diagramme $TiO_2 \text{ roche totale} : FeO \text{ muscovite}$ (figure IV-27c) permettent de traduire cette influence. On observe une corrélation entre la composition des muscovites et la composition de la roche. Il est difficile de rendre compte de cette corrélation autrement qu'en considérant les teneurs moyennes, la dispersion des valeurs en titane des muscovites dans un même échantillon étant importante surtout pour les muscovites de type I. Les corrélations ne sont pas les mêmes entre I et II, il est donc nécessaire de les distinguer.

$TiO_2 \text{ roche} : TiO_2 \text{ muscovite} :$

Type I : diminution des teneurs maximales des GB au GF avec une très forte dispersion des valeurs.

Type II : teneurs en TiO_2 relativement constantes et faibles dans tous les granites.

$TiO_2 \text{ roche} : FeO \text{ muscovite} :$

Type I : diminution des teneurs moyennes des GB au 2R avec une très forte dispersion des valeurs. Certaines muscovites des 2P sont plus riches en fer. La fin de l'évolution est marquée par une sensible augmentation du fer au niveau des GM et GF.

Type II : teneurs en FeO relativement constantes pour les 2R et 2P et augmentation pour les GF et AG.

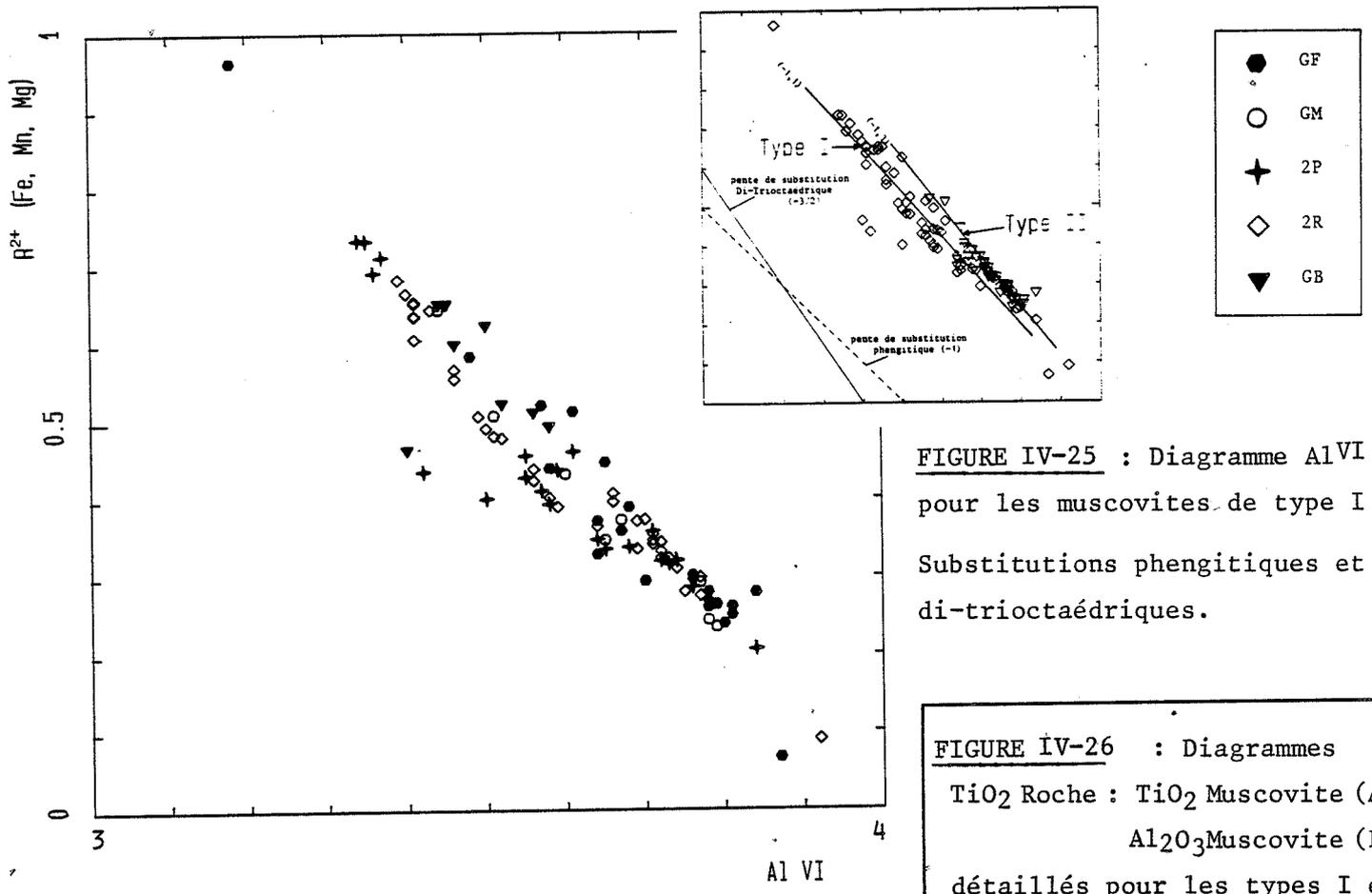
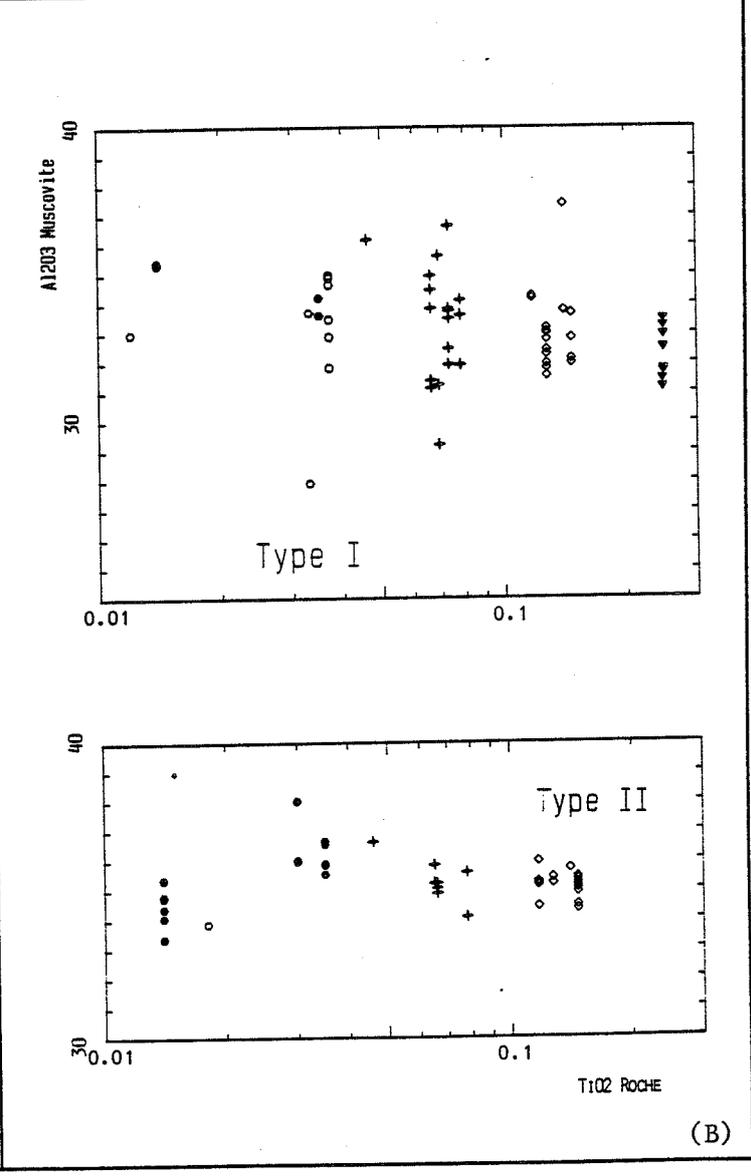
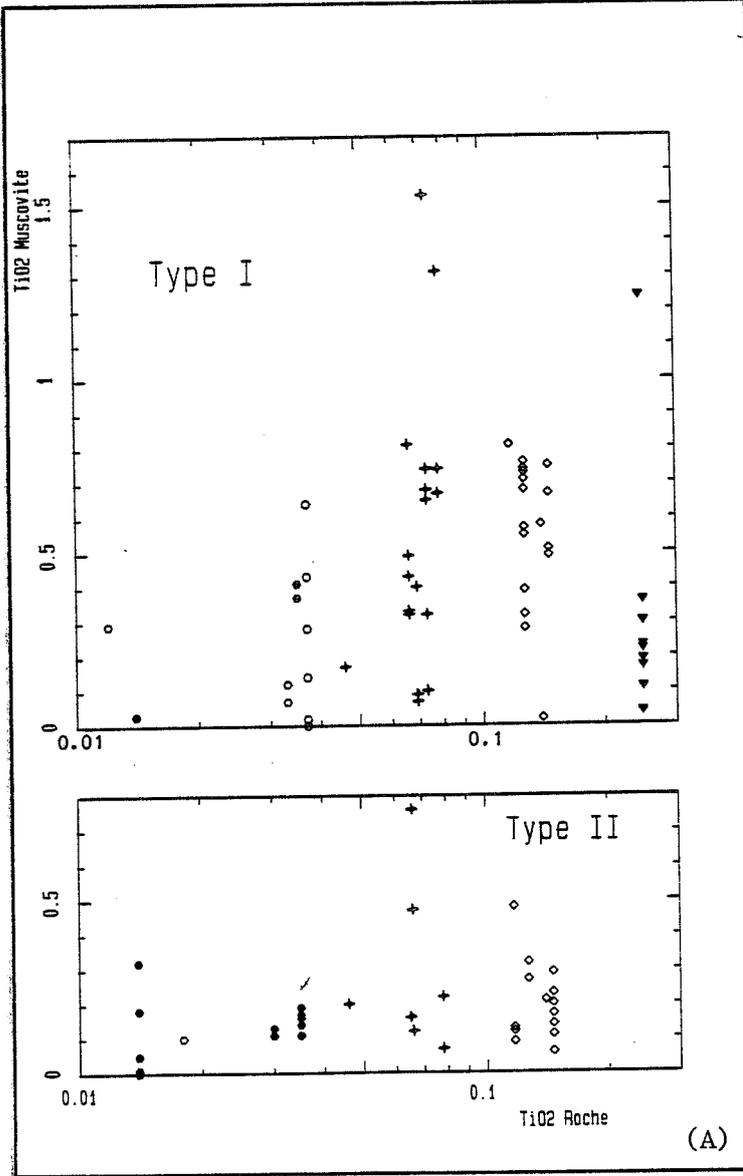


FIGURE IV-25 : Diagramme AlVI : R²⁺ pour les muscovites de type I et II. Substitutions phengitiques et di-trioctaédriques.

FIGURE IV-26 : Diagrammes TiO₂ Roche : TiO₂ Muscovite (A) Al₂O₃ Muscovite (B) détaillés pour les types I et II



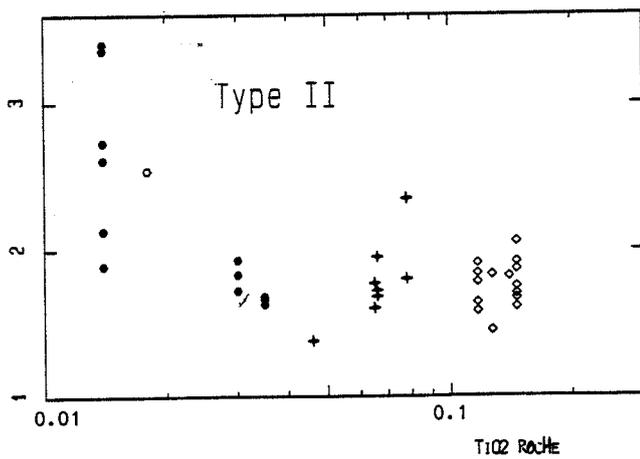
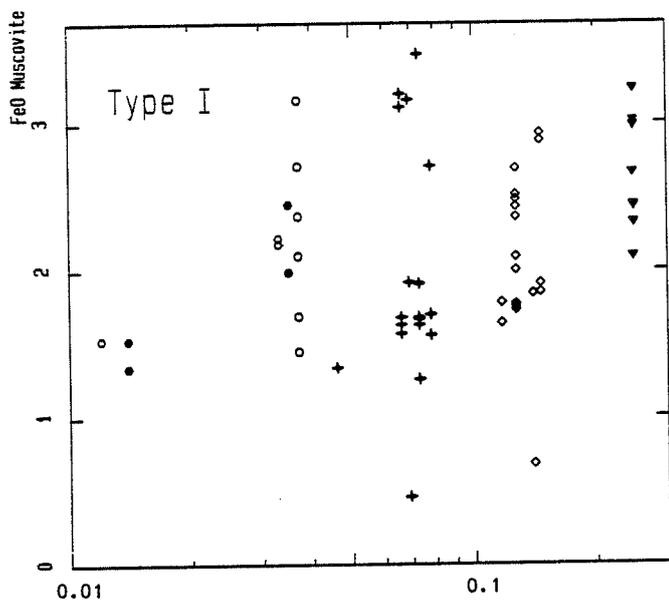
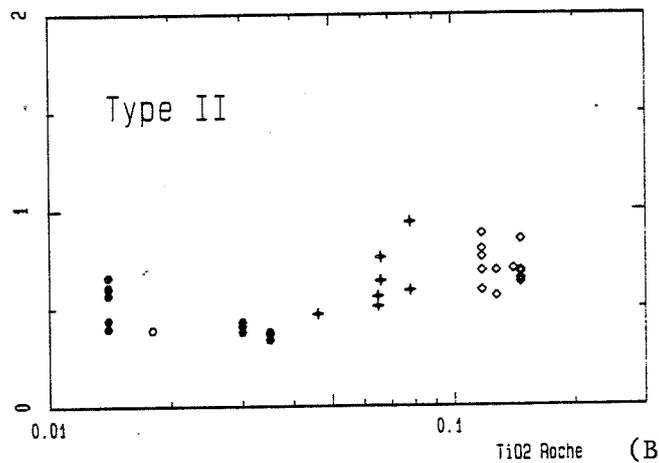
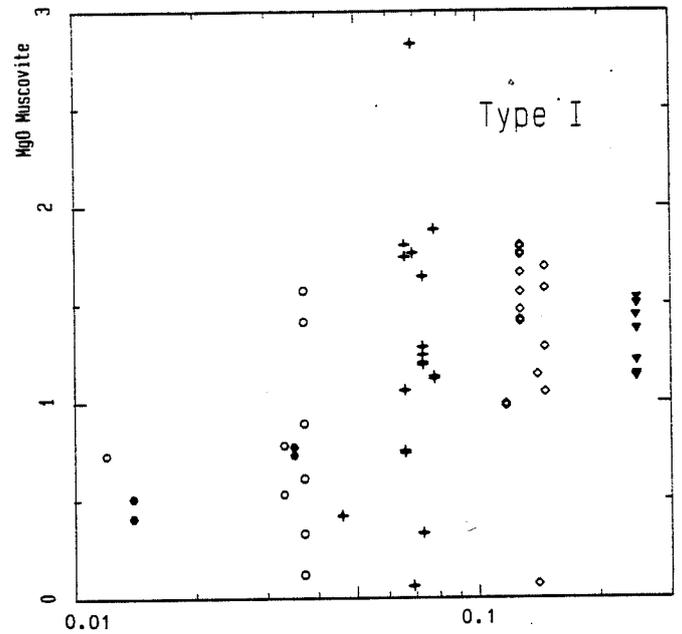
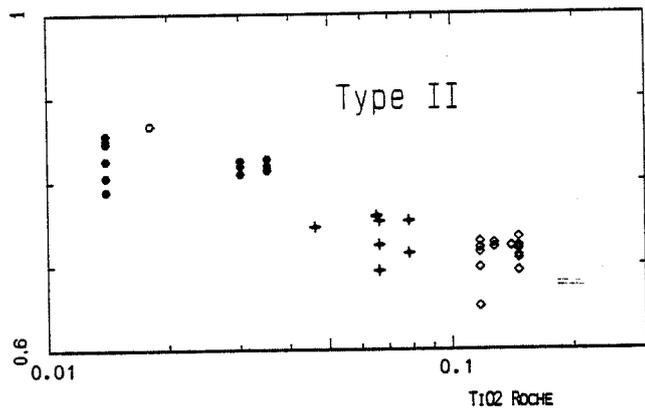
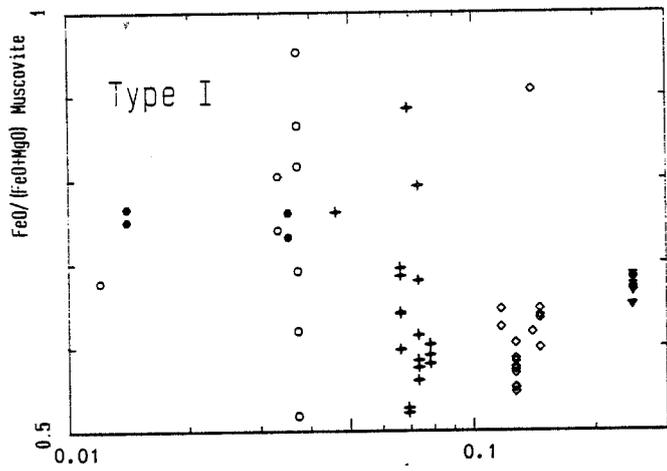


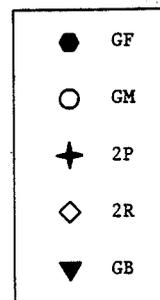
FIGURE IV-27 : Diagrammes

TiO₂ Roche : FeO/(FeO+MgO)Muscovite (A)

MgO Muscovite (B)

FeO Muscovite (C)

détaillés pour les types I et II.



Pour le titane et le fer cette influence du substrat est relativement bien marquée. Pour le magnésium (figure IV-27b), on constate que les muscovites de type I montrent un enrichissement des GB au 2R, ce qui est contraire à ce qui se passe en roche totale. La suite de l'évolution des muscovites (2P, GM, GF, AG) semble cohérente avec les teneurs en roche. Par contre les teneurs en Al_2O_3 des muscovites ne suivent pas l'évolution en alumine de la roche, elles évoluent à l'inverse (figure IV-26b).

TiO_2 roche : Al_2O_3 muscovite :

Type I : faible augmentation des teneurs des GB au GF mais forte dispersion des valeurs.

Type II : faible augmentation des teneurs des 2R au 2P, puis chute dans le domaine des GF ; les teneurs en alumine dans ce type de muscovite sont beaucoup moins dispersées que celles des muscovites de type I.

Cette dispersion des teneurs indique que la composition de la roche n'est pas la seule à gouverner la composition chimique des muscovites. La forte variabilité des teneurs en TiO_2 des muscovites de type I est sans doute fonction de la nature du substrat à l'endroit même où se développe la muscovite, en l'occurrence on peut penser que la proximité ou non de biotite ainsi que sa destabilisation va agir sur la composition de la muscovite. Pour les muscovites de type II, les conditions de développement semblent être plus constantes, leur composition dans un même échantillon variant beaucoup moins que celle des muscovites de type I.

Les critères texturaux peuvent apporter un élément de réponse et peut-être argumenter en faveur d'une même origine des deux types de muscovite. En effet, parmi les muscovites de type II on rencontre assez rarement des muscovites ayant des relations spatiales visibles avec des biotites. Par contre ces relations avec la biotite sont beaucoup plus systématiques pour les muscovites de type I. Il est donc envisageable de mettre en parallèle le chimisme des muscovites de type I avec celui des biotites. Il est vrai que ce critère textural n'est pas forcément significatif, étant donné que l'observation va dépendre du plan de coupe de la lame mais statistiquement on peut le retenir du fait du nombre assez important d'analyses effectuées. Il est remarquable que les muscovites de type II sont pratiquement les seules muscovites que l'on trouve dans les granites qui sont dépourvus de biotite (certains GF), on peut donc espérer que le développement des muscovites dans ces types de granite n'est pas influencé par la présence de biotite. De plus les teneurs moyennes en TiO_2 , MgO (figures IV-21, IV-24) plus fortes des muscovites de type I et un rapport FeO/MgO plus faible sont plutôt en accord avec un développement aux dépens des biotites.

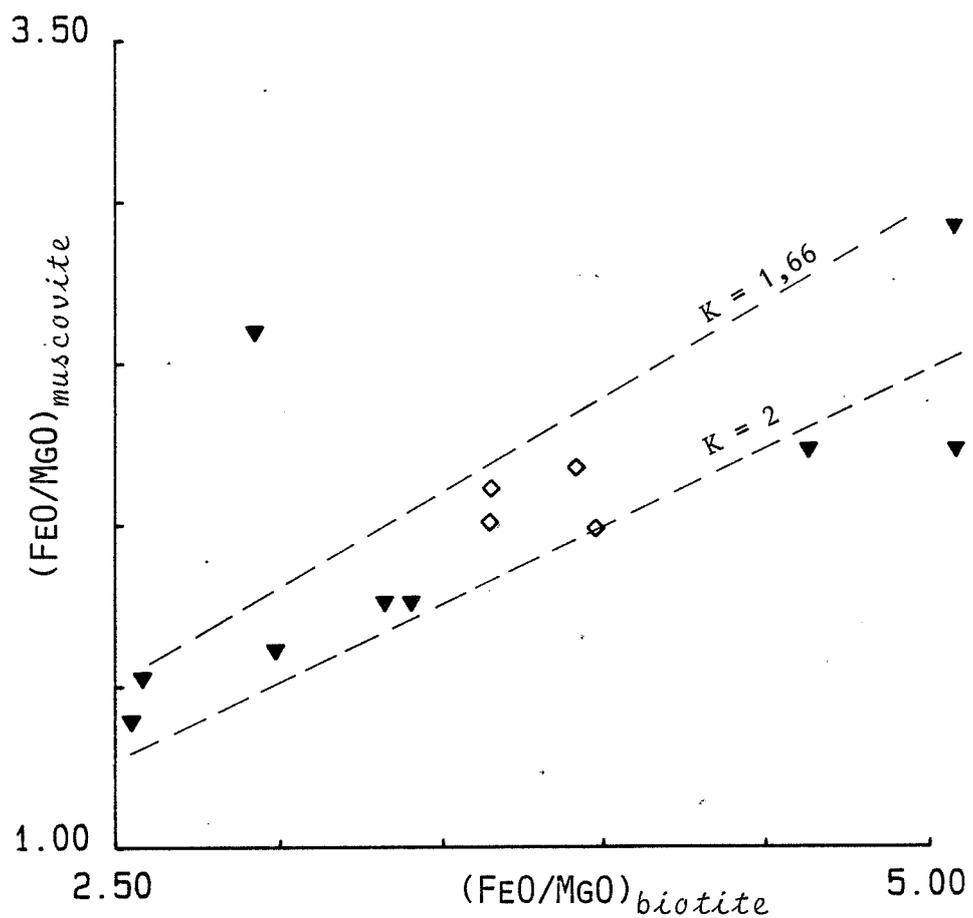


FIGURE IV-28

Relation entre le rapport $(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{biotite}}$ et le rapport $(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{muscovite}}$ pour les GB et G2.

Le rapport $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ peut permettre de souligner les influences qui peuvent exister entre ces deux minéraux. Les teneurs en fer et en magnésium des muscovites sont assez variables mais chaque groupe de muscovite semble être caractérisé par un rapport $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ sensiblement constant avec $[\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})]_{\text{I}} > [\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})]_{\text{II}}$ (figure IV-23).

Dans le diagramme $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})_{\text{musc.}} : \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})_{\text{roche}}$ (figure IV-27a), on remarque que le rapport de la muscovite croît avec celui de la roche à la fois pour les muscovites de type I et les muscovites de type II, mais la forte dispersion du rapport parmi les muscovites d'un même échantillon suggère que ce paramètre, bien qu'influencé par la composition de la roche, n'est en aucun cas d'origine magmatique dans ce type de minéral.

Des couples biotite - muscovite ont été analysés systématiquement. Dans le diagramme $(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{muscovite}} : (\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{biotite}}$ (figure IV-28), on constate qu'il existe une relation entre le rapport FeO/MgO de la muscovite et celui de la biotite. Cette relation peut s'exprimer sous la forme :

$$\frac{(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{biotite}}}{(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{muscovite}}} = K \text{ approximativement constant}$$

Ce phénomène a été observé par Garcia et al (1985), Garcia (1986) dans les granites de la région de Villa Real (Portugal).

Cette relation n'existe qu'entre les muscovites de type I et les biotites mais pas entre les muscovites de type II et les biotites dans une même roche. Un certain équilibre pour Fe et Mg s'est instauré entre biotite et muscovite de type I. Les muscovites de type I poussent aux dépens des biotites qui imposent un certain rapport FeO/MgO aux muscovites sans toutefois régler le niveau des teneurs en fer et magnésium.

Dans les GB, les rares muscovites analysées sont systématiquement associées aux biotites. Elles présentent le même état de dépendance que celui observé précédemment, le rapport FeO/MgO des muscovites étant contrôlé par la composition de la biotite.

Tout ceci permet d'envisager une origine commune aux deux types de muscovite. Les teneurs en titane, en fer, en magnésium et en aluminium des muscovites ne sont pas réglées directement par la composition de la roche, mais plutôt par la proximité de biotite ou de feldspath, d'où la formation de muscovite de composition relativement différente.

Plusieurs ombres apparaissent à ce tableau. On ne peut négliger les muscovites qui se développent à proximité de biotite et qui sont de type II, le fait d'observer pour des teneurs équivalentes en FeO , MgO , TiO_2 des muscovites ayant des teneurs en sodium différentes ainsi qu'une meilleure cohérence générale des teneurs des muscovites de type II. Ces observations

nous ramènent à la seconde hypothèse, c'est-à-dire à ce que les deux types de muscovite se développent dans des conditions différentes.

b/ Données expérimentales

Les données expérimentales et notamment celles en rapport avec le taux de paragonite peuvent donner des indications sur les conditions de formation.

Monier (1985) fait une première constatation sur la variation des teneurs en Na_2O dans des muscovites synthétiques :

La présence de Mg en substitution à Al en site octaédrique et d'une manière générale le taux d'occupation du site octaédrique par des cations M^{2+} (Fe, Mn, Mg), favorise l'entrée de potassium dans la muscovite au détriment de Na.

Ce n'est pas le seul facteur qui gouverne l'entrée de Na dans la muscovite. Plusieurs autres jouent un rôle non négligeable sur le taux de paragonite de la muscovite. Iiyama (1964) ; Pascal (1984) montrent expérimentalement que le sodium est plus facilement incorporé dans la muscovite lorsque la température est plus élevée. Par contre la pression joue assez peu sur le taux de paragonite, comme le montre l'expérimentation de Chatterjee et Flux (1986). Mais le facteur primordial est sans aucun doute le rapport Na/K (activité de Na / activité de K) du milieu où les muscovites se développent (Iiyama, 1964 ; Monier, 1985). La teneur en Na_2O de la muscovite va dépendre du rapport Na/K de la solution avec laquelle la muscovite est en équilibre.

Facteur cristallographique

La corrélation de (Fe,Mg) et Na confirme les observations de Monier (1985) quant aux conséquences de l'occupation du site octaédrique par des cations M^{2+} (Fe, Mn, Mg). Les proportions de fer et magnésium rentrant dans la muscovite vont contrôler cristallographiquement la teneur en sodium, induisant une bonne corrélation entre (Fe,Mg) et Na pour les muscovites de type I. Ceci confirme l'influence du substrat sur le développement des muscovites de type I. Mais le taux plus faible d'occupation du site octaédrique par les cations M^{2+} (Fe, Mn, Mg) ne permet pas de justifier les teneurs plus élevées en Na_2O des muscovites de type II, étant donné que pour un même taux d'occupation du site octaédrique, ces muscovites ont des teneurs en sodium différentes. Les contraintes cristallographiques ne sont pas suffisantes pour expliquer les différences entre les muscovites de type I et les muscovites de type II, la corrélation entre (Fe,Mg) et Na n'existant pas pour le type II. Il faut envisager un autre phénomène qui permet le développement de muscovite avec un taux de paragonite plus élevée, c'est à dire des conditions favorables à l'incorporation de Na dans le réseau de la muscovite. L'incorporation de Na dans le réseau de la muscovite dépend, comme on l'a

vu précédemment, des conditions dans lesquelles elle se développe, c'est-à-dire de la température, et de l'activité de Na.

Facteurs physico-chimiques

Le rapport Na/K va être contrôlé d'une part par le substrat et d'autre part par la composition des fluides d'origine magmatique présents au moment de la cristallisation de la muscovite. Dans le cas des muscovites de type I, qui semblent se développer à partir de la destabilisation des biotites, on peut s'attendre à ce que le milieu de cristallisation soit moins riche en sodium que dans le cas où les muscovites se développent sur ou à proximité de plagioclase. Le substrat est capable potentiellement d'induire cette différence entre type I et type II. Mais l'autre hypothèse, qui a été envisagée et qui correspond au développement de ces deux types de muscovite à des moments différents et à partir de fluides d'origine magmatique ayant des rapports Na/K légèrement différents, est sans doute plus vraisemblable. Certains faits permettent de conforter cette hypothèse. Les muscovites de type II qui se développent sur du microcline ne montrent pas de différence significative des teneurs en Na par rapport aux muscovites de type I qui se développent sur du plagioclase. Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ est systématiquement plus fort pour les muscovites de type II, cet écart pouvant être lié à un développement à partir de solutions à des stades différents (T° différente, solutions différentes) puisque Mg est mieux incorporé dans la muscovite à des températures plus élevées (Monier, 1985). Les muscovites de type II ont des teneurs en TiO_2 faibles et relativement homogènes. L'expérience a montré que le niveau de teneur en TiO_2 des muscovites est fonction de la température, le partage de Ti se faisant de moins en moins en faveur de la biotite lorsque la température augmente (Saxena, 1966 ; Kwak, 1968 ; Guidotti, 1970, 1973, 1978 ; Guidotti et al, 1977). Cette différence des teneurs en titane entre le type I et le type II permet de renforcer l'argumentation pour une origine et un stade de cristallisation différents des muscovites de type II.

Certaines muscovites de type II, et plus particulièrement celles analysées dans les GF (U3461) et AG (U92), sont plus riches en fer. Ce niveau élevé est en accord avec les teneurs en fer en roche totale et semble corrélé à l'augmentation du fer en fin d'évolution granitique et à la cristallisation des grenats.

2-2 Les muscovites de zones à texture pegmatitique.

LAME

TYPE

U2813D	Granite miarolitique (peu de biotite)
U910	Granite miarolitique (peu de biotite)
U102	Granite miarolitique (peu de biotite)
U3321A	Stockscheider
U12	Miarole à biotite pyrrhotite
U4315	Miarole

On retrouve les mêmes catégories de muscovite que dans les granites mais avec quelques différences significatives du point de vue chimisme.

Les muscovites de stockscheiders correspondent au type II, mais les teneurs en Na_2O , Al_2O_3 sont légèrement plus fortes et en FeO , MgO plus faibles que celles observées pour les muscovites de GF (figures IV-29 à IV-32).

Les muscovites de miaroles n'ont pas la même homogénéité. On constate que la miarole à quartz - microcline - plagioclase - biotite - muscovite - pyrrhotite (U12) contient exclusivement des muscovites de type I, mais plus riches en MgO et plus pauvres en Al_2O_3 (figures IV-29 et IV-31). On retrouve les muscovites types I et II dans la miarole à quartz - microcline - plagioclase - muscovite - anatase (U4315), le type I étant plus alumineux et moins riches en FeO et MgO et le type II moins riche en MgO (figures IV-30 et IV-31), par rapport aux types I et II des muscovites de granite. On observe les deux types de muscovites dans les granites pegmatitiques, les compositions sont sensiblement identiques à celles des muscovites de granites, seule la teneur en Na_2O (maximum = 0,84 %) des muscovites de type II est plus forte (figure IV-29).

Les muscovites de type II, dans un environnement pegmatitique, semblent donc, en moyenne, plus pauvres en fer et magnésium à l'exception des muscovites de l'échantillon U12, plus alumineuses et plus riches en Na_2O . Les muscovites de l'échantillon U12 coexistent avec de nombreuses biotites. Ces biotites sont en partie chloritisées mais les analyses effectuées sur cet échantillon montrent que ces biotites ont une composition proche des biotites I des 2R. Ces deux types différents de miaroles laissent à penser que leur formation ne s'est pas faite dans les mêmes conditions (fluides magmatiques différents, conditions de pression, de température différentes). Ceci permet de renforcer l'hypothèse d'une origine différente des muscovites de type I et des muscovites de type II. Il est toujours remarquable de constater que les muscovites qui coexistent avec des biotites dans l'échantillon U12 sont influencées chimiquement par la biotite

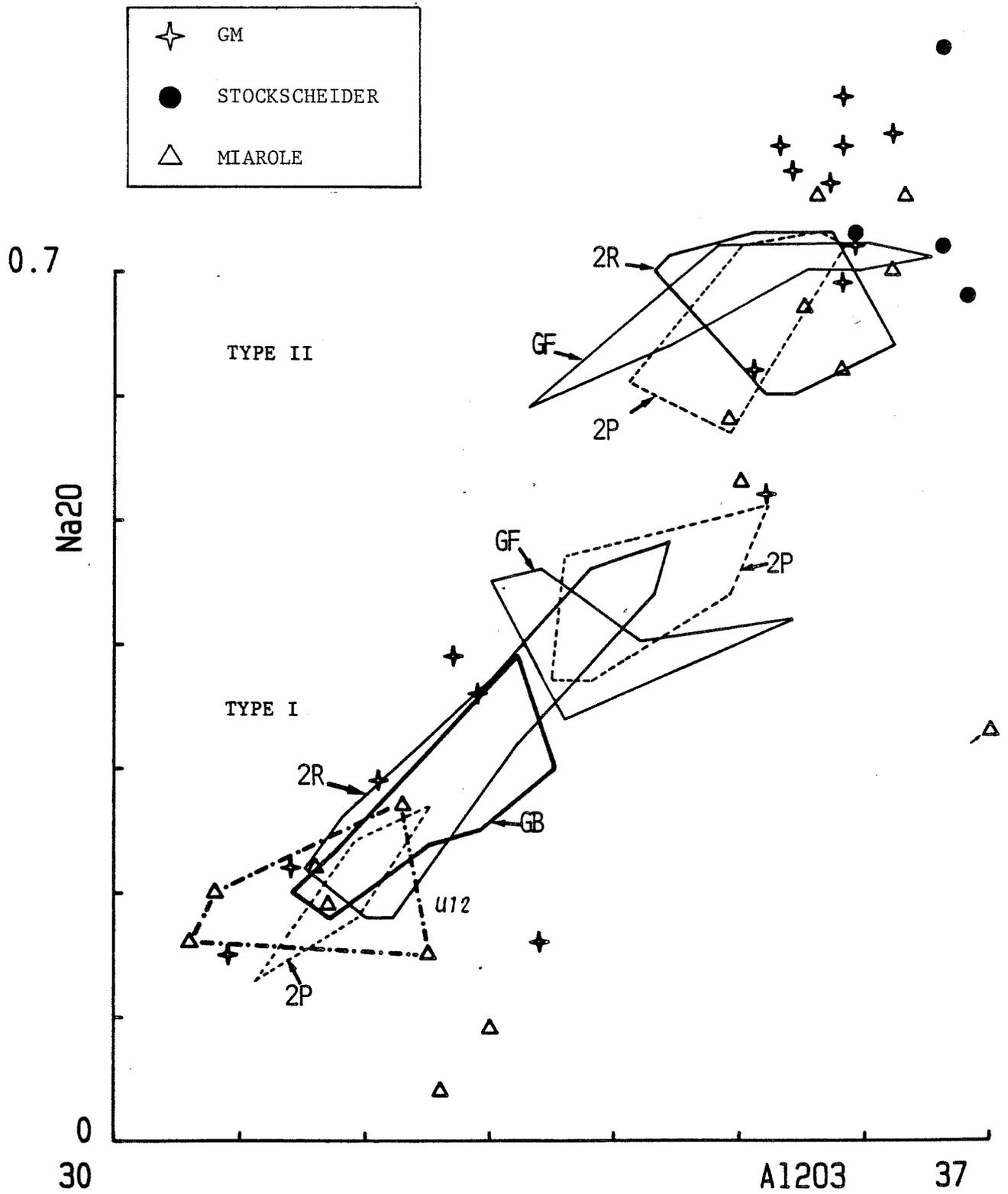


FIGURE IV-29

Diagramme Al₂O₃ : Na₂O pour les muscovites des faciès pegmatitiques de Fumade.

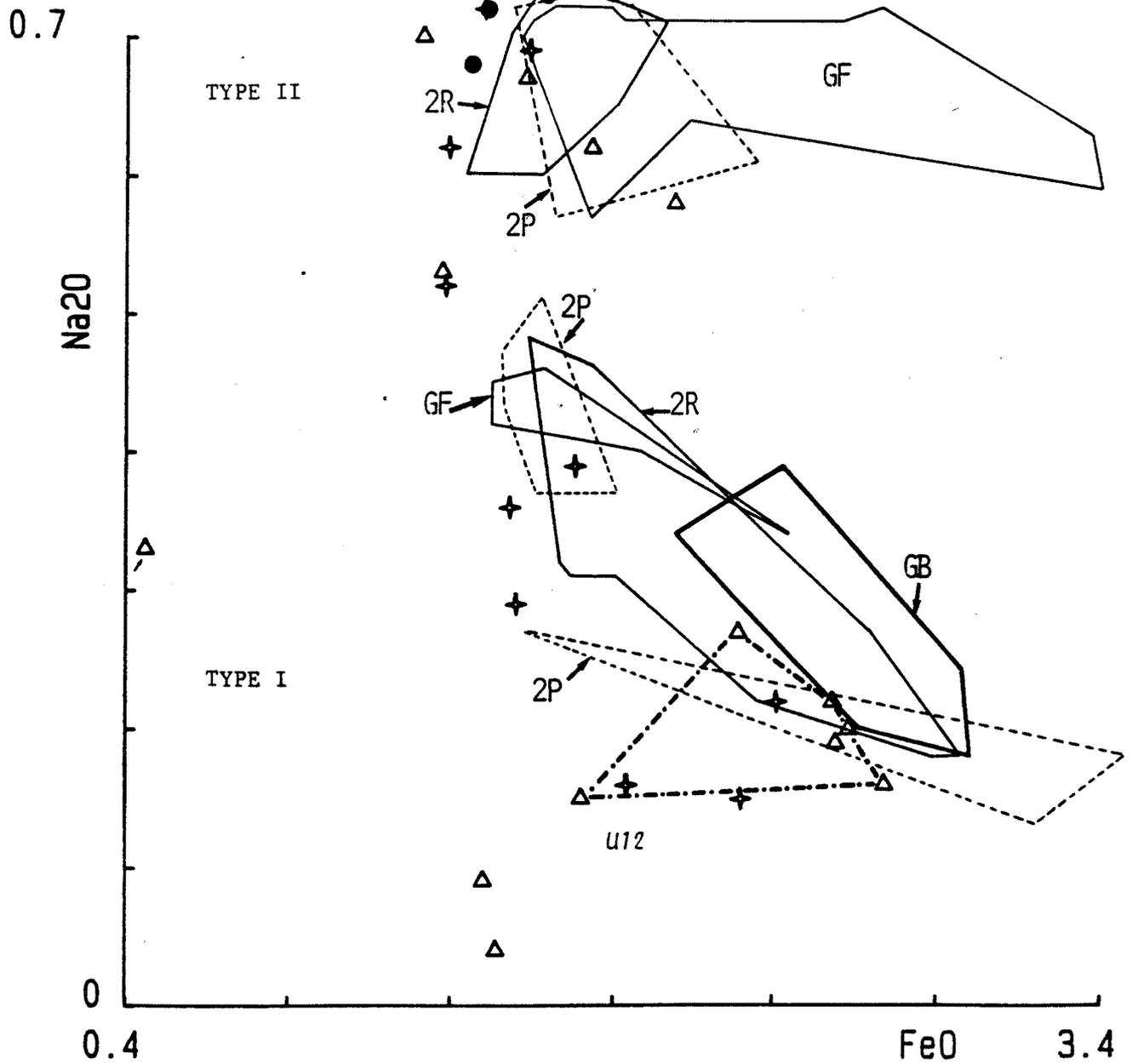
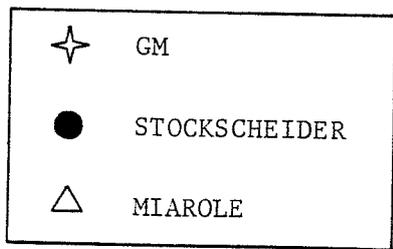


FIGURE IV-30

Diagramme FeO : Na₂O pour les muscovites des faciès pegmatitiques de Fumade.

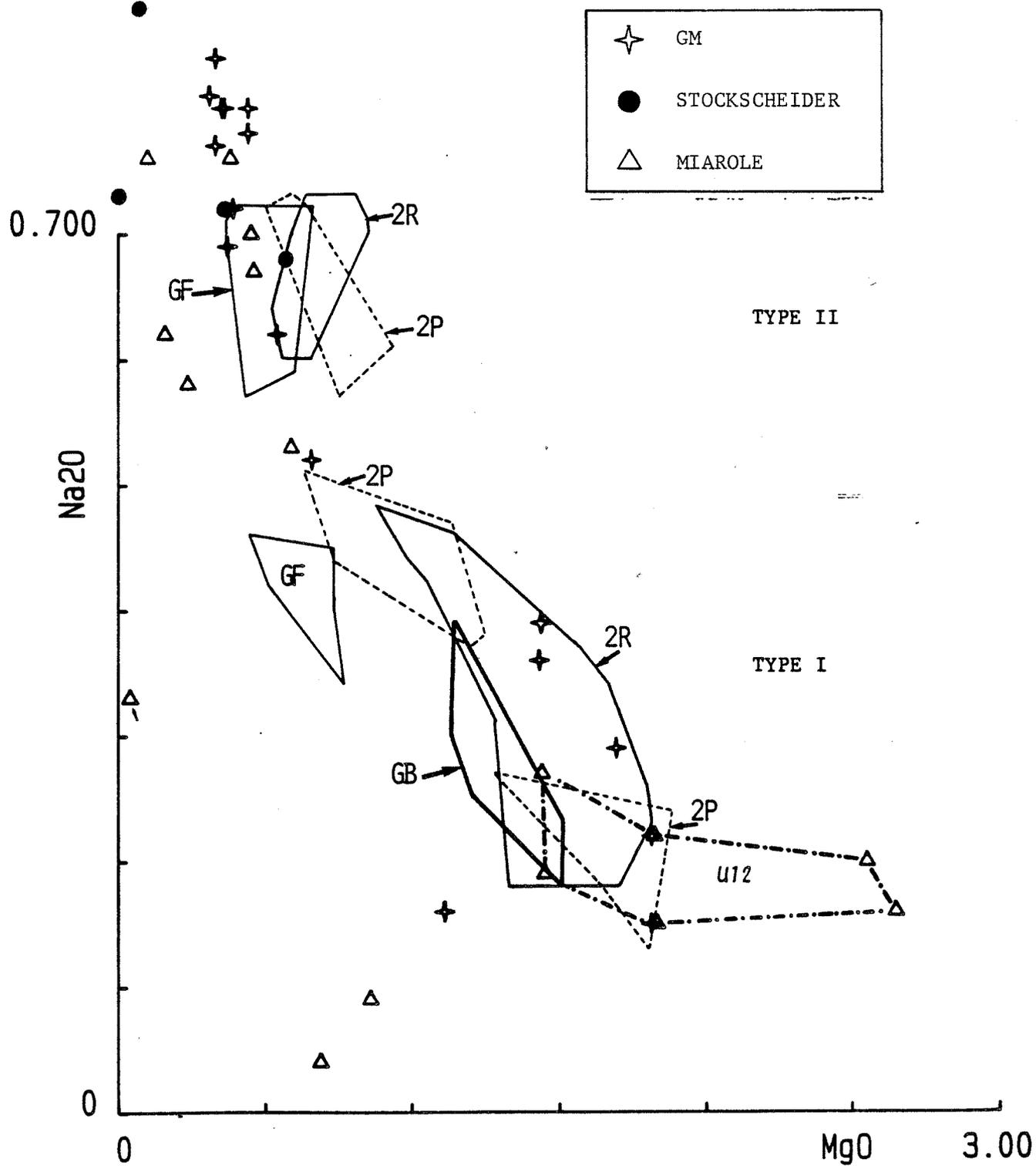


FIGURE IV-31

Diagramme MgO : Na₂O pour les muscovites des faciès pegmatitiques de Fumade.

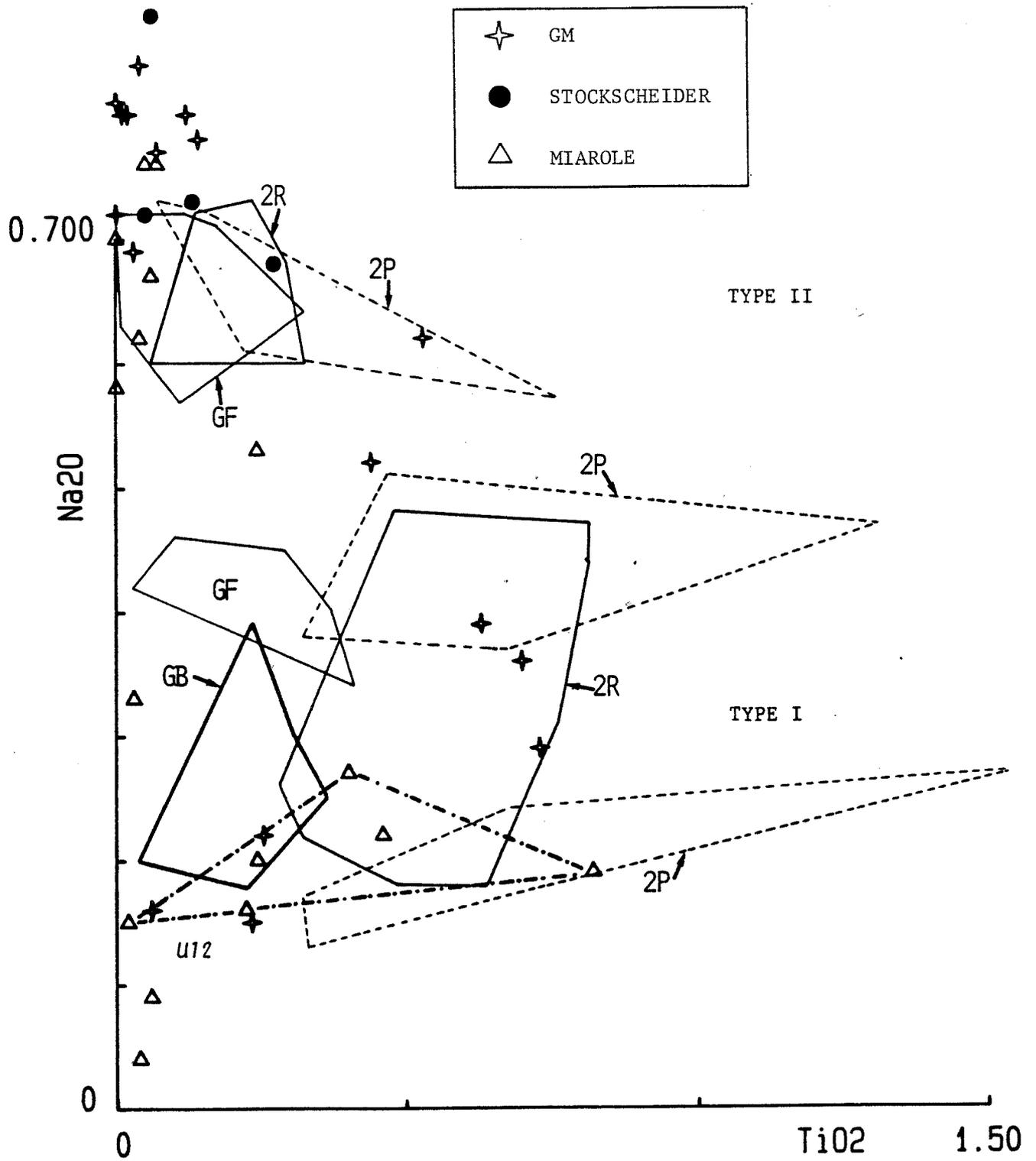


FIGURE IV-32

Diagramme $TiO_2 : Na_2O$ pour les muscovites des faciès pegmatitiques de Fumade.

et qu'elles sont uniquement de type I. Ce type de miarole pourrait être le témoin d'un des deux types de milieu à l'origine des muscovites.

2-3 Conclusion

La présence de deux types de muscovites est liée aux variations des activités relatives du potassium et du sodium. Ces variations peuvent avoir deux origines : La nature du substrat sur lequel se développent les muscovites d'une part et les conditions de formation, c'est à dire principalement la composition des solutions et la température d'autre part. Les muscovites de type I sont fortement influencées par la présence de la biotite. Dans ce cas, le substrat joue un rôle important sur la composition de ces muscovites. Il est plus difficile de faire la part des choses entre les muscovites de type I et les muscovites de type II. Mais la différence de chimisme est plus vraisemblablement liée à des conditions de formation différentes comme peuvent le suggérer les écarts entre les teneurs en TiO_2 , en Na_2O , et la différence systématique du rapport Fe/Mg ainsi que l'existence de granite (AG et certains GF), de miarole sans biotite contenant uniquement des muscovites types II et de miarole à biotite contenant seulement des muscovites de type I.

3- Les grenats

C'est un minéral présent sous forme de petits cristaux de taille inférieure à 2 mm, d'un aspect rose pâle translucide. Cette présence semble étroitement liée au degré d'évolution de la roche. Il apparaît exclusivement dans des granitoïdes dont les teneurs en TiO_2 sont inférieures à 0,09 % (U75 est l'échantillon le plus riche en TiO_2 de la série granitique dans lequel le grenat est observé), ce qui correspond au domaine des granites à deux micas plutôt pauvres en biotite. Son abondance est assez variable dans les granites à grain fin.

3-1 Composition chimique

Le champ de composition de grenats de ce type a été défini par de nombreux auteurs (Sobolev, 1964 ; Hall, 1965 ; Leake, 1967 ; Hsu, 1968 ; Bizouard et al, 1970 ; Neiva, 1965 ; Lopez Ruiz et Garcia Cacho, 1975).

C'est un grenat mixte almandin-spessartine avec une composition variant de alm 64,2 - sp 32,7 à alm 42,3 - sp 54,8 avec de très faibles proportions de pyrope et de grossulaire (py 0,53 % à 3,5 %, gro 1 % à 4 %). Les proportions en almandin dans la majeure partie des cas, sont supérieures ou égales aux proportions en spessartine.

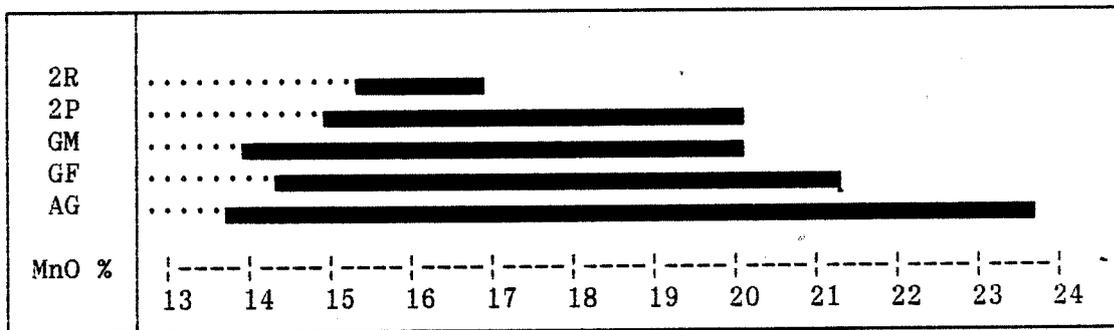
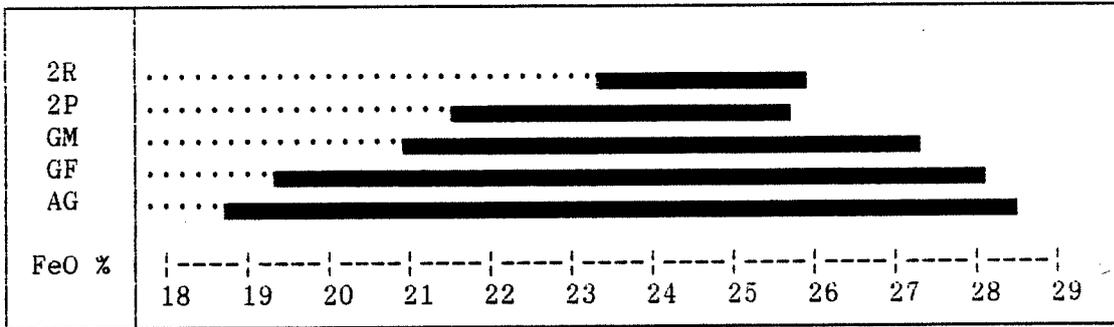


Tableau V-3 : Distribution de FeO et MnO dans les grenats des granites de Fumade.

On constate que les plus fortes teneurs en MnO sont observées pour des grenats analysés dans des granites à grain fin (tableau IV-3). Les teneurs en MgO et CaO, inférieures à 1 %, et en TiO₂ inférieures à 0,2 %, semblent fonction du degré d'évolution (figure IV-33). En effet, les grenats des 2P semblent plus riches pour ces éléments que les grenats des GF, sauf pour le calcium qui est constant dans les grenats des 2P. Les teneurs en fluor sont négligeables (< 0,1 %). La particularité de ce grenat mixte est sa proportion non négligeable en Y₂O₃ (et aussi en terres rares lourdes) notamment pour les grenats des GF et AG. L'yttrium est un élément qui rentre facilement dans la structure du grenat (Yoder et Keith, 1951 ; Hrichova, 1970) et est signalé dans quelques cas pour un même type d'environnement ou plus rarement dans des environnements volcaniques acides (Jaffe, 1951 ; Wakita, 1951 ; Gresens, 1966 ; Fitton, 1972 ; Lambert et Holland, 1974 ; Harrison, 1988). Ce caractère semble propre à un environnement pegmatitique (magma et fluide résiduels de fin de différenciation) (Jaffe, 1951). Wakita (1951) signale des grenats almandin-spessartine, se développant dans des pegmatites granitiques au Japon contenant 0,85 % Y₂O₃ et des teneurs importantes en terres rares lourdes (Σ REE = 3,20 % yttrium compris). Jaffe (1951) propose un remplacement $Mn^{2+} + Si^{4+} = Y^{3+} + Al^{3+}$ (et $2 Mn^{2+} = Na^{+} + Y^{3+}$).

Dans la répartition des cations, on constate une saturation du site octaédrique par Al³⁺ et par une quantité très faible de Ti⁴⁺. Le fer total étant dosé sous forme FeO, aucun déficit n'apparaissant dans la formule structurale, il est probable que la proportion en Fe³⁺ est faible voire négligeable.

Le calcul des pôles purs fait intervenir un pôle yttrique (Yttrogarnet Y₃ Al₂ Al₃O₁₂) quand Y a été dosé.

Deux fractions séparées à partir des échantillons U92 et U3461 ont été analysées en I.C.P. après mise en solution par attaque acide. Les données obtenues sont à considérer avec précaution (tableau IV-4A), le grenat donnant une matrice particulière qui est la source de nombreux problèmes analytiques par cette méthode. Seul le niveau de teneur peut fournir quelques indications significatives sur un élément.

Trois fractions de grenat de l'échantillon U3461 ont été analysées en activation neutronique (tableau IV-4b). Les teneurs obtenues sont beaucoup plus fiables pour les TR notamment mais aussi pour les éléments de transition Co, Cr.

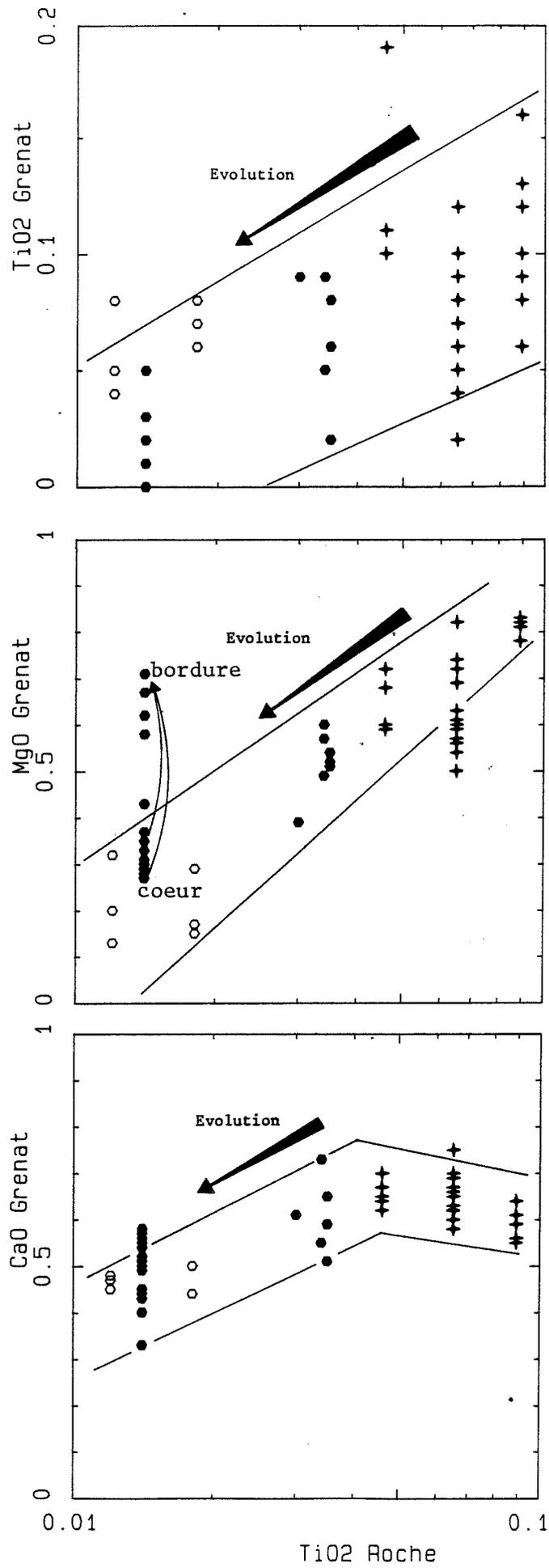


FIGURE IV-33 : Diagrammes TiO_2 Roche : TiO_2 Grenat
 MgO Grenat
 CaO Grenat
pour les granites de Fumade.

I.C.P.	U92	U3461	N.A.A.	U3461	U3461	U3461
TiO ₂ %	0,11	0,21	Fe %	17,92%	17,9%	17,74%
MgO	0,32	0,68				
CaO	0,56	0,66				
Na ₂ O	0,07	0,08				
K ₂ O	0,26	0,31				
ppm			ppm			
Sc	76	87	Sc	85,1	87,4	84,7
			Cr	<1,6	<1,7	<2,4
			Co	0,63	0,78	0,75
Ni	5	6				
Cu	5	11	Zn	268	260	255
Zn	170	207				
Zr	190	75	Th	10,6	9,9	10,9
Th	(22)	(16)				
Nb	46	31	Ta	13,15	12,06	11,99
La	21	7	La	17,2	17,2	19,3
Ce	80	51	Ce	53,8	52,1	57
Nd	33	10				
Sm	44	41	Sm	47,4	44,3	
			Eu	0,041	0,039	0,039
Gd	149	147	Gd		209	202
Dy	389	506				
			Tb	60,4	60,8	75,3
Yb	671	712	Yb	464	476	458
			Lu	72	73,5	70,6
Li	184	182				

A

B

Tableau IV-4 : Analyses I.C.P. (A) après mise en solutions de deux fractions séparées de grenats (aplite à grenat) et analyses en activation neutronique (B) de trois fractions de grenat de l'échantillon U3461.

Ceci permet de confirmer les fortes teneurs en Yttrium (> 1000 ppm ICPAES, saturation de l'appareil lors du dosage). Les terres rares lourdes ont un comportement similaire à l'Yttrium et sont aussi en forte concentration (spectre de terres rares très enrichi en terres rares lourdes 1 000 à 2 000 x les chondrites - figure IV-34). Les teneurs en Sc (76 - 87 ppm ICPAES ; 84,7 - 87,4 ppm ITNAA), Zn (170 - 207 ppm ICPAES ; 255 - 268 ppm ITNAA), en Zr (130 - 75 ppm ICPAES), en Nb (46 - 31 ppm ICPAES), en Ta (11,9 - 13,1 ppm ITNAA) semblent montrer que ce type de grenat concentre ces éléments. On peut penser que Zr se trouve dans des grains de zircon mais le rapport Zr/Ta de la fraction séparée, exclu que tout le tantale soit dans du zircon. De telles proportions peuvent témoigner en faveur de l'origine magmatique de ce minéral. Les teneurs en Li (184 - 182 ppm ICPAES) sont peut être plus douteuses.

3-2 Zonation dans les grenats

3-2-1 Introduction

Plusieurs grenats ont fait l'objet d'analyses systématiques pour mettre en évidence la nature des zonations qui les caractérisent. Ces grenats ont été sélectionnés dans une série d'échantillons censée représenter une partie de l'évolution des granitoïdes (catégorie de faciès où l'on trouve le grenat). Les analyses ont été effectuées à la microsonde point par point ou en continu.

3-2-2 Sélection des échantillons

U75,U355,U3616	2R, 2P
U296, U3461, U3813, U223	GF
U92, U3812	AG
U102 Miarole	GM

Toutes les zonations qui sont observées ne sont pas obligatoirement représentatives. Elles vont dépendre de la section du grenat analysé (effet de coupe).

Le choix des sections s'est fait suivant trois critères :

- Caractère automorphe
- Nombre des faces le plus important possible
- Altération tardive nulle ou faible (muscovite dans les fractures du minéral ou corrosion par du quartz).

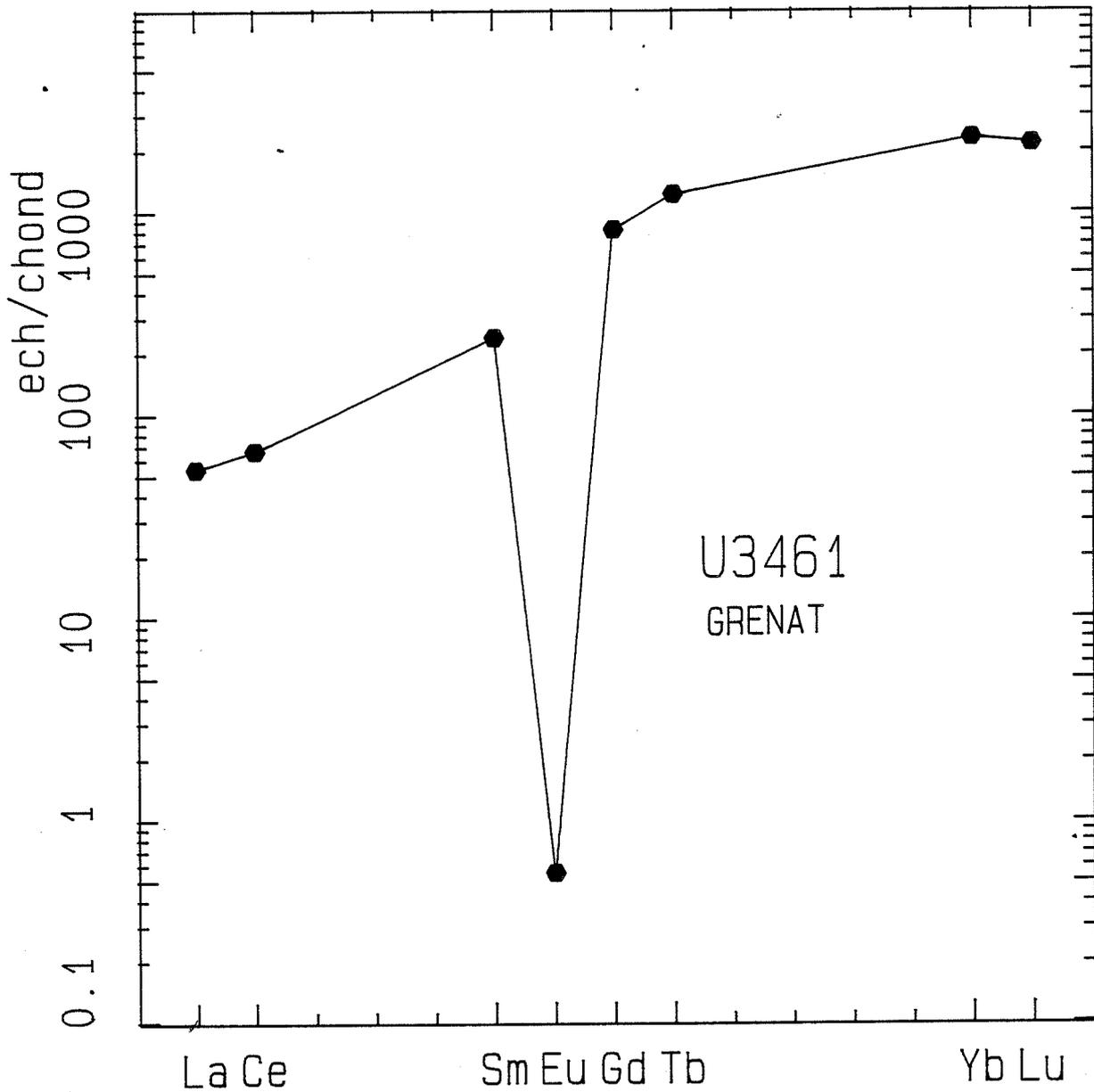
Mais seules les zonations montrant une variation continue du coeur vers la bordure pourront être prises en compte pour représenter la zonation réelle et les teneurs du coeur du cristal, le problème ne se posant pas pour la bordure. Il faut aussi tenir compte des phénomènes d'altération (silicification notamment avec golfes de corrosion) qui vont oblitérer en bordure une partie de la zonation.

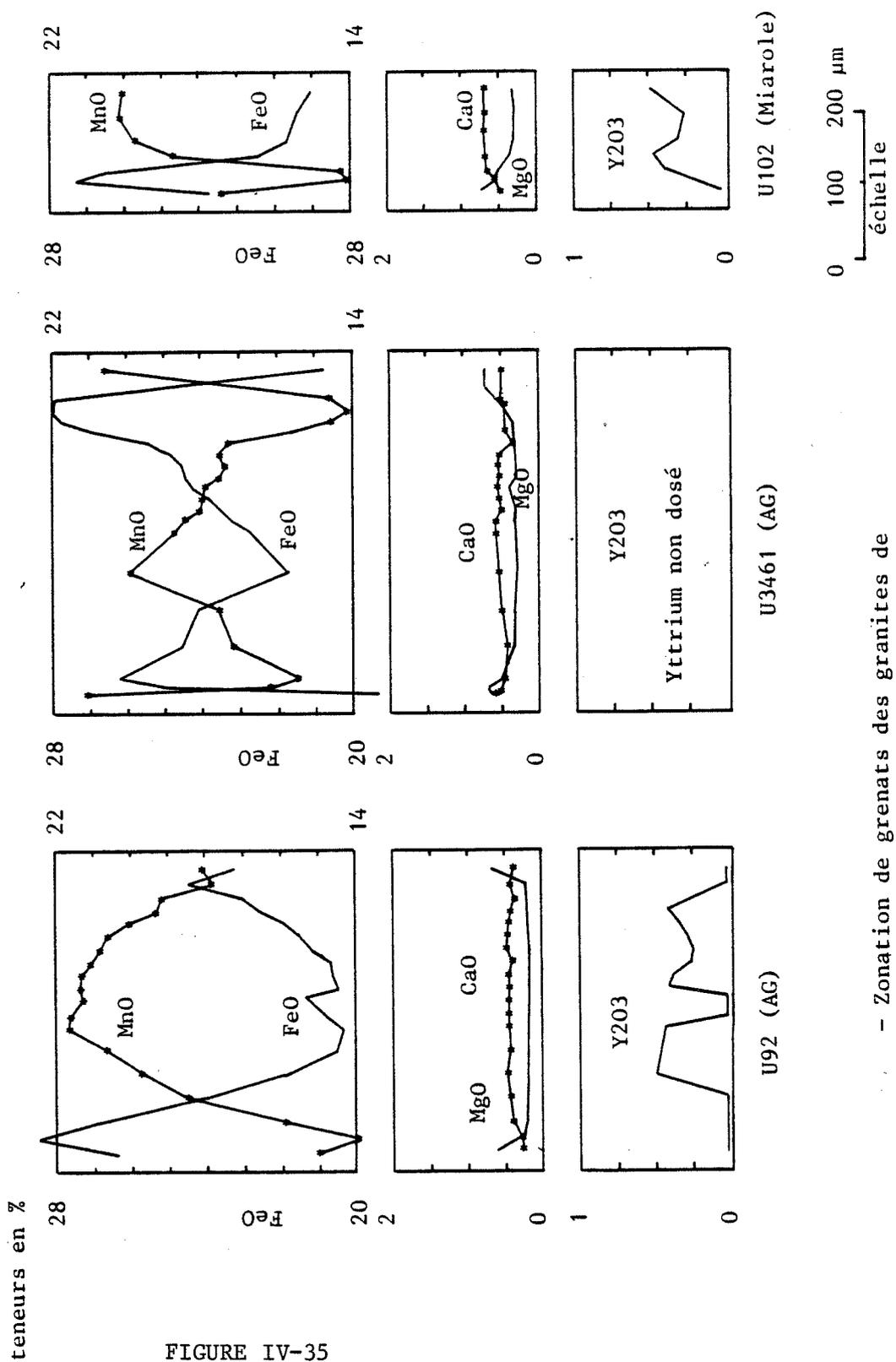
3-2-3 La zonation (figures IV-35 à IV-37)

Les variations importantes sont celles de FeO et MnO. Elles se traduisent par un remplacement fer - manganèse. La variation est de type normal avec appauvrissement du manganèse du coeur vers la bordure, compensé par un enrichissement en fer. L'amplitude de variation des teneurs en MnO et FeO est plus importante pour les grenats des AG, que pour ceux des 2R, 2P et GF (tableau IV-3).

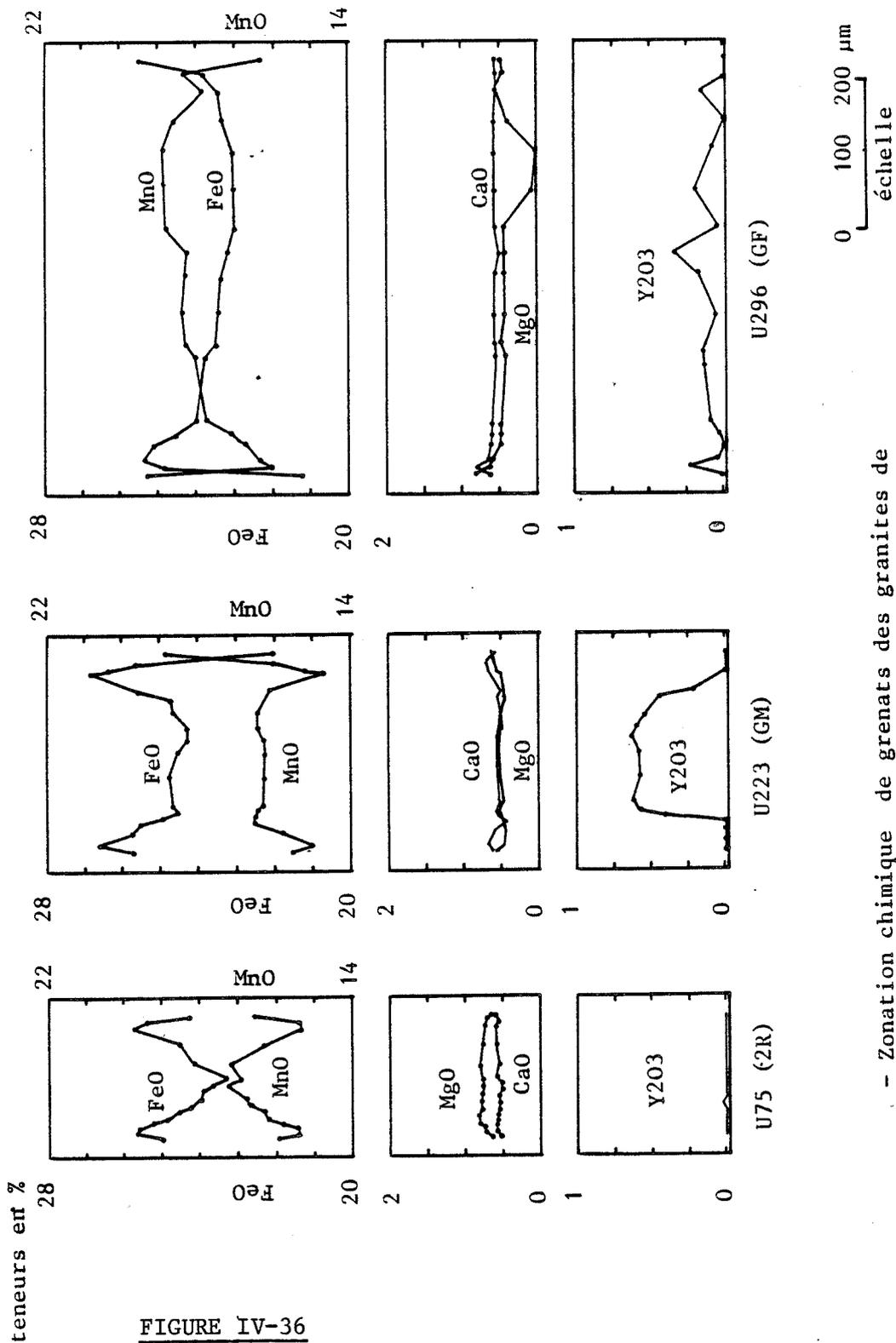
FIGURE IV-34

Courbe de terres rares normalisée aux chondrites d'une fraction de grenat de l'échantillon U3461 analysé par activation neutronique.



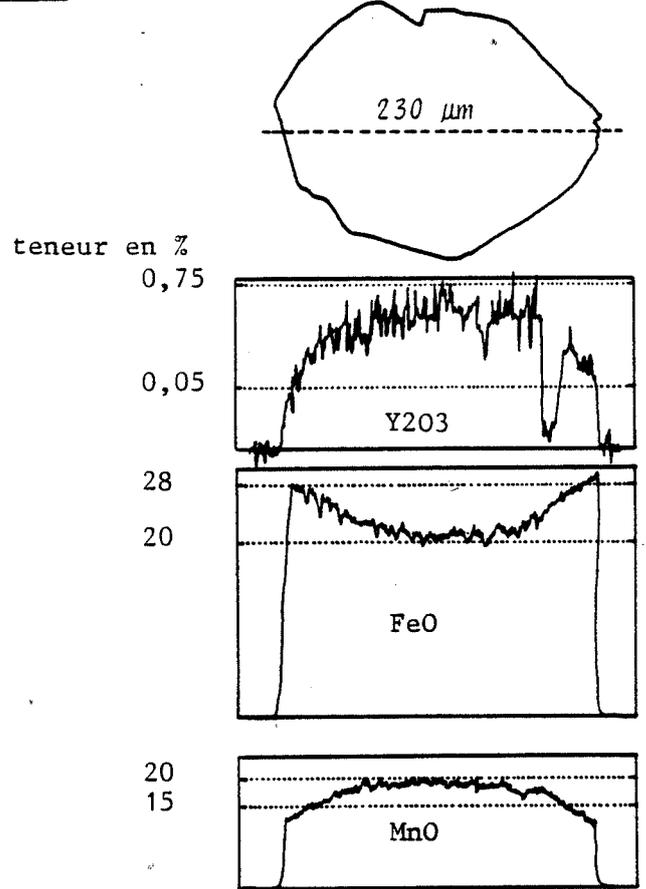
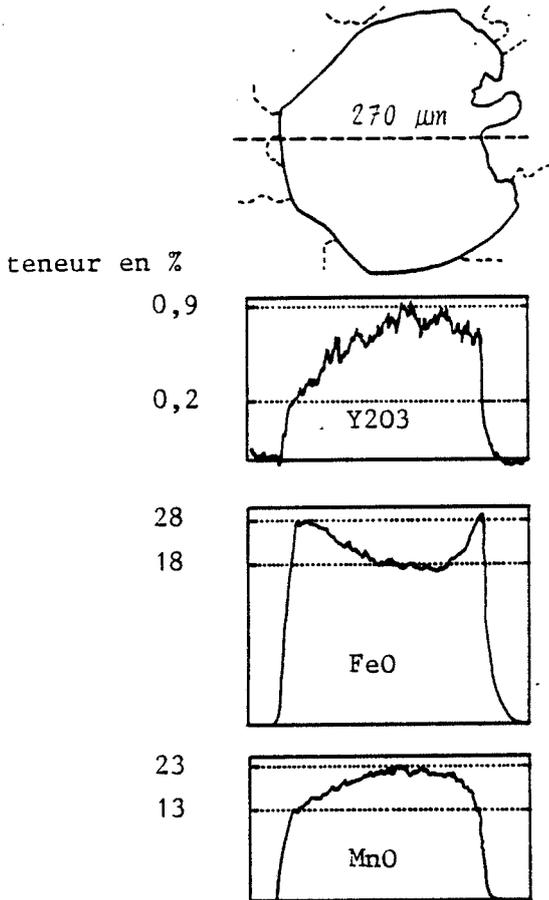


- Zonation de grenats des granites de Fumade.



- Zonation chimique de grenats des granites de Fumade.

LAME U3813



LAME U3812

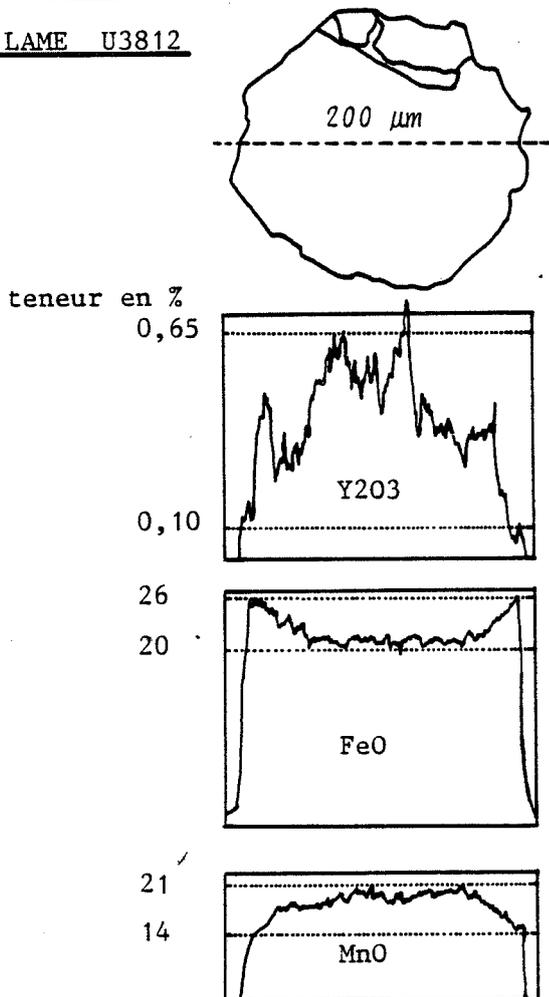


FIGURE IV-37

Zonation chimique en continu (traversée microsonde) de grenat de GF.

Deux types de variations apparaissent en bordure :

1. une brusque chute du fer compensée par un net enrichissement en manganèse (U75 [2R] - U223, U296, U3461 [GF] - U92 [AG]).

2. La continuité de l'évolution observée du coeur vers la bordure (U3813, U3812 [AG]).

Les teneurs en chaux et magnésie sont très faibles. Elles semblent constantes au coeur, par contre elles marquent un ressaut en bordure.

Comme on l'a vu précédemment, la particularité de ces grenats est leur teneur non négligeable en yttrium pouvant atteindre 1 % localement. Ces grenats ont été aussi dosés à la microsonde pour cet élément. D'une façon générale, on observe un coeur riche et une diminution progressive des teneurs vers le bord du grenat. Certains grenats montrent des particularités : ressaut en bordure (U3616, U296, U3812) ou coeur très pauvre (U92).

Le grenat analysé dans U3812 montre bien une décroissance de l'yttrium du coeur vers la bordure mais aussi une variation oscillatoire des teneurs.

3-2-4 Hypothèses sur l'origine de la zonation

Les zonations des grenats présentent donc deux types de forme. Une forme simple avec une variation des teneurs en MnO en cloche et une un peu plus compliquée avec la même variation en forme de cloche de MnO (zonation principale) sur laquelle se superpose en bordure une tendance inverse (ressaut en bordure). Il est donc nécessaire de justifier deux phénomènes distincts.

a/ Zonation principale

Ce type de zonation ressemble à celle observée sur des grenats métamorphiques avec une différence essentielle, c'est qu'ils sont moins riches en spessartine. Certains auteurs pensent que ce type de zonation pourrait avoir comme origine l'accroissement des conditions métamorphiques, les coeurs riches en spessartine se formant à plus basses températures que les bords plus riches en almandin. Cette hypothèse semble peu vraisemblable dans le cas d'un grenat ayant cristallisé dans des conditions magmatiques. Cette cristallisation intervient en effet, au cours d'une décroissance ou dans une gamme assez étroite de température. La zonation des grenats a de toute évidence une autre origine.

Une autre hypothèse, plus vraisemblable, est liée aux coefficients de partage $K_D^{Mn_{gr}} Liq$ et $K_D^{Fe_{gr}} Liq$ (Hollister, 1966 ; Lopez Ruiz, 1976 ; Pierrel, 1984, 1987) et au caractère fermé du système (aucun échange avec l'extérieur ou percolation d'une phase fluide).

Lors de la cristallisation du grenat, le coefficient de partage du manganèse serait en faveur du grenat ($K_D^{Mn_{gr}} Liq > 1$), ceci aboutit à un

appauvrissement global du manganèse dans le liquide résiduel, le relais étant pris par le fer. Ceci pourrait expliquer le profil en cloche du manganèse. Cette partie de la zonation pourrait correspondre au stade de croissance magmatique du grenat.

b/ Ressaut en bordure

Le comportement du manganèse dans le grenat est différent en bordure. Pierrel (1984) et Clarke (1981) proposent une explication faisant intervenir la démixion de fluide magmatique à un stade où le rapport $Mn/(Mn+Fe+Mg)$ est fort et lors d'une augmentation de $f(O_2)$. Ce stade de croissance serait hydrothermal. Cette hypothèse est tout à fait en accord avec les observations. Elle permet d'expliquer cette surcroissance de nature hydrothermale due à la fois à une baisse de température qui permet une meilleure incorporation de Mn dans le grenat et un stade où le grenat, brusquement en présence d'un fluide qui a un rapport $Mn/(Mn+Fe+Mg)$ fort, développe une bordure de ce type.

Une autre explication est donnée par Lopez Ruiz (1976), cet auteur considérant ce phénomène de bordure comme l'amorce d'une diffusion, postérieurement à sa cristallisation. Ceci paraît peu vraisemblable, le grenat étant une phase réfractaire résistant très bien à l'altération. De plus cette diffusion donnerait des teneurs similaires sur toute la bordure du grenat, ce qui n'est pas le cas (figure IV-35, lame U92).

3-3 Origine du grenat

Nombre d'auteurs (Hollister, 1966 ; Miller et Stoddard, 1978 ; Vennum, 1979 ; Miller et Stoddard, 1981 ; Allan et Clarke, 1981 ; Clemens et Wall, 1982 ; Manning, 1982 ; Harrison, 1988) considèrent ce type de grenat comme magmatique. Quels sont les arguments qui peuvent conforter cette origine ?

Arguments pétrographiques - Présence dans les roches les plus différenciées de la série.
- Caractère automorphe du minéral.

