



HAL
open science

Etude du skarn à tungstène de Longobucco (Calabre, Italie) dans son environnement granitique. Pétrographie et géochimie

Véronique Croze

► **To cite this version:**

Véronique Croze. Etude du skarn à tungstène de Longobucco (Calabre, Italie) dans son environnement granitique. Pétrographie et géochimie. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1989. Français. NNT: . tel-01052928

HAL Id: tel-01052928

<https://theses.hal.science/tel-01052928>

Submitted on 29 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

Véronique CROZE

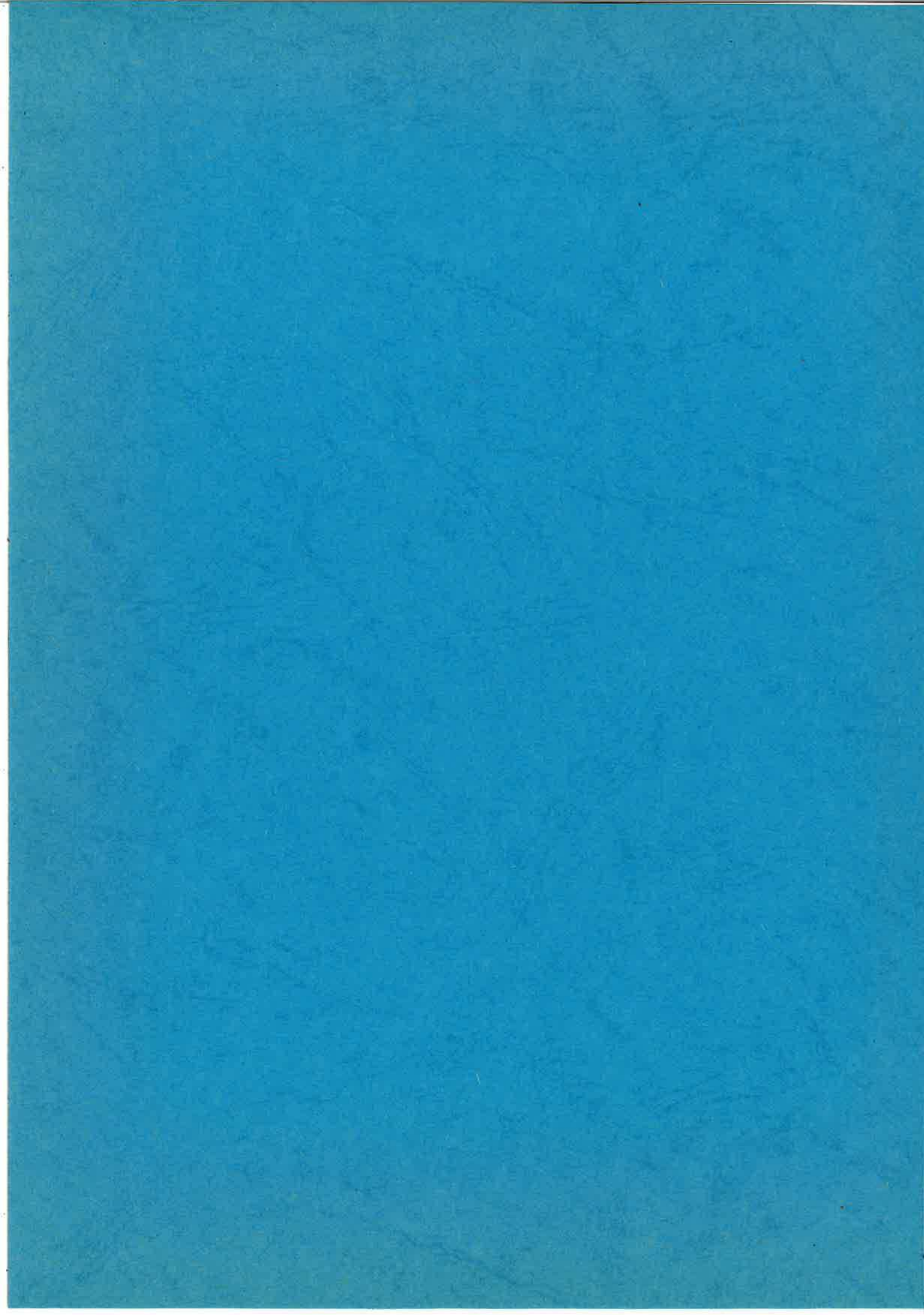
en vue de l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

**ETUDE DU SKARN A TUNGSTENE DE LONGOBUCCO
(CALABRE, ITALIE) DANS SON ENVIRONNEMENT GRANITIQUE
PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE**

soutenue le 27 novembre 1989

devant un jury composé de :

MM G. GUITARD	Président
M. FONTEILLES	Directeur de thèse
B. GUY	Rapporteur
P. OMENETTO	Rapporteur
J.B. ORSINI	Examineur
L. RAIMBAULT	Examineur
G. DE MARSILLY	Examineur



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

THESE

présentée à

L'Université Pierre et Marie Curie

- Paris VI -

Par

Véronique CROZE

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

**ETUDE DU SKARN A TUNGSTENE DE LONGOBUCCO
(CALABRE, ITALIE) DANS SON ENVIRONNEMENT GRANITIQUE
PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE**

soutenue le 27 novembre 1989

devant un jury composé de :

MM G. GUITARD	Président
M. FONTEILLES	Directeur de thèse
B. GUY	Rapporteur
P. OMENETTO	Rapporteur
J.B. ORSINI	Examineur
L. RAIMBAULT	Examineur
G. DE MARSILLY	Examineur

AVANT-PROPOS

Cette étude a bénéficié du soutien financier de la CEE, dans le cadre des contrats recherche et développement matières premières (contrats MSM040F et MAIM004C) et de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne.

A la fin de ce travail, je tiens à remercier les personnes qui par leur aide scientifique, amicale ou technique ont permis l'aboutissement de ce travail.

Bernard GUY, tout au long de ces quatre années m'a fait profiter de sa vaste connaissance des skarns. Il a également relu avec patience tous mes manuscrits qu'il en soit ici remercié.

Monsieur FONTEILLES avec sa grande culture géologique a su me faire des remarques constructives tout au long de cette étude.

Je ne saurais comment qualifier l'aide immense du Professeur OMENETTO sans lequel ce sujet n'aurait jamais existé. Il m'a toujours accueilli avec plaisir à Padova et m'a permis d'utiliser grand nombre de documents importants que je n'aurais pu avoir autrement. Il me fait également l'honneur de venir d'Italie pour juger ce travail, je le remercie chaleureusement.

Anna Maria FIORETTI et Vito MEGGIOLARO ont toujours tout fait pour rendre mes séjours à Padova agréables. J'en garderais un souvenir impérissable.

Monsieur le Professeur ORSINI, en m'accompagnant lors de mon premier séjour en Calabre m'a fait découvrir le monde des granites. La carte ne serait pas son aide.

Louis RAIMBAULT m'a offert bon nombre d'analyses inaccessibles autrement, mais ceci n'est que la partie émergée de l'iceberg, il ne faut pas oublier l'attention amicale, les discussions fort enrichissantes et le soutien toujours actif qu'il m'a prodigué.

Les membre du jury : Messieurs les Professeurs G. GUITARD et G. de MARCILLY me font l'honneur de présider et de participer à mon jury, je les en remercie.

Toute l'équipe de Saint-Etienne, JJ. GRUFFAT, Y. BAUD, C. DAVID, J. MOUTTE, D. GARCIA, A. ZAHM, B. TESSIER, C. PICAULT, JL. BOUCHARDON, E. BILAL, M. PERRIN, par sa présence active, a très largement contribué à cette thèse.

Certains sont même devenus des amis...

Ringrazio Anne-Marie VISCIO per la correzione del riassunto.

La SNIA et ses géologues M. LONGHIN et A. VALENTINI m'ont permis d'échantillonner les sondages et m'ont apporté une aide matérielle et amicale à Longobucco ou à Foggia.

Je remercie le professeur L.MORTEN de l'université de Calabre pour son accueil.

Enfin, je n'oublierai pas Nathalie HOSPITAL dont l'aide patiente, efficace et généreuse a été particulièrement agréable en cette fin de thèse.

Mes amis de Longobucco Pino et Maria Costanza qui m'ont introduite dans la vie d'un village calabrais, une expérience qui ne peut s'oublier !

RESUME

Les skarns à tungstène de Longobucco sont encaissés dans la série grésopélitique et volcanosédimentaire de Bocchigliero à proximité du batholite silan d'âge hercynien.

Trois types de substrats ont été reconnus comme support de la minéralisation: des marbres calcitiques, des roches basiques et des schistes faiblement calcareux. La zonation minéralogique des skarns sur marbre est la plus complexe. On observe successivement dans l'espace : de la wollastonite (rétromorphosée en quartz et calcite), de l'hédenbergite et une zone à grossulaire et idocrases associés. Les deux premières zones sont d'épaisseur très réduite. Plusieurs phases d'altération ont favorisé la cristallisation abondante des minéraux suivants, dans l'ordre : fluorine, apatite, quartz ; chlorite, calcite et sulfures cristallisant à la fin du processus sans relations chronologiques bien précises entre eux. Les deux autres types de substrats ne présentent que des reliques du stade primaire à pyroxène et grenat, les phases d'altérations citées précédemment s'y manifestent mais de façon peu importante ; une intense altération à séricite est surimposée.

Dans tous les cas, le dépôt majeur de la scheelite est associé au développement des minéraux primaires (Px-Gt-Id).

L'étude géochimique (éléments majeurs et traces) des trois substrats met en évidence un apport prédominant de W Sn Cu Zn Mn P F dans les trois cas.

Les autres éléments ont un comportement variable en fonction du substrat. L'analyse de la composition chimique des minéraux et des roches totales a permis de mettre en évidence l'action d'un fluide de composition chimique identique pour les trois substrats.

L'étude des isotopes stables C et O dans les carbonates et des terres rares en roche totale et sur minéraux séparés permettent de préciser qu'il y a nécessairement eu mélange de fluides d'origine différente et dont le contenu en terres rares est très bas avec un fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes.

Sept types de granites ont été reconnus, cartographiés et étudiés. Seulement deux d'entre eux, dénommés GN et GA, présentent un lien étroit faisant penser à leur cogénéisme. La cristallisation fractionnée est un modèle qui globalement permet d'expliquer les relations entre ces deux faciès.

Ces deux granites respectivement à biotite-muscovite (GN) et à muscovite-grenat (Mn) (GA) sont toujours situés à proximité des skarns. Ils présentent en outre un enrichissement inhabituel en Nb, Sn, Be, Mn, Li, tout à fait caractéristique des granites très évolués et porteurs de minéralisations à Sn-W. Leur association est proposée comme guide de prospection pour la bordure du batholite Silan.

RIASSUNTO

Gli skarns a tungsteno di Longobucco sono incassati nella serie filladica e volcano-sedimentaria di Bocchigliero a prossimità del batolito Silano di età ercinica.

Tre litotipi sono stati riconosciuti come essendo sostrati delle mineralizzazioni : marmi calcitici, rocce basiche e filladi poco carbonatiche.

La zonazione mineralogica degli skarns su marmo è la più complessa. Si osservano successivamente nello spazio : wollastonite (metamorfosata in quarzo e calcite) edenbergite e una zona a grossularia e vesuviana associate. Le due prime zone sono molto ridotte. Parecchie fasi d'alterazione hanno favorito la cristallizzazione abbondante dei minerali seguenti : nell'ordine fluorite, apatite, quarzo ; chlorite calcite et solfuri cristallizzano alla fine senza relazioni cronologiche ben precise tra di loro.

I due altri tipi presentano solo dei resti dello stato primario a pirosseno e granato. Le fasi di alterazione già descritte vi si manifestano ma in un modo poco importante, una sericitizzazione intensa è sovrapposta.

In ogni caso il maggior deposito della scheelite è associato allo sviluppo dei minerali primari silicati (Pirosseno, granato, vesuviana).

Lo studio geochemico (elementi maggiori e minori), dei tre sostrati, evidenzia un contributo predominante di W, Sn, Cu, Zn, Mn, P, F nei tre casi. Gli altri elementi variano a seconda delle composizioni dello sostrato.

L'analisi della composizione chimica dei minerali e delle rocce totali ha messo in luce l'azione di un fluido di composizione chimica simile per i tre.

Lo studio degli isotopi stabili (C e O) nei carbonati e dei *terres rares* in rocce totali e su minerali separati permette di precisare che c'è stato necessariamente un miscuglio di fluidi di origine differente con un contenuto molto basso in *terres rares* ed un frazionamento delle *terres rares* leggere in confronto a quelle pesanti.

Sette tipi di graniti sono stati identificati, cartografiati e studiati nell'area. Solo due tra di loro, chiamati GN e GA, presentano un legame stretto che fa pensare al loro cogenetismo. Il modello di cristallizzazione frazionata spiega globalment le relazioni chimiche e mineralogiche tra loro due. Questi due graniti l'uno con biotite e muscovite (GN) l'altro con muscovite e granato (GA) giacciono sempre a prossimità degli skarns. Inoltre si sono arricchiti di Nb, Sn, Be, Mn, Li, elementi poco frequenti e caratteristici dei graniti molto differenziati e portatori di mineralizzazione a Sn-W. La loro associazione è proposta come guida di prospezione dei limiti del batolito Silano.

ABSTRACT

Longobucco tungsten bearing skarns develop near the contact of the Silan batholith with the Bocchigliero sedimentary sequence. This sequence includes sandstones and pelite and rocks of a volcanosedimentary origin.

Skarns develop at the expense of three types of starting materials : pure calcitic marble, basic rocks, and weakly calcareous schists. The mineralogical zoning appears the most complex in the marble skarns.

We observe successively in space : wollastonite (retromorphosed into quartz and calcite), hedenbergite and a grossular-vesuvianite zone. The two first zone have a narrow thickness. The following minerals abundantly develop during subsequent alteration stages : fluorite, apatite, quartz, chlorite, calcite and sulfide crystallize at the end without clear temporal relationships.

The two other types of starting materials only contain relict minerals of the primary stage (pyroxene-garnet) and the alteration stages are present but without a great development. A pervasive sericitic alteration is superimposed.

In all the cases the main deposition of scheelite is related to the crystallization of the primary silicated (Px-Gt-Vs). A geochemical study (major and trace elements) has been achieved on the three types of skarns and their starting material. It clearly demonstrated that the following elements have been added in the three cases : W, Sn, Cu, Zn, Mn, P, F.

The other elements have a variable behaviour and connected to the starting material.

Mineral chemistry and litho-geochemistry led us to conclude that the same fluid operated the transformation of the three starting materials.

Stable isotope studies (C and O in carbonates) and REE evidenced that fluid had an important non magmatic component and a fractionation of LREE with respect to HREE.

Seven types of granites have been identified, mapped and studied. Only two of them are part of a cogenetic suite. Fractional crystallization is the best model for explaining their relations. These two granites respectively contain biotite and muscovite and muscovite and Mn garnet ; they are located near the skarn. They show an enrichment in Nb, Sn, Be, Mn, Li. This is unusual and characteristic of Sn-W extremely differentiated granites.

Their association together proposed as a prospection guide at the border of the Silan batholith.

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

- Figure In.1 : La Calabre : unités géographiques et morphologiques (Dubois, 1976)
- Figure In.2 : Découpage tectonique de la Calabre selon le modèle d'Amodio-Morelli (N. Le Breton, 1982).
- Figure In.3 : Les deux cycles granitiques (Atzori et al, 1984).

CHAPITRE I : LES GRANITES

- Figure I.1 : Couronne de quartz dans une enclave dioritique dans la zone du T. Manna
- Figure I.2 : Relation GM - GB montrant la chronologie GM < GB.
- Figure I.3 : Schéma récapitulatif des relations chronologiques de différents granites
- Figure I.4 : Diverses textures des granites
- Figure I.5 : Diverses textures des granites
- Figure I.6 : Condition P, T° d'incorporation des enclaves métasédimentaires dans GJ.
- Figure I.7 : Plagioclases - Diagrammes $K_2O:\%alb$ et $K_2O:TiO_{2RT}$
- Figure I.8 : Biotites - Diagramme $MgO:FeO$
- Figure I.9 : Biotites - Diagramme $TiO_{2Bi}:TiO_{2RT}$
- Figure I.10 : Biotites - Diagramme $FeO/FeO + MgO:TiO_2$
- Figure I.11 : Biotites - Diagramme $TiO_2:MnO$
- Figure I.12 : Biotites - Diagramme $FeO:TiO_2$
- Figure I.13 : Biotites - Diagramme $MnO:FeO$
- Figure I.14 : Biotites - Diagramme $Al_2O_3:Fe/FeO + MgO$

- Figure I.15 : Muscovites - Diagramme FeO:MgO:MnO
- Figure I.16 : Zonation des grenats de MG
- Figure I.17 : Zonation des grenats de GA
- Figure I.18 : Diagramme Al/CNK:Fe + Mg + Ti
- Figure I.19 : Diagramme MgO:TiO₂
- Figure I.20 : Diagramme Fe₂O₃:TiO₂
- Figure I.21 : Diagramme CaO:TiO₂
- Figure I.22 : Diagramme Na₂O:TiO₂
- Figure I.23 : Diagramme K₂O:TiO₂
- Figure I.24 : Diagramme MnO:TiO₂
- Figure I.25 : Diagramme Al₂O₃:TiO₂
- Figure I.26 : Diagramme Al₂O₃:SiO₂
- Figure I.27 : Diagramme Zr:TiO₂
- Figure I.28 : Diagramme Sc:TiO₂
- Figure I.29 : Diagramme V:TiO₂
- Figure I.30 : Diagramme K₂O:Ba
- Figure I.31 : Diagramme Rb:K₂O
- Figure I.32 : Spectres de terres rares des granites GB-GJ-GR-GM
- Figure I.33 : Diagramme Sr:CaO
- Figure I.34 : Diagramme Zn:TiO₂
- Figure I.35 : Diagramme Nb:Ta
- Figure I.36 : Diagramme Zr:Hf
- Figure I.37 : Diagramme Cr:Co
- Figure I.38 : Diagramme Sc:Ta
- Figure I.39 : Spectres de terres rares des granites GN et GA
- Figure I.40 : Courbe enveloppe des spectres des granites GN et GA
- Figure I.41 : Coefficients de partage relatifs pour l'évolution GN-GA
- Figure I.42 : Diagramme Ni:Ta
- Figure I.43 : Diagramme Rb:Ta
- Figure I.44 : Diagramme Be:TiO₂
- Figure I.45 : Diagramme Sn:TiO₂

CHAPITRE II : LA SERIE PALEOZOIQUE - CADRE D'ETUDE

- Figure II.1 : Modèle de Gurrieri et al 1979, pour la série paléozoïque.
- Figure II.2 : Habitus des phénocristaux des "tufs"
- Figure II.3 : Relations entre les phases tectoniques et les minéraux de métamorphisme de contact.
- Figure II.4 : Diagramme CaO:SiO₂:Ni
- Figure II.5 : Diagramme Na₂O + 31/47*K₂O:Al₂O₃
- Figure II.6 : Diagramme K₂O:Al₂O₃
- Figure II.7 : Diagramme K₂O:CaO:Na₂O
- Figure II.8 : Diagramme Fe₂O₃:MgO
- Figure II.9 : Diagramme TiO₂:MgO
- Figure II.10 : Diagramme TiO₂:SiO₂
- Figure II.11 : Diagramme TiO₂:Al₂O₃
- Figure II.12 : Diagramme Zr:Al₂O₃
- Figure II.13 : Diagramme Ni:Al₂O₃
- Figure II.14 : Diagramme Al₂O₃:MgO
- Figure II.15 : Diagramme MgO:CaO
- Figure II.16 : Diagramme Al₂O₃:Zr/TiO₂
- Figure II.17 : Histogramme des valeurs du tungstène
- Figure II.18 : Condition P,T du métamorphisme de contact.

CHAPITRE III : LES SKARNS

- Figure III.1 : Deux affleurements de roches minéralisées entièrement encaissés dans les schistes.
- Figure III.2 : a- dessin de l'affleurement principal vu de face.
b- dessin de l'affleurement vu de côté depuis l'esplanade supérieure.
- Figure III.3 : a- corrosion du grenat par le quartz.
b- chronologie des phases d'altération. Apatite < Fluorine < Quartz
c- Pseudomorphoses de wollastonite.

- Figure III.4 : Développement de skarn aux dépens d'un schiste.
- Figure III.5 : Détails de la zone à grenats. R.S.T.S.
- Figure III.6 : Texture des R.S.T.S.
- Figure III.7 : Composition des pyroxènes de skarns sur marbre.
Roches schisteuses minéralisées à scheelite.
- Figure III.8 : Composition des grenats de skarns sur marbre
- Figure III.9 : Zonation dans un grenat tardif.
- Figure III.10 : Composition des grenats des roches schisteuses minéralisées à scheelite.
- Figure III.11 : Zonation optique et chimique dans une idocrase.
- Figure III.12 : Stoechiométrie de l'idocrase.
- Figure III.13 : Divers groupes d'idocrases de compositions différentes.
- Figure III.14 : Groupes de composition des idocrases.
- Figure III.15 : Comparaison idocrase-grenat.
- Figure III.16 : Comparaison idocrase-grenat.
- Figure III.17 : Classification des amphiboles calciques.
- Figure III.18 : Classification des chlorites.
- Figure III.19 : Substitution couplée $Al^{3+}, F^-, OH^- \leftrightarrow Ti^{4+}, O^{2-}$ dans le sphène.
- Figure III.20 : Variation de la composition des axinites selon leur origine.
- Figure III.21 : Classification des axinites.
- Figure III.22 : Proportions atomiques par unité de volume.
- Figure III.23 : Géochimie des skarns sur marbres. Diagramme $Fe_2O_3:MgO$
- Figure III.24 : Diagramme $MnO:Al_2O_3$
- Figure III.25 : Diagramme $MgO:Fe_2O_3:Al_2O_3$
- Figure III.26 : Diagramme $MgO:SiO_2 + CaO$
- Figure III.27 : Diagramme $MnO:CaO$
- Figure III.28 : Diagramme $MgO:CaO$
- Figure III.29 : Diagramme $Y:MnO$
- Figure III.30 : Diagramme $Sn:Al_2O_3$
- Figure III.31 : Diagramme $Zr:TiO_2$
- Figure III.32 : Diagramme $TiO_2:Al_2O_3$
- Figure III.33 : Diagramme $Nb:MgO$
- Figure III.34 : Diagramme $Sr:CaO$
- Figure III.35 : Spectres de terres rares.
- Figure III.36 : Spectres de terres rares normés aux marbres.
- Figure III.37 : Courbe de terres rares d'une fraction séparée de grenat.
- Figure III.38 : Variation des éléments en poids d'oxydes rapportés à la moyenne des marbres en % dans les diverses roches

transformées au dépens du marbre.

Figure III.39 : Comparaison skarn sur marbre/R.S.T.S.

Figure III.40 : Géochimie des R.S.T.S.- Comparaison avec la série sédimentaire.

Figure III.41 : R.S.T.S. et série sédimentaire.

Diagrammes $\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Zr}:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Zr}:\text{TiO}_2$, $\text{Zr}:\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$

Figure III.42 : Diagrammes $\text{Nb}:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Rb}:\text{K}_2\text{O}$, $\text{Rb}:\text{Al}_2\text{O}_3$

Figure III.43 : Diagrammes $\text{MnO}:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Sr}:\text{CaO}$

Figure III.44 : $\text{MgO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO}:\text{Al}_2\text{O}_3$

Figure III.45 : $\text{Y}:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{La}:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3$

Figure III.46 : Comparaison des valeurs isotopiques de Costabonne et de Longobucco.

Figure III.47 : Courbe de fractionnement calcite - H_2CO_3 (^{13}C).

Figure III.48 : Report des données isotopiques de la calcite sur le schéma des carbonates pyrénéens.

Figure III.49 : Schéma comparatif du contenu en éléments traces de diverses scheelites de skarns.

Figure III.50 : Spectres de terres rares des scheelites.

Figure III.51 : Spectres de terres rares des scheelites, normés au marbre.

Figure III.52 : Spectres de terres rares des fluorines.

Figure III.53 : Comparaison fluorines / roches totales.

Figure III.54 : Comparaison des spectres des fluorines, scheelites et roches totales d'un même échantillon.

Figure III.55 : Courbes de terres rares des apatites.

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I : LES GRANITES

- Tableau I.1 : Analyses des minéraux de l'enclave schisteuse incluse dans l'échantillon MN3.
- Tableau I.2 : Récapitulatif des caractéristiques des granites
- Tableau I.3 : Caractéristiques chimiques des biotites
- Tableau I.4 : Modèle de mélange schistes-granites pour l'échantillon MN3.
- Tableau I.5 : Coefficients de partage calculés pour le fractionnement GN-GA
- Tableau I.6 : "Granites minéralisateurs" : comparaison.

CHAPITRE II : LA SERIE PALEOZOIQUE : CADRE D'ETUDE

- Tableau II.1 : Relation paragenèse métamorphique et épisode de déformation
- Tableau II.2 : Comparaison des événements de Longobucco et de Pettinascura

CHAPITRE III : LES SKARNS

- Tableau III.1: Inventaire de l'occupation des sites de l'idocrase, d'après Hoisch (1985)
- Tableau III.2: Comparaison d'idocrases de gisements différents mais avec la même association minéralogique.
- Tableau III.3: Rapport Fe/Fe + Mg des chlorites en relation avec celui des minéraux substrat.
- Tableau III.4: Analyses microsonde des épidotes.
- Tableau III.5: Analyses microsonde des sphènes.
- Tableau III.6: Analyses microsonde des axinites.
- Tableau III.7: Masses volumiques des différentes roches skarnifiées et comparaison avec les données de la littérature.
- Tableau III.8: Valeurs des fractionnements isotopiques des calcites.

CONCLUSIONS

- Tableau C.1: Comportement des éléments lors de la skarnification des trois substrats différents.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
A- Généralités	3
B- Géologie régionale	7
C- Présentation du sujet - Plan de travail	
CHAPITRE I : LES GRANITES	9
1- <u>Présentation macroscopique des différents faciès granitiques</u>	11
<u>Relations de terrain</u>	
1-1 -GB- Granite bleu	13
1-2 -GR- Granite rose	14
1-3 -GRA- Masse filonienne aplito pegmatitique	15
1-4 -GJ- Granite jaune	16
1-5 -MG- Microgranites à grenat	17
1-6 Les filons subvolcaniques	18
1-7 -GM- Granite à mégacristaux	19
1-8 -GN- Granite noir	20
1-9 -GA- Granite blanc à muscovite	21
1-10 Position des enclaves de socle	22
1-11 Chronologie des granites	23
2- <u>Description microscopique des différents faciès</u>	20
2-1 -GB- Granite bleu	23
2-2 -GR- Granite rose	24
2-3 -GJ- Granite jaune	31
2-4 -MG- Microgranites à grenat	33
2-5 Minéralogie des filons subvolcaniques	34
2-6 -GM- Granite à mégacristaux	36
2-7 -GN- Granite "noir"	38
2-8 -GA- Filons de granite blanc	
3- <u>Minéralogie</u>	41
<u>Composition des minéraux des différents faciès granitiques</u>	

3-1	Les feldspaths	
	a- le feldspath potassique	
	b- les plagioclases	43
3-2	Les biotites	44
	3-2-1 description générale des biotites	
	3-2-2 quelques cas particuliers	48
3-3	Les muscovites	52
3-4	Les grenats	54
	3-4-1 Les grenats contenus dans les filons MG	54
	a- description	
	b- interprétation	55
	3-4-2 Les grenats du granite de type GA	57
3-5	Les silicates d'alumine	58
4-	Etude géochimique des divers faciès granitiques	59
4-1	Définition des ensembles magmatiques	
4-2	Les relations GR-GB	65
	4-2-1 Caractéristiques géochimiques de ces deux types de granites	
	4-2-2 Etudes des éléments traces	68
4-3	Description des filons hypovolcaniques et du granite GJ	71
	4-3-1 Les filons hypovolcaniques	
	4-3-2 GJ	73
	a- Description et interprétation	
	b- MN3 - un mélange granite-encaissant	74
4-4	Les granites GM, GN, GA : une suite cogénétique à potentiel métallogénique ?	75
	4-4-1 Description des trois faciès	
	4-4-2 Analyse du système GM-GN-GA	78
	4-4-3 GN-GA : Modélisation de la cristallisation fractionnée	83
	4-4-4 GN-GA : Conséquences métallogéniques possibles	89

CHAPITRE II : LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE - CADRE D'ETUDE

1-	<u>Bref aperçu de la littérature</u>	96
2-	<u>Zone étudiée - Présentation</u>	97
3-	<u>Description minéralogique</u>	98
	3-1 Tufs feldspathiques	
	3-2 Les grésopélites	101
4-	<u>Etude géochimique</u>	107
	4-1 Présentation	108
	4-2 Comportement géochimique des grésopélites	
	a- définition des grès feldspathiques	
	b- le rapport fer/magnésium	111
	c- comportement de divers éléments au sein de la série	114
	4-3 Origine des tufs	116
	4-4 Remarques concernant certains éléments en trace	118
5-	<u>Conditions du métamorphisme de contact</u>	120

CHAPITRE III : LES SKARNS 123

1-	<u>Présentation des skarns sur le terrain</u>	125
2-	<u>Description microscopique des roches composant les affleurements minéralisés</u>	130
	2-1 Pétrographie de l'affleurement principal	
	a- le marbre	
	b- contact marbre/roche transformée	131

c- la grenato-idocrasite	133
d- les phénomènes d'altération	
e- paragenèses particulières	137
f- évaluation de quelques paramètres physico-chimiques	138
2-2 Description pétrographique des roches schisteuses transformées à scheelite (R.S.T.S.)	140
a- Préambule	
b- Schistes et R.S.T.S. provenant de l'affleurement principal (CR)	141
c- Les deux petits affleurements 950 et HY	143
3- <u>Etude minéralogique</u>	145
3-1 Les pyroxènes	
a- Description des divers groupes	
b- Signification des divers groupes	
3-2 Les grenats	148
a- Les grenats de skarns sur marbre	
b- Les grenats de roches schisteuses transformées à scheelite	151
c- Le fluor	
d- L'étain	153
3-3 L'idocrase	
a- Remarques concernant la formule structurale de l'idocrase	
b- Caractéristiques des idocrases de Longobucco	156
c- Comparaison idocrase-grenat	161
3-4 Les amphiboles	164
3-5 Les chlorites	
3-6 Les épidotes	166
3-7 Le sphène	168
3-8 L'axinite	171
a- Description	
b- Occurrence et signification	
3-9 La saponite	174
4- <u>Géochimie des skarns sur marbre</u>	176

4-1	La roche de départ : le marbre	181
4-2	Introduction	182
4-3	Comportement des éléments	186
4-4	Les "roches magnésiennes"	196
4-5	Comportement des éléments traces	199
4-6	En guise de conclusion	
5-	<u>Géochimie des R.S.T.S</u>	
	Détermination du substrat	
5-1	Comparaison avec les skarns sur marbres	201
5-2	Le comportement du nickel	204
5-3	Confirmation des hypothèses : étude des éléments peu mobiles	205
5-4	Les éléments mobiles	210
5-5	Roches à substrat schisteux	
6-	<u>Quelques résultats concernant les isotopes du soufre, du carbone et de l'oxygène</u>	214
6-1	Géochimie isotopique du soufre	
6-2	Géochimie isotopique des carbonates	
	a- Présentation des résultats	216
	b- Interprétation	218
	c- Comparaison avec d'autres gisements	
7-	<u>Minéraux et terres rares</u>	221
7-1	Les scheelites	
	a- Les éléments traces	223
	b- Les lanthanides	228
7-2	Les fluorines	233
7-3	Les apatites	
	CONCLUSIONS	235
	BIBLIOGRAPHIE	241

ANNEXES

<u>Annexe I</u> : Analyses en roches totales	1
- analyses des roches plutoniques	2
- série sédimentaire paléozoïque et R.S.T.S.	11
- skarns sur marbre	15
<u>Annexe II</u> : Analyses des minéraux	19
<u>Annexe III</u> : Analyses par activation neutronique de minéraux séparés	53
<u>Annexe IV</u> : Description des lames minces du skarn principal	57
 Carte géologique de la région de longobucco	 65

INTRODUCTION

INTRODUCTION

A- Généralités

La Calabre est une région infiniment variée tant du point de vue géographique, climatique et humain que géologique.

D'Ouest en Est, la Calabre centrale est composée d'une chaîne côtière aux reliefs acérés et sans plaine maritime, puis d'un fossé d'effondrement : la plaine du Crati où est située Cosenza, la préfecture. Vers l'est, un plateau cristallin culminant à 1928 m (mont Botte Donato) descend en pente douce vers la mer adriatique (figure In.1). La végétation est à cette image, puisqu'on trouve une flore méditerranéenne à cystes jusqu'aux alentours de 900 mètres d'altitude ; tandis que le plateau Silan montre une végétation de type pays tempéré à chataignier et hêtre. Etant donné la latitude de la Calabre, l'étagement de la végétation est différent de celui du Massif Central puisqu'on y trouve le chataignier jusqu'à 1200 m d'altitude, ensuite relayé normalement par le hêtre.

Le climat est tout aussi contrasté puisque des orangers poussent en bord de mer, tandis que la neige, en Sila, peut tomber de la fin octobre jusqu'à début mai. Camigliatello est d'ailleurs une importante station de ski du Sud de la péninsule.

La population est bien entendu concentrée dans les plaines d'effondrement (Cosenza, Catanzaro) et en bord de mer. Toutes les caractéristiques d'une vie citadine italienne y sont présentes.

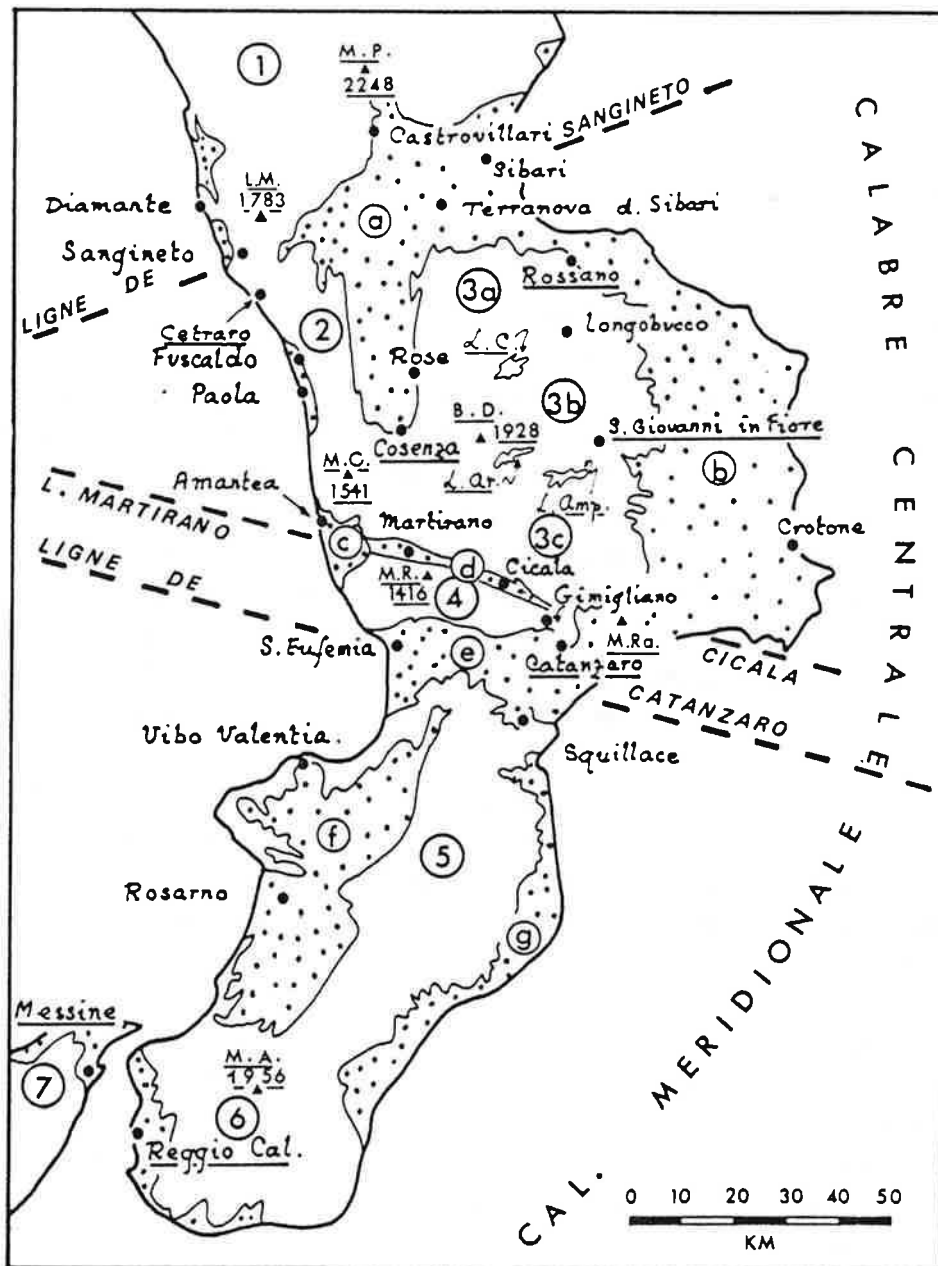
Quelques villages montagnards sont encore peuplés malgré des conditions naturelles défavorables (terrains trop pentus et instables pour être cultivables, faiblesse notoire et irrémédiable des moyens de communication).

Les habitants vivent chichement d'économie pastorale (chèvre, ricotta...), du retour d'une partie de l'argent des émigrés sous forme de construction (San Giovanni in Fiore est remarquable à cet égard), et d'aide de l'Etat (du Nord !) sous forme de travaux forestiers (Opera Sila). Leur faible ouverture économique et sociale sur le reste de la péninsule favorise la conservation de beaucoup d'archaïsmes.

B- Géologie régionale

La Calabre centrale fait partie de l'entité structurale appelée arc calabro-péloritain.

Cet arc est limité au Nord avec les Appenins calcaires méridionaux par la faille de Sangineto et au Sud par la ligne de Taormina. Il est constitué d'un empilement de nappes de diverses provenances depuis le Crétacé moyen à supérieur, sa forme arquée



-En pointillé: bassins néogènes et dépressions;
 -En blanc: zones montagneuses.

.Massifs montagneux. 1 : massifs calabro lucaniens; 2: chaîne côtière tyrrhénienne; 3 : Sila grecoque (3a), Grande Sila (3b), Petite Sila (3c); 4 : dorsale Peventino-Gimigliano; 5 : Serre; 6 : Aspromonte; 7 : Péloritains.

MP : Mt Pollino; BD : Botte Donato; MC : Mt Cocuzzo; MR : Mt Reventino; M.Ra : Mt Raga; VA : Montalto d'Aspromonte.

.Bassins et dépressions. a : coude Sibari-Crati; b : sillon ionien (Rossanèse et Crotonèse); c : bassin d'Amantea; d : couloir Martirano-Cicala; e : "isthme" de Catanzaro; f : bassin de Rosarno; g : marge ionienne sud-calabraise.

Figure In-1 : La Calabre : unités géographiques et morphologiques
 (Dubois, 1976)

étant définitivement acquise au Néogène. Du bas vers le haut, très grossièrement, on trouve : des nappes en provenance de l'Appenin calcaire méridional, des unités constituées par le matériel d'un cortège ophiolitique et des nappes de socle constitués de terrains d'âge au moins hercynien qui parfois possèdent une couverture sédimentaire mésozoïque non métamorphique (Longobucco par exemple) (Amodio-Morelli et al. 1976, Dubois 1976, Scandone 1979, Bonardi et al 1982).

L'arc calabro-péloritain est découpé en une multitude d'unités tectoniques, différentes et de provenance variée, selon les divers auteurs.

Le terrain étudié (zone de Longobucco) est situé en Calabre centrale dans la nappe de socle que constitue le plateau de la Sila. Cette nappe couronne l'édifice calabrais, elle n'est pas affectée par le métamorphisme alpin (Dubois 1976, Dietrich et al. 1976).

Seule l'importante dislocation des roches (fractures variées sans remplissage, fracturation jusqu'à l'échelle du grain des granites) et un certain nombre de chevauchements peuvent être rapportés à cet événement.

Quatre grands types de roches constituent le massif Silan : à l'Ouest à partir de la faille bordière du Crati, on trouve un socle polymétamorphique de haut grade (granulite, kinzigites), puis un batholite de 900 km² intrusif dans une ou plusieurs séries sédimentaires paléozoïques situées à l'Ouest. Une partie de ce socle a encore une couverture sédimentaire calcaire mésozoïque déposée en bassin subsident (Teale 1985, Young et al 1986).

Selon les auteurs, cet ensemble est découpé en une (Dubois 1976) ou trois unités tectoniques majeures (Amodio-Morelli et al 1976) [figure In.2]. Une partie des gneiss constitue l'unité de Polia-Copanello sur laquelle est charriée l'unité du Mont Gariglione composée de l'autre partie des gneiss et de granites. La troisième unité : Longobucco - Longi - Taormina comprend également des granites, la ou les séries paléozoïques et la couverture mésozoïque. elle est séparée de la précédente par un contact tectonique majeur. La discussion sur l'origine du socle est toujours ouverte, Dubois réunit ces trois unités en un ensemble cohérent, représentatif d'un fragment de chaîne hercynienne d'origine inconnue mais charriée lors d'un mouvement SSW-NNE. Les contacts tectoniques dans son modèle représentent un simple écaillage de faible importance.

Tandis que Amodio-Morelli et al (1976) attribue l'unité de Polia-Copanello à la formation d'un édifice alpin à vergence européenne, l'unité de Longobucco - Longi - Taormina proviendrait d'un domaine paléogéographique austro alpin à vergence africaine. L'origine de l'unité du Mont Gariglione chevauchant les deux précédentes reste inconnue. Bouillin et al. (1988) font eux un rapprochement entre l'unité de Longobucco - Longi - Taormina et le bloc européen.

Le terrain étudié est situé exclusivement dans l'unité de Longobucco - Longi - Taormina. Les études détaillées concernant les terrains de cet ensemble sont très peu nombreuses. Seule la couverture sédimentaire mésozoïque a été l'objet de nombreuses investigations, mais elle ne présente aucun intérêt dans le cadre de cette étude.