Arguments chimiques - Semble lié à la progression du rapport $Mn/(Mn+Fe+Mg)$ en roche.
- Corrélation entre la décroissance de Ti, Mg, Ca des grenats et de Ti, Mg, Ca, en roche totale.
- Zonation importante.
- Quantité non négligeable en Nb, Ta, Y, et terres rares lourdes, éléments qui s'enrichissent au cours de l'évolution.

Plusieurs arguments sont peut être contestables, et plus particulièrement le caractère automorphe du minéral qui n'est pas forcément caractéristique d'une croissance magmatique de ce minéral. En effet, son développement dans les roches métamorphiques est tout à fait similaire. Le fait aussi qu'il soit zoné n'est pas totalement déterminant puis qu'il est aussi zoné dans les roches métamorphiques par contre, comme on l'a vu précédemment la zonation n'est pas du même type.

On peut situer l'apparition du grenat dans l'évolution des compositions des biotites grâce à la comparaison des biotites de deux granites qui sont proches chimiquement l'un de l'autre : L134 ($\text{TiO}_2 = 0,117 \%$) et U75 ($\text{TiO}_2 = 0,089 \%$), le grenat n'ayant été observé que dans l'échantillon U75. On constate des écarts significatifs d'une roche à l'autre (tableau IV-5). Le rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ est plus fort pour les biotites de U75 tandis que le rapport Fe/Mn chute de façon appréciable. Le début de cristallisation du grenat semble se faire lorsque les rapports $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ et Fe/Mn de la biotite passent respectivement au dessus de la valeur 0,7 et en dessous des valeurs 20 à 30. Ces écarts peuvent signifier que l'apparition du grenat dans les 2R se fait à partir d'un certain stade de l'évolution des paramètres physico-chimiques de l'évolution (T° , PH_2O , activités de Fe-Mg-Mn).

Echantillon	$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ biotite Variations	Fe/Mn biotite Variations
L134 (2R)	0,687 à 0,697	31 à 37,6
U75 (2R)	0,716 à 0,748	19,1 à 21,3

Tableau IV-5 : Variations des rapports $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ et Fe/Mn des biotites des échantillons L134 et U75.

Les données expérimentales de Matthes (1961), Hsu (1968), permettent de se faire une idée des conditions de cristallisation des grenats mixtes almandin-spessartine. Le domaine de stabilité se situe entre 980°C et 550 à 500°C , pour une $P_{\text{fluide}} = 2$ Kbars. L'augmentation de la proportion en spessartine augmente le domaine de stabilité vers les basses températures (Green, 1977).

Les températures proposées par les différents auteurs correspondent à des intervalles compatibles avec une cristallisation magmatique du grenat, mais aussi avec une cristallisation hydrothermale, ce qui ne permet pas de trancher entre les deux possibilités.

3-4 Conclusion

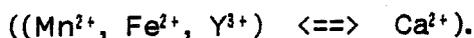
Ce type de grenat ne peut en aucun cas se développer en système ouvert, les zonations qu'il présente suggèrent le contraire. Son origine ne peut pas être hydrothermale. Il est plus vraisemblable, comme nous le verrons dans le chapitre V, qu'il se développe à un stade tardi-magmatique à partir d'un magma résiduel fortement peralumineux, riche en fer, en manganèse, TR lourdes, yttrium et en fluide. Cet enrichissement du magma résiduel se fait sur place et correspond à un arrêt de la cristallisation de la biotite sans doute provoqué par la chute des teneurs en magnésium (à ce stade de l'évolution les magmas sont très pauvres en Mg). Sa cristallisation se fait en système fermé avec appauvrissement progressif mais différencié du fer et du manganèse.

4- Les apatites

Les apatites analysables sont incluses dans les biotites des GB et des 2R. Les autres granites en sont dépourvus, ou la taille des apatites ne permet pas une analyse à la microsonde.

4-1 Chimisme

Ce sont toutes des fluorapatites, les teneurs en Cl sont négligeables et en dessous probablement de la limite de détection de la microsonde, avec des valeurs inférieures à 0,03 %. Les teneurs en fluor semblent un peu fortes, elles varient entre 4,5 et 6,1 %. Les teneurs en SrO et MgO sont très faibles et on peut se demander si la plus forte valeur en SrO = 0,17 %, est bien réelle, vu que la totalité des teneurs est inférieure à 0,07 %. Les teneurs en FeO, MnO et Y₂O₃ sont relativement fortes, elles atteignent respectivement 0,69 %, 1,39 % et 0,34 % et montrent des variations intéressantes. Ces éléments viennent en remplacement de Ca.



%	GC	GB	2R	2P
FeO	0,18 à 0,46 %	0,39 à 0,58 %	0,18 à 0,69 %	0,46 à 0,57 %
MnO	0,24 à 0,29 %	0,56 à 0,74 %	0,33 à 1,25 %	1,25 à 1,39 %
Y ₂ O ₃	0,25 à 0,34 %	0,12 à 0,26 %	0,03 à 0,22 %	0,09 à 0,16 %
CaO	51,3 à 54,2 %	53,4 à 54,8 %	52 à 54,8 %	53,1 à 54,2 %
P ₂ O ₅	40,5 à 41,5 %	41 à 42,2 %	39,9 à 41,9 %	41,1 à 42,2 %
F	5,1 à 5,9 %	4,8 à 5,4 %	4,7 à 6,1 %	4,5 à 5,1 %

Tableau IV-6. : Domaine de variation de la composition des apatites des granites du type GC, GB, 2R, 2P.

4-2 Variations de composition liées au type de granite.

Deux éléments semblent fonction du degré d'évolution de la roche : le manganèse et l'yttrium. Le manganèse croît des GC aux 2P alors que l'yttrium décroît. Le rapport Fe/Mn évolue aussi : il est identique dans les GC et GB et décroît jusqu'au 2P. Le comportement des autres éléments n'est pas aussi clair.

Ces trois paramètres permettent de distinguer les apatites des différents types de granite.

Les teneurs en fluor sont à peu près constantes dans un même faciès mais ne marquent pas un tendance évolutive générale (figure IV-38).

4-3 Variation des compositions et zonation des apatites dans un même faciès granitique

D'une manière générale, seul le domaine de variation du calcium est fort dans tous les faciès mais plus particulièrement pour les apatites de GC et 2R (tableau IV-6). Les apatites des 2R ont aussi un domaine de variation de MnO important comparé aux variations du manganèse des apatites des autres faciès. Ces variations reflètent assez bien les zonations que l'on observe. Il est difficile de généraliser ce que donnent les quelques analyses effectuées, mais il apparaît que dans une bonne proportion de cas les apatites sont zonées en calcium - appauvrissement du coeur vers la bordure - en manganèse et en yttrium - enrichissement du coeur vers la bordure (figure IV-38).

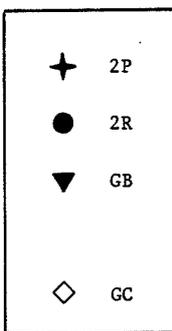
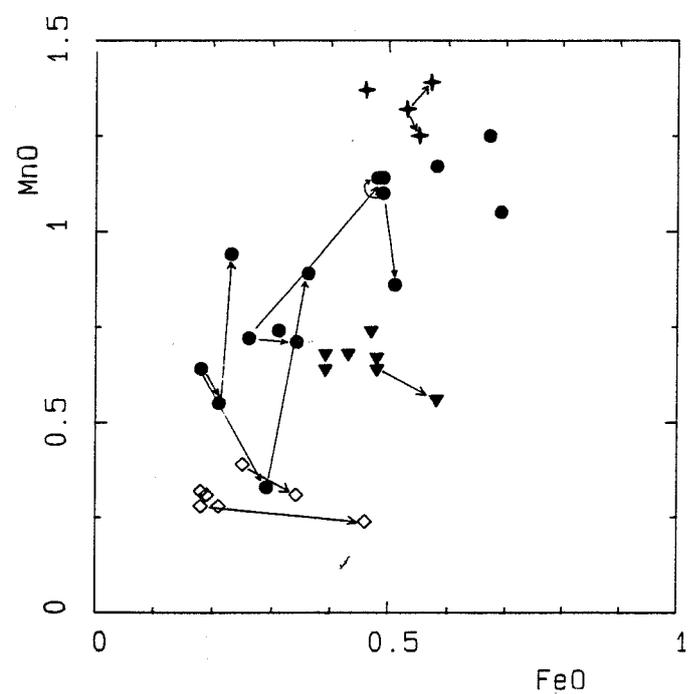
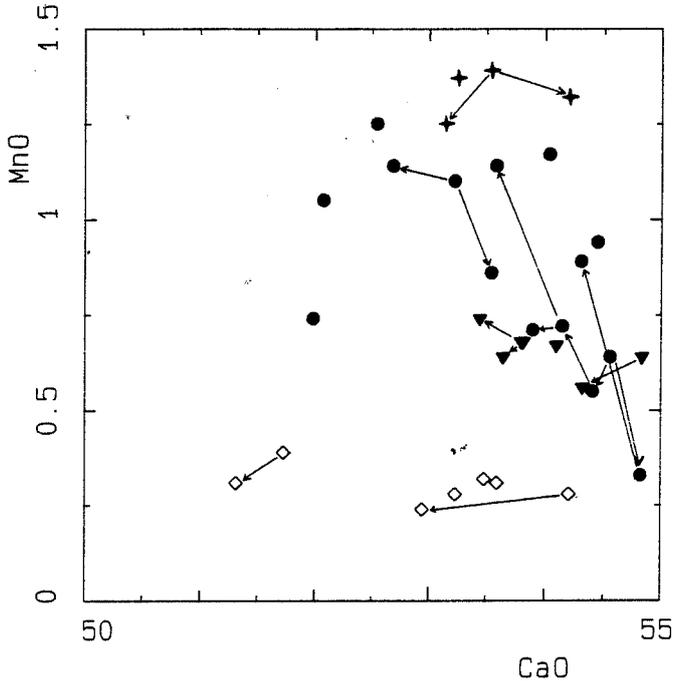
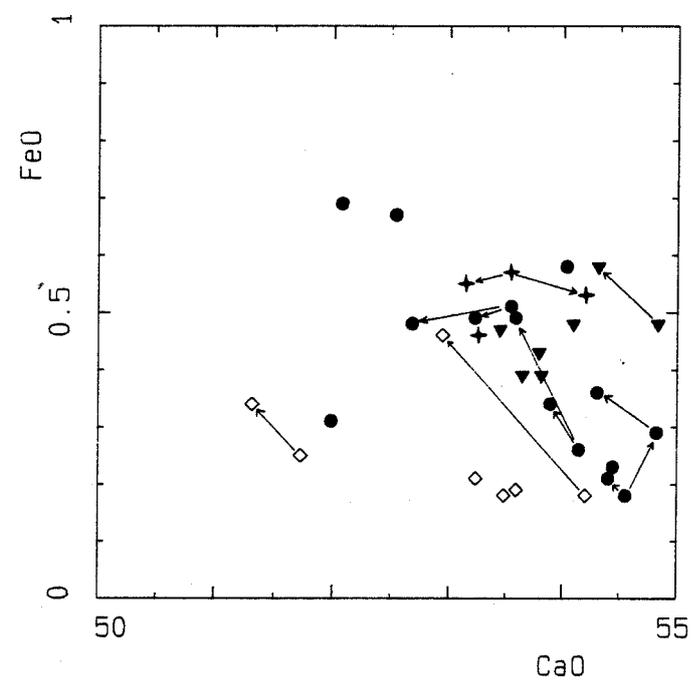
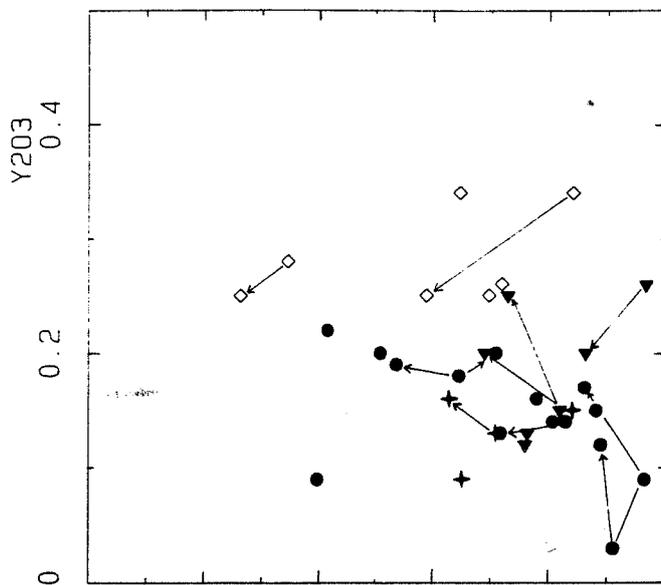
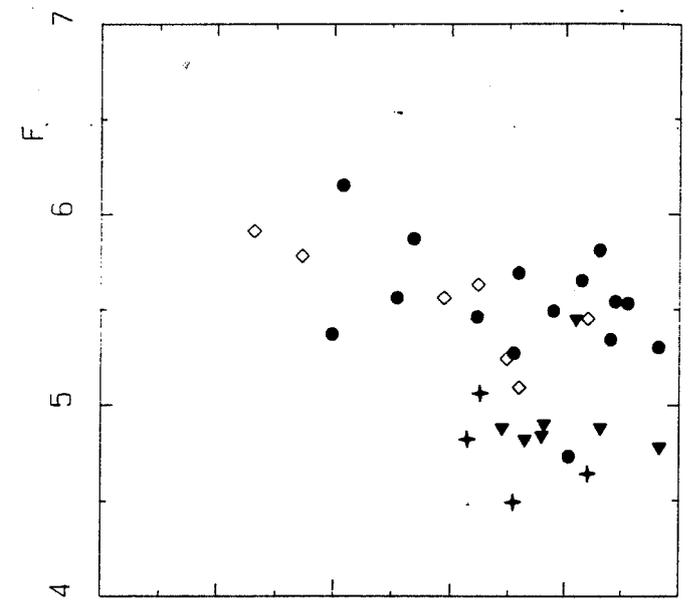


FIGURE IV-38

Diagrammes pour les apatites de GC, GB et 2R, en poids d'oxydes.
(analyses microsonde)

Zonation coeur -> bordure

4-4 Conclusion

Il est possible de dire, à partir des quelques analyses effectuées, que l'évolution des apatites des GC aux 2P se traduit par un appauvrissement en CaO, Y₂O₃, un enrichissement en MnO, ainsi qu'une diminution du rapport Fe/Mn.

5- Les feldspaths

5-1 *Le microcline*

Les teneurs en Na₂O du microcline sont assez comparables dans tous les type de granites, cependant la limite inférieure de variation semble plus basse dans les granites plus évolués (GB = 0,84 à 1,06 % ; 2R = 0,49 à 1,08 % ; 2P = 0,23 à 0,89 %), mais le nombre d'analyses est faible pour en être vraiment certain. Les teneurs en Ba, F, Cl, sont toujours faibles et ne dépassent pas respectivement 0,10 %, 0,20 %, 0,05 %. Ces valeurs étant proches de la limite de détection de la microsonde, il est difficile d'en tirer des conclusions. Les teneurs en FeO, MgO, MnO sont négligeables. Certaines valeurs obtenues et un peu trop élevées, sont sans doute accidentelles et n'ont pas été prises en compte.

5-2 *Les plagioclases* (Tableau IV-7)

De même que pour le microcline, les plagioclases n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique à la microsonde. Les teneurs en K₂O sont pour GB = 0,08 à 0,27 % - 2R = 0,09 à 0,37 % - 2P = 0,05 à 0,24 % ; elles sont peu variables dans un même granite ainsi que d'un granite à l'autre. Les teneurs en Ba, F, Cl, sont négligeables (Ba max. 0,02 % ; F max. 0,01 % ; Cl max. 0,01 %) ainsi que celles en FeO, MgO, MnO.

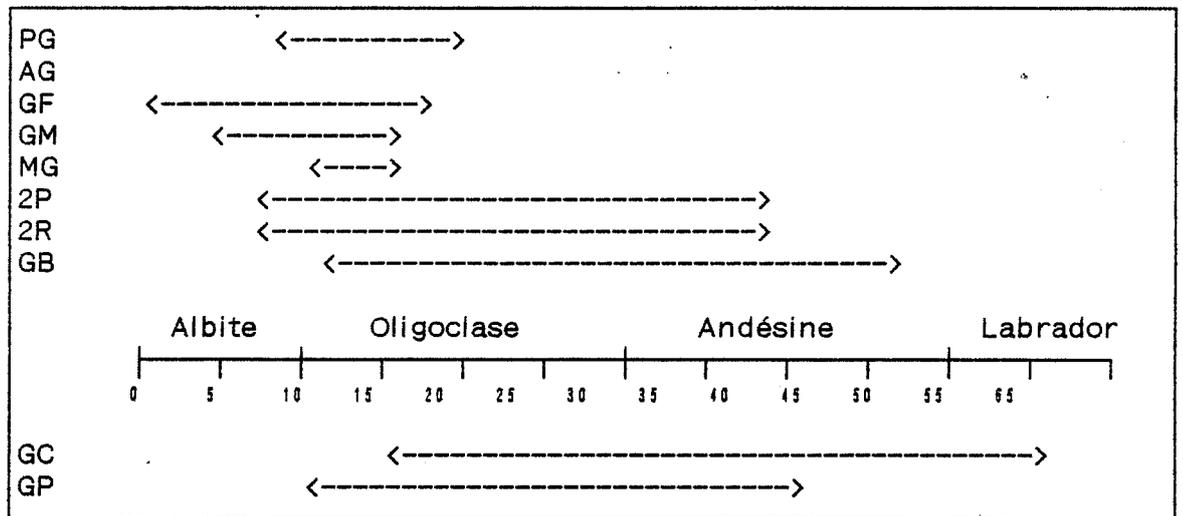


Tableau IV-7 : Tableau récapitulatif des variations de teneurs en anorthite des différents types de granites, obtenues par mesures optiques.

5-3 Evaluation de la température

La température de mise en place des granites a été estimée à partir du géothermomètre à deux feldspaths de Stormer (1975) modifié par Powell et Powell (1977).

Pour ce calcul, des analyses sur fraction séparées de feldspaths potassiques ont été utilisées (U42[GB], L76[2R], U92[AG]) (tableau IV-8) du fait des analyses en microsonde qui ne tiennent pas compte de la fraction albitique liée aux perthites. Le plagioclase a été choisi à partir des analyses en microsonde. Une valeur en anorthite maximum et une valeur moyenne ont été testées. Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau IV-8.

Ech.	U42 [GB]			L76 [2R]			U92 [AG]	
	F.K.	Pl _{max}	Pl _{moy}	F.K.	Pl _{max}	Pl _{moy}	F.K.	PI
%								
SiO ₂	65,15	57,60	60,90	64,85	58,40	63,30	65,61	67,90
Al ₂ O ₃	18,79	26,40	24,10	19,72	25,60	23,40	19,16	19,90
CaO	0,80	8,30	4,84	1,14	7,45	4,52	0,49	0,69
Na ₂ O	2,09	6,96	8,43	3,92	5,02	9,65	4,09	11,10
K ₂ O	13,65	0,11	0,28	10,34	0,25	0,19	10,64	0,21
X _{Ca}	0,03	0,566	0,383	0,105	0,613	0,338	0,046	0,064
X _{Na}	0,183	0,429	0,603	0,327	0,374	0,653	0,351	0,924
X _K	0,788	0,004	0,013	0,568	0,012	0,008	0,601	0,011

Tableau IV-8 : Analyses utilisées pour une estimation de la température à partir du géothermomètre à deux feldspaths.

ech	1 Kb	2 Kb	3 Kb
U42 Max [GB] Min	707 °c 576 °c	721 °c 588 °c	735 °c 601 °c
L76 Max [2R] Min	1204 °c 600 °c	1225 °c 613 °c	1247 °c 626 °c
U92 [AG]	520 °c	531 °c	542 °c

Tableau IV-9 : Températures de cristallisation calculées à partir du géothermomètre à deux feldspaths.

Les valeurs obtenues (tableau IV-9) pour l'échantillon U42 (U42 Max) sont assez cohérentes avec les températures de cristallisation de granite. On peut penser que le feldspath potassique a commencé de cristalliser assez tôt puisque le plagioclase ayant servi au calcul est calcique (An 40 environ) et proche du maximum des teneurs en anorthite déterminées optiquement. Par contre, dans l'échantillon L76, les températures obtenues à partir du plagioclase le plus calcique sont de toute évidence trop fortes. Dans ce cas là, les deux felspaths ne sont probablement pas en équilibre. Les valeurs cohérentes correspondent à un plagioclase ayant une teneur en anorthite plus faible (An 20 environ). Elles sont beaucoup plus raisonnables mais toutefois un peu faibles. Ceci peut signifier que le feldspath potassique a cristallisé un peu plus tardivement dans l'histoire de cet échantillon que dans le cas de l'échantillon U42.



CHAPITRE V

GEOCHIMIE

**DESCRIPTION
ET
INTERPRETATION**



◇ GC ▽ GP ▼ GB ● 2R + 2P ■ MG ▼ GM + GF ▲ AG
 ○ SGF ▼ SAP + SGR

- GC : Granite central du Sidobre (Granite Bleu).
- GP : Granite périphérique du Sidobre (Granite Clair).
- GB : Granite à biotite de Fumade.
- 2R : Granite à 2 micas riche en biotite de Fumade.
- 2P : Granite à 2 micas pauvre en biotite de Fumade.
- MG : Microgranite de Fumade.
- GM : Granite à tendance pegmatitique de Fumade.
- GF : Granite à grain fin de Fumade.
- AG : Granite à grain fin riche en grenat de Fumade.
- SGF : Granite à grain fin du Sidobre.
- SAP : Aplite intra-Sidobre.
- SGR : Granophyre de Ferrières.

LEGENDE DES SYMBOLES UTILISES DANS LES DIAGRAMMES

1- Introduction

En plus de la reconnaissance du gisement à partir des sondages qui a permis à partir d'une observation en continu de l'ensemble granitique d'établir la structure de cet ensemble et d'apporter des indications précieuses, sur les mécanismes de mise en place du magma, sur les relations chronologiques entre les différents termes granitiques, et entre les skarns de type I, II et les granites (chapitres II, III), plusieurs autres aspects font que le contexte du gisement de Fumade est original :

Premièrement, la liaison étroite entre les skarns minéralisés en scheelite et les granites. Il est facile de constater que les zones les plus riches en WO_3 sont localisées dans les skarns de type II, au contact ou dans l'environnement direct des granites et que l'enveloppe de la minéralisation est corrélée à celle des granites, ce qui est rarement aussi bien délimité dans ce type de gisement.

Deuxièmement, l'ensemble granitique par lui-même, constitué d'une série de termes de degrés d'évolution différents et notamment de termes très évolués avec les granites à grain fin et les granites à grain fin riches en grenat. Cet ensemble est associé à des pegmatites et des faciès à tendance pegmatitique représentant des liquides de fin d'évolution de magmas granitiques. On peut donc tenter de définir et de comprendre, à partir d'une étude géochimique des granites, les processus qui sont susceptibles d'être à l'origine de la formation de ces granites et du développement de la minéralisation en tungstène dans la série encaissante, ainsi que les relations entre ces processus. En général, dans les gisements de ce type, les relations ne sont pas aussi claires qu'à Fumade où la liaison entre les granites de fin d'évolution et la minéralisation est intime. Plusieurs raisons à cela :

- . éloignement important entre les granites et la minéralisation
- . existence ou non de ce type de granites
- . affleurement ou non de ces granites.

Troisièmement, l'absence d'altérations tardives pouvant oblitérer les relations génétiques primaires qui auraient pu exister entre les granites et la minéralisation. Ces altérations tardives sont fortement développées, par exemple, dans le gisement de Salau (Ariège) et transforment aussi bien les skarns que les granites. Les observations faites sur le gisement de Fumade ont probablement plus de chance d'être représentatives des processus géniteurs des skarns et de la minéralisation. Cette relative clarté des relations est un avantage pour celui qui étudie ces phénomènes, mais ne l'est pas forcément pour le géologue prospecteur qui, comme à Salau, espère trouver des zones altérées où la scheelite remobilisée tardivement et

reconcentrée localement (zones plus riches en WO_3) donne un plus grand intérêt économique à ce type de gisement.

Il faut aussi noter que les études menées sur ces types de gisements ont porté plutôt sur la minéralisation et les transformations subies par les roches encaissantes, que sur les granites associés responsables directement ou indirectement, selon toute logique, de ces roches et des concentrations anormales en tungstène qui leurs sont associées.

L'étude précédente (chapitres II, III), permet de faire ressortir la relation spatiale et la ressemblance pétrographique entre les granites présents dans le gisement de Fumade et ceux du massif du Sidobre. Il est donc préférable de traiter la partie géochimie de façon à comparer tous ces granites et voir si ils sont issus d'un même processus magmatique.

Il est nécessaire avant toute chose de mentionner les conditions d'échantillonnage et les problèmes qui peuvent en résulter.

Echantillonnage à partir des sondages :

L'échantillonnage à Fumade a été effectué sur des carottes de sondage. Le prélèvement des échantillons pour chaque faciès a été fait sur un nombre important de forages tout en essayant de choisir les faciès qui semblaient ne pas être affectés par une altération tardive quelconque (filonets de calcite, quartz, muscovite ou chloritisation, silicification et muscovitisation). On peut se demander si la quantité de roche prélevée pour certains faciès grenus est suffisante, notamment pour GB qui a été carotté sur de faibles longueurs avec de petits diamètres (échantillon de 200 à 900g), ceci pouvant être à l'origine d'hétérogénéité dans les analyses.

Echantillonnage en surface :

L'échantillonnage des faciès grenus (Massif du Sidobre : granite bleu, granite bleu à grain fin, granite clair) n'a pas posé de problème, le nombre de carrières étant suffisant dans chaque faciès et la fraîcheur des roches irréprochable. Il a été plus difficile de trouver des affleurements où la roche était saine dans le secteur de Ferrières, dans le petit massif de la Fabrié ainsi que dans tous les petits massifs satellites. Le problème de l'altération de surface risque de se faire sentir sur certains éléments notamment les alcalins (Na_2O , K_2O).

2- Méthodes analytiques

La majeure partie des analyses ont été effectuées au Laboratoire de Géologie de l'École des Mines de Saint-Etienne qui dispose d'un spectromètre d'analyse par ICPAES (JY38PI + JY32P) et d'un spectromètre de fluorescence X (Philip's PW 1404). Le dosage des roches par les deux méthodes a permis de comparer et de confirmer les valeurs obtenues pour certains éléments bien

dosés dans les deux cas ; d'avoir une complémentarité entre les deux méthodes et donc de doser des éléments en fluorescence X difficilement dosables en ICP et réciproquement. De plus l'ICPAES a apporté beaucoup plus de précision et de fiabilité dans les faibles teneurs notamment lorsque des éléments tels que MgO, CaO, TiO₂, MnO descendent à un niveau très bas dans les granites évolués.

La nature granitique des échantillons analysés a permis d'obtenir les concentrations en terres rares [La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Yb (Er, Lu)] sans séparation préalable sur résines échangeuses d'ions, ce qui n'est pas très courant dans ce type de méthode. Ceci a nécessité une étude et la résolution, des problèmes résultant des effets interéléments (effet de matrice et interférence de raie d'émission) menées à bien par J. Moutte.

Les éléments retenus sont :

en fluorescence X :

Majeurs : SiO₂ , Al₂O₃, K₂O, P₂O₅

Traces : Zn, (Ga), Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, (Sn), Pb, U

en ICPAES :

Majeurs : Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO, Na₂O, TiO₂

Traces : Li, Be, Sc, V, Cr, (Co), Ni, Cu, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Yb, Y, (Th).

Quelques échantillons ont été analysés par activation neutronique au Laboratoire de P. Benaben (ENMSE) et par L. Raimbault au Laboratoire Pierre Sûe à Saclay pour certains éléments en très faible teneur et difficilement accessibles par les autres méthodes [Ta, Hf, Th] ainsi que quelques autres pour confirmer les résultats Fluo X et ICPAES [Sc, Cr, Co, Rb, Cs, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, U].

Le fluor a été dosé par fluorimétrie par M. Richard, au Laboratoire de Géologie appliquée de Paris VI.

3- Caractérisation géochimique des granites (Figures V-1, V-2, V-3)

3-1 *Caractéristiques générales de ces granites*

C'est un groupe de granites calco-alcalins, faiblement peralumineux. Les domaines de variations des éléments majeurs sont donnés de façon schématique dans les tableaux V-1 et V-2. Cet ensemble de granites est évolué, les teneurs, en SiO₂ ne descendent pas en dessous de 69,1 % et les teneurs en TiO₂, MgO, Fe₂O₃*, CaO, P₂O₅, respectivement inférieures à 0,394 %, 0,85 %, *

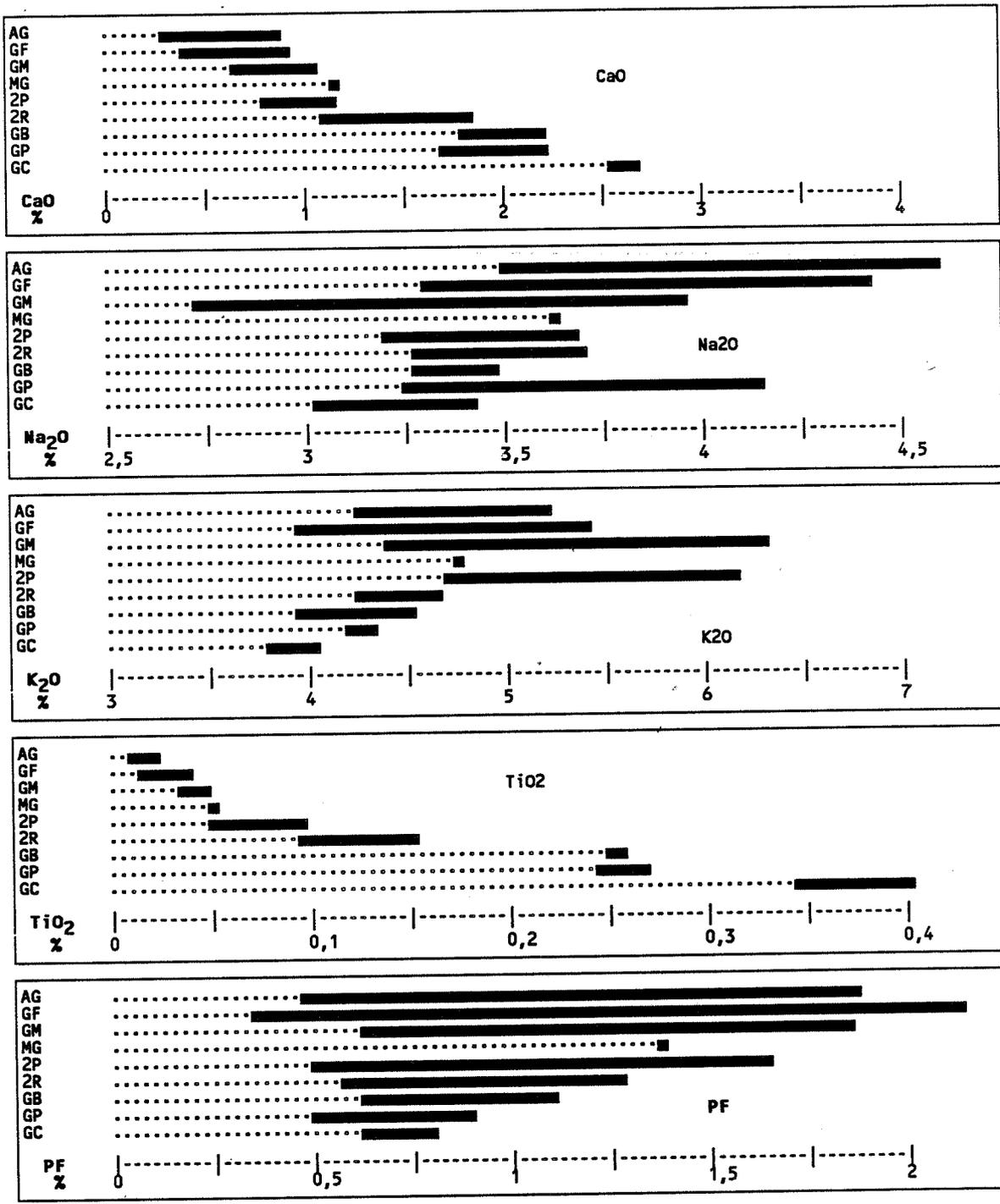


FIGURE V-2 : Répartition des éléments majeurs dans les granites du Sidobre et de Fumade.

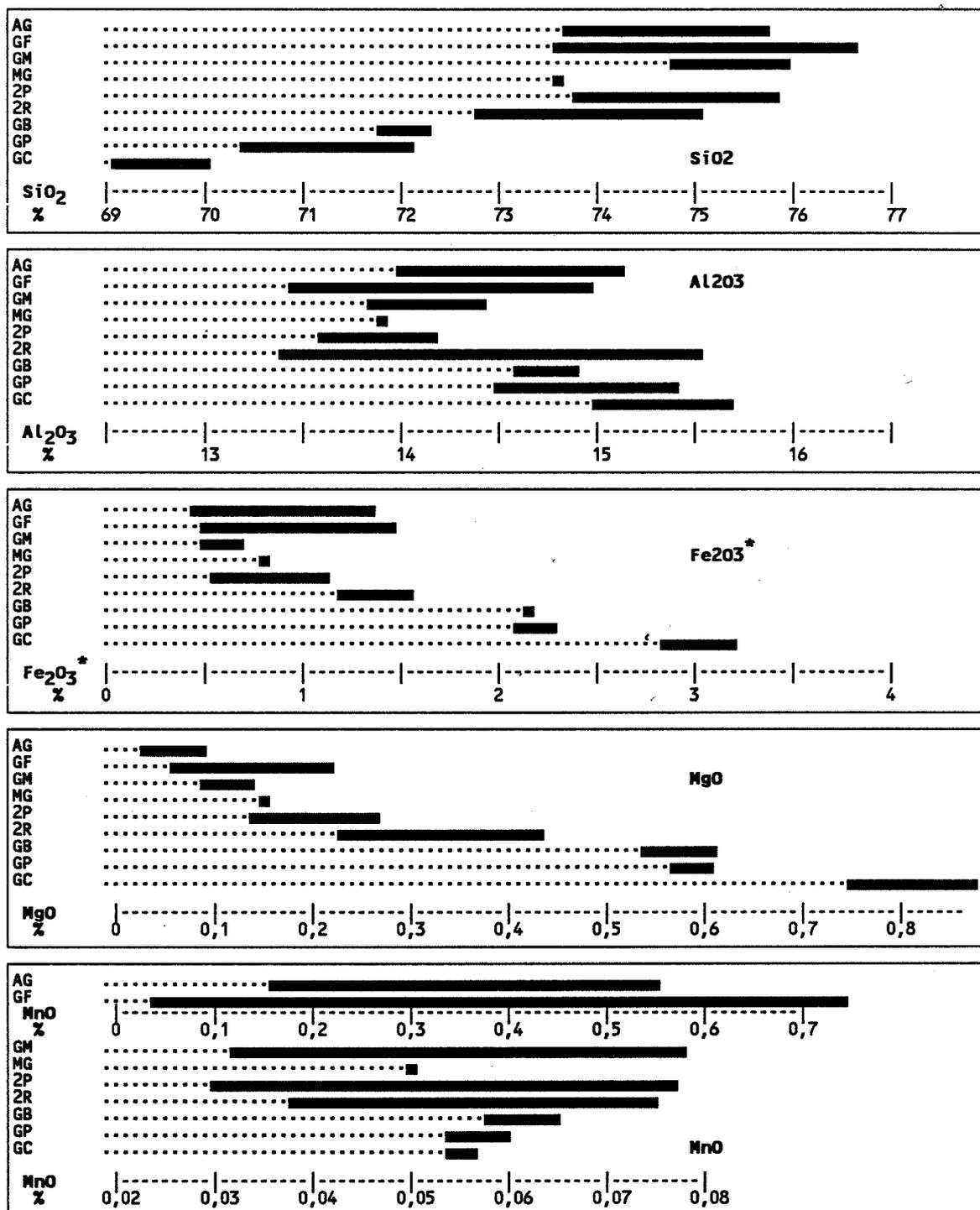


FIGURE V-1 : Répartition des éléments majeurs dans les granites du Sidobre et de Fumade.

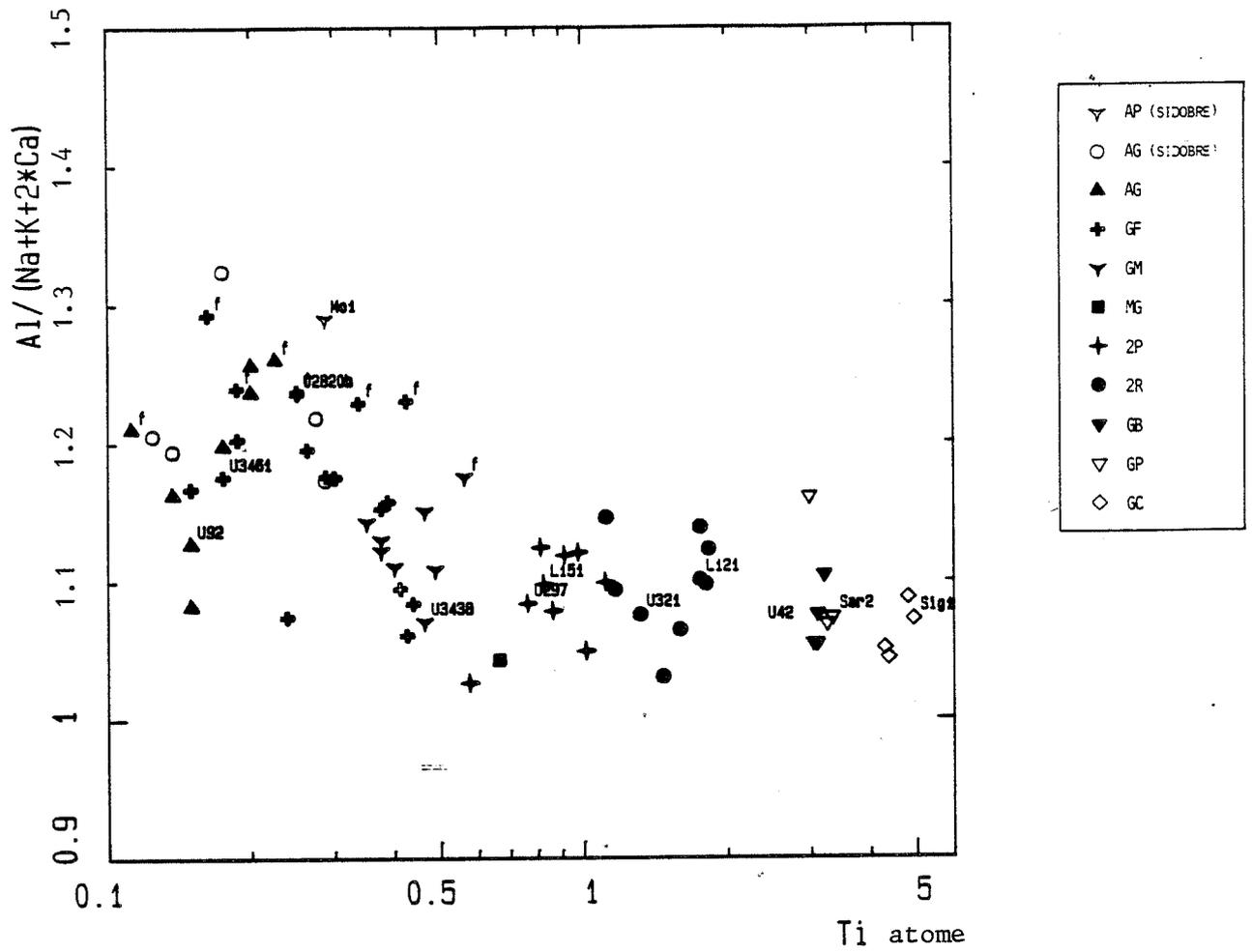


FIGURE V-3

Diagramme Ti : $Al/(Na+K+2Ca)$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.

3,14 %, 2,65 %, 0,13 %, sont faibles. Cet ensemble est caractérisé par la présence de termes granitiques très évolués marqués par des teneurs en SiO₂ fortes atteignant 76,4 % (GF) et des teneurs en TiO₂ et MgO très faibles, pouvant descendre respectivement à 0,009 % et 0,03 %.

Ces granites présentent, dans leur composition, certaines hétérogénéités qui peuvent avoir plusieurs origines :

- hétérogénéité du magma,
- accumulation de minéraux,
- représentativité de l'échantillon,
- modification post-solidus notamment à Fumade où on observe la présence de sulfures, de muscovite secondaire, de chlorite liée à l'interaction de fluides avec le granite.

Il en sera discuté par la suite pour chaque faciès.

3-2 Le granite bleu et les faciès centraux du massif du Sidobre (GC)

C'est le faciès le moins évolué du massif. On peut regrouper dans cette description le granite bleu (Sig1) et le granite bleu à grain fin (Mer1, Mer2, Sipl) qui ne sont pas tellement différents. Les teneurs en SiO₂ varient de 69,1 % à 69,9 %. Il est légèrement peralumineux ($Al/(Na+K+2Ca) = 1,04$ à $1,09$) et les teneurs en Fe₂O₃* (2,87 à 3,14 %), en MgO (0,75 à 0,86 %), en CaO (2,53 à 2,65 %), en TiO₂ (0,343 à 0,394 %), en P₂O₅ (0,10 à 0,13 %) correspondent aux valeurs les plus fortes observées parmi tous les faciès. Le granite bleu à grain fin est légèrement différent du granite bleu, il a des teneurs en TiO₂, MgO, Fe₂O₃*, CaO, Na₂O, P₂O₅ légèrement plus faibles. Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ est sensiblement identique entre ces deux types de granites : Mer1 et Mer2 - moyenne 0,66; Sig1 - 0,65.

3-3 Le granite à biotite (GB) et granite clair du Sidobre (GP)

Ce sont des granites qui sont plus évolués que le granite bleu, avec des teneurs en SiO₂ variant de 70,4 à 72,1 %, en TiO₂ de 0,267 à 0,239 %. Ils sont légèrement peralumineux avec un rapport $Al/(Na+K+2Ca) = 1,06$ à $1,10$ pour les GB (Fumade) et $= 1,05$ à $1,16$ pour les GP (massif du Sidobre).

GB et GP sont deux roches pétrographiquement semblables, et leur chimisme n'apparaît pas comme fondamentalement différent. Ils ont un rapport $Fe/(Fe+Mg)$ similaire égal à 0,66.

Les variations des éléments majeurs entre GP et GB sont peu significatives, on constate que les niveaux de teneurs sont équivalents à part peut être pour le manganèse (0,53 à 0,60 % - 0,58 à 0,64 %). Il n'en est pas tout à fait de même pour les teneurs en certains éléments traces et plus particulièrement pour Zn (44 à 55 ppm - 50 à 66 ppm), Sr (130 à 145 ppm - 122 à 127 ppm), Zr (98 à 105 ppm - 94 à 98 ppm), Th (11,5 à 13,6 - 13,3 à

14 ppm), F (0.06 à 0.097 % - 0.042 à 0.047 %), Ce (44,1 à 54,6 ppm - 43,6 à 45,2 ppm), Eu (0,82 à 0,96 ppm - 0,77 à 0,80 ppm).

Les variations en Y observées pour GB semblent être identiques pour GP, sans toutefois atteindre les 31,8 ppm de l'échantillon U42.

3-4 Granite à 2 micas -G2-

C'est un granite évolué, présentant des teneurs assez fortes en SiO₂ (72,8 % à 75,6 %) et un caractère légèrement peralumineux, avec un rapport atomique Al/(Na+K+2Ca) = 1,03 à 1,15, peu différent de celui des granites à biotite et un rapport Fe_T/(Fe_T+Mg) variant de 0,64 à 0,78. Les teneurs en TiO₂ (0,146 % à 0,046 %), en MgO (0,41 % à 0,14 %), en CaO (1,83 % à 0,77 %) et Fe₂O₃* (1,49 % à 0,54 %) évoluent sur des intervalles assez importants.

3-5 Les granites à tendance pegmatitique

Les teneurs en SiO₂ de ce type de granite sont légèrement plus fortes que celles des granites à 2 micas (74,8 à 76,2 %), mais son caractère peralumineux ne diffère pas des granites décrits précédemment (Al/(Na+K+2Ca) = 1,07 à 1,15). Le rapport Fe_T/(Fe_T+Mg) varie de 0,69 à 0,78. Les teneurs en Zr sont remarquables pour ce type de granite déjà très évolué (Zr = 39 à 66 ppm) et où la biotite est plutôt rare. Le niveau de teneur en éléments de transition est bas (V: < 1,5 ppm, Co : < 0,5 ppm, Ni : < 0,6 ppm ; la présence de sulfures (chalcopirite notamment) influence les teneurs en Cu qui restent élevées et très hétérogènes (3,4 ppm à 66 ppm).

3-6 Les granites à grain fin et à grain fin riches en grenat

C'est un groupe de granites très évolués (SiO₂ : 73,6 à 76,4 %, moyenne 75 %), avec un caractère peralumineux un peu plus marqué (Al/(Na+K+2Ca) = 1,06 à 1,26 %) que dans les granites déjà décrits. Le rapport Fe_T/(Fe_T+Mg) est fort, il varie de 0,68 à 0,90. Les teneurs en MgO (0,043 à 0,019 %), en TiO₂ (0,011 à 0,09 %), en CaO (0,48 à 0,75 %), en P₂O₅ (< 0,02 %), en Ba (19 à 34 ppm), Sr (8,2 à 34 ppm) sont les plus basses observées et conformes au degré d'évolution de ce faciès. Au contraire, Fe₂O₃* (0,48 à 1,27 %), MnO (0,030 à 0,67 %), Y (20 à 153 ppm), ainsi que les terres rares lourdes montrent des enrichissements spectaculaires.

Ce type de granite est présent aussi dans le petit massif affleurant de La Fabrié, ainsi que dans le secteur de Ferrières, comme nous l'avons vu précédemment. Pour certains éléments, des différences significatives individualisent chaque secteur. Le secteur de La Fabrié qui présente des granites plus riches en Li (9,6 à 112 ppm), en Be (6,4 à 62 ppm), en Rb (270 à 431 ppm), en Nb (20 à 48 ppm), Sn (14 à 35 ppm), et plus pauvres en CaO (0,25 à

0,48 %), en Fe₂O₃* (0,46 à 0,75 %), en MnO (0,05 à 0,44 %), en éléments de transition, en Sr (5,3 ppm à 34 ppm), en Y (28 à 57 ppm), en Pb (25 à 39 ppm) et U (3,8 à 11 ppm). Dans le secteur de Ferrières, il est plus difficile de dégager les tendances, mais en général les granites à grain fin et granophyres sont plus riches, en Li (15 à 128 ppm), et plus pauvres en MnO, en éléments de transition, en Y et en Fe₂O₃*.

Les caractéristiques de ce type de granite ne sont pas homogènes à l'échelle du massif du Sidobre et varient en fonction de l'endroit. Les différences existant entre les GF de Fumade et ceux de la Fabrié pourraient être liées à première vue à un degré d'évolution plus fort du côté du massif de la Fabrié les teneurs en éléments hygromagmaphiles, Sn, Nb, Ta, Rb, étant plus fortes.

3-7 Les granites satellites du massif du Sidobre

3-7-1 Le microgranite de Guzane (GUZ1)

C'est un granite relativement évolué (SiO₂ 74,2 %), avec un caractère peralumineux marqué ($Al/(Na+K+2Ca) = 1,27$). Ce qui le distingue des granites du Sidobre et de ceux de Fumade, ce sont les teneurs en Al₂O₃, K₂O, MgO, Fe₂O₃*, Rb, Sr et Ba.

La teneur en Al₂O₃ est forte et ne semble pas correspondre à une plus forte proportion de la roche en feldspaths, les teneurs en CaO et Na₂O n'étant pas enrichies et la teneur en K₂O plutôt faible. D'après l'étude pétrographique il est plus vraisemblable que la roche ait subi une muscovitisation. Les teneurs en Fe₂O₃* et MgO sont aussi plus fortes sans doute à lier à une proportion de biotite plus importante. Les teneurs en Sr et Ba sont remarquablement fortes et jamais atteintes par un des types de granites précédemment étudiés et les teneurs en Rb plutôt faibles. Les teneurs en Nb (11 ppm), Y (9,2 ppm), Pb (37 ppm) et U (4,2 ppm) sont aussi à des niveaux plutôt bas.

Il est difficile de rattacher directement, à partir de ces observations, le granite de Guzane à la lignée magmatique du Sidobre car il est géochimiquement différent.

3-7-2 Le microgranite de Rolland (R02)

Ce faciès montre aussi de fortes ressemblances avec les granites du Sidobre et de Fumade telles que les teneurs en Zr (68 ppm), Nb (14 ppm), Sn (5,8 ppm), Zn (40 ppm). Mais, comme le microgranite de Guzane, il a ses propres caractéristiques, avec de fortes teneurs en Sr et Ba (247 ppm, 867 ppm) et une faible teneur en Rb (139 ppm). Il faut cependant considérer la présence de sulfures dans cet échantillon, qui témoigne probablement d'une altération post-solidus. Cette altération ne semble pas avoir modifier de

façon significative les alcalins, mais peut avoir changé la teneur en Fe_2O_3^* , le rapport $X_{\text{Fe}} = 0,80$ étant élevé pour ce type de granite. Ce granite est aussi caractérisé par de très faibles teneurs en Y et terres rares lourdes.

3-7-3 Le granophyre d'Esperausses (ES1)

Ce faciès se distingue des autres granites sur beaucoup de points.

Un faible rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (0,55), une faible teneur en CaO (0,36 %) compensée par une teneur en K_2O assez forte (5,6 %), une faible teneur en Zn (9,4 ppm), en Li (6,8 ppm), en Y (14 ppm), une forte teneur en Ba (924 ppm), en Zr (172 ppm), en Th (18,9 ppm), ainsi qu'un caractère peralumineux très marqué ($\text{Al}/\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca} = 1,34$). Ces caractéristiques sont plus éloignées de celles des granites du Sidobre et de Fumade que celles des microgranites de Guzane et de Rolland. On ne peut donc pas, directement, associer génétiquement ce granitoïde aux granites du Sidobre et de Fumade.

L'albitite de Camp Gourguy (GOUR1) est sans doute à rattacher au granophyre d'Esperausses. Tout d'abord pour des raisons spatiales, l'albitite se trouvant dans le prolongement du filon granophyrique d'Esperausses. Géochimiquement il est difficile d'effectuer une comparaison les éléments peuvent avoir été fondamentalement modifiés au cours de l'albitisation ainsi que le volume de la roche. On ne peut s'attacher qu'à trouver des similitudes et plus particulièrement sur un élément comme le zirconium qui est élevé dans les deux roches (Gour1 : 218 ppm ; Es1 : 161 ppm). Pour s'affranchir d'une éventuelle modification du volume on peut tenter d'utiliser à titre de comparaison le rapport $Ti_{\text{ppm}}/Zr_{\text{ppm}}$ qui utilise des éléments réputés immobiles dans les phénomènes de métasomatose. On constate qu'il est légèrement différent dans les deux roches (Gour1 : 7,9 ; Es1 : 6,4), on peut donc penser que le granite sur lequel s'est développé l'albitite (Gour1) n'est pas tout à fait le type de granophyre de l'échantillon Es1 mais qu'il a probablement une filiation.

3-7-4 Remarques concernant ces massifs satellites

Ces granites ont été étudiés, d'une part, du fait de leur situation par rapport au Sidobre, d'autre part, du fait de leur ressemblance avec les granites de Fumade. Ils pouvaient être potentiellement associés à des minéralisations en tungstène du même type que celles trouvées à Fumade. Les différences soulignées permettent de penser qu'ils n'appartiennent pas au même processus magmatique qui englobe les granites du Sidobre et les granites du secteur de Fumade. Seul le secteur d'Esperausses - Camp Gourguy peut présenter un intérêt, bien que le magmatisme soit différent de celui du Sidobre. La présence d'une albitite (Gour1) témoigne d'une activité hydrothermale correspondant à des processus tout à fait similaires de ceux qui peuvent être à l'origine de la minéralisation existant à Fumade.

4- Evolution des granites

4-1 *Choix de représentation et caractères généraux de l'évolution*

La seule étude pétrographique permet déjà de voir une évolution de certains paramètres : le grain de la roche, des granites à biotite aux granites à grain fin riches en grenat ; la minéralogie marquée par des fortes variations de la proportion de biotite et une apparition de grenat mixte, almandin-spessartine. Nous allons voir comment se traduit chimiquement l'évolution de ces paramètres.

4-1-1 Choix de représentation

Les variations des teneurs des différents oxydes ont été représentées dans des diagrammes en fonction de TiO_2 , technique inspirée des diagrammes de Harker, en remplaçant SiO_2 par $\log(TiO_2)$, cet élément servant d'indice de différenciation. Les éléments qui montrent des variations relatives faibles (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO) sont en coordonnées normales, les autres en coordonnées logarithmiques. Ce genre de représentation en coordonnées bilogarithmiques est une technique couramment utilisée pour la représentation des éléments traces.

TiO_2 a été choisi pour plusieurs raisons.

C'est l'élément qui s'est avéré être le plus discriminant dans la succession pétrographique observée. Les plus fortes teneurs correspondent aux granites à biotite puis à TiO_2 décroissant s'individualisent le groupe des granites à deux micas, le groupe des granites à muscovite suivi du groupe de granites à grain fin - granites à grain fin riches en grenat.

C'est un oxyde qui varie régulièrement et qui présente un étalement relatif des valeurs assez important (0,25 % à 0,009 %).

La précision des analyses ICPAES dans cette fourchette de teneurs, est bonne.

Il ne semble pas perturbé par les altérations du type chloritisation de la biotite, le titane restant sur place sous forme d'oxyde (sagénite, leucoxène). A posteriori, il apparaît comme inerte, il ne semble pas influencé par les phénomènes qui occasionnent une certaine dispersion pour d'autres éléments.

4-1-2 Commentaires généraux sur les diagrammes

Il est possible de regrouper les éléments en catégories déterminées par leur comportement dans les diagrammes de variation en fonction de TiO_2 . Deux grandes catégories sont discernables :

- les éléments pour lesquels la concentration évolue de façon régulière des GC aux AG se traduisant par des trends linéaires ou des trends sans changement de pente important. Ces éléments sont :

[CaO, MgO, Rb, Sr, Ba, Eu]

- les éléments présentant une rupture de pente ou une forte dispersion des teneurs dans les trends évolutifs au niveau des GM pour une valeur en TiO₂ située entre 0,04 % et 0,05 %. Ces éléments sont :

[Fe₂O₃*, SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, MnO, Sc, Zn, Ga, U, Pb, Nb, (Ta), REE]

Les ruptures de pente observées dans les diagrammes ne sont peut être pas dues aux éléments pris en ordonnée. Le choix d'un indice de différenciation pose certains problèmes. Il est nécessaire que sa variation soit fonction de :

$$f = \frac{\text{quantité de liquide (au temps } t)}{\text{quantité maximale de liquide (} t \text{ variant)}}$$

qui est classiquement reconnu comme indice de différenciation dans un système magmatique mais dont l'évaluation est impossible dans la plupart des cas. Cette fonction, que l'on peut dénommer ϕ accessoirement, donnant l'élément en fonction de f doit avoir les caractéristiques suivantes :

1- ϕ peut être représentée par une fonction ϕ_0 dérivable presque partout, c'est-à-dire que les phénomènes dispersant ϕ autour d'une fonction moyenne restent faibles,

2- ϕ_0 doit être strictement monotone.

Mais en fait rien ne prouve que les changements de pente dans un diagramme présentant un élément en fonction de l'indice choisi soit dû à un phénomène jouant sur l'ordonnée plutôt que sur l'abscisse.

Par contre, la corrélation entre la pétrographie et le comportement de TiO₂ permet de penser que cet élément est représentatif de l'évolution. C'est-à-dire que les différents faciès granitiques, définis à partir de leur minéralogie et de leur proportion minéralogique peuvent être représentés par des intervalles de variation de TiO₂ bien précis et qu'un intervalle n'englobe pas plus d'un faciès, ce qui n'est pas le cas d'élément comme le fer, le manganèse...

Pour Sn, Be, Ni, V et certains autres éléments à basse teneur il est difficile de discuter les valeurs du fait du niveau de teneur bas, proche de la limite de détection. A ces concentrations, l'erreur analytique occasionne une forte dispersion des points donnant un aspect patatoïdal aux trends d'évolution ou à la zone du trend correspondant aux teneurs proches de la limite de détection. Cette dispersion analytique est amplifiée en

coordonnées logarithmiques donnant une répartition des échantillons qui s'évasent vers les faibles teneurs.

Sur ces dispersions observées de nature analytique, un phénomène intervient et qui a pour résultat d'individualiser, pour certains éléments, les granites évolués prélevés dans le massif de la Fabrié des granites évolués de Fumade. On observe une différence systématique très nette avec des teneurs plus fortes à la Fabrié pour Nb, Sn, Li, Be et des teneurs plus faibles pour U, Y, Cr, Sc. Cette hétérogénéité est aussi un facteur de dispersion des points dans la partie des trends représentative des granites évolués, mais cette dispersion est réelle et significative.

4-2 Les éléments variant suivant un trend linéaire ou proche d'une droite

- Variation de MgO (figure V-6b, diagramme bilog TiO₂ : MgO)

Le diagramme TiO₂ : MgO montre une forte corrélation linéaire. Il permet de caractériser l'évolution et met en évidence la répartition des faciès dans cette évolution. La probabilité est forte pour que les granitoïdes, présents à Fumade - La Fédial - La Fabrié et dans le massif du Sidobre, appartiennent à une même lignée magmatique (source commune en profondeur subissant un processus évolutif).

D'autre part, il est important de noter le saut de composition entre les granites à biotite (GB-GP) et les granites à deux micas (2R) ainsi que celui entre GC et GB-GP. Ces sauts de composition semblent bien réels, il est peu probable qu'ils reflètent un échantillonnage incomplet du fait de la large dispersion de ce dernier. On peut donc penser que la genèse des granites et leur mise en place se sont faites en plusieurs temps à l'image d'autres massifs (Raimbault, 1984; Raimbault et Kaelin, 1987; Demange et al, 1987). L'évolution des G2 aux AG apparaît comme régulière, le passage est graduel d'un échantillon à un autre, se traduisant par une variation continue pour TiO₂ et MgO.

- Variations de CaO : (figure V-6a, diagramme bilog. TiO₂:CaO)

Pour cet oxyde, l'évolution est tout à fait classique de par la décroissance des teneurs des granites à biotite (GC, GP, GB) aux AG (2,11 % à 0,23 %). Les points représentatifs sont parfois dispersés. Pour les échantillons présentant des teneurs en CaO faibles ceci provient probablement de la présence, assez fréquente, de filonnets de calcite difficilement visibles et donnant des teneurs plus élevées en CaO. Mais à des teneurs en CaO plus fortes il est nécessaire d'envisager autre chose :

Une proportion de plagioclase plus forte (accumulation de plagioclases calciques).

Une composition moyenne en calcium des plagioclases différente.

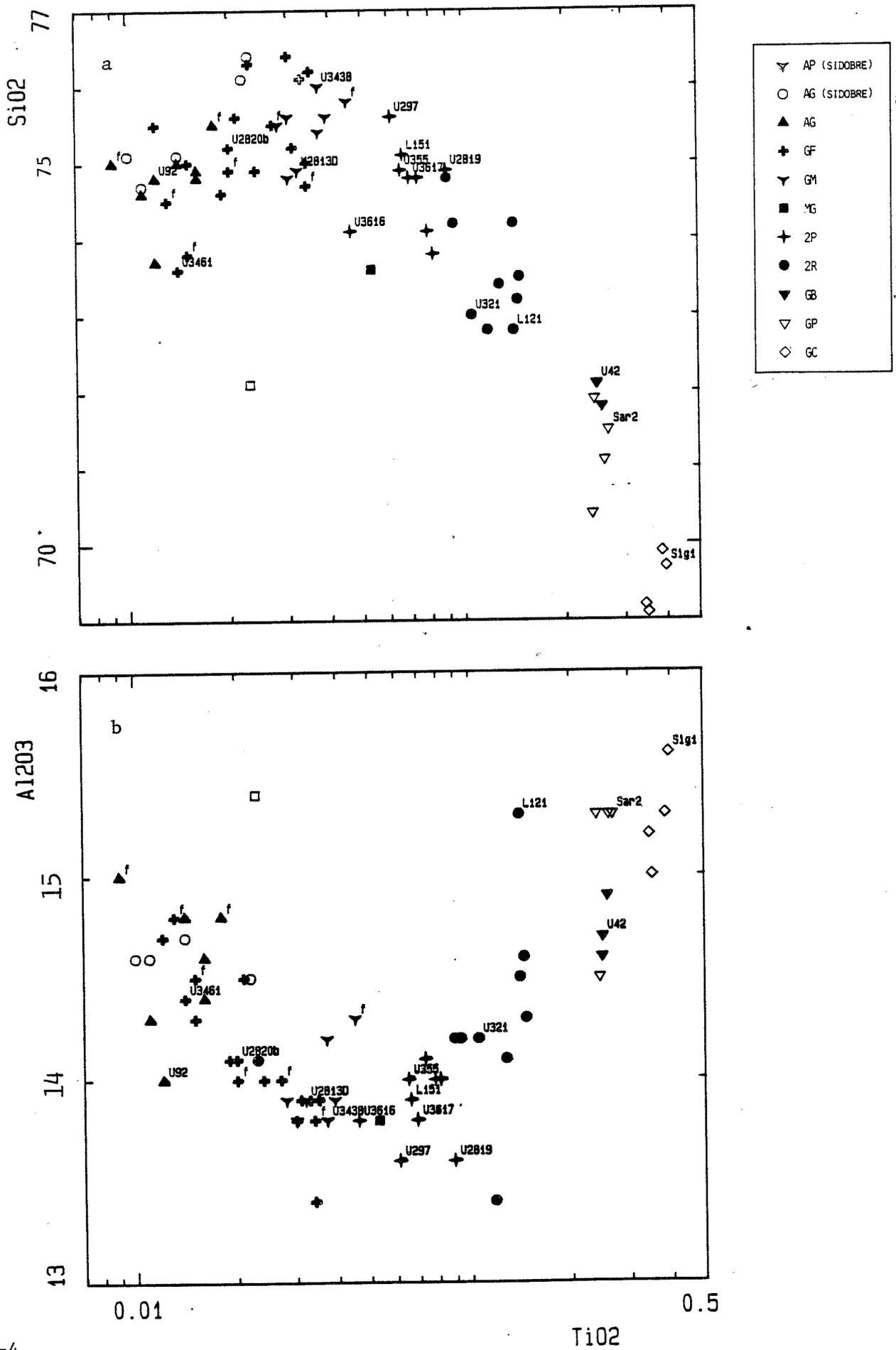


FIGURE V-4

Diagrammes TiO₂ : SiO₂, TiO₂ : Al₂O₃ pour les granites de Fumade et du Sidobre.

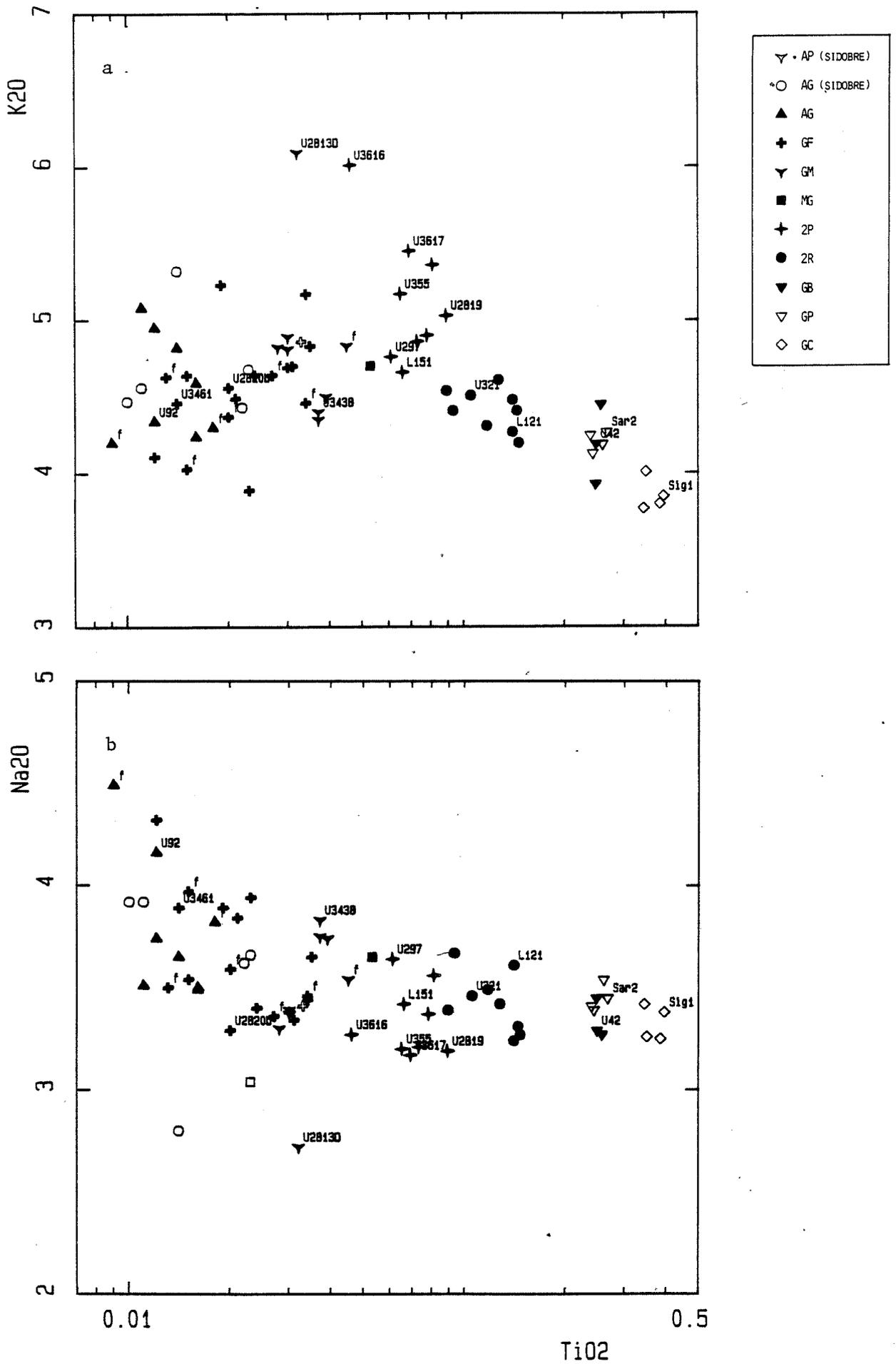


FIGURE V-5

Diagrammes $TiO_2 : K_2O$, $TiO_2 : Na_2O$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.

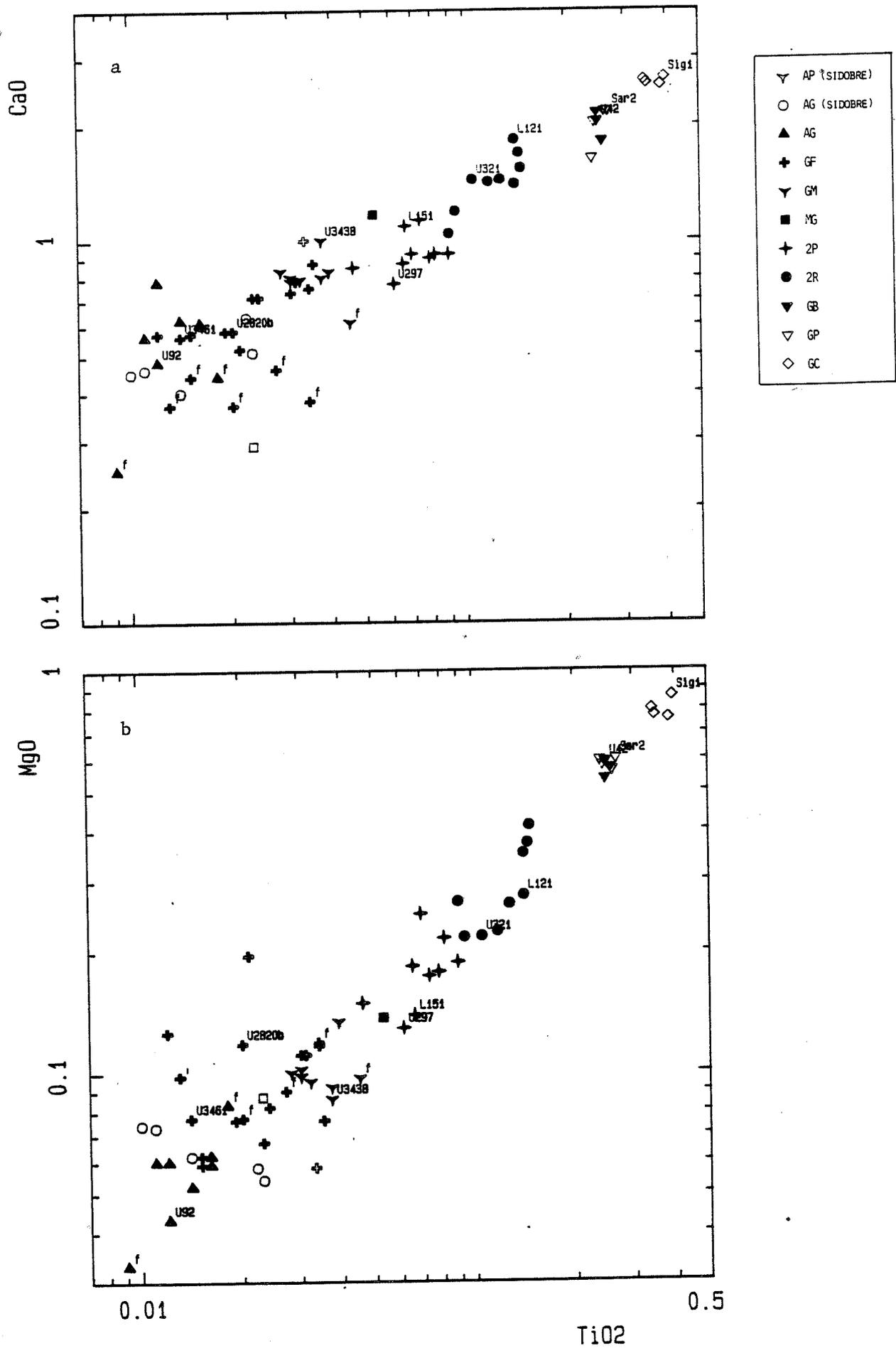


FIGURE V-6

Diagrammes $TiO_2 : CaO$, $TiO_2 : MgO$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.

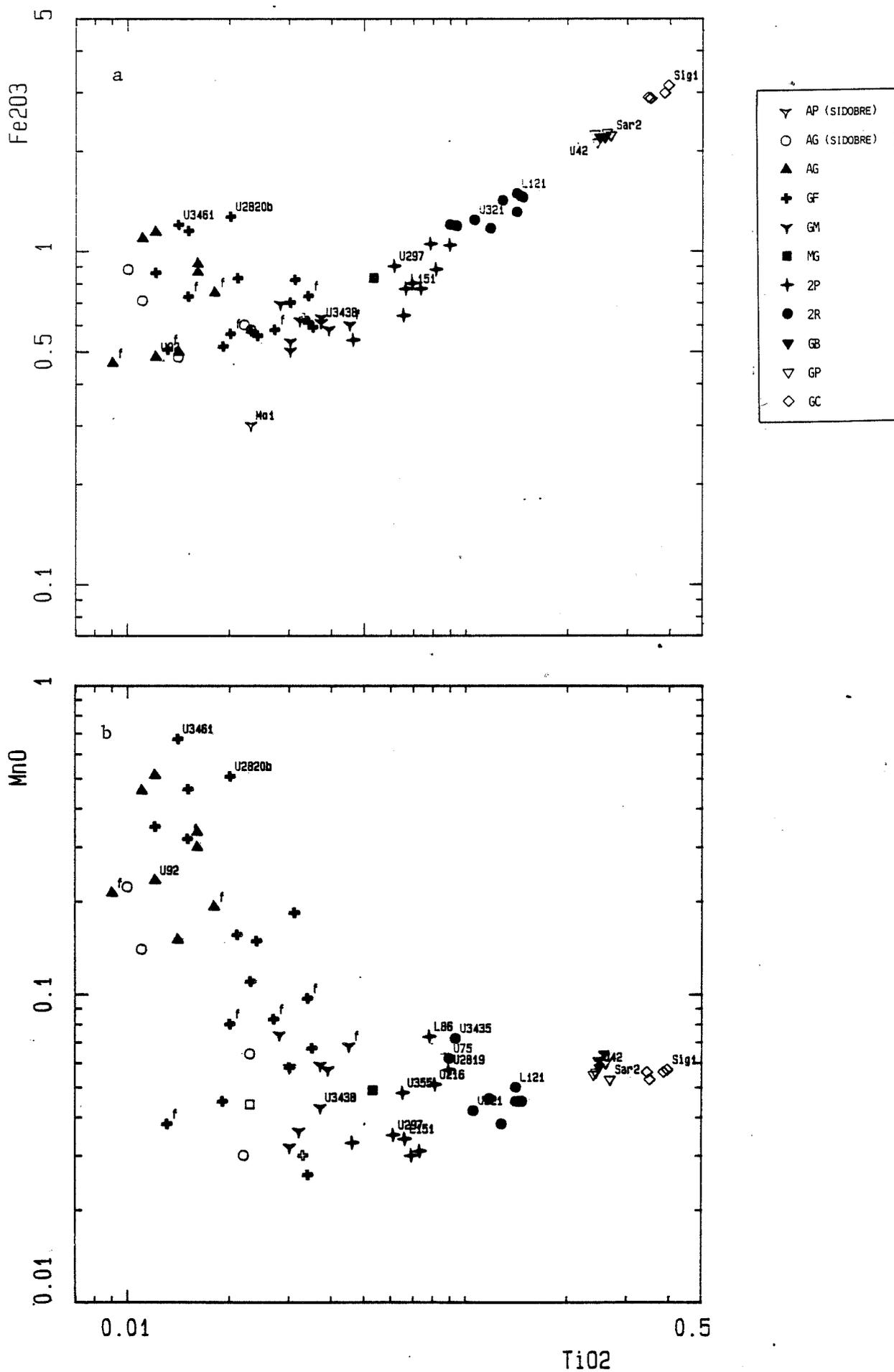


FIGURE V-7

Diagrammes TiO₂ : Fe₂O₃, TiO₂ : MnO pour les granites de Fumade et du Sidobre.

Les différences de proportion de plagioclase n'étant pas visible en lame mince, il est donc difficile de faire la liaison entre les variations en CaO et un éventuel cumulat de plagioclase. Un rapide calcul permet de voir qu'une variation de 10 % en quantité d'un plagioclase de composition moyenne An₂₀ fait varier la proportion de CaO en roche totale d'environ 0,4 %. Cet écart correspond environ, pour une même quantité de plagioclase, à une variation de la teneur en anorthite de An₂₀ à An₂₅. Cette fluctuation des teneurs de 0,4 % correspond à peu près à ce que l'on observe. Il est difficile de savoir quel phénomène est prépondérant mais on est en droit d'attendre qu'une variation de 10 % dans la proportion de plagioclase se voit en lame mince.

- Variations Ba, Sr, Eu (figures V-12a, 11b, 18b)

Ces éléments décroissent régulièrement des GC aux AG mais la pente d'évolution n'est pas tout à fait la même entre GC - GB, GP et GB, GP - AG. Il faut aussi noter une stagnation des valeurs en Ba pour les faibles teneurs peut être due à la limite de détection du Ba en fluorescence X ou à une faible contamination, qui à ce niveau de teneur faible prend, graphiquement, une importance en diagramme bilog. Leurs concentrations sont gouvernées essentiellement par les feldspaths (Ba feldspath potassique ; Sr et Eu plagioclase et F.K.) et pour Ba en partie par la biotite. Les variations observées dans chaque groupe amènent à se poser la question de savoir quel en est l'origine. Cet écart est important pour les échantillons U13 et L121 qui ont des teneurs en Ba très différentes respectivement 357 ppm et 172 ppm en regard d'une teneur en TiO₂ identique. Si cet écart correspond à une variation de proportion de feldspath potassique ou de biotite dans la roche, cela va se traduire par des différences dans des éléments tels que TiO₂, MgO, Fe₂O₃*, K₂O ce qui n'est pas flagrant lorsque l'on pointe ces échantillons dans les diagrammes bilog respectifs (figures V-6b, 7a, 9a). Une telle différence entre U13 et L121 signifierait que la proportion des phases contrôlant Ba varierait du simple au double, hypothèse à écarter totalement d'après l'étude pétrographique. La variation des proportions des minéraux n'explique pas ce type de dispersion et il semble évident que la composition en Ba des minéraux n'est pas la même.

L'échantillon U355, a une teneur en Sr élevée, qui l'écarte du trend évolutif. Le Sr est contenu essentiellement dans les plagioclases, c'est donc le plagioclase qui module la concentration en Sr de la roche. Cette forte teneur en Sr peut traduire une légère accumulation de plagioclase, mais U355 ne présente pas l'anomalie en CaO qu'on est en droit d'attendre. La teneur en Sr des plagioclases de U355 est nécessairement plus forte que celle des plagioclases constitutifs des échantillons qui sont bien intégrés dans le trend évolutif. Ces écarts sont confirmés par ceux que l'on observe pour l'euporium, dont le comportement est similaire à celui du strontium,

rentrant pour sa plus grande partie dans le réseau cristallographique des feldspaths.

Les variations observées ne peuvent pas être expliquées par des phénomènes d'accumulation et de variation dans la proportion des phases minérales. La composition des minéraux n'est donc pas homogène à l'intérieur d'un même faciès. Deux origines sont possibles : une hétérogénéité à l'intérieur d'un magma, la composition des minéraux reflétant ces différences ou une modification post-solidus deutérique ou hydrothermale à partir de fluides magmatiques en faible déséquilibre avec le granite, provoquant des modifications appréciables dans la composition chimique des minéraux mais ne modifiant ni la texture et ni la minéralogie de la roche.

- Variations Rb (figure V-11a)

Le Rb est surtout porté par la biotite et en moindre proportion par le feldspath potassique, il se substitue au potassium dans le réseau de ces minéraux. C'est un des rares éléments qui croît, régulièrement, au cours de l'évolution. La corrélation TiO_2 : Rb est bonne dans la partie du trend GC-G2, mais moins bonne pour la partie GF-AG. C'est un élément qui est facilement remobilisable postmagmatiquement et une partie des dispersions peuvent être liées à ce phénomène.

- Variations de P_2O_5

Le niveau de teneurs en P_2O_5 est assez faible et les analyses en fluorescence X ne permettent pas d'obtenir une précision suffisante. Les variations se font par paliers non réels, phénomène lié à la limite de détection et à la précision de la méthode d'analyse. De façon générale les teneurs décroissent régulièrement pour les roches de Fumade et Fedial.

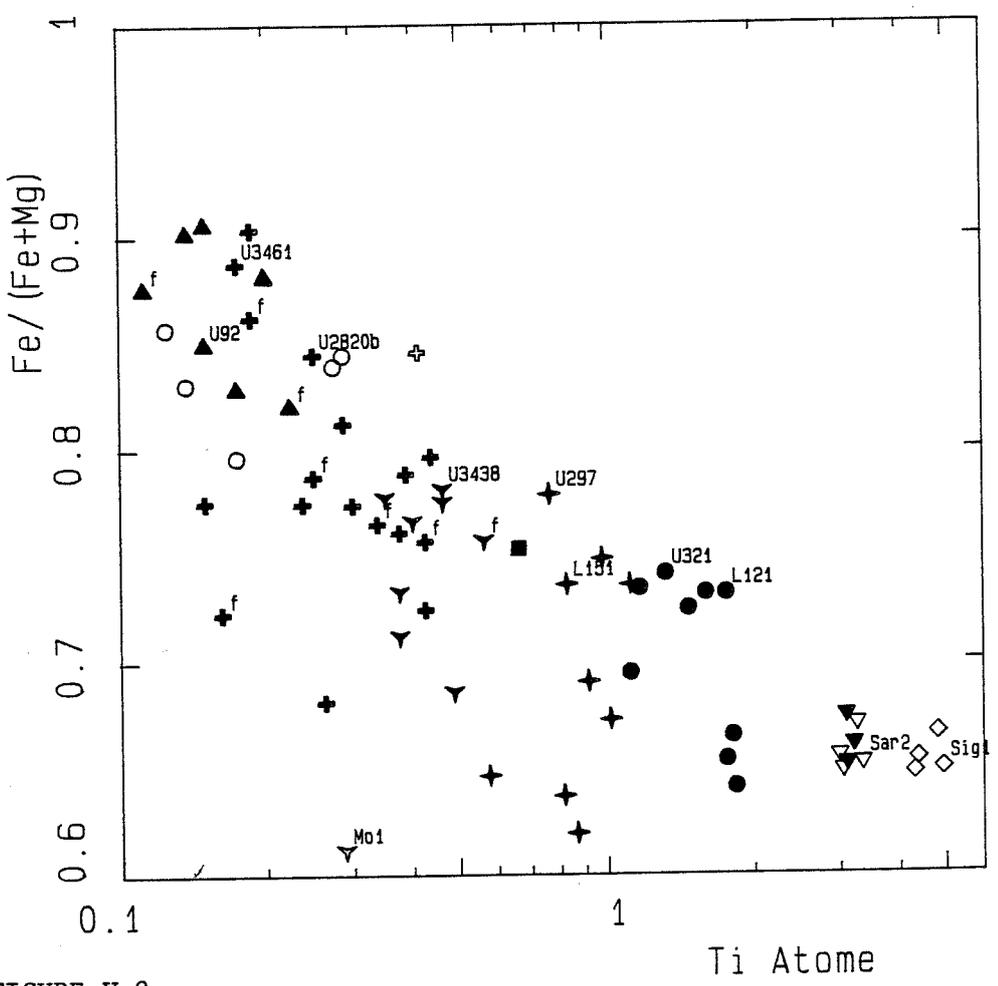
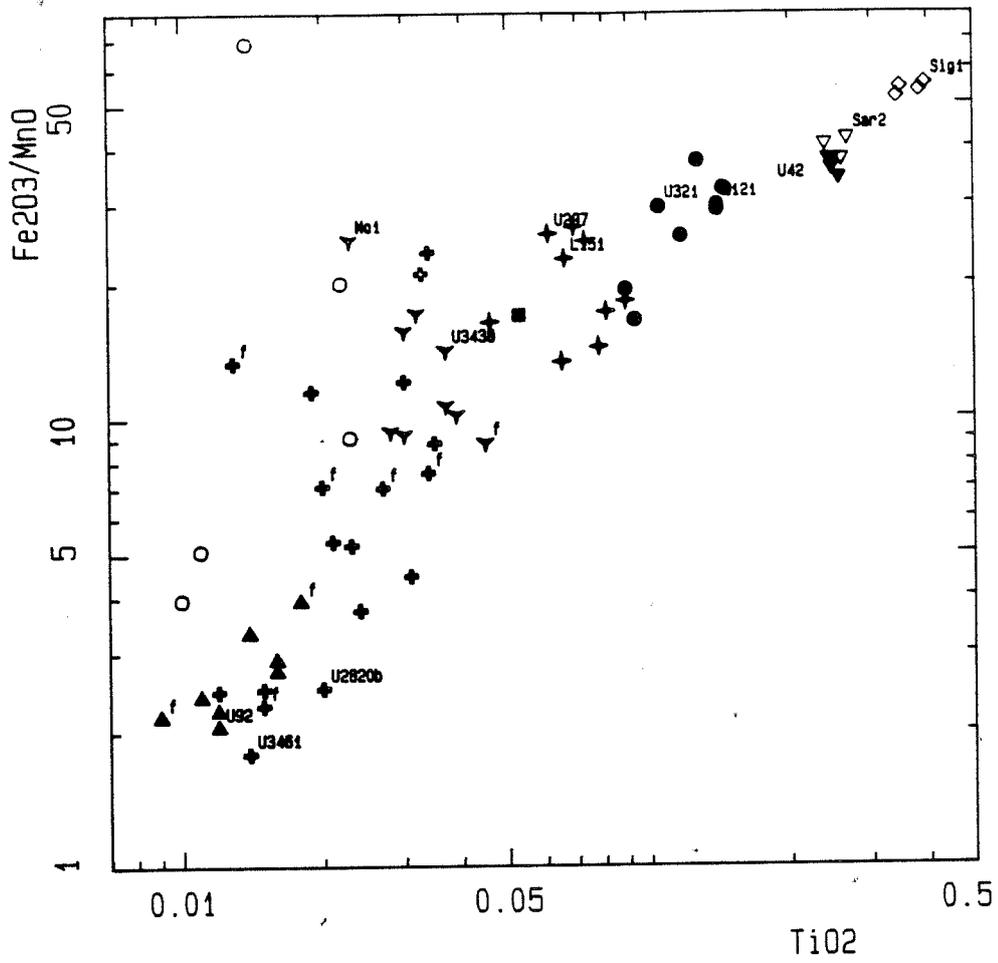
4-3 Les éléments variant avec une rupture de pente au niveau des GM

4-3-1. Comportement des alcalins, de Al_2O_3 , de Ga et de SiO_2

- Variations des alcalins Na_2O , K_2O (figure V-5a,b)

Na_2O présente des variations un peu différentes de celles de la silice. Le trend évolutif est toujours scindé en deux parties mais on n'observe pas d'inversion de pente entre les deux ensembles.