Les granites sont séparés en deux cycles distincts (figure In.3) (Lorenzoni et al, 1978, 1979 ; Lorenzoni et Zanettin Lorenzoni 1983), avec d'une part les grosses masses

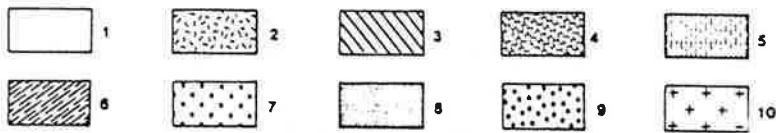
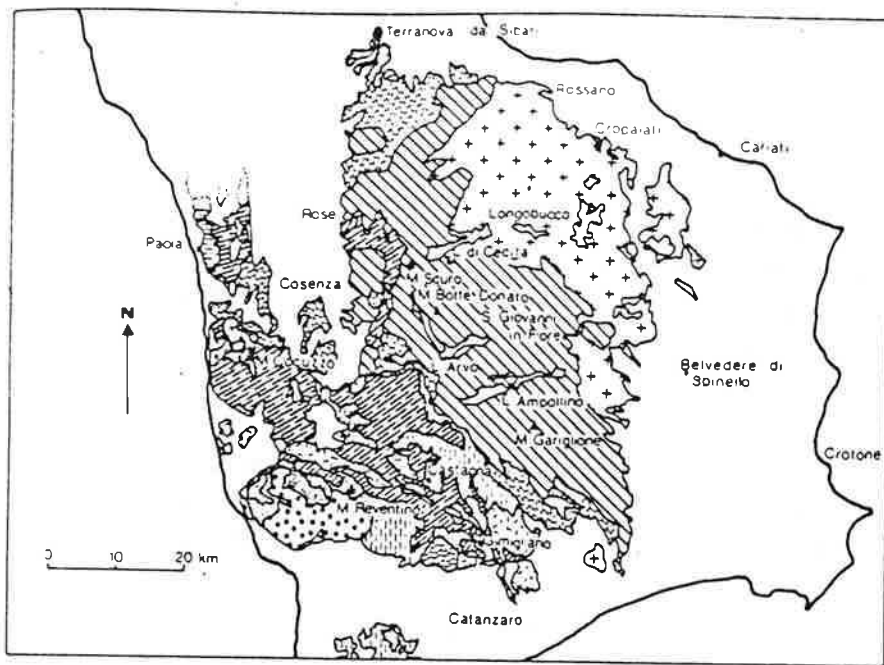


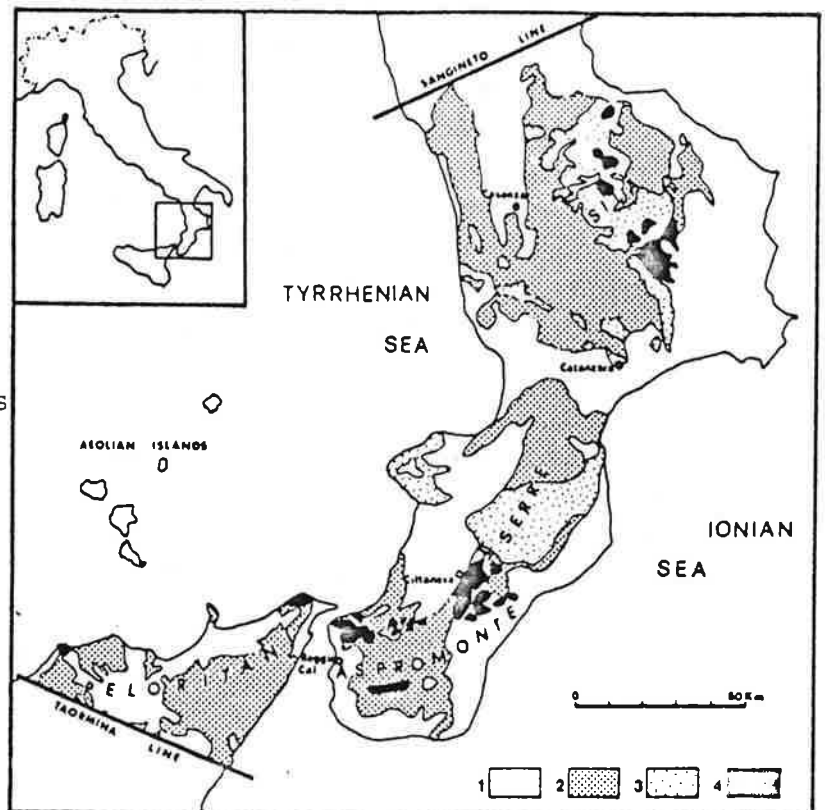
Figure In-2 : Découpage tectonique de la Calabre selon le modèle d'Amodio-Morelli - (N. Le Breton, 1982)

- 1- quaternaire - 3- unité du Mont Gariglione
- 4- unité de Polia Copanello - 10- unité de Longobucco-Longi-Taormina

Figure In-3 :

Les deux cycles granitiques
(Atzori et al, 1984)

- 1- Sédiments tertiaires et quaternaires
- 2- Roches métamorphiques alpines et pré-alpines
- 3- Roches plutoniques métaalumineuses
- 4- Roches plutoniques peralumineuses



plutoniques à biotite au Nord et à amphibole et biotite au Sud (Savelli, Serra Topale) et d'autre part plusieurs petits massifs semblables à grain fin et à deux micas et andalousite. Ils sont datés d'âge fin carbonifère (290 MA, Borsi et Dubois 1968, Wieland 1979).

Les quelques travaux existant à propos de la série sédimentaire paléozoïque seront présentés au chapitre II.

Quelques schémas au 200 000e, retraçant les grandes lignes géologiques de la Calabre, existent (Dubois 1976, Lorenzoni et Zanettin Lorenzoni 1983). La seule carte géologique de détail existante au 25 000e sépare seulement les grands types de roche (granites, schistes, calcaires mésozoïques).

C- Présentation du sujet - Plan de travail

Jusqu'aux années 1980, la région de Longobucco n'était connue que pour ses filons à Zn-Pb à gangue calcitique encaissés dans les granites ou dans la série sédimentaire paléozoïque (Paillette 1842, Vighi 1953). Dans le cadre des programmes communautaires recherche et développement de matières premières, le professeur OMENETTO (Université de Padova) s'est intéressé à la prospection du tungstène dans les terrains hercyniens calabrais.

Plusieurs campagnes de prospection à la batée de 1980 à 1983 ont amené à la découverte de plusieurs indices (Meggiolaro 1982, Omenetto 1984). Seul l'indice de Longobucco a fait l'objet d'un permis de recherche (SNIA B. p.d.). Une prospection détaillée avec tranchées et sondages a permis la reconnaissance de deux nouveaux indices (Montanari 1984). A ce stade, une étude détaillée des affleurements minéralisés devenait nécessaire. A cette date, le professeur Omenetto et M. Fonteilles, directeur de l'unité associée au CNRS UA 384 "métallogénie et pétrologie" (*), dont les thèmes de recherche sont centrés sur les minéralisations à tungstène, ont défini le sujet "**Etude du skarn à tungstène de Longobucco dans son environnement granitique**", qui a été proposé dans le cadre des contrats CEE pour la recherche de guides de prospection du tungstène.

Une telle étude impose en premier lieu la cartographie détaillée des granites et leur caractérisation (chapitre I).

Le second volet a été consacré à l'étude de la série métasédimentaire paléozoïque, support des skarns (chapitre II). Les minéralisations à tungstène ont été l'objet du chapitre III de cette thèse.

* L'UA 384 du CNRS regroupait des membres du laboratoire de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, des équipes de l'Ecole des Mines de Paris, de l'Université de Paris VI et de l'ORSTOM.

CHAPITRE I

LES GRANITES

1- Présentation macroscopique des différents faciès granitiques

Relations de terrain

Trois grands groupes de roches sont présents dans la région de Longobucco.

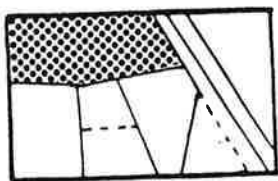
Les granites en massif ou en filon occupent la plus grande partie de la surface étudiée.

Une série essentiellement schisteuse avec métamorphisme de contact forme, à l'Est, l'encaissant des granites et comporte la minéralisation à tungstène.

Au Nord-Est, se situe une série transgressive essentiellement carbonatée datant du Jurassique dont le contact avec le Paléozoïque, a joué en faille inverse au Néogène (Dubois, 1976) (voir carte hors texte).

En prenant l'ancienne route qui va de Longobucco au carrefour d'Acqui, en passant par Monte Altare (approximativement limite du terrain étudié), on peut voir l'essentiel des différents faciès de granite en massif qui se rencontrent sur le terrain.

1-1 -GB- Granite bleu



A la sortie de Longobucco, on observe une granodiorite à gros grain à biotite contenant des enclaves biotitiques à grain fin, aplaties en galettes (5 à 15 cm de long, 4 cm de largeur). Sporadiquement, ce granite présente des cristaux de feldspath de forme rectangulaire (4,5 cm x 1 cm) blanc terne sans biotites incluses. Ces "cristaux" ne présentent ni macles ni clivages.

Le plan d'orientation matérialisé par la forme en galette des enclaves, les plans de clivage des biotites et l'orientation des mégacristaux de feldspaths ont été mesurés aussi souvent que possible. La direction moyenne est de 120, avec des plongements allant de l'horizontal à SW 50 et à NE 50.

En quatre zones signalées sur la carte, les enclaves biotitiques deviennent très abondantes au point de faire quasiment disparaître la matrice granitique. Ces zones font une cinquantaine de mètres de large. Les enclaves y sont de grande taille (de 30 cm à plus de 2 m de diamètre). Les enclaves soit allongées en poisson (Km 37, 34 VII et B10) soit informes, ressemblent à de gros coussins empilés les uns sur les autres sans aucune orientation (zone de la Manna). Les limites granite/enclave sont toujours nettes.

On peut trouver dans les enclaves des demi-couronnes de quartz globuleux (limite de percolation d'un fluide granitique ?) (figure I.1).

L'alignement de ces zones fait penser à un dyke basique (de direction N140) injecté et disloqué dans la masse granitique non encore entièrement cristallisée. Les

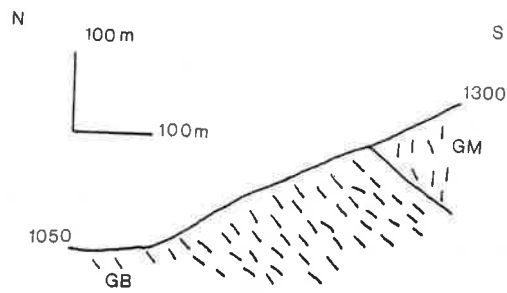


Figure I.2 : Relation GM - GB montrant la chronologie
GM < GB

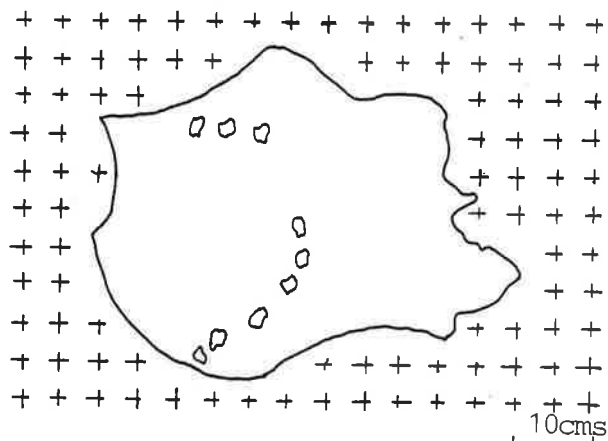


Figure I.1

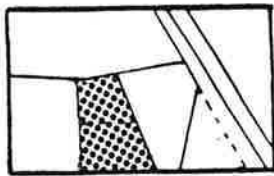
Couronne de quartz dans une enclave dioritique dans la zone du T. Manna

extrémités du dyke sont beaucoup plus déformées. On pourrait également imaginer qu'il s'agisse d'un filon basique présent à l'origine dans l'encaissant, partiellement disloqué et infiltré par le granite lors de sa mise en place, mais aucun filon de ce type n'a été vu dans la série Paléozoïque, de plus la structure microscopique de ces enclaves montre qu'elles étaient liquides lors de l'injection du granite. (voir paragraphe 2.1).

Un autre fait à remarquer est que les zones exemptes d'amas d'enclaves basiques sont beaucoup moins riches en enclaves, par exemple la zone de SAN PIETRO (Est du village) ou bien la zone du TRIONTO.

Ce granite sera toujours désigné sous l'appellation GB (granite bleu).

1-2 -GR- Granite rose



Toujours sur la vieille route (Longobucco -Acri en passant par Monte Altare), au km 30,5, apparaît un troisième faciès que nous nommerons GR ("granite rose"). C'est un granite à gros grain, beaucoup plus clair que le précédent.

La muscovite est présente, le feldspath potassique est rose, centimétrique et trapu. Ce granite ne comporte aucune enclave, mais il est traversé par d'abondants filons d'aprites et pegmatites. Il a une grande variation de grain et parfois des poches miarolitiques, c'est le faciès clair GRC. Vers le km 28, il y a un passage progressif à une variété à biotite plus abondante (avec muscovite toujours présente, faciès sombre (GRS)). On n'y observe pas d'enclaves. Cette variété peut être traversée d'aprites et pegmatites dont les contacts avec le granite sont beaucoup plus nets que dans le GRC.

1-3 -GRA- Masse filonienne aplito-pegmatitique -

Dans la zone du torrent Macroccioli, il n'y a jamais directement contact entre GR et GM. En effet ces deux types de granites sont séparés par une masse filonienne d'une puissance apparente de 10 à 300 m.

Les filons qui la composent sont de nature extrêmement variable : aprites à muscovite, aprites à biotites en amas très dispersés (MC28) à fines biotites abondantes très régulièrement réparties (MC17), à granites très leucocrates avec des mégacristaux de feldspath (2 cm de long), on y trouve aussi des pegmatites et des enclaves de granite à macrocristaux (2 à 4 m² en surface).

On passe graduellement des aprites aux pegmatites.

Les limites des différentes aprites sont bien nettes mais les cristaux y sont engrenés.

Les enclaves de GM dans le GRA sont arrondies, informes. L'orientation des mégacristaux mesurés dans un cas (35 NW 40) comme dans l'autre (20 W 80) ne

correspondent nullement à celles observées dans le granite en place tout autour. Ceci signifie que les enclaves ont été déplacées. La forme des enclaves signifierait d'ailleurs que GM n'était pas tout à fait consolidé lors de la mise en place de cet ensemble.

On peut observer que dans tout le voisinage de cette masse, GM contient en grande abondance des aplites et pegmatites (leur densité augmente au fur et à mesure que l'on approche du GRA) et lorsque ces aplites recoupent GM, elles parallélisent les mégacristsaux à leurs bordures. Ceci est un argument supplémentaire pour penser que GM n'était pas entièrement cristallisé lors de l'intrusion de la masse aplito-pegmatitique.

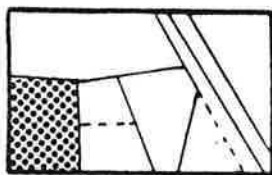
De même que l'abondance croissante d'aplite au sein de GM lorsque l'on se dirige vers le contact avec GR serait un indice pour rattacher cette masse GRA au granite GR.

D'autre part, le granite GR ou tout au moins son faciès clair était extrêmement enrichi en eau lors de sa mise en place. Il est très fréquemment recoupé par des pegmatites de direction extrêmement variable et à contact particulièrement flou avec le granite, mais surtout ce granite est fréquemment miarolitique. La taille du grain du GRC est très variable et ce parfois sur moins d'un mètre le grain passe du simple au triple.

Le contact de GRA avec le faciès sombre de GR est net, alors que le contact avec le faciès clair ne l'est pas.

On voit simplement apparaître au milieu des aplites et pegmatites des morceaux de GRC.

1-4 -GJ- Granite jaune



C'est à Monte Altare (point coté 1651) qu'apparaît le quatrième faciès de cette portion de batholite. Il s'agit d'un granite à grain fin à biotites et à muscovites. La muscovite y est très abondante (elle peut sembler supérieure en quantité à la biotite). Un oeil attentif peut voir de temps en temps de petites taches roses : il s'agit d'andalousite.

Ce granite se trouve au sommet du plateau. Je ne l'ai jamais vu qu'altéré, il a alors une patine jaune intense. C'est pour cette raison qu'il est appelé GJ (granite jaune). Bien qu'altéré, il est encore très résistant à l'érosion mécanique et c'est toujours lui qui, au sein des granites, dessine les pentes les plus raides. Il a d'ailleurs toujours un débit anguleux (il est très siliceux et à grain fin).

Il ne contient jamais d'enclaves à grain fin, un échantillon contient de nombreuses pustules surmicacées. Assez loin de son contact avec les granites bleu ou rose (environ 300 m), son grain est un peu plus gros (1,2 mm) au lieu de 0,8 mm aux bordures.

Il n'est jamais traversé d'aprites ou de pegmatites mais peut être recoupé par des petits filons de quartz avec ou sans tourmaline qui peuvent aller jusqu'à 10 cm d'épaisseur. Fréquemment au contact GJ/GR, on trouve une zone d'aprites et de pegmatites très siliceuses d'environ 20 m de large.

Relations chronologiques GJ/GR

- Dans la zone du Torrent Manna à proximité de la confluence de deux de ses affluents, on trouve un filon de 50 m de large de GJ au sein d'une masse de GR.
- De même on retrouve au cozzo del Pupatolo (point coté 1649) un filon de GJ dans GR.
- Sur la carte on constate également que GJ recoupe à l'emporte pièce les deux faciès de GR.

Tout ceci, nous permet de conclure que GJ est postérieur à GR.

Ce granite, qui certes couvre une faible superficie dans la zone cartée, est en réalité beaucoup plus important.

On retrouve le contact GJ/GR sur la route de la fossiata peu après la maison forestière dans un virage au lieu dit Cave del'Orso, ce qui lui donne une extension longitudinale minimale de 4,5 km. On le trouve encore au Km 21 VI, ce qui lui donne une largeur minimale de 4 km.

1-5 -MG- Microgranites à grenat

C'est un microgranite à biotite et grenats à patine claire gris marron. Il est non orienté et sans enclave. Biotite (ou chlorite), grenat, plagioclases et quartz globulaires sont visibles à l'oeil nu, tant ces minéraux ont une taille plurimillimétrique alors que la mésostase est inframillimétrique. Il affleure essentiellement dans la zone de Croce Reinella. Il s'agit en fait d'une famille de filons à mise en place, subverticale ayant fréquemment une bordure siliceuse orangée ou verte. Au point coté 1028 (zone des skarns), il s'agit non pas d'un seul filon mais d'un ensemble de filons qui se recoupent (visible à l'aide de la bordure siliceuse); là ils sont décamétriques.

Ailleurs on retrouve ces mêmes filons mais de moindre puissance, ils recoupent alors :

GM (chemin forestier de L'aqua di Radica)

GN (confluence de deux ruisseaux vers Casa Faghetto)

GJ et GR du côté du Monte Altare.

On peut donc penser que MG (MicroGranite) est totalement tardif par rapport à l'ensemble des manifestations magmatiques. D'autant qu'il a une texture subvolcanique

à la différence des autres granites qui ont une structure franchement grenue. (Fig. I.5c et d)

1-6 Les filons subvolcaniques

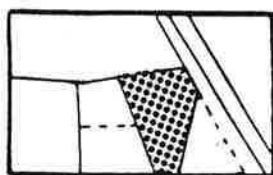
L'ensemble de la région est traversé par deux types de filons magmatiques.

Le premier type représente des filons verts très durs à cassure esquilleuse. Lorsque ces filons sont peu épais (50 cm), ils deviennent jaune pulvérulents.

Le second type est un ensemble de filons blancs avec des petites taches de rouille et quelques quartz globuleux. Ils sont toujours pulvérulents.

Ces deux types de filons sont particulièrement abondants dans la zone colle dell'esca (point côté 1484). Tout deux ont une mise en place subhorizontale : 30° de pendage maximum et des directions conjuguées 50, 60° N et 120, 130° N. Ces filons font environ 2 m de puissance. En général les filons blancs sont moins épais.

1-7 -GM- Granite à mégacristaux



A partir du km 33,5, on rencontre un granite ayant exactement la même matrice que le précédent (gros grains, biotite en chapelets). Ce granite est truffé de mégacristaux de feldspaths potassiques. Il s'agit de cristaux automorphes, de 1 à 5 cm de large (pour les mastodontes), de 5 à 10 cm de long. Ces cristaux sur un même affleurement ont une orientation identique. On trouve dans la zone d'aqua di Radica des petites zones de cisaillement, aphyriques, d'un centimètre de large environ et longues de 10 cm ayant la même direction que les mégacristaux.

En quelques endroits, on trouve des rassemblements de phénocristaux, c'est à dire peu de matrice granitique et 90 % de feldspaths ayant au moins 10 cm de long disposés en tout sens un peu comme un nid de serpents. Ce genre d'amas n'est pas très gros (1 mètre environ), tandis que ceux observables dans le granite de la Margeride sont plurimétriques.

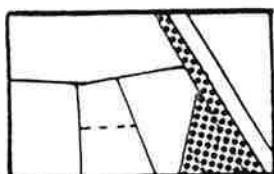
Dans ce faciès, les enclaves microgrenues en galettes sont présentes, mais elles sont plus petites (5 cm de long) et beaucoup moins abondantes que dans GB. Elles matérialisent la même direction que les plans de macles (001) des macrocristaux, soit une direction moyenne de 120 SW 50-80 (voir carte hors texte). Ce granite sera nommé GM (Granite à Macrocristaux).

Le contact précis entre les faciès GB et GM n'a jamais été observé, par manque d'affleurements, mais il est sûrement net puisqu'en moins d'un mètre on observe la succession des deux faciès. Cartographiquement, le plan de contact a une direction E-W

et plonge d'environ 30° (calculé) vers le Sud. La figure (I.2) qui est une coupe dans la vallée du Maccroccioli, laisserait penser que GB recoupe la structure de GM.

En conséquence, dans cette hypothèse, GB serait postérieur à GM.

1-8 -GN- Granite noir



Il a été défini dans une zone à grain fin et bien décapée par l'érosion. Là, quartz et feldspath sont translucides et la biotite donne sa couleur à la roche. C'est pourquoi il a été appelé Granite Noir.

Sur le plateau à l'Est de GM, se trouve un granite à gros grain (même taille que GM) et un peu plus clair. Il contient de la muscovite (en petites quantités) reconnaissable à l'oeil. Des mégacristsaux de FK sont présents (un ou deux par affleurement d'un mètre carré) et ils sont en moyenne assez petits (2 à 3 cm de long sur 1 cm de large). Des enclaves biotitiques à grain fin contenant un peu de muscovite sont également présentes en taille et quantité identiques à celles observées dans GM.

En allant vers la bordure du massif, la taille du grain diminue en moins de 100 m (c'est particulièrement bien visible dans la zone de Vallone tripa).

On se trouve alors en présence d'un granite ayant les mêmes caractéristiques que précédemment mais avec un grain fin (1 à 5mm). On a donc un passage progressif à un faciès de bordure à grain fin. C'est ce faciès à grain fin que l'on trouve d'une part en filons métriques dans les schistes, associé au GA, et d'autre part qui s'étale entre GB et GA dans la zone du skarn. Lorsque ce granite est en filons, il contient très peu de mégacristsaux de feldspath potassique et d'enclaves.

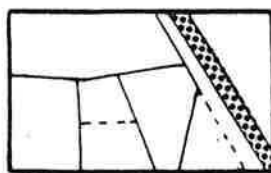
Il se trouve sous forme filonienne au contact avec GB. Il forme une masse à gros grain uniquement au voisinage de GM.

GN et GM ont des caractéristiques de terrain semblables : taille du grain, mégacristsaux de FK, abondance et taille des enclaves.

GN n'étant en massif qu'au voisinage de GM, il me semble que l'on puisse considérer GN comme un faciès un peu plus évolué (présence de muscovite) de GM. Le passage GM ---> GN est très rapide.