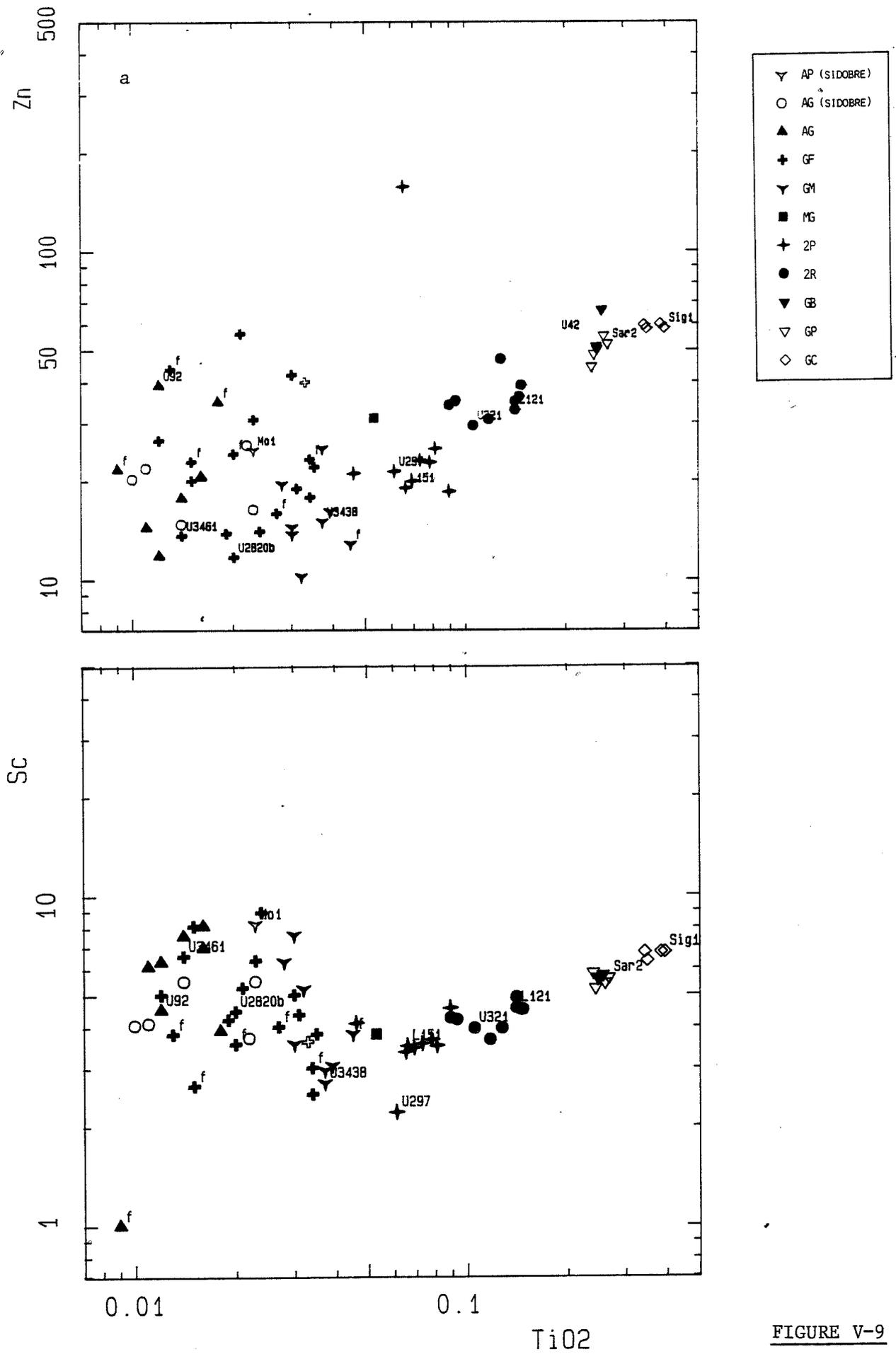
Dans l'intervalle GC-GM, Na_2O évolue très faiblement (croissance des teneurs très faible de 3,2 à 3,7 %), par contre pour les GF et AG la pente devient plus raide, les valeurs plafonnant à 4,5 %.



- ▽ AP (SIDOBRE)
- AG (SIDOBRE)
- ▲ AG
- ✦ GF
- ▽ GM
- MG
- ✦ 2P
- 2R
- ▼ GB
- ▽ GP
- ◇ GC

Diagramme $TiO_2 : Fe_2O_3/MnO, TiO_2 : Fe/(Fe+Mg)$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.

FIGURE V-8



Diagrammes TiO₂ : Zn, TiO₂ : Sc pour les granites de Fumade et du Sidobre.

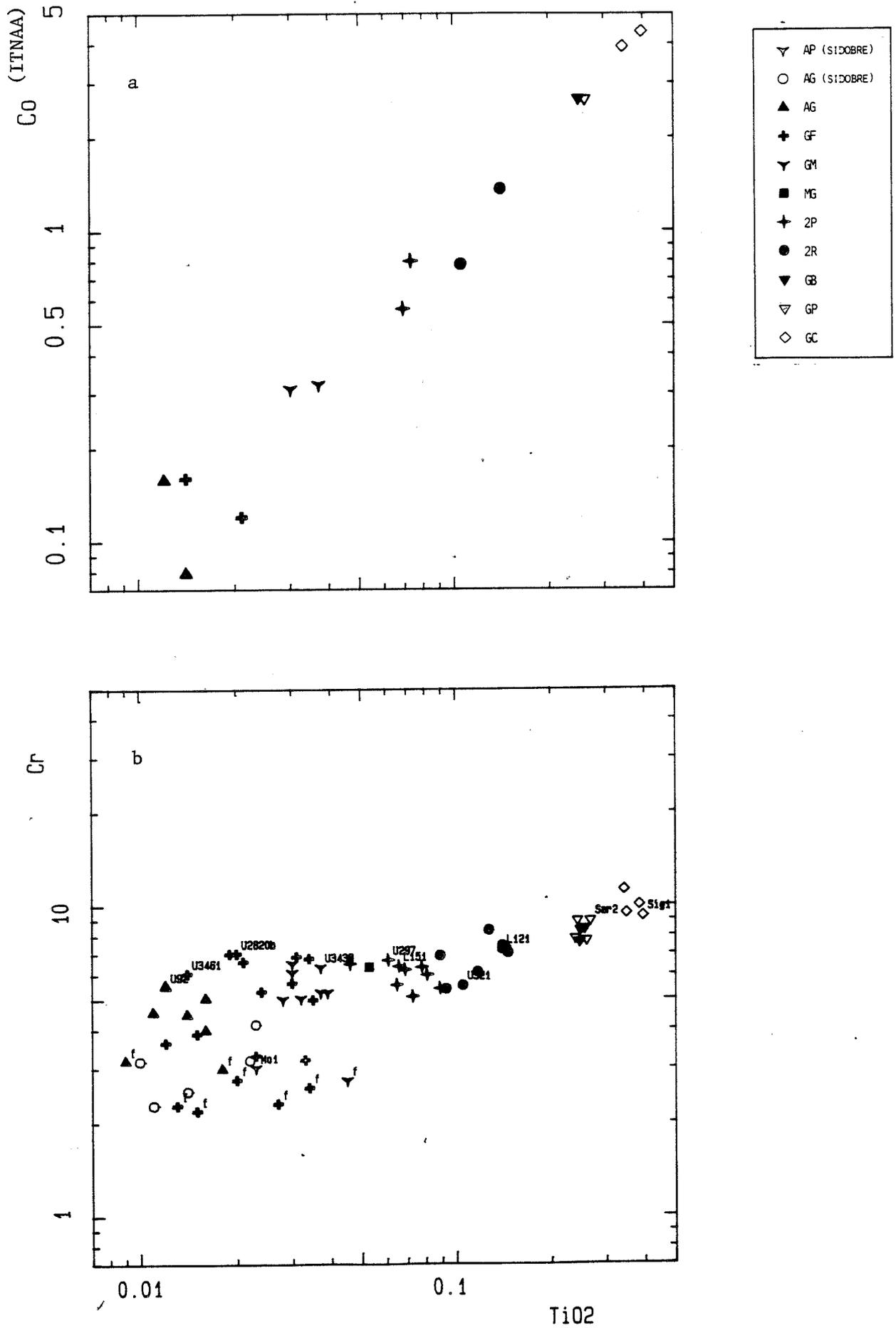


FIGURE V-10

Diagrammes TiO₂ : Co, TiO₂ : Cr pour les granites de Fumade et du Sidobre.

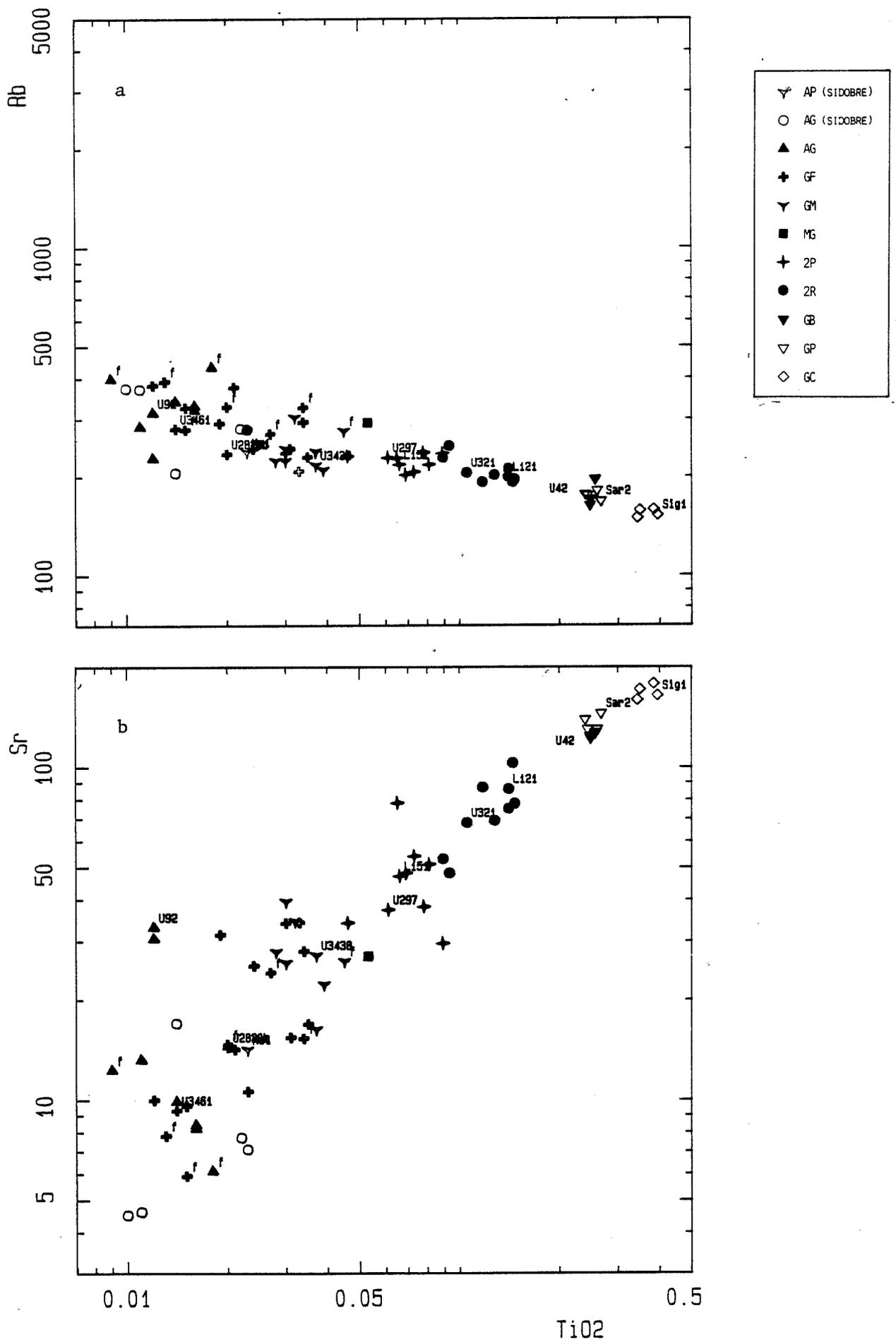


FIGURE V-11

Diagrammes $TiO_2 : Rb$, $TiO_2 : Sr$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.

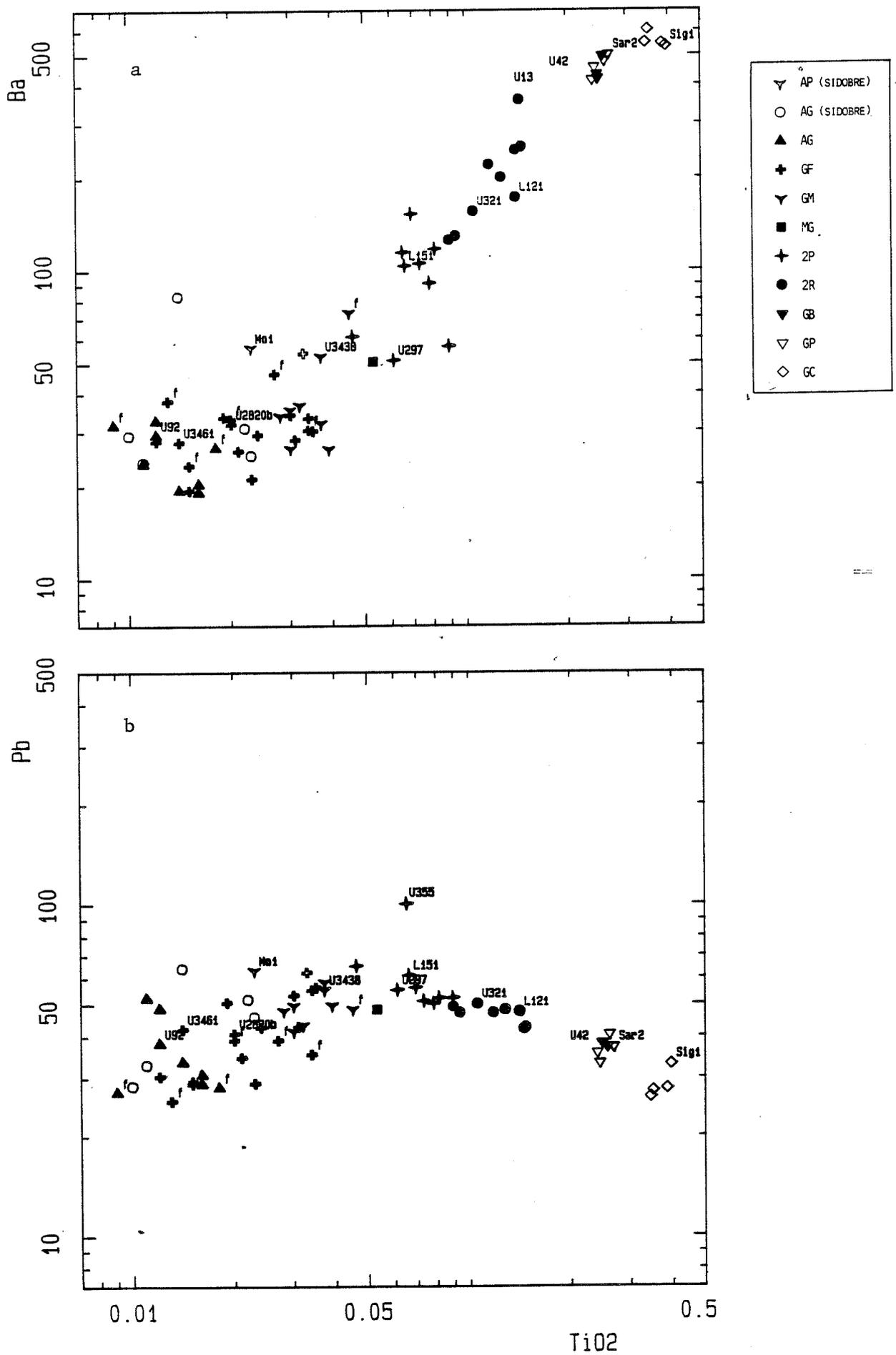


FIGURE V-12

Diagrammes TiO₂ : Ba, TiO₂ : Pb pour les granites de Fumade et du Sidobre.

Le comportement de K_2O est identique à celui de la silice avec croissance des teneurs de 3,8 % à 5,17 % des GC aux GM mais avec quelques échantillons nettement au dessus du trend probablement en liaison avec des phénomènes d'altération ou des influences pegmatitiques que nous verrons par la suite, et une décroissance des teneurs de 5,17 % à 3,88 % dans le domaine des GF et AG.

Problème des échantillons avec des teneurs élevées en potassium

Parmi le groupe des 2P certains échantillons (U2819, U216, U3617, U355, U3616) présentent des teneurs élevées en K_2O (6,01 % pour U3617 qui présente la plus forte valeur). Pour expliquer ces anomalies on peut envisager que la proportion de feldspaths potassiques d'origine magmatique, dans ces roches, est plus importante.

Il existe d'autres possibilités, notamment des altérations à caractère potassique du type microclinisation, muscovitisation (potassium d'origine secondaire). Dans les deux cas, l'intensité de l'altération serait très faible, l'étude pétrographique ne révèle pas de modification fondamentale permettant de privilégier l'hypothèse d'une altération. De plus dans le cas d'une muscovitisation la variation de teneur en K_2O est faible, c'est Al_2O_3 qui va s'enrichir de façon spectaculaire.

Examinons les conséquences pétrographiques et géochimiques dans le cas de cumulats de feldspath potassique. Un cumulat de feldspath potassique se traduit par une variation des proportions des phases minérales majeures de la roche qui sont dans notre cas le plagioclase (albite, anorthite), le microcline, le quartz (la biotite et la muscovite ne jouant qu'un rôle mineur [$< 2\%$]). Une plus forte proportion de feldspath potassique va être compensée par une plus faible proportion en quartz (conséquence SiO_2 appauvri et Al_2O_3 enrichi) ou en plagioclase (conséquence Na_2O , CaO appauvris).

Les fortes teneurs en K_2O pour les échantillons U2819, U3617, U355 sont compensées par des teneurs en Na_2O plus faibles, la somme $Na_2O + K_2O$ restant constante. Dans ce cas, il y a une compensation feldspath potassique-albite. Pour U216 seul SiO_2 présente une valeur un peu basse traduisant probablement une compensation feldspath potassique-quartz. U3616 a des teneurs en Na_2O et SiO_2 basses que l'on peut expliquer par une compensation feldspath potassique-quartz+albite. Pour tous les échantillons, la teneur en CaO n'est pas modifiée. Les variations ne semblent donc pas influencer la proportion des plagioclases les plus calciques de ces roches. Si l'accumulation de feldspath potassique est précoce on doit s'attendre à observer une compensation K_2O-CaO . Ce qui n'est pas le cas. On peut donc penser que ce phénomène, qui intervient uniquement sur des phases minérales qui cristallisent tardivement (ce qui est le cas du plagioclase acide, et de certaines générations de quartz et de microcline), est lui même tardif et peut-être à relier à une influence pegmatitique. Les magmas à l'origine de

ces granites sont plus riches en fluides pegmatitiques, fluides contenant en général une forte proportion d'alcalins (K_2O , Na_2O).

On observe le même phénomène pour l'échantillon U2813D qui fait partie des GM dans lesquels l'influence pegmatitique est importante avec une présence abondante de miaroles. La forte teneur en K_2O est compensée par une teneur plus faible en Na_2O (compensation feldspath potassique-albite).

- Variations de SiO_2 : (figure V-4a)

Le comportement de la silice se scinde aussi en deux parties. Dans un premier temps les teneurs en SiO_2 croissent de 69,1 % à 76,4 % des GC aux GM, évolution très classique dans de nombreuses lignées magmatiques. Puis elle décroît en fin de lignée (GF et AG) de 76,4 % à 73,65 %.

La dispersion des points par rapport à une courbe d'évolution régulière est due aux incertitudes analytiques.

- Variations de Al_2O_3 , Ga : (figure V-4b, 13a)

Le comportement de l'alumine est exactement à l'inverse de celui de la silice. La première partie de l'évolution correspond à une chute des teneurs des GC aux GM de 15,6 % à 13,4 % et la deuxième partie à une brusque remontée au niveau de GF et AG de 13,8 % à 15 %. Deux échantillons sont un peu à l'écart L121 et L134, ceci peut être dû à des erreurs analytiques tout particulièrement pour L134 pour lequel on ne constate aucune compensation au niveau de Na_2O , K_2O , CaO , SiO_2 . Les GP (Sar2, Mo3, Ba4 : 15,3 % Al_2O_3) sont plus riches en moyenne que les GB (moyenne Al_2O_3 14,7 %).

On peut paralléliser l'évolution de Al_2O_3 avec celle de Ga, l'association Al-Ga étant reconnue et le remplacement Al-Ga favorisé dans les sites octaédrique (micas). Le rapport Ga/Al d'une manière générale augmente au cours de l'évolution magmatique et Ga tend à s'accumuler dans les produits de fin de cristallisation (pegmatites). Ga évolue très peu dans l'intervalle GC-GM et reste dans des teneurs très classique pour ce type de roche (15 à 19 ppm), par contre une légère augmentation des teneurs se fait sentir dans la partie GF-AG (Ga atteignant 26 ppm pour Fa14). L'enrichissement en Al_2O_3 (Ga), Na_2O , compensé par une perte en SiO_2 reflète un rapport feldspath-quartz plus élevé. La fin d'évolution à Fumade se marque par des granites plus riches en feldspaths et plus particulièrement en albite et plus pauvres en quartz. Manning (1981) constate à partir de ses expérimentation sur l'effet du fluor dans les magmas granitiques qu'une augmentation de F déplace le minimum ternaire Qz-Ab-Or vers les pôles feldspathiques et surtout du côté albite. On est tenté de faire le rapprochement avec le cas qui nous intéresse en supposant que la fin de l'évolution soit marquée par un enrichissement en fluide et en éléments volatils. Il est vrai que les teneurs en fluor stagnent dans cette fin de lignée (figure V-17b) mais il ne faut pas oublier que dans ces granites évolués, les porteurs de fluor

(biotite principalement) sont en faible quantité et il est fort probable que ce que l'on voit ne correspond pas à ce qui se passe réellement, le fluor étant probablement expulsé avec la phase fluide.

4-3-2 Comportement des éléments de transition

(Fe₂O₃*, MnO, Ni, Co, V, Sc, Zn, Cr)

a/ Variations de Fe₂O₃* - fer total sous forme Fe₂O₃ - (figure V-7a)

Fe₂O₃ décroît régulièrement des GB aux GM (2,2 % à 0,54 %) mais dans l'intervalle des GF et AG ses variations sont totalement différentes. Le trend semble éclater en plusieurs branches, avec des GF et AG à Fe₂O₃* faible mais dont la pente d'évolution est moins raide que celle existant des GB aux GM, et une autre branche où les GF et AG sont plus riches en Fe₂O₃* et présentant une tendance évolutive inverse de celle des GB aux GM et une dispersion plus importante des valeurs.

b/ Rapport Fe/(Fe+Mg) (figure V-8b, diagramme semi-log

TiO₂ : Fe/(Fe+Mg))

Les variations de Fe/(Fe+Mg), de façon générale, marquent bien la différence qui existe entre l'évolution des GB aux GM et celle des GF et AG. Ce rapport croît au fur et à mesure de l'évolution (GB 0,66 → G2 max.= 0,78 → GM max.= 0,78 → GF-AG max.= 0,91) avec une rupture au niveau des granites à muscovite, à partir de laquelle la croissance du rapport est plus rapide (pente représentative de l'évolution plus raide).

Les granites à biotite GC, GP, GB montrent une parfaite homogénéité de ce rapport. Le groupe des G2 se divise en deux populations : un groupe dont le rapport Fe/(Fe+Mg) est égal au rapport Fe/(Fe+Mg) de GC, GP, GB et un groupe avec un rapport Fe/(Fe+Mg) plus fort. Cette division est parfaitement visible dans le groupe des 2R ; les échantillons L22, U13, L76, peu dispersés, constituent le premier groupe avec un rapport Fe/(Fe+Mg)= 0,64 à 0,67 et les autres échantillons le second groupe avec un rapport Fe/(Fe+Mg)= 0,69 à 0,74. Un certain nombre d'échantillons des 2P présente ces anomalies. Cette séparation, en deux populations, est bien réelle par contre dans le second groupe l'étalement des valeurs peut être lié aux dispersions analytiques, les teneurs en MgO étant faibles. On peut faire une estimation de l'erreur sur le rapport pour un échantillon tel que L22 (2R), et U3438 (GM).

L22

Fe₂O₃ : 1,45 % ; erreur absolue : 0,008 %

MgO : 0,41 % ; erreur absolue : 0,02 %

l'erreur relative sur le rapport sera de ± 0,059 c'est-à-dire :

$$[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]_{\text{L22}} = 0,64 \pm 0,037$$

U3438

Fe₂O₃ : 0,61 % ; erreur absolue : 0,005 % ≈ 1 %

MgO : 0,09 % ; erreur absolue : 0,004 % ≈ 5 %

l'erreur relative sur le rapport sera de ± 0,061 c'est-à-dire :

$$[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]_{\text{U3438}} = 0,78 \pm 0,047$$

La relative homogénéité des valeurs peut permettre de penser que le rapport Fe/(Fe+Mg) des G2 du deuxième groupe représente celui du magma, il est nécessaire qu'un phénomène tire et disperse (rapports plus éparpillés pour le premier groupe) ce rapport vers des valeurs plus faibles.

La mise en parallèle avec ce qui a été observé pour les biotites dans ce type de granite vient à l'esprit. Certaines biotites (chapitre III et IV), plus particulièrement dans les G2, ont un rapport Fe/(Fe+Mg) anormalement faible par rapport à la plupart des autres biotites. On peut se demander dans quelle mesure le phénomène à l'origine de l'acquisition, par ces biotites, de ce rapport Fe/(Fe+Mg) faible, va influencer sur le chimisme de ce type de granite. La tendance observée en roche est la même tendance que l'on retrouve pour les biotites, cette corrélation est troublante, mais il faut envisager un départ de fer dans ce cas-là.

c/ Variations de MnO (figure V-7b)

La dispersion des points est assez importante, ce qui témoigne de la grande mobilité de cet élément. Néanmoins, les valeurs en MnO se regroupent bien pour chacun des faciès de granites à biotite (GC, GP, GB). Les GP ont la même teneur en MnO que les GC, par contre les GB ont des teneurs en MnO légèrement plus fortes que les GP. A partir des GB, GP et jusqu'aux 2P la corrélation est bonne entre le manganèse et le titane, les teneurs en MnO variant de 0,086 % à 0,04 %. Mais une partie des G2 forme un groupe plus riche en manganèse (U75, U3435, U2819, U216, L86, U355), les points se placent nettement au dessus de la droite de corrélation. Les autres points présentent une relation linéaire mieux marquée, on peut penser que la droite de corrélation est primaire, l'étalement des teneurs et l'enrichissement en MnO pour ces échantillons pouvant être dus à des phénomènes secondaires. La comparaison entre GP et GB peut aussi faire penser qu'à Fumade les granites ont subi un enrichissement en MnO.

Dans l'intervalle des GF et AG on observe un fort enrichissement en MnO qui culmine pour U3461 à 0,67 %. La dispersion des teneurs est très importante. Ces enrichissements en manganèse sont classiques dans les faciès de fin de lignée granitique peralumineuses (Fontailles, 1980 ; Middlefehldt et Miller, 1983 ; Rimbault et al., 1987 ; Croze, à paraître).

d/ Rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MnO}$ (figure V-8a)

Deux ensembles se dégagent. Le premier ensemble, avec les valeurs du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MnO}$ les plus élevées, présente une évolution régulière peu pentée, phénomène probablement lié à l'évolution magmatique des teneurs.

Les échantillons des 2P apparus déjà comme modifiés au niveau des teneurs en MnO (paragraphe précédent) ont un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MnO}$ plus faible. La disposition du deuxième ensemble, correspondant aux GF et AG, est assez particulière. On constate une évolution à partir des GM vers un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MnO}$ de plus en plus faible, ce dernier se stabilisant pour les fortes teneurs en manganèse. L'évolution en manganèse, du deuxième ensemble, est très spectaculaire. Il est difficile d'envisager qu'un tel phénomène soit uniquement d'origine magmatique. La forte dispersion des analyses laisse supposer que plusieurs lois gèrent l'évolution des concentrations.

e/ Variations de (Ni), Co (figure V-10)

Pour Ni et V les teneurs sont faibles. La partie de l'évolution GC-2P est probablement relativement bien dosée (ICPAES), par contre la partie GM-GF qui présente des teneurs inférieures à 1 ou 2 ppm donne sur les diagrammes une répartition en patate due à de mauvaises analyses qui n'ont pas été figurées sur les diagrammes. On ne peut pas avoir une vue d'ensemble des variations pour ces éléments mais on peut quand même dire que leurs teneurs chutent des GC aux 2P et que les GF et AG ont des teneurs faibles. Pour le cobalt, nous disposons de quelques valeurs obtenues par activation neutronique. Le comportement de Co est à rapprocher de celui de MgO. Il décroît régulièrement en continu au cours de l'évolution.

f/ Variations de Sc, Zn, Cr (figures V-9a,b, 10b)

Le niveau de teneurs général est plus important que celui de Ni, Co, V. On peut donc définir les tendances évolutives sur l'ensemble des granites. Dans la première partie du trend ces éléments sont bien corrélés au titane. Dans la deuxième partie (AG - GF) les teneurs sont beaucoup plus dispersées. Cette dispersion est bien réelle étant donné que les teneurs sont souvent plus fortes ou égales à celles des granites à biotites. Les teneurs en Sc des GM, GF, AG sont très fortes pour ce genre de granite très évolué. Dans le cas du chrome la différence est très spectaculaire entre les granites de Fumade et les granites de la Fabrié.

g/ Comparaison de Sc, Cr, Co dans des granites similaires

Un parallèle a été fait entre GP, GB et plusieurs granites qui ont été choisis pour leur association avec des minéralisations (Millevaches excepté) et leurs teneurs aussi proches que possible de 0,25 % pour TiO₂ et de 2,2 % pour Fe₂O₃ ce qui n'a pas toujours été possible (granite des Colettes, Dajishan et Blond). La comparaison avec les autres granites montrent que les teneurs en scandium, en chrome, en cobalt sont fortes dans GB et GP (tableau V-1) mais la série ne garde ce caractère que pour Sc et Cr. Le cobalt, en revanche, dans les granites évolués de Fumade descend à des teneurs faibles (jusqu'à 0,08 ppm) contrairement à ce qui se passe à Echassières par exemple où à ce degré d'évolution Co reste aux alentours de 1 ppm.

Ces granites seront utilisés à titre de comparaison, par la suite, pour d'autres éléments.

	GP Sidobre	GB Fumade	4 Salau	2# Dajishan	Mille- vaches	Colettes	E Blond	1-2 Suzhou	3 Meymac	C3 Sidobre
TiO ₂	0,25	0,25	0,31	0,16	0,27	0,15	0,14	0,18	0,25	
Fe ₂ O ₃ *	2,2	2,2	2,21	1,47	1,54	1,08	1,2	1,8	1,58	
Sc	5,27	5,29	4,66	3,9	2,2	2,6	2,6	2,7	4,44	5,9
Cr	5,6	6	9	8,1	< 2	--	2,5	3,0	20	9,6
Co	2,63	2,64	2,97	1,6	1,6	1,02	0,6	1,3	3,2	3,35

Tableau V-1 :

- Données comparatives Sc, Cr, Co sur des granites similaires au GB de Fumade.

Salau : Rimbault et Kaelin (1987) ;

Dajishan : Rimbault et al (1987) ;

Millevaches : Rimbault (1984) ;

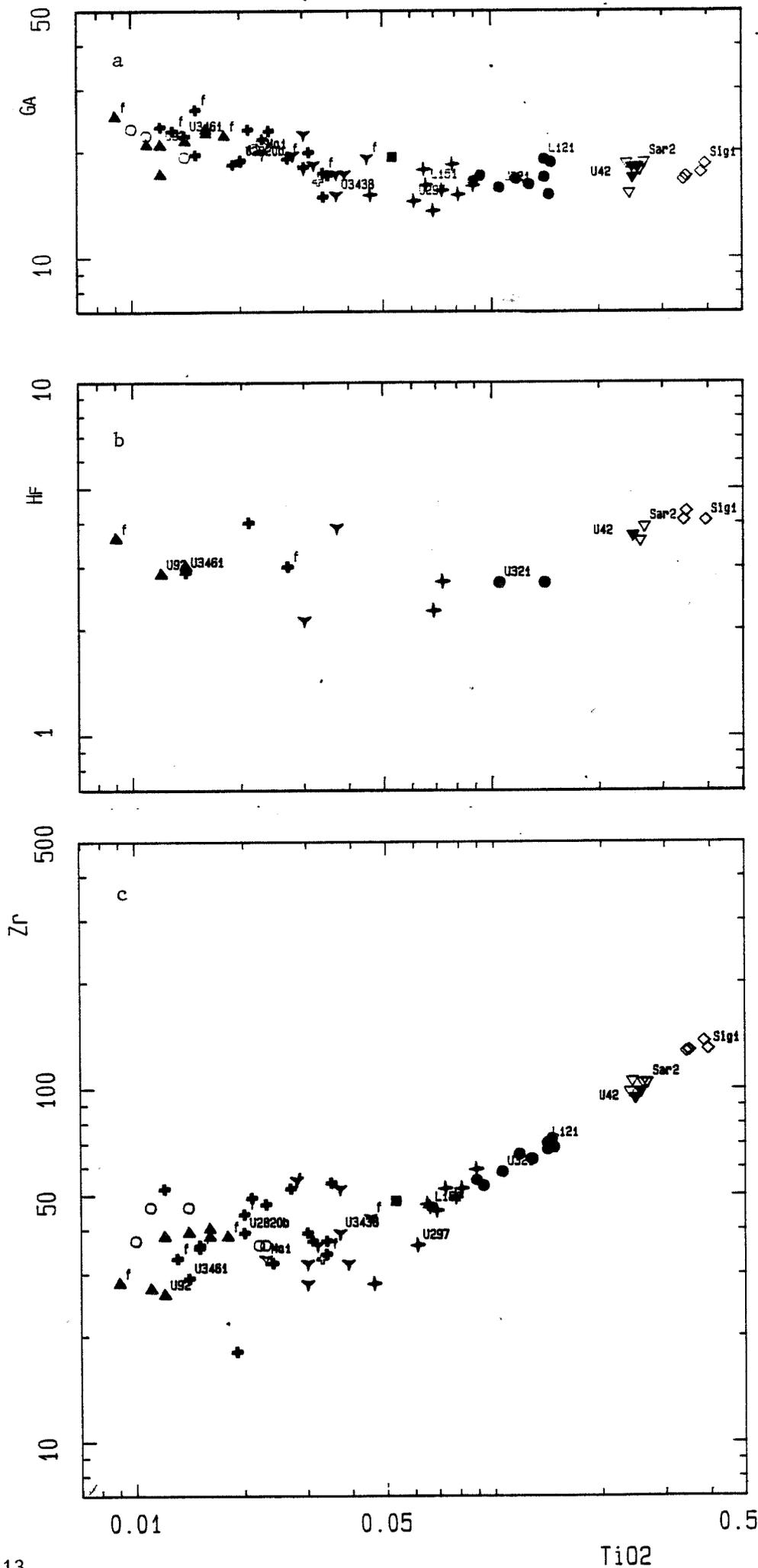
Granites des Colettes : Rimbault et Ouin (1984) ;

Blond : Rimbault inédits ;

Suzhou : Charoy et Rimbault (à paraître) ;

Meymac : Rimbault (1984) ;

Sidobre C3 : Fourcade (1981).



Diagrammes TiO₂ : Ga, TiO₂ : HF, TiO₂ : Zr pour les granites de Fumade et du Sidobre.

FIGURE V-13

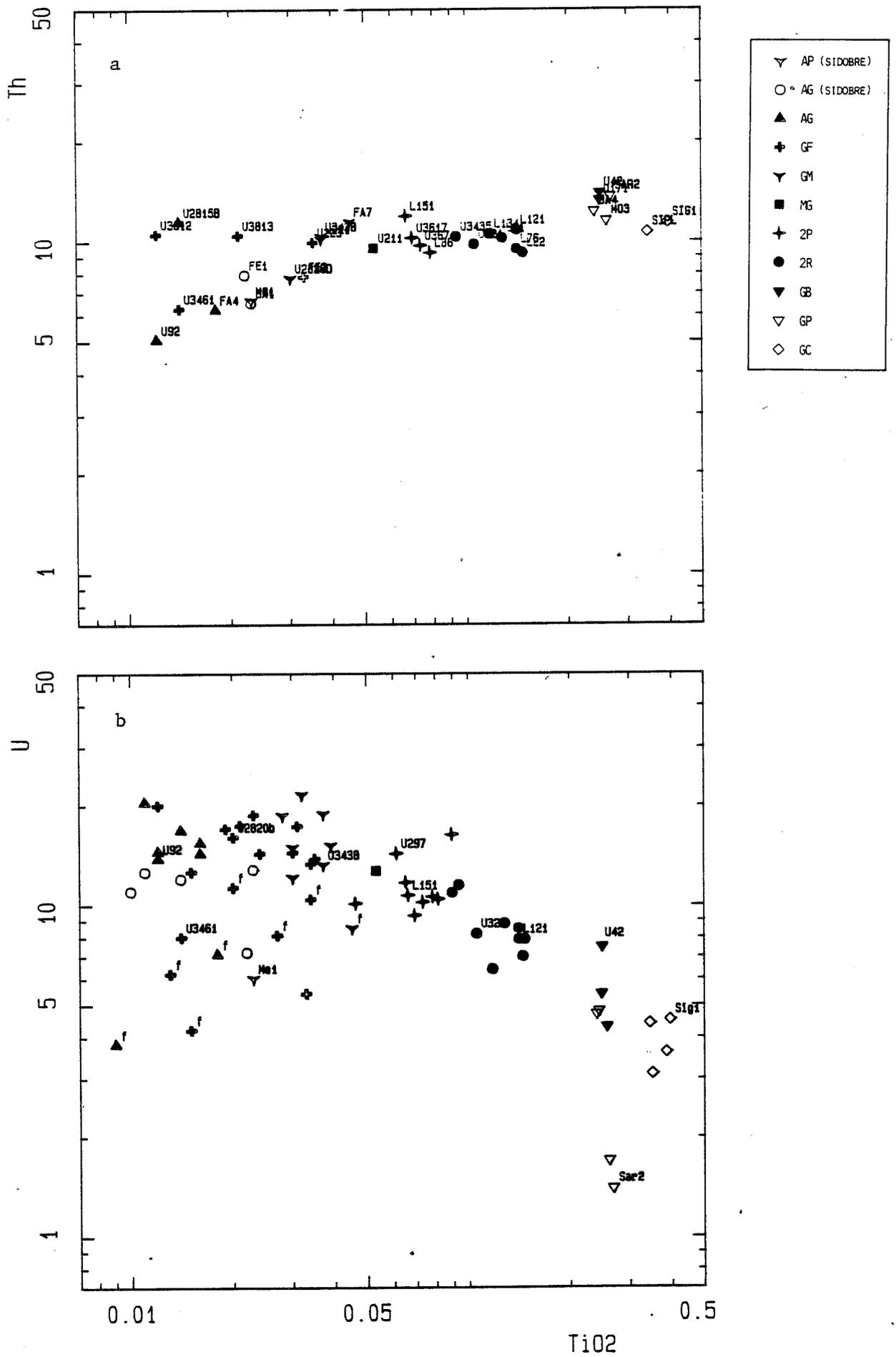


FIGURE V-14

Diagrammes $TiO_2 : Th$, $TiO_2 : U$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.

4-3-3 Variations des autres éléments traces

- Variations de Pb (figure V-12b)

Le plomb est essentiellement en substitution du potassium dans les feldspaths potassiques. Ses variations, sont les mêmes que celles de K_2O . Dans l'intervalle GC-2P le plomb est parfaitement corrélé à TiO_2 et la croissance des teneurs est forte (33 ppm à 65 ppm). Dans la seconde partie les valeurs décroissent jusqu'en fin d'évolution et sont beaucoup plus dispersées. Il est remarquable que les échantillons enrichis en K_2O ne présentent pas d'anomalie en Pb. On aurait pu s'attendre à trouver des teneurs plus fortes, la proportion de feldspaths potassiques paraissant plus importante. Les teneurs en Pb de ces échantillons sont donc probablement primaires et confirment que les teneurs en K_2O ne peuvent être dues à une accumulation de feldspaths potassiques mais plutôt à des magmas riches en fluides pegmatitiques.

L'échantillon U355 (Pb = 100 ppm) est particulier. Sa teneur en Pb est due plutôt à la présence abondante de sulfures tardifs. Le plomb n'est pas le seul élément affecté, on constate que les valeurs du zinc (157 ppm) et du cuivre (44 ppm), sont fortes par rapport à celles des autres granites.

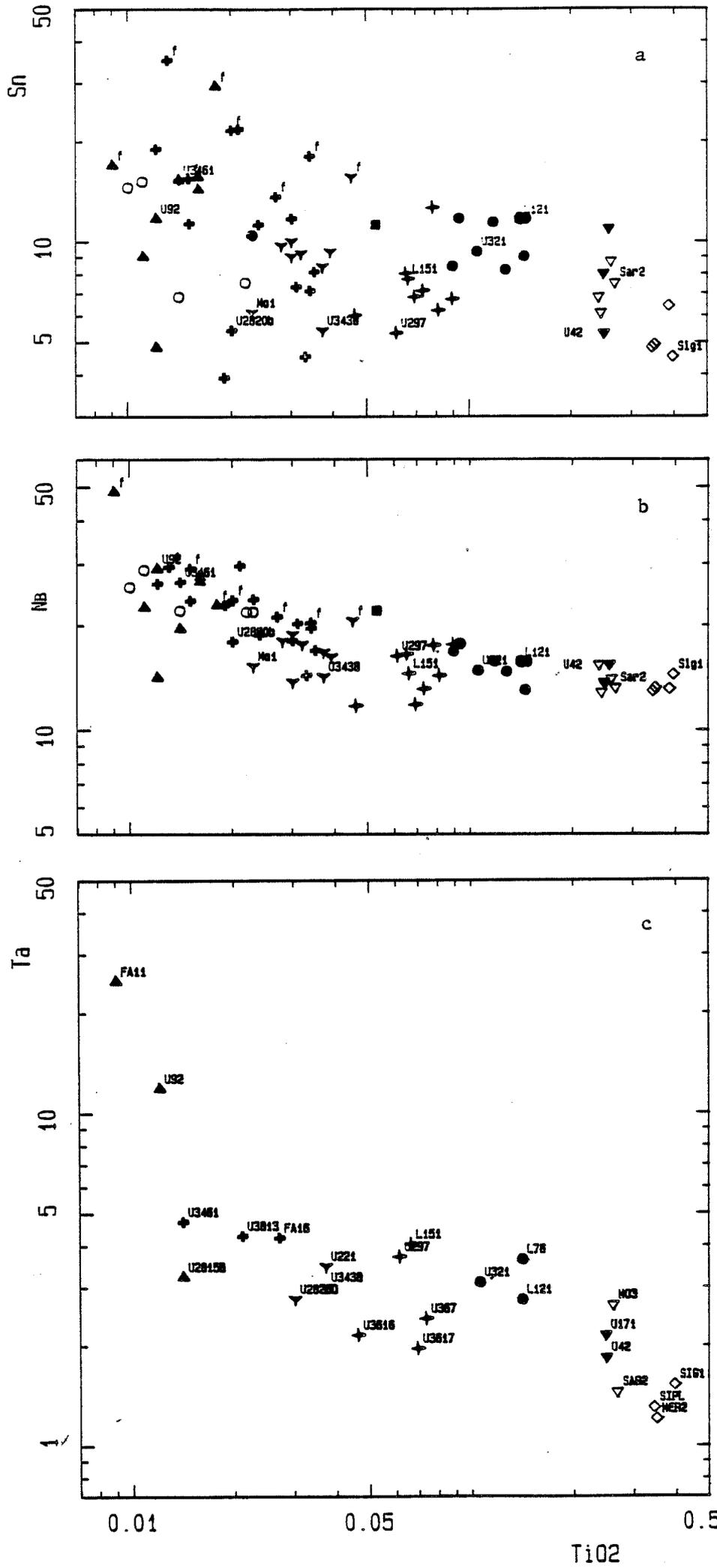
- Variations de U, Th, Zr, Hf (figures V-14b, 14a, 13b, 13c)

Ces éléments sont traités ensemble car ils sont des constituants plus ou moins essentiels (traces abondantes et majeurs) du zircon, de la monazite, de l'apatite, seuls minéraux accessoires rencontrés dans les granites du Sidobre et de Fumade.

Le thorium varie assez peu. Son comportement, en début d'évolution, est un peu différent, de celui des autres éléments. Il croît des GC aux GB-GP puis décroît jusqu'aux 2P. Il se distingue des autres éléments par cette rupture de pente qui existe à l'aplomb des GB-GP. La partie GM-AG se scinde en deux groupes. Un premier groupe avec des teneurs en Th qui continuent de chuter comprenant notamment les GF et GR du secteur de Ferrières. Un second groupe dans lequel les teneurs en Th plafonnent à des valeurs de 11-12 ppm.

L'uranium est en traces essentiellement dans la monazite, le zircon, et l'apatite. Les teneurs en U sont assez dispersées. D'une manière générale, les teneurs augmentent au cours de l'évolution pour plafonner à une vingtaine de ppm pour les GF-AG. Cet élément marque bien la différence chimique qui existe entre les granites de la Fabrié et ceux de Fumade (+ Ferrières).

Les teneurs en Zr et Hf sont gouvernées par le zircon (association étroite biotite-zircon dans GC, GP, GB, G2). La corrélation entre le zirconium et le titane dans la première partie du trend est très bonne, Zr est peu dispersé et décroît régulièrement jusqu'aux 2P. Le domaine GF-AG se marque par un palier de teneur en Zr et un fort étalement des valeurs. La



Diagrammes TiO_2 : Sn, TiO_2 : Nb, TiO_2 : Ta pour les granites de Fumade et du Sidobre.

FIGURE V-15

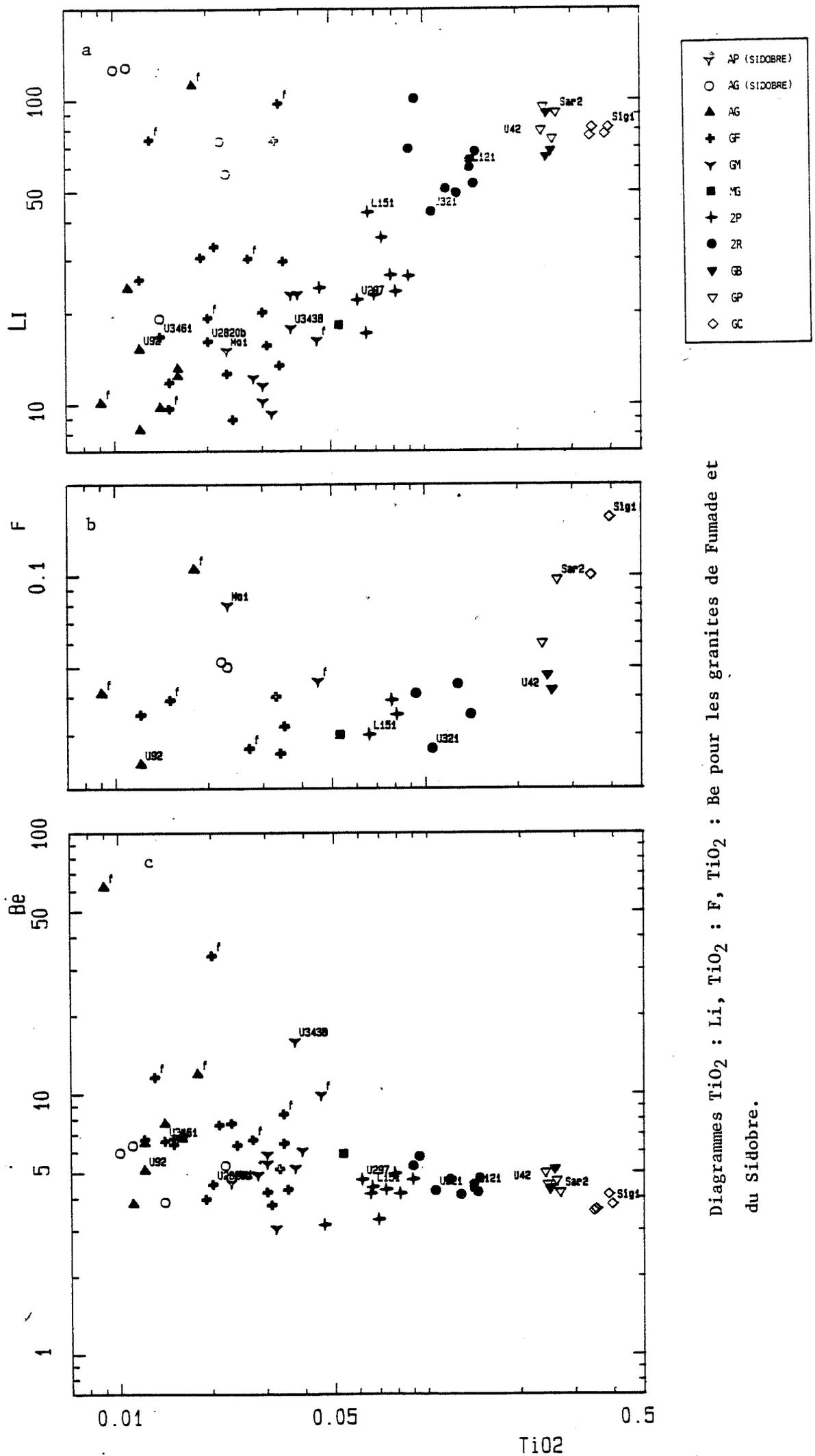


FIGURE V-16

Diagrammes TiO_2 : Li, TiO_2 : F, TiO_2 : Be pour les granites de Fumade et du Sidobre.

teneur de saturation en zircon du magma est probablement atteinte, les teneurs en zirconium ne variant plus, phénomène probablement lié à une stabilisation des teneurs en SiO₂ et à la stabilisation de la température.

Hf est en trace dans le zircon, il est bien corrélé à Zr. Le rapport Zr/Hf décroît régulièrement au cours de l'évolution (GC à GM) de 32,2 à 13,2, le comportement de Hf et de Zr est beaucoup moins clair dans le domaine des GF et AG, les valeurs étant plus dispersées, mais le rapport Zr/Hf continue de diminuer jusqu'à 7,8 (Fa11).

- Variations de Nb, Ta, Sn (figures V-15b, 15c, 15a)

Ces éléments s'enrichissent au cours de l'évolution. Dans la partie GC-2P, la croissance des teneurs est faible pour le niobium, un peu plus forte pour le Ta.

Dans le cas de Sn l'enrichissement est effectif jusqu'aux 2R, alors que les 2P sont nettement déprimés. On peut se demander si ce comportement a une origine magmatique ou si ce type de granite a subi des modifications postsolidus. Ce comportement (chute des teneurs) de Sn au niveau des 2P se retrouve pour Nb et Ta mais cependant de façon moins systématique et d'une manière générale les corrélations sont mauvaises, liées à une forte dispersion des teneurs. Dans la seconde partie de l'évolution, le problème est le même : forte dispersion et mauvaise corrélation ; mais l'enrichissement est plus fort pour ces trois éléments des GM aux GF. Sn est nettement plus fort, en moyenne, à la Fabrié qu'à Fumade et Nb dans les échantillons de la Fabrié se situe toujours parmi les teneurs les plus élevées.

En général les teneurs de ces trois éléments sont basses dans ce type de granite par rapport à d'autres granites associés à des minéralisations en tungstène et métaux rares, comme le montre le tableau V-2. Il faut cependant nuancer ceci en soulignant que les teneurs en Sn sont proches de celles de Salau et de Meymac, et les teneurs en Ta et Nb proches de celles de Salau.

	GP Sidobre	GB Fumade	τ_4 Salau	τ_2^* Dajishan	Mille- vaches	Colettes	τ^E Blond	τ_{1-2} Suzhou	τ^3 Meymac	τ_{C3} Sidobre
Sn	6,1-8,7	5,3-10,9	3,5-7,5	22	--	67	74	4 - 8	9	--
Ta	1,5-2,6	1,8-2,2	1,49	10,4	1,45	9,8	9,8	5,12	3,85	1,94
Nb ppm	13,2-15,4	13,5-15,4	16,0	28,9	10,8	27	29,1	46,6	19,5	--

Tableau V-2 :

- Données comparatives Sn, Ta, Nb sur des granites similaires au GB de Fumade.

Salau : Rimbault et Kaelin (1987) ; Dajishan : Rimbault et al (1987) ;

Millevaches : Rimbault (1984) ;

Granite des Colettes : Rimbault et Azencott (1987) ;

Blond : Rimbault inédits ;

Suzhou : Charoy et Rimbault (à paraître) ;

Meymac : Rimbault (1984) ;

Sidobre C3 : Fourcade (1981).

- Variations de Be, Li, F (figures V-16c, 16a, 16b)

L'enrichissement en Be est assez faible, mais on constate un écart considérable entre les fortes valeurs obtenues sur les échantillons de la Fabrié, valeurs très dispersées par ailleurs, et celles obtenues à partir des échantillons de Fumade qui sont plus cohérentes.

Li, par contre, montre un affaiblissement assez important accompagné d'une forte dispersion. Les teneurs stagnent dans l'intervalle GF-AG. La différence Fabrié-Fumade est moins caractéristique que pour Be, mais trois échantillons de la Fabrié sont nettement au dessus de tous les autres et rejoignent en teneurs les échantillons de GF et GR prélevés dans le secteur de Ferrières.

Les teneurs en Li et Be n'ont rien d'exceptionnel en comparaison de celles des granites mis en parallèle précédemment aux GB et GP.

Le peu d'analyses en fluor permet cependant de constater que F décroît de GC à 2P. La partie terminale du trend évolutif est beaucoup moins claire. Le fluor marque un palier pour les échantillons de Fumade-Fabrié avec quand même une valeur pour un échantillon de la Fabrié à 1050 ppm. Les échantillons du secteur de Ferrières sont légèrement plus riches.

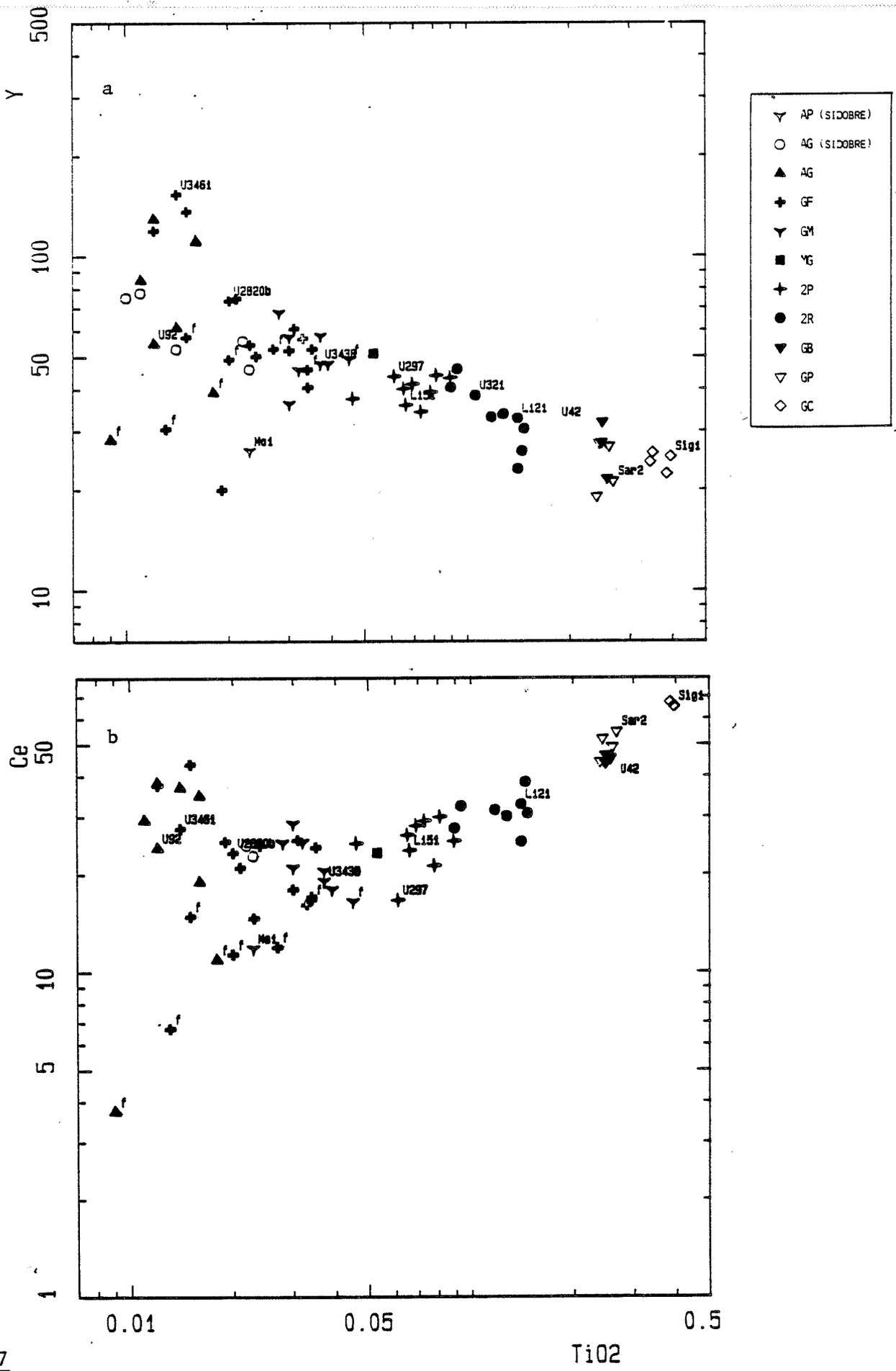


FIGURE V-17

Diagrammes TiO₂ : Y, TiO₂ : Ce pour les granites de Fumade et du Sidobre.

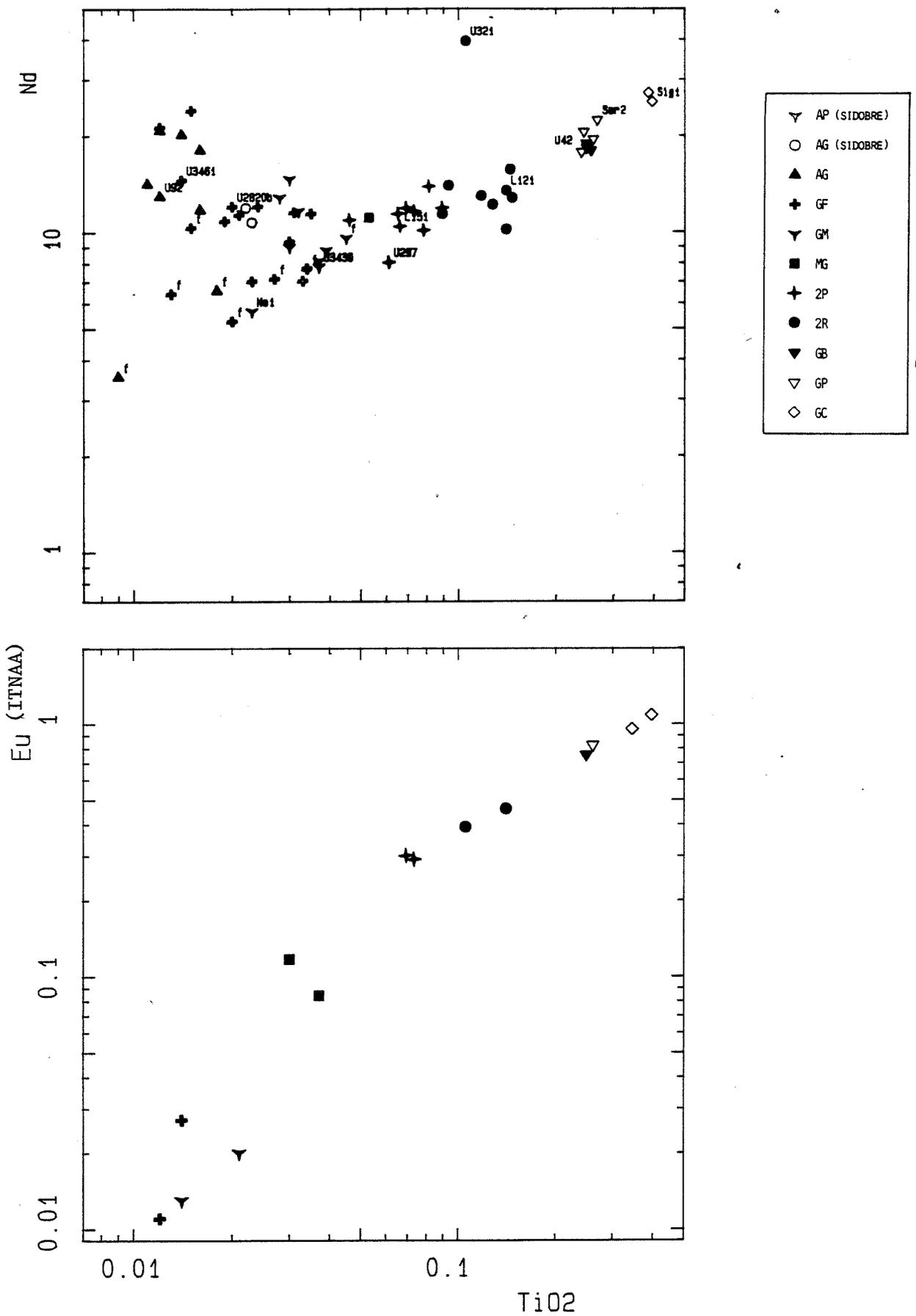


FIGURE V-18

Diagrammes $TiO_2 : Nd$, $TiO_2 : Eu$ pour les granites de Fumade et du Sidobre.

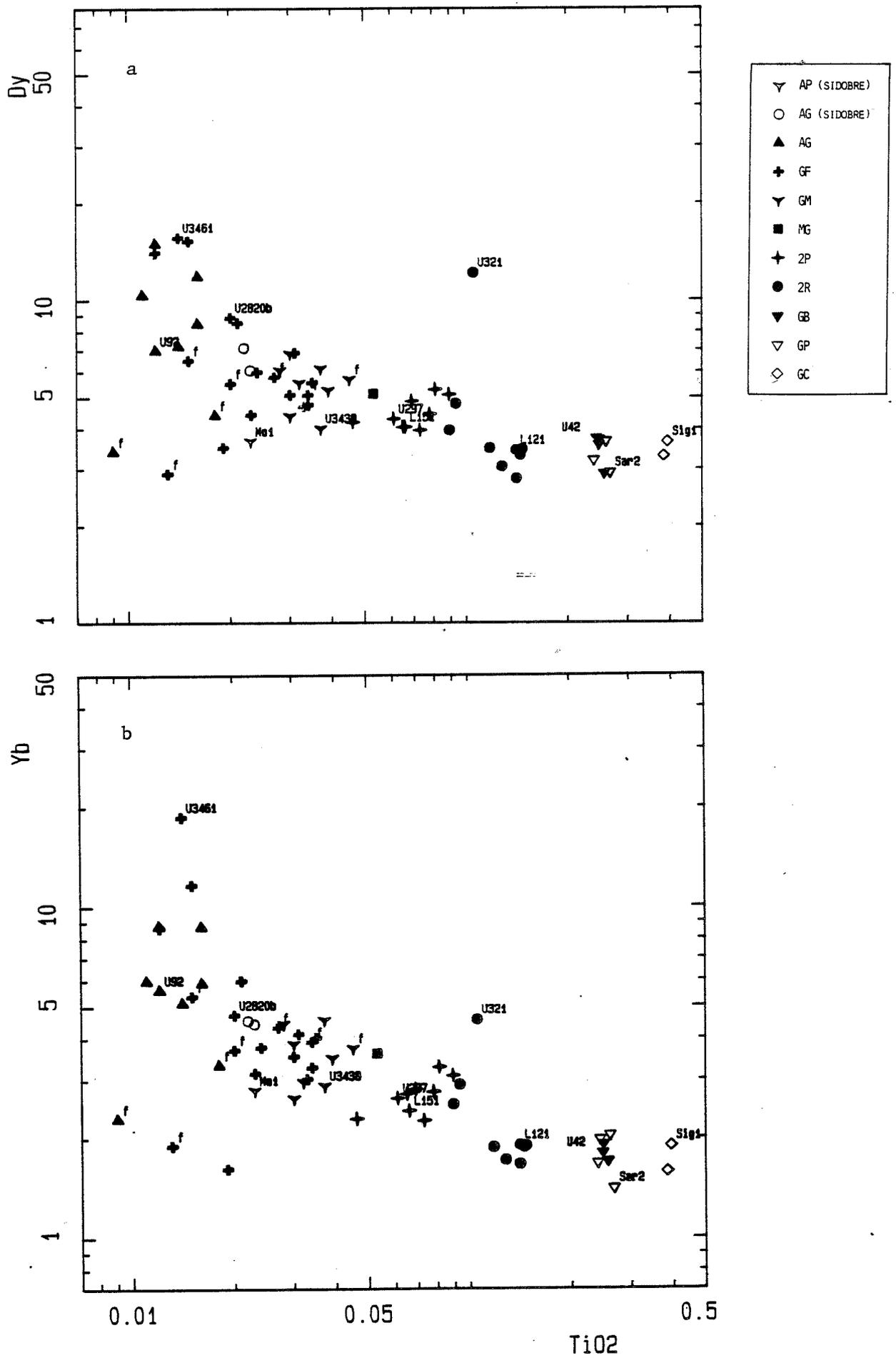


FIGURE V-19

Diagrammes TiO₂ : Dy, TiO₂ : Yb pour les granites de Fumade et du Sidobre.

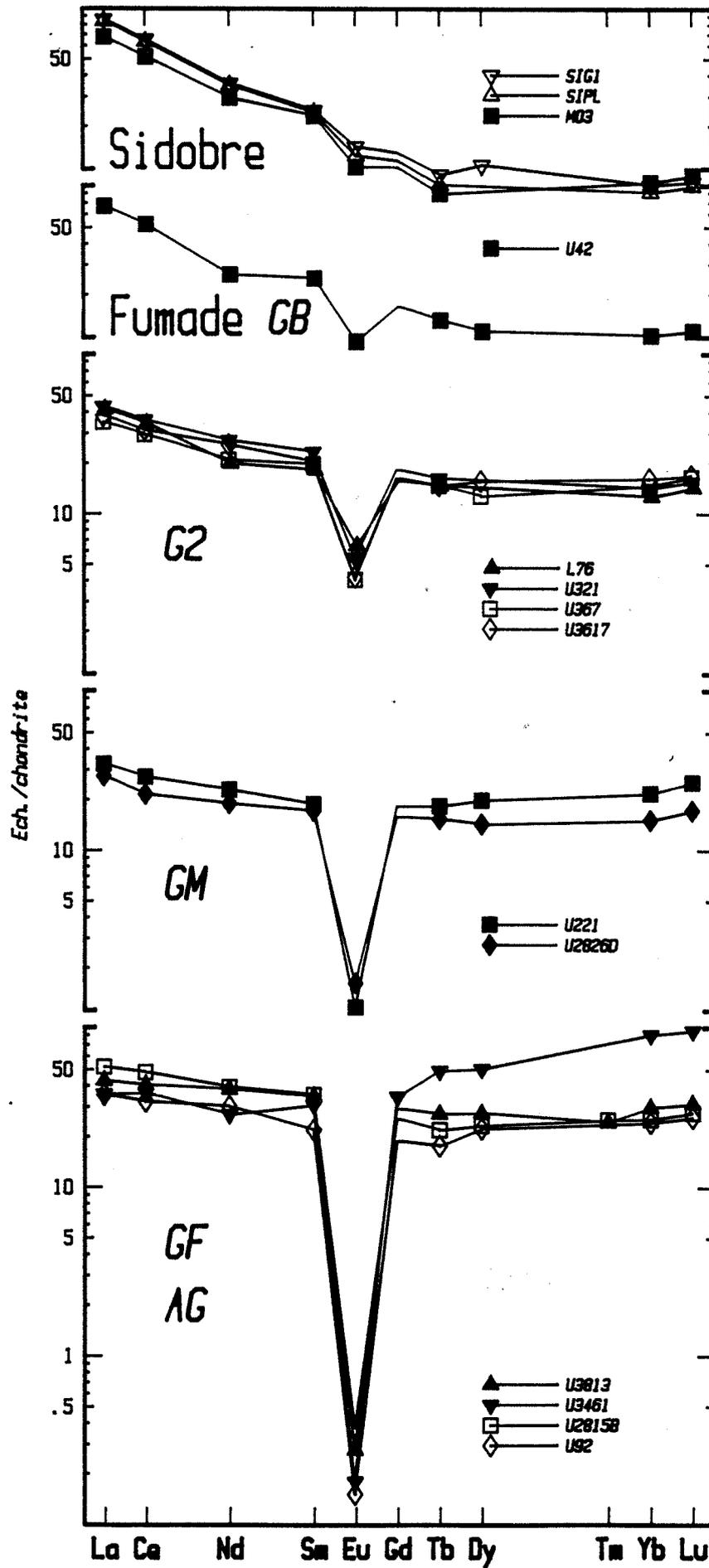


FIGURE V-20

Spectres terres rares des différents granites de Fumade et du Sidobre (Analyses ITNAA).

	GP Sidobre	GB Fumade	$\tau 4$ Salau	$\tau 2^*$ Dajishan	Mille-vaches	Colettes	τE Blond	$\tau 1-2$ Suzhou	$\tau 3$ Meymac
Li	74-95	65-90	19-32	130	137	561	510	32-97	198
Be	4,5-5	4,3-5,1	4,0	12,7	5,8	18,7	30	8,6	11,2
ppm									

Tableau V-3 :

- Données comparatives Li, Be sur des granites similaires au GB de Fumade.
 Salau : Rimbault et Kaelin (1987) ; Dajishan : Rimbault et al (1987) ;
 Millevaches : Rimbault (1984) ; Granite des Colettes : Rimbault et Azencott (1987) ;
 Blond : Rimbault inédits ; Suzhou : Charoy et Rimbault (à paraître) ;
 Meymac : Rimbault (1984).

- Variations des Terres Rares (TR): La, Ce, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb, Lu et Y (Figures V-17 à V-20)

L'euporium a été traité à part. (paragraphe Ba, Sr, Eu), il a un comportement différent des autres TR qui se rapproche plutôt de celui de Sr.

On peut scinder le groupe des TR en deux groupes qui se discriminent par des comportements opposés. D'une part le groupe des TR légères caractérisé par une décroissance des teneurs entre GC et GM et une stabilisation entre AG et GF. Et d'autre part le groupe des TR lourdes, auquel on peut rajouter l'yttrium, qui ont des teneurs qui croissent pratiquement en continu des GC aux GF avec une rupture de pente au niveau des GM et une fin d'évolution avec des enrichissements très importants. Les TR intermédiaires (Gd) croissent beaucoup moins vite que les lourdes (Dy, Yb, Lu).

La forme des spectres de TR (Figure V-20) évolue des spectres des GB tout à fait banals pour des granites calco-alcalins, et qui se définissent par un enrichissement en TR légères de 35x et en lourdes de 10x, par rapport aux chondrites, l'anomalie en europium étant très faible, aux spectres très particuliers des AG qui ont un enrichissement en TR lourdes équivalent à celui en TR légères voire plus fort, qui se caractérisent par un rapport $(La/Yb)_{normalisé}$ voisin de 1 (enrichissement de 35 à 50x les chondrites) et une anomalie négative en europium très importante.

	SIG1	SIPL	M03	U42	L76	U321	U367	U3617
(La/Yb) _n	9,67	10,4	7,31	5,87	3,29	3,03	2,38	2,35
REE	125	120	100	103	75,6	85,3	70,6	78,4
Eu/Eu*	0,814	0,772	0,711	0,509	0,38	0,264	0,227	0,229
LREE	116	112	92,4	92,3	63,2	71,4	58	63,9
HREE	9,56	7,75	7,91	10,9	12,5	13,9	12,6	14,5
X _i (LaTbYb)	0,484	0,45	0,399	0,625	0,736	0,747	0,714	0,651

	U221	U2826D	U3813	U3461	U2815B	U92
(La/Yb) _n	1,49	1,81	1,43	0,442	2,04	1,46
REE	76	60,6	113	133	120	89,5
Eu/Eu*	0,063	0,097	0,009	0,006	0,012	0,007
LREE	56,9	47	87,5	75	97,3	68,2
HREE	19,1	13,6	25,4	58,1	22,5	21,3
X _i (LaTbYb)	0,723	0,809	0,798	0,838	0,657	0,626

Tableau V-4 :

- Données calculées à partir des analyses de TR par activation neutronique caractérisant la forme des spectres.

5- Interprétation et modélisation

5-1 *Problèmes soulevés par les comportements des éléments*

L'évolution des granites décrite précédemment se scinde donc en deux parties que l'on va devoir interpréter séparément et différemment. La première partie regroupe le granite bleu (GC) et le granite clair du Sidobre (GP), les granites à biotite (GB) et à deux micas de Fumade (2R-2P). La deuxième partie regroupe les granites à tendance pegmatitique (GM), les granites à grain fin (GF) et les granites à grain fin riches en grenat (AG).

L'évolution et les variations chimiques du premier groupe sont plus simples que celles du second groupe. Il est vraisemblable que l'enchaînement des processus est moins complexe dans cette partie de l'évolution.

Plusieurs modèles, régis par des équations simples, sont communément employés pour l'interprétation des compositions et des évolutions chimiques des ensembles magmatiques (par ex : Steinberg et al, 1979) :

Cristallisation à l'équilibre global

$$C^i = \frac{C_0^i}{D^i + F(1-D^i)}$$

Cristallisation fractionnée

Loi de distillation de Rayleigh

$$C^i = C_0^i \cdot F^{(D^i-1)}$$

- C^i concentration de l'élément i dans le liquide
 C_0^i concentration de l'élément i dans le magma initial
 D^i coefficient de partage global solide/liquide
 F proportion restante de liquide

Fusion partielle en équilibre

$$C_i / C_i^0 = D_i^0 \cdot F(1 - D_i^0)$$

- C_i concentration de l'élément i dans le liquide produit
 C_i^0 concentration de l'élément i dans le solide initial
 D_i^0 coefficient de partage global solide/liquide du solide initial
 D_i coefficient de partage global solide/liquide de l'assemblage des minéraux qui entrent dans le liquide
 F fraction massique du solide fondu
-

Phénomène de mélange binaire

$$C_i = aC_{1i} + (1-a)C_{2i}$$

- C_i concentration de l'élément i dans le mélange
 C_{1i}, C_{2i} concentrations de l'élément i dans les composants du mélange
 a proportion du composant 1
-

On peut tenter d'appliquer ces modèles à notre cas et définir les relations mutuelles entre les différents faciès.

Certains modèles sont difficilement applicables, en voici les raisons.

La cristallisation à l'équilibre global

Les zonations que l'on peut observer dans les minéraux (ex : plagioclases) des roches magmatiques ne plaident pas en faveur d'un tel modèle qui est basé justement sur le rééquilibrage permanent des minéraux au cours de la cristallisation d'un magma. De plus ce type de cristallisation ne pourrait pas produire des trends d'évolution linéaires en coordonnées bilogarithmiques.

La fusion partielle

Le rapport Zr/Hf (tableau V-5 et figure V-22b), pour les granites les plus évolués, qui dans le cas d'une origine par fusion partielle correspondraient aux premiers produits de fusion, s'écarte fortement de la moyenne crustale, que l'on peut estimer voisine de 33 (Taylor et McLennan, 1985).

	GC		GP	GB	2R		2P		GM		GF		AG	
	Sig1	Sip1	Mo3	U42	L76	U321	U367	U3617	U221	U2826D	U3813	U3461	U2815B	U92
Zr	129	127	104	94	67	58	52	45	52	28	49	29	39	26
Hf	4,05	4,06	3,56	3,68	2,70	2,70	2,72	2,25	3,88	2,12	4,00	2,89	3,00	2,85
ppm Zr/Hf	31,8	31,3	29,2	25,5	24,8	21,5	19,1	20	13,4	13,2	12,2	10	13	9,1

Tableau V-5 :

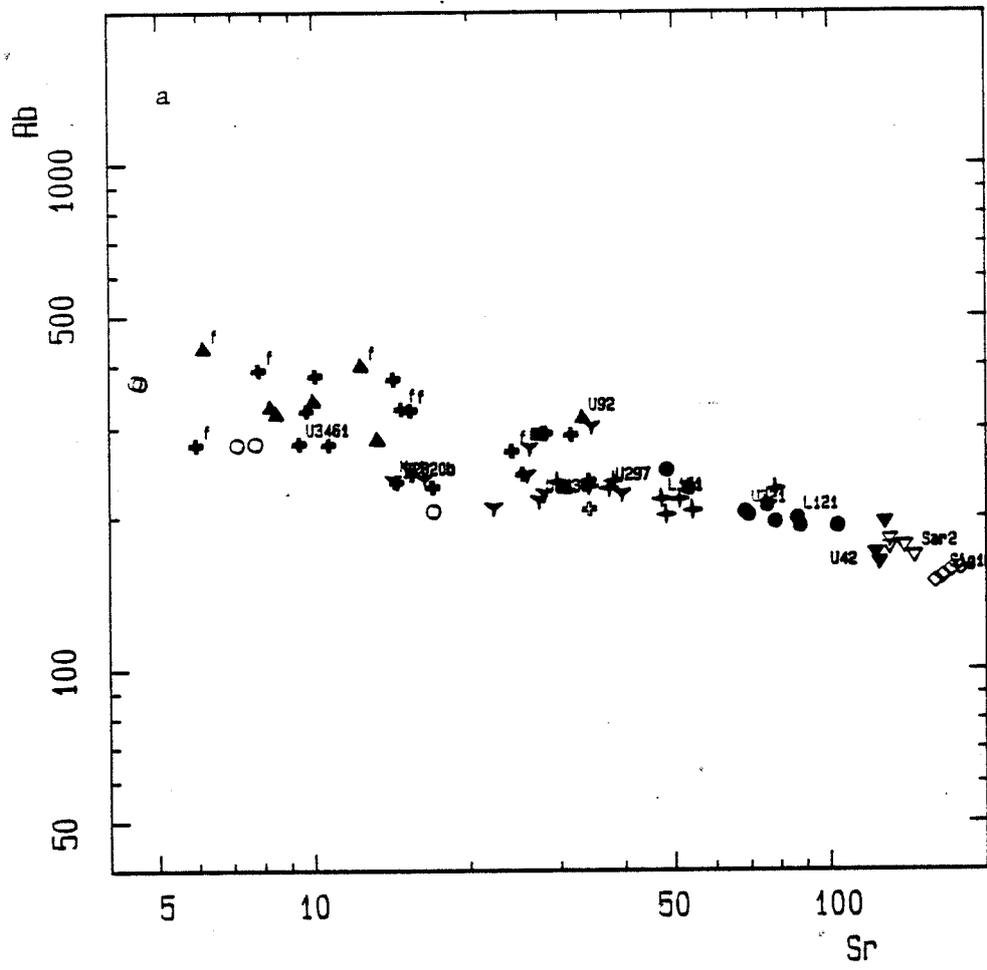
- Données Zr, Hf, Zr/Hf pour les granites de Fumade et du Sidobre.

Comme le soulignent Raimbault et al (1987) dans le cas de fusion partielle de très faible degré Hf est imposé par la proportion de zircon dissous, le rapport Zr/Hf devrait être peu différent de celui de la roche source c'est à dire faible dans notre cas. Les roches sédimentaires ont des rapports qui ne s'éloignent pas de la gamme 30-40 elles ne peuvent convenir comme source à nos granites. Il serait nécessaire de fondre une roche ayant un rapport Zr/Hf similaire c'est à dire un granite de même type, ce qui selon toute probabilité est peu vraisemblable, vu que ce type de granite représente toujours des masses très faibles. Il est donc exclu d'obtenir l'évolution du rapport Zr/Hf observé dans le diagramme log Zr/log Hf (figure V-23c) dans le cas d'un modèle par fusion partielle. La modélisation du comportement de Zr et de Hf au cours de la cristallisation fractionnée faite par Raimbault (1987) montre que l'évolution calculée est compatible avec les variations observées dans nos granites.

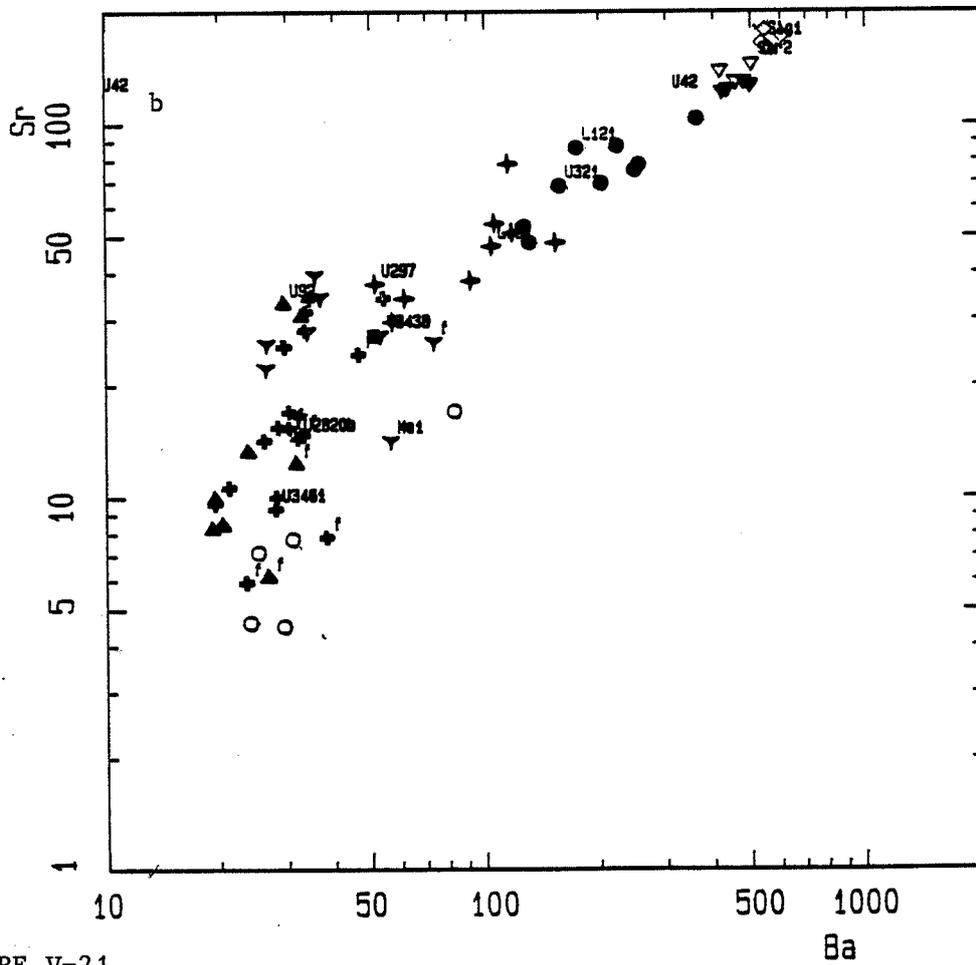
5-2 Hypothèse de cristallisation fractionnée comme processus pétro-génétique.

La cristallisation fractionnée est un processus qui se déroule en système plus ou moins fermé et qui aboutit à l'évolution de la composition chimique de ce système par cristallisation de phases qui sont soustraites au système. La soustraction des phases peut s'effectuer de façon mécanique (gravité, filtre presse ...), ou du fait que seule la zone externe des cristaux, en cours de formation, est en équilibre avec le magma, il apparaît alors des zonations dans les minéraux.

Dans une hypothèse d'évolution par cristallisation fractionnée à coefficients de partage constants, les différents points représentatifs des liquides doivent être conformes à la loi de Rayleigh, il faut donc que les teneurs en éléments traces représentatives des liquides s'alignent dans des diagrammes bilogarithmiques. Sur de nombreux diagrammes la dispersion des points amène à penser que les teneurs observées ne sont pas le résultat d'un seul phénomène. Il est donc nécessaire de s'assurer que les éléments choisis comme référence soient des éléments dont la teneur n'a pas été modifiée par rapport à la composition magmatique initiale. Quelques



- ▽ AP (SIDOBRE)
- AG (SIDOBRE)
- ▲ AG
- + GF
- ▽ GM
- YG
- + 2P
- 2R
- ▼ GB
- ▽ GP
- ◇ GC



Diagrammes Sr : Rb, Ba : Sr pour les granites de Fumade et du Sidobre.

FIGURE V-21

diagrammes (Rb : Sr, Ba : Sr, Sc : Co, Rb : Lu ; Figures V-21, 22a, 23b) montrent, dans la première partie de l'évolution, de tels alignements, qui plaident en faveur de cette hypothèse. Les éléments Ta, Nb, faiblement hygromagmaphiles dans notre cas, classiquement utilisés par Raimbault (1984), Raimbault et al (1987), pour tester cette hypothèse, parce qu'ils restent incorporés dans la phase magmatique lors d'un échange fluide - liquide silicaté (Wang et al 1982) sont fortement dispersés dans notre cas surtout pour GB et GP. Une redistribution, probablement de nature hydrothermale, de Ta et Nb (2P appauvris, AG et GF enrichis) est à envisager, les données expérimentales de Wang et al. (1982) montrant qu'une remobilisation dans de telles conditions était possible. L'utilisation des teneurs de ces éléments pourrait donner des estimations erronées. Cependant en ne considérant que quelques échantillons, on peut définir un ensemble relativement cohérent des GC aux 2P, cet ensemble s'alignant sur une droite de pente 0,15 (figure VI-23c). Cette corrélation linéaire observée permet donc de définir une pente qui rentre dans la logique de ce qui est déjà connu. On peut constater que la pente de variation de Ta en fonction de Nb dépend du degré de peraluminosité du magma (communication Raimbault). Les séries de granites fortement peralumineuses comme Neuf-Jours (Raimbault, 1984), Blond (Raimbault, inédits), Echassières (Raimbault et Ouin, 1984), Longobucco (Croze, à paraître) qui ont un rapport $Al/(Na+K+2Ca)$ de l'ordre de 1,30 définissent des pentes d'évolution dans les diagrammes $\log Ta : \log Nb$ respectivement de 0,45, 0,46, 0,39, 0,45. Ces pentes sont beaucoup plus fortes que dans le cas de série à la limite peralumineux-métaalumineux comme le sont celles de Fumade et celle de Dajishan (Raimbault et al, 1987) (A/CNK voisin de 1) qui ont des pentes respectives de 0,05 et de 0,26. Le degré de peraluminosité des séries semble donc un facteur important dans l'évolution de ces deux éléments.

Rb et les terres rares lourdes (Yb, Lu) donnent des résultats plus précis, les valeurs étant moins dispersées dans le diagramme Rb : Lu, par exemple, les différents faciès s'alignant sur une droite de pente 1,33.

Les variations de concentration des éléments d'un type de granite à l'autre vont être symptomatiques des phases responsables du fractionnement. Les coefficients de partage globaux sont imposés par les coefficients de partage minéral/magma de chaque phase. On peut espérer estimer qualitativement la paragenèse responsable de l'évolution.

Cette paragenèse est sans doute assez proche de la composition minéralogique d'un granite et les constituants de la paragenèse soustraite sont parmi des ferromagnésiens tels que biotite, amphibole, pyroxène, grenat, ainsi que des feldspaths : plagioclases, feldspaths potassiques, et du quartz. Le problème est plus facile à résoudre quant à l'identification des phases accessoires.

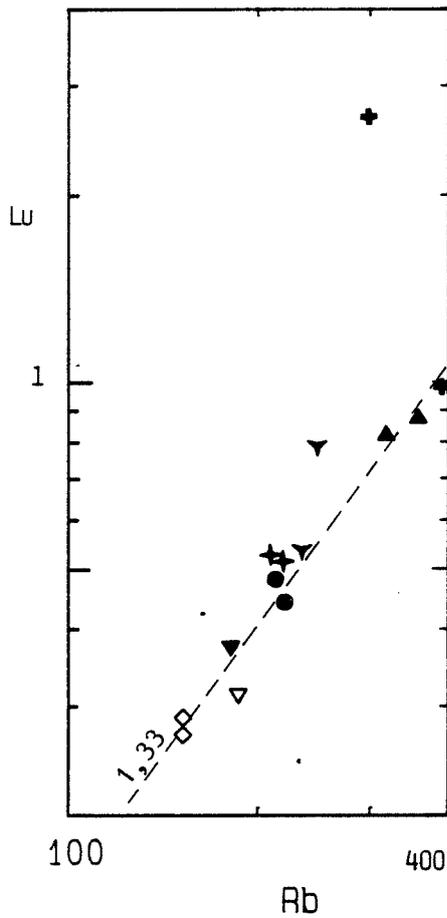
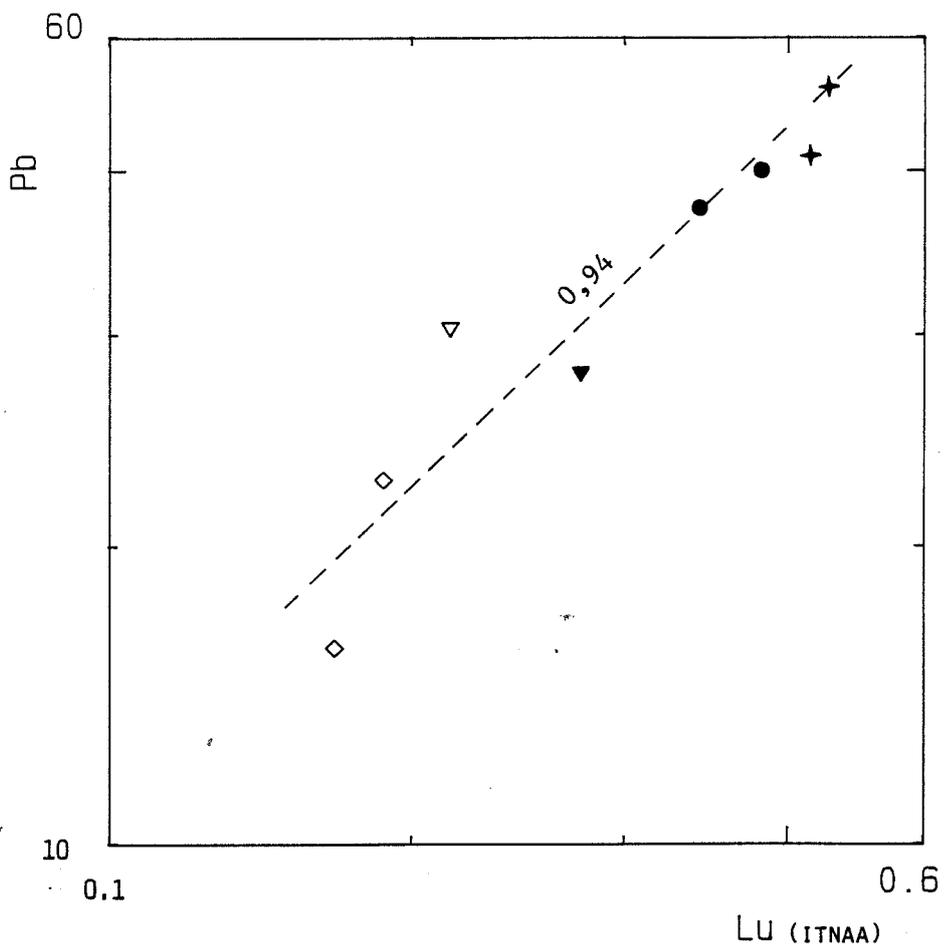


FIGURE V-22

Diagrammes Rb : Lu, Lu : Pb pour quelques échantillons analysés en activation neutronique (ITNAA) pour Lu.

- ▽ AP (SIDOBRE)
- AG (SIDOBRE)
- ▲ AG
- + GF
- ▼ GM
- MG
- + 2P
- 2R
- ▼ GB
- ▽ GP
- ◇ GC



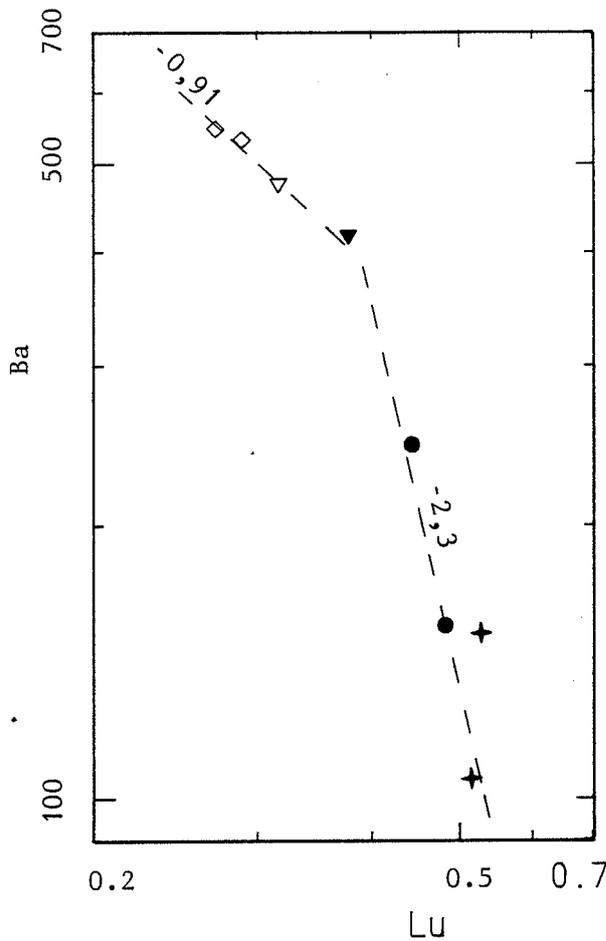
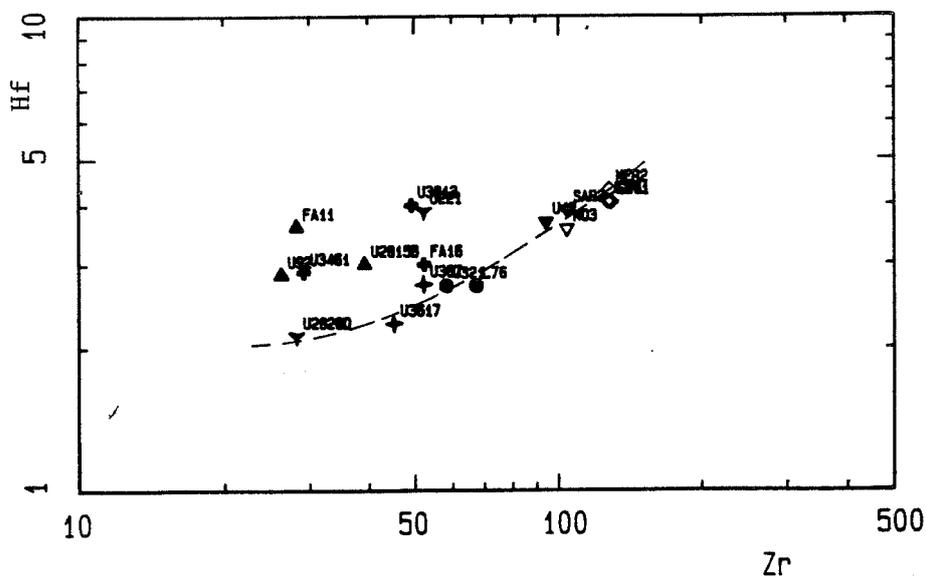
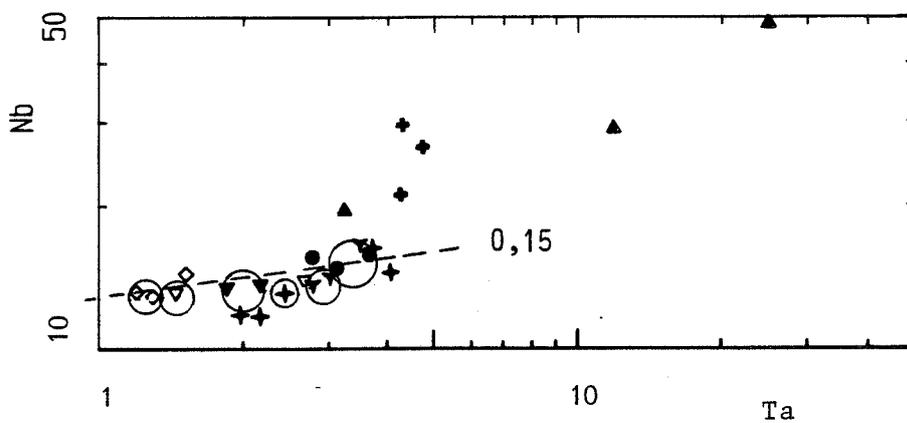


FIGURE V-23

Diagrammes Lu : Ba, Nb : Ta, Zr : Hf, pour quelques échantillons analysés en activation neutronique (ITNAA) pour Lu, Ta, Hf.

ITNAA : Instrumental Thermal Neutron Activation Analysis.

- ▽ AP (SIDOBRE)
- AG (SIDOBRE)
- ▲ AG
- + GF
- ▼ GM
- MG
- + 2P
- 2R
- ▼ GB
- ▽ GP
- ◇ GC



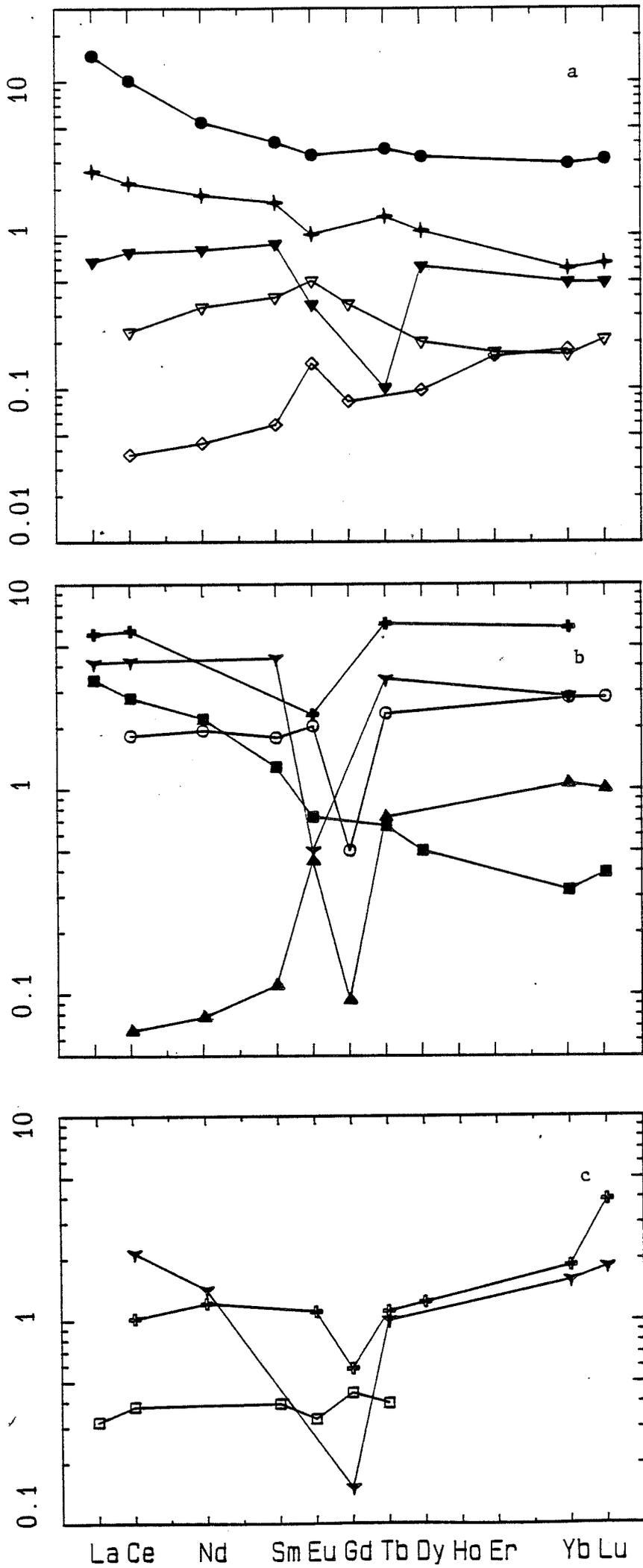
TABEAU IV-6

BIOTITES														
Roches volcaniques										Coefficients de concentration				
a	b1	b2	c		d		e	f	g		h1	h2	i	j
			min	max	L	K			338	366B				
U			0,59	1,2	0,18	0,131			1,82	5,94	1,22			
Th			0,24	1,2	1,43	0,511		0,31	4,82	7,22	0,10			1,54
Zr	2,5		0,65	1,7					3,27	6,35				2,15
Hf	1,8		0,36	1,8	0,47	0,65		2,10	4,03	6,25	0,75			2,96
Nb			3,1	8,8										
Ta	0,56		1	2	1,36	1,35			4,67	10,40	9,44			106
Rb			2,0	3,0	3,0	4,3			3,71	3,73	4,61			
Cs			1,8	3,4	1,2	3,1		3,53	3,88	7,35	8,99			
Sr			0,13	0,31				2,35	<0,37	<0,67				
Ba			3	18	5,4	7		0,363	2,63	1,25	3,00			
								8,67						
Sc			4,1	18	13,1	18,1		11,3	7,05	11,85	7,38			19,7
Ti									6,97	17,05				
Cr					5,3	3,7		19	9,03	17,67	8,86			
Mn					7,9	13,4		5,95	7,24	18,18				
Fe									6,76	11,50				
Co	20				79	86		28,5	7,00	11,28	9,58			
Ni									6,74	10,46	8,55			
Zn					13	19		20	11,2	12,86				
La	0,7		0,67	14,7	2,59	3,40		0,318	4,13	5,71	0,066	1,82	2,13	1,02
Ce		0,037	0,234	0,77	10,1	2,15	2,77	0,377	4,21	5,91	0,077	1,93	1,41	1,21
Nd		0,044	0,339	0,80	5,4	1,8	2,2				0,110	1,78		
Sm		0,058	0,392	0,87	4,0	1,61	1,28	0,390	4,35		0,446	2,03		1,10
Eu	1,1	0,145	0,501	0,35	3,3	1,00	0,73	0,328	0,50	2,30	0,093	0,50	0,15	
Gd		0,082	0,353					0,442						0,58
Tb			0,10	3,6	1,3	0,66		0,393	3,44	6,40	0,729	2,34	1,00	1,11
Dy		0,097	0,200	0,62	3,2	1,05	0,50							1,23
Er		0,162	0,171											
Yb		0,179	0,165	0,49	2,9	0,60	0,32	0,670	2,81	6,12	1,056	2,78	1,57	1,85
Lu			0,208	0,49	3,1	0,65	0,39	0,743			1,000	2,80	1,83	3,90
Sn								9,9						
W								5,8						

BIOTITES :

- a trachyte, Chaîne des Puys. Villemant & Treuil, 1983.
- b biotite, dacite, Japon [1] et phlogopite, rhyodacite, Italie [2]. Schnetzler & Philpotts, 1970.
- c biotite, rhyolite, Twin Peaks, Utah. Crecraft & al., 1981.
- d biotite, rhyolite, Bishop Tuff. Mahood & Hildreth, 1983.
- e protolithionite, ongonite, Sibérie. Antipin & al., 1981.
- f biotite, dacite, Sunshine Canyon. Matsui et al., 1977.
- g biotite + zircon / roche totale, granite de Meymac. Rimbault, 1984.
- h biotite / roche totale, monzogranite [1] et granite à biotite [2], Quérigut. Fourcade & Allègre, 1980.
- i biotite / roche totale, granite, Albtal. Puchelt & Emmermann, 1976.
- j biotite / roche totale, granite, Naragansett Pier. Buma & al., 1971.

FIGURE V-24



Coefficients de partage minéral/magma pour la biotite (a, b, c.).

TABLEAU IV-7

PLAGIOCLASES													
	Roches volcaniques									Expériences		coefficients de concentration	
	a		b	c	d1	d2	e	f		g	h	An 23	An 30
	An 38	An 38	An 42	An 51	An 31	An 38	An 35	min	max		An 00		
Rb	0,041	0,016	0,022		0,04	0,06	0,12	0,05	0,19		0,03	0,45	
Cs			0,030		0,04	0,035		0,04	0,16		0,004	0,58	
Ba	0,308	0,304	0,74		0,45	0,40	0,60	0,37	1,2		1,30	0,36	
Sr	4,4	1,45	6,5		5,0	4,9	3,79	3,5	10,5		9,4	3,96	
La			0,36		0,29	0,38		0,29	0,39			1,37	
Ce	0,27	0,109	0,23	0,241	0,22	0,30		0,19	0,29			0,55	
Nd	0,191	0,061		0,172	0,16	0,25		0,12	0,24			0,99	
Sm	0,125	0,050	0,16	0,125	0,130	0,160		0,10	0,19			0,90	
Ku	2,35	0,82	4,23	2,11	2,10	1,85		2,3	3,5			1,24	
Gd				0,090									
Tb			0,11		0,12	0,14		0,08	0,15			0,65	0,38
Dy	0,059			0,086	0,09	0,22		0,06	0,15				
Er	0,0446	0,029		0,084									
Yb	0,0425	0,022	0,072	0,077	0,05	0,07		0,05	0,10			0,57	0,57
Lu	0,0389	0,022	0,043	0,062	0,050	0,075		0,05	0,12				
Y								0,04	0,18				
U			0,023		0,03	0,07		0,03	0,12			0,64	0,42
Th			0,024		0,035	0,065		0,03	0,07			0,46	0,30
Zr			0,35					0,03	0,34	<0,01		1,30	0,96
Hf			0,060		0,040	0,12		0,05	0,24			1,19	0,73
Ta			0,023		0,035	0,055		0,02	0,05			0,08	0,09
Nb										<0,01			
Li	0,66	0,27											
Be							1,19						
Sn							0,54						
Sc			0,062		0,039	0,050		0,01	0,06			0,19	0,05
Cr					0,1								0,04
Mn								0,003	0,5				
Fe					0,140	0,150							
Co					0,065	0,070							0,08
Ni													0,10
Zn					0,6			0,44	1,9				
Pb								0,38	1,5				

PLAGIOCLASES :

- a dacites, Japon. SiO₂ = 73 - 74 % - Nagasawa & Schnetzler, 1971.
b ignimbrite, Sardaigne. Vernières & al., 1977.
c dacite, Japon. Schnetzler & Philpotts, 1970.
d rhyodacite [1] et dacite [2], Santorin. Schock, 1976.
e rhyolite, Zabaikalié. Zubkov, 1978.
f rhyolite, Twin Peaks, Utah. Crecraft & al., 1981.
g expérience, diopside liquide. Mc Callum & Charrette, 1978.
h expérience, Qz40Ab30Or30. Carron & Lagache, 1980.

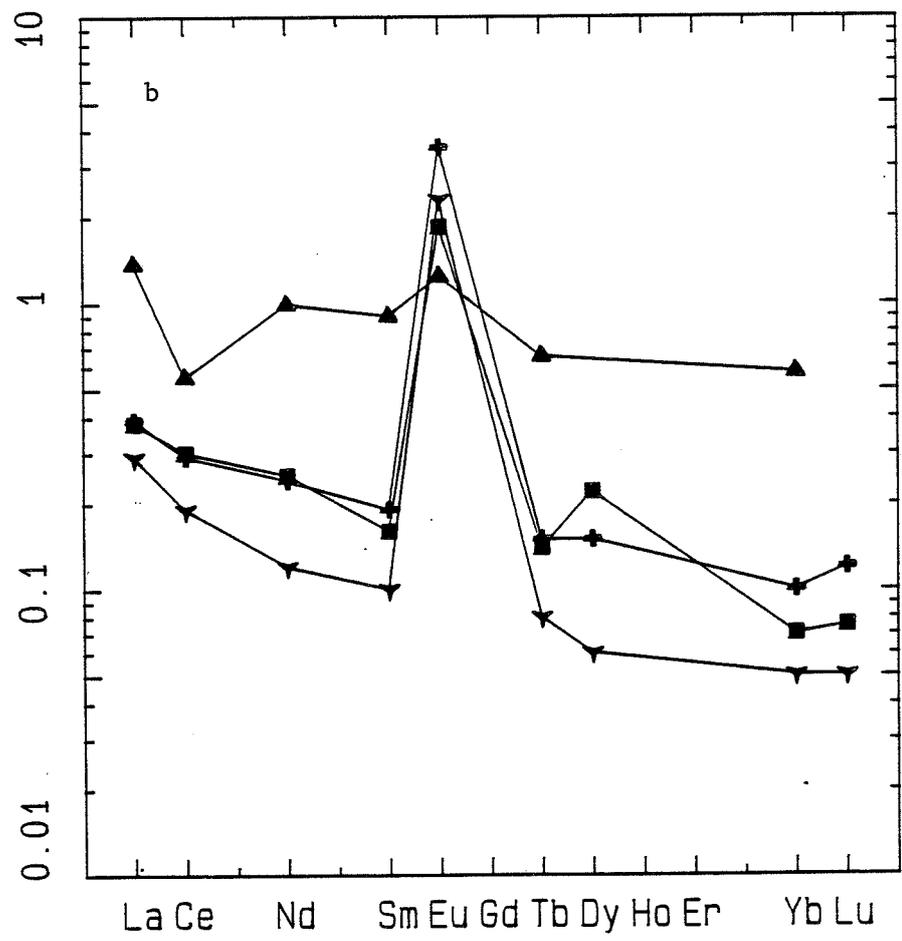
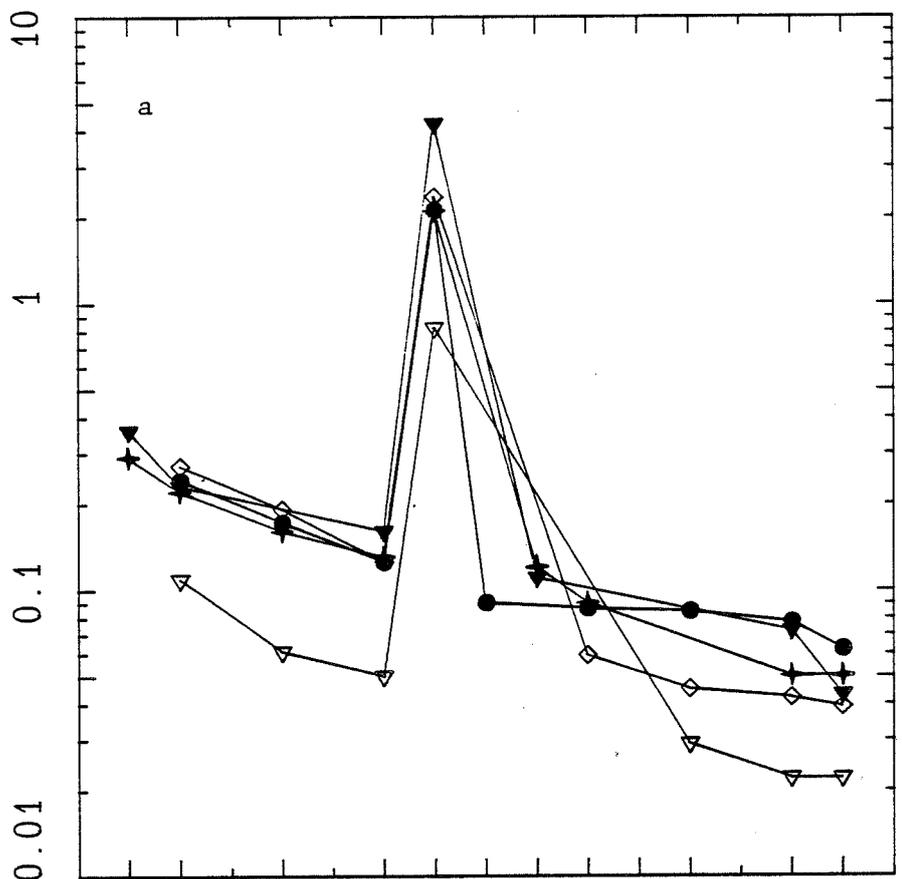


FIGURE V-25

Coefficient de partage minéral/magma pour les plagioclases.

TABLEAU IV-8

FELDSPATHS ALCALINS								
	Roches volcaniques			Expériences			Coefficients de concentration	
	a	b		c		d	e	365C
	Or50-60	Or 65	Or 65	min	max	Or 75	Or 71	Or 75
Rb	0,40	0,63	0,64	0,90	1,08	0,642		1,34
Cs	0,024	0,042	0,061			0,035		0,59
Sr				2,0	3,4	68,0		3,42
Ba	22	1,0	6,7	8,4	11,3	32,47		2,39
U		0,027	0,037					0,27
Th	0,022	0,023	0,015				0,36	0,15
Zr	0,36						0,78	0,79
Hf	0,034	0,031	0,023				0,43	0,64
Ta	0,015	0,025	0,029				0,24	0,10
Sc	0,029	0,040	0,024				0,12	0,18
Mn		0,035	0,016					
Fe	0,16	0,17	0,19					
Co		0,19	0,09					
Zn		0,07	0,09					
La	0,129	0,104	0,071				0,35	0,21
Ce	0,065	0,045	0,041				0,19	0,18
Nd	0,054	0,054	0,021				0,20	0,14
Sm	0,026	0,028	0,014				0,30	0,27
Eu	9,06	3,1	3,5				1,93	1,39
Tb	0,018	0,028	0,035				0,26	0,39
Yb	0,015	0,024	0,006				0,25	0,44
Lu	0,012	0,05	0,05					

FELDSPATHS ALCALINS :

- a sanidine, rhyolite, Yellowstone. Leeman & Phelps, 1981.
- b sanidine, rhyolite, Bishop Tuff. Mahood & Hildreth, 1983.
- c expérience, Na₂O = 1 à 2 %, T = 720 - 780 °C. Long, 1978.
- d expérience, liquide Qz40Ab30Or30. Carron & Lagache, 1980.
- e rapport teneur dans le minéral fk366B / teneur calculée pour f = 0,4. Raimbault, 1984.

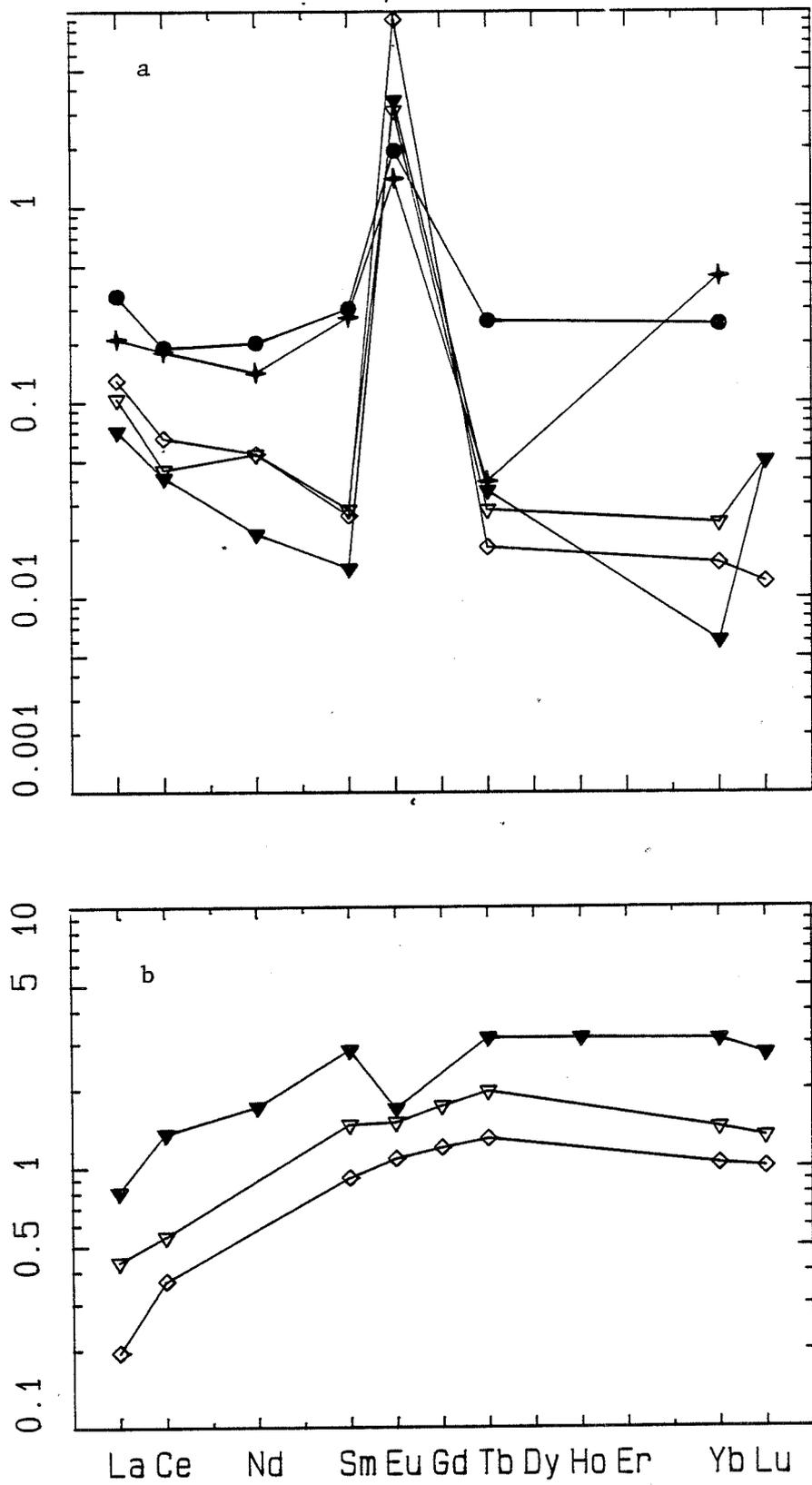


FIGURE V-26

Coefficient de partage minéral/magma pour le feldspath potassique (a), et pour la hornblende (b).

TABLEAU IV-9

	Roches volcaniques		coefficient de concentration	Roches volcaniques					
	a	b		c	d		e	f	
	Hornblende			Augite 1	Augite 2	Augite	N	L	Bronzite
Rb	0,31	0,40	0,128						
Cs	0,046	0,20							
Ba	0,436	0,387	0,093	2,3	0,5	0,0035	1,9	0,3	
Sr	1,02	0,495	0,166			0,109			
La	0,195	0,435	0,805	11,8	13,1	0,084	18	10,8	
Ce	0,367	0,545	1,35	10,3	11,3	0,166	15,6	9,0	0,026
Nd			1,71	10,8	11,1	0,382	14	7,8	
Sm	0,913	1,46	2,82	9,55	11,75	0,736	9,27	6,47	0,014
Eu	1,08	1,49	1,68	4,6	5,4	0,753	3,3	2,4	0,023
Gd	1,19	1,72				0,72			
Tb	1,29	1,96	3,14	8	10,5	0,97	6,3	4,7	0,046
Dy				7,5	10,3		4,4	3,3	
Yb	1,03	1,42	3,10	4,1	5,0	1,01	2,6	2,1	0,107
Lu	1	1,31	2,72	3,8	4,8	0,95	3,3	2,1	0,111
U			0,73	0,07	0,35	0,017			
Th			0,72	5,41	6,56	0,013	7,76	5,3	
Hf			0,578						
Ta			0,73	0,77	0,72				
Li	0,19	0,124				0,26	1,29	0,98	
Sc	2,18	4,2	3,86	83	96	2,32	25,9	18,1	1,23
Cr	0,10	1,59	2,80			4,22			
Mn	0,94	0,68		25,4	31,3	1,27	57	57	1,44
Fe ²⁺						0,957			1,82
Fe ³⁺						0,857			0,745
Co	1,35	1,77	2,08	88	56	1,12	196	84	2,08
Ni			1,81						
Zn	0,69	0,42		7,5	19	0,41	19	19	
Mg									4,12

Hornblende, augite, hypersthène, bronzite

- a basalte alc., Iki. Matsui et al, 1977.
- b andésite, Sanogawa. Matsui et al., 1977.
- c diorite quartzique, Quérigut, Fourcade et Allegre, 1981.
- d tuff rhyolitique, Bishop Turf. Mahood et Hildreth, 1983.
- e basalte alcalin, Taka-Sima. Matsui et al., 1977.
- f tuff rhyolitique, Bishop Tuff. Mahood et Hildreth, 1983.
- g basalte alcalin, Taka-Sima. Matsui et al., 1977.

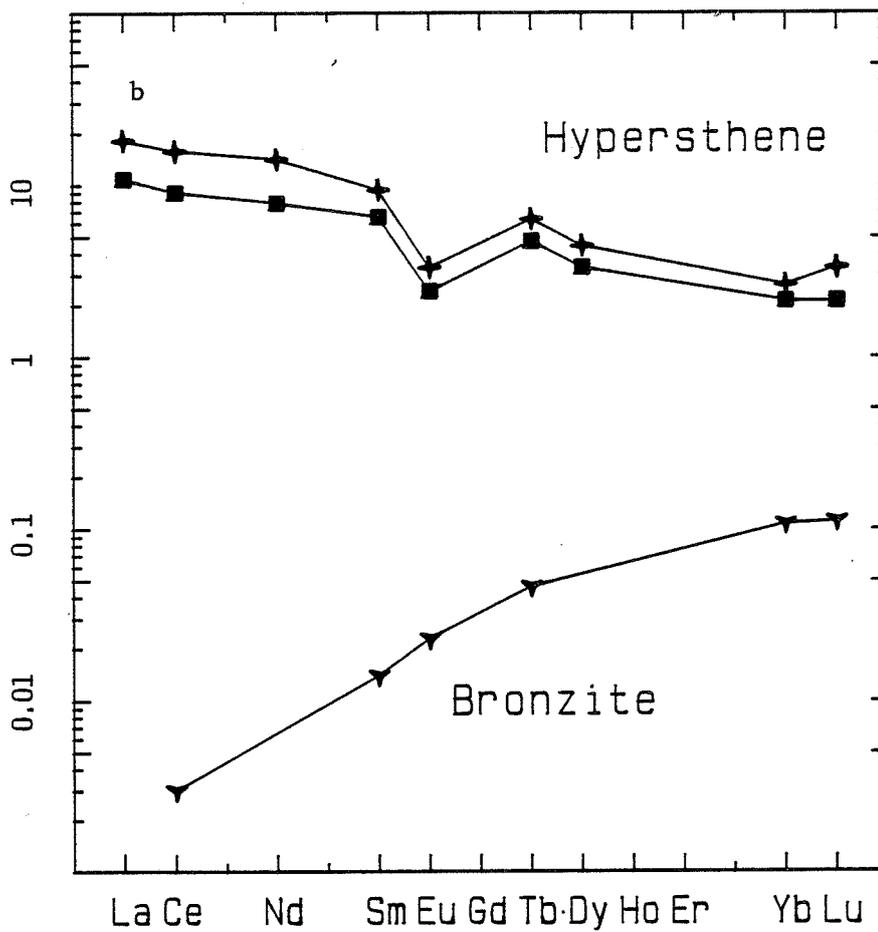
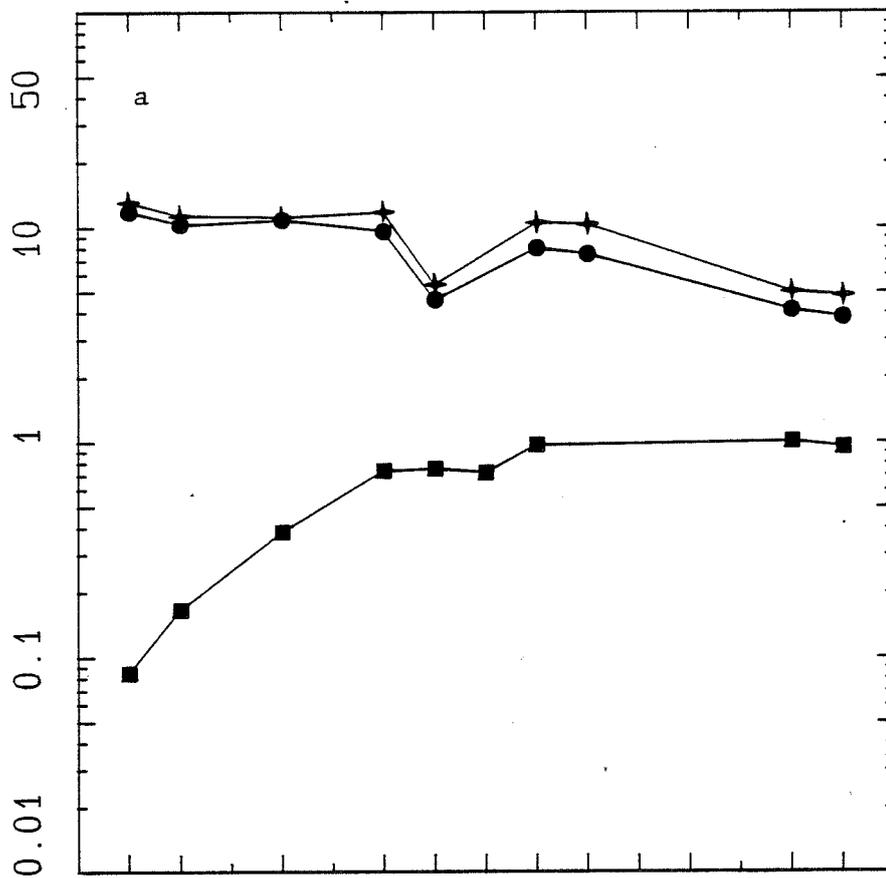


FIGURE V-27

Coefficient de partage minéral/magma pour les pyroxènes - Augite (a), hypersthène et bronzite (b).

TABLEAU IV-10

ZIRCONS									
	Roches volcaniques				Expérience		Coefficients de concentration		
	w		x		y	z	1	2	3
			R	L					
Cs			1,9	4,4					
Sc			70,0	60,3					
Cr			260	119					
Mn			1,26	1,78					
Co			23	9					
La			7,2	26,6	1,3	2,0	3,11	5,25	1,14
Ce	2,29	7,38	10,0	23,5			3,49	5,14	1,17
Nd	1,97	6,51	4,6	22			3,80	4,77	1,38
Sm	2,58	6,50	11,1	17,7	25	38	4,72	5,16	2,03
Eu	1,07	3,96	20	12			4,23	2,39	0,850
Tb			37	37					
Dy	37,8	51,5	108	95			63,4	31,4	44,9
Ho					> 330				
Er	119	141					135	64,6	107
Yb	242	296	564	490			254	128	516
Lu	281	389	648	635	72	120	333	196	689
U			383	298					
Th			91,2	62,4				3200	
Hf			3742	2645				3950	
Ta			40,2	54,8				958	997
									971

ZIRCONS :

- W zircon, dacite, Japon. Nagasawa, 1970.
- x zircon, rhyolite, Bishop Tuff. Mahood & Hildreth, 1983.
- y zircon, expérience. Watson, 1980.
- z valeurs calculées à partir des analyses de roches totales, en supposant que tout Zr, Hf, Th est dans les zircons. Raimbault, 1984.
- 1 zircon, andésite, Kumamoto, Japon. Fujimaki, 1986.
- 2 zircon, andésite, Kagoshima, Japon. Fujimaki, 1986.
- 3 zircon, diorite quartzique, Kagoshima. Fujimaki, 1986.

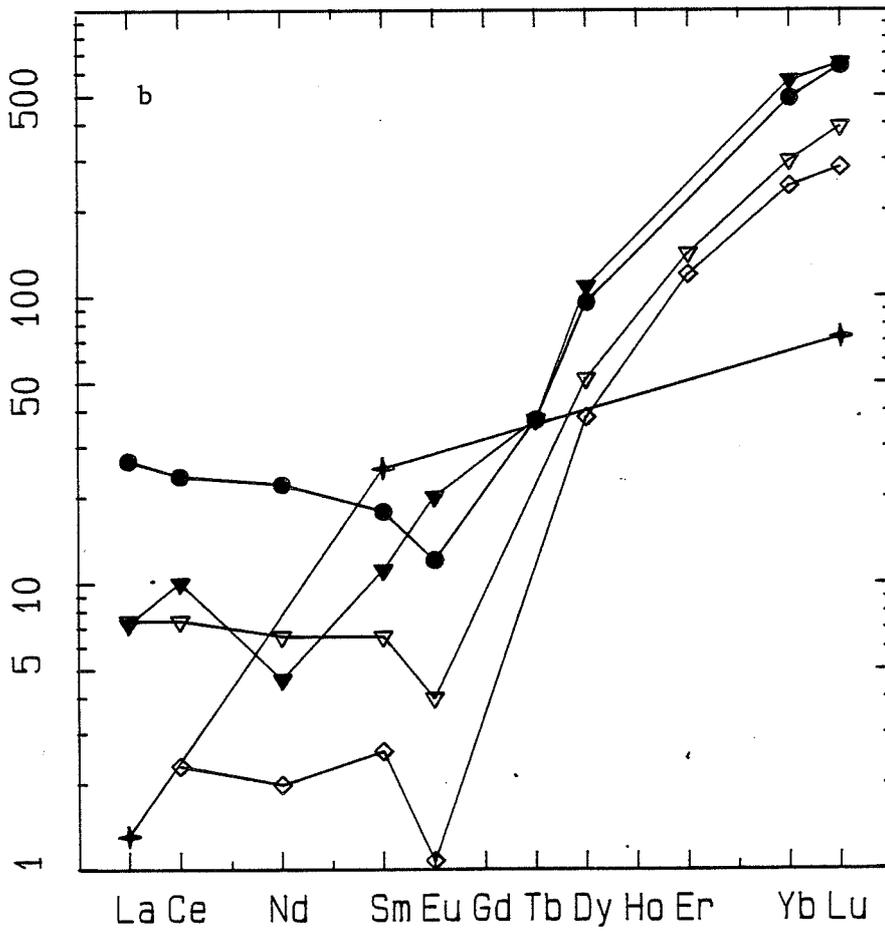
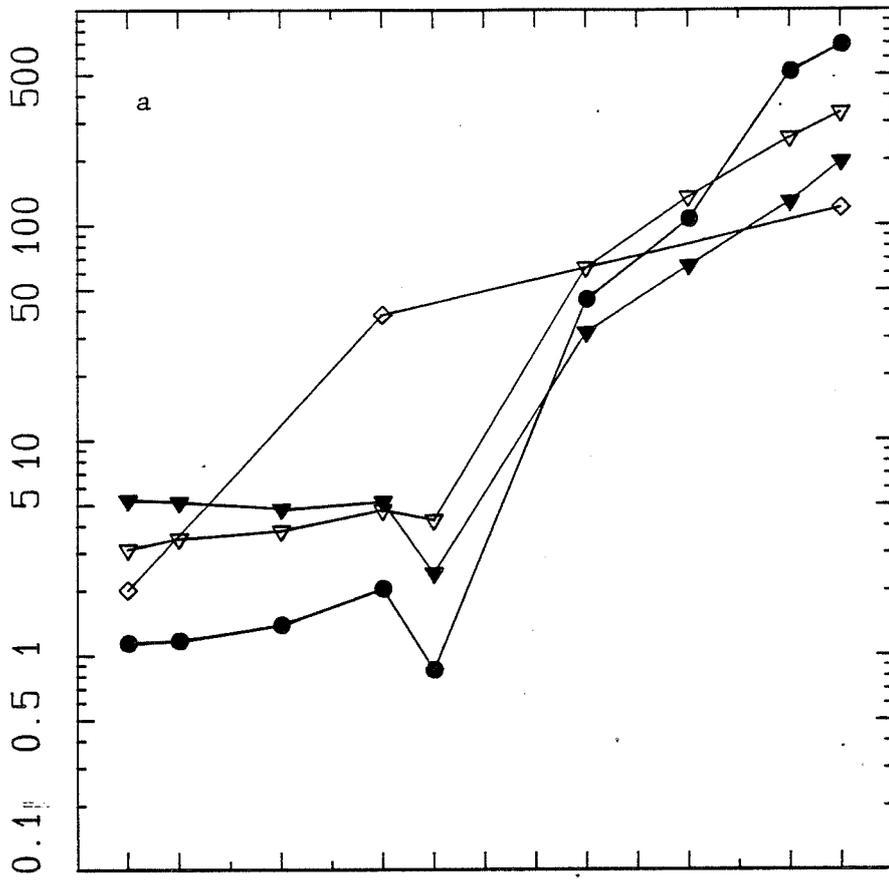


FIGURE V-28

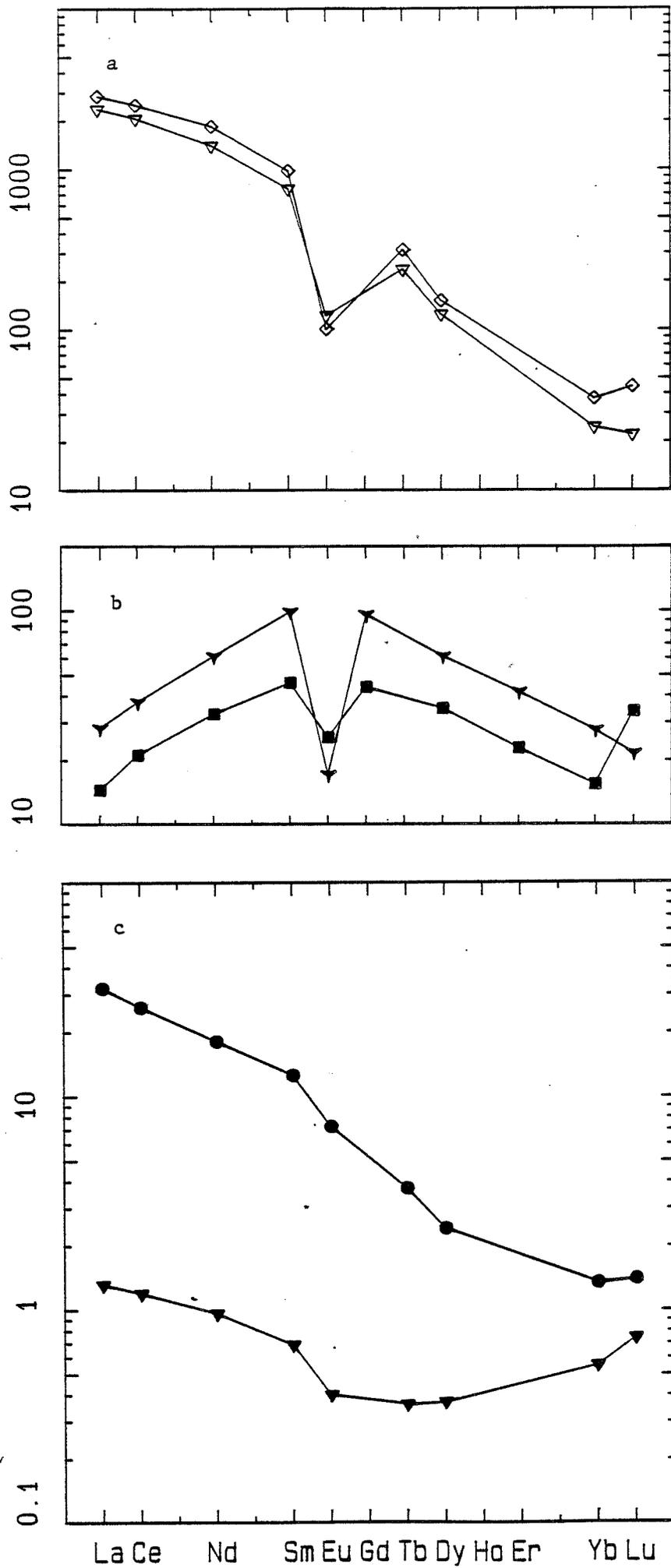
Coefficient de partage minéral/magma pour zircon (a, b)

TABLEAU IV-11

ROCHES VOLCANIQUES							
APATITES			ALLANITE			ILMENITE	
	a	b	c			d	
	1	3		R	M	ORD	PCD
La	14,5	28,2	La	2827	2362	1,31	32
Ce	21,1	37,4	Ce	2494	2063	1,19	26
Nd	32,8	61,2	Nd	1840	1400	0,96	18
Sm	46,0	98,5	Sm	977	756	0,684	12,5
Eu	25,5	17,1	Eu	100	122	0,4	7,2
Gd	43,9	95,6	Tb	311	235	0,36	3,7
Dy	34,8	61	Dy	150	123	0,37	2,4
Er	22,7	41,6	Yb	37	24,5	0,55	1,34
Yb	15,4	27,6	Lu	44	22	0,74	1,4
Lu	33,8	21,5					
Hf	0,73	0,878					
Zr	0,636	0,906					
			Th	548	420	0,427	5,04
			U	17	14	0,063	0,74
			Hf	28	9,8	0,65	
			Ta	4,4	1,9	18	2,73
			Sc	62,3	49,4	18,5	12,4
			Cr	369	391	27	22,1
			Mn	19,1	17,1	26	13
			Co	41	44	7,8	22
			Zn	24	30	11	29

APATITE. ALLANITE. ILMENITE

- a apatite, andésite, Kumamoto, Japon. Fujimaki, 1986.
- b apatite, diorite quartzique, Kagoshima, Japon. Fujimaki, 1986.
- c allanite, tuff rhyolitique, Bishop Tuff. Mahood et Hildreth, 1983.
- d ilménite, rhyolite, Primavera, Mahood et Hildreth, 1983.



Coefficient de partage minéral/magma pour l'allanite (a), l'apatite (b) et l'ilménite (c).

FIGURE V-29

TABLEAU IV-12

Numéro	Description	Dplagioclase	Dsanidine
9	rhyolite	0,70	1,37
10	quartzlatite	0,43	1,10
11	rhyolite		0,98
12	quartzlatite	0,53	0,98
13	quartzlatite	0,48	1,16
14	quartzlatite	0,41	
15	rhyolite		1,00
16	rhyolite		0,98
17	rhyolite	0,78	
18	rhyolite		0,84
19	rhyolite		0,85
20	rhyolite	0,50	1,05
21	rhyolite	0,35	0,88
22	rhyolite		1,03

Coefficient de partage du Pb (minéral/liquide) pour des sanidines et des plagioclases de roches volcaniques.

Il est nécessaire, avant toute chose, de caractériser les phases minérales par leurs coefficients de partage [minéral] / [liquide] pour un certain nombre d'éléments et pouvoir ainsi mettre en parallèle le fractionnement observé et les phases susceptibles d'être responsables de ce fractionnement. Nous disposons de données pour les plagioclases, les feldspaths potassiques, les biotites, les zircons, les ilménites, compilées, à partir de publications (données expérimentales, rapport [minéral]/[roche totale]), par Raimbault (1984) reprises dans les tableaux (V-6 à V-12). Pour les amphiboles, les pyroxènes et les apatites, nous disposons des travaux de Higuchi et Nagasawa, 1969, Nagasawa et Schnetzler, 1971, Jensen, 1973 et de Matsui et al., 1977, Fourcade et Allègre, 1981, Mahood et Hildreth, 1983, Fujimaki, 1986 (Tableaux V-6 à V-12 et Figures V-24 à V-29).

5-2-1 - Test de la cristallisation fractionnée dans la première partie de l'évolution.

Le calcul des coefficients de partage globaux pour les TR ainsi que pour les autres éléments à partir d'un élément de référence permet d'apprécier qualitativement l'influence d'une ou plusieurs phases minérales sur la forme du spectre des coefficients de partage globaux des TR et sur les coefficients de partage globaux des autres éléments.

Pour effectuer ce calcul, il faut se fixer des échantillons censés représenter la composition des liquides successifs et un élément de référence dont le coefficient de partage global estimé arbitrairement permettra le calcul de tous les autres.

Plusieurs difficultés se présentent :

- Le choix des échantillons que l'on pourra considérer comme représentatifs d'un liquide magmatique.
- Le choix du ou des éléments de références qui ne doivent pas être modifiés par rapport à la composition magmatique initiale et être le plus proche possible de la composition du liquide.

Certains échantillons semblent avoir été modifiés, et des enrichissements, particulièrement pour MnO, sont soupçonnables (figure V-7b). D'autre part le rapport $Fe_2O_3^+ / MgO$ est très dispersé ainsi que les teneurs des éléments tel que Ta, Nb, Sn. Cette dispersion est probablement due à l'influence de phénomènes hydrothermaux et deutériques qui peuvent avoir redistribué ces éléments. Les échantillons, pour la quantification du phénomène, ont été choisis parce qu'ils s'alignent en diagrammes bilogarithmiques pour les éléments hygromagmaphiles et ne font pas partie des échantillons qui s'éloignent systématiquement du trend évolutif pour des éléments présentant une certaine mobilité notamment le manganèse.

Le choix des échantillons s'est porté sur SIG1 - MO3 - U42 - L76 (L121) - U367 (L151) qui pour un bon nombre d'éléments ne montrent pas de variations incohérentes.

Pour le calcul de la proportion de liquide restant F, il est nécessaire de se fixer un élément de référence. Cet élément doit être un élément trace et se conformer à la loi de Henry, avoir le coefficient de partage le plus faible pour s'affranchir des phases qui sont responsables du fractionnement et minimiser ainsi les erreurs lors de la modélisation. Très peu d'éléments s'enrichissent : Ta, Nb, Rb, Sn, Y, Yb, Lu sont les seuls éléments disponibles dans cette partie de l'évolution. Ils ont un coefficient de partage global inférieur à 1. Ils ne sont pas tous intéressants : Ta, Nb, Sn, Y, Yb présentent des dispersions assez importantes qui laissent supposer que les concentrations ne sont pas uniquement d'origine magmatique. Pour tenter de s'affranchir de ces phénomènes il est nécessaire de choisir des échantillons qui ne présentent pas d'anomalies majeures et un élément qui apparait comme peu modifié (variation des teneurs cohérentes au cours de l'évolution). La corrélation linéaire dans le diagramme log Rb : log Lu (Figure V-22a) (Lu en activation neutronique) est un bon argument en faveur de la cristallisation fractionnée et de ce fait Lu et Rb sont des éléments utilisables comme indices de différenciation de la série granitique. Il faut cependant noter que ces éléments ne sont pas indépendants de phénomènes qui n'ont rien à voir avec l'évolution magmatique, certains échantillons s'éloignant systématiquement des valeurs moyennes. Notre préférence s'est portée sur le lutétium car il a un enrichissement supérieur à celui de Rb (tableau V-13).

Sidobre	SIG1		M03	Fumade	L76			Enrichissement
Rb ppm	152	x 1,19	181	x 1,16	211			x 1,38
Lu ppm	0,289	x 1,09	0,316	x 1,40	0,443			x 1,53
Fumade	U42		L76		U367		U3813	
Rb ppm	170	x 1,24	211	x 0,98	206	x 1,82	375	x 2,20
Lu ppm	0,377	x 1,17	0,443	x 1,16	0,515	x 1,91	0,984	x 2,61

Tableau V-13 : Enrichissements successifs en Rb et Lu dans la première partie de l'évolution.

Il faut fixer une valeur pour D_{Lu} . On verra par la suite que l'on peut majorer D_{Lu} à partir de la pente de la droite représentative de l'évolution dans le diagramme log Rb : log Lu, cette valeur ne pouvant dépasser 0,46. Pour la modélisation on prendra $D_{Lu} = 0,4$. A partir de cette valeur, on pourra calculer les coefficients de partage globaux D_i pour chaque élément, en se servant des équations suivantes déduites de la loi de Rayleigh.

$$1- D_i = 1 + (\text{Log } C_i - \text{Log } C_i^0) / \text{Log } f$$

$$2- f = (C_i^{ref} / C_i^{ref0})^{1/(D_i - 1)}$$

Le calcul des coefficients de partage globaux a été fait pour les évolutions suivantes SIG1--> MO3 et SIG1--> U42--> L76--> U367 (Tableau V-13).

	1 ^{ère} Partie de l'évolution				2 ^{ème} Partie	
	GC -> (GP, GB)		GB -> 2R	2R -> 2P	2P -> GM	GM -> AG
Magma initial	SIG1	SIG1	U42	L76	U367	U221
Magma résiduel	MO3	U42	L76	U367	U221	U3813
F	0,86	0,64	0,76	0,78	0,49	0,69
Elément réf.	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu
D[réf.]	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
La	2,63	1,57	2,77	1,68	1,10	0,23
Ce	2,63	1,52	2,04	1,39	1,07	
Nd	2,34	1,71	2,03	0,80	0,87	
Sm	1,53	0,99	2,18	0,68	1,06	
Eu	2,85	1,82	2,82	2,84	2,73	4,94
Tb	2,76	0,30	0,85	1,00	0,68	
Dy _{icp}	0,96	0,96	2,03		0,38	0,11
Yb	0,47	0,39	0,56	0,23	0,43	0,22
Y	0,51	0,46	2,20		0,27	0,29
Ti	3,79	2,04	3,13	3,59	1,95	2,55
Mn	0,65	0,96	1,94	2,48	0,10	
Sc	2,57	1,52	1,71	1,93		
Co	4,39	2,13	3,47	3,11		
Cr	3,22	1,59	0,70	1,81	0,87	2,02
V	5,01	1,11	6,87	1,11	4,09	
Zn	1,36	1,33	2,35	2,65	0,88	
Th	0,88	0,53	2,45	0,90	0,94	0,93
U	2,54		0,53	0,27	0,14	1,21
Hf	1,87	1,22	2,15	0,97	0,50	0,92
Rb		0,74	0,20	1,09	0,80	
Pb		0,67	0,17	0,72	0,82	2,43
Ba	1,73	1,55	2,98	4,38	2,67	1,56
Sr	2,56	1,67	2,81	2,81	2,67	1,38
Ta		0,57		2,63	0,49	0,42
Nb	1,19	1,15	0,41	1,75	0,66	
Sn		0,63		3,02	0,76	
Li	1,56	0,75	2,32	3,34	1,60	
Be		0,66	0,87	1,18	0,73	

Tableau V-14 : Coefficients de partage globaux calculés pour un modèle de cristallisation fractionnée entre les différents granites.

Les valeurs obtenues n'ont qu'une signification relative, il ne faut pas tenir compte de la valeur absolue, seules les variations permettent une estimation qualitative des phases qui fractionnent au cours de l'évolution.

Les calculs pour les TR ont été faits à partir des quelques analyses en activation neutronique dont nous disposons, les analyses I.C.P. ne semblant pas suffisamment fiables pour ce genre d'estimation. Il y a probablement un petit problème pour la valeur de Lu de MO3 qui apparaît faible par rapport à celle de U42 qui sont des granites de même type. La comparaison avec les autres échantillons de GP est difficile pour le lutétium par manque de donnée en activation neutronique, mais elle est possible en considérant l'ytterbium qui a un comportement similaire. L'écart existe bien entre les valeurs de Yb de MO3 et U42 obtenues en activation neutronique mais il n'est pas évident au niveau des analyses ICP (Tableau V-15). L'estimation de F entre SIG1 et MO3 est donc à prendre avec précaution. D'autre part, le terbium, qui a une précision analytique de l'ordre de 10 % lié à l'irradiation choisie (thermique) en activation neutronique, va fournir des calculs de coefficients de partage globaux avec une erreur de l'ordre de 80 à 90 %, ce qui risque d'affecter fortement la forme des spectres au niveau des TR intermédiaires surtout pour des évolutions de faible amplitude. Dans ce cas là, le dysprosium obtenu en ICP lorsqu'il est cohérent a été utilisé pour rectifier cette partie des spectres de coefficients de partage.

	SAR2	MO3	SIGH	BA4	U76	U42	U171
ppm Lu A.N.		0,316				0,377	
Yb A.N.		1,86				2,25	
Yb ICP	1,4	2,0	2,0	1,7	1,7	1,9	1,8

Tableau V-15 : Comparaison Yb/Lu à partir des valeurs obtenues en activation neutronique et en ICP.

L'analyse des spectres des coefficients de partage globaux pour les TR permet de faire plusieurs constatations (Figure V-30a) :

Evolution GC(SIG1) --> GP(MO3)

- L'anomalie positive en europium marque le fractionnement lié aux feldspaths.

- Le fractionnement des TR lourdes est faible. L'anomalie au niveau du terbium est sans doute d'origine analytique. La valeur du terbium obtenue pour SIG1 est peu différente de celle de MO3, le calcul des coefficients de partage globaux va amplifier l'erreur analytique, et se traduire par une dispersion des coefficients de partage globaux calculés. Les valeurs du dysprosium en I.C.P. peuvent servir à recaler l'aspect général du spectre,

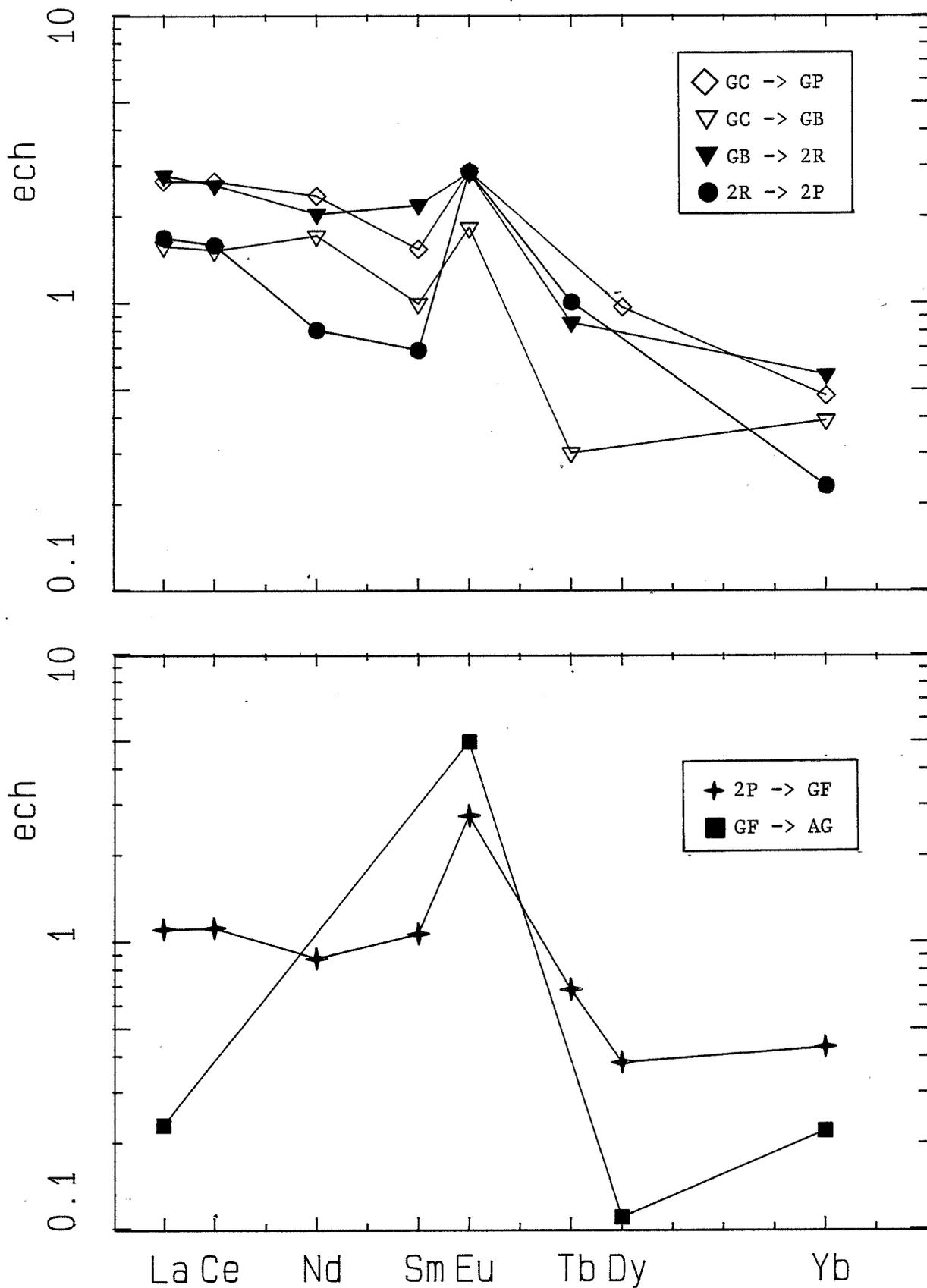


FIGURE V-30

Coefficients de partage calculés pour les stades successifs de l'évolution par cristallisation fractionnée.

elles ont été reportées sur les figures V-30a, b, sans être incluses dans le spectre, quand elles étaient cohérentes.

- Le faible coefficient de partage global des TR lourdes de GC à GP indique que les phases fractionnant ce type d'éléments tel que le zircon qui selon toute évidence doit être présent dans la paragenèse (diminution régulière de Zr au cours de l'évolution) sont en faible quantité par rapport aux phases prépondérantes qui imposent la forme globale au spectre. La quantité maximale de zircon est appréciable à l'aide des coefficients de la littérature.

$$D_{\text{global}}^{Lu} = X_{\text{zircon}} \cdot D_{\text{zircon}}^{Lu} + \sum_j (\text{autres}) x_j \cdot D_j^{Lu} \geq X_{\text{zircon}} \cdot D_{\text{zircon}}^{Lu}$$

$$D_{\text{global}}^{Lu} \leq 1 \quad \text{d'où} \quad X_{\text{zircon}} \leq 1 / D_{\text{zircon}}^{Lu}$$

ce qui donne en prenant deux valeurs extrêmes de la littérature :

Bishop Tuff	$X_{\text{zircon}} \leq 0,15 \%$
Fujimaki	$X_{\text{zircon}} \leq 0,30 \%$

- Le fractionnement des TR légères est fort, il peut être lié à des phases comme la monazite ou l'allanite. La faveur irait à la monazite, l'allanite étant un minéral qui apparaît dans des séries plus calciques et plutôt en fin de cristallisation des magmas (Figure V-30a).

Evolution GC(SIG1) --> GB(U42)

Globalement, on aboutit aux mêmes conclusions que dans le paragraphe précédent :

- Anomalie positive en europium.
- Faible fractionnement des TR intermédiaires et lourdes.
- Fractionnement des TR légères fort.

Par contre, le fractionnement des TR légères est plus faible que dans l'évolution GC --> GP et le niveau d'ensemble du spectre des coefficients de partage plus bas. Mais ceci est lié aux variations de F donc aux incertitudes sur le dosage du lutétium qui détermine ce paramètre et la représentativité de l'échantillon choisi. Les variations de Lu sont relativement faibles au cours de l'évolution ce qui implique de fortes incertitudes sur F. Si l'on suppose que GP et GB sont, à peu de chose près, identiques ceci n'est plus vrai.

Le coefficient de partage global du terbium apparaît un peu faible, ceci est probablement dû aux incertitudes analytiques dont l'influence a été signalée dans le paragraphe précédent (Figure V-30b).

- Anomalie en europium toujours présente ce qui indique que la part de fractionnement liée aux feldspaths est toujours importante.

- La et Ce ont un coefficient de partage global toujours fort. Le changement du fractionnement de Th entre GC --> GB et GB --> 2R semble indiquer que la part de monazite fractionnant augmente. Par contre le changement au niveau de Th ne produit pas de modification notable pour les TR légères. On peut donc envisager aussi une modification du coefficient de partage de Th pour la monazite.

- L'influence des phases qui concentrent les TR lourdes n'est pas modifiée par rapport aux parties de l'évolution déjà décrites.

Ces estimations ne permettent d'entrevoir qu'une partie des phases responsables de l'évolution telles que feldspaths - monazite et une phase qui ne semble pas favoriser le fractionnement des TR légères par rapport à celui des TR lourdes (par exemple la biotite). Par contre elles laissent un doute sur le type de ferromagnésien qui cristallise (hornblende - biotite - pyroxène ...). Il est nécessaire de se servir d'autres éléments pour estimer qualitativement ces phases-là.

Les données de la littérature (expérimentales et naturelles) permettent de constater qu'il existe des différences appréciables entre le fractionnement des éléments de transition et entre le fractionnement des TR dans le cas de la cristallisation de biotite, d'amphibole type hornblende, ou de clinopyroxène type augite (Figures V-31).

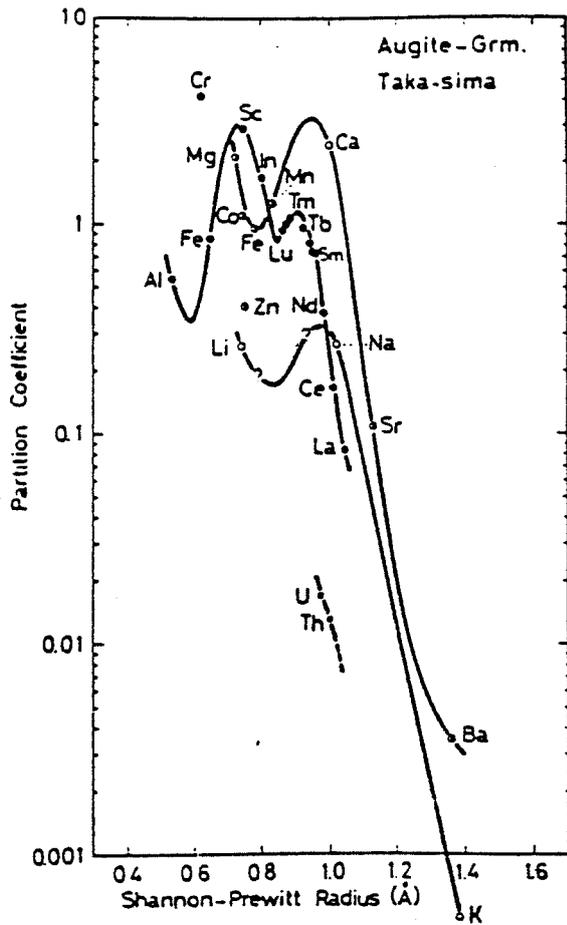
La hornblende concentre Sc préférentiellement au Co, Cr, Mn, Zn et est enrichie en TR lourdes.

L'augite concentre Cr, Sc préférentiellement au Mn, Co, Zn et est enrichie en TR lourdes.

La biotite concentre Co, Cr, Zn préférentiellement au Sc et à un enrichissement en TR légères équivalent de celui en TR lourdes. Il faut souligner que tous les auteurs ne sont pas d'accord sur les coefficients de partage de certains éléments, et notamment les données de Mahood et Hildreth (1983) et celles de Matsui et al (1977) pour D^{Cr} et D^{Sc} qui sont contraires mais cohérentes pour Zn, Co, Sc.

Deux groupes d'éléments de transition qui ont un comportement opposé entre le cas d'un fractionnement lié à celui de la biotite et celui lié à celui de la hornblende ou de l'augite. D'un côté Sc, de l'autre Co et Zn. Les variations relatives de ces éléments de transition vont caractériser le minéral qui fractionne.

Dans l'hypothèse d'un fractionnement lié à la cristallisation de hornblende ou d'augite, le coefficient de partage de Sc, D^{Sc} est plus fort que D^{Co} , D^{Mn} , D^{Zn} . La concentration en Sc du magma va chuter plus vite que celle de Co, Mn, Zn. Si l'on représente ces éléments en fonction du Sc dans un diagramme bilogarithmique, la pente de la droite de corrélation sera inférieure à 1. Par contre, dans le cas de la cristallisation de biotite, D^{Sc} est



Granodiorite

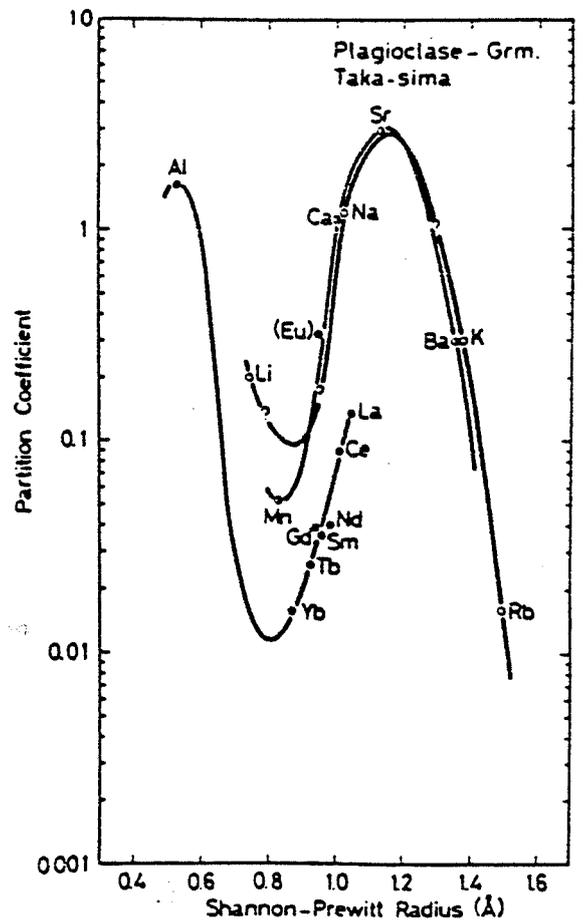
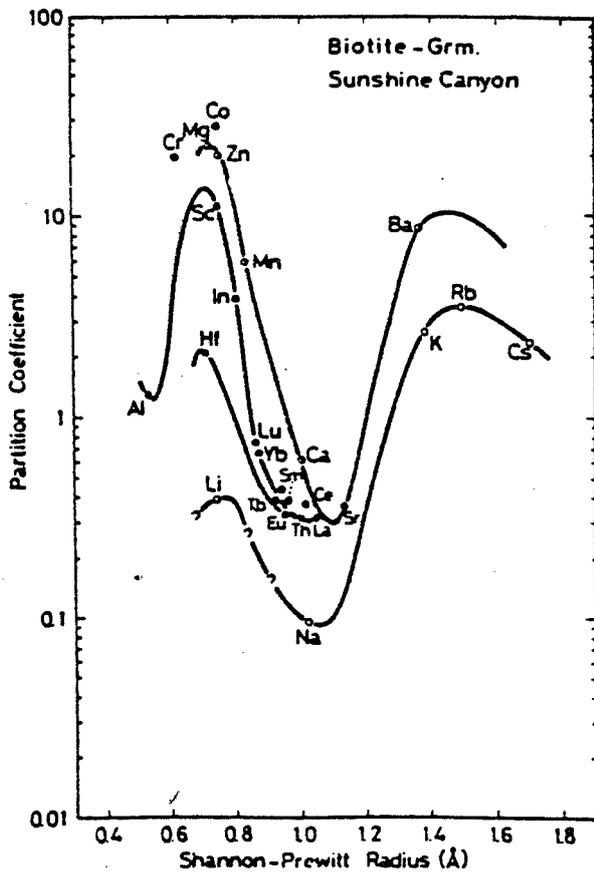
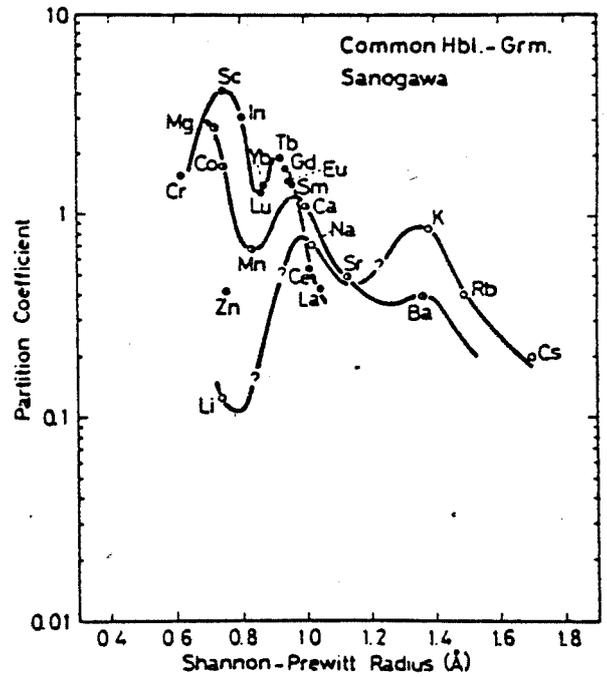


FIGURE V-31

- Diagrammes coefficient de partage - rayon ionique pour l'augite, la biotite, la hornblende et le plagioclase, (MATSUI et al., 1977).

plus faible que D^{Co} et D^{Zn} et dans une représentation log-log, les pentes des droites de corrélation Sc : Co, Sc : Cr, Sc : Zn seront supérieures à 1.

Les corrélations Sc : Zn et Sc : Co (figure V-32) sont tout à fait parlantes, les pentes des droites de corrélation sont nettement supérieures à 1 ; notamment la chute des teneurs en Zn est spectaculaire par rapport à celle du Sc. Il est donc tout à fait probable que ce soit la biotite qui corresponde au ferromagnésien principal responsable du fractionnement observé. S'il s'agit bien uniquement de biotite la pente d'évolution dans le diagramme Sc : Cr (figure V-32a) devrait être supérieure à 1 : ce n'est pas le cas, la pente est voisine de 1. De plus, un calcul de la fraction maximum de biotite, à partir de la pente de la droite d'évolution (2,85) dans le diagramme log Sc : log Co et des coefficients de partage de la littérature, donne des valeurs incohérentes.

$$(D^{Co}-1)/D^{Sc}-1 = 2,85$$

Si la biotite est le seul ferro-magnésien qui cristallise, on a :

$$(X_{biotite} \cdot D^{Co}_{biotite}-1) / (X_{biotite} \cdot D^{Sc}_{biotite}-1) = 2,85$$

En utilisant les valeurs de Mahood et Hildreth, 1983 et Matsui et al, 1977 (tableau V-6), on obtient des " $X_{biotite}$ " négatifs.