Etant donné la piètre qualité et la faible quantité des affleurements sur le plateau, je ne peux prouver par une coupe cette continuité latérale.

1-9 -GA- Granite blanc à Muscovite -



Ce granite est très bien représenté sur la crête blanche au fond du bassin versant du Ronzi. C'est un granite blanc généralement sans minéral ferro-magnésien visible à l'oeil nu, excepté vers MD24 (situé au sud de la carte) où l'on trouve de la biotite visible à l'oeil nu (la texture et la taille du grain restant identiques). Ailleurs c'est un granite entièrement blanc à

muscovite à grain fin et ses minéraux sont anguleux et trapus. Il donne une arène scintillante et sablonneuse. Il est toujours présent en un grand filon entre GN et les schistes. Dans la zone du Ronzi, il est traversé de filons de GN à biotites orientées - une série de filons est orientée 60 NW 70 (il serait donc antérieur à GN). Entre l'Aqua di Radica et la zone où a été prélevé l'échantillon MD6, on a affaire à un ensemble de filons métriques liés spatialement aux filons de GN. On le trouve aussi recoupant le GM, là il est lié à une pegmatite, l'ensemble faisant 4 m de large ; et un peu plus au Sud, dans GN on trouve des volantes de GA puis 100 m plus bas il y a le contact GN/GA où GA borde le GN qui ici a un gisement en massif. Dans ce cas de figure, on pourrait dire que GA est postérieur à GN. Comme on peut le voir, les relations chronologiques ne semblent guère simples. Un seul fait est sûr, GA est postérieur à GM.

1-10 Position des enclaves de socle

Sur toute la surface étudiée, les enclaves de socle (schistes et tufs de l'encaissant des granites) sont abondantes. Un certain nombre d'entre elles sont de taille suffisante pour figurer sur la carte.

Quelques unes sont très transformées (augmentation de la taille des minéraux, léger effacement de la structure) par la présence du granite (par exemple celles du point côté 1484) ; dans ce cas elles sont insérées dans le granite, il s'agit alors de "Roof pendant". D'autres semblent posées à plat sur le granite, le granite recoupant ou suivant un plan de schistosité, ce sont d'ailleurs les plus grosses.

Ce phénomène se voit particulièrement bien dans la zone de Colle d'Avri au Nord de la zone étudiée (non figurée sur la carte).

La zone de Colle d'Avri est un petit Horst de granite bleu au sein de la couverture jurassique. On peut, à certains endroits, y voir un contact transgressif granite/calcaire. Dans cet endroit, il y a deux lentilles de schistes reposant sur le granite, le contact est nettement horizontal.

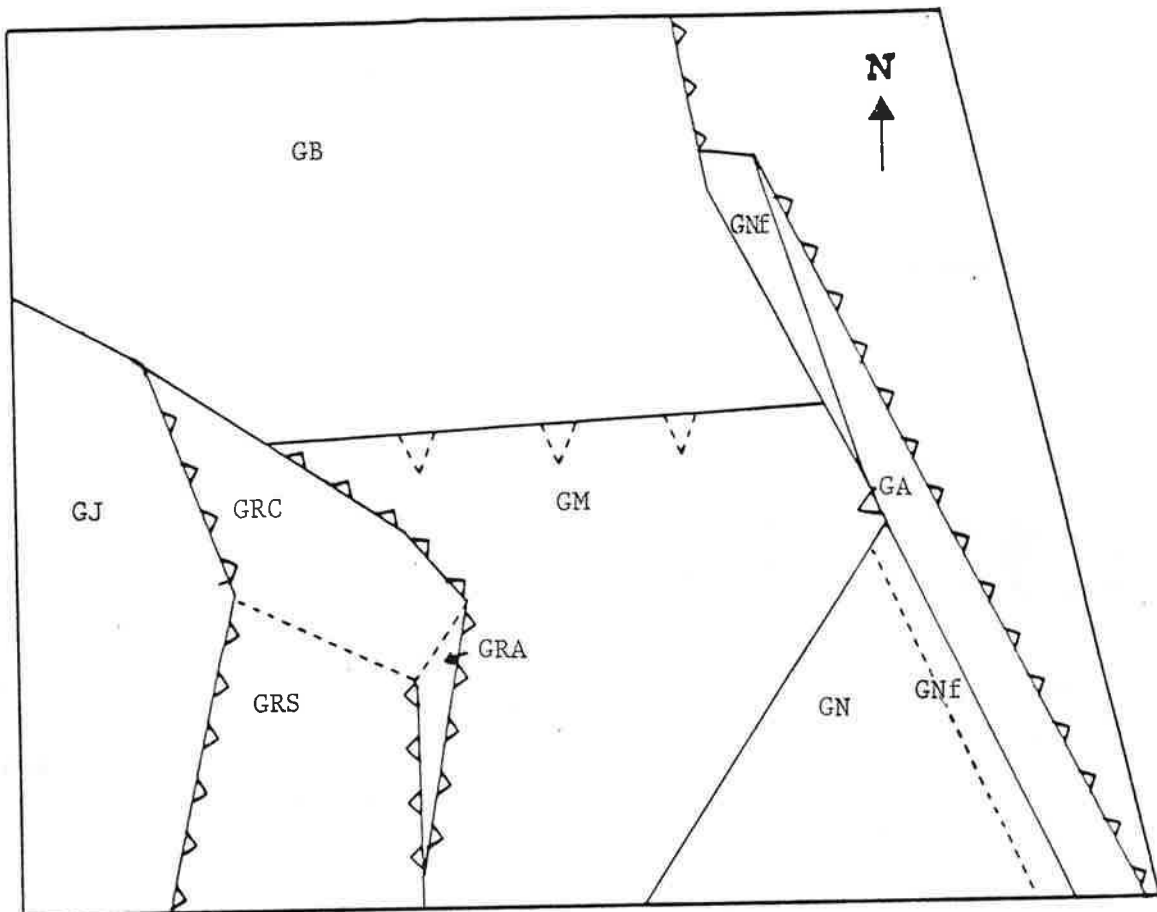
Tout ceci pour dire qu'il me semble que l'on est très proche du toit du batholite.

1-11 Chronologie des granites

Au niveau du contact GN/GB dans la zone d'Acqua di Radica, le GN est littéralement envahi par des aplites et des pegmatites qui peuvent faire un bon mètre de puissance.

La question est de savoir d'où proviennent ces aplites :

- elles proviennent de GN lui-même, mais il est bien étonnant que GN dans sa seule partie filonienne ait produit des aplites, d'autant qu'ailleurs il n'en comporte aucune.



- passage transitionnel
- relations inconnues
- $\frac{y}{x}$ y intrusif dans x
- $\frac{y}{x}$ supposé

Figure I.3 : Schéma récapitulatif des relations chronologiques de différents granites.

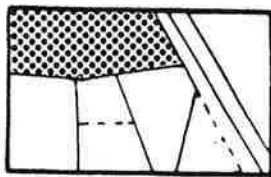
- ces aplites proviennent de GB. Dans ce cas GB serait postérieur à la mise en place de GN ou bien subcontemporain, l'émission des aplites étant postérieure à la mise en place des deux granites GB et l'émissaire filonien de GN, ce qui n'est guère possible puisque GB n'est quasiment jamais recoupé par des aplites.

- troisième possibilité : ces aplites proviennent d'un granite sous-jacent inconnu et le problème de la chronologie relative GB/GN n'est pas résolu. Ce qui me semble être le cas.

La chronologie relative de l'ensemble des granites est résumée sur la figure I.3.

2- Description microscopique des différents faciès

2-1 -GB- Granite bleu -



C'est un granite à gros grain, les divers minéraux se reconnaissent facilement à l'oeil nu ; leur taille moyenne est d'environ 5 mm. Les biotites sont généralement disposées en chapelets. En bref il ressemble à n'importe quelle granodiorite banale. Il n'y a pas de mégacristaux, mais des cristaux de FK interstitiels qui peuvent être d'assez grande taille (2 à 5 mm). Ils sont poecilites, contenant des biotites et des plagioclases, et très finement perthitiques. La texture typique du microcline (i.e. fin quadrillage) n'existe pratiquement pas.

- La biotite : Les cristaux de biotite sont disposés en chapelets plus ou moins anastomosés constituant un "réseau". La biotite est ici marron orange. Subautomorphe, elle contient très peu de tout petits zircons et des apatites de taille moyenne 0,4 mm. D'autres apatites, non incluses dans la biotite, peuvent atteindre des dimensions allant jusqu'à 0,8 mm. Elle fait partie des biotites alumineuses et ferrifères ($16\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 19,30\%$, $0,60 < \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} < 0,85$).

On note la présence de rares allanites zonées.

- Les plagioclases : Ils sont zonés, subautomorphes et s'assemblent parfois en synneusis ex: A_2 . Ils montrent des zonations assez fines qui peuvent être récurrentes (mais avec des variations faibles : 1 à 3 % d'anorthite), se surimposant à une variation d'ensemble $\text{An}_{37}\text{-An}_{20}$ en continu sans sauts de composition. Dans l'échantillon 35, un plagioclase squelettique, non maclé et partiellement résorbé (contours flous), a été trouvé en inclusion dans un autre plagioclase ; sa composition : $\text{An}_{43,5}$ (microsonde) au sein d'un plagioclase plus albitique : An_{38} , en fait un témoin d'un stade magmatique

plus précoce et moins évolué. Les faciès plus clairs contiennent des plagioclases plus acides (par exemple SP1 An₃₀-An₂₅, CAL An₂₅-An₁₇). De rares textures myrmékitiques s'observent au contact du FK. Parfois sur le terrain, il semble que de grands feldspaths automorphes soient présents, les cristaux sont en général de belle taille 4 à 5 cm x 1 cm. Mais ils sont ternes et ne présentent pas de plan de clivage. Au microscope, on constate qu'on a affaire à un assemblage non orienté de plagioclases très trapus non zonés, cimentés par du FK ou du quartz. Ils ne semblent pas être les témoins de l'existence d'un minéral antérieur. La basicité de ces plagioclases est aux alentours de An₂₅₋₃₀, donc égale à la basicité moyenne des plagioclases de la roche.

Ces assemblages de plagioclases sont répartis de manière totalement irrégulière au sein du massif rocheux.

Deux lames nous ont montré la présence de tourmaline jaune bleu. Dans un cas, celle-ci est subautomorphe (1,2 mm) ; dans l'autre, elle envahit le FK et le quartz la disloque.

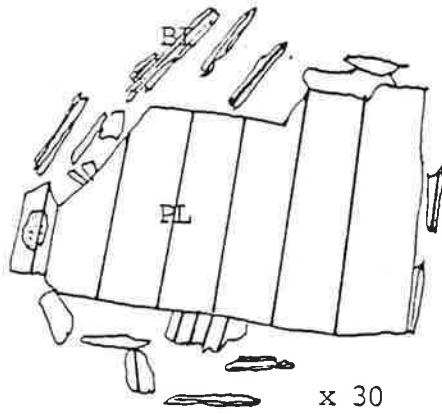
De la muscovite est présente en faible quantité dans le plagioclase et se développe aux dépens de la biotite.

- Les enclaves : D'un point de vue minéralogique, les enclaves sont toutes différentes entre elles. Il y a en fait un continuum entre deux pôles de minéralogie distincte : le granite à Quartz-FK-Plagioclase (An₃₅₋₂₀), biotite marron orangé à zircon et apatite, et avec des minéraux aux formes trapues d'une part, et l'enclave la plus basique MN18 d'autre part. Celle-ci montre de la hornblende verte, du sphène, de la biotite marron foncé à vert bouteille, du plagioclase (An₄₀) et de la magnétite, la plupart des minéraux y ont une forme très allongée.

La texture de toutes les enclaves est plus ou moins identique, caractérisée par des minéraux à tendance aciculaire (biotite, plagioclase) ("phénomène de trempe", analogue en moins accentué à la formation des microlites présents dans les verres volcaniques). Les minéraux de MN18 sont toutefois plus trapus que les autres. MN18 est le coeur d'une enclave énorme (2 m de large) au sein de laquelle le contraste de température a été vraisemblablement moins fort que sur les bordures, ou dans les petites enclaves.

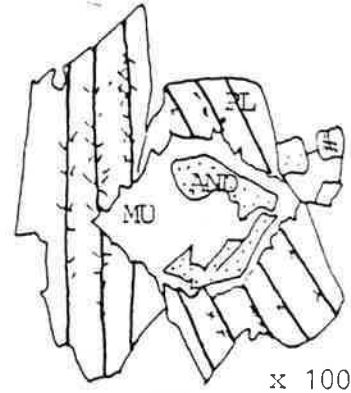
L'interaction entre les deux termes se manifeste par une incorporation mécanique de minéraux (biotite, plagioclase provenant du granite, ils se repèrent à leur habitus et leurs inclusions.), par un rééquilibrage de la composition des biotites avec le granite (voir paragraphe 3.2), ce dont témoigne la couleur qui tend vers l'orangé, et par une diffusion des alcalins et de la silice, qui induit la cristallisation plus ou moins importante du FK et du quartz : ces minéraux de grande taille sont en effet xénomorphes, interstitiels ou en poches (ocelles).

Par ailleurs, les caractéristiques physicochimiques de l'enclave encore plus ou moins liquide étant modifiées (ceci est visible au moins par l'introduction en abondance



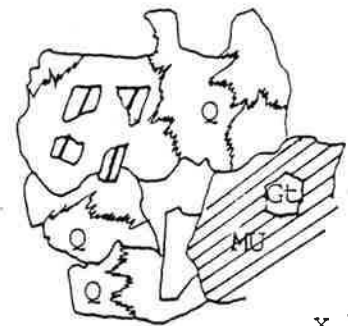
GM A32
plagioclase 'granitique' dans une
enclave

a



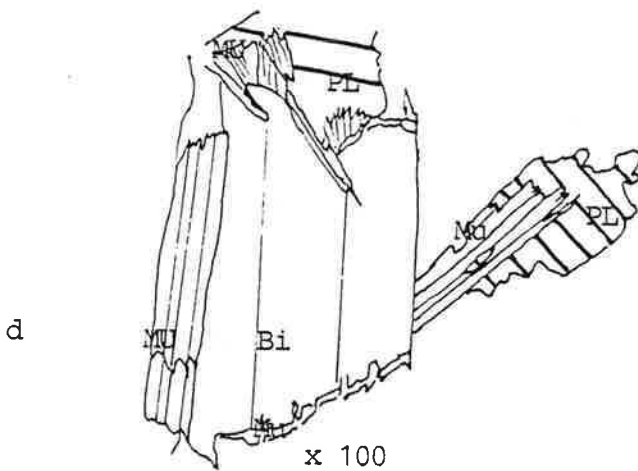
GJ MN11
Muscovite mimétique de l'andalousite

b

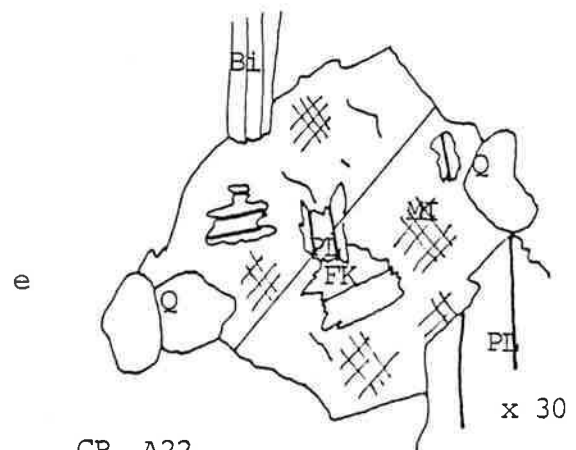


GA GR-HY
Plagioclase silicifié

c



GN 1157-17
Biotite et plagioclase
détruits en muscovite



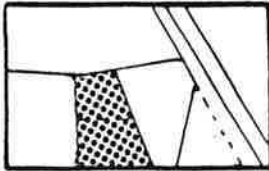
GR A22
Plagioclase précoce et partiellement
remplacé au sein du microcline

Figure I.4 Diverses textures des granites

du potassium, sous la forme de FK, pour le chimisme et par la forme aciculaire des minéraux qui indiquent une chute brusque de température, et une cristallisation rapide, donc probablement sur le lieu de rencontre des deux magmas), magnétite et sphène ont rarement cristallisé, ils sont présents seulement dans le coeur des grosses enclaves, qui sont celles susceptibles d'être le moins modifiées.

La composition minéralogique et sa texture permettent d'appeler l'enclave MN18 une diorite.

2-2 -GR- Granite rose



C'est un granite à grain moyen à gros (taille des environ 5 mm). Au microscope, les plagioclases, les feldspaths potassiques, le quartz et les apatites sont subautomorphes, de forme arrondie, et en ce sens ils se rapprochent fortement de la texture aplitique. Seules les biotites sont assez allongées, plus longues dans le faciès foncé (1,6 mm) que dans le faciès clair (0,8 mm).

- Les feldspaths potassiques : Ils montrent un continuum d'une taille de 10 à 2 mm. Les minéraux de taille centimétrique sont très poecilites, à biotite, muscovite, quartz rond, plagioclases (Fig.1.4e) le quadrillage typique du microcline y est faiblement développé. Les FK de plus petite taille, plus interstitiels, ont eux un quadrillage plus développé (2 mm).

- Les plagioclases : Ils sont d'une taille moyenne (2,8 mm). Ils sont zonés et altérés en séricite au coeur. Ils contiennent parfois des quartz ronds. Les teneurs vont de An_{20} à An_{10} pour le faciès foncé et de An_{15} à An_2 pour le faciès clair.

- Les biotites : Elles sont marron rouge, plutôt allongées et contiennent peu de minéraux accessoires. Les zircons sont plus gros que ceux des granodiorites : 0,05 mm à 0,2 mm avec des auréoles très importantes. La composition de la biotite varie selon le faciès $X_{Fe} = 0,67$ (GRS) et 0,74 (GRC).

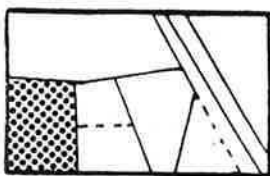
On trouve aussi de très rares allanites (ex MC14 eq) et des apatites rondes de taille moyenne : 0,2 mm.

- La muscovite : Elle est dans un milieu de croissance favorable, elle est libre ou bien se développe aux dépens de la biotite, elle est beaucoup plus importante en taille et en quantité que dans les granodiorites. On la trouve fréquemment en grandes plages interstitielles. L'aspect préféré de la muscovite est la dentelle avec une forte tendance à l'automorphisme (Fig.1.5b).

De la muscovite peut également se développer aux dépens du plagioclase, elle se présente alors en cristaux de plus petite taille (0,1 mm).

- L'andalousite : Ce minéral est présent uniquement dans le faciès clair dans une lame sur quatre environ, il est parfois rose, pléochroïque. On peut le trouver inclus dans le plagioclase. L'andalousite est souvent altérée en une muscovite, qui n'est pas celle des grandes plages.

2-3 -GJ- Granite jaune



Comme on l'a dit, c'est une appellation due à l'altération : ce granite se trouve dans la zone la plus élevée du terrain, et il est profondément altéré ; je ne l'ai jamais trouvé complètement sain.

Les minéraux sont tous xénomorphes et de taille semblable (0,8 à 1,2 mm), donc bien inférieure à celle des minéraux de GR. La texture d'ensemble, semblable à celle des GR, rappelle une texture d'aplite.

GJ contient plus d'andalousite que GR et la proportion muscovite/ biotite est plus élevée.

- L'andalousite : Elle est présente dans la quasi totalité des lames minces, certaines lames contenant plus de 30 cristaux. Elle est souvent pléochroïque rose saumon ; parfois seul le coeur est pléochroïque et la bordure est incolore.

Quand elle n'est pas trop grignotée par la muscovite, l'andalousite est automorphe. On la trouve incluse dans le quartz, le FK et le plagioclase, mais jamais dans les biotites.

Elle est souvent altérée en bordure en muscovite : il s'agit en fait en général d'un remplacement mimétique des formes antérieures de l'andalousite (fig.I.4b). La muscovite forme alors une seule plage.

- Les plagioclases : Ils sont subautomorphes de taille 5 à 8 mm maximum avec des développements de muscovite de belle taille au coeur. Ils peuvent se faire microcliniser.

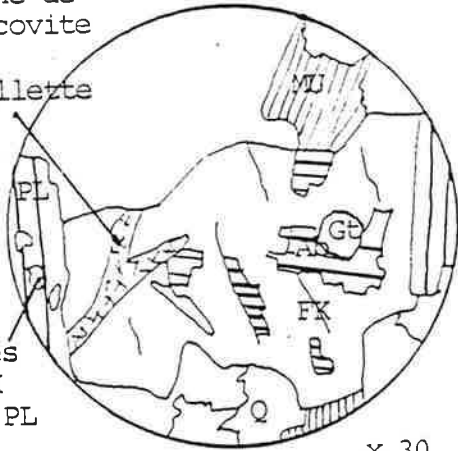
Les plagioclases sont rarement zonés, montrant des compositions An_{20-10} . Non zonés, ce sont des albites, correspondant peut-être à une autre génération.

Les relations texturales ne donnent aucun critère concernant ou non l'existence de deux générations de plagioclases.

- Le feldspath potassique : C'est du microcline, il est interstitiel en cristaux de taille inférieure ou égale aux plagioclases. Quand il est relativement gros, il montre des exsolutions et peut alors être poecilique englobant quartz, plagioclase ou biotite.

veine de muscovite en paillette

Restes de FK dans PL



x 30

GA MD18

Albitisation d'un FK

Restes de FK au sein d'un PL

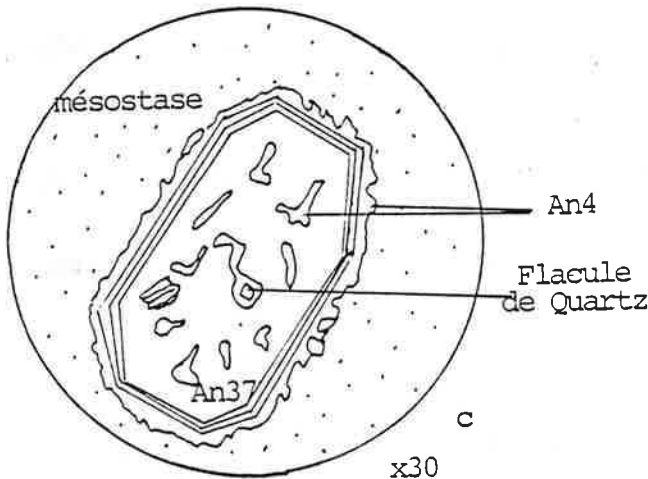


x 30

GJ B4

MU en dentelle devant FK et PL.