Il est donc nécessaire de faire intervenir une phase fractionnant le scandium plus que le chrome pour pouvoir observer une pente aussi faible dans le diagramme log Sc : log Co et aussi pour amener la pente de la droite d'évolution à une valeur proche de 1 dans le diagramme log Sc : log Cr. La hornblende est le candidat le plus plausible mais en faible quantité, l'augite et l'ilménite ne pouvant convenir car elles concentrent le chrome et le scandium à peu près dans les mêmes proportions. Une autre hypothèse envisageable est une mauvaise estimation des coefficients de partage, cela voudrait dire que la biotite fractionne autant Cr que Sc et que l'écart entre le coefficient de partage de Sc et Co est moins important que ceux fournis. La diminution de Li au cours de l'évolution est aussi en faveur d'un fractionnement par la biotite et la hornblende qui sont des minéraux qui incorporent beaucoup plus facilement cet élément que des minéraux du type pyroxène et du type oxyde. La biotite ne peut donc être seule responsable du fractionnement observé.

Les coefficients de partage minéral/magma de la littérature et le comportement des éléments dans l'évolution peuvent permettre de faire une approche de la quantité maximale de biotite qui cristallise.

Plusieurs approches sont possibles pour maximiser les proportions de biotite en considérant que Rb est fractionné uniquement par la biotite :

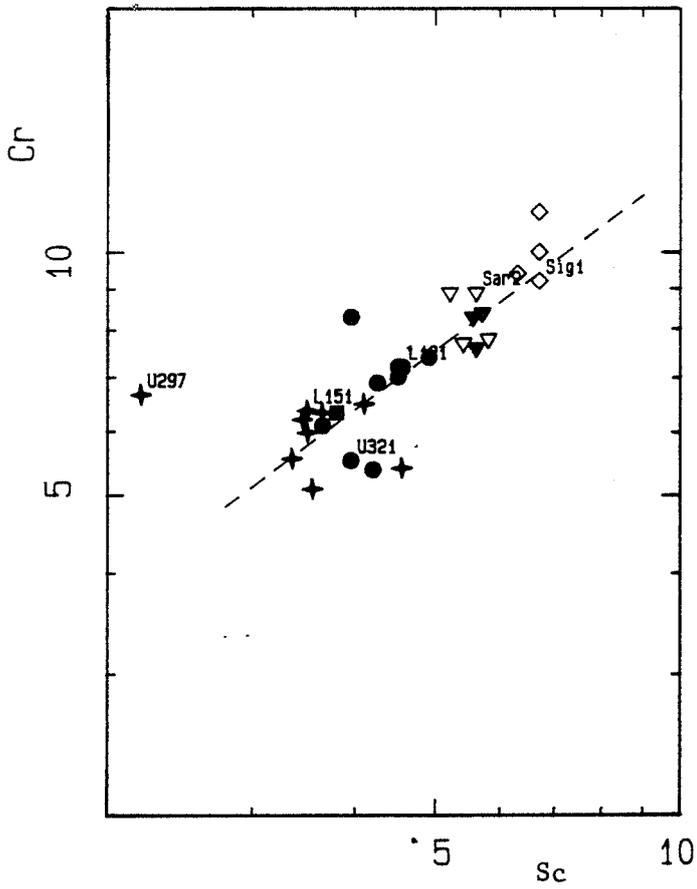
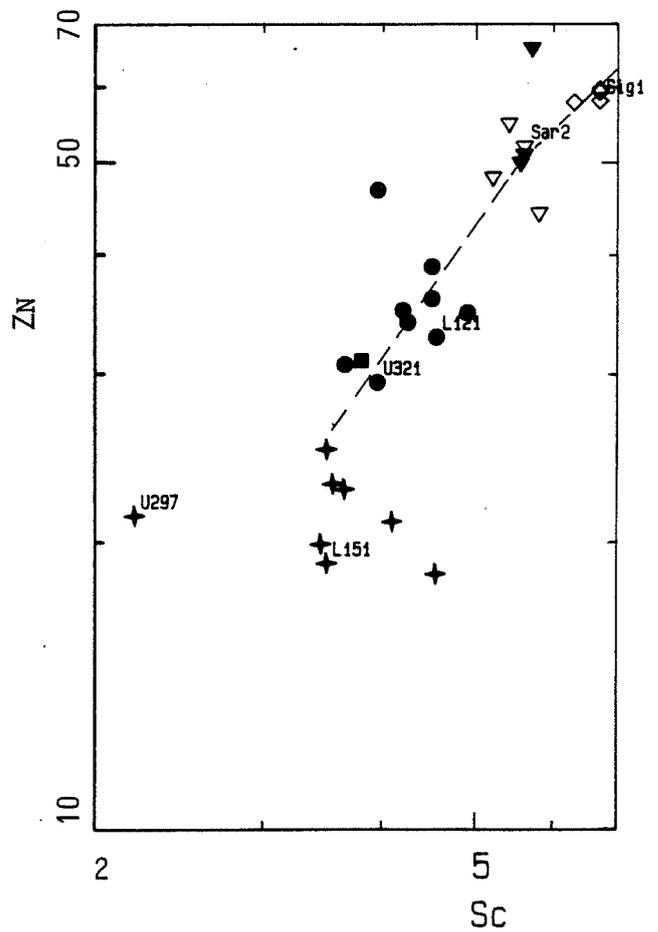
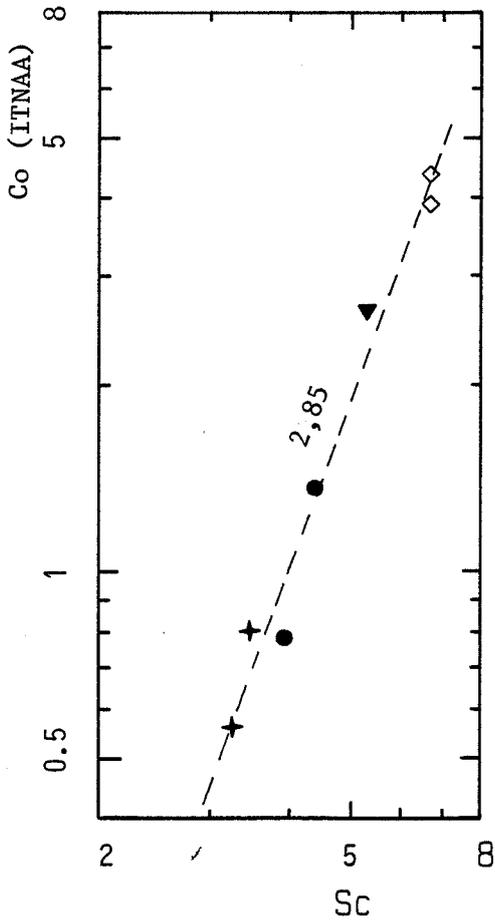
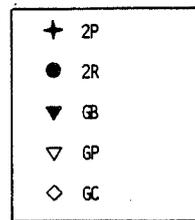


FIGURE V-32

Corrélation Cr, Co, Zn : Sc, pour les granites à biotite du Sidobre et de Fumade (GC, GP, GB), les granites à 2 micas (2R, 2P).



le calcul exact serait :

$$K_{\text{bio}}^{\text{Rb}} = \frac{[\text{Rb}]_{\text{bio}}}{[\text{Rb}]_{\text{magma}}} \quad \text{il est estimé à partir des données bibliographiques}$$

W_0 masse initiale du magma
 $[\text{Rb}]_{\text{bio}}$ concentration de Rb dans la biotite
 $[\text{Rb}]_{\text{magma}}$ concentration de Rb dans la magma

en termes de bilan, on a :

$$W_0 \cdot [\text{Rb}]_{\text{magma}} - W_{\text{bio}} \cdot [\text{Rb}]_{\text{bio}} = W_f \cdot [\text{Rb}]_{\text{magma res.}}$$

W_{bio} masse de biotite qui cristallise
 W_f masse du magma résiduel : $W_f = F \cdot W_0$

L'équation finale donne la proportion de biotite qui cristallise :

$$W_{\text{bio}}/W_0 = ([\text{Rb}]_{\text{magma}} - F \cdot [\text{Rb}]_{\text{magma res.}}) / [\text{Rb}]_{\text{bio}} \quad (\text{A})$$

$$[\text{Rb}]_{\text{bio}} = K_{\text{bio}}^{\text{Rb}} \cdot [\text{Rb}]_{\text{magma}}$$

L'estimation que l'on peut faire à partir de cette équation (A) se heurte à plusieurs problèmes. On a besoin pour faire le calcul de la valeur de F, or cette valeur n'a jamais été calculée de façon absolue puisqu'elle est relative à D^{Lu} qui a été choisi de façon arbitraire. De plus étant donné que le calcul a été fait à partir des analyses en lutétium la précision de F va dépendre des incertitudes analytiques et de la représentativité de l'échantillon choisi.

On peut, au mieux, majorer la quantité de biotite en remarquant que Rb s'enrichit, donc que $D^{\text{Rb}}_{\text{global}} < 1$.

$$\text{on a} \quad D^{\text{Rb}}_{\text{global}} > X_{\text{biotite}} \cdot D^{\text{Rb}}_{\text{biotite}}$$

$$\text{d'où} \quad X_{\text{biotite}} < D^{\text{Rb}}_{\text{global}} / D^{\text{Rb}}_{\text{biotite}} < 1 / D^{\text{Rb}}_{\text{biotite}}$$

avec une valeur de $D^{\text{Rb}}_{\text{biotite}} = 3,5$ (tableau V-6) on a nécessairement moins de 29 % de biotite qui cristallise.

Pour le feldspath potassique on peut utiliser Pb mais on est obligé de faire une autre approche, $D^{\text{Pb}}_{\text{feldspath}}$ étant voisin de 1.

$$\text{On a} \quad D^{\text{Pb}}_{\text{global}} > X_{\text{FK}} \cdot D^{\text{Pb}}_{\text{FK}}$$

raisonnablement, on peut penser que la quantité de feldspath potassique qui cristallise ne dépasse pas 50 %, donc on peut majorer $D^{\text{Pb}}_{\text{global}}$.

$$D^{\text{Pb}}_{\text{global}} < 0,5$$

$$\text{on a} \quad (D^{\text{Pb}}_{\text{global}} - 1) / (D^{\text{Lu}}_{\text{global}} - 1) = 0,94 \quad (\text{figure V-22b})$$

$$\text{d'où} \quad D^{\text{Lu}}_{\text{global}} < (0,5 - 0,06) / 0,94$$

ce qui donne une majoration de $D^{Lu}_{global} : D^{Lu}_{global} < 0,46$.

On peut en déduire D^{Rb}_{global} avec le même type de raisonnement,

$$(D^{Lu}_{global}-1)/(D^{Rb}_{global}-1) = 1,33 \text{ (figure V-22a)}$$

d'où $D^{Rb}_{global} < 0,59$.

ce qui amène pour $x_{biotite} < D^{Rb}_{global}/D^{Rb}_{biotite} = 0,168$ c'est à dire un maximum de 17 % de biotite qui cristallise.

En utilisant le baryum, on peut tester la cohérence de l'estimation de la quantité de feldspath potassique.

on a $(D^{Ba}_{global}-1)/(D^{Lu}_{global}-1) = -2$
(pente moyenne, figure V-23a)

d'où $D^{Ba}_{global} = 3 - 2 \cdot D^{Lu}_{global} \geq 2,08$

et $D^{Ba}_{global} \leq 3$ (pour $D^{Lu}_{global} = 0$)

on a aussi $D^{Ba}_{global} \approx x_{bio} \cdot D^{Ba}_{biotite} + x_{FK} \cdot D^{Ba}_{FK} + x_{Plag} \cdot D^{Ba}_{Plag}$

donc il faut nécessairement que $x^{FK} \cdot D^{Ba}_{FK} < 3$

D'après Gus et Green (1989), $4 \leq D^{Ba}_{FK} \leq 9$ semble une estimation raisonnable d'où l'on retrouve $x^{FK} < 0,33-0,75$.

Par ailleurs on peut minimiser la quantité de feldspath potassique en prenant $x_{biotite} < 0,17$, $D^{Ba}_{biotite} \leq 7$ (tableau V-5), en estimant raisonnablement $x_{Plag} \leq 0,6$ et $D^{Ba}_{Plag} \leq 0,4$ (tableau V-6),

on a $D^{Ba} \approx x_{biotite} \cdot D^{Ba}_{biotite} + x_{Plag} \cdot D^{Ba}_{Plag} + x^{FK} \cdot D^{Ba}_{FK} \geq 2,08$

d'où $x^{FK} > (2,08 - (0,165 \cdot 7 + 0,9 \cdot 0,4)) / 9 = 0,063$

il faut donc au moins 5 à 6 % de feldspath potassique qui cristallise. Il est intéressant de voir que le feldspath potassique est susceptible de faire partie de la paragenèse à l'origine de l'évolution de cette lignée magmatique. Mais il est nécessaire de considérer ces valeurs uniquement comme une approche qualitative.

Une brève récapitulation, montre que nous obtenons des fourchettes raisonnables dans le cas de magmas granitiques :

zircon	< 0,15 à 0,3 %
biotite	< 17 à 29 %
feldspath potassique	< 6 %
plagioclase	< 60 %

Bien sur il ne s'agit que d'un calcul des limites supérieures.

5-2-2 - Test de la cristallisation fractionnée dans la seconde partie de l'évolution.

La deuxième partie de l'évolution, c'est à dire celle qui va des 2P aux AG, est plus délicate à interpréter. Certains éléments suivent le comportement simple déjà observé dans la première étape de l'évolution (GB, 2R, 2P) et continuent à montrer des corrélations linéaires avec TiO_2 , c'est le cas de Ba, de Sr, de Rb, de Eu, de CaO et de MgO. A l'exception de MgO tous ces éléments sont contrôlés en grande partie par la cristallisation de feldspaths (F.K. et plagioclase) et on peut donc penser que la part de fractionnement liée aux feldspaths est peu modifiée. En admettant l'hypothèse d'une évolution par cristallisation fractionnée, le changement de comportement de certains autres éléments ne peut s'expliquer que par une modification plus ou moins importante de la minéralogie à l'origine du fractionnement, mais aussi par un changement des coefficients de partage globaux des phases responsables du fractionnement, par rapport à la première partie de l'évolution, ces deux phénomènes pouvant très bien coexister.

Le choix des échantillons pour faire le même calcul que pour la première partie de l'évolution est beaucoup moins facile, la forte dispersion des teneurs pour un bon nombre d'éléments laisse supposer que plusieurs phénomènes se sont superposés. Le choix s'est porté sur U221 (GM) et U3813 (AG) qui s'alignent bien avec les autres échantillons dans le diagramme $\log Rb : \log Lu$ (Figure V-22a).

Le calcul des coefficients de partage globaux des TR pour l'évolution des GM aux AG (Figure 30b) permet de constater, par rapport à l'évolution GB-->2R-->2P, une diminution de l'importance de la monazite ainsi que de la ou des phases fractionnant les TR lourdes (zircon notamment), mais aussi une prépondérance de l'anomalie en Eu montrant que le fractionnement lié aux feldspaths reste important. La baisse du niveau général du spectre peut nous amener à penser que la part de fractionnement de la phase ferromagnésienne principale, en l'occurrence la biotite, devient mineure dans cette phase de l'évolution. Il est probable qu'à ce niveau de différenciation les liquides successifs sont fortement appauvris en MgO et que la cristallisation de biotite diminue fortement sans toutefois disparaître.

Il reste cependant dans chaque groupe des dispersions qui sont le fruit de phénomènes qui se superposent à l'évolution magmatique. On peut à ce stade faire une revue des causes qui peuvent entraîner de telles dispersions.

- Hétérogénéité des magmas.
- Démixion de fluides.
- Cumulats.
- Evolution sur place des magmas en place qui émettent des liquides résiduels en faible quantité du type aplite ou granite à grain fin.
- Altération hydrothermale tardive partielle.
- Contamination par l'encaissant par l'intermédiaire de fluide

5-3 Origine des dispersions constatées dans la seconde partie de l'évolution.

L'hypothèse de la cristallisation fractionnée comme processus permettant d'aboutir au degré d'évolution observée est assez satisfaisante pour expliquer le comportement de certains éléments, elle n'est probablement pas suffisante comme seul phénomène responsable des enrichissements et les dispersions observés parmi les GF et AG, en MnO, Fe₂O₃, Y, TR yttriques, éléments de transition, Nb, Ta, Sn. De tels enrichissements liés à de la cristallisation fractionnée nécessiteraient une forte variation de la proportion de liquide restant F. Il est plus logique de supposer que le degré d'évolution du système est moindre (domaine de variation de F beaucoup plus faible) et que d'autres phénomènes interagissent pour aboutir au schéma observé.

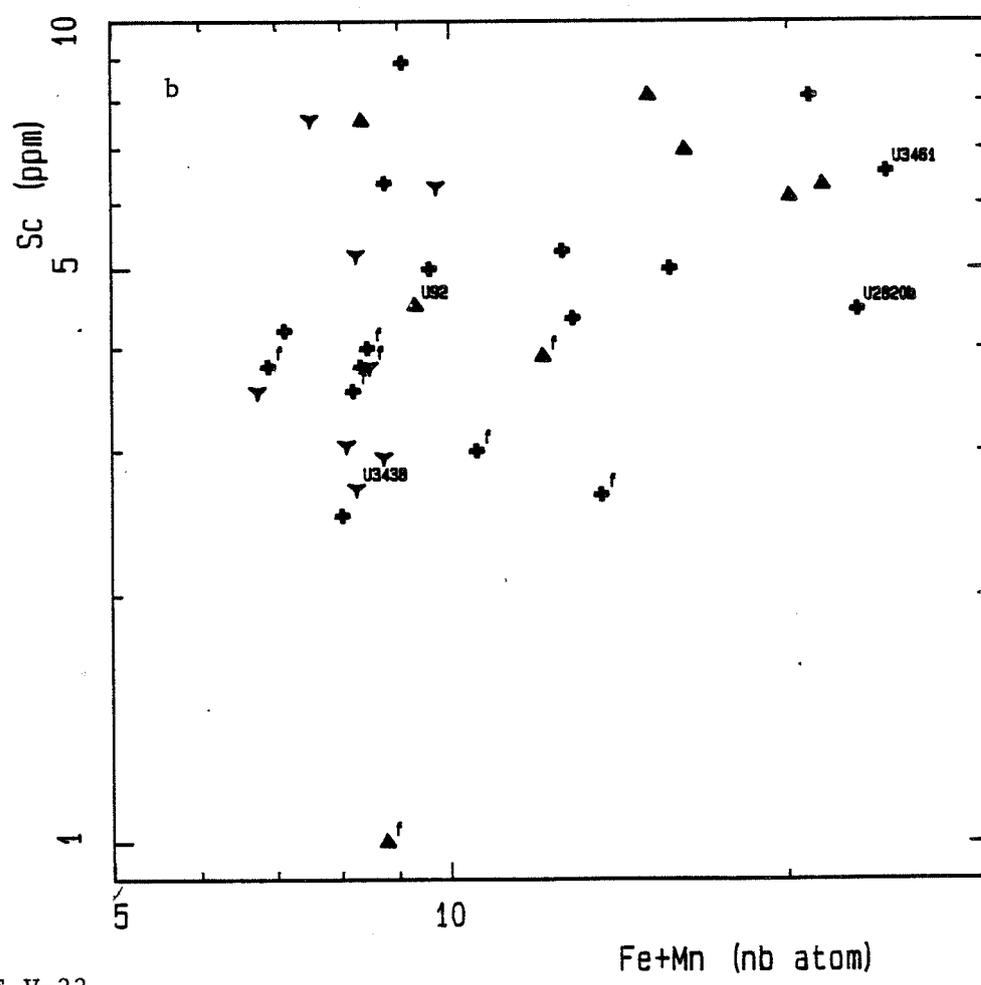
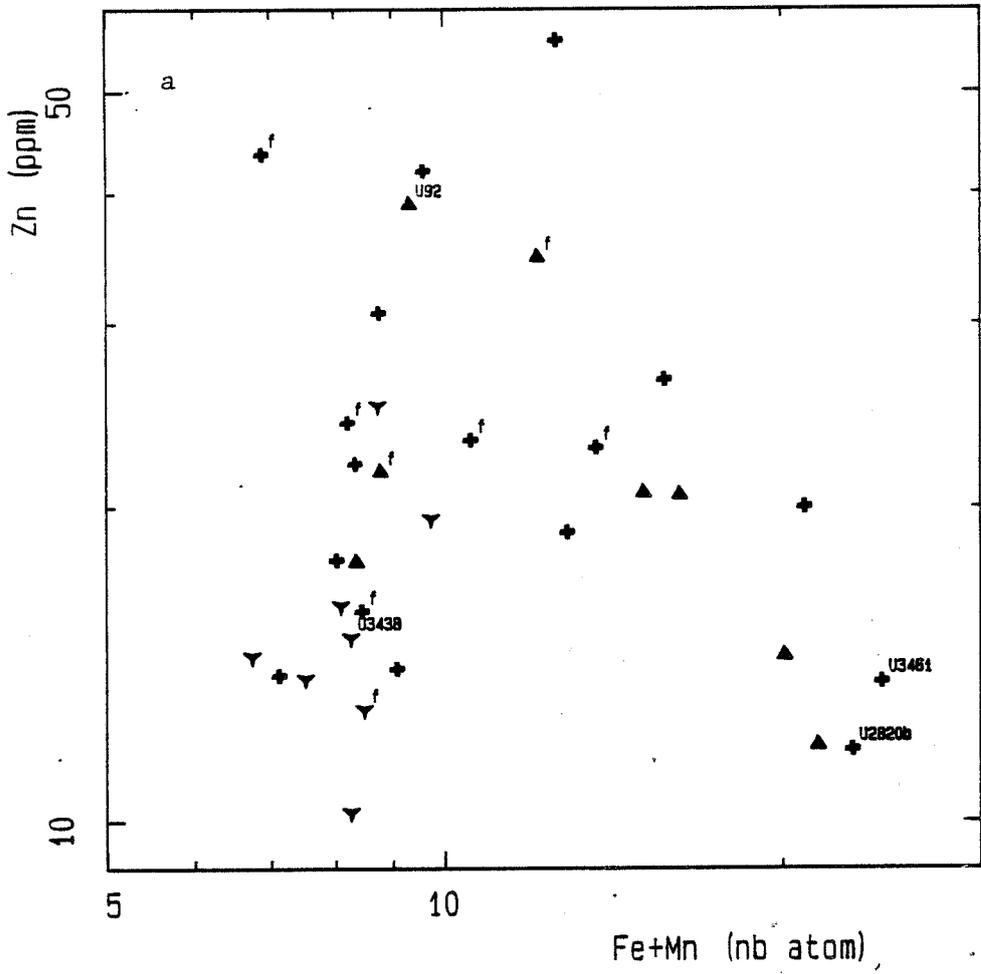
Il est facile de constater que les dispersions en roche totale existent uniquement pour les éléments traces qui sont contenus en proportions non négligeables dans le grenat. Un bon aperçu de ce que concentre et de ce qu'incorpore le grenat des AG et GF est donné dans le chapitre IV - tableau IV-4. Prenons comme exemple les éléments de transition. Zn, Sc sont des traces en concentration importante : ils sont fortement dispersés dans les diagrammes log(TiO₂) : log(Sc, Zn) (figures V-9a,b). Par contre un élément comme le cobalt qui est en très faible quantité dans le grenat donne une bonne corrélation log(TiO₂) : log(Co). On observe la même chose pour des éléments tels que Ba, Sr, Rb qui ne rentrent pas dans la structure du grenat et qui sont peu dispersés dans les diagrammes (figures V-12a, 11a,b).

Il est évident que la dispersion de ces éléments est liée directement au grenat. Dans le cas où l'on considère ces phénomènes comme purement magmatiques, on peut espérer attribuer cette dispersion des teneurs à plusieurs facteurs. A de l'accumulation de grenat, la composition chimique des grenats étant identique et la quantité de grenat gouvernant les teneurs en roche totale; a une précipitation de grenat à partir de magmas de composition chimique différente mais dans ce cas les rapports grenat/roche totale doivent être similaires d'un échantillon à l'autre (même condition de formation); ou a des conditions de développement différentes de ces grenats.

5-3-1 Accumulation de grenat

Dans le cas d'accumulation de grenat de composition constante il va être facile d'associer, pour un même type de granite, la quantité de grenat à la dispersion observée.

Il n'est pas nécessaire de faire un comptage de points sur cette phase, la composition de ces grenats varie assez peu en (Fe+Mn) et ce paramètre sera représentatif, dans ces granites (GF, AG) de la proportion de grenat. Le fer et manganèse des autres phases (muscovite, biotite) est négligeable du fait qu'elles en contiennent peu (muscovite) ou que la proportion des phases



Diagrammes Fe+Mn : Zn, Fe+Mn : Sc pour les AG, GF de Fumade.

FIGURE V-33

dans le granite est négligeable (biotite). Si nous avons affaire à de l'accumulation de grenat nous devons obtenir des corrélations entre le paramètre (Fe+Mn) et les éléments traces qui sont contrôlés par le grenat, ce qui n'est pas le cas (figures V-33).

Il faut donc admettre que la composition en éléments traces du grenat n'est ni homogène et ni cohérente d'un granite à l'autre et d'un échantillon à l'autre. Cette constatation peut être appuyée par les analyses des trois fractions de grenats de l'échantillon U3461 (tableau V-4) qui présentent de légères différences signifiant que même à l'intérieur d'un échantillon la composition du grenat n'est pas constante.

Un autre argument qui ne va pas en faveur de cumulat de grenat, c'est qu'il est difficile d'obtenir mécaniquement la séparation du grenat. Les petits volumes que représentent ces types de magma vont être soumis à un refroidissement rapide. La chute rapide de température augmente la polymérisation du magma ce qui entraîne une augmentation de la viscosité. Ce phénomène aura tendance à ralentir et même bloquer un mécanisme pouvant effectuer cette séparation. Il est difficile de penser, bien que la présence d'une phase fluide riche en éléments volatils (F, B, Li, Be, H₂O, etc...) abaisse la température de fusion des magmas ainsi que leur viscosité (Tuttle et Bowen, 1958 ; Wyllie et Tuttle, 1961 ; Manning, 1981 ; Pichavant, 1981, 1983), qu'une accumulation de grenat est le seul phénomène qui provoque les enrichissements spectaculaires observés pour les GF et AG, mais il ne faut pas exclure une telle hypothèse qui peut éventuellement toutefois, jouer un rôle mineur dans la dispersion des teneurs.

5-3-2 Hétérogénéité de la composition du grenat

La cristallisation du grenat est en grande partie magmatique (chapitre V), ce qui signifie que les phénomènes responsables des dispersions observées sont intervenus avant ou pendant la cristallisation du grenat.

	Grenat			Roche			[grenat]/[roche]
	Yb	La	La/Yb	Yb	La	La/Yb	(La/Yb) / (La/Yb)
U 3461	466	18	0,039	16,9	11,6	0,689	0,056
U 92	389	21	0,054	5,03	11,6	2,306	0,023

Tableau V-16 : Rapport $[La/Yb]_{\text{minéral}}/[La/Yb]_{\text{roche}}$ pour U92 et U3461.
grenat U3461 : ITNAA; roche : ITNAA;
grenat U92 : ICPAES; roche : ITNAA;

La comparaison des rapports $[La/Yb]_{\text{grenat}}/[La/Yb]_{\text{roche}}$ qui peuvent être pris comme une approximation du coefficient de partage grenat/magma pour les terres rares (à partir de grenat séparé et des analyses en roche totale) montre des écarts qui ne sont pas en faveur d'une origine uniquement magmatique des teneurs en roche totale (Chapitre V, tableau V-18). Si les

teneurs étaient d'origine magmatique et les conditions de formation semblables, on pourrait s'attendre à des valeurs assez similaires de ce rapport. ce qui n'est pas le cas (Tableau V-16).

L'hypothèse d'une forte hétérogénéité des magmas semble peu vraisemblable. Par contre on peut penser que les conditions de formation de ces granites varient d'un endroit à l'autre du gisement. Des paramètres tels que P_{H_2O} , T° , f_{O_2} , composition des fluides en équilibre avec le magma, peuvent très bien être localement très différents.

Il faut bien voir que les masses de granites qui présentent ces fortes dispersions sont de faible importance et les relations étroites entre l'encaissant et le magma constituent autant de petits systèmes qui réagiront en fonction de conditions locales et plus particulièrement en fonction des gradients de températures et de la facilité avec laquelle les fluides magmatiques vont pouvoir s'échapper du système.

Les gradients de température vont dépendre de l'épaisseur de la lame de granite et aussi de la proximité d'autres intrusifs plus importants. Le départ des fluides magmatiques va dépendre de la vitesse de refroidissement du magma, mais aussi de la nature de l'encaissant (calcaire ou schisteux) qui va présenter des perméabilités différentes d'un endroit à l'autre.

On a vu que les fortes variations de teneurs dans les AG et GF étaient acquises au cours de la cristallisation de grenat. Plusieurs hypothèses, pouvant aboutir à ce résultat, peuvent être avancées. Des hypothèses liées directement aux conditions de cristallisation du magma, et des hypothèses faisant intervenir une contamination de l'encaissant.

a/ Phénomènes de contact inhérents uniquement au magma :

Les gradients de température sont forts dans les petits intrusifs. La chute rapide de température entraîne une précipitation plus rapide des phases au contact de l'encaissant (Naney et Swanson, 1980). La précipitation rapide de grenats en bordure amplifie les gradients de concentration pour les éléments qui sont concentrés par ce minéral, induisant des écarts de teneurs entre le centre et la bordure de la lame de granite. Ces gradients de concentration peuvent être une des origines des hétérogénéités du grenat.

Les différences de température vont influencer aussi sur les valeurs des coefficients de partage minéral/magma (Cullers et al, 1973 ; Drake et Weill, 1975 ; Hart et al, 1976), ce facteur supplémentaire pouvant amplifier les variations de compositions.

La démixtion des fluides magmatiques entraîne une sursaturation pour certains éléments et notamment pour des éléments qui n'ont pas d'affinité pour la phase fluide, ce qui semble être le cas des TR lourdes. Les deux grenats de skarn II analysés (tableau V-17 et figure V-34) ont des teneurs en terres rares yttriques faibles en comparaison des grenats de AG et GF. Le fait que ce type de minéral concentre les terres rares yttriques laisse supposer que les fluides responsables de la formation des skarns en

contenaient assez peu. Il en est de même pour plusieurs fractions de scheelite de skarn II (tableau V-18) qui contiennent moins de TR lourdes que de TR légères. Les spectres obtenus (figure V-35) confirment que le fluide contenait peu de TR lourdes, sachant que le rapport des coefficients de partage fluide/scheelite $La/Yb \approx 0,2$ (Raimbault, 1987). Il semble donc que les terres rares yttriques ne passent pas dans la phase fluide. La confirmation est apportée par les expériences menées par Flynn et Burhnam, 1978, qui montrent aussi que les TR d'une manière générale restent dans le magma (coefficients de partage fluide/magma $< 0,2$) et de plus que les TR yttriques sont moins fractionnées que les TR cériques.

	U 2838	U 29
	%	%
Ca	20,6	22,1
Fe	6,89	7,14
	ppm	ppm
Sc	3,22	2,52
Cr	7,8	15,5
Co	0,702	1,18
Zn	128	221
Sb	2,41	1,67
La	4,92	4,22
Ce	8	
Sm	1,77	0,69
Eu	0,554	0,31
Tb	0,97	0,21
Yb		1,69
Lu	1,804	0,28
Hf	0,84	0,39
Ta	51,4	32,6
Th	0,192	0,114
U	3,7	

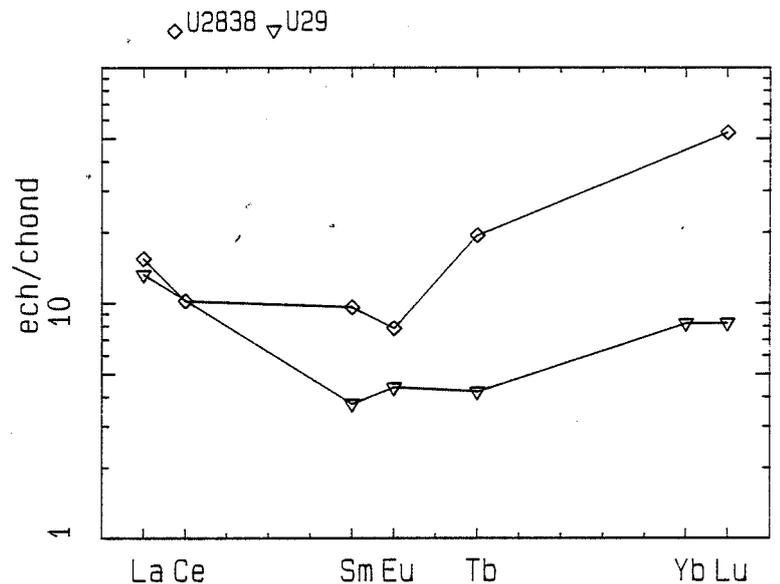


Tableau V-17 :
Analyses de grenats de skarns II
(ITNAA).

FIGURE V-34 : Spectres de terres rares
normalisés aux chondrites.

	F1 3-34	Fu 21-6	Fu 42-1	U 46 F	U 46 G
%					
W	61,43	61,15	59,64	61,48	64,18
Ca		13,00			
ppm					
Mo	264	505	138	211	249
Sr	46		138	115	143
Ta	13,6	61,8	1,91	7,7	0,7
Cr			0,58		
Fe	1091	1090		2530	233
Co	0,46	1,73	9,40	13,4	
Ni				15	
Zn	26	32		44	
La	27,8	14	6,5	12,3	15,6
Ce	52	7,3	16,4	11,9	22,3
Nd	24			33	51
Sm	2,4		3,2	4,5	11,4
Eu	0,91	0,552	0,65	2,54	3,27
Tb	0,57	0,16	0,45	0,85	2,69
Yb	0,76	0,27	0,22	1,01	1,14
Lu	0,167	0,061	0,026	0,084	0,137
Sb	0,50	1,77	9,7	0,46	0,047
ppb					
Th	550	155	140	95	< 100
Hf	29	< 60	90	360	< 100
Sc	34	28	75	138	39

Tableau V-18 : Analyse de scheelite de skarn II par activation neutronique.

Le phénomène de sursaturation lié à la démixtion des fluides va n'avoir d'effets que sur les portions de magma non cristallisées. Si on considère le grenat comme une phase tardive, les TR lourdes, ne rentrant dans aucune autre phase (minéral ou fluide), vont être fortement concentrées dans les parties non cristallisées. Le départ des fluides va sans doute provoquer une sursaturation locale en alumine par départ notamment des alcalins. Ce phénomène de démixtion de fluides magmatiques contribue à l'obtention de conditions locales très favorables à la cristallisation de grenat. De plus la démixtion des fluides va intervenir à des moments différents en fonction de conditions locales. Elle pourra être plus ou moins complète. Tous ces facteurs vont favoriser l'hétérogénéité de composition et de répartition du grenat.

Plusieurs autres observations de nature pétrographique peuvent étayer cette hypothèse :

- La distribution irrégulière des faciès pegmatitiques et des pegmatites corroborant la démixtion irrégulière des fluides magmatiques.

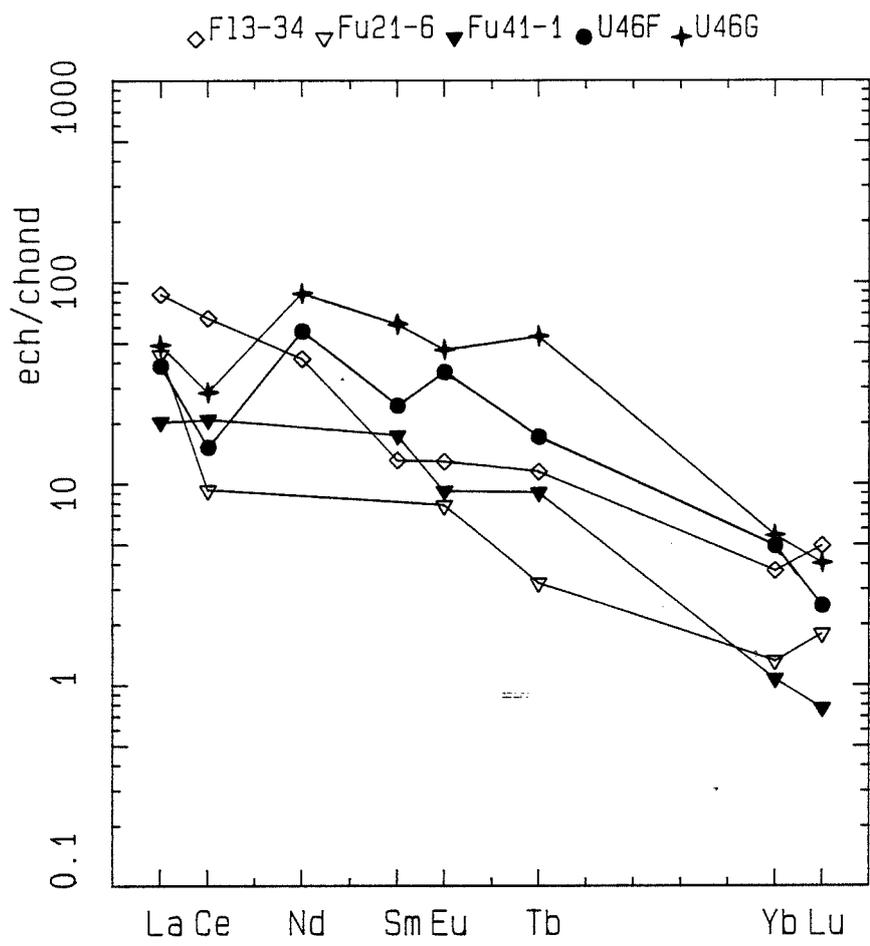


FIGURE V-35

Courbes de terres rares
normalisées aux chondrites
pour des scheelites de Skarn II
(ITNAA).

. La présence courante de stockscheiders à l'interface granite-schistes donne bien l'impression que les fluides restent bloqués au niveau de l'encaissant schisteux du fait probablement d'une faible perméabilité et d'une faible réactivité de ce type de roches au contact de granites et de fluides granitiques.

. Les granites de Fumade et de la Fabrié montrent une différence significative dans leur composition. Pétrographiquement, les deux secteurs ont des granites tout à fait similaires. La distinction se fait sur les teneurs en certaines traces.

Quelles sont les particularités de chaque secteur ?

Le caractère fondamentalement différent entre les deux endroits est la nature de l'encaissant : à la Fabrié des schistes noirs, à Fumade des alternances calcaro-schisteuses (et la présence de skarns). Les carbonates plus poreux et plus réactifs que les schistes noirs vont sans aucun doute influencer sur le passage des fluides du magma vers l'encaissant. La démixtion et le départ des fluides magmatiques dans l'encaissant seront plus efficaces dans les alternances de Fumade que dans les schistes noirs de la Fabrié, qui sont peu réactifs et plus imperméables. Cette observation peut rejoindre celle faite précédemment sur les stockscheiders. De ce fait, les fluides peuvent être bloqués plus longtemps dans la partie supérieure de l'intrusion granitique à la Fabrié et le départ plus tardif ou plus lent des fluides peut intervenir en partie sur la composition chimique finale du granite et la répartition des éléments. Cette différence entre la Fabrié et Fumade peut avoir d'autres origines et notamment une contamination différente par l'encaissant.

Le grenat pourra enregistrer ces phénomènes en cours de croissance en déterminant les irrégularités observées dans sa composition chimique.

b/ Contamination par l'encaissant

Une contamination des magmas n'est pas envisageable en tant qu'assimilation d'encaissant ou fusion de l'encaissant à partir de la chaleur fournie par le magma. Ceci nécessite des masses de magma considérables et une énergie importante qui ne peut être fournie par les petits intrusifs décrits à Fumade. Cette contamination peut avoir lieu par l'intermédiaire de fluides qui déplaceraient certains éléments de l'encaissant vers le magma. La forte irrégularité de la perte au feu des granites tendrait à penser que les magmas initialement sous saturés ont subi une intégration d'eau provenant de l'encaissant plus riche en eau que le granite, au cours de leur refroidissement.

Cette hypothèse de transfert d'éléments présents dans l'encaissant (Série Noire, schistes noirs et alternances calcaro-schisteuses) est valable pour certains éléments et notamment pour le calcium qui est présent dans la série encaissante à Fumade et généralement facilement remobilisable. On ne peut que constater la corrélation qui existe entre la nature de l'encaissant et les

teneurs des granites en CaO. A Fumade, les granites qui se sont mis en place dans des alternances calcaro-schisteuses, sont légèrement plus riches en CaO que les granites prélevés à la Fabrié en place dans les schistes noirs. Il est donc tout à fait probable qu'une légère contamination existe. A partir de cette constatation, des éléments tels que les éléments de transition, facilement remobilisables pourront contaminer les granites en ayant comme vecteur les fluides présents dans l'encaissant. Cette contamination sera, en tout état de cause, très faible. Lorsqu'on examine les dispersions, on constate qu'elles varient dans une fourchette étroite : Cr 4 à 5 ppm, Sc 5 à 6 ppm, entre les teneurs observées à Fumade et celles des granites de la Fabrié. Bien que ces dispersions ne jouent que sur quelques ppm, elles seront sensibles et visibles sur des roches dont le niveau de teneurs pour ces éléments est faible. Si l'on fait intervenir une légère contamination des granites, le niveau de teneur en élément de transition à Fumade ne semble pas logique vu que les roches encaissantes à la Fabrié (schistes noirs) sont plus riches en éléments de transition que la série calcaréo-schisteuse de Fumade. Il faut supposer que la contamination des granites à la Fabrié est pratiquement nul et qu'une plus forte circulation de fluide à Fumade a induit ces différences.

5-3-3 Influence d'une phase fluide externe au système

Une autre hypothèse à ne pas omettre, est celle de l'influence d'une phase fluide d'origine granitique, mais étrangère aux granites du complexe aplogranitique de Fumade, qui interagit à un stade postsolidus sur ces granites (AG et GF), provoquant les enrichissements observés. Cette possibilité est à examiner du fait de la liaison étroite skarns-granites.

. Cette hypothèse impose plusieurs choses.

- On pourrait s'attendre à des variations homogènes des compositions chimiques, le fluide imposant généralement une transformation à grande échelle, ce qui n'est pas le cas

- Pourquoi les granites moins évolués (GB et G2) ne sont-ils pas affectés dans les mêmes proportions par cette phase fluide ?

Il ne faut pas oublier que tous ces granites sont en association spatiale étroite et que dans l'hypothèse de l'influence d'une phase fluide sur le chimisme des GF et AG, on pourrait s'attendre à observer les mêmes types de modification dans tous les types de granites. On peut tenter de répondre par le fait que la position des roches et que la position des zones qui apparaissent plus riches en fluide n'est pas quelconque (chapitre II). Les GB et G2, se situant plutôt dans les parties profondes, subiront moins l'influence des fluides qui pourraient avoir tendance à circuler dans la partie supérieure de l'intrusion et de plus on a vu que les G2 n'étaient pas

exempts de transformation avec des dispersions qui apparaissent notamment pour le rapport $Fe/(Fe+Mg)$, MnO , en K_2O .

Ces arguments sont peu convaincants en regard des transformations subies par l'encaissant.

La forte dispersion des teneurs, amène à penser que l'interaction fluide/roche, si elle existe, est très irrégulière et que le fluide plutôt en équilibre avec le magma n'impose pas sa composition à la roche, c'est à dire que sa présence ne provoque pas la cristallisation de phases différentes de celles existantes dans le granite à part le grenat qui "gère" les dispersions. La minéralogie préexistante devra être peu modifiée. La composition chimique de la phase fluide devra donc être en faible quantité par rapport à la masse du granite pour être tamponnée et pour ne pas modifier de façon appréciable la minéralogie et la composition des granites qu'elle traverse. Il est donc difficile d'obtenir ces dispersions par l'intermédiaire de la circulation d'un fluide.

D'autres arguments contredisent l'existence d'un tel phénomène :

Le fluide aura, selon toute vraisemblance, comme source le magma qui se trouve en profondeur et qui est à l'origine de la lignée de granites observée ; la composition ne pourra être en équilibre avec celle des granites qui se sont mis en place au niveau du gisement à cause des différences importantes de températures entre le magma parent et les granites en place à un niveau supérieur. Il est exclu qu'un fluide externe de ce type fasse aussi peu de transformations et des transformations aussi peu homogènes.

Les arguments développés au chapitre IV témoignent de l'origine magmatique du grenat, ce qui exclut une cristallisation hydrothermale donc toute intervention de fluides externes pour expliquer les enrichissements observés dans les AG et GF. La présence de Ta, Nb, Sn est liée à leur caractère hygromagmaphile, ces éléments se retrouvant préférentiellement dans les magmas résiduels de l'évolution du système. Le grenat étant capable d'en piéger une certaine proportion, il est donc probable que les teneurs en Ta, Nb, Sn, observées dans les GF et AG soient d'origine magmatique et dispersées par des phénomènes tardifs.

5-4 Histoire envisageable du complexe granitique

Le modèle proposé par Jahns et Burnham cerne les différentes étapes qui permettent d'aboutir à la genèse de pegmatites et de roches à textures pegmatitiques. Il peut servir d'approche pour comprendre ce qui a pu se passer dans notre cas et dans quelles conditions ont pu avoir lieu les interactions fluides magmatiques/roche.

Plusieurs stades sont envisagés dans ce modèle :

Un premier stade se déroulant au niveau de la chambre magmatique où est stocké le magma parent, magma qui va évoluer en profondeur

Une autre possibilité envisagée par Borrel (1978), est qu'une poche magmatique, issue de la chambre magmatique en profondeur, évolue au cours de sa remontée voire même dans les derniers stades de sa mise en place.

Ce premier stade magmatique (chambre magmatique en profondeur où se déroule la différenciation du magma parent, ou magma évoluant en cours de remontée) va produire des magmas résiduels à différents stades évolutifs. Ces magmas produits à des stades de refroidissement successifs vont être de plus en plus riches en fluides et éléments volatils.

Ces magmas donneront au cours de leur cristallisation, des pegmatites, des roches à texture pegmatitique, des aplites. L'abondance de ces types de roches dépendant de la proportion de la phase fluide, mais aussi de la facilité avec laquelle les fluides vont pouvoir s'échapper dans l'encaissant soit par percolation ou par circulation dans des fractures. La nature de l'encaissant et sa structuration vont donc intervenir sur le résultat final du refroidissement du magma.

A Fumade la faible abondance de pegmatites permet de penser qu'une forte proportion des fluides est partie dans l'encaissant ou que les magmas étaient pauvres en fluides.

L'association étroite entre les granites évolués et la minéralisation pose le problème de savoir si il y a un lien génétique direct entre les magmas évolués et la quantité de tungstène déposé ou plus simplement si le tungstène contenu dans le gisement provient uniquement des G2, GM, GF, AG qui sont les granites en relation directe avec les skarns, le GB étant d'une extension plus large dépassant celle du gisement.

Les transformations observées dans l'encaissant peuvent être liées à la mise en place de magmas riches en fluides, fluides qui à un stade du refroidissement vont être démixés. Le magma parent, situé plus en profondeur, peut aussi émettre une phase fluide, démixée à un stade tardif. Cette phase fluide pourra venir percoler et interagir avec les magmas mis en place antérieurement à des niveaux supérieurs en se déplaçant le long des mêmes chemins que les granites.

Il est difficile d'imaginer que le volume des GF, AG, GM et G2 puisse fournir suffisamment de fluides pour aboutir à la formation des skarns. Un calcul approximatif permet de s'en rendre compte.

L'estimation de volume des granites à l'aplomb du gisement, en prenant comme dimension du gisement 300 x 600 m et une épaisseur moyenne de 80 m, donne environ $15 \cdot 10^6$ m³, un poids total de $15 \cdot 10^6 \times 2,3$ (densité moyenne) = $34,5 \cdot 10^6$ T de granite.

Si l'on considère que les magmas contenaient dans les meilleures conditions 10 % de leur poids en fluides, la masse totale de fluides fournie par ces magmas est de $3,5 \cdot 10^6$ T. Le calcul effectué par D. Couilloud (1988) pour le dépôt de WO₃ dans les skarns II par Kg de H₂O percolant donne 3 ppm. Les $3,5 \cdot 10^6$ T de fluide fourniront au maximum 10,5 T de WO₃. L'estimation faite par P. SAFA et al. (1986) est de 10^6 T de minerai à 1 % de WO₃, c'est à dire 10 000 T de WO₃. On constate que l'écart est d'un facteur 1 000 entre les deux estimations. Il est nécessaire de faire intervenir des fluides provenant d'ailleurs comme vecteurs du tungstène qui est présent dans les skarns.

Un simple rapport entre la quantité de tungstène du gisement et la masse de granite montre que la concentration initiale en WO_3 des magmas à l'origine du complexe aplogranitique est trop forte. C'est-à-dire 10 000 T de WO_3 dans $34,5 \cdot 10^6$ T de granite donne une moyenne de 280 ppm de WO_3 dans les magmas ce qui apparaît comme beaucoup trop fort.

Il est plus vraisemblable que la source du tungstène est plus en profondeur, la masse des granites en contact direct avec les skarns n'est pas suffisante pour fournir la quantité de WO_3 estimée dans le gisement.

Les fluides d'origine magmatique ne sont probablement pas en quantité suffisante pour être les seuls responsables de la formation des skarns. L'intervention de fluides contenus dans l'encaissant au moment de la mise en place des granites et mis en mouvement par les gradients de température induits par la chaleur du magma doivent contribuer fortement au transport d'éléments issus des magmas granitiques.

CONCLUSION



C O N C L U S I O N

Le gisement de skarn à tungstène de Fumade est original du fait de l'association étroite des roches minéralisées d'origine métasomatique avec un complexe de granites évolués qui a fait l'objet de la présente étude.

La mise en place des magmas est contrôlée par la structuration du bâti sédimentaire. Deux phases tectoniques jouent un rôle primordial :

- la phase principale ϕ_2 , dont la schistosité S_2 est proche de la S_0 , constitue des plans de décollement privilégiés. Ces plans sont ouverts probablement par l'effondrement du toit dans l'intrusif et guident la progression du magma.

- la phase tardive ϕ_7 , d'orientation N100-110, détermine en interférant avec les autres phases, des dômes (gisement côté Fédial) et les parties hautes du toit du granite. C'est dans ces zones que viennent se piéger les magmas les plus évolués et les fluides hydrothermaux responsables de la formation des skarns qui trouvent là des chemins de circulation privilégiés, ainsi que des roches sédimentaires très réactives (alternances calcaréo-schisteuses, dolomie).

L'étude détaillée des carottes de sondage a permis de mettre en évidence différents types de granites : un granite à biotite, une série de granites à deux micas, des granites à tendance pegmatitique, des granites à grain fin, des granites à grain fin riches en grenat, des faciès pegmatitiques (miarole, filonnets pegmatitiques, stockscheiders).

Le granite à biotite correspond au faciès le plus profond et semble constituer la masse principale de l'intrusion. La disposition des autres faciès n'est pas quelconque, ceux-ci s'organisent grossièrement en zones plus ou moins parallèles au toit du granite avec au plus profond le granite à biotite, puis les granites à deux micas et au plus proche des roches sédimentaires encaissantes, les granites à grain fin. Les faciès pegmatitiques se localisent plutôt vers le haut de l'intrusion.

La proximité du massif granitique du Sidobre nous a amené à faire une comparaison entre tous ces granites à partir d'une étude pétrographique, géochimique et minéralogique détaillée. Plusieurs constatations ont été mises en évidence :

- la similitude entre le faciès de bordure (granite clair) du Sidobre et le granite à biotite de Fumade à la fois pétrographique, géochimique et minéralogique.

- l'appartenance de tous ces granites à une même suite cogénétique de granites, allant de la granodiorite centrale du Sidobre (granite bleu) aux granites à grain fin de Fumade.

- une étroite ressemblance entre l'ensemble de granites évolués de Ferrières (skarns d'Armangaud) et celui de Fumade.

A partir des analyses FLUO X, ICPAES et ITNAA pour majeurs et traces, le chimisme de ces différents granites a été caractérisé ainsi que le comportement d'un certain nombre d'éléments, au cours de l'évolution de cette lignée magmatique tel que :

- . décroissance des teneurs pour [CaO, TiO₂, MgO, Sr, Ba, Eu, Co]
- . croissance des teneurs pour [Rb, Sn, Nb, Ta, Y, TR lourdes]

Le comportement d'un certain nombre d'autres éléments est plus complexe et les courbes représentatives du trend évolutif ne sont pas simples ; elles montrent une rupture de pente pour une valeur en TiO₂ proche de 0,04 % [SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO...]. D'autre part certains éléments s'enrichissent spectaculairement dans les faciès les plus évolués [MnO, Y, TR lourdes].

Un essai de modélisation a été fait pour tenter de déterminer l'origine du comportement de ces éléments. La première partie de l'évolution (teneurs en TiO₂ > 0,05 %) peut s'expliquer assez facilement à partir d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée (loi de Rayleigh) et un fractionnement par une paragenèse à zircon, monazite, biotite, hornblende, feldspath potassique, plagioclase. La deuxième partie de l'évolution (TiO₂ < 0,05 %) est plus complexe. Il semble que le processus de différenciation par cristallisation fractionnée soit à la base de l'évolution de la composition de ces granites évolués, mais les fortes dispersions et les enrichissements spectaculaires observés laissent supposer que d'autres phénomènes perturbent la composition de ces granites, tels que la démixtion de fluide au cours du refroidissement, les interactions encaissant-magma (refroidissement plus rapide, contamination), l'influence de la cristallisation de certaines phases minérales et notamment du grenat (alm., spess.).

L'étude minéralogique met à jour certains aspects de ces phénomènes et tente de faire la part des choses entre les évolutions de composition d'origine magmatique et celles qui sont plus tardives (phénomènes deutériques). L'étude des biotites a montré que les biotites des granites à deux micas d'origine magmatique ont pu être modifiées chimiquement au cours de la mise en place des magmas, avec :

Biotite I ferrifère (magmatique) =

Biotite II magnésienne + pyrrhotite+ ilménite manganésifère

et que les biotites magmatiques, d'une façon générale, évoluaient vers un pôle plus ferrifère, alumineux et manganésifère.

L'étude des muscovites a séparé deux groupes avec des teneurs en Na₂O différentes, témoignant semble-t-il de deux stades de croissances distincts. Ces muscovites sont cependant essentiellement influencées par la nature du substrat.

L'étude des grenats (alm., spess.) permet de penser que leur développement est tardi-magmatique et montre dans ces minéraux de très fortes zonations en MnO, FeO Y₂O₃, qui ont probablement comme origine une cristallisation en système fermé et une différence entre les coefficients de partage grenat/magma pour ces éléments au moment de la cristallisation.

En tout état de cause, il est difficile d'associer directement la formation des skarns aux granites évolués de Fumade.

La masse de ces granites est trop peu importante pour avoir fourni les fluides et la chaleur nécessaire à la formation des roches minéralisées en tungstène. Seule la masse même du Massif du Sidobre a pu fournir un tel potentiel. En revanche, ces différents phénomènes (évolution granitique, skarnification) sont à associer dans un ensemble de processus qui ont permis d'aboutir à la formation de granites évolués et de fluides hydrothermaux à partir d'une source commune en profondeur (magma parent).

L'association granites évolués - skarns, observée à Fumade, est probablement liée à un concours de circonstances particulier :

- les fluides et les magmas ont suivi les mêmes voies pour progresser,

- la facilité de déplacement des fluides liée à la structuration de l'encaissant et la présence opportunes de roches plus ou moins carbonatées qui ont facilement réagi au passage de fluides chauds d'origine granitique ou de fluides de l'encaissant mis en convection par la chaleur de l'intrusif, ont abouti à la formation de skarns minéralisés.



BIBLIOGRAPHIE



Acuana-Sorriaux, G. (1981)- Le métamorphisme de contact du granite du Sidobre. *Thèse de 3^{ème} Cycle*, Toulouse, 193 pages.

Allan, B.D. et Clarke, D.B. (1981)- Occurrence and origin of garnets in the South Mountain batholith, Nova Scotia. *Can. Mineral.*, 19, 19-24.

Allègre, C.J., Hamet, J. et Javoy, M. (1968)- Etude des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du Massif granitique du Folat et de ses filons : datation et pétrogénèse. *C.R. Acad. Sci., Fr*, 266, 2180-2183.

Antipin, V.S., Guguoronskij, B.A., Sapazhnikov, V.P. et Pisarskaja, V.A. (1980)- [Ongonites du secteur de Cherlovogora (Zabaïkalié oriental)]. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 253, 228-232.

Banno, S. et Chii, S. (1978)- A model to explain the Mn enrichment in the rim of zoned garnets. *Geochem. J.*, 12, 253-257.

Barras, E. (1979)- Le dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié (Tarn) et son enveloppe métamorphique. *Thèse 3^{ème} cycle*, Toulouse.

Bergeron, J. (1889)- Etude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central. *Thèse*.

Beziat, P. (1973)- Style des déformations et figures d'interférences sur la bordure SE du Sidobre. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 4, n°3, 151-183.

Bizouard, H., Capdevilla, R. et Gaven, C. (1970)- Microanalyses de grenats d'aplite et de granite de galice orientale (Espagne). *Bol. Geol. Min.*, 81, 299-304.

Borrel, A. (1978)- Le granite du Sidobre. Pétrographie, structure, relation, mise en place, cristallisation. *Thèse 3^{ème} cycle*, Toulouse.

Brunel, M. (1974)- La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne Noire (Est de Lacaune M.C.). *C. R. Acad. Sci.*, 278, 991-994.

Buma, G., Frey, F.A. et Wones, D.R. (1971)- New England granites : trace element evidence regarding their origin and differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 300-320.

Capera, J.C. et Courtessole, R. (1974)- Contribution à la paléontologie et à la stratigraphie du Cambrien moyen et du Trémadoc inférieur des Monts de Lacaune. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, t.110, fasc.1-2, 93-101.

Carron, J.P. et Lagache, M. (1980)- Etude expérimentale du fractionnement des éléments Rb, Cs, Sr et Ba entre feldspaths alcalins. Solutions hydrothermales et liquides silicatés dans le système Qz Ab Or H₂O à 2 KB entre 700 et 800°C. *Bull. Mineral.*, 103, 571-578.

Centene, A. (1977)- Nouvelles données biostratigraphiques (conodontes) sur le Silurien des Monts de Lacaune (Montagne Noire, France). *Sciences de la Terre*, 5ème réunion, 140.

Charoy, B. (1979)- Définition et importance de phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites : conséquences métallogéniques. *Thèse d'Etat, INPL, Nancy. Mémoire Sciences de la Terre*, 37, 364 pages.

Chayes, F. (1955)- Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. *J. Geol.*, 63, 75-82.

Clarke, D.B. (1981)- The mineralogy of peraluminous granites : a review. *Can. Mineral.*, 19, 3-17.

Clemens, J.D. et Wall, V.J. (1982)- The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet : a discussion. *J. Geol.*, 90, 339-341.

Cocherie, A. (1978)- Géochimie des Terres rares dans les granitoïdes. *Thèse de 3e cycle, Université de Rennes*.

Costesèque, P. (1985)- Sur la migration des éléments par thermodiffusion ; état et perspectives d'un modèle géochimique. *Bull. Mineral.*, 108, 305-324.

Couilloud, D. (1988)- Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des skarns à tungstène de Fumade (Tarn, Montagne Noire). *Thèse de l'Université P. Sabatier, Toulouse*.

Couilloud, D., Moine, B., Safa, Ph. et Tollon, F. (1986)- Caractères minéralogiques et chimiques des skarns stratiformes du gisement de scheelite de Fumade (Tarn). *Coll. Gisements de tungstène, Toulouse*, 73.

- Crecraft, H.R., Nash, W.P. et Evans, S.H. (1981)**- Late cenozoic volcanism at Twin Peaks, Utah : geology and petrology. *J. Geophys. Res.*, 86 B 11, 10303-10320.
- Cullers, R.L., Medaris, L.G. et Haskin, L.A. (1973)**- Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements among silicate minerals and liquids and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1499.
- Debertrand, T. (1983)**- Etude stratigraphique, pétrographique et structurale des écaillés cambriennes du dôme de Viane de Brassac au col de la Bassine *Travail d'option, Ecole des Mines de Paris, Sciences de la terre.*
- Demange, M. (1982)**- Etude géologique du massif de l'Agout, Montagne Noire, France. *Thèse de Doctorat d'Etat es sciences naturelles, Université Paris VI.*
- Demange, M., Gouise, H., Nicolas, V.A. et Soler, P. (1986)**- Le gisement tungstifère de Leucamp (Cantal, France), dans son cadre géologique. *Rapport terminal ATP-DGRST "valorisation des ressources du sous-sol"*, 81 D. 1190, 41 pages.
- Didier, J. (1964)**- Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 23.
- Dodge, F.C.W. (1973)**- Chlorite from granitic rocks of the Central Sierra Nevada batholith, California. *Mineral. Mag.*, 39, 58-64.
- Doe, B.R. et Tilling, R.I. (1967)**- The distribution of lead between coexisting K-Feldspar and plagioclase. *Am. Mineral.*, 52, 805-816.
- Donnot, M. et Guérange, B. (1978)**- Le synclinorium Cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault). Versant Nord de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M. (2)*, 4, n° 4, 333-363.
- Drake, M.J. et Weill, D.F. (1975)**- Partition of Sr, Ba, Y, Eu²⁺ and Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid : an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 689-712.
- Dufrenoy, A. et Beaumont(de), E. (1841)**- Explication de la carte géologique de la France. *Imprimerie Royale, Paris*, 3 volumes.

Ferry, J.M. (1979)- Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south central Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 125-139.

Field, D. et Rodwell, J.R. (1968)- The occurrence of prehnite in a high grade metamorphic sequence from southern Norway. *Norsk. geol. Tidssk.*, 48, 55-59.

Fitton, J.G. (1972)- The genetic significance of almandin-pyrope phenocrysts in the calcalkaline Borraudale volcanic group, Northern England. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36, 231-248.

Flynn, R.T. et Burnham, C.W. (1978)- An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 685-701.

Fonteilles, M. (1980)- Relation of granites and associated tungsten ore deposit in S.E. China (Five examples from Jiangsi and Hunan Provinces). *Compte-rendu de la Mission en Chine - Mai-Juillet 1980. Report to Academia Sinica and CNRS (non publié)*.

Fourcade, S. (1981)- Géochimie des granitoïdes. *Thèse de Doctorat d'Etat*. Université Paris VII.

Fourcade, S. et Allègre, C. (1981)- Trace element behaviour in granite genesis : a case study. The calc-alkaline association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 177-195.

Friedrich, M. (1983)- Le complexe granitique hyperalumineux de St Sylvestre, Nord-Ouest du Massif Central français. *Thèse 3ème cycle*, Nancy.

Fujimaki, H. (1986)- Partition coefficients of Hf, Zr and REE between zircon, apatite and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 42-45.

Garcia, D. et Fonteilles, M. (1985)- Evolution du chimisme des biotites et des muscovites dans une série de granitoïdes (N. Portugal) ; implications pétrologiques et métallogéniques. *C. R. Acad. Sci.*, t301, s.2, n°11, 819-822.

Garcia, D., Ouin, M.C. et Fonteilles, M. (1985)- Géologie et géochimie des minéralisations en étain-tungstène de la région de Vila Real (Nord-Portugal) et des granitoïdes associés. *ENSM Saint-Etienne - Rapport final d'action concertée.*

Garcia, D. (1987)- Behaviour of Fe, Mn and Mg during the differentiation of granites and W-Sn bearing hydrothermal activity in the Vila Real area (Northern Portugal). *Bull. Mineral.*, 110, 613-622.

Gèze, B. (1949)- Etude de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mem. Soc. Géol. Fr. Nouvelle Série*, 29 (62), 215 pages.

Gèze, B. (1958)- Séquences stratigraphiques et sédimentologiques rythmiques dans les terrains primaires de la Montagne Noire. *C. R. Acad. Sci.*, 246, 34-83.

Gharemanlou, B. (1973)- Le granite du Sidobre et son encaissant entre Burlats et Vabre (Tarn). Microtectonique et pétrologie. *Thèse 3ème cycle*, Toulouse, 76 pages.

Green, H.T. (1977)- Garnet in silicic liquids and its possible use as P T° indication. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 59-67.

Gresens, R.L. (1966)- Dimensional and compositional control of garnet growth by mineralogical environment. *Am. Mineral.*, 51, 524-528.

Guidotti, C.V. (1970)- The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc Area, Maine. *J. Petrol.*, 11, n° 2, 227-336.

Guidotti, C.V. (1973)- Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from Northwestern Maine. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 33-42.

Guidotti, C.V. (1978)- Compositional variation of muscovite in medium to high grade metapelites of Northwestern Maine. *Am. Mineral.*, 63, 878-884.

Guidotti, C.V., Cheney, J.T. et Guggenheim, S. (1977)- Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from Northwestern Maine. *Am. Mineral.*, 62, 438-448.

- Hall, A.** (1965)- The occurrence of prehnite in affinitic rocks from Donegal Ireland. *Mineral. Mag.*, 235-236.
- Hamet, J.** (1975)- Etude systématique par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. *Thèse Doct. Etat*, Paris.
- Hamet, J. et Allègre, C.J.** (1972)- Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 251-257.
- Hamet, J. et Allègre, C.J.** (1973)- Datation $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ du Massif granitique du Mendic et de porphyroïdes à l'Est de la Montagne Noire : un exemple de relation entre pluton et volcans. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38, 291-298.
- Hamet, J. et Allègre, C.J.** (1976)- Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1429-1442.
- Harrison, T.N.** (1988)- Magmatic garnet in the Caingorm granite, Scotland. *Mineral. Mag.*, 52, 659-667.
- Hart, S.R., Davis, K.E., Kushiro, I. et Watson, E.B.** (1976)- Partitioning of nickel between olivine and silicate liquid. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 8, 906.
- Heinrich, E.W.** (1946)- Studies in the mica group ; the biotite-phlogopite series. *Am. J. Sci.*, Vol. 244, 836-848.
- Higuchi, H. et Nagasawa, H.** (1969)- Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, 281-287.
- Hildreth, W.** (1981)- Gradients in silicic magma chambers : implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86, 10153-10192.
- Hollister, L.S.** (1966)- Garnet zoning an interpretation based on fractionation model. *Sciences*, 154, 1647-1651.
- Hrichova, R.** (1970)- Contribution to the synthesis of spessartine analogues *Mineral. Mag.*, 37, 593-597.

Hsu, L.C. (1968)- Selected phase relationship in the system Al-Mg-Fe-Si-O-H a model for garnet equilibria. *J. Petrol.*, 9, 40-83.

Iiyama, J.T. (1964)- Etude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Crist.*, 87, 532-541.

Isnard, P. (1982)- Etude chimique du massif granitique du Sidobre (Tarn). Contribution à la méthodologie d'étude des grands échantillonnages. *Thèse Doct. Etat*, Nancy.

Jaffe, W. (1951)- The role of yttrium and other minor elements in the garnet group. *Am. Mineral.*, 36, 133-155.

Jahns, R.H. et Burnham, J.W. (1969)- Experimental studies of pegmatites genesis ; a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, 64, 843-864.

Kwak, T.A.P. (1968)- Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandin amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1222-1229.

Landes, P. (1980)- Etude stratigraphique, pétrographique et structurale des écailles cambriennes entre la vallée du Gijou et la zone axiale de la Montagne Noire (département du Tarn). *Travail d'option, Ecole des Mines de Paris, Sciences de la Terre*.

Leake, B.E. (1967)- Zoned garnets from the Galway granite and its aplites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3, 4, 331-316.

Leeman, W.P. (1979)- Partitioning of Pb between volcanic glass and coexisting sanidine and plagioclase feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol 43 n° 1, 171-176.

Leeman, W.P. et Phelps, D.W. (1981)- Partitionning of rare earths and other trace elements between sanidine and coexisting volcanic glass. *J. Geophys. Res.*, 86, 10193-10199.

Liou, J.G. (1971)- Synthesis and stability relations of prehnite $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *Am. Mineral.*, 56, 507-531.

Long, P.E. (1978)- Experimental determination of partition coefficient for Rb Sr and Ba between alkali feldspar and silicate liquid. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 833-846.

Lopez Ruiz, J. (1976)- The zoning of garnet as an indicator of the P.T. history of their host rocks. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 99, 337-346.

Lopez Ruiz, J. et Garcia Cacho, L. (1975)- Origin de los granates de las rocas graniticas y apliticas de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Espanol. *Bol. Geol. Min.*, 86, 614-618.

Maggetti, M. (1972)- Prehnite in basic plutonic rock from the Odenwald (Germany). *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 241-246.

Mahood, G. et Hildreth, W. (1983)- Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 11-30.

Manning, D.A.C. (1982)- The effects of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 206-215.

Manning, D.A.C. (1982)- The effect of fluorine on the structure of hydrous aluminosilicate melts. *Bull. Mineral.*, 106, 213-214.

Manning, D.A.C. (1983)- Chemical variation in garnets from aplites and pegmatite, Peninsular Thailand. *Mineral. Mag.*, 47, 353-358.

Matsui, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H. et Banno, S. (1977)- Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 100, 315-324.

Matthes, S. (1961)- Ergebnisse zur Granatsynthese und ihre Beziehungen zur natürlichen Granatbildung innerhalb der Pyralspit-Gruppe. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 23, 233-294.

McCallum, I.S. et Charette, M.P. (1978)- Zr and Nb partition coefficients : implication for the genesis of mare basalts, krep and sea-floor basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 859-969.

Mengaud, L. (1940)- Révision de la feuille de Castres au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr., Paris*, T. 62, n° 23, 45.

Michel-Levy, A. (1939)- Données comparatives sur les compositions chimiques et minéralogiques des granites du Mendic, du Sidobre et de l'Aigoual (Montagne Noire et Cévennes méridionales). *Bull. Soc. Geol. Fr., Paris*, 5ème série t. 9, 93-96.

Miller, C.F. et Stoddard, E.F. (1981)- The role of Manganese in the paragenesis of magmatic garnet : an example from the Old Woman-Puite range, California. *J. Geol.*, 89, 233-246.

Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. et Dollase, W.A. (1981)- Composition of plutonic muscovite : genetic implication. *Can. Mineral.*, 19, 25-34.

Mittlefehldt, D.W. et Miller, C.F. (1983)- Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton California : implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 109-124.

Monier, G. (1985)- Cristallographie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Thèse de Doctorat es Sciences. Université d'Orléans.*

Moore, A.C. (1976)- Intergrowth of prehnite and biotite. *Mineral. Mag.*, 40, 526-529.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. et Carron, J.P. (1985)- Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci.*, t.301, série 2, n°1, 813-818.

Nagasawa, H. (1970)- Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 359-364.

Nagasawa, H. et Schnetzler, C.C. (1971)- Partitioning in rare-earth, alkali, and alkaline earth element between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 953-968.

Naney, M.T. et Swanson, S.E. (1980)- The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *Am. Mineral.*, 65, 639-653.

Neiva, A.M.R. (1976)- The geochemistry of biotites from granites of northern Portugal with special reference to their tin content. *Mineral. Mag.*, 40, 453-466.

Neiva, A.M.R. (1977)- Distribution of some elements between coexisting minerals from granites, aplites and pegmatites from central northern Portugal. *Chem. Geol.*, 20, n°3, 223-233.

Nesen, G. (1981)- Le modèle exogranite-endogranite à stockscheider et la métallogénèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice, Espagne) *Thèse 3ème cycle*, Nancy.

Pascal, M.L. (1984)- Nature et propriétés des espèces en solution dans le système $K_2O-Na_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$: contribution expérimentale. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université Paris VI.

Pascal, M.L. et Roux, J. (1985)- K-Na Exchange equilibria between muscovite-paragonite solid solution and hydrothermal chloride solutions. *Mineral. Mag.*, 49, 515-521.

Phillips, E.R. et Rickwood, P.C. (1975)- The biotite-prehnite association. *Lithos*, 8, 275-281.

Pichavant, M. (1981)- An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure - geological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 430-439.

Pichavant, M. (1983)- Melt-fluid interaction deduced from studies of silicates $B_2O_3-H_2O$ systems at 1 Kbar. *Bull. Mineral.*, 106, 201-211.

Powell, M. et Powell, R. (1977)- Plagioclase-alkali feldspar geothermometry revisited. *Mineral. Mag.*, 41, 257-263.

Prian, J.P. (1980)- Les phosphorites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire, au Sud du bassin permien de Camarès (Aveyron). *Thèse Doctorat d'Etat*, Université Paris VI.

Puchelt, H. et Emmermann, R. (1976)- Bearing of rare earth patterns of apatites from igneous and metamorphic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 279-286.

Raimbault, L. (1984)- Géologie, pétrographie et géochimie des granites et des minéralisations associées de la région de Meymac, (Haute-Corrèze, France). *Thèse de Docteur ingénieur*, Ecole des Mines de Paris.

Raimbault, L. (1984)- Etude pétrographique et géochimique des granites et minéralisations associées de la région de Meymac. Description et relations génétiques. *Rapport de l'action concertée*, VRSS 81 D 1190.

Raimbault, L. (1987)- Génèse des granites à métaux rares : revue comparative des modèles géochimiques. *Géologie de la France*, 2-3, 101-108.

Raimbault, L. et Quin, M.C. (1984)- Géochimie du massif granitique d'Echassières (Allier). *Documents du B.R.G.M.*, 81 - 8, 109-119.

Raimbault, L. et Azencott, C. (1987)- Géochimie des éléments majeurs et traces du granite à métaux rares de Beauvoir (sondage GPF, Echassières). *Géologie de la France*, 2-3, 189-198.

Raimbault, L., Fonteilles, M., Duthou, J.L. et Fouillac, A.M. (1987)- Transfert de matière entre magmas intrusifs et encaissant : analyse et modélisation des remplissages fissuraux et des modifications métasomatiques dans le système hydrothermal de Dajishan (Jiangxi, Chine). *Rapport inédit de fin de contrat ATP Transferts*, n° 1576 AP 85.

Raimbault, L. et Kaelin, J.L. (1987)- Pétrographie et géochimie de la granodiorite de la Fourque (gisement de scheelite de Salau, Pyrénées, France). *Bull. Mineral.*, 110, 633-644.

Raimbault, L., Meyer, G. et Treuil, M. (1987)- Behaviour of W, Sn, U, Ta, Nb in some granitic complexes from the French Massif Central. *Bull. Mineral.*, 110

Refaat, A.M. et Abdallah, Z.M. (1979)- Geochemical study of coexisting chlorite from Zaker granitic rocks of Zanjan area, Northwest Iran. *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 136, 3, 262-275.

Robert, J.L. (1976)- Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chem. Geol.*, 17, 213-227.

Rolet, J. (1973)- Contribution à l'étude géologique des Monts de l'Est de Lacaune. Autochtone du Mendic et écaïlle de Marcou (Montagne Noire, France). *Thèse 3ème cycle*, Paris Sud (Orsay), 101 pages.

Roques, M. (1941)- Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Thèse*, 530 pages.

Safa, Ph., Mirabail, H., Icart, J.C. et Desneulin, J. (1986)- Les phases de la découverte du gisement de skarns à tungstène de Fumade (Tarn). *Coll. Gisements de tungstène*, Toulouse, 77.

Safa, Ph., Couilloud, D., Tessier, B. et Moine, B. (1987)- Le gisement de tungstène de Fumade (Tarn, France) : gîtologie, caractères pétrographiques et géochimiques des skarns et des granites. *Chron. Rech. Min.*, 487, 39-51.

Saxena, S.K. (1966)- Distribution of elements between coexisting muscovite and biotite and crystal role of titanium in the micas. *N. JB. Mineral. Abh.*, 105, 1-17.

Schaller, W.T. (1950)- An interpretation of the composition of high-silica sericites. *Mineral. Mag.*, 29, 407-415.

Schnetzler, C.C. et Philpotts, J.A. (1970)- Partition coefficients of rare earth elements between igneous matrix material and rock forming minerals II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 331-340.

Séverac, J.L. (1982)- Etude géologique, minéralogique et géochimique des minéralisations en tungstène de Fumade. *Thèse de 3ème Cycle*, Toulouse.

Sobolev, N.V. (1964)- Classification of rock forming garnets. *Doklady Acad. Sci., USSR*, 157, 79-82.

Steinberg, M., Treuil, M. et Touray, J.C. (1979)- Géochimie. Principes et méthodes II- Cristalochimie et éléments en traces. *Doin éd., Paris.*

Stormer, J.C. (1975)- A practical two feldspar geothermometer. *Am. Mineral.*, 60, 667-674.

Taylor, S.R. et McLennan, S.M. (1985)- The continental crust : its composition and evolution. *Blackwell Sci. Publ., Oxford*, 312 pages.

Tessier, B. (1986)- Données préliminaires sur les granitoïdes associés au gisement de skarn à scheelite de Fumade (Tarn). *Colloque européen - Gisements de Tungstène, Toulouse, Univ. P. Sabatier.*, 75-76.

Thiebault, J. et Escande, H. (1949)- Un nouveau contact visible du granite du Sidobre et des terrains métamorphiques. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, t.84, fasc.3-4, 159-160.

Thiebault, J. et Escande, H. (1950)- Sur la bordure du Sidobre dans la région de Ferrières. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 85, 125.

Thiebault, J. et Escande, M. (1953)- Observations sur le massif du Sidobre. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 88, 8.

Thoral, M. (1935)- Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Carte Geol.*, (192), t38, 319-637.

Tullock, A.J. (1979)- Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 105-117.

Tuttle, O.F. et Bowen, N.F. (1958)- Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Amer.*, Memoir 74.

Velde, B. (1965)- Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Am. J. Sci.*, 263, 886-913.

Vennum, W.R. et Meyer, C.E. (1979)- Plutonic garnet from the Werner batholith, Lassiter coast, Antarctic Peninsula. *Am. Mineral.*, 64, 268-273.

Vernieres, J., Joron, J.L., Treuil, M., Coulon, C. et Dupuy, C. (1977)- Coefficient de partage de quelques éléments en traces entre plagioclase et verre dans les ignimbrites - Implications pétrogénétiques. *Chem. Geol.*, 19, 309-325.

Vialette, Y. (1965)- Granitisation hercynienne dans le Massif Central Français. *Sciences de la Terre*, X (3,4), 369-382.

- Villemant, B. et Treuil, M. (1983)- Comportement des éléments traces et majeurs dans la série alcaline du Velay ; comparaison avec la chaîne des Puys (Massif Central, France). *Bull. Mineral.*, 106, 465-486.
- Wakita, H., Shibao, K. et Nagashima, K. (1969)- Yttrian spessartine from Suishoyama, Fukushima prefecture, Japan. *Am. Mineral.*, 54, 1678-1683.
- Wang, Y., Li, J., Lu, J. et Fan, W. (1982)- Geochemical mechanism of Nb, Ta mineralization during the late stage of granite crystallization. *Geochem.*, v, 1, n° 2, 175-185.
- Watson, E.B. (1980)- Some experimentally determined zircon/liquid partition coefficients for the rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 2349-2358.
- Whitney, J.A. et Stormer, J.C. (1977)- Two feldspars geothermometry, geobarometry in mesozonal granitic intrusion. Three examples from the Piedmont of Georgia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 51-64.
- Wones, D.R. et Eugster, H.P. (1965)- Stability of biotite : experiment theory and application. *Am. Mineral.*, 50, 1228-1272.
- Wruke, C.T. (1955)- Prehnite and hydrogarnet in Precambrian rocks near Boulder, Colorado. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 525-D, 55-58.
- Wyllie, P.J. et Tuttle, O.F. (1961)- Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. II. The effect of NH₃ and HF in addition to H₂O on the melting temperatures of albite and granite. *Am. J. Sci.*, 259, 128.
- Yoder, H.S. et Keith, M.L. (1951)- Complete substitution of aluminium silicon : the system $3 \text{MnO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 - 3\text{Y}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$. *Am. Mineral.*, 36, 519-583.
- Zeck, H.P. (1971)- Prehnite-pumpellyite facies metamorphism in the Precambrian basement rock of Sud Sweden. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 32, 307-314.
- Zubkov, V.S. (1978)- Distribution of potassium and rare elements in plagioclase phenocrysts from central Transbaikalia lavas. *Geochem. Intern.*, 15-2, 84-92.

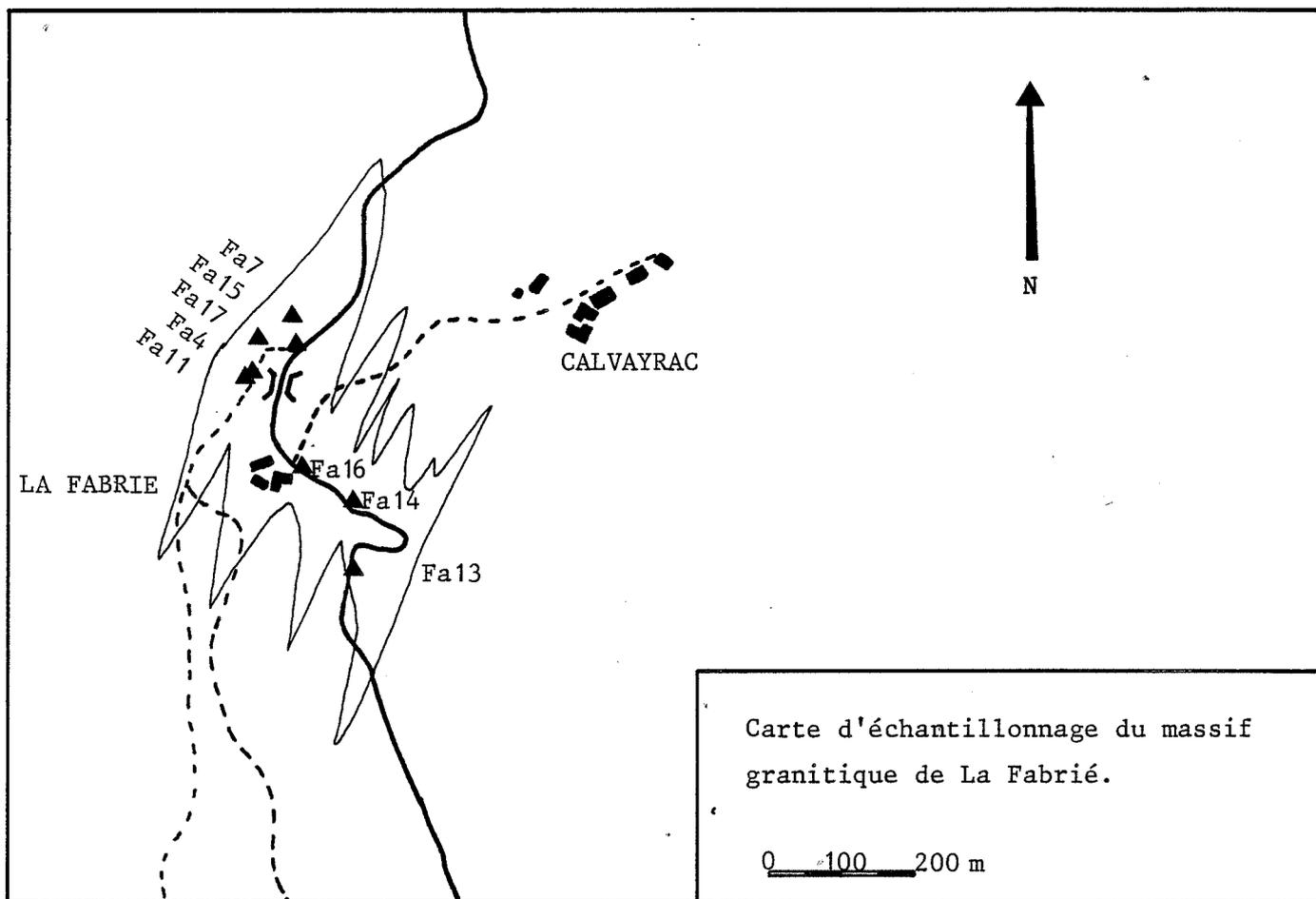
ANNEXES

- Liste des échantillons granitiques prélevés en sondage	293
- Carte d'échantillonnage du massif granitique de La Fabrié	294
- Tableaux d'analyses en roches totales des granites de Fumade et du Sidobre	295 à 316
- Tableaux d'analyses des minéraux des granites	317 à 348



LISTE DES ECHANTILLONS PRELEVES EN SONDAGE

Nom échantillon	Sondage	Cote profondeur (mètres)	Nom échantillon	Sondage	Cote Profondeur (mètres)
U76	Fu7	206,20	U2812	Fu28	145,60
U42	Fu4	457,60	U2813D	Fu28	146,20
U171	Fu17	400,00	U2817	Fu28	151,70
L22	F12	371,50	U2824	Fu28	162,70
U13	Fu1	402,00	U2826D	Fu28	175,05
L76	F17	347,00	U223	Fu22	170,90
L121	F112	321,00	U2820A	Fu28	157,60
U61	Fu6	239,65	U295	Fu29	85,55
L134	F113	374,50	U296	Fu29	90,80
U321	Fu32	261,00	U2813A	Fu28	146,00
U3435	Fu34	210,50	U2815D	Fu28	147,85
U75	Fu7	185,60	U3813	Fu38	141,60
U2819	Fu28	156,55	U2820B	Fu28	157,65
U216	Fu21	270,80	U2807A	Fu28	118,20
L86	F18	236,20	U2815C	Fu28	147,80
U367	Fu36	218,15	U3461	Fu34	106,80
U3617	Fu36	285,20	U3812	Fu38	138,80
L151	F115	269,40	U2815E	Fu28	147,90
U355	Fu35	171,50	U2815A	Fu28	147,70
U297	Fu29	91,45	U2815B	Fu28	147,75
U3616	Fu36	276,15	U92	Fu9	65,20
U211	Fu21	137,50	U2813B	Fu28	146,30
U221	Fu22	149,30	U2807B	Fu28	118,25
U3438	Fu34	250,55			



Valeurs utilisées pour la normalisation aux chondrites
des courbes de terres rares :

La	0,320
Ce	0,787
Pr	0,120
Nd	0,580
Sm	0,185
Eu	0,071
Gd	0,256
Tb	0,050
Dy	0,303
Ho	0,073
Er	0,208
Tm	0,033
Yb	0,206
Lu	0,034

**TABLEAUX D'ANALYSES EN ROCHES TOTALES
DES GRANITES DE FUMADE ET DU SIDOBRE**



GRANITE DE FUMADE ET DU SIDOBRE - Majeurs et traces

Roche	SIG1	MER1	MER2	SIPL	SAR2	MO3	SIGH	BA4	U76	U42
Type	GC	GC	GC	GC	GP	GP	GP	GP	GB	GB
Local	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	FU	FU
Analyse en roche totale										
SiO2	69.70	69.90	69.10	69.20	71.50	71.10	71.90	70.40	71.80	72.10
Al2O3	15.60	15.30	15.00	15.20	15.30	15.30	14.50	15.30	14.90	14.70
Fe2O3	3.14	2.98	2.87	2.89	2.23	2.27	2.12	2.25	2.20	2.19
MgO	0.86	0.75	0.77	0.79	0.60	0.56	0.58	0.60	0.57	0.59
MnO	0.057	0.056	0.053	0.056	0.053	0.060	0.056	0.055	0.064	0.058
CaO	2.65	2.53	2.56	2.61	2.17	2.17	2.03	1.63	1.81	2.04
Na2O	3.38	3.25	3.26	3.42	3.45	3.54	3.39	3.41	3.27	3.29
K2O	3.85	3.80	4.01	3.77	4.27	4.19	4.13	4.25	4.45	4.19
TiO2	0.394	0.384	0.349	0.343	0.267	0.260	0.243	0.239	0.256	0.248
P2O5	0.13	0.11	0.10	0.11	0.09	0.09	0.08	0.06	0.09	0.08
H2O	0.14	0.24	0.08	0.24	0.18	0.04	0.40	0.20	0.24	0.12
PF	0.70	0.60	0.58	0.78	0.50	0.78	0.56	0.82	1.08	0.58
Total	100.60	99.90	98.73	99.41	100.61	100.36	99.99	99.21	100.73	100.19
Sc	6.7	6.7	6.3	6.7	5.6	5.4	5.2	5.8	5.7	5.5
V.	19.1	18.7	17.0	18.0	12.1	10.5	10.4	8.8	18.2	18.2
Cr	9.2	10.0	9.4	11.2	8.9	7.7	8.9	7.8	8.4	8.3
Co	6.1	7.0	5.9	5.7	3.9	4.1	3.9	3.2	4.9	4.5
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	5.8	5.5
Cu	< 0.8	< 0.8	< 0.8	< 0.8	< 0.8	< 0.8	< 0.8	< 0.8	7.8	< 0.8
Zn	58.0	59.7	57.8	59.3	52.0	55.0	48.3	44.3	66.0	50.0
Ga	18.3	17.3	16.9	16.5	18.6	17.7	15.2	18.5	18.0	16.8
F. %	0.155	n.d.	n.d.	0.100	0.097	n.d.	n.d.	0.060	0.042	0.047
Li	81.0	77.0	81.0	76.0	91.0	74.5	95.0	79.5	68.0	90.5
Be	3.8	4.1	3.6	3.5	4.2	4.6	4.5	5.0	5.1	4.3
Rb	152	158	157	149	168	181	175	176	196	170
Sr	164	178	171	159	145	130	130	139	127	122
Ba	531	542	602	546	499	476	454	413	494	417
Cs	5.1	n.d.	n.d.	7.0	n.d.	10.2	n.d.	n.d.	n.d.	7.1
Zr	129	136	128	127	104	104	105	98.0	98.0	94.0
Hf	4.0	n.d.	4.3	4.1	3.9	3.6	n.d.	n.d.	n.d.	3.7
Nb	14.4	13.1	13.2	12.9	13.2	14.0	12.8	15.4	15.4	13.5
Ta	1.52	n.d.	1.20	1.30	1.45	2.65	n.d.	n.d.	n.d.	1.84
La	26.6	28.6	n.d.	n.d.	23.1	19.6	21.8	18.0	18.8	17.8
Ce	65.1	67.1	n.d.	n.d.	54.6	49.0	51.9	44.1	45.2	43.6
Nd	25.4	27.1	n.d.	n.d.	22.3	19.4	20.5	17.7	17.9	18.2
Sm	4.5	4.4	n.d.	n.d.	4.1	3.8	3.9	3.8	3.4	3.7
Eu	1.06	1.06	n.d.	n.d.	0.92	0.88	0.82	0.96	0.80	0.77
Gd	5.0	4.9	n.d.	n.d.	4.4	4.5	4.6	4.4	4.1	4.6
Dy	3.6	3.3	n.d.	n.d.	2.9	3.6	3.7	3.2	2.9	3.7
Yb	1.88	1.57	n.d.	n.d.	1.40	2.03	1.97	1.67	1.69	1.90
Y.	25.0	22.2	25.7	24.1	21.1	26.9	27.5	19.0	21.5	31.8
Sn	4.5	6.4	4.9	4.8	7.5	8.7	6.1	6.8	10.9	5.3
Pb	32.8	27.7	27.3	26.1	37.0	40.4	33.1	35.5	37.0	38.0
U.	4.5	3.6	3.1	4.4	< 3.0	< 3.0	4.8	4.7	4.3	7.5
Th	11.3	n.d.	n.d.	10.6	13.6	11.5	n.d.	12.3	n.d.	14.0
Al/										
Na+K+2Ca	1.07	1.09	1.04	1.05	1.07	1.07	1.06	1.16	1.10	1.08
Fe/Fe+Mg	0.65	0.67	0.65	0.65	0.65	0.67	0.65	0.66	0.66	0.65

GRANITE DE FUMADE ET DU SIDOBRE - Majeurs et traces

Roche	U171	L22	U13	L76	L121	U61	L134	U321	U3435	U75
Type	GB	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R
Local	FU	FL	FU	FL	FL	FU	FL	FU	FU	FU
Analyse en roche totale										
SiO2	72.10	73.50	73.20	74.20	72.80	73.40	72.80	73.00	74.20	74.80
Al2O3	14.60	14.30	14.60	14.50	15.30	14.10	13.40	14.20	14.20	14.20
Fe2O3	2.20	1.45	1.46	1.31	1.49	1.42	1.17	1.24	1.19	1.20
MgO	0.53	0.41	0.37	0.35	0.27	0.26	0.22	0.22	0.22	0.27
MnO	0.061	0.045	0.045	0.045	0.050	0.038	0.046	0.042	0.072	0.062
CaO	2.15	1.54	1.69	1.40	1.83	1.44	1.42	1.44	1.19	1.04
Na2O	3.45	3.27	3.31	3.24	3.61	3.42	3.49	3.46	3.67	3.39
K2O	3.93	4.20	4.41	4.48	4.27	4.61	4.31	4.51	4.41	4.54
TiO2	0.247	0.146	0.144	0.140	0.140	0.127	0.117	0.105	0.093	0.089
P2O5	0.08	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
H2O	0.02	0.10	0.08	0.14	< 0.01	0.06	0.18	0.06	< 0.01	0.04
PF	0.94	0.70	1.18	0.68	0.62	0.80	0.54	0.86	1.22	0.76
Total	100.31	99.70	100.53	100.52	100.44	99.72	97.73	99.16	100.50	100.42
Sc	5.6	4.5	4.5	4.9	4.5	3.9	3.6	3.9	4.2	4.3
V.	10.5	4.4	3.8	3.8	3.5	2.4	6.2	5.5	4.3	4.1
Cr	7.6	7.0	7.2	7.4	7.2	8.3	6.1	5.5	5.4	6.9
Co	4.9	3.8	< 3.0	3.2	3.3	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	9.6	3.3	3.7	3.8	2.9	3.3	3.6	< 2.5	< 2.5	3.3
Cu	2.2	18.1	17.0	25.0	12.4	31.0	13.5	12.8	< 0.8	< 0.8
Zn	51.0	38.9	36.0	34.8	32.8	46.8	30.7	29.4	35.0	34.0
Ga	18.0	18.5	15.0	16.8	18.9	16.0	16.6	15.7	17.0	16.4
F.%	n.d.	n.d.	n.d.	0.035	n.d.	0.044	n.d.	0.027	0.041	n.d.
Li	65.0	67.5	53.0	63.5	60.0	49.2	51.0	42.9	101	69.0
Be	4.3	4.8	4.2	4.5	4.3	4.1	4.7	4.3	5.8	5.3
Rb	163	196	192	211	199	202	192	205	248	228
Sr	124	77.7	103	75.0	86.0	69.0	87.0	68.0	48.0	53.0
Ba	430	251	357	245	172	200	220	155	129	125
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	6.2	n.d.	n.d.	n.d.	4.6	n.d.	n.d.
Zr	94.0	68.0	72.0	67.0	70.0	63.0	65.0	58.0	53.0	55.0
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	< 3.0	n.d.	n.d.	n.d.	< 3.0	n.d.	n.d.
Nb	13.7	15.7	13.0	15.8	15.6	14.7	15.7	14.8	17.7	16.8
Ta	2.15	n.d.	n.d.	3.63	2.75	n.d.	n.d.	3.10	n.d.	n.d.
La	19.4	11.7	15.8	9.1	12.5	11.4	12.4	24.4	12.2	10.0
Ce	46.2	30.6	38.3	25.1	32.7	30.0	31.4	128	32.3	27.6
Nd	18.8	12.8	15.7	10.2	13.5	12.2	13.0	39.4	14.0	11.4
Sm	3.6	3.2	3.3	2.7	3.1	3.0	3.4	25.4	4.2	3.5
Eu	0.79	0.56	0.69	0.49	0.55	0.53	0.48	2.69	0.43	0.47
Gd	4.5	3.9	4.1	3.3	3.8	3.7	3.9	18.5	5.0	4.2
Dy	3.5	3.4	3.3	2.8	3.4	3.0	3.5	12.1	4.8	3.9
Yb	1.79	1.89	1.87	1.66	1.90	1.71	1.87	4.54	2.89	2.52
Y.	27.6	30.4	26.0	23.0	32.6	33.6	32.9	38.2	45.8	40.4
Sn	8.0	11.7	9.0	11.8	11.6	8.2	11.4	9.3	11.7	8.4
Pb	38.0	42.5	42.0	47.5	47.2	48.0	47.0	50.0	47.0	49.0
U.	5.4	7.9	7.0	8.5	7.9	8.8	6.4	8.2	11.5	10.9
Th	13.3	9.2	n.d.	9.4	10.8	10.2	10.5	9.8	10.3	n.d.
Al/										
Na+K+2Ca	1.06	1.12	1.10	1.14	1.10	1.07	1.03	1.08	1.09	1.15
Fe/Fe+Mg	0.67	0.64	0.67	0.65	0.73	0.73	0.73	0.74	0.73	0.69

GRANITE DE FUMADE ET DU SIDOBRE - Majeurs et traces

Roche	U2819	U216	L86	U367	U3617	L151	U355	U297	U3616	U211
Type	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	MG
Local	FU	FU	FL	FU	FU	FL	FU	FU	FU	FU
.....										
Analyse en roche totale										
SiO ₂	74.90	73.80	74.10	74.80	74.80	75.10	74.90	75.60	74.10	73.60
Al ₂ O ₃	13.60	14.00	14.00	14.10	13.80	13.90	14.00	13.60	13.80	13.80
Fe ₂ O ₃	1.04	0.88	1.05	0.77	0.80	0.77	0.64	0.90	0.54	0.83
MgO	0.19	0.22	0.18	0.17	0.25	0.14	0.18	0.13	0.15	0.14
MnO	0.057	0.051	0.073	0.031	0.030	0.034	0.048	0.035	0.033	0.049
CaO	0.92	0.92	0.90	1.13	0.92	1.09	0.87	0.77	0.85	1.17
Na ₂ O	3.19	3.56	3.37	3.21	3.17	3.42	3.20	3.64	3.27	3.65
K ₂ O	5.03	5.36	4.90	4.86	5.45	4.66	5.17	4.76	6.01	4.70
TiO ₂	0.089	0.081	0.078	0.073	0.069	0.066	0.065	0.061	0.046	0.053
P ₂ O ₅	< 0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
H ₂ O	0.10	0.10	0.24	< 0.01	0.06	0.26	< 0.01	0.02	0.04	0.04
PF	0.76	1.56	0.88	1.30	1.04	0.50	1.22	0.74	1.26	1.38
Total	99.88	100.55	99.79	100.49	100.41	99.96	100.33	100.27	100.12	99.43
Sc	4.5	3.5	3.6	3.5	3.4	3.5	3.3	2.2	4.1	3.8
V	3.1	2.7	2.7	3.6	3.7	4.8	4.4	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cr	5.4	6.0	6.3	5.1	6.2	6.4	5.5	6.7	6.5	6.3
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	2.6	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	69.0	10.8	31.9	20.5	16.2	24.4	44.0	39.0	11.0	< 0.8
Zn	18.5	25.0	22.7	23.0	19.9	19.0	157	21.3	21.0	31.0
Ga	15.9	15.0	18.3	15.4	13.5	16.0	17.7	14.4	15.0	19.2
F. %	n.d.	0.035	0.039	n.d.	n.d.	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	0.030
Li	26.3	23.4	26.5	35.3	22.8	42.7	17.1	22.0	24.1	18.2
Be	4.7	4.1	4.9	4.3	3.3	4.4	4.1	4.7	3.1	5.9
Rb	235	217	236	206	202	217	227	228	230	292
Sr	29.5	51.0	38.0	54.0	48.0	47.0	78.0	37.2	34.0	27.0
Ba	56.5	117	90.6	105	152	103	114	50.9	60.9	50.4
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	4.7	3.9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	59.0	52.0	49.0	52.0	45.0	46.0	47.0	36.0	28.0	48.0
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	< 3.0	< 3.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	17.6	14.3	17.5	13.1	11.8	14.5	16.5	16.3	11.7	22.0
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	2.41	1.96	4.04	n.d.	3.70	2.15	n.d.
La	6.5	12.6	7.9	9.8	10.6	8.7	10.4	6.7	9.2	9.2
Ce	25.2	29.9	21.2	29.1	28.1	23.6	26.3	16.6	24.8	23.2
Nd	11.9	13.9	10.1	11.6	11.9	10.4	11.4	8.0	10.9	11.1
Sm	5.0	4.1	3.3	4.2	3.8	3.3	3.4	2.5	3.8	3.6
Eu	0.14	0.39	0.30	0.50	0.43	0.36	0.34	0.17	0.35	0.21
Gd	4.4	5.1	4.3	4.4	4.8	4.0	4.1	3.7	4.3	4.7
Dy	5.1	5.3	4.4	3.9	4.8	4.0	4.0	4.3	4.2	5.1
Yb	3.08	3.27	2.75	2.25	2.80	2.41	2.71	2.63	2.28	3.60
Y	43.1	43.8	39.0	34.1	41.3	35.7	40.0	43.5	37.3	51.0
Sn	6.7	6.2	12.6	7.1	6.8	7.7	8.0	5.3	6.0	11.2
Pb	52.1	52.0	50.1	51.0	56.0	61.0	100.0	55.0	65.0	48.0
U	16.3	10.4	10.6	10.2	9.3	10.7	11.7	14.3	10.1	12.7
Th	n.d.	n.d.	9.2	9.7	10.2	11.9	n.d.	n.d.	n.d.	9.5
Al/Na+K+2Ca	1.10	1.05	1.12	1.12	1.08	1.10	1.13	1.08	1.03	1.04
Fe/Fe+Mg	0.74	0.67	0.75	0.69	0.62	0.74	0.64	0.78	0.65	0.75

GRANITE DE FUMADE ET DU SIDOBRE - Majeurs et traces

Roche	U221	U3438	U2812	U2813D	U2817	U2824	U2826D	U223	U2820A	U295
Type	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GF	GF	GF
Local	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU

Analyse en roche totale

SiO2	75.40	76.00	74.80	74.90	75.50	75.60	75.60	76.20	75.20	75.00
Al2O3	14.20	13.80	13.80	13.90	13.90	13.90	13.80	13.90	13.90	13.40
Fe2O3	0.63	0.61	0.53	0.62	0.69	0.58	0.50	0.59	0.82	0.61
MgO	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.13	0.10	0.08	0.11	0.12
MnO	0.059	0.043	0.058	0.036	0.074	0.057	0.032	0.067	0.184	0.026
CaO	0.80	1.00	0.78	0.79	0.83	0.83	0.80	0.87	0.78	0.75
Na2O	3.75	3.83	3.39	2.72	3.30	3.74	3.37	3.65	3.34	3.44
K2O	4.35	4.40	4.89	6.09	4.82	4.50	4.81	4.83	4.70	5.17
TiO2	0.037	0.037	0.030	0.032	0.028	0.039	0.030	0.035	0.031	0.034
P2O5	0.02	0.04	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	0.02	0.02	< 0.01	0.02
H2O	< 0.01	0.08	0.14	0.04	0.08	0.12	0.32	0.02	0.10	< 0.01
PF	1.74	0.60	0.96	1.22	0.86	0.92	1.28	0.70	0.98	1.96
Total	101	100.53	99.49	100.44	100.20	100.43	100.66	100.96	100.15	100.54

Sc	2.9	2.7	7.6	5.2	6.3	3.0	3.5	3.8	4.3	2.5
V.	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cr	5.3	6.3	6.5	5.0	5.0	5.2	6.1	5.0	6.8	6.8
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	n.d.	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	23.0	7.4	39.9	66.0	50.5	36.7	40.8	8.3	3.4	8.0
Zn	25.0	15.0	13.7	10.2	19.5	16.1	14.4	22.0	18.9	17.8
Ga	17.2	15.0	22.3	18.3	19.5	17.2	17.8	17.0	19.8	14.8
F. %	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.032	n.d.	0.026
Li	22.9	17.8	10.2	9.3	12.2	23.0	11.5	29.5	15.6	13.4
Be	5.2	15.9	5.4	3.0	4.9	6.0	5.8	4.3	3.8	6.4
Rb	238	216	243	303	223	209	223	229	243	293
Sr	16.3	27.2	25.8	34.4	27.8	22.2	39.4	16.9	15.4	28.0
Ba	31.8	52.5	26.3	36.4	33.6	26.2	35.2	30.0	28.1	33.1
Cs	5.7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< 1.0	6.0	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	52.0	39.0	32.0	36.0	55.0	32.0	28.0	54.0	37.0	37.0
Hf	3.9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< 3.0	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	16.7	14.2	18.8	17.6	18.0	16.2	13.7	16.9	20.2	19.6
Ta	3.47	3.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.76	n.d.	n.d.	n.d.
La	7.5	7.6	7.8	5.7	4.9	3.8	3.3	9.6	5.6	5.9
Ce	20.4	19.0	28.5	25.0	24.9	17.9	20.9	24.1	25.4	17.0
Nd	8.1	7.8	14.6	11.6	12.8	8.8	8.9	11.4	11.5	7.7
Sm	2.5	2.1	5.3	5.1	5.1	4.4	4.5	3.3	5.1	2.7
Eu	0.17	0.26	0.14	0.14	0.11	< 0.08	0.18	0.17	0.14	0.20
Gd	4.3	3.2	5.1	4.6	4.7	4.0	4.0	4.4	4.9	3.9
Dy	6.1	4.0	6.8	5.5	6.0	5.2	4.4	5.5	6.8	4.7
Yb	4.53	2.87	3.84	2.95	4.42	3.48	2.63	4.01	4.11	3.26
Y.	57.5	47.4	57.0	45.4	67.5	47.4	36.0	52.5	60.5	40.3
Sn	8.4	5.4	10.0	9.2	9.7	9.3	9.0	8.1	7.3	7.1
Pb	58.0	55.0	41.2	43.1	47.6	49.4	49.3	56.0	42.7	55.0
U.	18.8	13.2	14.9	21.5	18.6	15.1	12.1	13.8	17.3	13.3
Th	10.1	10.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7.7	9.9	n.d.	n.d.

Al/										
Na+K+2Ca	1.15	1.07	1.12	1.11	1.14	1.11	1.13	1.08	1.16	1.06
Fe/Fe+Mg	0.78	0.78	0.73	0.77	0.78	0.69	0.71	0.80	0.79	0.72

GRANITE DE FUMADE ET DU SIDOBRE - Majeurs et traces

Roche	U296	U2813A	U2815D	U3813	U2820B	U2807A	U2815C	U3461	U3812	U2815E
Type	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	AG
Local	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU

Analyse en roche totale

SiO2	76.40	74.90	76.30	75.60	75.20	74.60	75.00	73.60	75.50	74.90
Al2O3	13.80	14.00	14.10	14.50	14.10	14.10	14.30	14.40	14.70	14.40
Fe2O3	0.70	0.56	0.57	0.83	1.27	0.52	1.15	1.20	0.86	0.91
MgO	0.11	0.08	0.07	0.20	0.12	0.08	0.06	0.08	0.13	0.06
MnO	0.058	0.149	0.110	0.156	0.508	0.045	0.462	0.671	0.349	0.335
CaO	0.73	0.71	0.71	0.52	0.58	0.58	0.57	0.56	0.57	0.61
Na2O	3.38	3.40	3.94	3.84	3.29	3.89	3.54	3.89	4.32	3.50
K2O	4.69	4.64	3.89	4.49	4.56	5.23	4.64	4.46	4.11	4.24
TiO2	0.030	0.024	0.023	0.021	0.020	0.019	0.015	0.014	0.012	0.016
P2O5	0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	0.02	0.02	< 0.01
H2O	0.12	0.08	0.08	< 0.01	0.06	0.26	0.04	< 0.01	0.04	0.08
PF	0.98	0.78	0.58	0.80	0.68	0.46	0.32	0.40	0.50	0.70
Total	101	99.33	100.38	100.96	100.40	99.80	100.11	99.30	101	99.77

Sc	5.0	8.9	6.3	5.3	4.4	4.2	8.1	6.5	5.0	6.9
V.	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	2.2	< 2.0
Cr	5.6	5.3	3.3	6.6	7.0	7.0	3.9	6.0	3.6	4.0
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	n.d.	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	37.0	12.5	< 0.8	< 0.8	< 0.8	1.0	1.8	< 0.8	< 0.8	2.4
Zn	42.0	14.0	30.7	56.0	11.7	13.8	20.0	13.6	26.5	20.5
Ga	18.0	22.8	21.6	23.0	18.7	18.3	19.5	22.0	23.4	22.4
F. %	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.035	n.d.
Li	20.1	8.9	12.6	33.0	16.1	30.4	11.8	16.7	25.7	13.1
Be	4.2	6.3	7.7	7.6	4.5	3.9	6.8	6.6	6.7	6.8
Rb	236	243	279	375	234	291	325	280	381	319
Sr	34.0	25.3	10.6	14.2	14.4	31.4	9.6	9.3	10.0	8.4
Ba	33.9	29.2	21.0	25.9	31.7	33.4	19.3	27.7	27.9	20.2
Cs	n.d.	n.d.	< 1.0	11.3	n.d.	n.d.	n.d.	6.0	n.d.	n.d.
Zr	39.0	32.0	47.0	49.0	39.0	18.0	36.0	29.0	52.0	38.0
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	4.0	n.d.	n.d.	n.d.	< 3.0	n.d.	n.d.
Nb	18.0	18.7	23.7	29.6	17.9	22.8	23.5	26.6	26.3	26.7
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	4.28	n.d.	n.d.	n.d.	4.72	n.d.	n.d.
La	7.3	6.3	0.7	6.5	5.7	4.2	13.2	10.5	12.4	2.3
Ce	17.9	24.4	14.6	20.9	23.2	25.1	43.4	27.5	37.4	18.9
Nd	9.3	12.0	7.0	11.3	12.0	10.8	23.9	14.5	21.2	11.7
Sm	2.8	4.9	4.3	4.9	5.5	5.0	6.8	6.7	9.2	4.9
Eu	0.15	0.11	< 0.08	0.12	0.11	0.29	0.14	0.13	0.20	< 0.08
Gd	4.1	4.4	3.7	6.5	5.6	4.1	7.3	10.3	11.2	4.8
Dy	5.1	6.0	4.4	8.5	8.8	3.5	15.2	15.6	14.0	8.4
Yb	3.52	3.75	3.13	5.96	4.69	1.61	11.60	18.60	8.60	5.85
Y.	52.0	50.0	54.0	74.5	73.5	19.9	136	153	119	111
Sn	11.7	11.2	10.4	21.7	5.4	3.9	11.3	15.3	18.9	15.6
Pb	53.0	42.4	28.8	34.5	40.7	50.5	29.3	42.0	30.3	30.6
U.	14.4	14.3	18.7	17.4	16.0	17.0	12.6	8.0	20.0	15.4
Th	n.d.	n.d.	n.d.	10.4	n.d.	n.d.	n.d.	6.3	10.5	n.d.

Al/

Na+K+2Ca	1.15	1.18	1.18	1.20	1.24	1.08	1.20	1.18	1.17	1.26
Fe/Fe+Mg	0.76	0.77	0.81	0.68	0.84	0.77	0.90	0.89	0.78	0.88

GRANITE DE FUMADE ET DU SIDOBRE - Majeurs et traces

Roche	U2815A	U2815B	U92	U2813B	U2807B	FA7	FA16	FA17	FA13	FA15
Type	AG	AG	AG	AG	AG	GM	GF	GF	GF	GF
Local	FU	FU	FU	FU	FU	FA	FA	FA	FA	FA
.....										
Analyse en roche totale										
SiO2	74.80	75.00	74.80	73.70	74.60	75.80	75.50	74.70	74.90	74.50
Al2O3	14.60	14.80	14.00	14.00	14.30	14.30	14.00	13.80	14.00	14.80
Fe2O3	0.86	0.50	0.48	1.14	1.09	0.60	0.58	0.73	0.56	0.51
MgO	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06	0.10	0.09	0.12	0.08	0.10
MnO	0.299	0.150	0.234	0.512	0.456	0.068	0.083	0.097	0.080	0.038
CaO	0.60	0.62	0.48	0.78	0.56	0.61	0.46	0.38	0.37	0.37
Na2O	3.49	3.65	4.16	3.74	3.51	3.54	3.36	3.46	3.59	3.50
K2O	4.59	4.82	4.34	4.95	5.08	4.83	4.64	4.46	4.37	4.63
TiO2	0.016	0.014	0.012	0.012	0.011	0.045	0.027	0.034	0.020	0.013
P2O5	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	0.02	0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.03
H2O	0.08	0.06	0.04	0.10	0.28	< 0.01	< 0.01	0.18	0.16	0.06
PF	0.66	0.60	1.76	0.96	0.48	0.60	0.98	0.80	0.92	1.48
Total	100.07	100.27	100.37	99.96	100.45	100.53	99.74	98.77	99.06	100.02
Sc	8.1	7.5	4.5	6.3	6.1	3.8	4.0	3.0	3.5	3.8
V.	< 2.0	2.3	< 2.0	< 2.0	< 2.0	3.8	3.8	2.3	2.5	< 2.0
Cr	5.0	4.5	5.5	5.5	4.5	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	1.1	1.3	4.8	1.5	< 0.8	8.3	6.1	< 0.8	7.9	< 0.8
Zn	20.6	17.7	39.0	11.8	14.4	12.8	15.9	23.2	24.1	43.6
Ga	22.9	21.3	20.7	17.1	20.8	19.1	19.0	17.3	18.8	22.8
F.%	n.d.	n.d.	0.024	n.d.	n.d.	0.045	0.027	n.d.	n.d.	n.d.
Li	12.4	9.7	15.2	8.2	24.1	16.2	30.1	97.5	19.2	74.0
Be	7.0	7.7	5.1	6.5	3.8	9.9	6.6	8.3	33.8	11.6
Rb	329	339	313	227	284	275	270	325	327	391
Sr	8.2	9.9	33.0	30.5	13.2	26.1	24.1	15.3	14.7	7.8
Ba	19.0	19.3	29.2	32.5	23.5	72.7	46.0	30.2	32.8	37.7
Cs	n.d.	7.9	5.8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	40.0	39.0	26.0	38.0	27.0	43.0	52.1	34.0	44.0	33.0
Hf	n.d.	< 3.0	< 3.0	n.d.	n.d.	n.d.	< 3.0	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	27.5	19.5	29.0	14.1	22.5	20.6	21.1	20.3	23.6	29.4
Ta	n.d.	3.22	11.87	n.d.	n.d.	n.d.	4.22	n.d.	n.d.	n.d.
La	8.9	10.6	9.0	11.1	6.1	8.0	5.8	5.4	3.7	5.5
Ce	34.7	36.8	24.0	38.1	29.2	16.4	11.9	16.7	11.3	6.7
Nd	18.0	20.1	12.9	20.7	14.1	9.5	7.1	7.7	5.3	6.4
Sm	5.9	5.9	5.1	6.4	5.8	3.2	2.3	3.5	1.8	1.7
Eu	0.11	< 0.08	0.14	0.18	0.25	0.27	0.20	0.31	0.12	0.14
Gd	6.2	5.5	5.8	6.9	5.8	4.6	3.9	4.3	3.7	2.7
Dy	11.8	7.2	6.9	14.9	10.3	5.7	5.8	5.1	5.5	2.9
Yb	8.66	5.09	5.58	8.71	5.94	3.72	4.30	3.89	3.68	1.89
Y.	110	61.0	54.5	129	84.5	48.9	52.5	45.5	48.8	30.3
Sn	14.3	15.3	11.7	4.8	9.0	15.6	13.6	18.0	21.5	34.9
Pb	28.7	33.4	38.0	48.4	52.0	48.1	38.8	35.2	38.9	25.5
U.	14.3	16.8	13.8	14.5	20.4	8.5	8.1	10.4	11.3	6.2
Th	n.d.	11.4	5.0	n.d.	n.d.	11.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al/ Na+K+2Ca	1.24	1.20	1.13	1.08	1.16	1.18	1.23	1.23	1.24	1.29
Fe/Fe+Mg	0.88	0.83	0.85	0.91	0.90	0.76	0.76	0.76	0.79	0.72

GRANITE DE FUMADE ET DU SIDOBRE - Majeurs et traces

Roche	FA4	FA11	FA14	BA1	MO1	FE2	FE1	VA2	61CP	61CA
Type	AG	AG	GF	SGF	SAP	SGR	SGF	SGF	SPE	SGF
Local	FA	FA	FA	SI	SI	FE	FE	FE	FE	FE

Analyse en roche totale

SiO2	75.50	75.00	73.80	76.40	75.20	76.10	76.10	75.10	72.10	74.70
Al2O3	14.80	15.00	14.50	14.10	14.70	13.90	14.50	14.70	15.40	14.60
Fe2O3	0.75	0.46	0.73	0.58	0.30	0.63	0.60	0.48	0.84	0.71
MgO	0.08	0.03	0.06	0.05	0.10	0.06	0.06	0.06	0.09	0.07
MnO	0.192	0.213	0.319	0.064	0.012	0.030	0.030	0.007	0.044	0.140
CaO	0.44	0.25	0.44	0.51	0.23	1.00	0.63	0.40	0.29	0.46
Na2O	3.82	4.49	3.97	3.66	2.99	3.41	3.62	2.80	3.04	3.92
K2O	4.30	4.20	4.03	4.68	5.59	4.86	4.43	5.32	7.37	4.56
TiO2	0.018	0.009	0.015	0.023	0.023	0.033	0.022	0.014	0.023	0.011
P2O5	0.05	< 0.01	< 0.01	0.02	0.04	< 0.01	0.02	0.12	0.03	< 0.01
H2O	0.12	< 0.01	0.20	0.10	0.20	0.12	< 0.01	0.12	0.06	0.10
PF	0.60	0.50	0.66	0.32	1.30	0.28	0.52	1.24	0.36	0.82
Total	100.67	100.17	98.73	100.51	100.68	100.43	100.54	100.36	99.64	100.10

Sc	3.9	1.0	2.6	5.5	8.2	3.6	3.7	5.5	2.4	4.1
V	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	2.9	< 2.0	< 2.0
Cr	< 3.0	3.2	< 3.0	4.1	3.0	3.2	3.2	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	4.8	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	19.6	< 2.5	< 2.5
Cu	< 0.8	< 0.8	< 0.8	4.3	< 0.8	< 0.8	1.2	15.0	12.8	4.9
Zn	34.7	21.6	22.8	16.3	24.7	39.9	25.6	14.7	60.0	21.8
Ga	22.0	25.0	26.2	20.6	19.6	16.4	20.3	19.2	19.8	22.1
F. %	0.105	0.041	0.039	0.050	0.080	0.040	0.052	n.d.	n.d.	n.d.
Li	112	10.1	9.6	57.0	15.0	73.5	73.0	19.1	84.5	128
Be	11.9	62.0	6.4	4.8	4.5	5.1	5.3	3.8	9.9	6.3
Rb	431	397	278	278	237	207	280	205	539	370
Sr	6.1	12.3	5.9	7.1	14.2	34.1	7.7	17.0	6.8	4.6
Ba	26.5	31.4	23.2	25.0	56.0	53.7	30.7	82.4	33.9	23.8
Cs	n.d.									
Zr	38.0	28.0	35.3	36.0	33.0	33.0	36.0	46.0	23.7	46.0
Hf	n.d.	3.6	n.d.							
Nb	22.8	48.3	29.0	21.8	15.2	14.3	21.8	22.0	16.5	28.8
Ta	n.d.	24.90	n.d.							
La	5.1	1.8	6.7	7.5	4.7	6.1	8.5	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	10.9	3.7	14.8	22.7	11.8	16.1	24.4	n.d.	n.d.	n.d.
Nd	6.5	3.5	10.3	10.7	5.6	7.0	11.9	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	2.3	< 1.5	4.0	4.2	1.9	2.5	4.8	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	0.13	0.10	0.10	0.24	0.25	0.35	0.23	n.d.	n.d.	n.d.
Gd	3.5	2.8	5.3	5.2	2.6	3.7	6.0	n.d.	n.d.	n.d.
Dy	4.4	3.4	6.5	6.0	3.6	4.7	7.1	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	3.31	2.28	5.34	4.40	2.78	3.01	4.51	n.d.	n.d.	n.d.
Y	38.9	28.1	57.0	45.6	26.0	56.5	55.5	52.5	56.5	77.5
Sn	29.1	16.9	15.4	10.4	6.1	4.5	7.5	6.8	15.2	15.1
Pb	28.0	27.1	28.7	45.7	63.0	62.1	51.5	64.0	56.3	32.8
U	7.1	3.8	4.2	12.8	6.0	5.4	7.2	12.0	18.1	12.6
Th	6.2	n.d.	n.d.	6.5	6.6	7.8	7.9	n.d.	n.d.	n.d.

Al/

Na+K+2Ca	1.26	1.21	1.24	1.17	1.29	1.10	1.22	1.33	1.14	1.19
Fe/Fe+Mg	0.82	0.88	0.86	0.84	0.61	0.85	0.84	0.80	0.83	0.83

GRANITE DE FUMADE ET DU SIDOBRE - Majeurs et traces

Roche	61BA	61BP	FON1	GOUR1	ES1	RO2	GUZ1
Type	SGF	SPE	SMG	ALB	EGR	SMG	SMG
Local	FE	FE	FE	SI	SI	SI	SI

.....

Analyse en roche totale

SiO2	75.10	70.90	73.90	63.80	72.10	73.80	74.20
Al2O3	14.60	15.90	14.60	19.70	15.10	14.40	14.90
Fe2O3	0.88	0.32	0.90	2.90	0.56	1.35	1.32
MgO	0.07	0.03	0.09	0.39	0.24	0.17	0.21
MnO	0.223	0.028	0.018	0.056	0.015	0.011	0.037
CaO	0.45	0.16	0.56	0.14	0.36	0.76	0.97
Na2O	3.92	2.50	3.68	9.42	2.91	3.73	3.46
K2O	4.47	9.86	4.89	0.14	5.60	4.64	4.05
TiO2	0.010	< 0.003	0.055	0.284	0.172	0.052	0.044
P2O5	0.02	0.03	0.02	0.17	0.02	0.03	0.04
H2O	< 0.01	0.02	0.16	0.52	0.10	0.06	0.30
PF	0.54	0.34	1.14	1.96	1.40	1.02	0.88
Total	100.30	100.09	100.01	99.48	98.57	100.02	100.41

Sc	4.0	< 0.9	2.6	4.9	4.4	< 0.9	1.9
V.	< 2.0	< 2.0	< 2.0	16.6	5.1	< 2.0	2.3
Cr	3.2	< 3.0	3.5	4.5	4.2	6.8	4.6
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	5.4	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	1.6	8.8	3.9	< 0.8	< 0.8	< 0.8	< 0.8
Zn	20.2	20.1	52.0	13.2	9.4	40.0	47.0
Ga	23.1	17.6	n.d.	10.6	19.1	19.7	15.5
F. %	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.045	0.060
Li	126	73.5	63.5	12.4	< 8.0	12.1	44.3
Be	5.9	4.5	5.4	2.2	2.5	2.3	4.3
Rb	372	714	n.d.	10.7	184	139	130
Sr	4.5	5.8	40.0	187	162	247	170
Ba	29.1	33.9	45.0	77.9	924	867	876
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	37.0	24.0	40.0	218	161	68.0	48.0
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	25.7	16.9	12.5	12.1	12.5	14.0	10.7
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14.5	n.d.
Ce	n.d.	n.d.	12.7	n.d.	n.d.	36.0	n.d.
Nd	n.d.	n.d.	8.5	n.d.	n.d.	15.5	n.d.
Sm	n.d.	n.d.	3.2	n.d.	n.d.	3.0	n.d.
Eu	n.d.	n.d.	0.25	n.d.	n.d.	0.80	n.d.
Gd	n.d.	n.d.	3.5	n.d.	n.d.	2.3	n.d.
Dy	n.d.	n.d.	5.4	n.d.	n.d.	0.3	n.d.
Yb	n.d.	n.d.	2.75	n.d.	n.d.	< 0.05	n.d.
Y.	75.0	46.5	34.3	25.6	14.2	0.8	9.2
Sn	14.5	13.1	n.d.	5.5	8.0	5.8	5.4
Pb	28.3	55.3	n.d.	9.1	31.5	66.0	36.7
U.	11.0	15.8	n.d.	8.0	3.9	3.6	4.2
Th	n.d.	n.d.	9.3	21.7	18.9	9.6	5.3

Al/ Na+K+2Ca	1.21	1.05	1.18	1.24	1.31	1.15	1.26
Fe/Fe+Mg	0.86	0.82	0.83	0.79	0.55	0.80	0.76

Granites Fumade Sidobre - Activation Neutronique

Roche	SIG1	SIPL	M03	U42	L76	U321	U367	U3617	U221*	U2826D
Type	GC	GC	GP	GB	2R	2R	2P	2P	GM	GM
Local	SI	SI	SI	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU

Analyse roche totale

Sc	6.66	6.66	5.27	5.29	4.37	3.92	3.46	3.25	2.80	3.17
Cr	7.8	9.2	5.6	6.0	6.5	4.9	5.3	4.3	5.8	5.5
Fe	2.09	1.99	1.50	1.49	0.87	0.77	0.52	0.52	0.40	0.36
Co	4.36	3.90	2.63	2.64	1.36	0.78	0.80	0.56	0.32	0.31
Zn	62.0	63.0	53.0	54.0	38.0	34.0	17.0	7.1	24.0	4.4
As	3.0	< 2.0	< 2.0	2.2	< 2.0	3.7	2.5	2.2	< 2.0	2.4
Rb	152	152	186	181	220	213	219	209	247	234
Sb	0.10	< 0.09	0.21	< 0.09	0.44	0.24	1.51	0.12	0.20	0.98
Cs	5.06	6.97	10.19	7.08	6.16	4.62	4.69	3.93	5.71	6.00
Ba	608	6.2	513	506	331	216	161	222	161	114
La	27.8	27.1	21.8	21.6	13.4	13.9	11.3	12.3	10.5	8.9
Ce	51.9	50.1	40.7	41.2	27.1	28.4	23.4	24.8	21.6	17.1
Nd	21.0	20.3	17.2	15.3	11.6	15.9	12.2	15.0	13.4	11.1
Sm	4.63	4.45	4.28	4.64	3.38	4.34	3.66	3.81	3.51	3.20
Eu	1.080	0.950	0.820	0.750	0.460	0.390	0.290	0.300	0.084	0.117
Tb	0.52	0.45	0.40	0.71	0.74	0.82	0.74	0.74	0.93	0.78
Yb	1.72	1.60	1.86	2.25	2.53	2.96	3.07	3.29	4.63	3.08
Lu	0.289	0.271	0.316	0.377	0.443	0.482	0.515	0.528	0.791	0.538
Hf	4.05	4.06	3.56	3.68	2.70	2.70	2.72	2.25	3.88	2.12
Ta	1.52	1.30	2.65	1.84	3.63	3.10	2.41	1.96	3.47	2.79
Th	11.32	10.62	11.53	13.96	9.45	9.76	9.68	10.21	10.13	7.71
U.	3.1	4.9	2.5	6.1	8.5	8.1	11.0	9.2	19.3	13.0
TiO2	0.394	0.343	0.260	0.248	0.140	0.105	0.073	0.069	0.037	0.030

Roche	U3813	U3461	U2815B	U92
Type	GF	GF	AG	AG
Local	FU	FU	FU	FU

Analyse roche totale

Sc	4.82	5.92	6.84	3.89
Cr	4.0	4.1	4.3	4.8
Fe	0.55	0.74	0.35	0.31
Co	0.12	0.16	0.08	0.16
Zn	62.0	16.0	18.0	35.0
As	14.8	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Rb	389	297	356	317
Sb	0.55	0.16	< 0.09	0.14
Cs	11.31	6.01	7.86	5.84
Ba	288	88.0	275	250
La	13.9	11.6	16.9	11.6
Ce	32.2	28.9	38.5	25.9
Nd	22.4	15.9	23.2	17.8
Sm	6.51	5.77	6.65	4.12
Eu	0.020	0.013	0.027	0.011
Tb	1.39	2.51	1.12	0.90
Yb	6.14	16.90	5.32	5.03
Lu	0.984	2.680	0.874	0.821
Hf	4.00	2.89	3.00	2.85
Ta	4.28	4.72	3.22	11.87
Th	10.41	6.25	11.43	5.04
U.	15.1	8.0	14.8	14.0
TiO2	0.021	0.014	0.014	0.012

FUMADE MAJEURS et TRACES XRF

roche	SIG1	MER1	MER2	SIPL	SAR2	MO3	SIGH	BA4	U76	U42
type	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
local	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	FU	FU

Analyses roche totale

SiO2	9.70	69.87	69.15	69.20	71.50	71.10	71.95	70.40	71.80	72.10
Al2O3	15.60	15.26	15.00	15.22	15.35	15.30	14.53	15.30	14.90	14.70
Fe2O3	3.11	2.98	2.87	2.89	2.30	2.27	2.12	2.25	2.20	2.19
MnO	0.055	0.049	0.044	0.048	0.052	0.055	0.048	0.051	0.055	0.051
MgO	0.94	1.00	0.98	1.02	0.71	0.67	0.77	0.71	0.65	0.66
CaO	2.65	2.53	2.56	2.61	2.17	2.17	2.03	1.63	1.81	2.04
Na2O	3.38	3.02	3.01	3.05	3.52	4.09	3.39	3.22	3.51	3.66
K2O	3.85	3.80	4.01	3.77	4.27	4.19	4.13	4.25	4.45	4.19
TiO2	0.386	0.367	0.349	0.343	0.264	0.252	0.232	0.231	0.242	0.244
P2O5	0.13	0.11	0.10	0.11	0.09	0.09	0.08	0.06	0.09	0.08
H2O	0.14	0.24	0.08	0.24	0.18	0.04	0.40	0.20	0.24	0.12
PF	0.70	0.60	0.58	0.78	0.50	0.78	0.56	0.82	1.08	0.58
Total	40.64	99.83	98.73	99.28	100.91	101	100.24	99.12	101	100.61
Ni	3.8	2.5	3.7	3.9	2.1	< 2.0	2.6	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cu	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	7.8	< 2.0
Zn	58.0	59.7	57.8	59.3	52.0	55.0	48.3	44.3	66.0	50.0
Ga	18.3	17.3	16.9	16.5	18.6	17.7	15.2	18.5	18.0	16.8
Rb	152	158	157	149	168	181	175	176	196	170
Sr	164	178	171	159	145	130	130	139	127	122
Y	22.0	20.3	24.3	21.7	19.0	23.5	26.5	19.1	19.2	30.5
Zr	140	147	139	138	115	115	105	109	109	105
Nb	14.4	13.1	13.2	12.9	13.2	14.0	12.8	15.4	15.4	13.5
Hf	5.2	5.0	5.3	4.6	4.2	3.1	4.1	4.3	4.2	3.6
Pb	32.8	27.7	27.3	26.1	37.0	40.4	33.1	35.5	37.0	38.0
U	4.5	3.6	3.1	4.4	< 3.0	< 3.0	4.8	4.7	4.3	7.5
Th	n.d.	14.0	12.1	11.1	n.d.	n.d.	14.1	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	4.5	6.4	4.9	4.8	7.5	8.7	6.1	6.8	10.9	5.3
Cs	< 5.0	11.3	8.9	7.1	15.9	8.0	7.1	7.4	11.6	6.5
Ba	531	542	602	546	499	476	454	413	494	417
La	25.5	36.4	29.5	26.5	29.8	23.2	24.7	16.8	23.4	20.4
Ce	58.9	66.0	59.7	59.6	53.6	51.4	49.9	39.2	45.1	43.9

FUMADE MAJEURS et TRACES XRF

roche	U171	L22	U13	L76	L121	U61	L134	U321	U3435	U75
type	GB	GB	GB	GB	G2	G2	G2	GF	G2	GB
local	FU	FL	FU	FL	FL	FU	FL	FU	FU	FU

Analyses roche totale

SiO2	72.10	73.50	73.20	74.20	72.80	73.40	72.80	73.05	74.20	74.80
Al2O3	14.60	14.30	14.60	14.50	15.30	14.15	13.40	14.20	14.20	14.25
Fe2O3	2.20	1.49	1.54	1.31	1.49	1.42	1.26	1.24	1.19	1.19
MnO	0.053	0.043	0.042	0.043	0.047	0.038	0.041	0.040	0.061	0.053
MgO	0.60	0.49	0.44	0.42	0.38	0.40	0.35	0.32	0.26	0.33
CaO	2.15	1.54	1.69	1.40	1.83	1.44	1.42	1.44	1.19	1.04
Na2O	3.50	3.73	3.28	3.72	3.70	3.29	3.46	3.46	3.53	3.32
K2O	3.93	4.20	4.41	4.48	4.27	4.61	4.31	4.51	4.41	4.54
TiO2	0.233	0.146	0.144	0.136	0.139	0.127	0.125	0.100	0.093	0.089
P2O5	0.08	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
H2O	0.02	0.10	0.08	0.14	n.d.	0.06	0.18	0.06	n.d.	0.04
PF	0.94	0.70	1.18	0.68	0.62	0.80	0.54	0.86	1.22	0.76
Total	100.41	100.28	100.65	101	100.63	99.77	97.92	99.31	100.38	100.44
Ni	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cu	2.2	18.1	17.0	25.0	12.4	31.0	13.5	12.8	< 2.0	< 2.0
Zn	51.0	38.9	36.0	34.8	32.8	46.8	30.7	29.4	35.0	34.0
Ga	18.0	18.5	15.0	16.8	18.9	16.0	16.6	15.7	17.0	16.4
Rb	163	196	192	211	199	202	192	205	248	228
Sr	124	77.7	103	75.0	86.0	69.0	87.0	68.0	48.0	53.0
Y	25.0	31.9	26.0	29.6	32.0	34.3	33.0	36.0	44.0	39.0
Zr	105	79.2	83.0	78.0	81.0	74.0	76.0	69.0	64.0	66.0
Nb	13.7	15.7	13.0	15.8	15.6	14.7	15.7	14.8	17.7	16.8
Hf	4.3	3.4	3.3	3.3	3.5	3.4	< 3.0	3.3	< 3.0	3.6
Pb	38.0	42.5	42.0	47.5	47.2	48.0	47.0	50.0	47.0	49.0
U	5.4	7.9	7.0	8.5	7.9	8.8	6.4	8.2	11.5	10.9
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	8.0	11.7	9.0	11.8	11.6	8.2	11.4	9.3	11.7	8.4
Cs	< 5.0	7.1	< 5.0	< 5.0	6.7	< 5.0	5.5	< 5.0	13.8	7.4
Ba	430	251	357	245	172	200	220	155	129	125
La	22.1	18.4	22.5	19.8	21.0	9.7	18.7	15.1	18.8	15.0
Ce	45.4	36.6	42.7	29.4	36.8	28.4	38.0	34.9	37.4	29.4

FUMADE MAJEURS et TRACES XRF

roche	U2819	U216	L86	U367	U3617	L151	U355	U297	U3616	U211
type	2P	GM	G2	GF	G2	G2	G2	GF	GM	MG
local	FU	FU	FL	FU	FU	FL	FU	FU	FU	FU

Analyses roche totale

SiO2	74.90	73.80	74.10	74.85	74.80	75.10	74.90	75.60	74.10	74.60
Al2O3	13.65	14.00	14.05	14.10	13.80	13.90	14.00	13.60	13.80	13.80
Fe2O3	1.09	0.91	1.05	0.90	0.91	0.82	0.74	0.94	0.67	0.70
MnO	0.042	0.046	0.059	0.033	0.032	0.033	0.042	0.035	0.034	0.051
MgO	0.43	0.29	0.27	0.29	0.30	0.25	0.27	0.24	0.22	0.21
CaO	0.92	0.92	0.90	1.13	0.92	1.09	0.87	0.77	0.85	1.17
Na2O	3.03	3.62	3.74	3.18	3.46	3.48	3.08	3.64	3.27	3.65
K2O	5.03	5.36	4.90	4.86	5.45	4.66	5.17	4.76	6.01	4.70
TiO2	0.072	0.081	0.078	0.073	0.069	0.066	0.065	0.061	0.046	0.032
P2O5	< 0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
H2O	0.10	0.10	0.24	n.d.	0.06	0.26	n.d.	0.02	0.04	0.04
PF	0.76	1.56	0.88	1.30	1.04	0.50	1.22	0.74	1.26	1.38
Total	100.03	100.71	100.29	100.75	100.86	100.18	100.38	100.43	100.32	100.35
Ni	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	2.2	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cu	49.0	10.8	31.9	20.5	16.2	24.4	44.0	39.0	11.0	< 2.0
Zn	18.5	25.0	22.7	23.0	19.9	19.0	157	21.3	21.0	31.0
Ga	15.9	15.0	18.3	15.4	13.5	16.0	17.7	14.4	15.0	19.2
Rb	235	217	236	206	202	217	227	228	230	292
Sr	29.5	51.0	38.0	54.0	48.0	47.0	78.0	37.2	34.0	27.0
Y.	50.8	43.0	39.7	37.0	41.0	38.0	39.0	43.0	35.0	45.0
Zr	70.2	63.0	60.0	63.0	56.0	57.0	58.0	47.0	39.0	59.0
Nb	17.6	14.3	17.5	13.1	11.8	14.5	16.5	16.3	11.7	22.0
Hf	4.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	3.2	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	3.1
Pb	52.1	52.0	50.1	51.0	56.0	61.0	100.0	55.0	65.0	48.0
U.	16.3	10.4	10.6	10.2	9.3	10.7	11.7	14.3	10.1	12.7
Th	15.9	n.d.								
Sn	6.7	6.2	12.6	7.1	6.8	7.7	8.0	5.3	6.0	11.2
Cs	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0	6.3	< 5.0	< 5.0	6.2	< 5.0
Ba	56.5	117	90.6	105	152	103	114	50.9	60.9	50.4
La	16.4	13.1	15.0	14.4	17.7	19.7	15.2	16.6	17.3	8.2
Ce	32.1	33.4	32.8	29.1	31.0	29.8	31.4	31.8	28.7	27.3

FUMADE MAJEURS et TRACES XRF

roche	U221	U3438	U2812	U2813D	U2817	U2824	U2826D	U223	U2820A	U295
type	GF	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GF	GF	GF
local	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU

Analyses roche totale

SiO2	75.40	76.00	74.83	74.88	75.49	75.62	75.60	76.20	75.21	75.00
Al2O3	14.20	13.80	13.75	13.87	13.93	13.88	13.75	13.90	13.94	13.40
Fe2O3	0.92	0.64	0.55	0.68	0.75	0.60	0.54	0.64	0.87	0.64
MnO	0.046	0.040	0.045	0.030	0.054	0.041	0.027	0.057	0.129	0.029
MgO	0.21	0.20	0.27	0.28	0.31	0.34	0.30	0.14	0.33	0.18
CaO	0.80	1.00	0.78	0.79	0.83	0.83	0.80	0.87	0.78	0.75
Na2O	3.75	4.97	3.09	2.71	3.20	3.26	3.26	3.62	3.27	3.39
K2O	4.35	4.40	4.89	6.09	4.82	4.50	4.81	4.83	4.70	5.17
TiO2	0.057	0.037	0.016	0.022	0.017	0.024	0.020	0.035	0.022	0.034
P2O5	0.02	0.04	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	0.02	0.02	< 0.01	0.02
H2O	n.d.	0.08	0.14	0.04	0.08	0.12	0.32	0.02	0.10	n.d.
PF	1.74	0.60	0.96	1.22	0.86	0.92	1.28	0.70	0.98	1.96
Total	101	102	99.33	100.61	100.36	100.14	100.73	101	100.33	100.57
Ni	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cu	23.0	7.4	6.6	46.1	34.0	24.3	24.6	8.3	< 2.0	8.0
Zn	25.0	15.0	13.7	10.2	19.5	16.1	14.4	22.0	18.9	17.8
Ga	17.2	15.0	22.3	18.3	19.5	17.2	17.8	17.0	19.8	14.8
Rb	238	216	243	303	223	209	223	229	243	293
Sr	16.3	27.2	25.8	34.4	27.8	22.2	39.4	16.9	15.4	28.0
Y.	50.0	41.0	43.6	51.0	66.7	42.7	37.3	48.0	52.4	38.0
Zr	63.0	50.0	43.0	46.6	66.4	42.6	39.3	65.0	47.4	48.0
Nb	16.7	14.2	18.8	17.6	18.0	16.2	13.7	16.9	20.2	19.6
Hf	3.3	< 3.0	3.1	< 3.0	3.9	< 3.0	< 3.0	3.5	< 3.0	< 3.0
Pb	58.0	55.0	41.2	43.1	47.6	49.4	49.3	56.0	42.7	55.0
U.	18.8	13.2	14.9	21.5	18.6	15.1	12.1	13.8	17.3	13.3
Th	n.d.	n.d.	13.3	16.4	21.6	12.9	12.4	n.d.	13.7	n.d.
Sn	8.4	5.4	10.0	9.2	9.7	9.3	9.0	8.1	7.3	7.1
Cs	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0	5.5	< 5.0	< 5.0	6.2
Ba	31.8	52.5	26.3	36.4	33.6	26.2	35.2	30.0	28.1	33.1
La	12.4	9.3	13.4	9.3	20.3	9.4	8.0	15.2	10.5	13.8
Ce	22.9	22.0	28.9	29.4	38.6	22.0	24.7	33.7	25.6	26.8

FUMADE MAJEURS et TRACES XRF

roche	U296	U2813A	U2815D	U3813	U2820B	U2807A	U2815C	U3461	U3812	U2815E
type	GF	GM	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	AG
local	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU

Analyses roche totale

SiO2	76.40	74.86	76.28	75.60	75.18	74.60	74.98	73.65	75.50	74.89
Al2O3	13.80	14.02	14.06	14.50	14.07	14.14	14.31	14.40	14.70	14.38
Fe2O3	0.74	0.58	0.65	0.92	1.33	0.50	1.21	1.22	0.96	1.04
MnO	0.050	0.106	0.076	0.115	0.346	0.036	0.315	0.457	0.243	0.227
MgO	0.16	0.27	0.26	0.30	0.28	0.30	0.29	0.17	0.15	0.26
CaO	0.73	0.71	0.71	0.52	0.58	0.58	0.57	0.56	0.57	0.61
Na2O	3.26	3.06	3.76	4.42	3.19	3.73	3.37	3.96	4.32	3.42
K2O	4.69	4.64	3.89	4.49	4.56	5.23	4.64	4.46	4.11	4.24
TiO2	0.030	0.014	0.016	0.021	0.008	0.006	< 0.002	0.014	0.012	0.008
P2O5	0.02	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	0.02	< 0.01	0.02	0.02	< 0.01
H2O	0.12	0.08	0.08	n.d.	0.06	0.26	0.04	n.d.	0.04	0.08
PF	0.98	0.78	0.58	0.80	0.68	0.46	0.32	0.40	0.50	0.70
Total	100.98	99.13	100.37	102	100.29	99.86	100.06	99.31	101	99.86
Ni	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cu	37.0	7.2	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Zn	42.0	14.0	30.7	56.0	11.7	13.8	20.0	13.6	26.5	20.5
Ga	18.0	22.8	21.6	23.0	18.7	18.3	19.5	22.0	23.4	22.4
Rb	236	243	279	375	233	291	325	280	381	319
Sr	34.0	25.3	10.6	14.2	14.4	31.4	9.6	9.3	10.0	8.4
Y.	47.0	43.5	47.3	65.0	60.2	17.9	109	122	95.0	93.5
Zr	50.0	42.8	58.1	60.0	50.3	29.4	47.0	40.0	63.0	49.4
Nb	18.0	18.7	23.7	29.6	17.9	22.8	23.5	26.6	26.3	26.7
Hf	< 3.0	3.2	< 3.0	< 3.0	3.6	< 3.0	3.2	< 3.0	3.2	3.6
Pb	53.0	42.4	28.8	34.5	40.7	50.5	29.3	42.0	30.3	30.6
U.	14.4	14.3	18.7	17.4	16.0	17.0	12.6	8.0	20.0	15.4
Th	n.d.	13.5	15.8	n.d.	13.6	10.5	15.2	n.d.	n.d.	13.9
Sn	11.7	11.2	10.4	21.7	5.4	3.9	11.3	15.3	18.9	15.6
Cs	< 5.0	< 5.0	< 5.0	7.9	6.8	< 5.0	< 5.0	< 5.0	6.0	< 5.0
Ba	33.9	29.2	21.0	25.9	31.7	33.4	19.3	27.7	27.9	20.2
La	14.8	12.6	19.3	17.4	12.6	< 7.5	20.5	15.0	23.7	18.4
Ce	34.2	32.2	36.2	35.2	32.1	23.9	45.8	37.8	47.8	43.1

FUMADE MAJEURS et TRACES XRF

roche	U2815A	U2815B	U92	U2813B	U2807B	FA7	FA16	FA17	FA13	FA15
type	AG	AG	AG	AG	AG	GM	GF	GF	GF	GF
local	FU	FU	FU	FU	FU	FA	FA	FA	FA	FA

Analyses roche totale

SiO2	74.82	75.01	74.80	73.71	74.41	75.80	75.46	74.74	74.88	74.46
Al2O3	14.61	14.81	14.00	14.04	14.33	14.30	14.05	13.77	14.00	14.78
Fe2O3	0.92	0.53	0.53	1.18	1.04	0.61	0.61	0.75	0.63	0.57
MnO	0.206	0.103	0.165	0.358	0.317	0.055	0.060	0.068	0.059	0.033
MgO	0.27	0.24	< 0.10	0.27	0.25	0.17	0.32	0.34	0.28	0.28
CaO	0.60	0.62	0.48	0.78	0.56	0.61	0.46	0.38	0.37	0.37
Na2O	3.35	3.30	4.30	3.37	3.36	3.66	3.13	3.46	3.35	4.70
K2O	4.59	4.82	4.34	4.95	5.08	4.83	4.64	4.46	4.37	4.63
TiO2	0.007	0.004	0.012	< 0.002	< 0.002	0.045	0.027	0.020	0.022	0.013
P2O5	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	0.02	0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.03
H2O	0.08	0.06	0.04	0.10	0.28	n.d.	n.d.	0.18	0.16	0.06
PF	0.66	0.60	1.76	0.96	0.48	0.60	0.98	0.80	0.92	1.48
Total	100.12	100.11	100.54	99.73	100.13	100.71	99.75	98.98	99.05	101
Ni	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cu	< 2.0	< 2.0	4.8	< 2.0	< 2.0	8.3	6.1	< 2.0	7.9	< 2.0
Zn	20.6	17.7	39.0	11.8	14.4	12.8	15.9	23.2	24.1	43.6
Ga	22.9	21.3	20.7	17.1	20.8	19.1	19.0	17.3	18.8	22.8
Rb	329	339	313	227	284	275	270	325	327	391
Sr	8.2	9.9	33.0	30.5	13.2	26.1	24.1	15.3	14.7	7.8
Y.	91.0	50.1	45.0	111	69.1	43.3	49.8	40.1	45.6	27.0
Zr	51.3	49.7	37.0	49.3	37.8	54.2	52.1	45.4	54.7	43.6
Nb	27.5	19.5	29.0	14.1	22.5	20.6	21.1	20.3	23.6	29.4
Hf	3.3	3.3	3.1	< 3.0	3.4	< 3.0	3.2	< 3.0	3.7	< 3.0
Pb	28.7	33.4	38.0	48.4	52.0	48.1	38.8	35.2	38.9	25.5
U.	14.3	16.8	13.8	14.5	20.4	8.5	8.1	10.4	11.3	6.2
Th	13.3	16.1	n.d.	13.4	11.9	n.d.	17.4	12.1	16.5	11.8
Sn	14.3	15.3	11.7	4.8	9.0	15.6	13.6	18.0	21.5	34.9
Cs	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0	18.1	9.2	17.8	21.6	50.1
Ba	19.0	19.3	29.2	32.5	23.5	72.7	46.0	30.2	32.8	37.7
La	19.4	23.3	13.0	17.7	12.6	22.9	13.5	9.4	12.0	15.9
Ce	41.0	38.7	31.5	39.1	29.1	32.6	25.3	24.8	29.0	20.4

FUMADE MAJEURS et TRACES XRF

roche	FA4	FA11	FA14	BA1	MO1	FE2	FE1	VA2	61CP	61CA
type	AG	AG	GF	GF	AP	GR	AP	AP	PK	AP
local	FA	FA	FA	SI	SI	FE	FE	FE	FE	FE

Analyses roche totale

SiO2	75.55	75.00	73.77	76.40	75.20	76.10	76.10	75.10	72.09	74.68
Al2O3	14.80	15.00	14.48	14.15	14.70	13.90	14.55	14.70	15.39	14.59
Fe2O3	0.75	0.49	0.73	0.62	0.35	0.67	0.61	0.48	0.84	0.71
MnO	0.139	0.149	0.224	0.054	0.017	0.024	0.032	0.016	0.037	0.100
MgO	0.16	0.12	0.24	0.16	0.17	0.15	0.13	0.12	0.26	0.26
CaO	0.44	0.25	0.44	0.51	0.23	1.00	0.63	0.40	0.29	0.46
Na2O	3.82	5.81	3.88	3.66	2.50	3.41	3.49	2.49	2.66	3.58
K2O	4.30	4.20	4.03	4.68	5.59	4.86	4.43	5.32	7.37	4.56
TiO2	0.018	0.016	0.004	0.023	0.023	0.033	0.022	0.017	0.023	0.011
P2O5	0.05	0.05	< 0.01	0.02	0.04	< 0.01	0.02	0.12	0.03	< 0.01
H2O	0.12	n.d.	0.20	0.10	0.20	0.12	n.d.	0.12	0.06	0.10
PF	0.60	0.50	0.66	0.32	1.30	0.28	0.52	1.24	0.36	0.82
Total	100.75	102	98.67	100.70	100.32	100.56	100.53	100.12	99.41	99.88
Ni	< 2.0	3.8	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	15.4	< 2.0	< 2.0
Cu	< 2.0	< 2.0	< 2.0	4.3	< 2.0	< 2.0	< 2.0	15.0	12.8	4.9
Zn	34.7	21.6	22.8	16.3	24.7	39.9	25.6	14.7	60.0	21.8
Ga	22.0	25.0	26.2	20.6	19.6	16.4	20.3	19.2	19.8	22.1
Rb	431	397	278	278	237	207	280	205	539	370
Sr	6.1	12.3	5.9	7.1	14.2	34.1	7.7	17.0	6.8	4.6
Y	30.5	21.4	47.2	43.2	31.2	33.7	47.2	61.0	51.4	67.6
Zr	48.6	39.4	35.3	46.9	44.3	44.4	46.8	57.0	33.7	56.8
Nb	22.8	48.3	29.0	21.8	15.2	14.3	21.8	22.0	16.5	28.8
Hf	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	3.2
Pb	28.0	27.1	28.7	45.7	63.0	62.1	51.5	64.0	56.3	32.8
U	7.1	3.8	4.2	12.8	6.0	5.4	7.2	12.0	18.1	12.6
Th	n.d.	n.d.	10.6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.9	16.1
Sn	29.1	16.9	15.4	10.4	6.1	4.5	7.5	6.8	n.d.	n.d.
Cs	41.5	7.2	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0	6.1	< 5.0	n.d.	n.d.
Ba	26.5	31.3	23.2	25.0	55.8	53.7	30.7	82.4	n.d.	n.d.
La	12.4	< 7.5	15.4	10.7	12.8	13.8	17.1	22.3	n.d.	n.d.
Ce	21.5	15.4	31.1	23.9	24.1	21.9	31.3	41.8	n.d.	n.d.

FUMADE MAJEURS et TRACES XRF

roche	61BA	61BP	FON1	GOUR1	ES1	RO2	GUZ1
type	AP	PE	MG	MG	GR	MG	MG
local	FE	FE	FE	SI	SI	SI	SI

Analyses roche totale

SiO2	75.06	70.88	73.90	63.80	72.10	73.80	74.20
Al2O3	14.56	15.89	14.60	19.70	15.10	14.40	14.95
Fe2O3	0.88	0.32	0.97	2.90	0.56	1.39	1.32
MnO	0.160	0.025	0.018	0.050	0.020	0.019	0.036
MgO	0.23	0.22	0.19	0.44	0.32	0.25	0.28
CaO	0.45	0.16	0.56	0.14	0.36	0.76	0.97
Na2O	3.62	2.29	3.82	9.42	2.76	3.82	3.42
K2O	4.47	9.86	4.89	0.14	5.60	4.64	4.05
TiO2	0.010	< 0.002	0.048	0.280	0.198	0.044	0.036
P2O5	0.02	0.03	0.02	0.17	0.02	0.03	0.04
H2O	n.d.	0.02	0.54	0.52	0.10	0.06	0.30
PF	0.54	0.34	1.14	1.96	1.40	1.02	0.88
Total	100.00	100.04	100.70	99.52	98.54	100.23	100.48
Ni	< 2.0	< 2.0	n.d.	4.9	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cu	< 2.0	8.8	n.d.	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Zn	20.2	20.1	n.d.	13.2	9.4	40.0	47.0
Ga	23.1	17.6	n.d.	10.6	19.1	19.7	15.5
Rb	372	714	n.d.	10.7	184	139	130
Sr	4.5	5.8	n.d.	187	162	247	170
Y	58.2	41.3	n.d.	21.2	10.6	< 1.5	6.4
Zr	47.0	34.0	n.d.	229	172	79.0	59.0
Nb	25.7	16.9	n.d.	12.1	12.5	14.0	10.7
Hf	< 3.0	3.3	n.d.	6.7	5.0	3.7	< 3.0
Pb	28.3	55.3	n.d.	9.1	31.5	66.0	36.7
U	11.0	15.8	n.d.	8.0	3.9	3.6	4.2
Th	12.9	5.9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	5.5	8.0	5.8	5.4
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	< 5.0	< 5.0	< 5.0	< 5.0
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	77.9	924	867	876
La	n.d.	n.d.	n.d.	46.8	32.4	17.8	14.7
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	88.2	58.0	38.5	28.9

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultané (20)

Roche	SIG1	MER1	SAR2	MO3	SIGH	BA4	U76	U42	U171	L22
Type	GC	GC	GP	GP	GP	GP	GB	GB	GB	2R
Local	SI	SI	SI	SI	SI	SI	FU	FU	FU	FL
Analyse roche totale (attaque acide)										
TiO2	0.401	0.384	0.267	0.260	0.243	0.239	0.256	0.248	0.247	0.150
Al2O3	15.2	15.0	14.7	14.2	14.1	14.3	14.3	13.6	14.1	12.8
Fe2O3	3.14	2.96	2.23	2.24	2.09	2.24	2.20	2.14	2.16	1.41
MnO	0.081	0.075	0.073	0.084	0.075	0.075	0.086	0.074	0.079	0.058
MgO	0.86	0.72	0.54	0.48	0.51	0.51	0.52	0.51	0.49	0.37
CaO	2.62	2.47	2.13	2.12	1.97	1.50	1.79	1.94	2.11	1.44
Na2O	3.31	3.25	3.30	3.41	3.24	3.24	3.27	3.29	3.45	3.27
K2O	3.72	3.63	3.84	3.85	3.85	3.98	4.11	3.97	3.74	3.83
Li	76.7	68.7	82.0	67.6	86.3	72.0	56.2	71.6	53.5	62.4
Be	3.3	3.2	3.5	4.0	3.8	4.3	3.8	3.1	3.4	3.8
Th	17.8	18.1	18.3	16.4	15.6	15.0	13.5	17.4	15.5	12.0
La	26.6	28.6	23.1	19.6	21.8	18.0	18.8	17.8	19.4	11.7
Ce	65.1	67.1	54.6	49.0	51.9	44.1	45.2	43.6	46.2	30.6
Nd	25.4	27.1	22.3	19.4	20.5	17.7	17.9	18.2	18.8	12.8
Sm	4.5	4.4	4.1	3.8	3.9	3.8	3.4	3.7	3.6	3.2
Eu	1.06	1.06	0.92	0.88	0.82	0.96	0.80	0.77	0.79	0.56
Gd	5.0	4.9	4.4	4.5	4.6	4.4	4.1	4.6	4.5	3.9
Dy	3.6	3.3	2.9	3.6	3.7	3.2	2.9	3.7	3.5	3.4
Yb	1.88	1.57	1.40	2.03	1.97	1.67	1.69	1.90	1.79	1.89

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultané (20)

Roche	U13	L76	L121	U61	L134	U321	U3435	U75	U216	L86
Type	2R	2P	2P							
Local	FU	FL	FL	FU	FL	FU	FU	FU	FU	FL
Analyse roche totale (attaque acide)										
TiO2	0.150	0.141	0.145	0.137	0.117	0.137	0.101	0.099	0.089	0.082
Al2O3	13.6	12.3	13.3	13.8	11.5	14.1	13.8	13.3	13.8	12.4
Fe2O3	1.42	1.19	1.39	1.39	1.08	1.84	1.14	1.15	0.85	0.99
MnO	0.057	0.057	0.064	0.052	0.053	0.081	0.098	0.083	0.067	0.095
MgO	0.34	0.28	0.25	0.29	0.23	0.33	0.22	0.26	0.22	0.18
CaO	1.62	1.27	1.70	1.44	1.21	2.56	1.19	1.02	0.91	0.84
Na2O	3.31	3.24	3.61	3.42	2.99	3.83	3.67	3.39	3.56	3.37
K2O	4.12	4.02	3.94	4.52	3.44	5.10	4.35	4.15	4.84	4.16
Li	43.6	55.3	50.4	29.3	38.6	107	102	58.8	16.0	26.7
Be	3.4	3.6	3.4	3.4	3.3	5.8	4.5	4.4	3.3	3.8
Th	12.6	10.6	11.6	11.8	11.3	62.0	15.3	14.7	13.5	10.7
La	15.8	9.1	12.5	11.4	12.4	24.4	12.2	10.0	12.6	7.9
Ce	38.3	25.1	32.7	30.0	31.4	128	32.3	27.6	29.9	21.2
Nd	15.7	10.2	13.5	12.2	13.0	39.4	14.0	11.4	13.9	10.1
Sm	3.3	2.7	3.1	3.0	3.4	25.4	4.2	3.5	4.1	3.3
Eu	0.69	0.49	0.55	0.53	0.48	2.69	0.43	0.47	0.39	0.30
Gd	4.1	3.3	3.8	3.7	3.9	18.5	5.0	4.2	5.1	4.3
Dy	3.3	2.8	3.4	3.0	3.5	12.1	4.8	3.9	5.3	4.4
Yb	1.87	1.66	1.90	1.71	1.87	4.54	2.89	2.52	3.27	2.75

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultan  (20)

Roche	U367	U3617	L151	U355	U297	U3616	U211	U221	U3438	U223
Type	2P	2P	2P	2P	2P	2P	MG	GM	GM	GF
Local	FU	FU	FL	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU

Analyse roche totale (attaque acide)

TiO2	0.079	0.075	0.071	0.071	0.062	0.049	0.060	0.037	0.039	0.037
Al2O3	13.2	12.9	12.7	13.6	12.3	13.3	13.7	13.2	13.5	13.2
Fe2O3	0.77	0.78	0.76	0.64	0.84	0.53	0.83	0.58	0.60	0.54
MnO	0.043	0.040	0.045	0.066	0.045	0.044	0.065	0.077	0.057	0.088
MgO	0.19	0.24	0.13	0.21	0.14	0.14	0.14	0.10	0.09	0.08
CaO	1.11	0.87	1.03	0.86	0.72	0.84	0.78	1.11	0.98	0.83
Na2O	3.21	3.17	3.42	3.20	3.72	3.08	3.94	3.75	3.83	3.65
K2O	4.39	4.83	4.28	4.96	4.36	5.26	4.13	4.43	4.24	4.34
Li	27.3	26.2	39.0	15.6	24.8	26.5	10.7	15.6	15.7	21.3
Be	3.7	2.8	3.4	3.4	3.6	2.7	4.7	4.1	12.9	3.4
Th	14.9	13.7	11.6	12.9	11.2	12.5	12.2	11.6	12.4	12.5
La	9.8	10.6	8.7	10.4	6.7	9.2	9.2	7.5	7.6	9.6
Ce	29.1	28.1	23.6	26.3	16.6	24.8	23.2	20.4	19.0	24.1
Nd	11.6	11.9	10.4	11.4	8.0	10.9	11.1	8.1	7.8	11.4
Sm	4.2	3.8	3.3	3.4	2.5	3.8	3.6	2.5	2.1	3.3
Eu	0.50	0.43	0.36	0.34	0.17	0.35	0.21	0.17	0.26	0.17
Gd	4.4	4.8	4.0	4.1	3.7	4.3	4.7	4.3	3.2	4.4
Dy	3.9	4.8	4.0	4.0	4.3	4.2	5.1	6.1	4.0	5.5
Yb	2.25	2.80	2.41	2.71	2.63	2.28	3.60	4.53	2.87	4.01

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultan  (20)

Roche	U295	U296	U3813	U3461	U3812	U92	FA7	FA16	FA17	FA13
Type	GF	GF	GF	GF	GF	AG	GM	GF	GF	GF
Local	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FA	FA	FA	FA

Analyse roche totale (attaque acide)

TiO2	0.035	0.035	0.023	0.018	0.014	0.013	0.048	0.037	0.034	0.034
Al2O3	12.3	12.4	12.6	14.0	13.4	13.5	13.1	13.2	12.4	12.8
Fe2O3	0.56	0.63	0.78	1.11	0.80	0.48	0.54	0.55	0.73	0.56
MnO	0.033	0.071	0.204	1.070	0.491	0.329	0.084	0.108	0.127	0.100
MgO	0.09	0.09	0.15	0.07	0.11	0.04	0.08	0.07	0.09	0.06
CaO	0.72	0.66	0.45	0.55	0.52	0.48	0.55	0.43	0.36	0.35
Na2O	3.44	3.38	3.84	3.89	3.71	4.16	3.54	3.36	3.43	3.59
K2O	4.70	4.30	3.67	4.24	3.76	3.97	4.34	4.30	3.96	4.04
Li	14.2	10.2	25.5	14.9	19.1	11.0	12.5	23.9	82.6	15.9
Be	5.2	3.1	5.7	5.4	5.2	4.2	7.7	5.2	6.8	25.6
Th	10.1	9.7	11.5	7.3	13.2	6.3	9.9	11.8	11.6	10.4
La	5.9	7.3	6.5	10.5	12.4	9.0	8.0	5.8	5.4	3.7
Ce	17.0	17.9	20.9	27.5	37.4	24.0	16.4	11.9	16.7	11.3
Nd	7.7	9.3	11.3	14.5	21.2	12.9	9.5	7.1	7.7	5.3
Sm	2.7	2.8	4.9	6.7	9.2	5.1	3.2	2.3	3.5	1.8
Eu	0.20	0.15	0.12	0.13	0.20	0.14	0.27	0.20	0.31	0.12
Gd	3.9	4.1	6.5	10.3	11.2	5.8	4.6	3.9	4.3	3.7
Dy	4.7	5.1	8.5	15.6	14.0	6.9	5.7	5.8	5.1	5.5
Yb	3.26	3.52	5.96	18.60	8.60	5.58	3.72	4.30	3.89	3.68

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultané (20)

Roche	FA15	FA4	FA11	FA14	BA1	MO1	FE2	FE1	RO2
Type	GF	AG	AG	GF	SGF	SAP	SGR	SGF	SMG
Local	FA	FA	FA	FA	SI	SI	FE	FE	SI

Analyse roche totale (attaque acide)

TiO2	0.025	0.018	0.009	0.015	0.028	0.027	0.036	0.023	0.059
Al2O3	13.5	13.7	13.8	13.8	12.8	13.4	12.4	13.4	13.2
Fe2O3	0.51	0.68	0.44	0.70	0.55	0.29	0.58	0.56	1.35
MnO	0.047	0.256	0.282	0.444	0.083	0.014	0.024	0.040	0.015
MgO	0.06	0.06	< 0.03	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04	0.11
CaO	0.33	0.41	0.23	0.41	0.48	0.22	0.94	0.60	0.72
Na2O	3.50	3.83	4.49	3.97	3.60	2.53	3.42	3.62	3.64
K2O	3.66	3.97	4.00	3.81	4.27	5.04	4.45	4.08	4.27
Li	63.5	104	4.3	4.8	54.5	11.7	61.2	66.5	10.5
Be	9.1	9.5	45.7	5.0	4.1	3.4	4.5	4.3	2.0
Th	4.8	5.8	1.4	4.0	12.1	9.3	11.3	11.0	12.7
La	5.5	5.1	1.8	6.7	7.5	4.7	6.1	8.5	14.5
Ce	6.7	10.9	3.7	14.8	22.7	11.8	16.1	24.4	36.0
Nd	6.4	6.5	3.5	10.3	10.7	5.6	7.0	11.9	15.5
Sm	1.7	2.3	1.2	4.0	4.2	1.9	2.5	4.8	3.0
Eu	0.14	0.13	0.10	0.10	0.24	0.25	0.35	0.23	0.80
Gd	2.7	3.5	2.8	5.3	5.2	2.6	3.7	6.0	2.3
Dy	2.9	4.4	3.4	6.5	6.0	3.6	4.7	7.1	0.3
Yb	1.89	3.31	2.28	5.34	4.40	2.78	3.01	4.51	< 0.05

Il n'a été gardé des analyses ICPAES simultané 20 et 37 éléments que les éléments qui donnaient un résultat plausible.