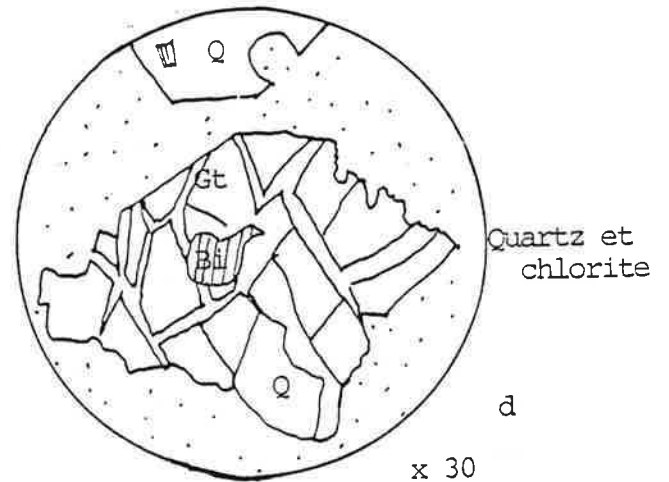
PL partiellement remplacé dans FK



x30

MG AR9

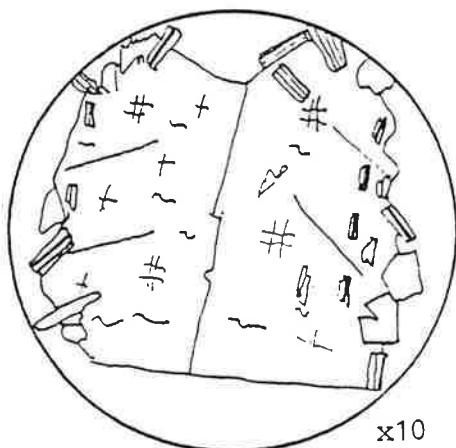
Bordure albitique et facules dans un phénocrystal de plagioclase



x 30

MG 1157-15D

Quartz et sa bulle de liquide
Grenat automorphe et inclusion de biotite.



x10

GM 18

Figure I.5 : Diverses textures des granites

- Le quartz : Il est totalement xénomorphe, interstitiel et recristallisé. Il peut parfois remplir les fissures du microcline.

- La muscovite : Elle remplace visiblement la biotite et parfois aussi les feldspaths (fig.I.5b). Il semblerait que parfois il y ait eu muscovitisation de la roche (B0, B5).

Elle a généralement une tendance à l'automorphisme (faciès dentelle), mais elle peut être parfois interstitielle. Elle est beaucoup plus abondante que dans GR.

- La biotite : Elle est très allongée, souvent altérée (en cours de destabilisation) et contient très peu d'accessoires : un peu de zircon et d'apatite. Elle est parfois en quantités inférieures à la muscovite.

$$X_{Fe} = 0,7$$

Les enclaves métasédimentaires du granite jaune : restites de fusion ou enclaves sédimentaires partiellement assimilées ?

Ce sont des pustules sombres centimétriques (1 à 2 cm au maximum) abondantes dans la zone de l'échantillon MN3.

Leur minéralogie varie selon leur taille et comporte :

- Andalousite prismatique, sillimanite prismatique, biotite. Ces trois minéraux font 1 à 1,5 mm de long, ils sont en moyenne trois fois plus gros que les minéraux du granite. Seules les enclaves plus grosses comportent en plus les minéraux suivants : tourmaline brun jaune de toute petite taille, spinelle zincifère vert "en exsolution" dans la sillimanite et de l'ilménite prismatique (Fig.I.5bis). On peut aussi trouver un amas de sillimanite fibreuse montrant des plis et en intercroissance avec de la biotite et contenant des amas à très fort relief (de nature inidentifiable). Le quartz est présent, il est interstitiel et xénomorphe. Lorsque la biotite est incluse dans ce quartz, elle est partiellement altérée en petites muscovites, comme le sont les biotites du granite. Souvent le quartz s'infiltré dans les clivages de la biotite. Il est clairement d'origine granitique.

Ces enclaves dérivent de roches fortement alumineuses et sont de ce fait d'origine probablement métapélitique.

Relations entre minéraux des enclaves : Figure I.5bis

- l'ilménite est incluse dans la biotite ou dans la sillimanite, ou dans l'andalousite. Lorsqu'elle est dans la biotite, on peut la trouver transformée en brookite. L'ilménite est stable tout au long des transformations.

- la sillimanite en prismes fusiformes parallèles semble pseudomorphoser un autre minéral. Elle peut être incluse dans l'andalousite. Elle est alors à bordures

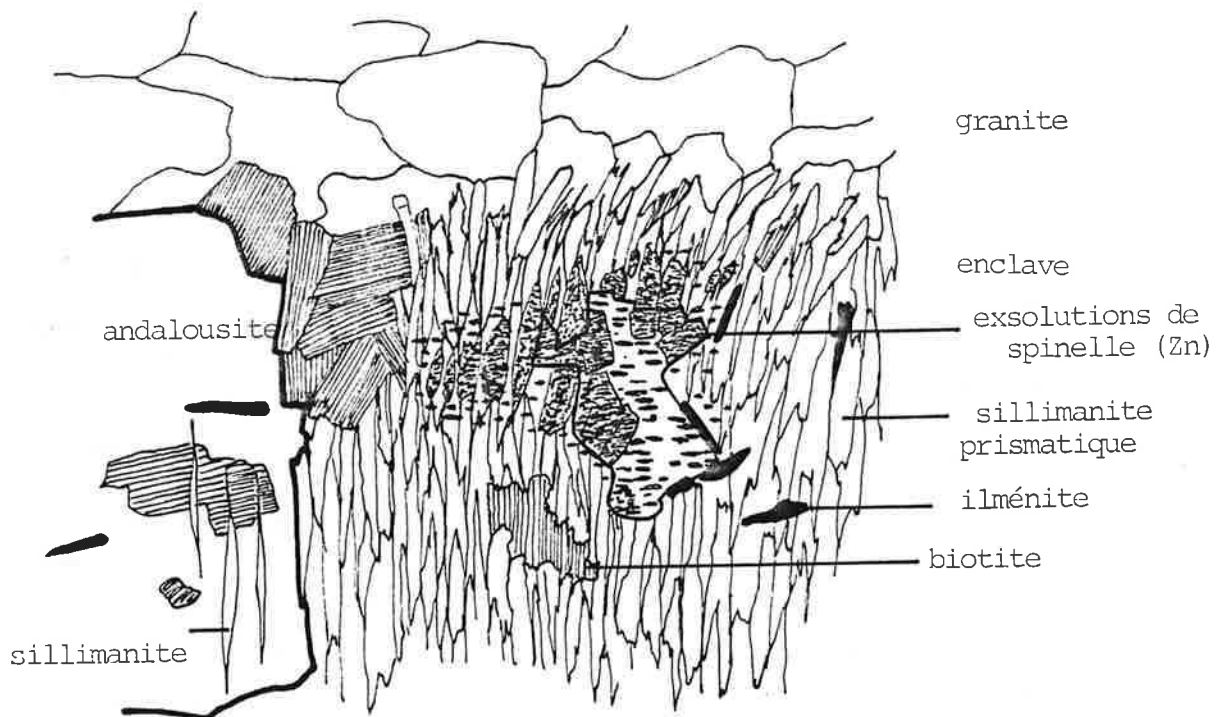


Figure I.5bis Exsolution de spinelle dans une enclave métasédimentaire du granite GJ (MN3).

indentées. L'andalousite s'infiltré dans les clivages de la sillimanite. La sillimanite est donc antérieure à l'andalousite.

- la biotite est incluse dans la sillimanite, ses contours sont alors fortement indentés, tandis que dans l'andalousite elle est en beaux cristaux automorphes. Hors de ces minéraux, elle est bien développée en beaux cristaux et ne contient pas d'ilménite.

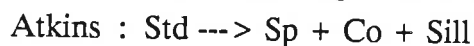
- le spinelle zincifère ($\text{Fe}_{50}\text{-Ga}_{40}$) est présent en petits cristaux arrondis, épars uniquement au sein de la sillimanite.

- Dans une sillimanite prismatique, il y a une surface à coins carrés composée pour parties égales de sillimanite massive et de spinelle zincifère vert (Fig.I.5bis); l'orientation des axes optiques de cette sillimanite est différente de ceux de la sillimanite hôte. La sillimanite hôte contient encore du spinelle, mais en moindre quantité. Il y a aussi quelques ilménites incluses.

Les minéraux de cette forme à coins carrés sont le produit de la destabilisation d'un minéral zincifère, alumineux. Les spinelles zincifères sont réputés être les produits de réaction de la destruction de staurotide (Atkins 1978, Stoddart 1979) ou de biotite zincifère (Dietvorst 1980, Montel 1985, 1986). Ici seule l'hypothèse de la staurotide doit être retenue car la biotite, dans la sillimanite, ne produit pas ici de spinelle sur le pourtour et elle n'a pas entièrement disparu.

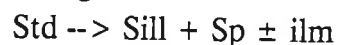
De plus ici les produits de réaction (Sill et Sp) ne contiennent pas de magnésium : le seul candidat possible est donc une staurotide ferrifère et zincifère.

Les réactions impliquant la staurotide dans la formation de spinelle zincifère sont :



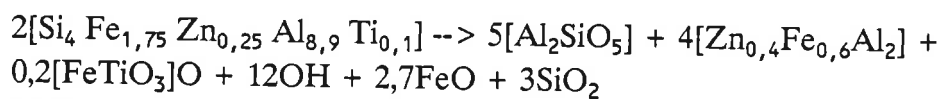
Ces deux réactions correspondent à la déshydratation de la staurotide, mais ne peuvent être invoquées dans le cas présent, car la biotite ici ne semble pas impliquée dans la réaction et cordiérite ou grenat ne sont pas présents.

Il faut envisager une réaction de type :



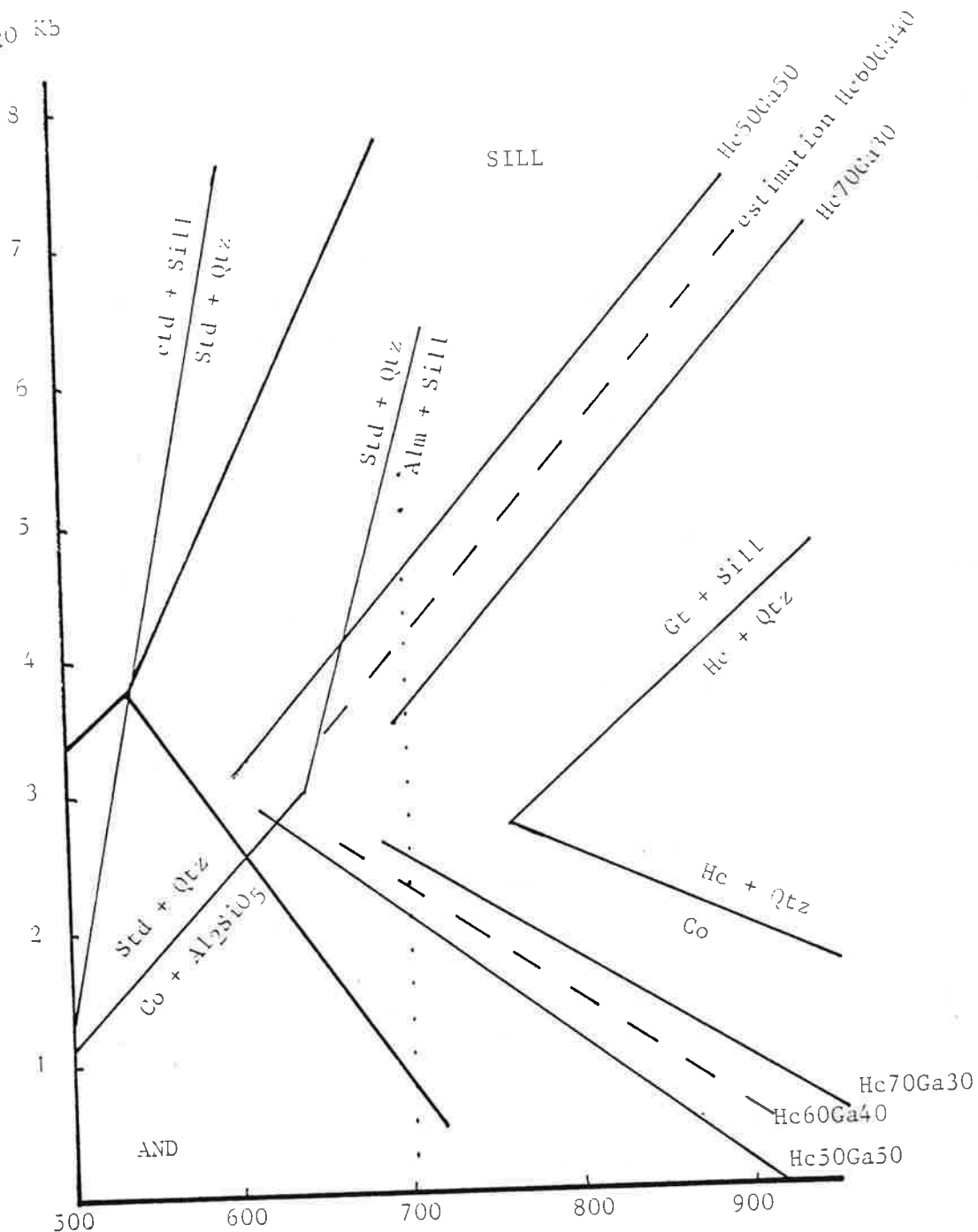
La formation d'ilménite est aussi envisagée par Stoddart (1979) pour absorber le titane de la staurotide.

Trois équilibrages de la réaction sont proposés avec des staurotides hypothétiques, dont la composition est celle de staurotides naturelles extraites de la littérature. La composition du spinelle a été analysée à la sonde, elle est donc introduite dans la réaction (voir tableau).



ZnO = 2,3 % (Atkins 1978)

H₂O Kb



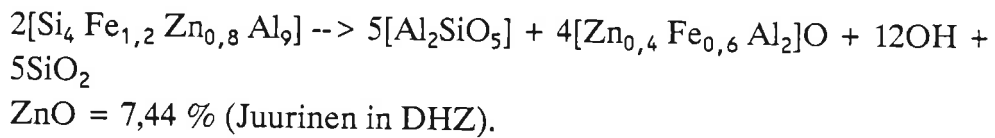
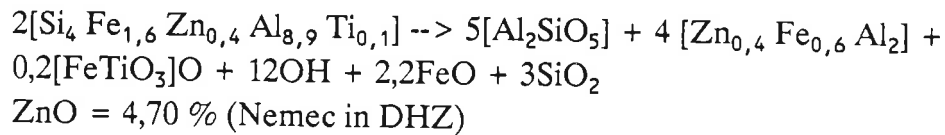
Liste des abréviations

- Alm : Almandin
- And : Andalousite
- Bi : Biotite
- Co : Cordiérite
- Ctd : Chloritoïde
- Ga : Gahnite
- Gt : Grenat
- Hc : Hercynite
- Ilm : Ilménite
- Qtz : Quartz
- Ru : Rutile
- Sill : Sillimanite
- Sp : Spinnelle
- Std : Staurotide

Figure I.6 Condition P, T° d'incorporation des enclaves métasédimentaires dans GJ.

Les droites autour du point triple sont celles de Holdaway, 1971.
 Ctd + Al₂SiO₅ ---> Std + Qtz + H₂O } d'après Holdaway, 1978.
 Std + Qtz ---> Alm + Sill + H₂O }
 Std + Qtz ---> Co + Sill (Richardson, 1968 in Dietvorst, 1980)
 Gt + Sill ---> Hc + Qtz (Wallet England 1979, in Montel, 1986)
 Co ---> Hc + Qtz (Holdaway et Lee in Montel, 1986)
 Hc50 Ga50 et Hc60 et Ga30 (Montel, 1986)

Les droites ont toutes été calculées dans le système Fe-Si-Al-H₂O =Zn.



Au vu des produits de réaction, la troisième formulation semble plus vraisemblable, car il ne semble pas que l'ilménite soit impliquée dans la réaction. De toute façon cette réaction ici s'est produite en milieu ouvert au moment de l'incorporation de l'enclave dans le magma et certains produits ont donc pu s'échapper (la silice par exemple ou du fer), le spinelle restant blindé dans la sillimanite.

Lorsque l'on considère le champ de stabilité de la staurotide (Richardson 1968) et celui du spinelle zincifère (Montel 1986) reportés sur la figure I.6, on s'aperçoit que cette réaction ne peut être calibrée. En effet, elle est le résultat d'un profond déséquilibre thermique.

La seule observation à tirer de cette figure est qu'il s'agit d'une réaction prograde en température. Aucune condition de pression pour l'incorporation de l'enclave dans le magma ne peut être estimée puisque ces deux minéraux sont stables pour un large éventail de pressions.

C'est donc bien une réaction de déshydratation, comme le souligne Stoddart.

On peut reconstituer partiellement trois paragenèses successives au sein de ces enclaves :

- . l'une purement métamorphique à :

Biotite - Staurotide - Ilménite - Tourmaline.

- . La seconde due vraisemblablement à l'introduction de la métapélite dans le magma :

Sillimanite - Spinelle - Ilménite - + biotite- Tourmaline

- . La troisième due au rééquilibrage thermique de l'enclave avec le magma en cours de cristallisation (andalousite dans le granite et dans l'enclave) :

Andalousite - Biotite - Ilménite - Tourmaline.

L'ilménite est stable tout au long des transformations.

On peut donc conclure que ces enclaves sont incluses et partiellement digérées par le granite lors de sa montée. Elles ont pu participer au moins localement à l'enrichissement en alumine du magma puisque lorsque ces enclaves sont présentes, on compte plus de 30 andalousites dans les lames tandis qu'habituellement trois ou quatre individus sont présents. Ces enclaves montrent une paragenèse prograde, ce qui exclut une origine restitutive.

Analyses microsonde

Nature	Sp	Sp	Sp	Ilm	Ilm	Sp	Std
Numéro	548	549	551	552	547	Stoddart 1979	
MgO	1	1	1	/	/	4,44	2,64
Al ₂ O ₃	64,67	60,60	60,2	/	/	57,46	52,43
ZnO	17,94	19,60	20,1	/	/	19,78	3,03
FeO	22,61	21,04	21,16	47,34	47,27	18,66	12,04
MnO	0,4	0,3	/	3	3	0,14	0,14
TiO ₂	/	/	/	54,31	53,81	0,08	0,57
SiO ₂	/	/	/	/	/	/	26,92
Gahnite	39	42	44	/	/	/	/
Hercynite	55	51,6	52	/	/	/	/
Spinelle	4,5	4,7	4,6	/	/	/	/
Fe/Fe+Mg	0,924	0,93	/	/	/	/	/

Minéraux analysés dans la zone d'"exsolution".

analyses données pour comparaison.

La réaction a été vue pour ces minéraux.

Tableau I.1 : Analyses des minéraux de l'enclave schisteuse incluse dans l'échantillon MN3.

2-4 -MG- Microgranites à grenat

Ces filons montrent des roches de couleur grise qui ne sont jamais altérées dans la mesure où elles sont localisées dans des lieux d'érosion intense (crêtes, fortes pentes). Sa fracturation est à large maille (environ 15cm), ce qui permet d'avoir des échantillons de bonne taille. Macroscopiquement les gros phénocristaux (biotite, Pl, Qtz, Gt) sont identifiables.

Au microscope, une texture microgranitique typique est mise en évidence (présence d'une phénostase composée de minéraux tous automorphes et d'une mésostase). Comme nous le verrons, les tailles des minéraux se répartissent en fait en 3 classes.

La phénostase

- Les plagioclases : Toutes les lames présentent deux tailles de plagioclase de répartition strictement bimodale.

grande taille : 1,6 à 3,2 mm de longueur.

petite taille : 0,6 mm de longueur.

Les plagioclases sont toujours automorphes avec parfois des synneusis et peuvent être zonés ou non. Ils sont souvent extrêmement séricitisés. Grands ou petits, les plagioclases ont la même basicité (An_{28-38} et quand ils sont zonés An_{37-55} au coeur). Il y a toujours un accroissement de la bordure des cristaux au contact de la mésostase (cet accroissement montrant alors une composition d'albite An_4). On trouve assez fréquemment des textures d'albitisation en facules non maclées avec du quartz au coeur de la facule (fig.I.5c). Les plagioclases sont parfois altérés ; l'ensemble ressemblant à une séricitisation.

- Les biotites : On observe là encore deux tailles de cristaux. Les grandes biotites sont en général très trapues (1,2 à 2 mm) x (0,6 à 1,2 mm). Elles peuvent contenir des petits zircons et des apatites. Elles sont souvent en partie résorbées par la mésostase.

Les petites biotites de taille (0,4 à 0,6) x 0,2 mm, sont incluses dans les gros quartz et ne contiennent jamais de zircons ; elles sont en général moins automorphes que les grosses.

- Le grenat : Il n'a lui qu'un seul habitus, il fait généralement 4 à 5 mm de diamètre. Il peut être plus petit mais est alors profondément résorbé. Il peut inclure des biotites et même des petits plagioclases (Ech. 1028-25), ce qui le cale dans la chronologie, car ce sont bien les grosses biotites de la première génération qui sont incluses, elles seules en effet, contiennent des apatites que l'on retrouve dans le grenat.

Les grenats forment de grandes plages en partie résorbées par la mésostase ou par les phénocristaux de quartz (ex. AR9) (fig.I.5d). Ils peuvent être zonés ainsi qu'on l'observe parfois au microscope. Ils font partie de la série almandin-pyrope, avec le coeur plus riche en pyrope(25%).