Ont été éliminés :

ICPAES 20  l ments : SiO₂

ICPAES 37  l ments : SiO₂, W, Mo, La, Er, Lu, Ta

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultané (37)

Roche	SIG1	MER1	MER2	SIPL	SAR2	MO3	SIGH	BA4	U76	U42
Type	GC	GC	GC	GC	GP	GP	GP	GP	GB	GB
Local	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	FU	FU

Analyse en roche totale

TiO2	0.380	0.365	0.362	0.351	0.263	0.250	0.239	0.231	0.242	0.240
Al2O3	17.3	16.9	17.1	17.6	17.1	17.0	16.6	17.3	16.6	16.5
Fe2O3	3.01	2.79	2.79	2.80	2.13	2.08	2.01	2.11	2.01	2.02
MnO	0.052	0.050	0.048	0.050	0.048	0.054	0.051	0.050	0.057	0.051
MgO	0.86	0.75	0.77	0.79	0.60	0.56	0.58	0.60	0.57	0.59
CaO	2.65	2.46	2.58	2.65	2.17	2.12	2.04	1.46	1.71	1.96
Na2O	3.29	3.23	3.23	3.37	3.39	3.48	3.34	3.36	3.35	3.38
K2O	3.77	3.64	3.96	3.81	4.00	4.00	4.05	4.18	4.22	4.18
Li	81.0	77.0	81.0	76.0	91.0	74.5	95.0	79.5	68.0	90.5
Sc	5.9	5.9	5.4	5.9	4.5	4.4	4.3	4.8	5.7	5.5
V.	19.1	18.7	17.0	18.0	12.1	10.5	10.4	8.8	18.2	18.2
Cr	7.8	8.1	7.4	9.7	6.8	5.6	7.0	5.5	8.4	8.3
Co	6.1	7.0	5.9	5.7	3.9	4.1	3.9	3.2	5.5	4.9
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	5.8	5.5
Cu	1.0	1.7	< 0.4	1.1	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	17.7	1.1
Zn	70.3	68.1	66.6	70.1	64.2	64.8	56.4	53.2	94.5	81.0
Sr	188	196	194	182	165	146	148	163	149	144
Ba	631	627	720	669	597	557	565	491	618	508
Zr	121	121	114	119	101	98.5	89.5	85.5	86.5	84.5
Y.	25.0	22.2	25.7	24.1	21.1	26.9	27.5	19.0	21.5	31.8
Ce	49.0	52.7	48.9	47.4	41.0	36.3	38.9	33.2	35.9	37.2
Nd	25.9	28.9	26.6	24.5	22.2	20.1	21.1	18.6	21.1	22.6
Sm	5.2	5.6	5.0	4.7	4.5	4.2	4.3	4.0	4.7	5.2
Eu	0.80	1.10	0.85	0.80	0.65	0.60	0.55	0.70	0.90	0.95
Gd	7.4	7.6	7.2	6.9	5.9	5.8	5.9	5.6	5.9	6.5
Dy	4.0	4.4	4.1	3.8	3.5	4.3	4.4	3.2	4.2	5.8
Yb	1.75	1.70	1.70	1.65	1.40	1.90	1.90	1.30	1.95	2.45
Nb	14.9	14.1	13.8	14.2	13.4	14.1	12.9	15.5	15.4	13.4
Be	3.8	4.1	3.6	3.5	4.2	4.6	4.5	5.0	5.1	4.3
Th	11.2	11.7	10.1	9.9	12.6	10.6	10.3	9.3	11.1	15.1

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultan  (37)

Roche	U171	L22	U13	L76	L121	U61	L134	U321	U3435	U75
Type	GB	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R
Local	FU	FL	FU	FL	FL	FU	FL	FU	FU	FU

Analyse en roche totale

TiO2	0.234	0.141	0.142	0.135	0.139	0.125	0.122	0.101	0.090	0.088
Al2O3	16.2	15.9	16.3	16.3	16.8	15.1	14.7	15.1	15.7	15.5
Fe2O3	1.96	1.23	1.24	1.09	1.24	1.16	1.05	0.98	0.96	0.98
MnO	0.054	0.040	0.040	0.040	0.045	0.034	0.040	0.037	0.064	0.055
MgO	0.53	0.41	0.37	0.35	0.27	0.26	0.22	0.22	0.22	0.27
CaO	2.08	1.37	1.55	1.26	1.69	1.29	1.30	1.31	1.08	0.94
Na2O	3.54	3.54	3.52	3.56	3.91	3.46	3.49	3.60	3.70	3.55
K2O	3.92	4.25	4.45	4.57	4.33	4.59	4.07	4.46	4.44	4.45
Li	65.0	67.5	53.0	63.5	60.0	49.2	51.0	42.9	101	69.0
Sc	5.6	4.5	4.5	4.9	4.5	3.9	3.6	3.9	4.2	4.3
V.	10.5	4.4	3.8	3.8	3.5	2.4	6.2	5.5	4.3	4.1
Cr	7.6	7.0	7.2	7.4	7.2	8.3	6.1	5.5	5.4	6.9
Co	5.5	3.8	< 3.0	3.2	3.3	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	9.6	3.3	3.7	3.8	2.9	3.3	3.6	< 2.5	< 2.5	3.3
Cu	11.0	31.9	28.7	41.8	22.1	49.2	25.0	23.3	0.7	1.0
Zn	71.5	54.5	48.4	48.1	43.0	59.5	40.7	39.8	48.3	45.4
Sr	147	90.0	122	87.0	98.0	75.0	93.0	74.0	56.0	61.0
Ba	542	288	439	292	185	207	229	166	141	131
Zr	88.0	70.5	68.0	67.5	72.5	68.5	69.0	60.5	58.0	61.0
Y.	27.6	30.4	26.0	23.0	32.6	33.6	32.9	38.2	45.8	40.4
Ce	36.7	25.2	31.4	23.2	28.5	21.0	25.7	22.2	23.5	20.8
Nd	23.1	15.9	18.8	14.6	17.7	13.3	15.7	14.1	14.6	12.9
Sm	5.4	4.7	4.8	4.6	4.8	4.5	4.5	4.5	4.8	4.1
Eu	0.90	0.60	0.75	0.55	0.65	0.55	0.55	0.45	0.40	0.35
Gd	6.6	5.1	5.0	4.6	5.3	4.8	5.0	4.9	5.2	4.8
Dy	5.4	5.7	4.9	4.5	6.1	6.0	6.1	7.0	7.8	7.0
Yb	2.15	2.55	2.20	2.10	2.75	2.85	2.80	3.30	3.95	3.60
Nb	13.7	13.8	11.6	14.6	15.2	12.8	14.5	13.6	15.4	15.2
Be	4.3	4.8	4.2	4.5	4.3	4.1	4.7	4.3	5.8	5.3
Th	11.0	9.0	9.4	8.8	9.8	7.7	10.3	9.9	11.4	11.1

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultan e (37)

Roche	U2819	U216	L86	U367	U3617	L151	U355	U297	U3616	U211
Type	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	MG
Local	FU	FU	FL	FU	FU	FL	FU	FU	FU	FU

Analyse en roche totale

TiO2	0.081	0.080	0.076	0.072	0.069	0.065	0.064	0.056	0.044	0.054
Al2O3	15.4	15.1	14.7	14.9	14.6	14.9	14.5	14.0	15.4	15.2
Fe2O3	0.99	0.74	0.88	0.66	0.70	0.69	0.57	0.75	0.49	0.73
MnO	0.052	0.045	0.065	0.028	0.026	0.030	0.042	0.031	0.029	0.043
MgO	0.19	0.22	0.18	0.17	0.25	0.14	0.18	0.13	0.15	0.14
CaO	0.91	0.84	0.82	1.00	0.81	0.98	0.78	0.71	0.79	0.73
Na2O	3.27	3.57	3.60	3.38	3.23	3.57	3.12	3.79	3.19	4.01
K2O	4.82	4.96	4.57	4.73	5.08	4.57	4.98	4.53	5.60	4.26
Li	26.3	23.4	26.5	35.3	22.8	42.7	17.1	22.0	24.1	18.2
Sc	4.5	3.5	3.6	3.5	3.4	3.5	3.3	2.2	4.1	3.8
V.	3.1	2.7	2.7	3.6	3.7	4.8	4.4	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cr	5.4	6.0	6.3	5.1	6.2	6.4	5.5	6.7	6.5	6.3
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	2.6	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	69.0	19.3	50.5	34.1	26.9	38.4	65.0	58.5	20.2	1.3
Zn	22.7	31.9	26.8	27.0	38.5	23.8	213	24.4	43.6	38.2
Sr	34.9	59.0	40.1	61.5	56.5	52.5	84.5	39.6	39.6	31.1
Ba	57.5	125	79.5	108	181	99.5	122	38.9	54.0	45.3
Zr	70.5	58.0	55.5	58.5	48.9	50.5	52.5	42.1	30.9	52.5
Y.	43.1	43.8	39.0	34.1	41.3	35.7	40.0	43.5	37.3	51.0
Ce	20.9	24.3	19.9	17.9	22.7	18.6	20.0	16.9	18.7	18.7
Nd	13.9	15.2	13.2	11.1	12.8	12.1	12.1	11.0	11.8	12.8
Sm	4.8	4.9	4.5	3.8	4.1	4.1	4.0	3.9	4.0	4.8
Eu	0.20	0.35	0.30	0.35	0.35	0.30	0.30	0.25	0.30	0.25
Gd	5.2	5.0	4.6	4.0	5.1	4.3	3.9	5.0	4.3	5.0
Dy	7.2	7.8	7.2	6.2	7.1	6.4	7.1	7.6	6.5	8.6
Yb	3.80	3.80	3.55	3.10	3.45	3.15	3.80	3.90	3.00	4.75
Nb	16.7	11.9	15.6	10.4	9.0	13.0	14.0	13.9	9.3	19.3
Be	4.7	4.1	4.9	4.3	3.3	4.4	4.1	4.7	3.1	5.9
Th	10.8	11.5	9.4	9.7	10.9	10.0	10.4	10.4	8.8	9.4

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultan e (37)

Roche	U221	U3438	U2812	U2813D	U2817	U2824	U2826D	U223	U2820A	U295
Type	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GF	GF	GF
Local	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU

Analyse en roche totale

TiO2	0.032	0.034	0.026	0.029	0.024	0.038	0.028	0.031	0.028	0.030
Al2O3	14.8	15.0	16.5	16.3	15.8	15.8	15.8	14.5	15.7	14.7
Fe2O3	0.54	0.54	0.50	0.61	0.69	0.55	0.48	0.51	0.79	0.54
MnO	0.052	0.038	0.053	0.033	0.068	0.052	0.029	0.059	0.167	0.023
MgO	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.13	0.10	0.08	0.11	0.12
CaO	1.06	0.90	0.76	0.77	0.84	0.82	0.77	0.79	0.77	0.71
Na2O	3.86	3.91	3.47	2.92	3.39	3.82	3.57	3.73	3.52	3.58
K2O	4.62	4.36	4.87	5.93	4.69	4.46	4.83	4.51	4.52	5.06
Li	22.9	17.8	10.2	9.3	12.2	23.0	11.5	29.5	15.6	13.4
Sc	2.9	2.7	7.6	5.2	6.3	3.0	3.5	3.8	4.3	2.5
V.	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cr	5.3	6.3	6.5	5.0	5.0	5.2	6.1	5.0	6.8	6.8
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	37.3	15.0	39.9	66.0	50.5	36.7	40.8	14.7	3.4	15.1
Zn	33.7	19.0	38.0	9.7	22.1	20.1	17.6	26.3	17.4	22.7
Sr	17.2	31.3	56.0	40.1	32.9	25.0	46.5	17.2	17.0	33.2
Ba	18.3	51.0	29.4	23.4	22.2	10.7	20.5	15.8	13.3	22.4
Zr	63.5	47.7	44.4	41.8	68.5	38.1	33.8	65.0	43.2	39.4
Y.	57.5	47.4	57.0	45.4	67.5	47.4	36.0	52.5	60.5	40.3
Ce	13.8	14.6	23.7	18.5	33.1	16.6	15.5	18.4	20.0	16.2
Nd	9.6	9.4	14.7	12.2	23.8	10.1	10.1	13.1	12.3	10.9
Sm	3.6	3.3	5.3	4.5	7.4	3.7	3.4	4.1	4.7	3.5
Eu	0.15	0.25	0.10	0.25	0.15	0.15	0.25	0.20	0.10	0.20
Gd	4.3	4.5	5.8	5.1	6.7	4.7	3.9	4.4	5.8	4.4
Dy	8.9	7.6	9.2	7.9	10.8	7.7	6.2	8.5	9.3	6.8
Yb	5.40	4.35	4.65	3.80	6.35	4.35	3.40	5.00	5.15	3.70
Nb	13.4	12.3	15.7	16.2	15.5	14.8	12.1	13.8	17.8	17.9
Be	5.2	15.9	5.4	3.0	4.9	6.0	5.8	4.3	3.8	6.4
Th	9.1	10.1	15.1	13.2	16.6	9.4	7.5	10.2	8.8	8.3

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultan e (37)

Roche	U296	U2813A	U2815D	U3813	U2820B	U2807A	U2815C	U3461	U3812	U2815E
Type	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	AG
Local	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU	FU
Analyse en roche totale										
TiO2	0.030	0.020	0.020	0.021	0.018	0.016	0.013	0.014	0.011	0.014
Al2O3	14.5	16.9	15.8	15.3	16.1	16.2	16.2	16.0	16.1	16.2
Fe2O3	0.61	0.53	0.59	0.73	1.23	0.46	1.11	0.98	0.75	0.94
MnO	0.052	0.135	0.100	0.138	0.461	0.041	0.420	0.593	0.308	0.304
MgO	0.11	0.08	0.07	0.20	0.12	0.08	0.06	0.08	0.13	0.06
CaO	0.69	0.70	0.72	0.49	0.60	0.58	0.59	0.54	0.55	0.62
Na2O	3.42	3.52	3.97	3.99	3.44	3.98	3.57	3.96	3.88	3.63
K2O	4.51	4.63	3.77	3.91	4.45	5.05	4.44	4.38	4.02	4.12
Li	20.1	8.9	12.6	33.0	16.1	30.4	11.8	16.7	25.7	13.1
Sc	5.0	8.9	6.3	5.3	4.4	4.2	8.1	6.5	5.0	6.9
V.	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	2.2	< 2.0
Cr	5.6	5.3	3.3	6.6	7.0	7.0	3.9	6.0	3.6	4.0
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	55.5	12.5	0.6	3.0	0.4	1.0	1.8	1.9	2.9	2.4
Zn	58.2	14.5	36.8	75.0	12.8	12.7	23.5	16.6	36.1	23.3
Sr	40.2	28.2	11.6	16.4	17.3	35.3	10.1	9.8	10.8	8.6
Ba	24.9	12.3	5.4	14.9	13.1	29.6	4.8	10.6	13.5	3.9
Zr	45.5	38.5	56.5	54.0	49.0	18.4	43.8	33.6	59.5	45.8
Y.	52.0	50.0	54.0	74.5	73.5	19.9	136	153	119	111
Ce	21.5	19.9	21.5	24.5	21.4	14.9	37.6	27.7	36.5	35.1
Nd	13.5	12.5	14.4	17.5	13.2	9.3	26.0	15.6	26.1	24.2
Sm	4.4	4.3	5.0	6.6	6.4	3.2	9.6	6.6	10.0	9.1
Eu	0.20	0.05	0.10	0.25	0.15	0.05	0.20	0.10	0.10	0.15
Gd	5.4	4.8	5.1	6.5	8.0	3.1	10.2	8.9	9.0	9.5
Dy	8.6	7.8	8.4	12.6	11.6	3.6	21.3	25.4	20.6	18.2
Yb	4.75	4.50	5.05	7.00	5.75	1.85	13.95	19.55	9.25	9.15
Nb	15.1	17.6	22.7	26.1	15.8	23.7	17.7	18.3	19.7	23.0
Be	4.2	6.3	7.7	7.6	4.5	3.9	6.8	6.6	6.7	6.8
Th	11.2	10.5	11.4	9.6	9.9	7.1	11.5	7.5	12.2	11.4

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultanée (37)

Roche	U2815A	U2815B	U92	U2813B	FA7	FA16	FA17	FA13	FA15	FA4
Type	AG	AG	AG	AG	GM	GF	GF	GF	GF	AG
Local	FU	FU	FU	FU	FA	FA	FA	FA	FA	FA
Analyse en roche totale										
TiO2	0.014	0.011	0.009	0.009	0.043	0.033	0.028	0.030	0.020	0.014
Al2O3	16.5	16.4	15.4	17.0	15.6	15.4	15.1	15.4	16.6	16.3
Fe2O3	0.84	0.51	0.46	1.04	0.54	0.54	0.67	0.56	0.52	0.64
MnO	0.272	0.136	0.207	0.465	0.060	0.073	0.086	0.071	0.033	0.170
MgO	0.06	0.05	0.04	0.06	0.10	0.09	0.12	0.08	0.10	0.08
CaO	0.60	0.64	0.47	0.74	0.58	0.45	0.38	0.38	0.38	0.44
Na2O	3.50	3.64	4.30	3.78	3.65	3.45	3.65	3.73	3.60	3.97
K2O	4.38	4.57	4.25	4.95	4.61	4.54	4.33	4.30	3.87	4.21
Li	12.4	9.7	15.2	8.2	16.2	30.1	97.5	19.2	74.0	112
Sc	8.1	7.5	4.5	6.3	3.8	4.0	3.0	3.5	3.8	3.9
V.	< 2.0	2.3	< 2.0	< 2.0	3.8	3.8	2.3	2.5	< 2.0	< 2.0
Cr	5.0	4.5	5.5	5.5	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	1.1	1.3	11.1	1.5	14.8	9.5	< 0.4	13.0	3.9	< 0.4
Zn	23.8	21.3	52.5	12.7	13.5	17.1	28.2	28.8	55.0	46.6
Sr	8.8	10.6	38.1	33.0	29.3	26.5	17.4	15.0	8.1	5.8
Ba	4.4	5.7	22.4	16.0	64.5	34.6	19.7	18.8	21.1	6.6
Zr	47.6	44.6	26.3	46.6	47.9	47.9	37.8	50.5	34.2	39.6
Y.	110	61.0	54.5	129	48.9	52.5	45.5	48.8	30.3	38.9
Ce	31.0	32.6	24.2	34.0	18.8	14.3	14.4	13.8	15.1	14.1
Nd	20.9	22.8	14.9	22.6	13.1	9.7	9.6	8.3	12.3	9.0
Sm	7.5	7.6	5.3	8.3	4.3	3.3	3.2	3.2	4.0	3.5
Eu	0.15	0.10	< 0.04	0.15	0.20	0.15	0.15	0.05	0.10	0.05
Gd	8.3	6.6	4.8	9.5	4.9	4.4	4.1	3.9	3.9	4.0
Dy	17.3	9.7	9.1	21.0	7.9	8.2	7.3	8.0	5.1	6.2
Yb	10.50	6.25	5.85	10.15	4.15	4.85	4.50	4.25	2.35	3.60
Nb	22.5	17.7	30.8	5.3	19.0	20.2	19.6	23.8	30.7	21.3
Be	7.0	7.7	5.1	6.5	9.9	6.6	8.3	33.8	11.6	11.9
Th	7.8	10.6	6.8	9.7	11.9	12.5	9.1	11.3	7.1	7.0

GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultanée (37)

Roche	FA11	FA14	BA1	MO1	FE2	FE1	VA2	61CP	61CA	61BA
Type	AG	GF	SGF	SAP	SGR	SGF	SGF	SPK	SGF	SGF
Local	FA	FA	SI	SI	FE	FE	FE	FE	FE	FE

Analyse en roche totale

TiO2	0.005	0.010	0.022	0.025	0.018	0.019	0.015	0.028	0.018	0.017
Al2O3	16.3	16.8	16.5	19.4	16.8	16.6	17.2	18.0	17.0	17.2
Fe2O3	0.44	0.67	0.54	0.33	0.55	0.55	0.41	0.74	0.64	0.80
MnO	0.188	0.290	0.058	0.011	0.027	0.028	0.007	0.040	0.128	0.203
MgO	0.03	0.06	0.05	0.10	0.06	0.06	0.06	0.09	0.07	0.07
CaO	0.25	0.45	0.50	0.26	0.63	0.62	0.41	0.31	0.47	0.47
Na2O	4.69	4.02	3.79	2.99	3.80	3.77	2.81	3.03	3.81	3.83
K2O	4.21	3.95	4.56	6.08	4.35	4.31	5.21	7.16	4.46	4.40
Li	10.1	9.6	57.0	15.0	73.5	73.0	19.1	84.5	128	126
Sc	1.0	2.6	5.5	8.2	3.6	3.7	5.5	2.4	4.1	4.0
V.	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	2.9	< 2.0	< 2.0	< 2.0
Cr	3.2	< 3.0	4.1	3.0	3.2	3.2	< 3.0	< 3.0	< 3.0	3.2
Co	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	4.8	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	19.6	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	2.6	2.0	9.7	2.3	3.9	4.5	23.0	18.4	8.1	5.0
Zn	26.5	25.0	18.9	33.6	32.1	31.4	15.9	77.9	25.1	22.7
Sr	13.4	5.3	6.4	17.0	7.5	8.2	18.6	6.5	3.9	3.3
Ba	17.5	6.5	4.3	53.0	13.1	14.5	86.0	21.8	11.1	9.9
Zr	28.5	27.4	40.8	42.3	40.8	40.6	57.0	20.2	53.5	40.3
Y.	28.1	57.0	45.6	26.0	56.5	55.5	52.5	56.5	77.5	75.0
Ce	8.9	19.4	22.2	15.8	24.4	25.4	31.1	13.3	29.3	28.8
Nd	5.9	12.9	13.5	9.1	15.4	15.6	21.4	8.4	20.4	17.7
Sm	3.0	5.0	4.8	2.9	5.5	5.8	7.1	3.9	7.1	6.3
Eu	0.05	< 0.04	0.05	0.10	0.05	0.15	0.10	0.15	0.05	0.05
Gd	3.4	5.0	4.3	2.8	5.3	5.3	5.3	4.1	6.0	6.2
Dy	5.3	8.4	7.2	4.5	8.9	9.1	9.1	8.4	11.5	11.1
Yb	2.55	5.65	4.40	2.65	4.80	4.85	3.65	4.50	6.85	6.60
Nb	63.0	31.3	19.9	15.0	19.2	19.4	19.5	13.6	27.9	26.3
Be	62.0	6.4	4.8	4.5	5.1	5.3	3.8	9.9	6.3	5.9
Th	3.3	4.7	9.2	9.0	8.2	8.7	13.1	6.5	10.6	8.8

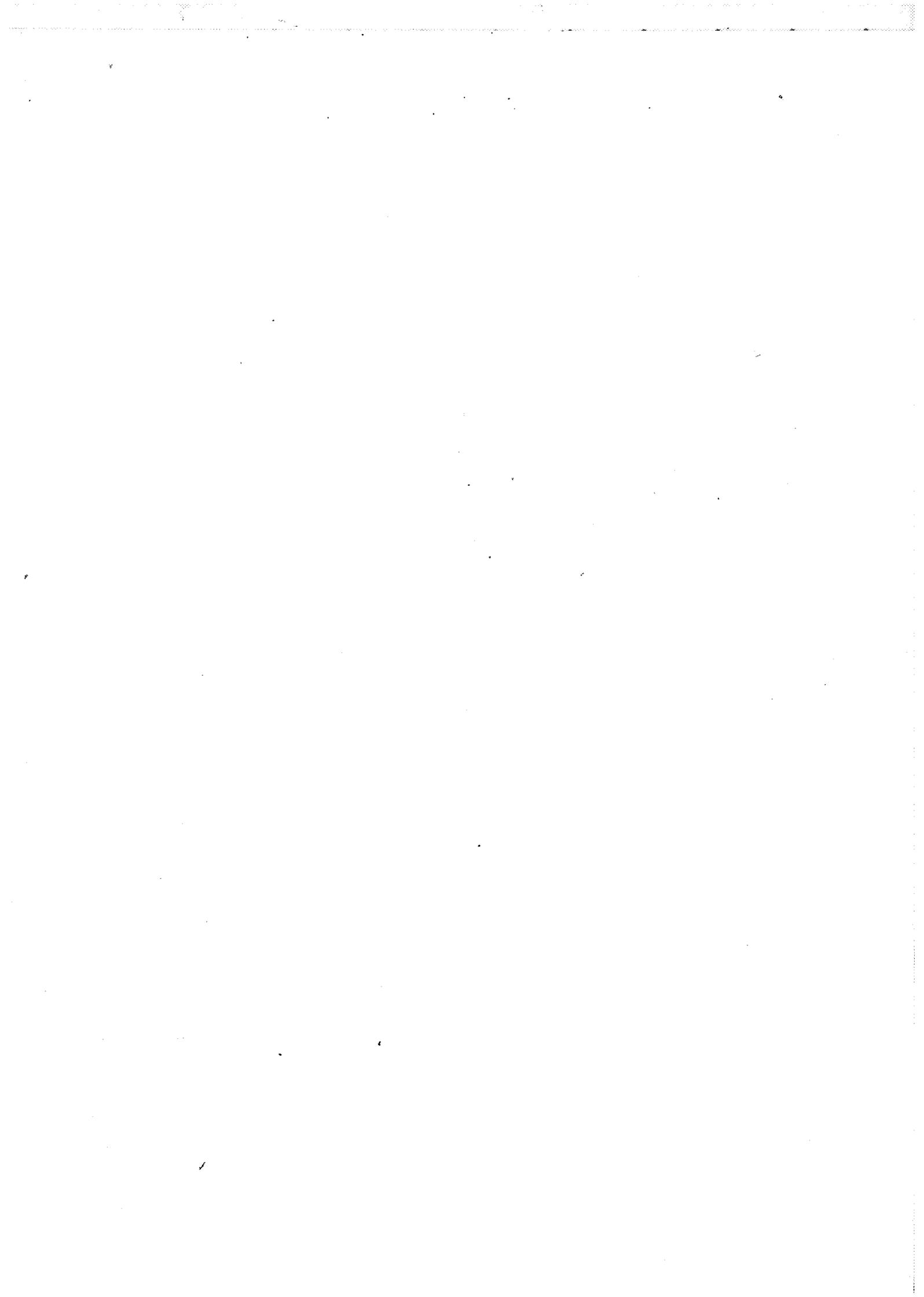
GRANITE FUMADE SIDOBRE - Majeurs, traces ICPAES simultanée (37)

Roche	61BP	FON1	GOUR1	ES1	RO2	GUZ1
Type	SPE	SMG	ALB	EGR	SMG	SMG
Local	FE	FE	SI	SI	SI	SI

Analyse en roche totale

TiO2	0.009	0.031	0.281	0.214	0.053	0.043
Al2O3	18.7	16.2	22.6	17.9	16.1	17.2
Fe2O3	0.29	0.57	2.89	0.51	1.22	1.19
MnO	0.026	0.017	0.051	0.013	0.010	0.034
MgO	0.03	0.09	0.39	0.24	0.17	0.21
CaO	0.17	0.96	0.15	0.32	0.73	0.92
Na2O	2.51	3.59	9.36	2.92	3.65	3.40
K2O	7.71	4.78	0.18	5.54	4.45	4.01
Li	73.5	63.5	12.4	6.8	12.1	44.3
Sc	0.9	2.6	4.9	4.4	0.9	1.9
V.	< 2.0	< 2.0	16.6	5.1	< 2.0	2.3
Cr	< 3.0	3.5	4.5	4.2	6.8	4.6
Co	< 3.0	< 3.0	5.4	< 3.0	< 3.0	< 3.0
Ni	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5	< 2.5
Cu	12.3	3.9	3.7	3.5	4.9	0.5
Zn	21.9	51.8	15.1	9.3	49.8	60.4
Sr	5.9	39.8	220	197	295	207
Ba	16.9	44.3	93.5	1293	1215	1216
Zr	15.8	40.3	233	165	81.5	55.0
Y.	46.5	34.3	25.6	14.2	0.8	9.2
Ce	7.7	12.7	84.7	59.1	37.2	26.7
Nd	5.2	8.5	48.1	34.6	21.7	16.0
Sm	2.7	3.2	8.3	5.2	4.3	3.7
Eu	0.10	0.25	1.75	0.90	0.90	1.30
Gd	2.7	3.5	8.4	3.6	3.8	3.9
Dy	7.3	5.4	5.1	2.5	0.4	1.9
Yb	3.85	2.75	2.05	0.80	< 0.05	0.60
Nb	14.4	12.5	12.6	14.6	16.1	10.5
Be	4.5	5.4	2.2	2.5	2.3	4.3
Th	3.5	9.4	19.1	19.3	9.2	6.3

TABLEAUX D'ANALYSES DES MINERAUX DES GRANITES



BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	20	26	31	37	38	39	40	41	42	44
position	CT	CT	CT	CO	VB	VB	VB	VB	VB	CO
texture	BGM3	BGI3	BGI3	ASPI	ASP1	ASP1	ASP1	ASP1	ASP1	BSI2
granite	GB									
lame	U171									
type	p.									
Poids d'oxydes										
SiO2	36.2	36.2	37.2	35.3	35.4	35.6	34.9	34.6	34.6	35.2
Al2O3	17.9	17.8	17.7	17.4	17.4	17.3	17.4	17.4	17.7	17.7
TiO2	3.12	3.31	3.23	3.08	3.15	2.71	2.97	2.97	2.47	3.42
FeO	21.8	22.0	21.0	22.8	22.8	22.7	22.8	23.2	23.3	22.2
MnO	0.62	0.77	0.60	0.60	0.64	0.62	0.64	0.62	0.59	0.64
MgO	6.01	5.95	5.87	5.90	5.81	5.99	6.06	6.18	6.27	5.83
CaO	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.15	0.01	0.03	n.d.
Na2O	0.13	0.10	0.10	0.09	0.07	0.11	0.06	0.08	0.08	0.13
K2O	9.20	9.43	9.12	9.54	9.54	9.48	9.25	9.11	8.82	9.51
F.	0.58	0.75	0.50	0.54	0.42	0.26	0.55	0.57	0.46	0.47
CL	0.06	0.03	0.05	0.10	0.10	0.09	0.05	0.04	0.04	0.05
Total	95.7	96.3	95.5	95.4	95.3	94.9	94.9	94.8	94.3	95.2
Formules structurales										
Si	5.59	5.57	5.71	5.53	5.53	5.58	5.50	5.45	5.47	5.50
Al4	2.41	2.43	2.29	2.47	2.47	2.42	2.50	2.55	2.53	2.50
Al6	0.847	0.801	0.917	0.740	0.736	0.765	0.726	0.697	0.758	0.758
Ti	0.362	0.384	0.372	0.362	0.371	0.319	0.351	0.352	0.294	0.402
Fe	2.82	2.83	2.69	2.98	2.98	2.98	2.99	3.05	3.08	2.90
Mn	0.081	0.101	0.078	0.079	0.085	0.082	0.085	0.083	0.079	0.085
Mg	1.38	1.37	1.34	1.38	1.35	1.40	1.42	1.45	1.48	1.36
Ca			0.003				0.025	0.002	0.005	
Na	0.039	0.030	0.030	0.027	0.021	0.033	0.018	0.024	0.025	0.039
K.	1.81	1.85	1.78	1.90	1.90	1.89	1.85	1.83	1.78	1.89
F.	0.283	0.366	0.242	0.267	0.208	0.129	0.273	0.284	0.230	0.232
CL	0.016	0.008	0.013	0.027	0.027	0.024	0.013	0.011	0.011	0.013
Total	15.64	15.75	15.47	15.76	15.69	15.62	15.76	15.79	15.74	15.68
XFe	0.671	0.675	0.667	0.684	0.688	0.681	0.678	0.678	0.676	0.681

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
position	VB	BD								
texture	BSI2									
granite	GB									
lame	U171									
type	p.									
Poids d'oxydes										
SiO2	35.5	35.5	35.2	35.5	35.6	35.4	35.5	34.7	35.8	35.5
Al2O3	17.5	17.5	18.0	17.9	17.9	17.8	17.8	18.1	17.8	17.6
TiO2	3.67	3.56	3.42	3.35	3.36	3.27	3.34	3.09	3.34	2.93
FeO	22.7	22.5	22.6	22.6	22.2	22.6	22.4	23.1	22.3	22.5
MnO	0.65	0.62	0.68	0.63	0.61	0.64	0.67	0.62	0.62	0.62
MgO	5.85	5.79	5.83	6.02	5.83	6.08	5.98	6.22	6.05	6.55
CaO	0.01	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01
Na2O	0.10	0.11	0.12	0.11	0.13	0.10	0.09	0.07	0.08	0.08
K2O	9.60	9.49	9.50	9.60	9.59	9.68	9.75	9.08	9.55	9.52
F.	0.90	0.48	0.59	0.42	0.64	0.57	0.69	0.45	0.55	0.35
CL	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05
Total	96.5	95.6	96.0	96.1	95.9	96.2	96.4	95.5	96.1	95.8
Formules structurales										
Si	5.50	5.52	5.46	5.49	5.52	5.48	5.50	5.41	5.53	5.51
Al4	2.50	2.48	2.54	2.51	2.48	2.52	2.50	2.59	2.47	2.49
Al6	0.700	0.726	0.756	0.745	0.794	0.739	0.749	0.741	0.765	0.730
Ti	0.428	0.417	0.399	0.390	0.392	0.381	0.389	0.362	0.388	0.341
Fe	2.94	2.93	2.94	2.92	2.87	2.93	2.91	3.01	2.88	2.92
Mn	0.085	0.082	0.089	0.083	0.080	0.084	0.088	0.082	0.081	0.081
Mg	1.35	1.34	1.35	1.39	1.35	1.40	1.38	1.45	1.39	1.51
Ca	0.002		0.002							0.002
Na	0.030	0.033	0.036	0.033	0.039	0.030	0.027	0.021	0.024	0.024
K.	1.90	1.88	1.88	1.89	1.90	1.91	1.92	1.81	1.88	1.88
F.	0.441	0.236	0.289	0.205	0.314	0.279	0.338	0.222	0.269	0.172
CL	0.013	0.011	0.008	0.013	0.011	0.008	0.013	0.013	0.013	0.013
Total	15.89	15.67	15.75	15.67	15.75	15.77	15.81	15.71	15.70	15.68
XFe	0.685	0.686	0.686	0.678	0.681	0.676	0.678	0.676	0.674	0.659

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	55	56	57	58	40	42	44	55	56	57
position	BD	CT	CT	CT	CT	CO	VB	CO	BD	CO
texture	BSI2	LSQ0	LSQ0	LSPO	LSQ0	BGI3	BGI3	BGI2	BGI2	BGI2
granite	GB	GB	GB	GB	2R	2R	2R	2R	2R	2R
lame	U171	U171	U171	U171	U75	U75	U75	U75	U75	U75
type	p.									
Poids d'oxydes										
SiO2	35.0	34.9	35.0	35.2	34.6	35.8	35.1	34.8	35.6	34.7
Al2O3	17.9	16.7	16.8	17.2	18.6	18.6	18.8	19.5	18.9	19.0
TiO2	3.37	3.20	3.20	3.02	2.10	2.81	2.46	2.15	2.20	2.50
FeO	23.0	23.6	23.6	22.2	24.3	22.9	23.9	24.5	24.4	25.0
MnO	0.62	0.45	0.52	0.38	0.72	0.73	0.63	0.76	0.69	0.69
MgO	6.06	6.47	6.45	6.78	5.40	4.52	4.66	4.83	5.27	4.72
CaO	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.06	0.04	0.03	0.04	0.08	0.01
Na2O	0.09	0.06	0.06	0.09	0.06	0.08	0.06	0.08	0.06	0.09
K2O	9.69	9.60	9.50	9.62	9.67	9.55	9.47	9.63	9.16	9.63
F.	0.63	0.85	0.92	0.54	0.84	0.73	0.42	0.47	0.72	0.53
CL	0.03	0.09	0.08	0.08	0.03	0.06	0.06	0.04	0.03	0.02
Total	96.4	96.0	96.2	95.2	96.5	95.9	95.6	96.9	97.1	96.9
Formules structurales										
Si	5.43	5.48	5.48	5.51	5.42	5.57	5.49	5.39	5.49	5.39
AL4	2.57	2.52	2.52	2.49	2.58	2.43	2.51	2.61	2.51	2.61
AL6	0.709	0.571	0.588	0.682	0.852	0.981	0.949	0.962	0.920	0.879
Ti	0.393	0.378	0.377	0.355	0.247	0.328	0.289	0.250	0.255	0.292
Fe	2.98	3.10	3.09	2.91	3.18	2.98	3.12	3.17	3.14	3.25
Mn	0.081	0.060	0.069	0.050	0.095	0.096	0.083	0.100	0.090	0.091
Mg	1.40	1.51	1.51	1.58	1.26	1.05	1.09	1.11	1.21	1.09
Ca	0.027	0.002	0.002	0.002	0.010	0.007	0.005	0.007	0.013	0.002
Na	0.027	0.018	0.018	0.027	0.018	0.024	0.018	0.024	0.018	0.027
K.	1.92	1.92	1.90	1.92	1.93	1.89	1.89	1.90	1.80	1.91
F.	0.309	0.422	0.456	0.267	0.415	0.359	0.208	0.230	0.351	0.260
CL	0.008	0.024	0.021	0.021	0.008	0.016	0.016	0.010	0.008	0.005
Total	15.82	16.01	16.02	15.81	16.01	15.73	15.67	15.77	15.81	15.80
XFe	0.680	0.672	0.672	0.648	0.716	0.740	0.742	0.740	0.722	0.748

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	58	61	67	108	11	12	13	14	15	16
position	CT	CT	CT	CT	VB	CO	CO	BD	BD	CO
texture	ASI2	BSI3	LSPO	ASI3	ASP2	ASP2	LSQ0	LSQ0	LSQ0	LSQ0
granite	2R	2R	2R	2P	GB	GB	GB	GB	GB	GB
lame	L76	L76	L76	L86	U42	U42	U42	U42	U42	U42
type	s.	s.	s.	p.						
Poids d'oxydes										
SiO2	35.7	35.9	35.7	34.1	35.4	35.4	35.4	35.4	35.6	35.4
Al2O3	17.8	18.1	17.5	19.1	17.2	17.2	16.4	16.6	16.9	16.5
TiO2	2.67	2.93	3.24	1.92	2.85	2.89	3.32	2.93	2.88	3.32
FeO	21.7	21.7	22.4	25.2	23.0	23.2	23.2	22.9	23.0	23.4
MnO	0.70	0.65	0.67	0.77	0.62	0.62	0.40	0.31	0.31	0.34
MgO	7.43	7.27	6.77	4.70	6.10	6.01	7.05	7.24	7.28	6.98
CaO	0.02	0.01	0.04	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.10	0.07	0.11	0.07	0.07	0.04	0.04	0.06	0.08	0.05
K2O	9.89	9.86	9.74	9.29	9.25	9.26	9.52	9.41	9.43	9.52
F.	1.02	1.41	0.82	0.51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL	0.05	0.11	0.06	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	97.1	98.0	97.0	95.7	94.5	94.7	95.3	94.8	95.4	95.5
Formules structurales										
Si	5.49	5.48	5.50	5.38	5.56	5.54	5.52	5.53	5.52	5.51
AL4	2.51	2.52	2.50	2.62	2.44	2.46	2.48	2.47	2.48	2.49
AL6	0.716	0.735	0.669	0.923	0.729	0.726	0.528	0.585	0.608	0.532
Ti	0.308	0.336	0.375	0.227	0.336	0.340	0.389	0.344	0.336	0.389
Fe	2.79	2.77	2.88	3.32	3.01	3.04	3.02	2.99	2.99	3.05
Mn	0.091	0.084	0.087	0.103	0.082	0.082	0.053	0.041	0.041	0.045
Mg	1.70	1.65	1.55	1.10	1.43	1.40	1.64	1.69	1.68	1.62
Ca	0.003	0.002	0.007	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.030	0.021	0.033	0.021	0.021	0.012	0.012	0.018	0.024	0.015
K.	1.94	1.92	1.91	1.87	1.85	1.85	1.89	1.88	1.87	1.89
F.	0.495	0.681	0.399	0.254	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL	0.013	0.028	0.016	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	16.08	16.23	15.93	15.83	15.46	15.46	15.54	15.54	15.55	15.54
XFe	0.621	0.626	0.650	0.750	0.679	0.684	0.649	0.639	0.639	0.653

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	25	26	30	31	33	34	35	39	42	43
position	CT	CT	CT	CT	CO	VB	VB	BD	BD	CT
texture	BGI2	BGI2	BGM3	BGM3	BGI3	BGI3	BGI3	BSP3	BSP3	BSP3
granite	GB	2R	2R	2R						
lane	U42	L22	L22	L22						
type	p.									
Poids d'oxydes										
SiO2	35.2	34.1	34.4	34.8	35.1	35.4	35.6	35.1	34.9	34.9
Al2O3	17.7	17.6	18.3	18.3	17.6	17.7	17.3	17.8	17.8	17.6
TiO2	2.51	2.46	2.60	2.53	3.21	3.39	3.38	2.36	2.47	3.15
FeO	23.2	23.3	23.8	23.2	23.2	22.6	22.7	22.9	22.5	23.3
MnO	0.63	0.66	0.54	0.59	0.64	0.59	0.55	0.57	0.84	0.82
MgO	6.36	6.39	6.00	5.94	5.86	5.86	5.86	5.54	5.87	5.25
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	n.d.	0.01
Na2O	0.05	0.07	0.10	0.07	0.07	0.06	0.16	0.88	0.07	0.02
K2O	9.29	9.10	9.36	9.45	9.18	9.22	9.07	9.32	9.19	9.41
F.	n.d.									
CL	n.d.									
Total	94.9	93.7	95.2	95.0	94.9	94.8	94.7	94.4	93.7	94.5
Formules structurales										
Si	5.50	5.42	5.39	5.44	5.49	5.51	5.55	5.52	5.51	5.50
Al4	2.50	2.58	2.61	2.56	2.51	2.49	2.45	2.48	2.49	2.50
Al6	0.753	0.718	0.767	0.820	0.729	0.762	0.735	0.815	0.831	0.766
Ti	0.295	0.294	0.306	0.297	0.377	0.397	0.396	0.279	0.294	0.373
Fe	3.03	3.09	3.12	3.04	3.03	2.94	2.96	3.01	2.98	3.07
Mn	0.083	0.089	0.072	0.078	0.085	0.078	0.073	0.076	0.112	0.109
Mg	1.48	1.51	1.40	1.38	1.36	1.36	1.36	1.30	1.38	1.23
Ca				0.003	0.002	0.007	0.003	0.003		0.002
Na	0.015	0.022	0.030	0.021	0.021	0.018	0.048	0.268	0.021	0.006
K.	1.85	1.84	1.87	1.88	1.83	1.83	1.80	1.87	1.85	1.89
F.										
CL										
Total	15.51	15.57	15.57	15.52	15.44	15.39	15.38	15.62	15.47	15.44
XFe	0.672	0.672	0.690	0.687	0.690	0.684	0.685	0.699	0.683	0.714

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	46	47	61	62	68	69	72	73	78	79
position	CT	BD	CT	CT	CT	CT	CO	VB	BD	CO
texture	BSP3	BSP3	BGI2	BGI2	BSI2	BSI2	LSQO	LSQO	BGI3	BGI3
granite	2R									
lane	L22	L22	L22	L22	U61	U61	U61	U61	U61	U61
type	p.	p.	s.	s.	s.	s.	p.	p.	s.	s.
Poids d'oxydes										
SiO2	34.8	34.9	34.8	34.6	35.9	35.5	35.0	34.2	34.6	36.0
Al2O3	17.9	17.7	18.2	18.8	18.3	18.2	19.0	18.8	18.7	17.2
TiO2	2.75	2.79	2.38	2.48	3.03	2.99	2.12	2.10	2.45	2.41
FeO	23.3	23.4	22.8	22.2	19.9	20.2	23.1	23.2	20.9	20.3
MnO	0.86	0.81	0.77	0.71	0.68	0.71	0.78	0.79	0.74	0.67
MgO	5.23	5.59	6.87	6.54	7.70	7.91	5.72	5.77	7.71	8.49
CaO	0.02	n.d.								
Na2O	0.08	0.03	0.05	0.10	0.09	0.07	0.07	0.02	0.06	0.08
K2O	9.03	9.18	9.68	9.71	9.79	9.78	9.59	9.55	9.56	9.52
F.	n.d.									
CL	n.d.									
Total	94.0	94.5	95.5	95.1	95.5	95.3	95.3	94.5	94.7	94.8
Formules structurales										
Si	5.50	5.50	5.40	5.39	5.50	5.45	5.44	5.39	5.37	5.56
Al4	2.50	2.50	2.60	2.61	2.50	2.55	2.56	2.61	2.63	2.44
Al6	0.834	0.779	0.745	0.829	0.802	0.746	0.922	0.883	0.792	0.700
Ti	0.326	0.330	0.278	0.290	0.348	0.345	0.248	0.249	0.286	0.280
Fe	3.08	3.08	2.96	2.89	2.54	2.59	3.00	3.06	2.71	2.62
Mn	0.115	0.108	0.101	0.094	0.088	0.092	0.103	0.105	0.097	0.088
Mg	1.23	1.31	1.59	1.52	1.75	1.81	1.33	1.35	1.78	1.95
Ca	0.003									
Na	0.024	0.009	0.015	0.030	0.027	0.021	0.021	0.006	0.018	0.024
K.	1.82	1.84	1.92	1.93	1.91	1.92	1.90	1.92	1.89	1.87
F.										
CL										
Total	15.43	15.46	15.61	15.58	15.47	15.52	15.53	15.57	15.59	15.54
XFe	0.714	0.702	0.650	0.656	0.591	0.589	0.694	0.693	0.603	0.573

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	80	86	87	88	89	90	104	105	110	111
position	BD	VB	VB	CO	BD	BD	VB	VB	BD	CO
texture	BGI3	ASP3	ASP3	ASQO	ASQO	ASQO	ASI3	ASI3	LSP0	LSP0
granite	2R									
lame	U61	U61	U61	U61	U61	U61	L134	L134	L134	L134
type	s.	s.	s.	p.	p.	p.	s.	s.	p.	p.
Poids d'oxydes										
SiO2	36.1	35.5	35.5	34.9	35.8	35.0	35.0	35.7	35.6	35.3
Al2O3	18.7	16.9	17.0	17.1	17.1	17.5	18.1	18.1	18.1	18.2
TiO2	2.67	3.30	3.31	3.18	2.62	2.41	2.34	2.97	2.72	2.85
FeO	19.6	22.5	22.9	23.8	23.4	23.6	22.1	21.4	22.5	22.5
MnO	0.67	0.55	0.60	0.81	0.75	0.73	0.80	0.76	1.05	1.10
MgO	7.31	6.94	6.92	5.67	5.98	5.93	7.19	6.74	5.54	5.50
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	0.20	n.d.	n.d.
Na2O	0.05	0.06	0.05	0.02	0.09	0.08	0.06	0.04	0.08	0.04
K2O	9.74	9.67	9.73	9.25	9.53	9.10	9.43	9.70	9.42	9.64
F.	n.d.									
CL	n.d.									
Total	94.8	95.5	96.0	94.7	95.3	94.3	95.1	95.6	95.0	95.1
Formules structurales										
Si	5.54	5.51	5.49	5.49	5.58	5.51	5.44	5.50	5.54	5.50
Al4	2.46	2.49	2.51	2.51	2.42	2.49	2.56	2.50	2.46	2.50
Al6	0.920	0.606	0.592	0.667	0.725	0.763	0.763	0.786	0.866	0.839
Ti	0.308	0.385	0.385	0.376	0.307	0.286	0.273	0.344	0.318	0.334
Fe	2.52	2.92	2.96	3.13	3.06	3.11	2.87	2.75	2.93	2.93
Mn	0.087	0.072	0.079	0.108	0.099	0.097	0.105	0.099	0.138	0.145
Mg	1.67	1.60	1.59	1.33	1.39	1.39	1.66	1.55	1.28	1.28
Ca				0.002	0.002			0.033		
Na	0.015	0.018	0.015	0.006	0.027	0.024	0.018	0.012	0.024	0.012
K.	1.91	1.91	1.92	1.86	1.89	1.83	1.87	1.90	1.87	1.92
F.										
CL										
Total	15.43	15.52	15.54	15.47	15.50	15.50	15.57	15.47	15.43	15.46
XFe	0.601	0.646	0.650	0.702	0.687	0.691	0.633	0.640	0.695	0.697

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	112	113	114	116	117	122	131	132	147	148
position	CO	VB	BD	CT						
texture	LSP0	LSP0	LSP0	BGI3	BGI3	ASQ3	LSQ0	LSQ0	LSQ0	LSQ0
granite	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2P	2P	2P	2P
lame	L134	L134	L134	L134	L134	L134	U355	U355	U355	U355
type	p.	p.	p.	s.	s.	p.	s.	s.	p.	s.
Poids d'oxydes										
SiO2	35.4	35.3	35.3	35.5	35.1	34.9	35.2	35.4	34.7	35.3
Al2O3	18.0	17.9	17.8	17.2	17.6	16.4	19.1	19.0	19.2	19.1
TiO2	2.83	2.73	2.72	3.51	3.20	3.40	1.99	1.95	1.91	2.28
FeO	22.6	22.3	22.6	21.7	22.0	23.7	19.1	19.7	25.2	20.4
MnO	1.07	1.15	1.05	0.82	0.81	0.55	0.90	0.93	0.82	1.05
MgO	5.66	5.57	5.80	6.50	6.59	6.65	8.22	8.26	4.67	7.68
CaO	n.d.	n.d.	0.02	n.d.						
Na2O	0.07	0.07	0.04	0.09	0.05	0.05	0.06	0.08	0.10	0.07
K2O	9.39	9.45	9.51	9.72	9.46	9.19	9.69	9.72	9.51	9.70
F.	n.d.									
CL	n.d.									
Total	94.9	94.5	94.9	94.9	94.9	94.9	94.3	95.1	96.1	95.7
Formules structurales										
Si	5.52	5.53	5.52	5.52	5.47	5.49	5.44	5.43	5.41	5.41
Al4	2.48	2.47	2.48	2.48	2.53	2.51	2.56	2.57	2.59	2.59
Al6	0.822	0.837	0.799	0.669	0.709	0.526	0.917	0.880	0.933	0.867
Ti	0.332	0.322	0.319	0.411	0.375	0.401	0.231	0.225	0.224	0.263
Fe	2.94	2.92	2.96	2.82	2.87	3.11	2.47	2.54	3.29	2.62
Mn	0.141	0.153	0.139	0.108	0.107	0.073	0.118	0.121	0.108	0.136
Mg	1.32	1.30	1.35	1.51	1.53	1.56	1.89	1.89	1.09	1.75
Ca			0.003							
Na	0.021	0.021	0.012	0.027	0.015	0.015	0.018	0.024	0.030	0.021
K.	1.87	1.89	1.89	1.93	1.88	1.84	1.91	1.90	1.89	1.90
F.										
CL										
Total	15.44	15.45	15.47	15.47	15.48	15.52	15.55	15.58	15.57	15.56
XFe	0.691	0.692	0.687	0.652	0.653	0.666	0.566	0.573	0.752	0.599

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	149	151	152	153	157	158	176	177	192	40
position	CT	CO	BD	CT	VB	CT	CT	CT	CT	CT
texture	LSQO	LSI2	LSI2	LSI2	ASI3	ASI3	LSI2	LSI2	LSQ2	BGI3
granite	2P	GM	MG							
lame	U355	L151	U223	U211						
type	s.	p.								
Poids d'oxydes										
SiO ₂	35.7	34.4	32.5	35.1	35.5	35.2	33.9	34.0	33.6	35.0
Al ₂ O ₃	18.9	19.1	18.5	19.1	18.6	17.8	18.5	18.7	19.0	18.5
TiO ₂	2.46	1.30	1.26	1.41	2.63	2.98	1.40	1.44	1.57	3.14
FeO	20.6	25.3	25.6	24.9	22.5	23.6	25.5	24.9	27.8	25.2
MnO	1.00	1.14	1.11	1.31	0.86	0.98	1.10	1.15	0.71	0.63
MgO	7.49	4.69	4.57	4.74	6.12	4.61	4.99	4.80	3.18	3.31
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.02	0.05
Na ₂ O	0.10	0.05	0.04	0.02	0.05	0.07	0.50	0.28	n.d.	0.03
K ₂ O	9.64	9.44	9.24	9.50	9.54	9.09	9.28	9.37	9.25	9.28
F.	n.d.	0.85								
CL	n.d.	0.03								
Total	96.0	95.5	92.9	96.1	95.7	94.4	95.2	94.6	95.3	96.0
Formules structurales										
Si	5.45	5.41	5.31	5.47	5.48	5.55	5.37	5.41	5.37	5.50
Al ₄	2.55	2.59	2.69	2.53	2.52	2.45	2.63	2.59	2.63	2.50
Al ₆	0.859	0.961	0.872	0.982	0.854	0.848	0.838	0.911	0.949	0.926
Ti	0.282	0.154	0.155	0.165	0.305	0.353	0.167	0.172	0.188	0.371
Fe	2.63	3.34	3.49	3.24	2.90	3.11	3.38	3.30	3.72	3.32
Mn	0.129	0.152	0.153	0.173	0.112	0.131	0.148	0.155	0.096	0.084
Mg	1.70	1.10	1.11	1.10	1.41	1.08	1.18	1.14	0.756	0.776
Ca						0.003			0.003	0.008
Na	0.030	0.015	0.013	0.006	0.015	0.021	0.154	0.086		0.009
K.	1.88	1.89	1.92	1.89	1.88	1.83	1.88	1.90	1.88	1.86
F.										0.423
CL										0.008
Total	15.52	15.61	15.72	15.55	15.48	15.37	15.74	15.66	15.59	15.78
XFe	0.607	0.752	0.759	0.746	0.673	0.742	0.741	0.744	0.831	0.810

BIOTITES (Granites de Fumade).

numéro	122	123	128	129	163	164	165
position	CT						
texture	LSQO	LSQO	LSP0	LSP0	LGPO	LGPO	LGPO
granite	PG						
lame	U910	U910	U910	U910	U12	U12	U12
type	p.						
Poids d'oxydes							
SiO ₂	34.2	34.7	35.5	36.5	34.5	35.5	32.8
Al ₂ O ₃	18.1	18.5	16.2	18.3	17.6	18.4	18.0
TiO ₂	2.25	2.04	3.40	2.95	2.97	2.47	2.31
FeO	24.8	25.1	20.5	18.7	22.1	22.6	24.0
MnO	0.60	0.55	0.23	0.20	0.65	0.68	0.79
MgO	4.71	4.69	7.90	7.17	5.60	4.98	5.65
CaO	n.d.	n.d.	0.02	0.03	0.01	0.15	0.05
Na ₂ O	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.55	0.06
K ₂ O	9.38	9.37	9.47	8.50	9.30	8.44	7.74
F.	0.55	0.71	0.99	0.99	0.31	0.39	0.29
CL	0.02	0.03	0.07	0.09	0.03	0.04	0.02
Total	94.6	95.8	94.4	93.4	93.1	94.3	91.8
Formules structurales							
Si	5.45	5.47	5.58	5.66	5.50	5.57	5.34
Al ₄	2.55	2.53	2.42	2.34	2.50	2.43	2.66
Al ₆	0.848	0.897	0.580	1.01	0.807	0.975	0.797
Ti	0.270	0.242	0.402	0.344	0.356	0.291	0.282
Fe	3.30	3.31	2.69	2.42	2.95	2.96	3.27
Mn	0.081	0.073	0.031	0.026	0.088	0.090	0.109
Mg	1.12	1.10	1.85	1.66	1.33	1.16	1.37
Ca			0.003	0.005	0.002	0.025	0.009
Na	0.022	0.024	0.021	0.021	0.022	0.167	0.019
K.	1.91	1.88	1.90	1.68	1.89	1.69	1.60
F.	0.277	0.354	0.492	0.486	0.156	0.193	0.149
CL	0.005	0.008	0.019	0.024	0.008	0.011	0.006
Total	15.83	15.89	15.99	15.68	15.61	15.57	15.61
XFe	0.747	0.750	0.593	0.594	0.689	0.718	0.705

Paragénèse à biotite (Mg) et ilménite (Mn)

Numéro	10	11	12	13	14	15	16	17	1.	2.
Local	BD	CO	BD	BD	CO	BD	CO	BD	CO	BD
Minéral	ILM	ILM	BIO	BIO	BIO	BIO	BIO	BIO	ILM	ILM
Lame	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L76	L76
Types.		s.	s.	s.	s.	s.	s.	

Poids d'oxydes

SiO2	0.020	n.d.	29.38	33.75	34.47	35.57	34.50	35.39	0.030	0.020
Al2O3	0.070	0.060	19.11	17.47	17.52	17.44	19.00	17.44	0.040	0.050
TiO2	49.29	49.70	1.16	2.63	2.52	3.00	2.73	2.88	49.54	50.02
FeO	41.57	41.57	27.33	22.76	22.00	21.29	22.17	21.60	40.59	40.89
MnO	8.14	8.13	0.720	0.710	0.500	0.710	0.710	0.720	8.82	9.19
MgO	0.050	0.040	7.51	6.65	6.91	6.48	6.01	6.54	0.010	0.070
CaO	0.030	0.010	0.090	0.190	0.170	0.040	n.d.	0.010	0.020	0.010
Na2O	n.d.	n.d.	0.180	0.060	0.130	0.090	0.150	0.140	n.d.	0.010
K2O	n.d.	n.d.	3.60	7.77	8.09	9.29	9.46	9.45	n.d.	n.d.
F.	n.d.	0.230	0.160	0.610	0.880	1.07	0.650	1.06	n.d.	0.100
Cl	0.010	0.020	0.030	0.050	0.050	0.080	0.030	0.070	n.d.	0.010
Total	99.18	99.76	89.27	92.65	93.24	95.06	95.41	95.30	99.05	100.37

Paragénèse à biotite (Mg) et ilménite (Mn)

Numéro	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	58	61	67
Local	BD	CO	BD	CO	CO	BD	CO	CT	CT	CT
Minéral	BIO	BIO	BIO	ILM	ILM	BIO	BIO	ASI2	BSI3	LSP0
Lame	L76	L76	L76	L76	L76	L76	L76	BIO	BIO	BIO
Type	s.	s.	s.	s.	p.	L76	L76	L76	L76

Poids d'oxydes

SiO2	33.96	34.70	34.73	0.020	0.020	34.39	34.26	35.74	35.92	35.70
Al2O3	17.92	17.95	17.78	0.050	0.050	17.93	19.45	17.83	18.07	17.49
TiO2	2.56	2.71	2.38	49.50	50.44	2.29	2.67	2.67	2.93	3.24
FeO	22.03	20.89	21.07	40.37	40.10	21.35	21.39	21.70	21.70	22.37
MnO	0.710	0.650	0.550	9.35	9.51	0.710	0.740	0.700	0.650	0.670
MgO	6.85	6.91	7.23	0.010	0.030	7.00	5.88	7.43	7.27	6.77
CaO	n.d.	n.d.	0.010	0.010	0.030	n.d.	n.d.	0.020	0.010	0.040
Na2O	0.130	0.120	0.120	n.d.	n.d.	0.100	0.200	0.100	0.070	0.110
K2O	9.33	9.53	9.53	n.d.	n.d.	9.66	9.67	9.89	9.86	9.74
F.	0.800	0.940	0.960	0.190	n.d.	0.650	1.06	1.02	1.41	0.820
Cl	0.030	0.090	n.d.	n.d.	0.010	0.030	0.040	0.050	0.110	0.060
Total	94.32	94.49	94.36	99.50	100.19	94.11	95.36	97.15	98.00	97.01

Paragénèse à biotite (Mg) et ilménite (Mn)

Numéro	39	42	43	46	47	61	62
Local	BD	BD	CT	CT	BD	CT	CT
Minéral	BSP3	BSP3	BSP3	BSP3	BSP3	BGI2	BGI2
Lame	BIO						
Type	L22						

Poids d'oxydes

SiO ₂	35.08	34.89	34.95	34.81	34.94	34.76	34.62
Al ₂ O ₃	17.76	17.81	17.61	17.94	17.71	18.23	18.76
TiO ₂	2.36	2.47	3.15	2.75	2.79	2.38	2.48
FeO	22.88	22.54	23.30	23.30	23.42	22.79	22.23
MnO	0.570	0.840	0.820	0.860	0.810	0.770	0.710
MgO	5.54	5.87	5.25	5.23	5.59	6.87	6.54
CaO	0.020	n.d.	0.010	0.020	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.880	0.070	0.020	0.080	0.030	0.050	0.100
K ₂ O	9.32	9.19	9.41	9.03	9.18	9.68	9.71
F.	n.d.						
Cl	n.d.						
Total	94.41	93.68	94.52	94.02	94.47	95.53	95.15

SIDOBRE Biotite oxydes

numero	8.	9.	11	62	63	64	65	66	67	68
local	CT	CT	CT	CT	VB	VB	BD	CT	CT	CT
text	LMPG	LMPG	LMPG	LSP0	BGI3	BGI3	BGI3	LSMO	LSMO	BSI2
type	GR	GR	GR	GB						
lane	FE2	FE2	FE2	BA4						
séance	P1	P1	P1	F4						

Poids d'oxydes

SiO2	34.7	34.9	35.0	35.3	34.3	35.3	34.6	34.2	34.5	34.8
Al2O3	19.7	19.5	20.1	18.4	18.7	18.5	18.9	18.3	18.5	18.3
TiO2	1.60	1.93	1.62	3.24	2.91	2.90	2.08	2.57	2.58	2.80
FeO	26.3	24.7	25.3	22.2	23.0	21.9	23.6	24.3	24.2	23.3
MnO	0.71	0.80	0.95	0.68	0.68	0.64	0.66	0.59	0.58	0.59
MgO	2.99	3.07	3.26	6.11	5.41	5.43	5.88	5.84	5.72	5.38
CaO	0.04	n.d.	n.d.	0.38	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
Na2O	0.09	0.03	0.04	0.11	0.11	0.09	0.09	0.05	0.07	0.09
K2O	8.36	9.22	9.13	9.58	9.59	9.72	8.97	8.76	9.58	9.56
F.	1.22	0.89	0.83	0.93	0.68	0.85	n.d.	n.d.	0.82	0.65
Cl	0.07	0.03	0.02	0.55	0.05	0.05	0.05	n.d.	0.03	0.04
Total	95.7	95.1	96.2	97.5	95.4	95.4	94.8	94.6	96.6	95.5

Formules structurales

Si	5.49	5.52	5.47	5.43	5.39	5.51	5.41	5.38	5.39	5.45
Al4	2.51	2.48	2.53	2.57	2.61	2.49	2.59	2.62	2.61	2.55
Al6	1.16	1.16	1.18	0.771	0.843	0.919	0.894	0.776	0.782	0.840
Ti	0.190	0.230	0.191	0.375	0.344	0.340	0.245	0.304	0.303	0.330
Fe	3.47	3.27	3.31	2.86	3.02	2.85	3.09	3.20	3.16	3.05
Mn	0.095	0.107	0.126	0.089	0.090	0.085	0.088	0.079	0.077	0.078
Mg	0.705	0.724	0.760	1.40	1.27	1.26	1.37	1.37	1.33	1.26
Ca	0.007			0.063				0.002		
Na	0.028	0.009	0.012	0.033	0.033	0.027	0.027	0.015	0.021	0.027
K.	1.69	1.86	1.82	1.88	1.92	1.93	1.79	1.76	1.91	1.91
F.	0.610	0.445	0.411	0.453	0.338	0.419			0.404	0.322
Cl	0.019	0.008	0.005	0.144	0.013	0.013	0.013		0.008	0.011
Total	15.97	15.82	15.82	16.08	15.87	15.85	15.52	15.50	15.99	15.83
XFe	0.831	0.819	0.813	0.671	0.705	0.693	0.693	0.700	0.704	0.708

SIDOBRE Biotite oxydes

numero	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
local	CT	CT	CT	CT	CT	CT	BD	VB	CO	CT
text	BSI2	BSI2	LSQ0	LSQ0	LSP0	LSP0	AGI2	AGI2	AGI2	LSQ0
type	GB									
lane	BA4	BA4	BA4	BA4	SIGH	SIGH	SIGH	SIGH	SIGH	SIGH
séance	F4	F4	F4	F4	P4	P4	P4	P4	P4	P4

Poids d'oxydes

SiO2	35.2	34.4	35.6	35.8	35.2	35.3	34.9	34.9	35.1	34.8
Al2O3	18.1	18.3	17.5	17.4	17.6	17.7	18.1	18.5	18.5	16.4
TiO2	3.22	2.92	3.21	3.29	2.76	2.80	3.10	3.07	2.93	3.11
FeO	22.8	23.4	21.9	21.7	22.9	22.9	22.0	23.2	22.9	23.7
MnO	0.52	0.51	0.50	0.46	0.64	0.63	0.58	0.62	0.63	0.45
MgO	5.52	5.38	7.05	7.05	6.34	6.25	6.37	5.67	5.74	6.97
CaO	0.15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.15	n.d.	n.d.	0.01
Na2O	0.10	0.06	0.08	0.06	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.06
K2O	9.53	9.64	9.66	9.75	9.51	9.68	9.38	9.49	9.67	9.20
F.	0.53	0.58	0.98	0.93	0.58	0.59	0.56	0.60	0.43	0.95
Cl	0.04	0.05	0.15	0.13	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.07
Total	95.7	95.3	96.6	96.6	95.7	96.0	95.2	96.3	96.0	95.7

Formules structurales

Si	5.48	5.42	5.50	5.52	5.50	5.49	5.44	5.42	5.45	5.48
Al4	2.52	2.58	2.50	2.48	2.50	2.51	2.56	2.58	2.55	2.52
Al6	0.797	0.806	0.684	0.683	0.728	0.740	0.770	0.810	0.835	0.518
Ti	0.377	0.346	0.373	0.382	0.324	0.328	0.364	0.358	0.342	0.368
Fe	2.97	3.08	2.82	2.80	2.99	2.98	2.87	3.01	2.96	3.12
Mn	0.069	0.068	0.065	0.060	0.085	0.083	0.077	0.081	0.083	0.060
Mg	1.28	1.26	1.62	1.62	1.47	1.45	1.48	1.31	1.33	1.63
Ca	0.025						0.025			0.002
Na	0.030	0.018	0.024	0.018	0.027	0.024	0.021	0.024	0.024	0.018
K.	1.89	1.93	1.90	1.92	1.89	1.92	1.87	1.88	1.91	1.85
F.	0.261	0.289	0.479	0.454	0.286	0.290	0.276	0.294	0.211	0.473
Cl	0.011	0.013	0.039	0.034	0.013	0.011	0.011	0.005	0.005	0.019
Total	15.72	15.82	16.01	15.97	15.82	15.83	15.76	15.78	15.70	16.06
XFe	0.699	0.710	0.635	0.634	0.670	0.673	0.660	0.697	0.691	0.656

SIDOBRE Biotite oxydes

numero	79	80	81	82	83	84	87	88	89	90
local	CT	BD	VB	CO	VB	CO	CT	CT	BD	VB
text	LSQO	AGI2	AGI2	AGI2	ASP2	ASP2	LSQO	LSQO	ASM2	ASM2
type	GB	GC	GC							
lane	SIGH	MER2	MER2							
séance	P4									
Poids d'oxydes										
SiO2	35.0	34.5	35.1	35.4	34.9	35.4	34.8	34.2	35.4	35.2
Al2O3	16.2	18.3	18.2	18.0	17.9	17.9	18.4	18.1	17.0	16.9
TiO2	3.24	2.78	2.93	3.03	2.87	2.94	2.17	2.38	3.29	3.42
FeO	23.7	23.4	23.0	22.6	22.9	22.7	22.6	23.1	22.8	23.2
MnO	0.51	0.67	0.72	0.67	0.62	0.70	0.66	0.64	0.47	0.48
MgO	7.09	5.92	5.94	5.95	6.02	5.88	6.06	5.90	6.77	6.90
CaO	0.03	n.d.	0.01	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.
Na2O	0.07	0.08	0.09	0.10	0.08	0.06	0.08	0.08	0.06	0.09
K2O	9.44	9.63	9.71	9.72	9.51	9.67	9.60	9.69	9.69	9.67
F.	0.73	0.49	0.55	0.69	0.56	0.52	0.54	0.66	0.48	0.60
Cl	0.09	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.08	0.05	0.07	0.04
Total	96.1	95.9	96.3	96.2	95.4	95.8	95.0	94.8	96.0	96.5
Formules structurales										
Si	5.48	5.39	5.45	5.49	5.46	5.50	5.46	5.41	5.50	5.46
Al4	2.52	2.61	2.55	2.51	2.54	2.50	2.54	2.59	2.50	2.54
Al6	0.474	0.767	0.778	0.787	0.768	0.790	0.867	0.795	0.613	0.550
Ti	0.381	0.326	0.342	0.353	0.338	0.344	0.256	0.284	0.384	0.399
Fe	3.10	3.06	2.98	2.93	2.99	2.95	2.97	3.06	2.96	3.02
Mn	0.068	0.089	0.095	0.088	0.082	0.092	0.088	0.086	0.062	0.063
Mg	1.65	1.38	1.37	1.38	1.40	1.36	1.42	1.39	1.57	1.60
Ca	0.005		0.002		0.002			0.002	0.002	
Na	0.021	0.024	0.027	0.030	0.024	0.018	0.024	0.025	0.018	0.027
K.	1.88	1.92	1.92	1.92	1.90	1.92	1.92	1.96	1.92	1.91
F.	0.361	0.242	0.270	0.338	0.277	0.256	0.268	0.331	0.236	0.294
Cl	0.024	0.008	0.011	0.011	0.008	0.011	0.021	0.013	0.018	0.011
Total	15.98	15.81	15.80	15.83	15.79	15.74	15.84	15.95	15.78	15.87
XFe	0.652	0.690	0.685	0.681	0.681	0.684	0.677	0.687	0.654	0.654

SIDOBRE Biotite oxydes

numero	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
local	CO	CO	BD	CT	CT	BD	VB	CO	VB	BD
text	ASM2	BGI2	BGI2	LSQ2	LSQ2	BGI3	BGI3	BGI3	BGI3	BGI3
type	GC									
lane	MER2	MER2	MER2	MER2	MER2	SIG1	SIG1	SIG1	SIG1	SIG1
séance	P4	P4	P4	P4	P4	F5	F5	F5	F5	F5
Poids d'oxydes										
SiO2	35.2	35.1	34.7	34.7	35.2	35.2	35.2	35.2	35.0	35.1
Al2O3	17.0	17.2	17.6	17.1	17.3	16.7	16.7	16.5	16.7	16.9
TiO2	3.39	2.99	3.05	3.18	3.64	3.39	3.35	3.50	3.25	3.49
FeO	23.2	23.1	23.0	23.0	22.8	23.0	22.7	22.8	22.8	22.9
MnO	0.50	0.48	0.47	0.47	0.43	0.44	0.45	0.43	0.39	0.44
MgO	6.82	6.96	6.78	6.67	7.38	6.42	6.48	6.48	6.54	6.56
CaO	n.d.	0.01	0.34	0.36	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.10	0.09	0.13	0.08	0.09	0.11	0.11	0.11	0.13	0.11
K2O	9.73	9.54	9.56	9.59	9.98	9.57	9.61	9.54	9.66	9.73
F.	0.70	0.31	0.44	0.23	n.d.	0.45	0.53	0.42	0.51	0.49
Cl	0.04	0.05	0.04	0.05	0.46	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
Total	96.7	95.9	96.1	95.4	97.4	95.3	95.2	95.1	95.0	95.8
Formules structurales										
Si	5.46	5.40	5.40	5.43	5.40	5.51	5.52	5.52	5.51	5.48
Al4	2.54	2.54	2.60	2.57	2.60	2.49	2.48	2.48	2.49	2.52
Al6	0.568	0.617	0.626	0.583	0.531	0.602	0.609	0.585	0.609	0.588
Ti	0.395	0.350	0.357	0.374	0.420	0.400	0.395	0.413	0.384	0.409
Fe	3.01	3.01	2.99	3.01	2.93	3.01	2.98	2.99	2.99	2.99
Mn	0.066	0.063	0.062	0.062	0.056	0.058	0.060	0.057	0.052	0.058
Mg	1.58	1.61	1.57	1.56	1.69	1.50	1.51	1.51	1.53	1.53
Ca		0.002	0.057	0.060			0.002			
Na	0.030	0.027	0.039	0.024	0.027	0.033	0.033	0.033	0.040	0.033
K.	1.92	1.89	1.90	1.92	1.95	1.91	1.92	1.91	1.94	1.94
F.	0.343	0.152	0.216	0.114		0.223	0.263	0.208	0.254	0.242
Cl	0.011	0.013	0.011	0.013	0.120	0.011	0.011	0.011	0.008	0.008
Total	15.92	15.74	15.82	15.71	15.72	15.75	15.79	15.72	15.81	15.79
XFe	0.656	0.651	0.655	0.659	0.635	0.667	0.663	0.664	0.661	0.662

SIDOBRE Biotite oxydes

numero	102	103	104	105	106	107	108	109
local	BD	CO	CT	CT	BD	CO	BD	CO
text	AGI3	AGI3	LSQ0	LSQ0	LSPO	LSPO	ASPO	ASPO
type	GC							
lame	SIG1							
séance	F5							

Poids d'oxydes

SiO2	35.4	35.4	34.4	36.1	35.1	34.8	35.5	35.1
Al2O3	17.5	17.3	15.5	16.4	16.5	16.5	17.4	17.0
TiO2	3.11	3.06	3.32	3.16	3.10	3.11	3.13	3.39
FeO	22.0	22.4	22.4	22.7	23.6	23.5	22.5	22.5
MnO	0.41	0.50	0.41	0.45	0.37	0.41	0.41	0.43
MgO	6.71	9.65	7.24	7.40	6.88	6.92	6.49	6.50
CaO	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.01	n.d.	0.01
Na2O	0.11	0.15	0.11	0.12	0.10	0.08	0.08	0.09
K2O	9.63	9.62	9.59	9.59	9.21	9.31	9.60	9.75
F.	0.46	n.d.	0.79	0.63	0.61	0.50	0.50	0.50
Cl	0.05	0.06	0.13	0.11	0.06	0.09	0.05	0.04
Total	95.4	98.2	93.9	96.6	95.6	95.2	95.8	95.3

Formules structurales

Si	5.51	5.34	5.51	5.58	5.50	5.48	5.52	5.49
Al4	2.49	2.66	2.49	2.42	2.50	2.52	2.48	2.51
Al6	0.715	0.416	0.434	0.553	0.553	0.535	0.708	0.630
Ti	0.364	0.347	0.400	0.367	0.365	0.368	0.366	0.399
Fe	2.86	2.83	3.01	2.93	3.09	3.09	2.93	2.95
Mn	0.054	0.064	0.056	0.059	0.049	0.055	0.054	0.057
Mg	1.56	2.17	1.73	1.70	1.61	1.62	1.50	1.52
Ca	0.003				0.003	0.002		0.002
Na	0.033	0.044	0.034	0.036	0.030	0.024	0.024	0.027
K.	1.91	1.85	1.96	1.87	1.84	1.87	1.90	1.95
F.	0.226		0.401	0.308	0.302	0.249	0.246	0.247
Cl	0.013	0.015	0.035	0.029	0.016	0.024	0.013	0.011
Total	15.73	15.74	16.06	15.86	15.86	15.85	15.74	15.79
XFe	0.647	0.566	0.635	0.633	0.658	0.656	0.661	0.661

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	1.	17	18	28	29	32	36	37	38	55
Position	CT	CT	CT	CT	CO	VB	CO	CT	VB	VB
Texture	MS	GS	GS	MB	MB	MB	GS	GS	GS	MB
Type	GB	GB	GB	GB	GB	GB	2R	2R	2R	2R
Lane	U42	U42	U42	U42	U42	U42	L22	L22	L22	L22
Poids d'oxydes										
SiO ₂	46.3	46.1	46.4	47.0	46.5	46.1	45.8	46.9	46.1	45.6
Al ₂ O ₃	32.9	33.2	33.5	31.7	31.7	32.5	35.3	32.8	35.0	35.4
TiO ₂	0.36	0.23	0.30	0.22	0.17	0.11	0.23	0.67	0.29	0.11
FeO	2.44	2.43	2.32	3.01	2.98	2.98	1.67	1.91	1.75	1.61
MnO	0.03	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06	0.03	0.03
MgO	1.21	1.14	1.13	1.50	1.50	1.37	0.64	1.28	0.68	0.63
CaO	< l.d.	< l.d.	0.05	< l.d.						
Na ₂ O	0.25	0.39	0.30	0.18	0.23	0.24	0.73	0.31	0.68	0.64
K ₂ O	11.0	10.6	10.5	10.7	10.8	10.8	10.2	10.6	10.4	10.5
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	94.5	94.1	94.5	94.4	93.9	94.2	94.6	94.5	94.9	94.5
Formules structurales										
Si	6.27	6.25	6.26	6.38	6.34	6.28	-6.14	6.31	6.17	6.13
Al ₄	1.73	1.75	1.74	1.62	1.66	1.72	1.86	1.69	1.83	1.87
Al ₆	3.52	3.56	3.58	3.45	3.44	3.50	3.72	3.52	3.69	3.74
Ti	0.037	0.023	0.030	0.022	0.017	0.011	0.023	0.068	0.029	0.011
Fe	0.276	0.276	0.262	0.342	0.340	0.340	0.187	0.215	0.196	0.181
Mn	0.003	0.006	0.005	0.007	0.007	0.006	0.008	0.007	0.003	0.003
Mg	0.244	0.230	0.227	0.303	0.305	0.278	0.128	0.257	0.136	0.126
Ca			0.007							
Na	0.066	0.103	0.078	0.047	0.061	0.063	0.190	0.081	0.176	0.167
K.	1.90	1.84	1.81	1.86	1.89	1.88	1.75	1.82	1.78	1.80
F.										
Cl										
Total	14.05	14.04	14.00	14.03	14.06	14.08	14.01	13.97	14.01	14.03
XFe	0.531	0.545	0.536	0.530	0.527	0.550	0.594	0.456	0.590	0.590

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	56	57	58	59	60	63	64	65	70	71
Position	CO	VB	VB	BD	CT	CT	CO	BD	CT	CT
Texture	MB	MB	MB	MB	MB	MB	MB	MB	MB	MB
Type	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R
Lane	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L22	U61	U61
Poids d'oxydes										
SiO ₂	45.6	45.5	45.7	45.4	45.6	46.2	46.1	46.2	46.3	47.2
Al ₂ O ₃	34.4	34.3	35.1	34.9	35.2	33.7	32.0	32.1	32.4	31.9
TiO ₂	0.20	0.20	0.17	0.14	0.06	0.75	0.49	0.51	0.55	0.39
FeO	2.06	1.92	1.70	1.87	1.67	1.85	2.93	2.88	2.69	2.51
MnO	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.07	0.08
MgO	0.85	0.85	0.69	0.68	0.65	1.05	1.69	1.58	1.76	1.80
CaO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.02	< l.d.				
Na ₂ O	0.71	0.70	0.63	0.72	0.60	0.42	0.18	0.18	0.27	0.23
K ₂ O	10.3	10.2	10.6	10.4	10.6	10.8	11.1	11.2	11.1	11.1
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	94.2	93.7	94.6	94.2	94.4	94.8	94.6	94.7	95.1	95.2
Formules structurales										
Si	6.17	6.17	6.15	6.14	6.14	6.22	6.27	6.27	6.25	6.35
Al ₄	1.83	1.83	1.85	1.86	1.86	1.78	1.73	1.73	1.75	1.65
Al ₆	3.66	3.66	3.72	3.71	3.73	3.56	3.39	3.41	3.40	3.41
Ti	0.020	0.020	0.017	0.014	0.006	0.076	0.050	0.052	0.056	0.039
Fe	0.233	0.218	0.191	0.212	0.188	0.208	0.333	0.327	0.303	0.282
Mn	0.003	0.006	0.003	0.005	0.005	0.005	0.007	0.007	0.008	0.009
Mg	0.171	0.172	0.138	0.137	0.130	0.211	0.343	0.320	0.354	0.361
Ca					0.003					
Na	0.186	0.184	0.164	0.189	0.157	0.110	0.047	0.047	0.071	0.060
K.	1.78	1.77	1.82	1.79	1.83	1.85	1.92	1.94	1.92	1.91
F.										
Cl										
Total	14.05	14.03	14.05	14.06	14.05	14.02	14.09	14.10	14.11	14.07
XFe	0.577	0.559	0.581	0.607	0.591	0.496	0.493	0.505	0.461	0.439

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	76	77	82	83	84	85	91	92	97	98
Position	CT	CT	VB	CO	VB	BD	CT	CT	CO	BD
Texture	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	AB	AB
Type	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R
Lame	U61	U61	U61	U61	U61	U61	U61	U61	U61	U61
Poids d'oxydes										
SiO ₂	46.5	46.6	46.3	46.3	46.5	46.9	47.1	47.3	45.9	45.2
Al ₂ O ₃	33.0	32.8	33.0	33.0	33.2	32.3	31.8	31.5	35.2	35.4
TiO ₂	0.74	0.68	0.71	0.76	0.73	0.57	0.28	0.32	0.27	0.32
FeO	2.09	2.00	1.75	1.77	1.73	2.48	2.43	2.36	1.83	1.45
MnO	0.07	0.08	0.07	0.10	0.03	0.06	0.07	0.07	0.03	0.03
MgO	1.56	1.66	1.42	1.47	1.41	1.75	1.79	1.79	0.69	0.56
CaO	< l.d.	0.03	< l.d.	< l.d.	< l.d.					
Na ₂ O	0.37	0.34	0.33	0.31	0.32	0.26	0.26	0.22	0.64	0.60
K ₂ O	11.0	10.8	11.0	10.9	10.9	11.1	10.8	11.0	10.4	10.3
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	95.3	95.0	94.6	94.6	94.8	95.4	94.6	94.6	95.0	93.9
Formules structurales										
Si	6.24	6.27	6.25	6.25	6.25	6.30	6.36	6.39	6.15	6.11
Al ₄	1.76	1.73	1.75	1.75	1.75	1.70	1.64	1.61	1.85	1.89
Al ₆	3.46	3.46	3.50	3.49	3.51	3.41	3.43	3.41	3.71	3.75
Ti	0.075	0.069	0.072	0.077	0.074	0.058	0.028	0.033	0.027	0.033
Fe	0.235	0.225	0.197	0.200	0.195	0.278	0.275	0.267	0.205	0.164
Mn	0.008	0.009	0.008	0.011	0.003	0.007	0.008	0.008	0.003	0.003
Mg	0.312	0.333	0.286	0.296	0.283	0.350	0.361	0.361	0.138	0.113
Ca							0.004			
Na	0.096	0.089	0.086	0.081	0.083	0.068	0.068	0.058	0.166	0.157
K.	1.88	1.85	1.89	1.88	1.88	1.89	1.87	1.89	1.78	1.78
F.										
Cl										
Total	14.07	14.03	14.04	14.03	14.03	14.06	14.04	14.03	14.03	14.00
XFe	0.430	0.403	0.408	0.403	0.408	0.443	0.432	0.425	0.598	0.592

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	102	103	106	107	118	119	120	139	140	150
Position	CT	CT	CO	VB	VB	CO	VB	VB	VB	CT
Texture	MB	MB	GS							
Type	2R	2P	2P	2P						
Lame	L134	U355	U355	L151						
Poids d'oxydes										
SiO ₂	46.0	46.2	46.4	46.0	45.7	45.8	46.1	46.1	45.9	46.4
Al ₂ O ₃	34.3	34.2	35.1	35.2	35.9	35.2	34.4	35.8	35.2	35.2
TiO ₂	0.81	0.81	0.13	0.12	0.12	0.09	0.48	0.16	0.16	0.47
FeO	1.78	1.64	1.84	1.91	1.58	1.78	1.64	1.60	1.77	1.68
MnO	0.05	0.07	0.06	0.06	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05
MgO	0.98	0.99	0.80	0.76	0.59	0.69	0.88	0.51	0.56	0.64
CaO	< l.d.									
Na ₂ O	0.44	0.47	0.73	0.65	0.70	0.65	0.48	0.72	0.72	0.51
K ₂ O	10.7	10.6	10.3	10.4	10.3	10.3	10.7	10.4	10.2	9.91
F.	n.d.									
Cl	n.d.									
Total	95.1	95.0	95.4	95.1	94.9	94.6	94.7	95.4	94.6	94.9
Formules structurales										
Si	6.17	6.19	6.18	6.16	6.11	6.15	6.19	6.14	6.16	6.19
Al ₄	1.83	1.81	1.82	1.84	1.89	1.95	1.81	1.86	1.84	1.81
Al ₆	3.58	3.59	3.69	3.70	3.77	3.72	3.64	3.76	3.73	3.72
Ti	0.082	0.082	0.013	0.012	0.012	0.009	0.049	0.016	0.016	0.047
Fe	0.200	0.184	0.205	0.214	0.177	0.200	0.184	0.178	0.199	0.187
Mn	0.006	0.008	0.007	0.007	0.003	0.006	0.005	0.007	0.005	0.006
Mg	0.196	0.198	0.159	0.152	0.118	0.138	0.176	0.101	0.112	0.127
Ca										
Na	0.114	0.122	0.188	0.169	0.181	0.169	0.125	0.186	0.187	0.132
K.	1.83	1.82	1.76	1.78	1.76	1.77	1.83	1.77	1.75	1.69
F.										
Cl										
Total	14.01	14.00	14.02	14.03	14.02	14.01	14.01	14.02	14.00	13.91
XFe	0.505	0.482	0.563	0.585	0.600	0.592	0.511	0.638	0.640	0.596

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	154	155	161	162	163	164	165	181	182	183
Position	CT	VB	BD	CO	BD	VB	VB	CO	VB	BD
Texture	MB	MB	GS	GS	GS	AB	AB	GS	GS	GS
Type	2P	GM	GM	GM						
Lane	L151	U221	U221	U221						
Poids d'oxydes										
SiO ₂	47.0	46.9	46.1	46.5	46.2	46.7	46.6	46.3	47.2	46.9
Al ₂ O ₃	31.4	31.1	35.0	34.5	34.9	34.9	33.8	34.6	32.9	31.6
TiO ₂	0.32	0.33	0.12	0.49	0.43	0.76	0.81	0.64	0.43	0.28
FeO	3.11	3.20	1.95	1.63	1.68	1.72	1.57	1.45	1.69	3.16
MnO	0.08	0.05	0.11	0.03	0.03	0.06	0.05	0.07	0.05	0.01
MgO	1.74	1.80	0.64	0.75	0.74	0.76	1.06	0.89	1.57	1.41
CaO	< l.d.									
Na ₂ O	0.17	0.13	0.72	0.47	0.44	0.57	0.43	0.48	0.29	0.17
K ₂ O	11.1	11.1	10.3	10.7	10.7	10.4	10.6	10.5	11.0	10.8
F.	n.d.									
Cl	n.d.									
Total	94.9	94.6	94.9	95.1	95.1	95.9	94.9	94.9	95.1	94.5
Formules structurales										
Si	6.36	6.37	6.18	6.22	6.17	6.19	6.24	6.19	6.32	6.35
AL4	1.64	1.63	1.82	1.78	1.83	1.81	1.76	1.81	1.68	1.65
AL6	3.37	3.35	3.71	3.65	3.68	3.64	3.58	3.65	3.51	3.44
Ti	0.033	0.034	0.012	0.049	0.043	0.076	0.082	0.064	0.043	0.029
Fe	0.352	0.363	0.218	0.182	0.188	0.191	0.176	0.162	0.189	0.358
Mn	0.009	0.006	0.012	0.003	0.003	0.007	0.006	0.008	0.006	0.001
Mg	0.351	0.364	0.128	0.150	0.147	0.150	0.212	0.177	0.313	0.285
Ca										
Na	0.045	0.034	0.187	0.122	0.114	0.146	0.112	0.124	0.075	0.045
K.	1.91	1.93	1.76	1.83	1.82	1.77	1.81	1.79	1.88	1.87
F.										
Cl										
Total	14.07	14.08	14.03	13.99	13.99	13.98	13.98	13.97	14.02	14.03
XFe	0.501	0.499	0.630	0.548	0.561	0.560	0.454	0.478	0.376	0.557

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	188	189	190	193	194	197	198	202	204	205
Position	CO	BD	BD	VB	CT	CO	BD	BD	CT	CT
Texture	GS	GS	GS	GS	GS	MB	MB	GS	GS	GS
Type	GM	GM	GM	GF						
Lane	U221	U221	U221	U223						
Poids d'oxydes										
SiO ₂	46.9	46.4	46.6	45.9	46.1	46.6	46.8	45.5	46.1	45.9
Al ₂ O ₃	33.5	34.9	35.0	35.5	35.9	34.2	33.6	36.6	36.5	35.8
TiO ₂	0.14	< l.d.	0.02	0.14	0.19	0.37	0.41	0.16	0.11	0.17
FeO	2.71	2.37	2.10	1.63	1.66	1.99	2.45	1.63	1.68	1.66
MnO	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.10	0.02	0.02	0.02
MgO	0.61	0.12	0.33	0.37	0.37	0.73	0.77	0.34	0.37	0.38
CaO	< l.d.	0.02	< l.d.	< l.d.	< l.d.					
Na ₂ O	0.18	0.19	0.23	0.70	0.70	0.40	0.34	0.88	0.71	0.71
K ₂ O	11.1	10.6	10.9	10.3	10.4	10.6	10.8	10.0	10.1	10.1
F.	n.d.									
Cl	n.d.									
Total	95.2	94.6	95.2	94.6	95.4	94.9	95.3	95.1	95.6	94.7
Formules structurales										
Si	6.30	6.24	6.51	6.16	6.14	6.24	6.27	6.06	6.10	6.14
AL4	1.70	1.76	1.49	1.84	1.86	1.76	1.73	1.94	1.90	1.86
AL6	3.60	3.77	4.27	3.78	3.78	3.64	3.58	3.81	3.81	3.79
Ti	0.014		0.002	0.014	0.019	0.037	0.041	0.016	0.011	0.017
Fe	0.305	0.267	0.245	0.183	0.185	0.223	0.275	0.181	0.186	0.186
Mn	0.005	0.001	0.004	0.003	0.003	0.003	0.011	0.002	0.002	0.002
Mg	0.122	0.024	0.069	0.074	0.073	0.146	0.154	0.067	0.073	0.076
Ca							0.003			
Na	0.047	0.050		0.182	0.181	0.104	0.088	0.227	0.182	0.184
K.	1.91	1.82	0.041	1.76	1.76	1.82	1.84	1.70	1.71	1.73
F.			3.86							
Cl										
Total	14.00	13.93	16.49	14.00	14.00	13.97	13.99	14.00	13.97	13.98
XFe	0.714	0.918	0.780	0.712	0.717	0.604	0.641	0.730	0.718	0.710

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	41	50	59B	52	66	75	76B	89	93	94
Position	CT	CT	CT	CT	CT	CT	CT	CT	CT	CT
Texture	MB	MB	MB	MB	MS	GS	GS	MB	GS	MB
Type	2R	2R	2R	2R	2R	2P	2P	2P	2P	2P
Lame	U75	U75	L76	L76	L76	U3616	U3616	U367	U367	U367

Poids d'oxydes

SiO ₂	46.0	47.1	46.1	46.3	45.6	44.8	46.5	45.9	46.9	46.5
Al ₂ O ₃	36.2	32.2	35.7	33.8	37.4	36.2	36.6	31.9	33.8	33.8
TiO ₂	0.24	0.64	0.21	0.58	0.02	0.17	0.20	0.74	0.32	0.68
FeO	1.52	2.97	1.82	1.84	0.68	1.34	1.38	3.47	1.68	1.91
MnO	0.03	0.06	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	0.02	0.03
MgO	0.52	1.33	0.70	1.14	0.07	0.42	0.47	1.64	1.24	1.20
CaO	< l.d.	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01	< l.d.	0.02	0.01	0.02
Na ₂ O	0.64	0.18	0.73	0.46	0.32	0.43	0.66	0.18	0.38	0.37
K ₂ O	10.6	11.3	10.5	10.9	11.1	11.2	10.7	11.0	10.8	10.7
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	95.8	95.8	95.8	95.1	95.2	94.6	96.5	94.9	95.1	95.2

Formules structurales

Si	6.11	6.32	6.12	6.22	6.06	6.04	6.11	6.23	6.27	6.23
Al ₄	1.89	1.68	1.88	1.78	1.94	1.96	1.89	1.77	1.73	1.77
Al ₆	3.77	3.41	3.71	3.56	3.92	3.79	3.78	3.34	3.59	3.55
Ti	0.024	0.065	0.021	0.059	0.002	0.017	0.020	0.076	0.032	0.068
Fe	0.169	0.333	0.202	0.206	0.076	0.151	0.152	0.394	0.188	0.214
Mn	0.003	0.007	0.005	0.005	0.000	0.000	0.000	0.008	0.002	0.003
Mg	0.103	0.266	0.139	0.228	0.014	0.084	0.092	0.332	0.247	0.239
Ca	0.000	0.003	0.006	0.001	0.004	0.001	0.000	0.003	0.001	0.003
Na	0.165	0.047	0.188	0.120	0.083	0.112	0.168	0.047	0.098	0.096
K.	1.80	1.93	1.78	1.87	1.89	1.92	1.79	1.91	1.85	1.84
F.										
Cl										
Total	14.03	14.06	14.05	14.05	13.99	14.07	14.00	14.11	14.01	14.01
XFe	0.621	0.556	0.592	0.475	0.844	0.643	0.623	0.543	0.432	0.472

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	96	97B	98B	99	103B	104	105	110	116	117
Position	CT	CT	CT	CT	BD	CO	BD	CT	CT	CT
Texture	MB	GS	MS	AB	GS	GS	GS	MB	MB	GS
Type	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	GF	GF
Lame	U367	U367	U367	L86	L86	L86	L86	L86	U296	U296

Poids d'oxydes

SiO ₂	47.6	46.6	45.6	46.5	46.3	46.4	46.9	46.6	47.6	46.1
Al ₂ O ₃	32.5	33.5	36.6	31.9	34.1	35.6	34.1	33.6	38.0	36.0
TiO ₂	1.53	0.65	0.10	0.67	0.22	0.07	0.74	1.31	0.11	0.11
FeO	1.63	1.67	1.26	2.71	2.35	1.80	1.70	1.56	1.83	1.72
MnO	0.01	0.03	n.d.	0.06	0.08	0.03	n.d.	0.02	0.01	0.02
MgO	1.28	1.19	0.33	1.88	0.94	0.59	1.12	1.13	0.43	0.38
CaO	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01
Na ₂ O	0.27	0.37	0.40	0.24	0.61	0.73	0.39	0.47	0.57	0.72
K ₂ O	10.8	10.9	10.8	11.0	10.4	10.3	10.8	10.7	9.88	10.3
F.	n.d.									
Cl	n.d.									
Total	95.6	94.9	95.1	95.0	95.0	95.5	95.8	95.4	98.4	95.4

Formules structurales

Si	6.33	6.25	6.08	6.28	6.22	6.17	6.23	6.22	6.10	6.14
Al ₄	1.67	1.75	1.92	1.72	1.78	1.83	1.77	1.78	1.90	1.86
Al ₆	3.42	3.55	3.84	3.36	3.61	3.74	3.57	3.50	3.84	3.78
Ti	0.153	0.066	0.010	0.068	0.022	0.007	0.074	0.131	0.011	0.011
Fe	0.181	0.187	0.140	0.306	0.264	0.200	0.189	0.174	0.196	0.191
Mn	0.001	0.003	0.000	0.007	0.009	0.003	0.000	0.002	0.001	0.002
Mg	0.254	0.238	0.066	0.379	0.188	0.117	0.222	0.225	0.082	0.075
Ca	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	0.006	0.004	0.003	0.001
Na	0.070	0.096	0.103	0.063	0.159	0.188	0.100	0.122	0.142	0.186
K.	1.83	1.86	1.83	1.90	1.79	1.74	1.82	1.82	1.61	1.75
F.										
Cl										
Total	13.91	14.00	13.99	14.09	14.05	14.00	13.98	13.98	13.88	14.00
XFe	0.416	0.440	0.680	0.447	0.584	0.631	0.460	0.436	0.705	0.718

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	118B	4.	21	27B	42	47	51	52	54	23
Position	CT	CT	CT	CT	CT	CT	CT	CT	CT	CO
Texture	GS	GS	AB	MB	MS	MR	MS	MS	MB	GS
Type	GF	GM	GB	GB	GF	GF	2P	2P	2P	GF
Lame	U296	FA4	U171	U171	U211	U92	U3617	U3617	U3617	U3461

Poids d'oxydes

SiO2	46.0	46.3	47.3	47.3	46.0	46.2	46.2	47.9	46.2	45.4
Al2O3	36.0	33.8	31.1	31.4	33.4	33.0	35.6	31.2	29.2	35.4
TiO2	0.13	0.10	1.24	0.04	0.10	0.29	0.07	0.09	0.40	< l.d.
FeO	1.93	2.54	2.09	2.66	1.68	1.53	0.46	1.92	3.16	1.89
MnO	n.d.	0.06	n.d.	0.05	0.09	0.04	0.03	0.09	0.10	0.06
MgO	0.41	0.39	1.13	1.44	0.45	0.73	0.06	1.76	2.83	0.40
CaO	0.01	< l.d.	0.02	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.07	0.05	< l.d.	< l.d.
Na2O	0.71	0.63	0.34	0.20	0.46	0.45	0.37	0.13	0.16	0.72
K2O	10.3	10.4	10.7	11.0	10.6	10.8	11.1	10.6	10.8	10.4
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.30
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01
Total	95.5	94.2	93.9	94.1	92.8	93.0	94.0	93.7	92.9	94.6

Formules structurales

Si	6.12	6.27	6.42	6.43	6.31	6.32	6.22	6.49	6.41	6.13
Al4	1.88	1.73	1.58	1.57	1.69	1.68	1.78	1.51	1.59	1.87
Al6	3.76	3.67	3.40	3.46	3.70	3.64	3.87	3.48	3.18	3.76
Ti	0.013	0.010	0.126	0.004	0.010	0.030	0.007	0.009	0.042	
Fe	0.215	0.287	0.237	0.302	0.192	0.175	0.052	0.218	0.366	0.213
Mn		0.007	0.006	0.006	0.010	0.005	0.003	0.010	0.012	0.007
Mg	0.081	0.079	0.228	0.292	0.092	0.149	0.012	0.356	0.585	0.081
Ca	0.001		0.003				0.010	0.007		
Na	0.183	0.165	0.089	0.053	0.122	0.119	0.097	0.034	0.043	0.189
K.	1.75	1.80	1.86	1.91	1.85	1.88	1.91	1.83	1.91	1.79
F.										0.127
Cl										0.002
Total	14.00	14.02	13.94	14.03	13.98	14.00	13.96	13.94	14.14	14.17
XFe	0.726	0.784	0.510	0.508	0.676	0.540	0.813	0.380	0.385	0.724

MUSCOVITE (Granites de Fumade).

Numéro	24	27C	28B	29B	30	31	32B
Position	BD	BD	VB	VB	CO	CT	CT
Texture	GS	GS	GS	GS	GS	MR	MR
Type	GF						
Lame	U3461						

Poids d'oxydes

SiO2	45.6	45.7	45.7	46.5	45.8	46.6	45.6
Al2O3	34.4	33.3	34.1	34.8	34.7	35.3	35.4
TiO2	0.32	0.18	0.01	0.05	< l.d.	0.03	0.03
FeO	2.13	3.40	3.36	2.73	2.61	1.34	1.53
MnO	0.03	0.10	0.09	0.11	0.06	0.06	0.05
MgO	0.57	0.60	0.61	0.66	0.44	0.41	0.51
CaO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.28	0.01	< l.d.
Na2O	0.64	0.59	0.63	0.72	0.71	0.02	0.42
K2O	10.3	10.4	10.4	10.4	10.2	10.9	10.8
F.	0.26	0.16	< l.d.	< l.d.	0.31	0.06	0.25
Cl	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
Total	94.3	94.5	94.9	96.0	95.1	94.8	94.6

Formules structurales

Si	6.18	6.22	6.18	6.19	6.16	6.23	6.15
Al4	1.82	1.78	1.82	1.81	1.84	1.77	1.85
Al6	3.67	3.57	3.61	3.65	3.68	3.80	3.78
Ti	0.033	0.018	0.001	0.005		0.003	0.003
Fe	0.241	0.387	0.380	0.304	0.294	0.150	0.172
Mn	0.003	0.012	0.010	0.012	0.007	0.007	0.006
Mg	0.115	0.122	0.123	0.131	0.088	0.082	0.102
Ca					0.040	0.001	
Na	0.168	0.156	0.165	0.186	0.185	0.006	0.110
K.	1.79	1.81	1.79	1.77	1.75	1.86	1.85
F.	0.110	0.068			0.130	0.025	0.106
Cl	0.002	0.005	0.005	0.002	0.005	0.005	0.002
Total	14.13	14.15	14.08	14.06	14.18	13.94	14.13
XFe	0.677	0.760	0.755	0.699	0.770	0.647	0.628

MUSCOVITE (pegmatites de Fumade).

Numéro	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119
Position	BD	VB	CO	VB	BD	BD	VB	CC	VB	BD
Texture	GS									
Type	GP									
Lane	U2813D									
Poids d'oxydes										
SiO ₂	45.80	45.20	45.50	45.40	45.80	45.10	45.60	45.80	45.60	45.80
Al ₂ O ₃	35.20	35.80	35.30	35.30	35.30	35.70	35.80	36.20	35.40	35.90
TiO ₂	0.440	0.020	0.040	0.010	0.120	0.070	0.030	< l.d.	0.140	< l.d.
FeO	1.38	1.90	1.57	2.15	2.18	1.94	1.64	1.50	2.11	1.50
MnO	0.020	0.040	0.110	0.090	0.100	0.020	0.060	0.070	0.040	0.020
MgO	0.660	0.350	0.330	0.360	0.440	0.330	0.370	0.310	0.440	0.390
CaO	< l.d.									
Na ₂ O	0.520	0.800	0.840	0.800	0.800	0.770	0.690	0.810	0.780	0.720
K ₂ O	10.70	10.30	10.20	10.20	10.20	10.30	10.50	10.30	10.30	10.40
F	0.260	0.110	0.220	0.220	0.350	0.020	0.220	0.210	< l.d.	0.350
Cl	0.020	0.010	0.020	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
Total	95.00	94.53	95.03	94.55	95.30	94.26	94.92	95.21	94.82	95.09

Formules structurales

Si	6.14	6.09	6.11	6.13	6.14	6.09	6.12	6.12	6.13	6.13
Al ₄	1.86	1.91	1.89	1.87	1.86	1.91	1.88	1.88	1.87	1.87
Al ₆	3.71	3.78	3.77	3.75	3.72	3.77	3.78	3.82	3.73	3.80
Ti	0.044	0.002	0.004	0.001	0.012	0.007	0.003		0.014	
Fe	0.155	0.214	0.221	0.243	0.245	0.219	0.184	0.168	0.237	0.168
Mn	0.002	0.005	0.013	0.010	0.011	0.002	0.007	0.008	0.005	0.002
Mg	0.132	0.070	0.066	0.072	0.088	0.066	0.074	0.062	0.088	0.078
Ca										
Na	0.135	0.209	0.219	0.209	0.208	0.202	0.180	0.210	0.203	0.187
K	1.83	1.77	1.75	1.76	1.75	1.77	1.80	1.75	1.77	1.78
F	0.109	0.047	0.092	0.093	0.147	0.009	0.093	0.088		0.147
Cl	0.005	0.002	0.005	0.005	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Total	14.12	14.10	14.14	14.14	14.18	14.05	14.12	14.11	14.05	14.16
XFe	0.540	0.754	0.770	0.771	0.736	0.768	0.713	0.730	0.729	0.683

MUSCOVITE (pegmatites de Fumade).

Numéro	120	121	125	131	132	134	135	139	140	141
Position	CT									
Texture	GS	GS	GS	GS	GS	MS	MS	MR	MR	MR
Type	GP	ST	ST	ST						
Lane	U2813D	U2813D	U910	U910	U910	U910	U910	U3321A	U3321A	U3321A
Poids d'oxydes										
SiO ₂	45.70	47.00	47.40	46.90	46.50	47.80	45.30	45.70	45.60	46.80
Al ₂ O ₃	35.10	32.10	31.40	32.90	32.70	30.90	33.40	36.60	35.90	36.80
TiO ₂	0.530	0.730	0.250	0.700	0.630	0.230	0.060	0.060	0.130	0.270
FeO	1.39	1.60	2.41	1.58	1.78	2.30	1.94	1.21	1.69	1.46
MnO	0.030	0.080	0.060	0.060	0.070	0.090	0.080	0.110	0.070	0.050
MgO	0.540	1.69	1.81	1.43	1.44	1.81	1.11	0.070	0.001	0.570
CaO	< l.d.	0.100	< l.d.	< l.d.	< l.d.					
Na ₂ O	0.620	0.290	0.220	0.360	0.390	0.150	0.160	0.880	0.730	0.680
K ₂ O	10.40	10.90	11.00	10.70	10.70	10.80	11.00	10.20	10.30	10.50
F	0.310	0.470	0.580	0.410	0.340	0.300	0.420	0.100	0.170	< l.d.
Cl	0.010	0.020	< l.d.	0.010	0.020	0.020	0.010	0.020	0.020	0.010
Total	94.63	94.88	95.13	95.05	94.57	94.40	93.58	94.95	94.61	97.14

Formules structurales

Si	6.15	6.34	6.41	6.30	6.29	6.48	6.21	6.10	6.13	6.11
Al ₄	1.85	1.66	1.59	1.70	1.71	1.52	1.79	1.90	1.87	1.89
Al ₆	3.72	3.45	3.41	3.51	3.50	3.42	3.61	3.86	3.82	3.77
Ti	0.054	0.074	0.025	0.071	0.064	0.023	0.006	0.006	0.013	0.027
Fe	0.156	0.181	0.273	0.178	0.201	0.261	0.223	0.135	0.190	0.159
Mn	0.003	0.009	0.007	0.007	0.008	0.010	0.009	0.012	0.008	0.006
Mg	0.108	0.340	0.365	0.286	0.290	0.366	0.227	0.014		0.111
Ca							0.015			
Na	0.162	0.076	0.058	0.094	0.102	0.039	0.043	0.228	0.190	0.172
K	1.79	1.88	1.90	1.83	1.85	1.87	1.93	1.74	1.77	1.75
F	0.131	0.198	0.243	0.172	0.144	0.128	0.179	0.042	0.072	
Cl	0.002	0.005	0.002	0.005	0.005	0.005	0.002	0.005	0.005	0.002
Total	14.13	14.21	14.28	14.15	14.16	14.12	14.24	14.04	14.07	14.00
XFe	0.591	0.347	0.428	0.384	0.409	0.416	0.496	0.906	1.00	0.589

MUSCOVITE (pegmatites de Fumade).

Numéro	142	154	155	156	157	158	159	160	168	169
Position	CT									
Texture	MR	AB	MS	MS	MS	MS	AB	AB	MR	MR
Type	ST	MI								
Lame	U3321A	U12	U4315	U4315						
Poids d'oxydes										
SiO ₂	46.50	46.70	46.10	45.00	49.50	47.10	47.50	46.90	45.70	45.30
Al ₂ O ₃	36.60	30.60	31.70	37.00	32.50	30.80	31.60	32.30	35.80	36.30
TiO ₂	0.050	0.220	0.820	0.030	0.020	0.240	0.460	0.400	0.040	0.070
FeO	1.51	2.74	2.59	0.460	1.80	2.63	2.58	2.29	1.83	1.61
MnO	0.010	0.090	0.060	< l.d.	0.050	0.060	0.100	0.050	0.030	0.020
MgO	0.360	2.65	1.45	0.040	1.83	2.55	1.82	1.44	0.160	0.100
CaO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.010	< l.d.	0.010	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Na ₂ O	0.720	0.160	0.190	0.330	0.150	0.200	0.220	0.270	0.620	0.760
K ₂ O	10.50	10.80	11.00	11.00	10.40	10.30	11.00	11.00	10.50	10.30
F.	0.310	0.670	0.140	0.150	0.330	0.480	0.550	0.430	0.320	0.300
Cl	0.010	0.020	0.020	0.020	0.040	0.010	0.010	< l.d.	0.020	0.010
Total	96.57	94.65	94.07	94.03	96.63	94.37	95.85	95.08	95.02	94.77
Formules structurales										
Si	6.13	6.37	6.30	6.06	6.50	6.40	6.38	6.33	6.14	6.09
Al ₄	1.87	1.63	1.70	1.94	1.50	1.60	1.62	1.67	1.86	1.91
Al ₆	3.81	3.29	3.40	3.94	3.53	3.34	3.38	3.47	3.81	3.84
Ti	0.005	0.023	0.084	0.003	0.002	0.025	0.046	0.041	0.004	0.007
Fe	0.166	0.313	0.296	0.052	0.198	0.299	0.290	0.259	0.205	0.181
Mn	0.001	0.010	0.007		0.006	0.007	0.011	0.006	0.003	0.002
Mg	0.071	0.539	0.295	0.008	0.358	0.517	0.364	0.290	0.032	0.020
Ca					0.001		0.001			
Na	0.184	0.042	0.050	0.086	0.038	0.053	0.057	0.071	0.161	0.198
K.	1.76	1.88	1.92	1.89	1.74	1.79	1.89	1.90	1.80	1.77
F.	0.128	0.281	0.060	0.064	0.137	0.203	0.229	0.181	0.134	0.126
Cl	0.002	0.004	0.005	0.005	0.009	0.002	0.002		0.005	0.002
Total	14.13	14.38	14.12	14.05	14.02	14.24	14.27	14.22	14.15	14.15
XFe	0.700	0.367	0.501	0.867	0.356	0.366	0.443	0.472	0.865	0.900

MUSCOVITE (pegmatites de Fumade).

Numéro	170	173	174	175	176	177	178
Position	CT						
Texture	MR	GS	GS	MR	MR	MR	MR
Type	MI						
Lame	U4315						
Poids d'oxydes							
SiO ₂	45.50	48.20	48.70	45.80	45.70	45.50	45.60
Al ₂ O ₃	34.90	33.00	32.60	35.00	35.60	35.50	36.20
TiO ₂	< l.d.	0.060	0.040	0.240	0.050	0.060	< l.d.
FeO	2.09	1.50	1.54	1.37	1.72	1.63	1.31
MnO	0.050	0.040	0.100	0.040	0.070	0.040	< l.d.
MgO	0.240	0.860	0.690	0.590	0.380	0.460	0.450
CaO	< l.d.	0.070					
Na ₂ O	0.580	0.090	0.040	0.530	0.760	0.670	0.700
K ₂ O	10.50	10.60	10.10	10.80	10.20	10.30	10.50
F.	0.330	0.320	0.270	0.080	0.020	0.370	0.200
Cl	0.010	< l.d.	< l.d.	0.020	0.010	0.020	0.010
Total	94.20	94.67	94.08	94.47	94.51	94.55	95.04
Formules structurales							
Si	6.17	6.46	6.53	6.17	6.14	6.14	6.10
Al ₄	1.83	1.54	1.47	1.83	1.86	1.86	1.90
Al ₆	3.75	3.67	3.69	3.73	3.78	3.78	3.81
Ti		0.006	0.004	0.024	0.005	0.006	
Fe	0.237	0.168	0.173	0.154	0.193	0.184	0.147
Mn	0.006	0.005	0.011	0.005	0.008	0.005	
Mg	0.049	0.172	0.138	0.118	0.076	0.092	0.090
Ca							0.010
Na	0.153	0.023	0.010	0.138	0.198	0.175	0.182
K.	1.82	1.81	1.73	1.86	1.75	1.77	1.79
F.	0.140	0.136	0.116	0.034	0.008	0.156	0.084
Cl	0.002			0.005	0.002	0.005	0.002
Total	14.16	13.99	13.87	14.07	14.02	14.17	14.11
XFe	0.829	0.494	0.556	0.566	0.717	0.667	0.620

GRENAT (microsonde Paris 6).

Numéro Lane	1. FA4	2. FA4	3. FA4	4. U92	5. U92	6. U92	7. U3617	8. U3617	9. U3617	10 U3617
Poids d'oxydes										
SiO ₂	36.30	35.60	35.50	35.80	35.90	35.50	36.40	35.90	36.30	36.40
Al ₂ O ₃	20.50	20.60	20.70	20.60	20.60	20.60	20.70	20.80	20.50	20.70
Fe ₂ O ₃	25.50	19.70	18.60	21.00	22.70	20.30	25.60	23.30	24.10	25.00
MnO	16.10	22.70	23.70	20.40	18.50	22.00	15.00	17.20	16.80	15.60
MgO	0.290	0.170	0.150	0.200	0.320	0.130	0.740	0.500	0.690	0.810
CaO	0.500	0.440	0.440	0.470	0.480	0.450	0.750	0.580	0.660	0.600
TiO ₂	0.080	0.060	0.070	0.050	0.040	0.080	0.080	0.040	0.070	0.020
Na ₂ O	0.020	0.010	< l.d.	0.050	< l.d.	0.020	0.050	0.050	0.020	0.050
Y ₂ O ₃	0.120	0.580	0.350	0.850	0.780	0.690	0.460	1.26	0.210	0.330
Cr ₂ O ₃	0.020	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.010	< l.d.				
Total	99.43	99.86	99.51	99.42	99.33	99.77	99.78	99.63	99.35	99.51

Formules structurales

Si	5.71	5.68	5.69	5.70	5.70	5.67	5.69	5.67	5.72	5.71
Al	3.80	3.88	3.91	3.87	3.85	3.88	3.82	3.87	3.81	3.83
Fe	3.02	2.37	2.24	2.52	2.71	2.44	3.01	2.77	2.86	2.95
Mn	2.15	3.07	3.22	2.75	2.49	2.97	1.99	2.30	2.24	2.07
Mg	0.068	0.040	0.036	0.048	0.076	0.031	0.173	0.118	0.162	0.189
Ca	0.084	0.075	0.076	0.080	0.082	0.077	0.126	0.098	0.111	0.101
Ti	0.009	0.007	0.008	0.006	0.005	0.010	0.009	0.005	0.008	0.002
Na	0.006	0.003		0.015		0.006	0.015	0.015	0.006	0.015
Y.	0.010	0.049	0.030	0.072	0.066	0.059	0.038	0.106	0.018	0.028
Cr	0.002				0.001					
Total	14.86	15.17	15.21	15.06	14.98	15.14	14.87	14.95	14.93	14.89

Poles purs

ALM	56.66	42.32	40.00	46.07	50.00	43.73	56.37	51.39	53.06	55.24
PYR	1.31	0.714	0.714	0.914	1.48	0.538	3.18	2.23	2.97	3.56
SPE	40.34	54.82	57.50	50.27	45.94	53.23	37.27	42.67	41.56	38.76
GRO	1.50	1.25	1.43	1.46	1.48	1.43	2.43	1.85	2.04	1.87
YGT	0.188	0.893	0.536	1.28	1.29	1.07	0.749	2.04	0.371	0.562
Total	100.00	100.00	100.18	100.00	100.18	100.00	100.00	100.18	100.00	100.00

GRENAT (microsonde Paris 6).

Numéro Lane	11 U3617	12 U295	13 U295	14 U295
Poids d'oxydes				
SiO ₂	36.20	36.10	36.50	36.30
Al ₂ O ₃	20.70	20.80	20.70	20.70
Fe ₂ O ₃	24.70	24.20	25.70	23.00
MnO	16.20	16.40	16.30	17.50
MgO	0.820	0.600	0.490	0.570
CaO	0.650	0.550	0.730	1.28
TiO ₂	0.040	0.090	0.050	0.050
Na ₂ O	0.040	0.020	< l.d.	0.050
Y ₂ O ₃	0.210	0.740	< l.d.	0.460
Cr ₂ O ₃	0.020	< l.d.	0.030	< l.d.
Total	99.58	99.50	100.50	99.91

Formules structurales

Si	5.69	5.68	5.69	5.71
Al	3.83	3.86	3.80	3.83
Fe	2.92	2.87	3.01	2.72
Mn	2.16	2.19	2.15	2.33
Mg	0.192	0.141	0.114	0.134
Ca	0.109	0.093	0.122	0.216
Ti	0.005	0.011	0.006	0.006
Na	0.012	0.006		0.015
Y.	0.018	0.062		0.038
Cr	0.002		0.004	
Total	14.94	14.91	14.90	15.00

Poles purs

ALM	54.07	53.54	55.74	50.00
PYR	3.52	2.61	2.04	2.39
SPE	40.00	40.86	39.81	42.83
GRO	2.04	1.68	2.22	4.04
YGT	0.370	1.12		0.735
Total	100.00	99.81	99.81	100.00

GRENAT (Microsonde Fontainebleau)										
Numéro Lane	47 U75	48 U75	49 U75	51 U75	52 U75	53 U75	54 U75	80 U3616	81 U3616	82 U3616
Poids d'oxydes										
SiO ₂	36.70	36.50	36.90	36.80	37.90	36.80	36.80	36.50	36.40	36.60
Al ₂ O ₃	21.20	20.90	21.20	21.00	21.10	21.00	21.30	21.30	21.00	21.30
FeO	24.90	24.60	25.70	25.70	24.00	25.60	24.00	22.30	22.10	22.20
MnO	16.10	16.40	15.50	15.60	17.30	15.60	17.20	19.10	19.30	19.30
MgO	0.780	0.820	0.810	0.830	0.830	0.820	0.830	0.600	0.590	0.590
CaO	0.560	0.610	0.590	0.590	0.640	0.550	0.610	0.640	0.700	0.670
TiO ₂	0.130	0.160	0.120	0.100	0.090	0.080	0.060	0.110	0.100	0.100
Na ₂ O	0.050	0.030	0.010	0.010	0.110	0.020	0.010	0.010	0.010	0.040
Y ₂ O ₃	n.d.									
Total	100.42	100.02	100.83	100.63	101.97	100.47	100.81	100.56	100.20	100.80
Formules structurales										
Si	5.98	5.98	5.99	5.99	6.06	6.00	5.97	5.95	5.96	5.95
Al	4.07	4.03	4.05	4.03	3.98	4.03	4.07	4.09	4.05	4.08
Fe	3.39	3.37	3.49	3.50	3.21	3.49	3.26	3.04	3.03	3.02
Mn	2.22	2.27	2.13	2.15	2.34	2.15	2.36	2.64	2.68	2.66
Mg	0.189	0.200	0.196	0.201	0.198	0.199	0.201	0.146	0.144	0.143
Ca	0.098	0.107	0.103	0.103	0.110	0.096	0.106	0.112	0.123	0.117
Ti	0.016	0.020	0.015	0.012	0.011	0.010	0.007	0.013	0.012	0.012
Na	0.016	0.010	0.003	0.003	0.034	0.006	0.003	0.003	0.003	0.013
Y										
Total	15.98	15.99	15.98	15.99	15.94	15.98	15.98	15.99	16.00	15.99
Poles purs										
ALM	57.46	56.64	58.95	58.82	54.78	58.85	54.97	51.18	50.67	50.84
PVR	3.22	3.36	3.38	3.36	3.41	3.37	3.37	2.52	2.34	2.36
SPE	37.63	38.15	35.98	36.13	39.93	36.26	39.80	44.44	44.82	44.78
GRO	1.69	1.85	1.69	1.68	1.88	1.69	1.85	1.85	2.01	2.02
YGT										
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.17	100.00	100.00	99.83	100.00

GRENAT (Microsonde Fontainebleau)										
Numéro Lane	83 U3616	84 U3616	119 U296	124 U355	125 U355	126 U355	127 U355	128 U355	129 U355	130 U355
Poids d'oxydes										
SiO ₂	36.40	36.80	36.30	36.70	36.60	36.60	36.60	36.60	36.60	36.60
Al ₂ O ₃	21.20	21.30	20.90	21.00	21.10	21.10	20.90	20.90	21.00	20.80
FeO	22.40	23.10	23.30	21.40	21.80	22.20	22.80	23.90	22.60	24.50
MnO	18.80	17.80	18.20	19.10	19.10	18.80	18.00	16.90	18.40	16.20
MgO	0.680	0.720	0.390	0.540	0.560	0.570	0.610	0.690	0.590	0.720
CaO	0.620	0.650	0.610	0.630	0.620	0.650	0.690	0.690	0.600	0.700
TiO ₂	0.190	0.100	0.090	0.100	0.090	0.120	0.100	0.050	0.070	0.080
Na ₂ O	0.020	< l.d.	0.020	< l.d.	0.030	0.010	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.010
Y ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.							
Total	100.31	100.47	99.81	99.47	99.90	100.05	99.70	99.73	99.86	99.61
Formules structurales										
Si	5.95	5.98	5.97	6.02	5.99	5.99	6.01	6.00	6.00	6.01
Al	4.08	4.08	4.05	4.06	4.07	4.07	4.04	4.04	4.06	4.03
Fe	3.06	3.14	3.21	2.94	2.99	3.04	3.13	3.28	3.10	3.36
Mn	2.60	2.45	2.54	2.66	2.65	2.60	2.50	2.35	2.55	2.25
Mg	0.166	0.175	0.096	0.132	0.137	0.139	0.149	0.169	0.144	0.176
Ca	0.109	0.113	0.108	0.111	0.109	0.114	0.121	0.121	0.105	0.123
Ti	0.023	0.012	0.011	0.012	0.011	0.015	0.012	0.006	0.009	0.010
Na	0.006		0.006		0.010	0.003				0.003
Y										
Total	15.99	15.95	15.99	15.93	15.97	15.97	15.96	15.97	15.97	15.96
Poles purs										
ALM	51.60	53.40	53.95	50.34	50.76	51.61	53.05	55.40	52.54	56.85
PVR	2.87	2.89	1.68	2.23	2.38	2.38	2.54	2.87	2.37	3.05
SPE	43.84	41.67	42.69	45.55	44.99	44.14	42.37	39.70	43.22	38.07
GRO	1.85	1.87	1.85	1.88	1.87	1.87	2.03	2.03	1.69	2.03
YGT										
Total	100.17	99.83	100.17	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.83	100.00

GRENAT(Microsonde Fontainebleau)										
Numéro	133	134	135	136	137	196	199	200	201	1.
Lane	U355	U355	U355	U355	U355	U223	U223	U223	U223	U3461
Poids d'oxydes										
SiO2	36.50	36.80	36.70	36.70	36.70	36.60	36.50	36.50	36.60	35.90
Al2O3	20.90	21.10	21.00	21.10	20.90	21.00	21.00	20.90	21.00	20.00
FeO	22.20	22.10	22.00	22.10	23.00	25.20	24.80	25.60	27.00	22.70
MnO	19.00	19.20	19.10	19.40	17.80	16.00	16.40	16.10	14.80	18.70
MgO	0.620	0.630	0.550	0.590	0.600	0.520	0.540	0.510	0.580	0.300
CaO	0.580	0.620	0.640	0.590	0.670	0.650	0.590	0.510	0.720	0.570
TiO2	0.080	0.070	0.090	0.080	0.060	0.020	0.080	0.060	0.060	< l.d.
Na2O	< l.d.	0.020	0.020	< l.d.	< l.d.	0.020	< l.d.	0.020	0.020	0.030
Y2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.88	100.54	100.10	100.56	99.73	100.01	99.91	100.20	100.78	98.20
Formules structurales										
Si	5.99	5.99	6.00	5.98	6.02	6.00	5.99	5.98	5.97	6.02
Al	4.04	4.05	4.05	4.05	4.04	4.06	4.06	4.04	4.04	3.95
Fe	3.05	3.01	3.01	3.01	3.15	3.45	3.40	3.51	3.68	3.18
Mn	2.64	2.65	2.65	2.68	2.47	2.22	2.28	2.24	2.04	2.66
Mg	0.152	0.153	0.134	0.143	0.147	0.127	0.132	0.125	0.141	0.075
Ca	0.102	0.108	0.112	0.103	0.118	0.114	0.104	0.090	0.126	0.102
Ti	0.010	0.009	0.011	0.010	0.007	0.002	0.010	0.007	0.007	0.010
Na		0.006	0.006			0.006		0.006	0.006	
Y.										
Total	15.98	15.98	15.97	15.98	15.95	15.98	15.98	16.00	16.01	16.00
Poles purs										
ALM	51.35	50.84	50.93	50.67	53.57	58.38	57.43	58.89	61.44	52.82
PYR	2.52	2.53	2.20	2.36	2.55	2.20	2.20	2.18	2.34	1.16
SPE	44.44	44.76	44.84	45.12	42.01	37.56	38.51	37.58	34.06	44.19
GRO	1.68	1.86	1.86	1.68	2.04	1.86	1.69	1.51	2.17	1.66
YGT										
Total	100.00	100.00	99.83	99.83	100.17	100.00	99.83	100.17	100.00	99.83

GRENAT(Microsonde Fontainebleau)										
Numéro	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10	11
Lane	U3461	U3461	U3461	U3461	U3461	U3461	U3461	U3461	U3461	U3461
Poids d'oxydes										
SiO2	36.00	35.80	35.80	36.10	36.10	36.30	36.40	36.50	36.10	36.30
Al2O3	20.70	20.70	20.60	20.70	20.60	20.80	20.70	20.80	20.70	20.60
FeO	23.20	23.50	23.80	24.20	24.40	24.50	24.80	25.40	26.80	27.70
MnO	18.50	18.00	18.00	17.90	17.50	17.40	17.50	17.30	15.60	14.50
MgO	0.320	0.290	0.330	0.370	0.280	0.300	0.310	0.310	0.320	0.350
CaO	0.560	0.490	0.520	0.550	0.520	0.540	0.510	0.330	0.420	0.430
TiO2	< l.d.	0.030	< l.d.	0.030	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.020
Na2O	0.010	< l.d.	0.020	0.020	0.010	0.010	0.040	0.020	0.020	0.030
Y2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.29	98.81	99.07	99.87	99.41	99.85	100.26	100.66	99.96	99.93
Formules structurales										
Si	5.97	5.96	5.96	5.96	5.98	5.98	5.98	5.98	5.96	5.99
Al	4.05	4.06	4.04	4.03	4.02	4.04	4.01	4.02	4.03	4.00
Fe	3.22	3.27	3.31	3.34	3.38	3.38	3.41	3.48	3.70	3.82
Mn	2.60	2.54	2.54	2.50	2.46	2.43	2.44	2.40	2.18	2.03
Mg	0.079	0.072	0.082	0.091	0.069	0.074	0.076	0.076	0.079	0.086
Ca	0.099	0.087	0.093	0.097	0.092	0.095	0.090	0.058	0.074	0.076
Ti		0.004		0.004						0.002
Na	0.003		0.006	0.006	0.003	0.003	0.013	0.006	0.006	0.010
Y.										
Total	16.02	15.99	16.03	16.03	16.00	16.00	16.02	16.02	16.03	16.01
Poles purs										
ALM	53.67	54.77	54.98	55.39	56.33	56.52	56.64	57.90	61.36	63.56
PYR	1.33	1.17	1.33	1.49	1.17	1.17	1.33	1.33	1.33	1.50
SPE	43.33	42.55	42.19	41.46	41.00	40.63	40.53	39.93	36.15	33.78
GRO	1.67	1.51	1.49	1.66	1.50	1.50	1.49	0.998	1.16	1.33
YGT										
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.83	100.00	100.16	100.00	100.17

GRENAT(Microsonde Fontainebleau)

Numéro Lane	12 U3461	13 U3461	14 U3461	15 U3461	16 U3461	17 U3461	18 U3461	19 U3461	20 U3461	21 U3461
Poids d'oxydes										
SiO2	36.60	36.70	36.50	36.50	36.00	36.00	36.00	36.40	36.50	36.90
Al2O3	20.60	20.80	20.90	20.90	20.90	20.80	20.60	20.60	20.50	21.10
FeO	28.00	27.90	25.50	20.70	21.70	24.10	24.50	26.30	25.00	19.30
MnO	14.10	14.50	16.50	20.60	20.00	17.50	17.20	15.40	16.10	21.10
MgO	0.430	0.580	0.710	0.710	0.270	0.310	0.320	0.480	0.670	0.620
CaO	0.450	0.500	0.480	0.500	0.530	0.490	0.400	0.440	0.490	0.580
TiO2	0.030	< l.d.	0.050	0.010	< l.d.	< l.d.	0.030	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Na2O	0.010	0.020	0.050	0.040	0.020	0.030	0.040	0.010	0.040	0.020
Y2O3	n.d.									
Total	100.22	101.00	100.69	99.96	99.42	99.23	99.09	99.63	99.30	99.62
Formules structurales										
Si	6.01	5.98	5.96	5.99	5.96	5.97	5.98	6.01	6.03	6.04
Al	3.99	4.00	4.02	4.04	4.08	4.06	4.03	4.01	3.99	4.07
Fe	3.85	3.80	3.48	2.84	3.00	3.34	3.40	3.63	3.45	2.64
Mn	1.96	2.00	2.28	2.86	2.80	2.46	2.42	2.15	2.25	2.92
Mg	0.105	0.141	0.173	0.174	0.067	0.077	0.079	0.118	0.165	0.151
Ca	0.079	0.087	0.084	0.088	0.094	0.087	0.071	0.078	0.087	0.102
Ti	0.004		0.006	0.001			0.004			
Na	0.003	0.006	0.016	0.013	0.006	0.010	0.013	0.003	0.013	0.006
Y										
Total	16.00	16.01	16.02	16.01	16.01	16.00	16.00	16.00	15.98	15.93
Poles purs										
ALM	64.27	63.02	57.81	47.65	50.34	56.04	56.95	60.70	57.98	45.44
PYR	1.67	2.32	2.82	2.85	1.17	1.34	1.34	2.01	2.69	2.58
SPE	32.72	33.17	37.87	47.99	46.98	41.27	40.54	35.95	37.81	50.26
GRO	1.34	1.49	1.33	1.51	1.51	1.51	1.17	1.34	1.51	1.72
YGT										
Total	100.00	100.00	99.83	100.00	100.00	100.17	100.00	100.00	100.00	100.00

GRENAT(Microsonde Fontainebleau)

Numéro Lane	22 U3461
Poids d'oxydes	
SiO2	36.90
Al2O3	21.10
FeO	21.30
MnO	19.40
MgO	0.660
CaO	0.500
TiO2	< l.d.
Na2O	0.090
Y2O3	n.d.
Total	99.95
Formules structurales	
Si	6.03
Al	4.06
Fe	2.91
Mn	2.68
Mg	0.161
Ca	0.087
Ti	
Na	0.028
Y	
Total	15.96
Poles purs	
ALM	49.83
PYR	2.74
SPE	45.89
GRO	1.54
YGT	
Total	100.00

GRENAT ZONATION										
numéro lane	1. U75	2. U75	3. U75	4. U75	5. U75	6. U75	7. U75	8. U75	9. U75	10 U75
Poids d'oxydes										
SiO2	37.00	36.30	36.40	36.40	36.50	36.60	36.60	36.40	36.60	36.70
Al2O3	20.50	20.80	20.70	20.70	20.60	20.60	20.70	20.70	20.50	20.70
FeO	23.30	23.70	23.90	24.00	24.20	24.60	24.80	25.30	25.60	25.70
MnO	16.90	17.30	17.10	16.80	16.70	16.40	16.30	15.80	15.40	15.40
MgO	0.780	0.770	0.770	0.790	0.790	0.790	0.830	0.800	0.760	0.740
CaO	0.590	0.520	0.520	0.560	0.550	0.560	0.570	0.590	0.590	0.580
Y2O3	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.020	< l.d.				
Total	99.07	99.39	99.39	99.25	99.36	99.55	99.80	99.59	99.45	99.82

GRENAT ZONATION										
numéro lane	11 U75	12 U75	13 U75	14 U75	15 U75	16 U75	17 U92	19 U92	20 U92	21 U92
Poids d'oxydes										
SiO2	36.50	36.40	36.60	36.60	36.60	37.70	36.70	36.60	36.70	36.40
Al2O3	20.40	20.80	20.70	20.90	20.80	21.80	20.70	20.70	20.80	20.90
FeO	25.00	24.10	24.50	25.80	25.40	24.30	23.20	24.40	23.00	22.50
MnO	15.90	17.20	16.30	15.40	15.40	16.60	18.10	17.80	19.20	19.30
MgO	0.640	0.810	0.770	0.750	0.740	0.660	0.670	0.210	0.170	0.190
CaO	0.530	0.560	0.600	0.600	0.570	0.610	0.370	0.400	0.360	0.400
Y2O3	< l.d.	0.220	0.400							
Total	98.97	99.87	99.47	100.05	99.51	101.67	99.74	100.11	100.45	100.09

GRENAT ZONATION										
numéro lane	22 U92	23 U92	24 U92	25 U92	26 U92	27 U92	28 U92	29 U92	30 U92	31 U92
Poids d'oxydes										
SiO2	36.40	36.10	36.10	36.20	35.90	35.80	36.40	36.40	35.80	36.50
Al2O3	20.90	20.90	20.80	20.90	20.90	20.80	20.80	20.90	20.90	21.40
FeO	21.80	21.40	21.10	20.70	20.60	20.40	21.30	20.80	20.30	20.50
MnO	20.10	20.60	20.80	21.00	21.30	21.30	21.30	21.60	21.70	20.70
MgO	0.180	0.180	0.170	0.150	0.180	0.150	0.150	0.170	0.170	0.190
CaO	0.440	0.450	0.440	0.390	0.430	0.430	0.440	0.440	0.420	0.410
Y2O3	0.320	0.270	0.230	0.240	0.360	0.400	< l.d.	< l.d.	0.430	0.450
Total	100.14	99.90	99.64	99.58	99.67	99.28	100.39	100.31	99.72	100.15

GRENAT ZONATION										
numéro lane	32 U92	33 U92	34 U92	35 U92	36 U92	37 U3616	38 U3616	39 U3616	40 U3616	41 U3616
Poids d'oxydes										
SiO2	36.10	36.40	36.40	36.60	36.60	37.00	36.80	36.40	36.30	36.30
Al2O3	20.90	20.80	20.70	20.60	20.90	20.90	20.80	20.80	20.90	20.90
FeO	21.90	24.00	26.90	28.50	26.30	22.40	22.30	22.30	22.30	22.20
MnO	19.60	18.50	15.80	13.90	15.00	19.00	18.90	19.30	19.40	18.90
MgO	0.190	0.180	0.200	0.250	0.610	0.680	0.600	0.580	0.590	0.640
CaO	0.460	0.420	0.380	0.280	0.570	0.600	0.610	0.630	0.610	0.610
Y2O3	0.490	< l.d.	0.010	< l.d.	< l.d.	< l.d.				
Total	99.64	100.30	100.38	100.13	99.98	100.58	100.02	100.01	100.10	99.55

GRENAT ZONATION										
numéro	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
lane	U3616									
Poids d'oxydes										
SiO2	36.30	36.30	36.30	36.60	36.50	36.40	36.50	36.50	36.50	36.50
Al2O3	20.90	20.90	20.90	20.90	20.90	20.90	20.90	20.90	21.00	20.90
FeO	22.10	22.20	22.20	22.20	22.10	22.20	22.10	21.90	21.90	22.00
MnO	19.20	19.40	19.10	19.50	19.40	19.40	19.30	19.30	19.80	19.80
MgO	0.600	0.560	0.540	0.590	0.570	0.570	0.580	0.580	0.580	0.560
CaO	0.610	0.620	0.590	0.630	0.630	0.630	0.640	0.640	0.650	0.630
Y2O3	< l.d.									
Total	99.71	99.98	99.63	100.42	100.10	100.10	100.02	99.82	100.43	100.39

GRENAT ZONATION										
numéro	52	53	54	55	56	57	58	65	66	67
lane	U3616	U3616	U3616	U3616	U3616	U3616	U3616	U296	U296	U296
Poids d'oxydes										
SiO2	36.50	36.30	36.30	36.30	36.70	36.70	36.50	36.40	36.00	36.50
Al2O3	21.10	20.90	20.90	21.00	20.90	20.80	20.80	20.70	20.80	20.70
FeO	22.30	22.40	22.70	23.00	24.10	24.30	24.80	21.30	24.80	25.40
MnO	19.30	19.00	18.70	18.20	17.40	16.80	16.00	19.30	16.00	16.40
MgO	0.600	0.630	0.700	0.690	0.720	0.720	0.810	0.820	0.640	0.600
CaO	0.640	0.610	0.610	0.610	0.590	0.600	0.650	0.620	0.830	0.650
Y2O3	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.090	0.050	0.060	0.010	0.230	0.030
Total	100.44	99.84	99.91	99.80	100.50	99.97	99.62	99.15	99.30	100.28

GRENAT ZONATION										
numéro	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
lane	U296	U296	U296	U296	U296	U296	U296	U296	U296	U296
Poids d'oxydes										
SiO2	36.40	36.50	37.00	36.60	36.30	36.20	36.10	36.60	36.80	36.70
Al2O3	20.90	21.00	21.10	20.60	21.00	21.00	21.00	21.10	21.20	21.70
FeO	25.10	24.50	24.00	23.80	23.50	23.40	23.30	23.20	23.00	23.00
MnO	16.70	17.00	17.70	18.00	18.30	18.40	18.30	18.20	18.80	18.90
MgO	0.500	0.470	0.460	0.410	0.480	0.420	0.440	0.430	0.440	0.070
CaO	0.610	0.610	0.590	0.550	0.570	0.560	0.570	0.520	0.580	0.590
Y2O3	< l.d.	0.020	0.090	0.140	0.130	0.050	0.170	0.340	0.040	0.200
Total	100.21	100.10	100.94	100.10	100.28	100.03	99.88	100.39	100.86	101.16

GRENAT ZONATION										
numéro	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87
lane	U296	U296	U296	U296	U296	U223	U223	U223	U223	U223
Poids d'oxydes										
SiO2	36.40	36.70	36.40	35.90	35.60	36.70	36.60	36.50	36.50	36.50
Al2O3	20.90	21.00	21.00	21.00	21.00	20.80	20.80	20.80	20.70	20.80
FeO	23.10	23.30	23.50	23.90	25.50	22.00	25.60	26.50	26.90	25.60
MnO	18.90	18.60	17.80	18.40	16.30	18.90	15.90	15.10	14.70	16.20
MgO	< l.d.	0.400	0.560	0.460	0.470	0.620	0.590	0.550	0.510	0.460
CaO	0.590	0.580	0.550	0.570	0.580	0.590	0.720	0.690	0.670	0.520
Y2O3	0.090	< l.d.	0.160	< l.d.	0.010	0.220				
Total	99.98	100.58	99.97	100.23	99.45	99.61	100.21	100.14	99.99	100.30

GRENAT ZONATION										
numéro lane	88 U223	89 U223	90 U223	91 U223	92 U223	93 U223	94 U223	95 U223	96 U223	97 U223
Poids d'oxydes										
SiO2	36.30	36.40	36.30	36.20	36.40	36.30	36.30	36.80	36.50	36.40
Al2O3	20.90	21.00	20.90	20.90	20.90	21.00	21.00	20.90	21.00	21.00
FeO	24.70	24.60	24.30	24.30	24.60	24.80	24.70	25.50	24.70	24.50
MnO	16.30	16.50	16.50	16.30	16.30	16.30	16.30	16.60	16.30	16.50
MgO	0.450	0.500	0.490	0.520	0.540	0.530	0.470	0.470	0.500	0.530
CaO	0.570	0.530	0.550	0.580	0.570	0.560	0.530	0.440	0.550	0.580
Y2O3	0.450	0.520	0.600	0.630	0.580	0.570	0.620	< l.d.	0.600	0.570
Total	99.67	100.05	99.64	99.43	99.89	100.06	99.92	100.71	100.15	100.08

GRENAT ZONATION										
numéro lane	98 U223	99 U223	100 U223	101 U223	102 U355	103 U355	104 U355	105 U355	106 U355	107 U355
Poids d'oxydes										
SiO2	36.50	36.80	36.90	36.90	37.20	37.00	36.60	36.80	36.70	36.70
Al2O3	21.00	20.80	20.90	20.90	21.00	20.90	21.00	21.00	20.90	20.80
FeO	24.90	25.70	26.70	25.70	23.50	23.30	21.90	21.40	21.80	22.00
MnO	16.50	15.90	15.00	15.60	17.10	18.10	19.50	20.00	19.50	19.30
MgO	0.500	0.440	0.470	0.570	0.820	0.760	0.170	0.510	0.540	0.570
CaO	0.560	0.600	0.680	0.630	0.830	0.740	0.730	0.610	0.620	0.620
Y2O3	0.410	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	100.37	100.24	100.65	100.30	100.45	100.80	99.90	100.32	100.06	99.99

GRENAT ZONATION										
numéro lane	108 U355	109 U355	110 U355	111 U355	112 U355	113 U355	114 U355	115 U355	116 U102	117 U102
Poids d'oxydes										
SiO2	36.50	36.60	36.50	36.50	36.40	36.50	36.30	36.50	35.90	36.90
Al2O3	20.90	20.90	20.90	20.80	20.90	20.80	19.60	20.80	20.80	21.00
FeO	22.20	22.10	22.10	21.90	22.10	22.30	22.40	22.60	21.00	23.70
MnO	19.40	19.30	19.50	19.20	19.10	19.10	19.00	18.40	20.00	17.40
MgO	0.530	0.550	0.550	0.570	0.590	0.580	1.05	0.380	0.300	0.720
CaO	0.570	0.580	0.570	0.610	0.590	0.620	0.620	0.660	0.700	0.460
Y2O3	0.010	0.070	0.030	0.070	0.090	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.480	< l.d.
Total	100.11	100.10	100.15	99.65	99.77	99.90	98.97	99.34	99.18	100.18

GRENAT ZONATION					
numéro lane	118 U102	119 U102	120 U102	121 U102	122 U102
Poids d'oxydes					
SiO2	36.40	36.30	36.10	36.10	35.50
Al2O3	20.70	20.90	20.90	20.90	20.90
FeO	27.30	26.50	21.60	22.50	21.40
MnO	14.00	14.30	19.80	18.70	20.10
MgO	0.530	0.490	0.280	0.340	0.270
CaO	0.550	0.650	0.690	0.680	0.670
Y2O3	0.220	0.380	0.290	0.460	0.250
Total	99.70	99.52	99.66	99.68	99.09

FUMADE SIDOBRE FELDSPATHS

Numero	18	22	23	24	25	28	29	30	32	2.
Lame	U171	U171	U171	U171	U171	U171	U171	U171	U171	U42
Felds.	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	FK	FK	PL
Granite	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
Poids d'oxydes										
Na2O	9.39	9.85	7.28	9.17	8.87	7.80	10.13	0.890	0.840	9.78
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.170	n.d.	0.060	n.d.	n.d.	0.020
SiO2	63.81	64.48	59.12	63.02	62.87	60.69	65.33	63.93	64.50	63.43
Al2O3	22.65	20.66	25.24	22.95	22.36	24.64	20.95	18.16	17.97	22.09
K2O	0.180	0.270	0.200	0.200	0.270	0.240	1.02	15.03	15.49	0.110
CaO	4.18	2.69	7.66	4.73	4.05	6.38	1.08	n.d.	0.050	3.24
TiO2	n.d.	0.010	0.010	0.020	0.030	0.030	0.020	0.040	n.d.	n.d.
MnO	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010
FeO	0.010	0.010	n.d.	n.d.	0.040	0.070	0.130	n.d.	n.d.	0.020
Total	100.24	97.97	99.51	100.09	98.68	99.85	98.72	98.35	98.95	98.70
Formules structurales										
Na	1.61	1.72	1.27	1.57	1.54	1.35	1.75	0.162	0.152	1.70
Mg					0.023		0.008			0.003
Si	5.63	5.79	5.31	5.58	5.63	5.41	5.82	6.00	6.02	5.67
Al	2.35	2.19	2.67	2.39	2.36	2.59	2.20	2.01	1.97	2.33
K.	0.020	0.031	0.023	0.023	0.031	0.027	0.116	1.80	1.84	0.013
Ca	0.395	0.259	0.737	0.449	0.388	0.609	0.103		0.005	0.310
Ti		0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003		
Mn	0.001				0.002					0.001
Fe	0.001	0.001			0.003	0.005	0.010			0.001
Total	10.01	9.99	10.01	10.01	9.98	9.99	10.01	9.97	9.99	10.03

FUMADE SIDOBRE FELDSPATHS

Numero	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10	19	20
Lame	U42									
Felds.	PL	PL	FK	PL	PL	PL	PL	FK	PL	FK
Granite	GB									
Poids d'oxydes										
Na2O	6.96	9.68	0.880	11.58	8.43	7.99	9.67	1.06	8.75	0.860
MgO	0.010	0.030	n.d.	0.020	0.060	0.020	0.020	n.d.	0.010	n.d.
SiO2	57.63	63.53	64.35	67.67	60.99	59.43	63.70	64.50	62.00	64.57
Al2O3	26.40	22.27	18.52	19.37	24.12	24.94	22.23	18.49	23.64	18.53
K2O	0.110	0.120	15.54	0.150	0.280	0.130	0.190	15.18	0.240	15.44
CaO	8.30	3.69	n.d.	0.360	4.84	6.55	3.53	n.d.	5.15	n.d.
TiO2	n.d.	0.010								
MnO	0.010	0.020	n.d.	0.020	n.d.	0.040	n.d.	0.010	n.d.	0.020
FeO	n.d.	0.010	0.020	n.d.	0.020	n.d.	0.030	n.d.	0.020	0.030
Total	99.42	99.35	99.31	99.17	98.64	99.10	99.37	99.24	99.81	99.46
Formules structurales										
Na	1.22	1.67	0.159	1.98	1.47	1.39	1.67	0.191	1.51	0.155
Mg	0.001	0.004		0.003	0.008	0.003	0.003		0.001	
Si	5.19	5.65	5.98	5.97	5.47	5.35	5.66	5.99	5.51	5.98
Al	2.80	2.33	2.03	2.01	2.55	2.64	2.33	2.02	2.48	2.02
K.	0.013	0.014	1.84	0.017	0.032	0.015	0.022	1.80	0.027	1.83
Ca	0.801	0.352		0.034	0.466	0.631	0.336		0.491	
Ti										0.001
Mn	0.001	0.002		0.001		0.003		0.001		0.002
Fe		0.001	0.002		0.002		0.002		0.001	0.002
Total	10.03	10.02	10.01	10.01	10.00	10.03	10.02	10.00	10.02	9.99

FUMADE SIDOBRE FELDSPATHS

Numero	21	22	23	40	41	48	49	50	51	67
Lame	U42	U42	U42	L22						
Felds.	PL	PL	PL	PL	PL	PL	FK	FK	PL	FK
Granite	GB	GB	GB	2R						
Poids d'oxydes										
Na2O	8.64	9.27	9.64	10.49	6.35	11.28	0.790	0.830	10.60	0.930
MgO	0.020	n.d.	n.d.	0.020	0.020	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SiO2	72.25	68.94	64.08	65.57	56.81	67.07	64.03	64.10	67.77	64.76
Al2O3	17.19	19.54	22.30	21.01	27.10	20.20	18.53	18.45	19.41	18.61
K2O	0.080	0.080	0.180	0.180	0.200	0.090	15.37	15.32	1.27	15.57
CaO	2.07	2.73	3.49	2.10	8.98	0.980	0.010	n.d.	0.290	n.d.
TiO2	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.020
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.040	0.010	0.010	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.020	0.010	n.d.	0.090	0.020	0.030	0.040	0.030	n.d.	n.d.
Total	100.27	100.57	99.69	99.48	99.52	99.68	98.78	98.73	99.35	99.89
Formules structurales										
Na	1.44	1.56	1.65	1.80	1.11	1.92	0.143	0.150	1.81	0.167
Mg	0.003			0.003	0.003	0.003				
Si	6.23	5.98	5.67	5.80	5.12	5.90	5.98	5.98	5.98	5.98
Al	1.75	2.00	2.33	2.19	2.88	2.09	2.04	2.03	2.02	2.03
K.	0.009	0.009	0.020	0.020	0.023	0.010	1.83	1.82	0.143	1.83
Ca	0.191	0.254	0.331	0.199	0.867	0.092	0.001		0.027	
Ti				0.001					0.001	0.001
Mn				0.001	0.003	0.001	0.001			
Fe	0.001	0.001		0.007	0.002	0.002	0.003	0.002		
Total	9.62	9.80	10.00	10.02	10.01	10.02	10.00	9.98	9.98	10.01

FUMADE SIDOBRE FELDSPATHS

Numero	67	74	75	93	94	95	96	99	100	64
Lame	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L76
Felds.	PL	PL	FK	PL	FK	PL	FK	PL	FK	FK
Granite	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R
Poids d'oxydes										
Na2O	11.10	11.73	1.08	11.42	0.770	11.60	0.870	11.32	0.800	0.490
MgO	n.d.	0.020	n.d.	0.020	n.d.	0.020	n.d.	0.030	n.d.	n.d.
SiO2	67.10	68.71	64.93	68.09	64.54	68.30	64.98	67.45	65.28	64.55
Al2O3	20.14	19.59	18.71	19.67	18.72	19.44	18.71	19.75	18.67	18.84
K2O	0.140	0.150	14.85	0.160	15.76	0.140	15.59	0.270	15.70	16.50
CaO	1.10	0.140	0.020	0.450	n.d.	0.230	n.d.	1.24	n.d.	0.030
TiO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0.020	0.010	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.040	n.d.
FeO	0.010	n.d.	n.d.	0.030	0.040	0.020	0.030	0.010	0.020	0.010
Total	99.61	100.35	99.60	99.84	99.83	99.75	100.18	100.07	100.51	100.42
Formules structurales										
Na	1.89	1.98	0.193	1.94	0.138	1.97	0.155	1.93	0.142	0.088
Mg		0.003		0.003		0.003		0.004		
Si	5.90	5.98	5.99	5.96	5.97	5.98	5.98	5.92	5.99	5.95
Al	2.09	2.01	2.03	2.03	2.04	2.01	2.03	2.04	2.02	2.05
K.	0.016	0.017	1.75	0.018	1.86	0.016	1.83	0.030	1.84	1.94
Ca	0.104	0.013	0.002	0.042		0.022		0.117		0.003
Ti										
Mn	0.001	0.001	0.001						0.003	
Fe	0.001			0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001
Total	10.00	10.00	9.97	9.99	10.01	10.00	10.00	10.04	10.00	10.03

FUMADE SIDOBRE FELDSPATHS

Numero	55	68	69	70	71	72	73	74	108	109
Lame	L76	L76	L76	L76	L76	L76	L76	L76	L134	L134
Felds.	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	FK
Granite	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2R	2P	2P
Poids d'oxydes										
Na2O	11.11	8.32	7.68	5.02	6.72	7.77	7.56	9.65	11.12	0.800
MgO	20.50	n.d.	n.d.	0.010	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SiO2	67.46	61.35	60.38	58.41	58.03	60.24	59.79	63.31	67.65	64.53
Al2O3	1.46	24.49	25.87	25.60	26.78	25.30	25.42	23.41	19.67	18.61
K2O	n.d.	0.270	0.230	0.250	0.210	0.370	0.260	0.190	0.190	15.35
CaO	n.d.	5.87	6.89	7.45	8.40	6.64	6.85	4.52	0.640	n.d.
TiO2	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	0.040	0.030	0.070	0.010	0.010	n.d.
MnO	0.080	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	n.d.	-0.010	0.050	0.060	0.020	0.030	n.d.	0.140	0.040	n.d.
Total	100.61	100.32	101.10	96.80	100.21	100.38	99.95	101.23	99.33	99.29
Formules structurales										
Na	1.93	1.43	1.31	0.889	1.16	1.34	1.31	1.64	1.90	0.144
Mg	2.73			0.001	0.001					
Si	6.03	5.44	5.32	5.34	5.18	5.35	5.33	5.55	5.96	5.98
Al	0.154	2.56	2.69	2.76	2.82	2.65	2.67	2.42	2.04	2.03
K		0.031	0.026	0.029	0.024	0.042	0.030	0.021	0.021	1.82
Ca		0.557	0.651	0.729	0.804	0.632	0.654	0.425	0.060	
Ti		0.001			0.003	0.002	0.005	0.001	0.001	
Mn	0.006									
Fe		0.001	0.004	0.005	0.001	0.002		0.010	0.003	
Total	10.85	10.02	10.00	9.75	9.99	10.02	10.00	10.07	9.98	9.97

FUMADE SIDOBRE FELDSPATHS

Numero	101	102	106	107	48	49	50	53	55	43
Lame	L86	L86	L86	L86	U3617	U3617	U3617	U3617	U3617	U211
Felds.	FK	FK	FK	FK	FK	PL	PL	PL	PL	PL
Granite	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	2P	MG
Poids d'oxydes										
Na2O	0.830	0.810	0.230	0.890	0.800	11.58	11.32	11.05	11.00	9.37
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.
SiO2	65.08	64.95	64.99	65.06	64.59	68.28	67.93	67.55	67.51	64.22
Al2O3	18.71	18.55	18.48	18.72	18.10	19.23	19.54	19.88	19.75	22.44
K2O	15.63	15.71	16.50	15.48	15.76	0.050	0.110	0.220	0.240	0.380
CaO	0.090	0.030	0.030	0.050	0.040	0.240	0.540	0.790	0.910	3.78
TiO2	n.d.	n.d.	0.050	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	n.d.	0.030
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	0.040
FeO	n.d.	n.d.	0.020	0.010	0.030	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.34	100.05	100.30	100.24	99.32	99.38	99.47	99.54	99.41	100.26
Formules structurales										
Na	0.148	0.145	0.041	0.159	0.144	1.97	1.93	1.88	1.88	1.60
Mg								0.003		
Si	5.98	5.99	5.99	5.98	6.01	6.00	5.97	5.94	5.94	5.66
Al	2.03	2.02	2.01	2.03	1.98	1.99	2.02	2.06	2.05	2.33
K	1.83	1.85	1.94	1.82	1.87	0.006	0.012	0.025	0.027	0.043
Ca	0.009	0.003	0.003	0.005	0.004	0.023	0.051	0.074	0.086	0.357
Ti			0.003	0.002				0.002		0.002
Mn							0.001			0.003
Fe			0.002	0.001	0.002		0.001			
Total	10.00	10.01	9.99	10.00	10.01	9.99	9.98	9.98	9.98	9.99

FUMADE SIDOBRE FELDSPATHS

Numero	44	77	87	88	184	185	45	46	136	137
Lame	U211	U3616	U3616	U3616	U221	U221	U92	U92	U3321A	U3321A
Felds.	PL	FK	FK	FK	PL	PL	PL	FK	FK	PL
Granite	MG	2P	2P	2P	GM	GM	AG	AG	ST	ST
Poids d'oxydes										
Na2O	9.33	0.750	0.810	0.660	11.82	11.78	11.11	0.650	0.990	9.14
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	0.040
SiO2	63.46	64.96	65.05	64.44	68.20	68.37	67.89	64.07	65.93	69.61
Al2O3	21.36	18.84	18.96	18.87	19.19	19.48	19.95	17.82	18.83	22.25
K2O	0.210	15.89	15.98	16.17	0.060	0.160	0.210	15.80	15.19	0.530
CaO	3.56	0.090	0.020	0.030	0.150	0.280	0.690	n.d.	0.040	0.880
TiO2	0.020	n.d.	n.d.	0.200	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.
MnO	0.060	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	0.020	0.020
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	0.010	n.d.	0.050	n.d.	0.020	0.050
Total	98.60	100.53	100.82	100.40	99.44	100.09	99.90	98.37	101.02	102.52
Formules structurales										
Na	1.62	0.134	0.144	0.118	2.01	2.00	1.89	0.118	0.175	1.50
Mg								0.001		0.005
Si	5.68	5.97	5.96	5.94	6.00	5.98	5.94	6.02	6.00	5.90
Al	2.31	2.04	2.05	2.05	1.99	2.01	2.06	1.97	2.02	2.22
K	0.024	1.86	1.87	1.90	0.007	0.018	0.023	1.89	1.76	0.057
Ca	0.351	0.009	0.002	0.003	0.015	0.026	0.065		0.004	0.080
Ti	0.001			0.014				0.001		
Mn	0.005						0.001		0.002	0.001
Fe				0.002	0.001		0.004		0.002	0.004
Total	9.99	10.01	10.03	10.03	10.02	10.03	9.98	10.00	9.96	9.77

FUMADE SIDOBRE FELDSPATHS

Numero	1.	2.	3.	5.	6.	12	13	15	16	34
Lame	FA4	FA4	FA4	FA4	FA4	FE2	FE2	FE2	FE2	MO1
Felds.	PL	PL	FK	PL	FK	PL	FK	PL	FK	FK
Granite	GM	GM	GM	GM	GM	GR	GR	GR	GR	AP
Poids d'oxydes										
Na2O	10.34	10.46	1.02	10.67	0.780	9.41	0.620	9.63	0.750	1.04
MgO	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SiO2	66.43	68.64	65.10	66.86	64.51	64.32	64.85	64.62	65.27	64.87
Al2O3	20.53	19.48	18.40	20.58	18.08	22.62	18.25	21.94	18.03	18.21
K2O	0.130	0.140	15.51	0.120	15.44	0.160	15.86	0.370	15.58	15.15
CaO	1.52	0.680	n.d.	1.46	n.d.	4.04	0.020	3.52	0.010	0.020
TiO2	n.d.	n.d.	0.020	0.010	n.d.	0.020	0.010	n.d.	0.040	n.d.
MnO	n.d.	0.020	0.030	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.080
FeO	0.070	0.040	0.020	n.d.	0.010	n.d.	0.040	n.d.	0.040	0.050
Total	99.02	99.48	100.10	99.71	98.84	100.57	99.65	100.08	99.74	99.42
Formules structurales										
Na	1.77	1.78	0.182	1.82	0.141	1.60	0.111	1.65	0.134	0.187
Mg		0.003			0.003					
Si	5.87	6.01	6.00	5.87	6.01	5.65	6.01	5.70	6.03	6.01
Al	2.14	2.01	2.00	2.13	1.99	2.34	1.99	2.28	1.96	1.99
K	0.015	0.016	1.82	0.013	1.84	0.018	1.87	0.042	1.84	1.79
Ca	0.144	0.064		0.137		0.380	0.002	0.333	0.001	0.002
Ti			0.001	0.001		0.001	0.001		0.003	
Mn		0.001	0.002	0.001					0.002	0.006
Fe	0.005	0.003	0.002		0.001		0.003		0.003	0.004
Total	9.94	9.89	10.01	9.97	9.98	9.99	9.99	10.00	9.97	9.99

APATITE

numéro lane local type	9a SIG1 CO GC	10a SIG1 BD GC	11a SIG1 CO GC	12a SIG1 CO GC	13a SIG1 BD GC	14a SIG1 CO GC	15a SIG1 BD GC	1. U42 CO GB	3. U42 BD GB	4. U42 CO GB
Poids d'oxydes										
P2O5	41.47	40.94	41.11	41.04	41.17	40.81	40.54	41.41	41.00	41.39
Cl	n.d.	0.010	0.010	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.020	0.030
CaO	54.20	52.94	53.48	53.59	53.23	51.72	51.31	54.83	54.31	53.81
FeO	0.180	0.460	0.180	0.190	0.210	0.250	0.340	0.480	0.580	0.390
MnO	0.280	0.240	0.320	0.310	0.280	0.390	0.310	0.640	0.560	0.680
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	0.010
MgO	n.d.	0.180	0.010	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	0.010	0.010	0.020
Y2O3	0.340	0.250	0.250	0.260	0.340	0.280	0.250	0.260	0.240	0.120
F.	5.45	5.56	5.24	5.09	5.63	5.78	5.91	4.78	4.88	4.90
Total	101.92	100.58	100.60	100.49	100.86	99.25	98.66	102.44	101.56	101.36
Formules structurales										
P.	5.99	6.00	6.00	5.99	6.02	6.06	6.06	5.94	5.94	5.99
Cl		0.002	0.002	0.002				0.005	0.005	0.007
Ca	9.91	9.82	9.88	9.91	9.84	9.72	9.71	9.95	9.96	9.85
Fe	0.026	0.067	0.026	0.027	0.030	0.037	0.050	0.068	0.083	0.056
Mn	0.040	0.035	0.047	0.045	0.041	0.058	0.046	0.092	0.081	0.098
Sr								0.001		0.001
Mg		0.046	0.003			0.005		0.003	0.003	0.005
Y.	0.031	0.023	0.023	0.024	0.031	0.026	0.024	0.023	0.018	0.012
F.	2.48	2.56	2.43	2.37	2.58	2.68	2.75	2.20	2.26	2.27
XFe	1.00	0.593	0.897	1.00	1.00	0.881	1.00	0.958	0.965	0.918

APATITE

numéro lane local type	5. U42 VB GB	6. U42 CO GB	7. U42 BD GB	8. U42 VB GB	9. L22 CT 2R	10 L22 BD 2R	11 L22 VB 2R	12 L22 CO 2R	13 L22 VB 2R	14 L22 BD 2R
Poids d'oxydes										
P2O5	41.30	42.20	41.17	41.54	41.22	41.39	41.54	41.62	41.75	41.46
Cl	0.030	0.030	0.020	0.030	0.030	0.020	0.010	0.020	0.010	0.030
CaO	53.64	54.09	53.44	53.79	54.03	54.44	54.40	54.55	54.82	54.30
FeO	0.390	0.480	0.470	0.430	0.580	0.230	0.210	0.180	0.290	0.360
MnO	0.640	0.670	0.740	0.680	1.17	0.940	0.550	0.640	0.330	0.890
SrO	0.010	n.d.	0.050	0.050	0.030	0.050	0.170	0.020	0.030	n.d.
MgO	n.d.	0.010	n.d.	0.020	0.010	0.020	n.d.	n.d.	0.070	n.d.
Y2O3	0.250	0.150	0.200	0.120	0.140	0.120	0.150	0.030	0.090	0.170
F.	4.82	5.45	4.88	4.84	4.73	5.54	5.34	5.53	5.30	5.81
Total	101.08	103.08	100.97	101.50	101.94	102.75	102.37	102.59	102.69	103.02
Formules structurales										
P.	5.99	6.02	5.98	6.00	5.94	5.96	5.98	5.98	5.98	5.96
Cl	0.007	0.007	0.005	0.007	0.007	0.005	0.002	0.005	0.002	0.007
Ca	9.84	9.76	9.83	9.83	9.86	9.91	9.91	9.92	9.93	9.89
Fe	0.056	0.068	0.067	0.061	0.083	0.033	0.030	0.026	0.041	0.051
Mn	0.093	0.096	0.108	0.098	0.169	0.135	0.079	0.092	0.047	0.128
Sr	0.001		0.005	0.005	0.003	0.005	0.017	0.002	0.003	
Mg		0.003		0.005	0.003	0.005			0.018	
Y.	0.023	0.013	0.018	0.011	0.013	0.011	0.014	0.003	0.008	0.015
F.	2.24	2.46	2.27	2.24	2.19	2.50	2.43	2.50	2.40	2.61
XFe	1.00	0.958	1.00	0.924	0.965	0.868	1.00	1.00	0.695	1.00

APATITE

numéro	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
lame	L22	L22	L22	L22	L22	L22	L76	L76	L76	L134
local	CO	BD	BD	BD	CO	BD	CT	CT	CT	CT
type	2R	2R	2P							
Poids d'oxydes										
P2O5	41.68	41.34	41.95	40.92	40.83	40.26	40.75	39.86	40.90	42.13
Cl	0.020	0.030	0.020	0.010	0.040	0.030	0.030	0.030	0.020	0.020
CaO	54.14	53.58	53.89	53.54	53.22	52.68	52.54	52.07	51.98	53.25
FeO	0.260	0.490	0.340	0.510	0.490	0.480	0.670	0.690	0.310	0.460
MnO	0.720	1.14	0.710	0.860	1.10	1.14	1.25	1.05	0.740	1.37
SrO	0.010	n.d.	0.050	n.d.	0.070	0.060	0.060	n.d.	0.010	n.d.
MgO	n.d.	0.020	n.d.	0.010	n.d.	0.010	0.020	0.010	n.d.	0.020
Y2O3	0.140	0.130	0.160	0.200	0.180	0.190	0.200	0.220	0.090	0.090
F.	5.65	5.69	5.49	5.27	5.46	5.87	5.56	6.15	5.37	5.06
Total	102.62	102.42	102.61	101.32	101.39	100.72	101.08	100.08	99.42	102.40
Formules structurales										
P.	5.99	5.98	6.02	5.96	5.96	5.95	5.97	5.95	6.04	6.03
Cl	0.005	0.007	0.005	0.002	0.010	0.007	0.007	0.007	0.005	0.005
Ca	9.85	9.80	9.78	9.87	9.83	9.85	9.75	9.83	9.72	9.65
Fe	0.037	0.070	0.048	0.073	0.071	0.070	0.097	0.102	0.045	0.065
Mn	0.104	0.165	0.102	0.125	0.161	0.169	0.183	0.157	0.109	0.196
Sr	0.001		0.005		0.007	0.006	0.006		0.001	
Mg		0.005		0.003		0.003	0.005	0.003		0.005
Y.	0.013	0.012	0.014	0.018	0.017	0.018	0.018	0.021	0.008	0.008
F.	2.55	2.57	2.49	2.42	2.50	2.68	2.55	2.81	2.51	2.32
XFe	1.00	0.933	1.00	0.961	1.00	0.959	0.951	0.971	1.00	0.929

APATITE

numéro	25	26	27
lame	L134	L134	L134
local	CO	BD	BD
type	2P	2P	2P
Poids d'oxydes			
P2O5	41.59	41.15	42.22
Cl	0.030	0.030	0.040
CaO	53.54	53.14	54.20
FeO	0.570	0.550	0.530
MnO	1.39	1.25	1.32
SrO	0.020	0.110	0.160
MgO	0.020	0.030	0.030
Y2O3	0.130	0.160	0.150
F.	4.49	4.82	4.64
Total	101.78	101.24	103.29
Formules structurales			
P.	5.98	5.97	5.99
Cl	0.007	0.007	0.010
Ca	9.74	9.76	9.73
Fe	0.081	0.079	0.074
Mn	0.200	0.182	0.187
Sr	0.002	0.011	0.016
Mg	0.005	0.008	0.007
Y.	0.012	0.015	0.013
F.	2.09	2.24	2.13
XFe	0.942	0.908	0.914

Bruno TESSIER

Mise en place, Pétrographie, Géochimie et Minéralogie des
Granites associés aux Skarns minéralisés en tungstène de
Fumade (Tarn, France)

RESUME

Le gisement de skarn à scheelite de Fumade se situe dans la Série Noire, série sédimentaire du Cambrien inférieur, sur le versant septentrional de la Montagne Noire (Tarn, France), à proximité du massif granitique du Sidobre.

Ce gisement a été reconnu en sondage par la SNEA(P), il montre une association étroite entre la minéralisation en tungstène et un complexe granitique évolué. La mise en place de ces granites, sous forme de lames d'épaisseur centimétrique à décimétrique, est fortement influencée par la structuration polyphasée du bâti sédimentaire. Deux orientations jouent le rôle de guide au magma : la phase principale $\#_2$ dont la schistosité sert de plan de décollement dans lesquels s'injecte le magma et une phase plus tardive $\#_7$ d'orientation N100°110 responsable, en interférant avec les autres phases, de la formation de dômes qui constituent les points hauts du massif granitique et où viennent se piéger les magmas granitiques les plus évolués et probablement les fluides responsables de la formation des skarns.

La suite de l'étude, qui a été effectuée à partir d'un échantillonnage pratiquement exclusivement en sondage, a abouti à la connaissance pétrographique et géochimique (majeurs et traces) des granites ainsi qu'à leur organisation dans le gisement. Le complexe granitique de Fumade est un ensemble composite où ont été reconnus plusieurs types de granites :

- Un Granite à Biotite qui correspond au faciès de bordure du massif du Sidobre,
- une série de Granites à Deux Micas plus ou moins riches en biotite,
- une série de Granites à Grain Fin et de Granites à Grain Fin Riches en Grenat (alm.-spess.),
- des Faciès Pegmatitiques (granite miarolitique, miaroles, veines et veinules pegmatitiques, stockscheiders).

La position de ces granites n'est pas quelconque. On peut rendre compte de l'organisation des différents faciès par une disposition grossière en "strates" plus ou moins parallèles au toit subhorizontal de l'intrusion. Le granite à biotite est le faciès le plus profond rencontré puis vers le haut on passe aux granites à deux micas et aux granites à grain fin. Les faciès pegmatitiques se trouvent plutôt dans la partie haute de l'intrusion associés aux granites à grain fin et aux granites à 2 micas.

Une étude systématique de la composition des micas (biotite, muscovite), des grenats, des apatites, et des feldspaths, tente de faire la part des choses entre les phénomènes magmatiques (évolution de la composition des biotites au cours de l'évolution ; transformation de certaines biotites au moment de la mise en place des magmas dans la série sédimentaire ; zonation des grenats), tardi et post-magmatiques (générations successives de muscovite).

Une comparaison pétrographique et géochimique de ces granites avec ceux du massif du Sidobre, permet de les associer dans une même lignée évolutive calco-alcaline.

L'étude de la variation des éléments chimiques de cette lignée magmatique et une tentative de modélisation à partir des coefficients de partage globaux pour les éléments traces, permettent de penser que le processus de différenciation par cristallisation fractionnée, en profondeur est le facteur principal à l'origine des différents granites constitutifs de cette lignée magmatique. La paragenèse responsable de ce fractionnement qui a pu être mise en évidence, comprend vraisemblablement : biotite, hornblende, plagioclase, feldspath potassique, zircon, monazite. Ce processus ne peut, cependant, expliquer totalement les enrichissements en certains éléments, [Fe, Al, Na, Mn, Sc, Zn, Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, F, Terres Rares lourdes], observés dans les faciès de fin d'évolution. L'interprétation est plus délicate et il est probable que d'autres phénomènes tels que la démixion de fluides, l'influence de l'encaissant (contamination), le piégeage préférentiel de certains éléments par le grenat (Mn, Fe, Y, TR Lourdes, Zr, Sc, Zn notamment) viennent perturber la composition chimique des magmas lors de leur mise en place.

MOTS-CLES: Montagne noire, Sidobre, Granite, Eléments majeurs et traces, Terres Rares, Cristallisation fractionnée, Tungstène.