- Le quartz : On note là aussi deux générations de cristaux de formes et de tailles distinctes (1,2 à 2 mm et 0,4 mm). La présence des cristaux de petite taille n'est pas constante. Ces cristaux montrent des formes identiques à celles des cristaux de quartz de la mésostase dont ils diffèrent seulement par une taille légèrement supérieure. Ils pourraient correspondre à une phase précoce de la cristallisation de la mésostase. Les cristaux de grande taille tendent vers l'automorphisme avec des formes hexagonales fréquentes. Ils montrent des golfes contenant de la mésostase (figure I.5d), de toutes petites biotites et quelques plagioclases de taille moyenne (liquide + plagioclases piégés par le quartz).

Dans deux lames apparaît du feldspath potassique de "grande" taille, 0,5 mm, qui n'est jamais automorphe mais qui contient des textures graphiques de quartz (lames 1157-4, 1028-24).

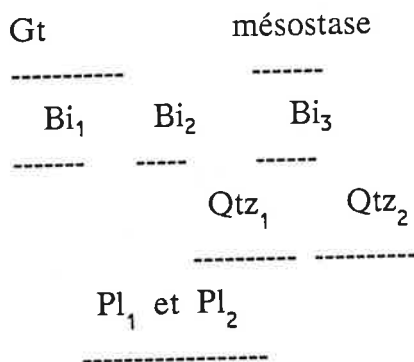
La mésostase

Elle est composée uniquement de cristaux xénomorphes qui sont du plagioclase (Ab pure), du quartz, de la muscovite en éventail, du FK là assez abondant et de la biotite en tout petits cristaux (taille allant de 0,05 mm à 0,2 mm). Dans une même lame, la taille des différents minéraux de la mésostase est identique.

Altérations :

- très fréquemment, la biotite est transformée entièrement en un seul cristal de chlorite. Seule la biotite blindée dans le quartz est indemne.
- On observe parfois des produits de destruction d'un minéral ferromagnésien sous forme d'amas de muscovite verte et de spinelle de la série hercynite magnétite ($\text{He}_{55}\text{Mt}_{40}\text{Sp}_5$), (destruction de cordiérite ?).
- Les plagioclases sont très souvent entièrement séricitisés, sauf la frange albitique et les flacules d'albite et de quartz. Dans un grenat attaqué par le quartz, les quelques plagioclases présents sont entièrement séricitisés.

Chronologie :



Seule la coexistence de plagioclases de deux tailles différentes n'est pas expliquée dans ce schéma puisque cela implique un arrêt puis une reprise de la cristallisation. En effet, ces deux types de plagioclases sont en déséquilibre avec la mésostase mais sont aussi basiques l'un que l'autre pour les quelques mesures que j'ai pu en faire.

Tous les minéraux de la phénostase ont une réaction au contact de la mésostase. Il y a déséquilibre. Il faut bien voir que phénostase et mésostase ont des compositions minéralogiques donc chimiques différentes.

2-5 Minéralogie des filons subvolcaniques

- Les filons blancs :

Il s'agit d'une texture microgrenue à quartz, biotite, feldspaths (plagioclase) automorphes noyés dans une matrice microcristalline.

Les quartz sont automorphes globuleux ; ils ont des golfes contenant de la matrice. Ils peuvent être centimétriques à inframillimétriques.

Les plagioclases peuvent être entièrement séricitisés et indéterminables (lame mince N°3) ; ils sont automorphes, de taille moyenne 0,5 à 0,2 mm, Ils ne sont pas zonés et ont une bordure nette avec la matrice.

La biotite est petite et toujours chloritisée ; elle peut éventuellement contenir des petits zircons.

La matrice est indéterminable optiquement ; elle semble au moins contenir des micas blancs et beaucoup d'oxydes amorphes.

- Les filons verts :

Malgré leur dureté à l'affleurement, ces filons sont assez altérés. En effet, rares sont les ferromagnésiens qui ont résisté à une altération de basse température.

Ces filons ont une texture hypovolcanique avec essentiellement des microlithes de plagioclases sans aucune trace de verre ni orientation des minéraux.

La phase dominante est le plagioclase (0,1 x 0,5 mm) ; le plagioclase est altéré en un mélange de séricite et épidote.

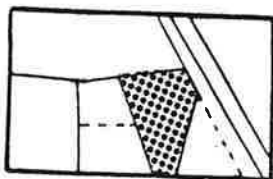
Certaines lames montrent de la biotite (VC 86-5) de petite taille 0,1 à 0,2 mm de long. Cette biotite est souvent altérée en chlorite.

D'autres lames (MC11) montrent de l'amphibole (marron rouge), abondante, bien cristallisée en navette d'une taille allant de 0,2 à 0,5 mm. Cette amphibole, ainsi que parfois le plagioclase, est altérée en un mélange de calcite et quartz montrant des faces cristallines (altération de basse température) ; dans ce cas, on trouve aussi dans l'amphibole un développement d'amas de sphènes. Il s'agirait d'une amphibole titanifère calcique. Elle inclut le plagioclase.

Le quartz est toujours interstitiel, xénomorphe entre les lattes de plagioclases. Il est très peu abondant. On peut aussi trouver un peu de pyrite altérée en magnétite.

Comme témoins de cette texture hypovolcanique, on trouve fréquemment des cristaux aciculaires d'apatite avec un canal central.

2-6 -GM- Granite à mégacristaux



C'est une roche à gros grain, à texture identique à celle de GB. La présence d'abondants phénocristaux de feldspaths potassiques en est la caractéristique essentielle.

- Le feldspath potassique : Il se présente en général sous forme de phénocristaux automorphes. Il est finement perthitique et peut être mâclé péricline. Le quadrillage du microcline est distribué à partir de centres répartis de manière plus ou moins homogène, elle n'est jamais complète. Le K-feldspath est

toujours poecilitique : les cristaux de plagioclases s'alignent parfois le long de ses faces de croissance (fig.I.5e).

Les plagioclases inclus dans le FK ont toujours une bordure dentelée avec ou sans frange albitique (recristallisation partielle du plagioclase).

L'extinction d'un même mégacristal n'est pas constante.

Le feldspath potassique peut se présenter en individus beaucoup plus petits, interstitiels, perthitiques, rarement mâclés péricline. Il n'est alors pas poecilitique.

- Le plagioclase : Il est automorphe, zoné, de taille variable (5 mm à 2 mm), avec la présence de myrmékites de quartz au contact du feldspath potassique. Les zonations peuvent être légèrement oscillatoires : les teneurs vont de An₃₅ à An₂₅ (coeur-bordure). Toutes les bordures sont aux alentours de An₂₅, An₂₆, An₂₇. Au coeur, il y a développement de petites muscovites en lamelles (0,05 mm de long au maximum).

- La biotite : A l'oeil nu, on note qu'elle se présente en paillettes peu épaisses, dispersées en chapelets. Au microscope, elle apparaît assez trapue (cristaux de 2 mm à 4 mm de long) ; elle contient de tout petits zircons (diamètre : 0,05 m) et des apatites beaucoup plus grosses (diamètre : 0,4 mm) automorphes. Des apatites non incluses dans la biotite s'observent également. Les biotites montrent les teintes brun orangé classiquement observées dans les roches granitiques. Elles sont parfois légèrement chloritisées et plus souvent corrodées par de la muscovite en tout petits cristaux. Très rarement ces biotites peuvent aussi montrer des inclusions d'allanites zonées. Elles sont ferrifères et alumineuses: $Al_2O_3 = 19.5$ $X_{Fe} = 0,65$.

- Les enclaves : Elles présentent une texture typique montrant des biotites et des plagioclases allongés, des ocelles de quartz, témoins de la migration de fluide siliceux, de gros plagioclases trapus incorporés mécaniquement (ceci est prouvé parce qu'ils ont la composition de ceux du granite et que leur coeur est sain, c'est à dire dépourvu d'épidotes) (Fig.I.4a).

On note la présence de deux types d'enclaves :

. L'une est extrêmement rééquilibrée avec le granite ; on y trouve du FK interstitiel et des biotites ayant la couleur des biotites granitiques. Les plagioclases sont zonés de An₃₅ à An₂₃, mais leur coeur est épidotisé. C'est une grande différence avec le granite où ce n'est jamais le cas. En fait, les plagioclases sont peu zonés, leur composition est rééquilibrée avec celle du granite. La présence de l'épidote témoigne que leur composition était plus basique au coeur qu'elle ne l'est actuellement. Il y a donc eu rééquilibrage partiel des plagioclases avec le granite.

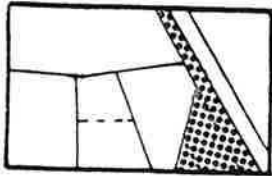
. L'autre a une composition minéralogique différente des granites : il n'y a pas de FK. Les biotites sont marron foncé. On note la présence de très nombreux minéraux verts en baguettes de très petite taille (d'épaisseur inférieure à la lame) qui pourraient correspondre à des amphiboles.

On trouve quelques apatites libres de taille 0,2 mm.

Des sphènes sont également présents en petite quantité, ils sont xénomorphes et probablement d'origine secondaire. Il n'y a pas d'opakes.

La taille de l'ensemble des minéraux est de 0,2 mm x 0,4 à 0,6 mm.

2-7 -GN- Granite "noir"



La taille du grain de cette roche varie avec la proximité de l'encaissant.

Dans tous les cas, la muscovite est visible à l'oeil nu. La zone à gros grain présente une texture granitique au microscope, celle à grain fin est intensément tectonisée. Mais il ne s'agit pas d'une mylonite, la taille du grain est en partie intrinsèque puisque biotites et muscovites ne sont pas brisées.

Description minéralogique

- La muscovite : Elle peut se développer en grands cristaux aux dépens de la biotite (en laissant des lignes d'oxydes sur le pourtour). Dans d'autres cas, on peut observer des bandes de biotite et de muscovite juxtaposées : il s'agirait alors d'une syn-cristallisation, à moins qu'il ne s'agisse encore d'un phénomène de remplacement progressant parallèlement aux feuillets.

On trouve également de la muscovite libre, en cristaux bien développés, interstitiels, occupant le même type de position que la biotite (voir fig.I.4d).

Elle peut également se présenter en belles paillettes (0,4mm de long) poussant sur le plagioclase.

La muscovite en grands cristaux, lorsqu'elle se développe aux dépens de la biotite ou qu'elle pousse sur le plagioclase, a un habitus qui rappelle celui des muscovites tardimagmatiques ou hydrothermales (voir fig.I.4d) décrites dans la littérature (Miller et al. 1981). Un tel habitus de la muscovite se retrouve d'ailleurs dans la plupart des faciès granitiques qui ont été observés à Longobucco.

- La biotite : Elle est plutôt allongée (1,2 à 1 mm x 0,4 à 0,6 mm) et contient des zircons très petits et allongés ainsi que des apatites peu nombreuses. Ces apatites peuvent parfois se retrouver libres, on en trouve des phénomènes qui ont jusqu'à 1,2 mm de longueur et qui contiennent des inclusions fluides. La biotite est souvent associée avec le quartz sous forme de dentelle. Elle est alumineuse : $18,75 < Al_2O_3 < 20,20\%$.

Dans les lames minces, on observe que la quantité de biotite est inversement proportionnelle à la quantité de muscovite présente. La muscovite est plus abondante dans le faciès à grain fin.

- Les plagioclases : Ils sont automorphes, assez trapus (2 mm x 2 mm, zone à grain fin), ils contiennent de petites biotites et de la muscovite. Ils montrent une zonation : An_{30} maximum au coeur, $An_{20-15-10}$ en bordure. Dans certaines lames, on observe une population de taille inférieure, de composition An_{15-20} , résultant peut-être d'une fragmentation tectonique.

Lorsqu'ils sont inclus dans le feldspath potassique, les plagioclases montrent une frange limpide en chou-fleur, plus albitique. Ce phénomène s'observe très couramment dans les feldspaths potassiques poecilitiques de différents faciès. Il correspondrait à un réarrangement du feldspath alcalin par diffusion avec individualisation d'une frange sodique à la périphérie du plagioclase.

Les plagioclases situés au contact des feldspaths potassiques ont des myrmékites de quartz ; ce phénomène est lui aussi très fréquent dans tous les faciès.

- Le feldspath potassique : C'est un microcline bien que ne montrant pas ou très peu le quadrillage microclinique. Il est interstitiel ou en phénocristaux alors poecilitiques et contenant de gros plagioclases et des biotites. Les cristaux inclus sont alors présents même au centre des cristaux à la différence de GM. Les exsolutions sont toujours présentes mais en faibles quantités. Le K-feldspath peut parfois remplacer ou être remplacé par du plagioclase (texture en échiquier), qui apparaît alors altéré tandis que le FK ne l'est pas. En phénocristaux le FK est assez trapu (3 cm x 1,5 cm).

Quelques monazites ont été trouvées (éch. 95014), parfois quelques rares grenats sont également présents. Ils sont alors plus petits que ceux trouvés dans GA (MD12B, 95014).

Les enclaves à grain fin de GN

Ce sont des enclaves à grain fin à plagioclase en latte (0,8 mm de long), biotite (0,4 à 0,8 mm de long) et quartz xénomorphe interstitiel.

Un fait remarquable est la présence de muscovite. Elle y est présente en deux habitus, soit en belles lattes au sein du plagioclase, soit seule ou sur la biotite.

Dans aucun autre granite on ne trouve d'enclave avec de la muscovite. Il est évident qu'il s'agit non pas d'une muscovite primaire mais d'une muscovite d'altération.

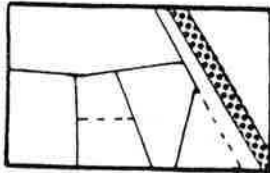
On voit donc ici l'influence du type de granite (magma ou fluide associé) emballant les enclaves. A rapporter à ceci, il y a encore le type d'altération des plagioclases : ils sont généralement altérés en séricite quand ils n'ont pas de belles baguettes, en muscovite au coeur alors qu'ils ont en général des compositions assez basiques quand on peut les mesurer : assez souvent ils sont An_{26} . Un bel échantillon avec de la muscovite au coeur a donné une zonation allant de la bordure An_{21} à An_{34} avec un saut de composition An_{47} au coeur.

Les différentes enclaves peuvent aussi comporter de belles ocelles de quartz (MD27), des plagioclases centimétriques à bordures nettes avec l'enclave (MD12). On

peut aussi trouver en abondance des plages xénomorphes de feldspath potassique à perthite, poecilites. Ces plages sont alors très étendues (MD27).

L'apatite aciculaire est présente, parfois d'assez grande taille, 0,4 x 0,008 mm (MD20). Le quartz interstitiel en petites plages peut être assez abondant.

2-8 -GA- Filons de granite blanc



Cette roche est très repérable dans le paysage grâce à sa couleur blanche. Malgré sa granulométrie fine (0,4 à 1 mm), elle est très fracturée, altérée et assez sablonneuse. On constate en effet que c'est seulement pour des granulométries inférieures ou égales à 0,1 mm que la fracturation n'est plus pénétrative à l'échelle du grain.

Au sein de la roche, les différents minéraux sont tous de taille identique et sont pour la plupart subautomorphes et très trapus. Ils ont des joints mosaïques.

- Le grenat : Il est totalement automorphe de taille 0,2-0,8 mm. Il est inclus dans tous les types de minéraux (Fig.I.5a) sauf la biotite. Il est rarement corrodé par le quartz ou par de la muscovite en paillettes. Le quartz qui corrode le grenat a des axes optiques de même orientation que celui dans lequel le grenat est inclus. Ceci semble signifier que le grenat est antérieur au quartz. Les lames en contiennent en abondance (plus de 5 individus par lame). Il fait partie de la série almandin spessartine.

- La biotite : Elle est subautomorphe, et inclut de tout petits zircons. Elle est souvent chloritisée et/ou muscovitisée. Elle est présente dans la zone où a été prélevé l'échantillon MD24, ailleurs d'une manière très sporadique et indiscernable à l'oeil nu. $X_{Fe} = 0.8$

- La muscovite : Elle est toujours composée de très beaux cristaux (taille moyenne de 0,5 mm) automorphes et à bordures nettes. Cette muscovite pourrait être le produit de la transformation d'une biotite préexistante : on observe en effet la présence systématique d'oxydes dans le clivage et à la périphérie des cristaux.

On trouve aussi des cristaux de muscovite incluse dans le plagioclase (taille environ 0,05 mm).

- Les feldspaths : Il y en a deux types : albite et feldspath potassique. Les cristaux d'albite ne sont jamais zonés. Leur composition va de An_1 à An_{10} . Le plagioclase peut être en voie de silicification, mais c'est un phénomène limité à quelques individus (MD18, GRHY) (fig.I.4c).

Les feldspaths potassiques montrent des perthites très fines. La texture caractéristique du microcline n'est visible que sur les bords. On observe fréquemment des squelettes de feldspath potassique dans le plagioclase indiquant une résorption presque complète du feldspath potassique par ce dernier. A l'inverse on a également observé des restes de plagioclase dans le feldspath K. Les deux types de phénomènes sont fréquents dans toutes les lames.

Par ailleurs, on note deux types de textures d'albitisation du feldspath potassique :
. l'albitisation peut se développer dans le FK, le long de fractures. On a alors des textures d'albitisation en fuseau. (LM MD18).

. des cristaux limpides d'albite poussent au détriment du feldspath potassique (fig.I.5a).

- Le quartz : Il est recristallisé (extinction ondulante, contours très indentés, il n'y a jamais un seul gros cristal mais toujours plusieurs individus imbriqués les uns dans les autres). Il peut remplacer le plagioclase (fig.I.4c), le grenat.

On trouve aussi des petits quartz ronds dans les plagioclases (Ech. 950-9) témoignant peut-être une fois encore de phénomènes de silicification des plagioclases à moins qu'il ne s'agisse de quartz précoces.

On a observé en outre :

- de l'apatite automorphe d'assez grande taille (diamètre 1 mm)
- de la tourmaline (MD6) brun-jaune, cristallisant dans des fissures du FK et manifestement fissurée par le quartz. Dans la zone de l'échantillon MD6 (voir carte hors texte), la tourmaline est visible à l'oeil nu et relativement abondante.

Brèves conclusions :

- Malgré diverses sections polies de roches, aucun opaque n'a été reconnu, si ce n'est un peu d'ilménite dans les clivages de la muscovite.

- On n'est pas dans une zone d'hydrothermalisme intense ; les altérations, quand elles existent, sont assez peu importantes, sauf peut-être pour GJ qui est très loin des skarns.

	GB Granodiorite	GR	GJ	MG phénocristaux mésostase		GM Granodiorite	GN	GA
Taille du grain Enclaves basiques	porphyrique X	porphyrique /	grain fin /	microgranite /		porphyrique X	moyen à fin X	fin /
<u>Minéralogie</u> P X XX XXX Abondance relative								
PLAGIOCLASE	20-40 XXX	albite-12	albite-17 (zoné)	non zoné XX	albite X non zoné	22-38 XXX	25-30 XX	albite XX non zoné
MICROCLINE	perthi. interst. ± poe	sans phénoc. perthi.	non zoné albite-5 XX	X	X	phénoc. perthi. XX - 2x7cm	XX	interst. X
BIOTITE	XXX	XX	XX	XX	P	XXX	XXX	P
QUARTZ	recristal.	recristal.		automorphe	XX	recristal.		
MUSCOVITE	plagioclase P	XX squel. - bi plagioclase	surtout squel. XXX	/	X	plagioclase P	X biotite + plagioclase	XXX automorphe
ANDALOUSITE	/	X	XX	/	/	/	/	/
APATITE	XX - libre ± automorphe -> 0,8 mm	X	P	X	/	XX ± libre	X libre	P libre
ZIRCON	X	XX ± autom.	P	P	/	X	X	P (dans Bi)
GRENAT	/	/	/	Py ₂₀ Alm ₇₀ SP ₁₀ XX - 1,2mm	/	/	/	Alm ₆₀ SP ₄₀ automorphe XXX 0,4mm
MINÉRAUX DE TERRES RARES	allanite X - zonés	allanite X - zonés	/	/	/	allanite P - zonés	monazite	/
<u>Caractéristiques des biotites</u>		GRS GRC						
Al ₂ O ₃	17,5	17,5 19,5	19,5	17		19,5	19,5	20
XFe	0,60	0,65 0,75	0,70	0,65		0,65	0,7	0,8
MnO	0,5	0,4 1 %	0,35	0,25		0,25	0,5	1 %
<u>Géochimie</u>								
SiO ₂	68	71 75	74	67,5		68 %	70	73
TiO ₂	0,450	0,31 0,15	0,180	0,52		0,5	0,38	0,05
Al/CNK	1,16	1,21 1,20	1,25	1,25		1,18	1,3	1,5
Zr	130	140 75	90	175		180	120	19
Zr/Hf	33	29 25,7	28,5	31		32,6	32,75	19
Rb	140	200 250	300	190		160	200	400

perthi. : perthitique ; squel. : squelettique ; recristal. : recristallisé
interst. : interstitiel ; autom. : automorphe

Tableau I.2 : Récapitulatif des caractéristiques des granites

3- Minéralogie -

Composition des minéraux des différents granites

3-1 *Les feldspaths*

Ils n'ont pas systématiquement été étudiés à la sonde puisque, au moins pour les plagioclases, la mesure optique de la teneur en anorthite (selon la méthode des sections perpendiculaires à n_p ou à n_g) des zonation s'est avérée tout aussi fiable et beaucoup plus rapide que les mesures à la microsonde.

Les analyses ont été effectuées avec un programme destiné à tous les silicates, le fer, le manganèse, le magnésium, le titane et le fluor ont donc été dosés en surplus des éléments constitutifs des feldspaths. Les métaux et le fluor ont révélés des teneurs soit voisines de zéro soit très proches de la limite de détection ; leurs mesures sont donc non significatives et ne figurent pas dans les tableaux en annexe.

Le titane est pratiquement toujours nul, pour de rares exceptions indépendantes d'ailleurs du type de granite, la valeur peut atteindre 0,36% au maximum. Etant donné le caractère très aléatoire de ces fortes valeurs, il semblerait que le titane soit lié à des impuretés situées au sein du minéral. C'est également l'opinion de Smith (1983).

a- le feldspath potassique

Quel que soit le type de granite, le feldspath ne contient jamais de calcium. L'étude de la teneur en sodium des feldspaths potassiques n'est pas très facile à réaliser du fait de la présence de perthites qui ne sont pas toujours visibles sous la sonde. On peut donc ainsi obtenir de fortes valeurs du sodium (jusqu'à 4,67 % Na_2O , analyse 90) qui sont simplement le reflet d'un mélange perthite, feldspath. C'est probablement ce même effet que montre une étude de la zonation d'un mégacristal au sein du granite à mégacristaux. En effet, voir tableau ci-dessous, la teneur en sodium ne varie pas d'une manière concentrique, les teneurs les plus élevées se situent à mi-distance du coeur et de la bordure. On ne peut guère expliquer cela par un brusque réchauffement du magma. Il s'agit donc soit d'analyses représentant un mélange perthite feldspath, soit d'une démixion à cet endroit moins importante.

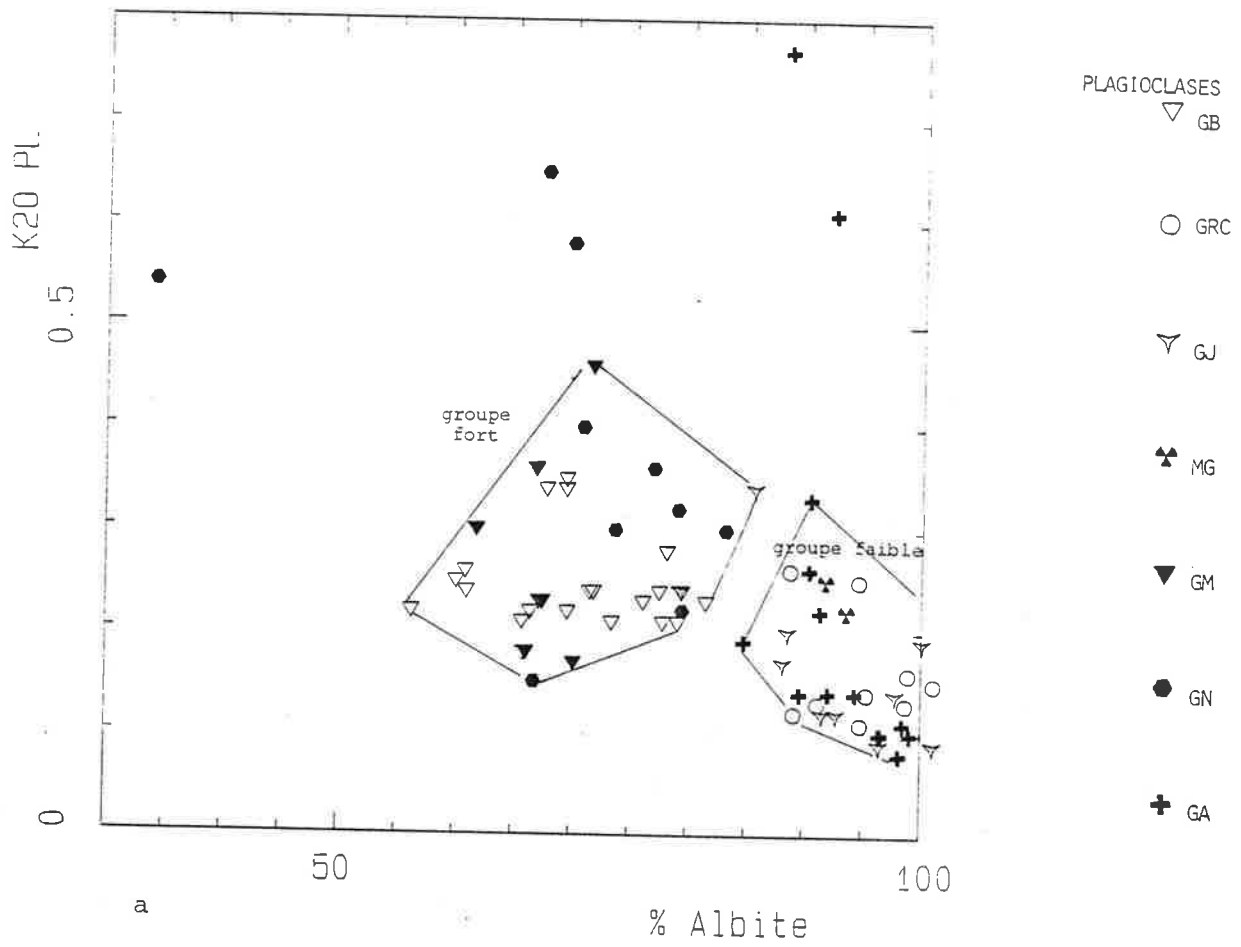
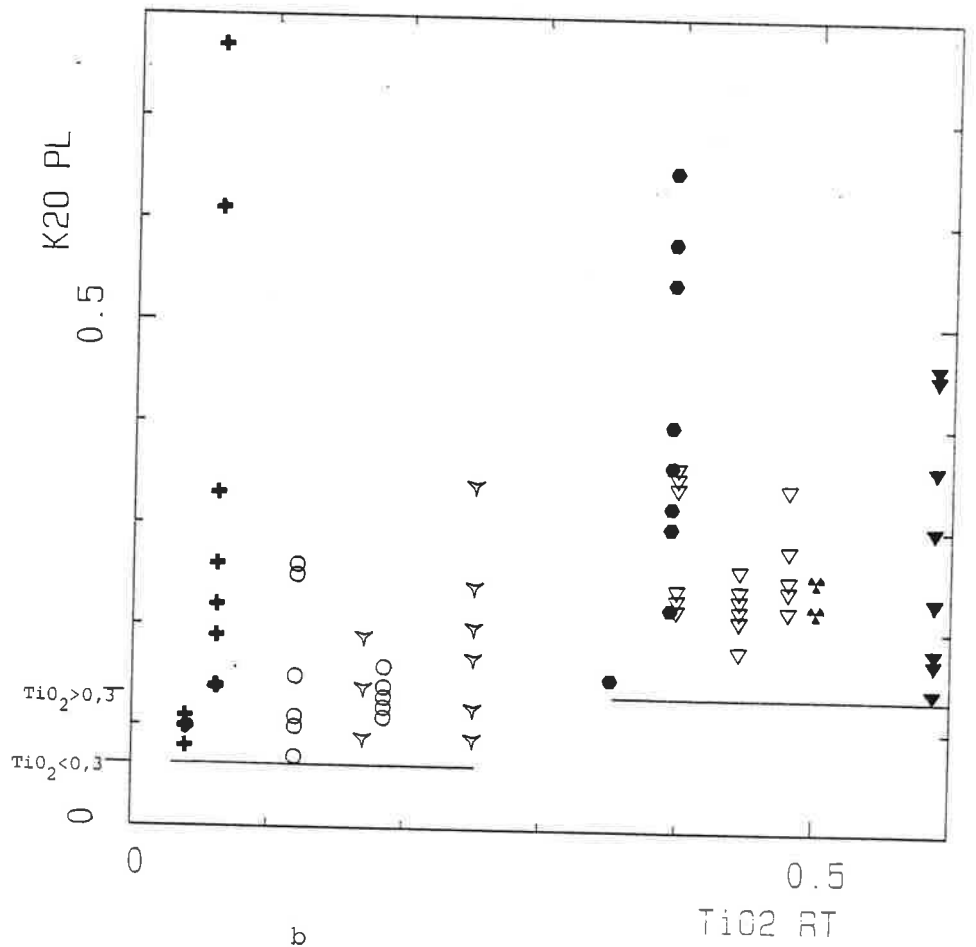


Figure I.7 (a,b) :

Plagioclases

Diagrammes K₂O:%alb

et K₂O:TiO₂RT



	trace du plan d'accolement	6	5	4	3	2	bordure
Na ₂ O %	0,6	0,8	1,12	1,43	1,71	1,15	1,03

Analyses 15 à 22 - lame MC5

Tout ceci signifie que la teneur moyenne des feldspaths ne peut être d'une grande signification. D'une manière générale, les granites GJ ; GR ; GB ; GM présentent des valeurs oscillant de 0,7 à 1,30, la moyenne étant aux alentours du pourcent.

Les feldspaths du granite GA ont de valeurs plus basses 0,5 et 0,6, mais deux analyses ne représentent peut-être pas une moyenne.

b- Les plagioclases

L'intérêt de l'étude des plagioclases à la microsonde réside dans l'obtention des teneurs en potassium. En général, les teneurs varient de 0,1 % K₂O à 0,6 %, lorsqu'elles sont plus élevées, c'est dû au fait qu'il y a de fines paillettes de muscovite disséminées et qu'incidemment une partie peut être également analysée. C'est le cas particulièrement pour l'analyse 415, (K₂O = 3,07 %). Il est vrai que dans cette lame, les feldspaths sont particulièrement bien séricitisés.

Sur un diagramme K₂O/Na₂O (figure I.7a), où sont reportés exclusivement les plagioclases, on constate qu'il y a deux populations. Le premier groupe comporte des albites (An₁₅ - An₀) et la teneur en potassium est basse 0,1 < K₂O < 0,4 %, il s'agit de feldspaths issus des faciès : GJ, GR, GA, QM. Le deuxième groupe incorpore tous les autres plagioclases qui sont plus calciques An₂₀ - An₄₅, les teneurs en potassium y sont plus élevées 0,2 < K₂O < 0,5.

On peut constater sur la figure I.7b que la teneur minimale en potassium est dépendante du degré d'évolution du magma représenté ici par sa teneur en titane. A partir de TiO_{2RT} > 0,3 %, la teneur minimale est de 0,22 %.

On peut également constater que les albites de MG ont des teneurs élevées en K₂O et qu'elles se situent dans le champ des roches "riches" en titane. Le contenu en K₂O des plagioclases est donc dépendant au choix

- du degré d'évolution du magma
- ou bien de sa température de cristallisation, sachant que plus un magma est acide plus sa température de cristallisation est basse.

3-2 Les biotites

La composition de ces minéraux est dépendante d'un certain nombre de facteurs :

- pour l'essentiel, la composition chimique du milieu (ici le magma) en détermine la composition (Heinrich 1946).

- les caractéristiques physiques par exemple le K_D Biotite/magma du titane est fortement dépendant de la température (Robert 1976).

- l'existence et la nature des minéraux accompagnateurs (Nockolds 1947, Nachitt et al 1985).

de l'histoire plus ou moins compliquée du pluton lors, en particulier, de son refroidissement (rééquilibrages tardifs avec des phases fluides par exemple, Monier 1985, chapitre X).

Ce grand nombre de facteurs explique la grande variabilité de composition que peuvent avoir ces minéraux à l'intérieur d'un même faciès. Il ne faut donc pas attendre, de la composition des biotites, une méthode performante pour bien discriminer les divers faciès granitiques et leurs relations entre eux.

3-2-1 Description générale des biotites

L'ensemble des biotites, excepté celles présentes dans l'enclave basique MN18, fait partie des biotites ferrifères et alumineuses : Al^{VI} est compris entre 0,44 et 1,22 (pour un calcul effectué sur 16 cations et 22 oxygènes), le rapport $Fe/Fe+Mg$ varie de 0,593 à 0,832. La composition du site tétraédrique se situe entre $Si_{5,51}Al_{2,49}$ et $Si_{5,27}Al_{2,73}$. Le tableau I.2 rassemble les principales caractéristiques chimiques des biotites réparties par faciès. Il s'agit de biotites caractéristiques des granites calco-alcalins (Nachitt et al 1985).

Les diagrammes en Al^{VI} ne sont pas très discriminants, les biotites étant toutes alumineuses, la gamme de variation est très faible. Les éléments discriminants sont fer, manganèse, titane et magnésium. Etant donné que les biotites se rééquilibrent en permanence avec le magma, fer et magnésium reflètent les caractéristiques de la roche totale. Titane et manganèse sont eux peu ou pas sensibles à ce type de phénomène et témoignent ainsi de l'histoire de la roche.

Le fluor est peu variable, nullement caractéristique d'un faciès. Les teneurs sont en général très basses et donc totalement imprécises, car situées à la limite de détection de la microsonde.

Les quelques zonations effectuées dans les biotites, n'ont rien montré, si ce n'est parfois un coeur un peu plus titanifère et moins riche en manganèse que la bordure (analyses 72 et 73 de l'échantillon 35 par exemple).

	Al ₂ O ₃ %	Fe/Fe+Mg	MnO %	TiO ₂ %	F %	n	Nb ech
	18,21	0,60 0,85	0,1 1,5	4,5 1,5	0 1,2		
GB	16,99 19,33	0,593 0,628	0,35 0,53	3,43 2,26	0,15 0,59	33	3
GRS	17,6	0,67	0,41 0,44	3,07 2,77	0,53	2	1
GRC	18,89 20,12	0,721 0,771	0,2 1,5	3,31 2,39	0,2 1,17	10	2
GJ	18,97 19,85	0,684 0,736	0,24 0,5	3,09 2,14	0,1 1,17	2	9
MG	16,91 18,04	0,636 0,658	0,21 0,26	4,56 3,43	0,46 0,82	5+1	2
GM	19,40 19,61	0,639 0,654	0,25 0,34	3,48 2,61	0,24 0,47	7	2
GN	18,76 20,20	0,628 0,720	0,37 1,15	3,41 1,97	0,16 1	13	3
GA	19,51 20,60	0,775 0,832	0,85 0,96	2,03 1,86	0,55 0,94	5+2	1+1

n : nombre de points
nb ech : nombre d'échantillons

Tableau I.3 : Caractéristiques chimiques des biotites

Séparation des biotites selon les faciès :

- les deux types de granodiorites à biotite, malgré leur similitude, se distinguent très bien en roche totale, ces caractéristiques se retrouvent également dans les biotites : les biotites de GM sont plus ferrifères et moins magnésiennes que celle de GB (figure I.8), bien que pour ces échantillons là, GM soit plus titanifère.

Elles ont des teneurs en titane voisines. Elles ont donc cristallisé dans des conditions physiques très proches, mais dans des magmas différents (figure I.9). Elles se séparent ainsi très bien sur la quasi totalité des diagrammes.

- les deux faciès du granite rose (GRS et GRC), ont des biotites différentes (figure I.8 et figure I.9). Il s'agit donc bien de deux magmas différents. Le manque de données ne permet pas de dire si les teneurs en titane des biotites sont réellement voisines ou non (les biotites de GRS étant très fréquemment chloritisées).

- le granite jaune à biotite, muscovite et andalousite (GJ): Ses biotites, sur un diagramme FeO:MgO (figure I.8), sont partiellement confondues avec celles du GRC. Les biotites de l'échantillon MN3 sont à l'écart, avec une grande dispersion du fer. Mais, comme on le verra plus tard au paragraphe géochimie, la composition de MN3 est très influencée par la proportion d'enclaves métapélitiques incluses.

Le diagramme TiO_2/MnO (figure I.11) distingue très nettement ces deux faciès, puisque les biotites de GRC évoluent vers des compositions très manganéuses, ce qui n'est absolument pas le cas de GJ. Les biotites n'ont d'ailleurs pas cristallisé dans les mêmes conditions, les teneurs en titane sont différentes malgré une grande similitude de composition des roches totales.

- Les biotites de MG sont à l'écart des autres, ce qui reflète le comportement de la roche totale. Ceci est visible sur la totalité des diagrammes.

Dans ce granite, en lame mince, trois générations de biotites ont été définies, elles s'identifient également par leur composition chimique. Le titane et le fer chutent des biotites I aux biotites III (figure I.12). Sur la figure I.9 ($TiO_{2Bi}:TiO_{2roche}$), on remarquera qu'elles présentent des teneurs en titane élevées, si on les compare à des biotites extraites de roches ayant des teneurs en TiO_2 voisines. Il semblerait donc qu'elles aient cristallisé à haute température (en particulier, les biotites I, les autres, quoiqu'ayant des teneurs élevées, rentrent dans la gamme attendue). Le thermomètre Biotite I/Grenat (paragraphe I.3.4.) confirme cela.

- GA présente les biotites les plus ferrifères et surtout les moins magnésiennes. C'est le granite le plus évolué, c'est normal. Ces biotites sont également très manganésifères (il ne faut pas oublier que la paragenèse est à grenat $Spess_30$).

- GN présente des biotites ayant une grande variété de composition. Les échantillons 950-10 et MD20 s'intègrent bien à l'évolution globale, diagramme TiO_{2Bi}/TiO_{2RT} (figure I.9), tandis que déjà dans ce diagramme les biotites de MD12 s'avèrent très pauvres en titane. Elles sont par contre riches en manganèse et en fer et rejoignent en cela les compositions des biotites de GA et de quelques biotites de GRC.

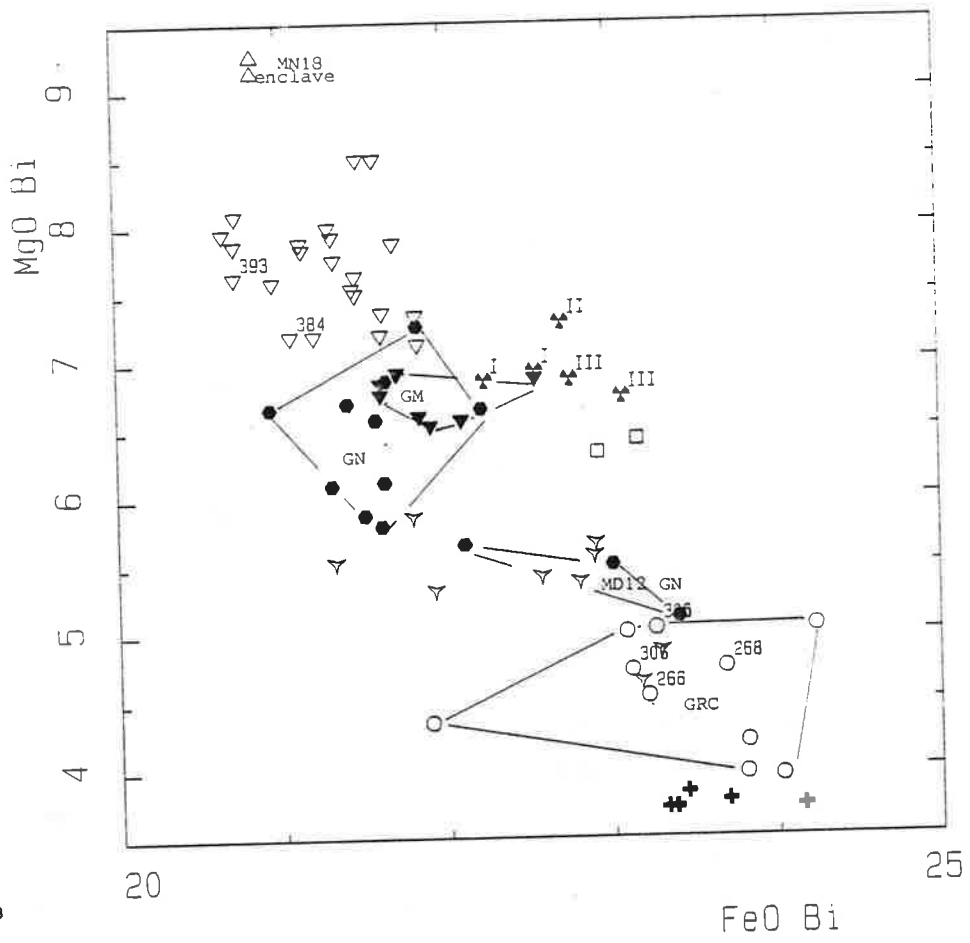
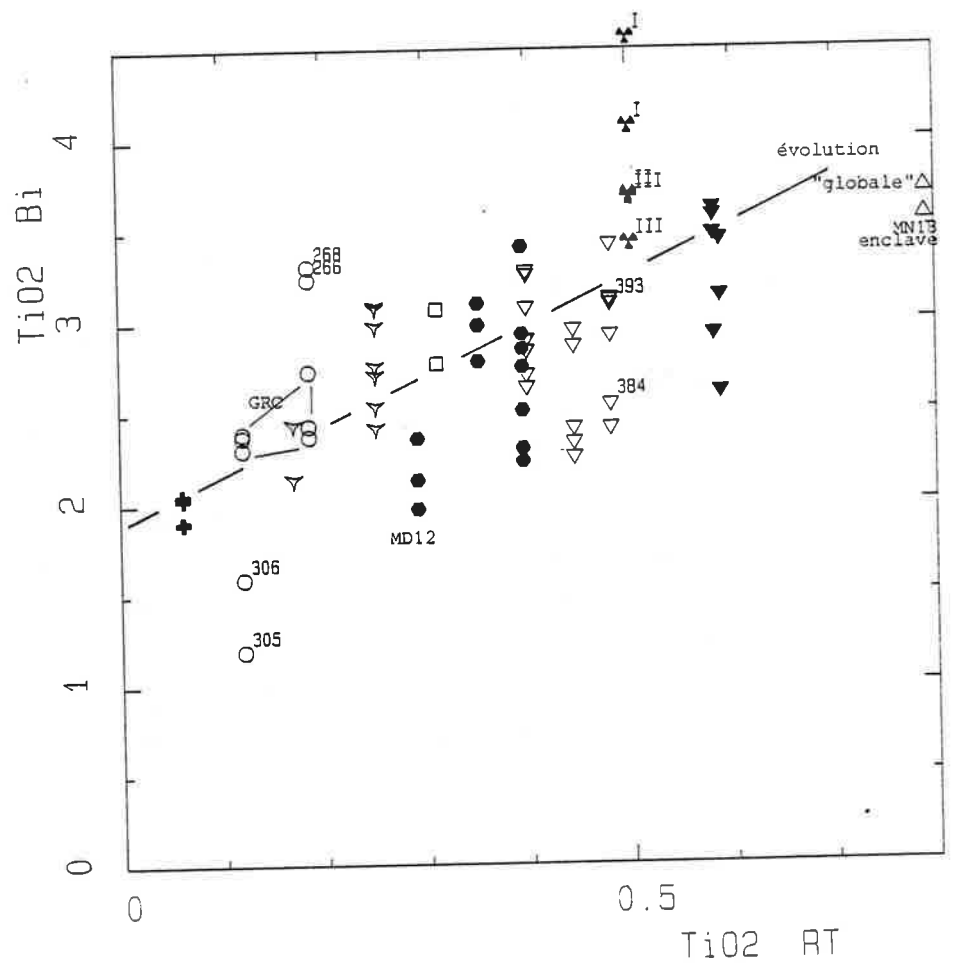


Figure I.8 :
Biotites
diagramme MgO:FeO

- BIOTITES
- ▽ GB
 - △ ENCLAVE GB
 - GRS
 - GRC
 - ▽ GJ
 - ✕ MG
 - ▼ GM
 - GN
 - + GA

Figure I.9 :
biotites
diagramme TiO₂Bi:TiO₂RT



Cette roche a également une minéralogie différente des autres échantillons du même faciès puisque du grenat en plus de la muscovite y est présent.

D'un point de vue de la géochimie en roche totale, cette roche sort également du lot GN, et présente des caractéristiques qui commencent à la rapprocher des GA.

Deux explications possibles pour ces biotites "hors norme" :

. Elles ont recristallisé sous l'influence d'une phase fluide manganésifère (comme c'est le cas on le verra plus loin pour certaines biotites de GRC), mais on ne voit pas d'oxydes de titane dans les clivages témoignant de l'existence d'une biotite antérieure plus titanifère de composition voisine de celle des autres échantillons et surtout, ce granite n'est pas miarolitique à la différence de GRC.

. Leur composition est due au fait que le magma MD12B est plus évolué et montre des caractéristiques particulières.

L'ensemble des caractéristiques décrites ci-dessus pour les divers faciès est globalement résumé par le diagramme $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}_{\text{Bi}}:\text{TiO}_{2\text{RT}}$ (figure I.10). On y constate que si tous les faciès sont séparés et que le rapport $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ des biotites augmente avec l'état d'évolution des magmas, il n'y a aucun arrangement des biotites selon des lignées séparées. Ceci pour les raisons énumérées en introduction de ce paragraphe. Seuls quelques faciès montrent parfois des incompatibilités selon les diagrammes (par exemple GB et GM). De toute façon, l'étude géochimique le montrera par la suite : il n'existe pas de lignées.

3-2-2 Quelques cas particuliers

- a) - le faciès GRC
- le cas MC9

Sur un diagramme $\text{TiO}_{2\text{Bi}}:\text{TiO}_{2\text{RT}}$ (figure I.9), on remarque qu'une partie des biotites de cet échantillon a des teneurs en titane très élevées (de l'ordre de celles des granites GB et GM) alors qu'à ce niveau de teneur du titane en roche totale, le contenu en cet élément des biotites baisse.

Dans un diagramme $\text{MnO}:\text{FeO}$ (Fig I.13) , ces biotites pour une teneur en fer "normale" ont des teneurs en manganèse très basses ($<0,5\%$ MnO) par rapport aux autres biotites de GRC. Il semblerait donc que ces biotites (368 et 366) n'aient pas cristallisé dans ce magma. Elles sont même différentes des biotites de GRS, elles sont encore plus "précoces" (plus basses en Mn et plus hautes en Ti). Ce sont des biotites "précoces", issues vraisemblablement du magma parent de MC9. Elles s'intègrent très bien aux autres biotites sur un diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ (figure I.14). En effet, les biotites se rééquilibrent en permanence avec leur environnement pour ces éléments là (Monier 1985).

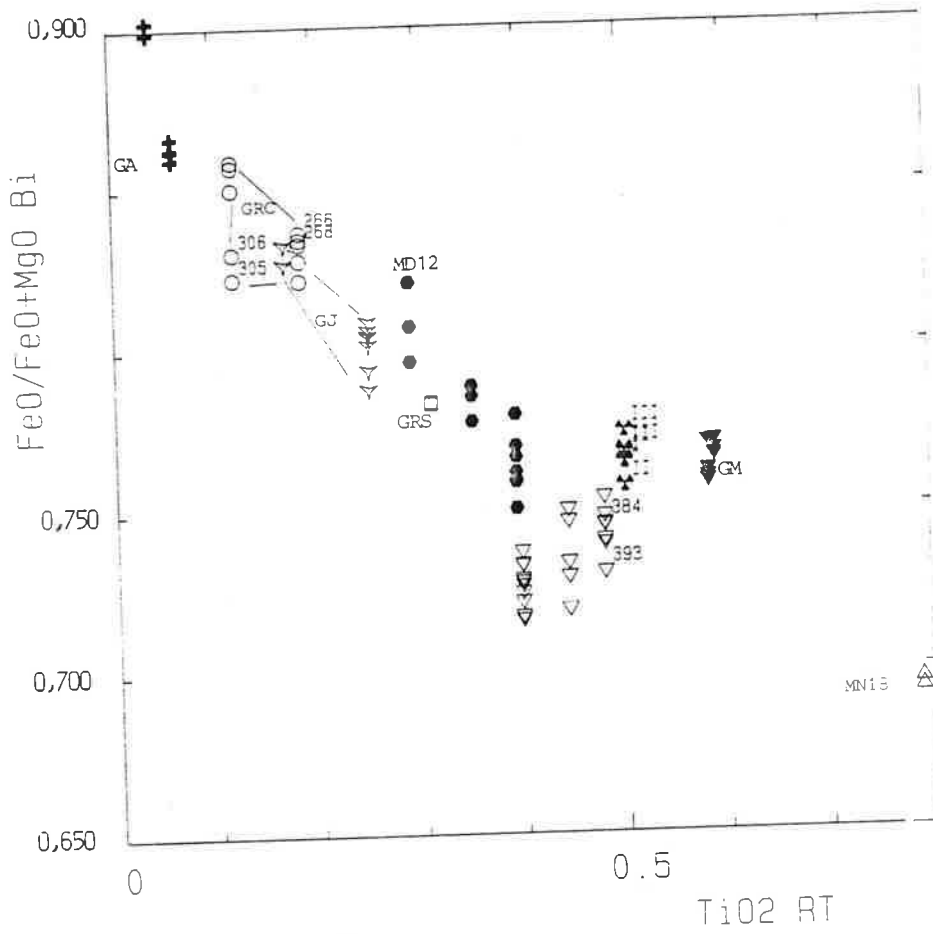


Figure I.10 :

Biotites - diagramme
 $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}:\text{TiO}_2$

BIOTITES

- ▽ GB
- △ ENCLAVE GB
- GRS
- GRC
- ▽ GJ
- ✱ MG
- ▼ GM
- GN
- + GA

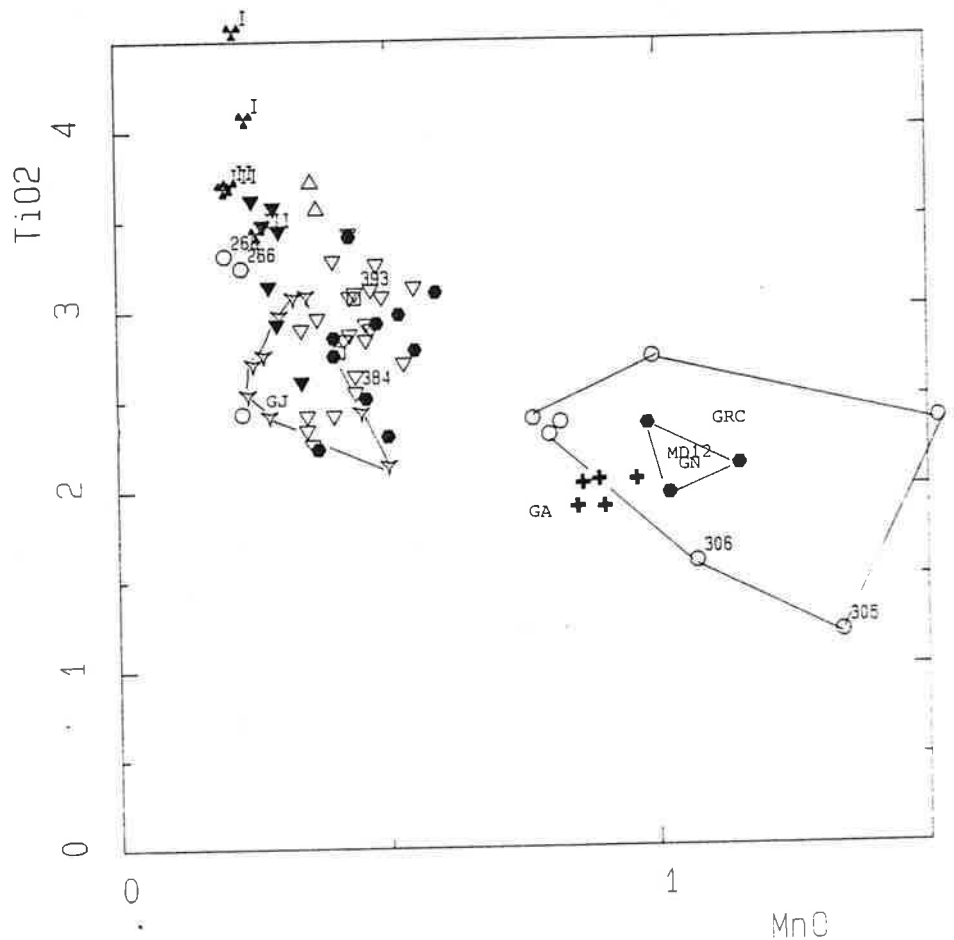


Figure I.11 :
 biotites
 diagramme $\text{TiO}_2:\text{MnO}$

- le cas MN9. Cet échantillon montre lui aussi deux générations de biotites que l'on remarque également sur la figure I.9. La première génération a une teneur normale en titane. L'autre a des teneurs très basses et donc a un comportement anormal par rapport à l'ensemble. Cette même génération de biotite a des teneurs en Mn très élevées (points 305 et 306). Il me semble qu'avec de telles caractéristiques et en l'absence d'oxydes de titane dans les clivages, qu'il s'agit de biotites de cristallisation tardive à une température relativement basse et sous l'influence d'une phase fluide riche en Mn.

On a d'ailleurs pu constater que GJ et GR sont des granites assez proches de par leur minéralogie et leur composition chimique (granites évolués). Leurs biotites présentent de grandes différences, puisque les biotites de GR s'enrichissent dès le stade magmatique en manganèse et peuvent encore cristalliser tardivement sous l'influence d'une phase fluide encore plus riche en manganèse (figure I.11 pour exemple), ce qui n'est pas le cas pour GJ. Ces deux granites ont un comportement géochimique différent.

b) les enclaves de GB

Les biotites de l'enclave contenue dans l'échantillon PZ3 dans tous les diagrammes ont été associées à celles du granite. En effet, le point 384 situé dans l'enclave à 3 mm du bord et le point 393 situé à 15 mm du bord sont totalement intégrés parmi les autres analyses effectuées dans le granite, ce, pour tous les éléments. On peut également constater sur tous les diagrammes que l'ensemble des biotites de PZ3 s'intègre aux données concernant le granite GB. On peut en conclure :

- que les biotites du granite et de l'enclave ont cristallisé dans des conditions physiques identiques (même teneur en titane), alors que l'enclave est plus riche en titane (0,58) que le granite (0,47 environ). Si l'on admet la présence d'ilménite dans ces granites, les teneurs en titane identiques des biotites signifient qu'elles sont à saturation en titane.

- il y a eu rééquilibrage de l'enclave avec le granite sans, à l'inverse, d'influence sur la composition de ce même granite. Il faut tout de même ajouter que PZ3 ne faisait que 20 cm de long à la différence de MN18 (2 m).

MN18 ou l'effet tampon

Cette enclave, beaucoup plus grosse que la précédente, a une composition chimique nettement différente du granite GB pour tous les éléments. Les biotites sont également plus titanifères, plus riches en magnésium (XFe est très bas : 0,55). Le diagramme $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}:\text{TiO}_{2\text{RT}}$ (figure I.10) montre que les biotites de MN18 sont pas situées à l'écart. Ceci est dû au fait que ces biotites sont rééquilibrées avec d'autres minéraux ferro-magnésiens et titanifères, la hornblende verte (située à la limite ferro-hornblende, hornblende édénitique, Leake 1978), la magnétite et le sphène. Les

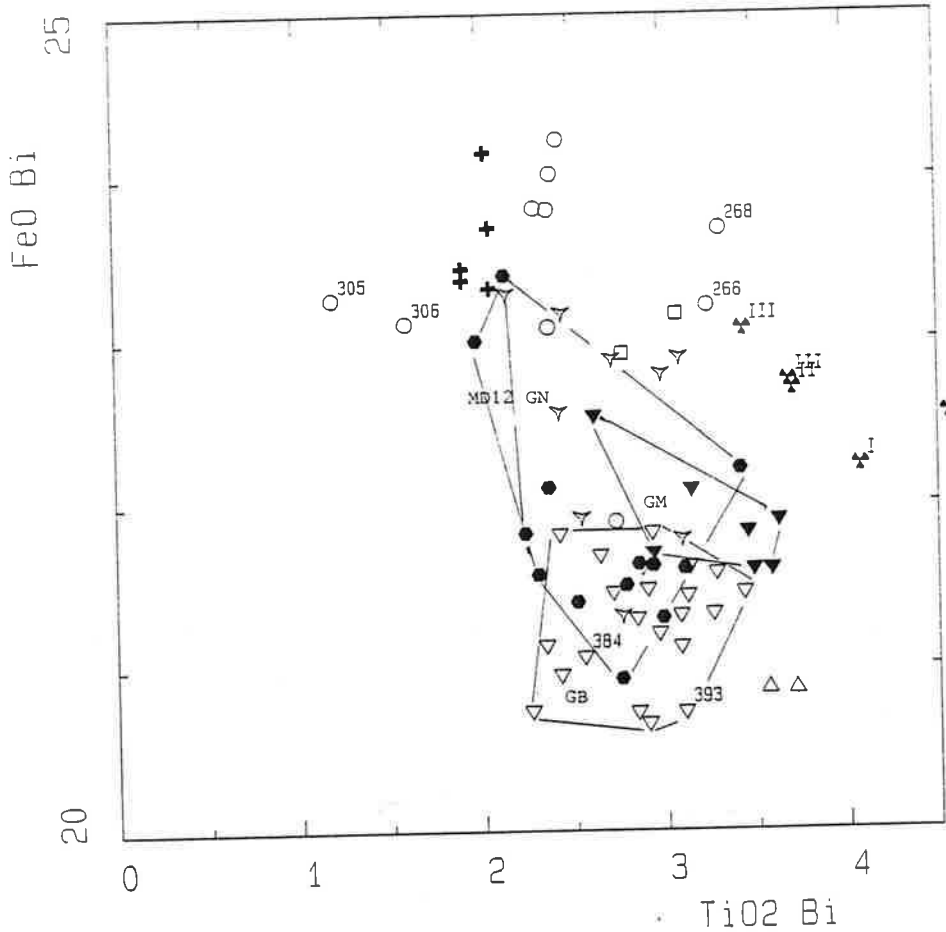
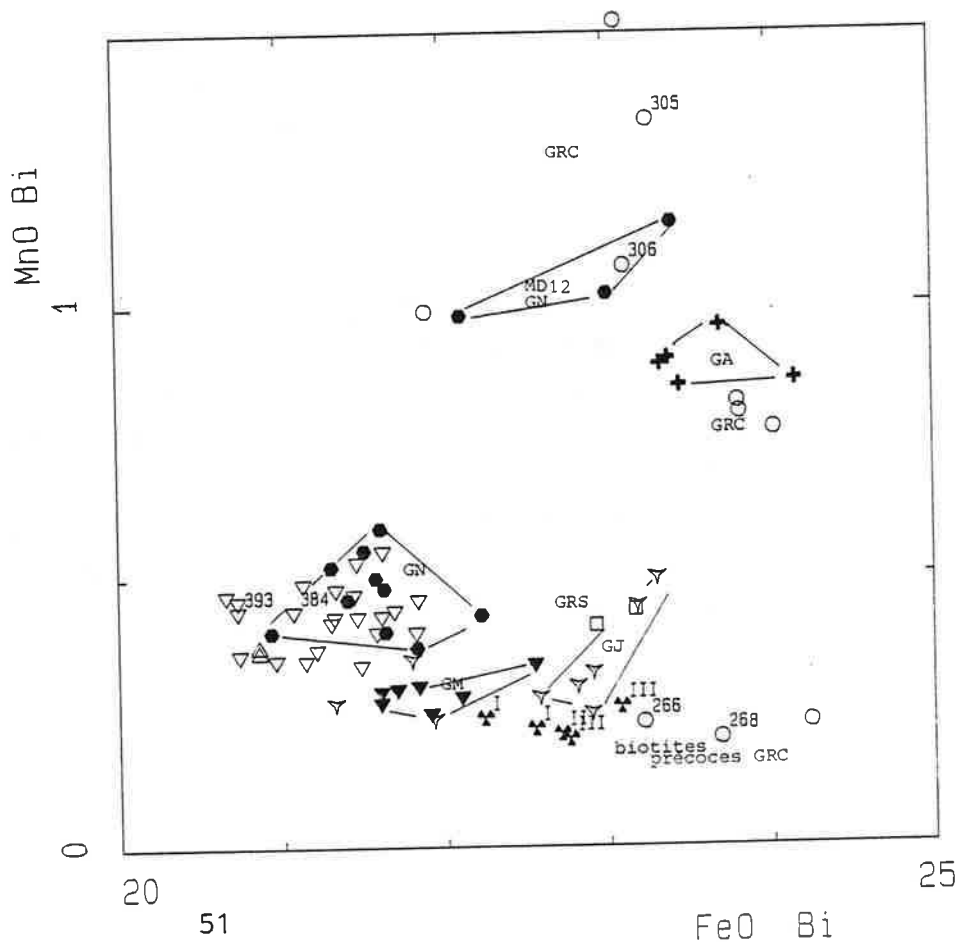


Figure I.12 :
Biotites
diagramme FeO:TiO₂

- BIOTITES
- ▽ GB
 - △ ENCLAVE GB
 - GRS
 - GRC
 - ▽ GJ
 - ✱ MG
 - ▼ G1
 - Z
 - + GA

Figure I.13 :
Biotites
diagramme MnO:FeO



teneurs de la biotite, puisqu'il y a partage avec d'autres minéraux, ne reflètent donc pas celles de la roche totale.

3-3 Les muscovites

La composition des muscovites naturelles se situe entre trois pôles principaux (tout au moins pour les phengites) :

muscovite s.s.	$K_2 (Si_6Al_2) Al_4O_{20} (OH,F)_4$
Céladonite ou mica tétrasilicique	$K_2 Si_8 Al_4O_{20} (OH)_2$
Paragonite	$Na_2 (Si_6Al_2) Al_4O_{20}(OH,F)_4$

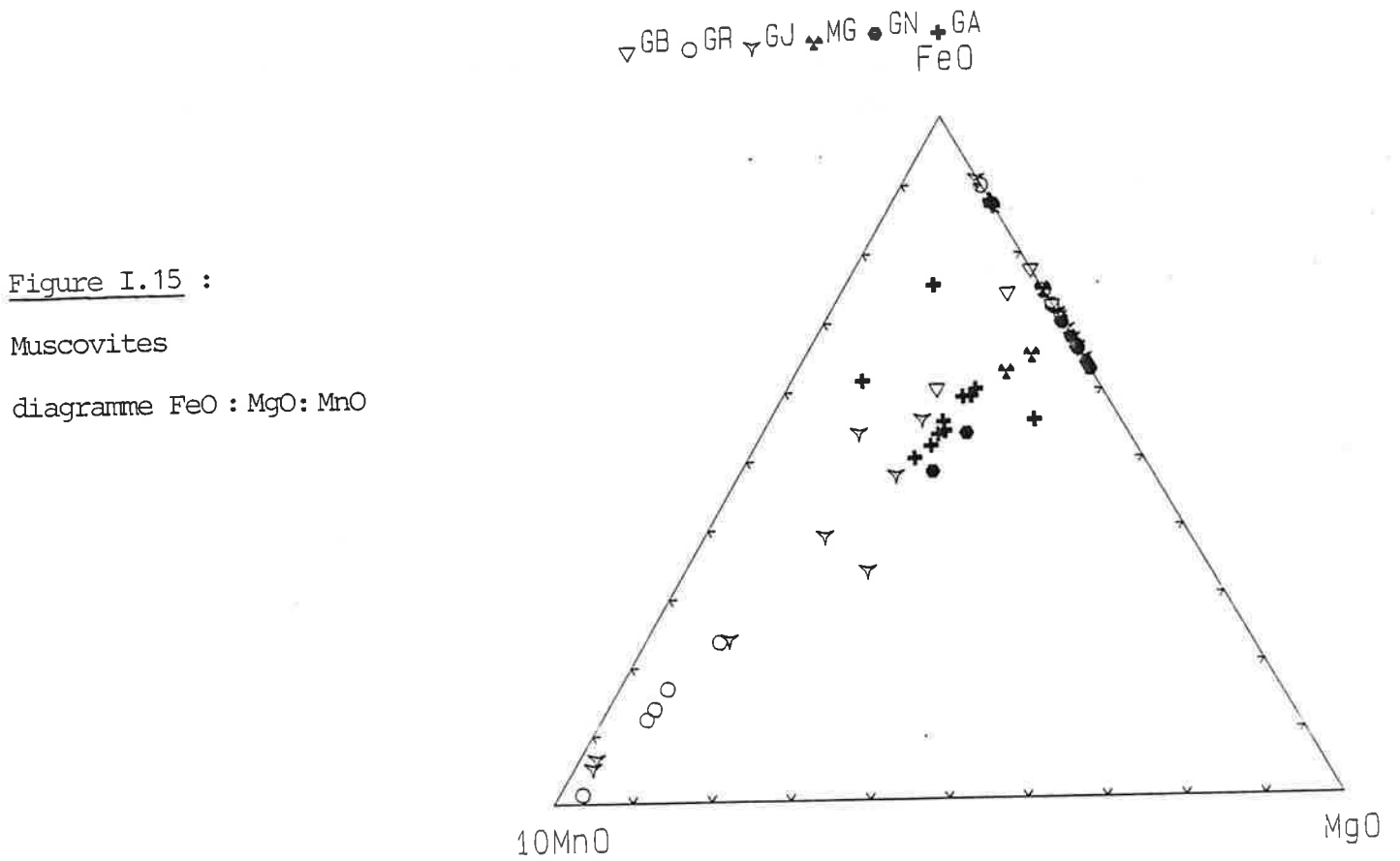
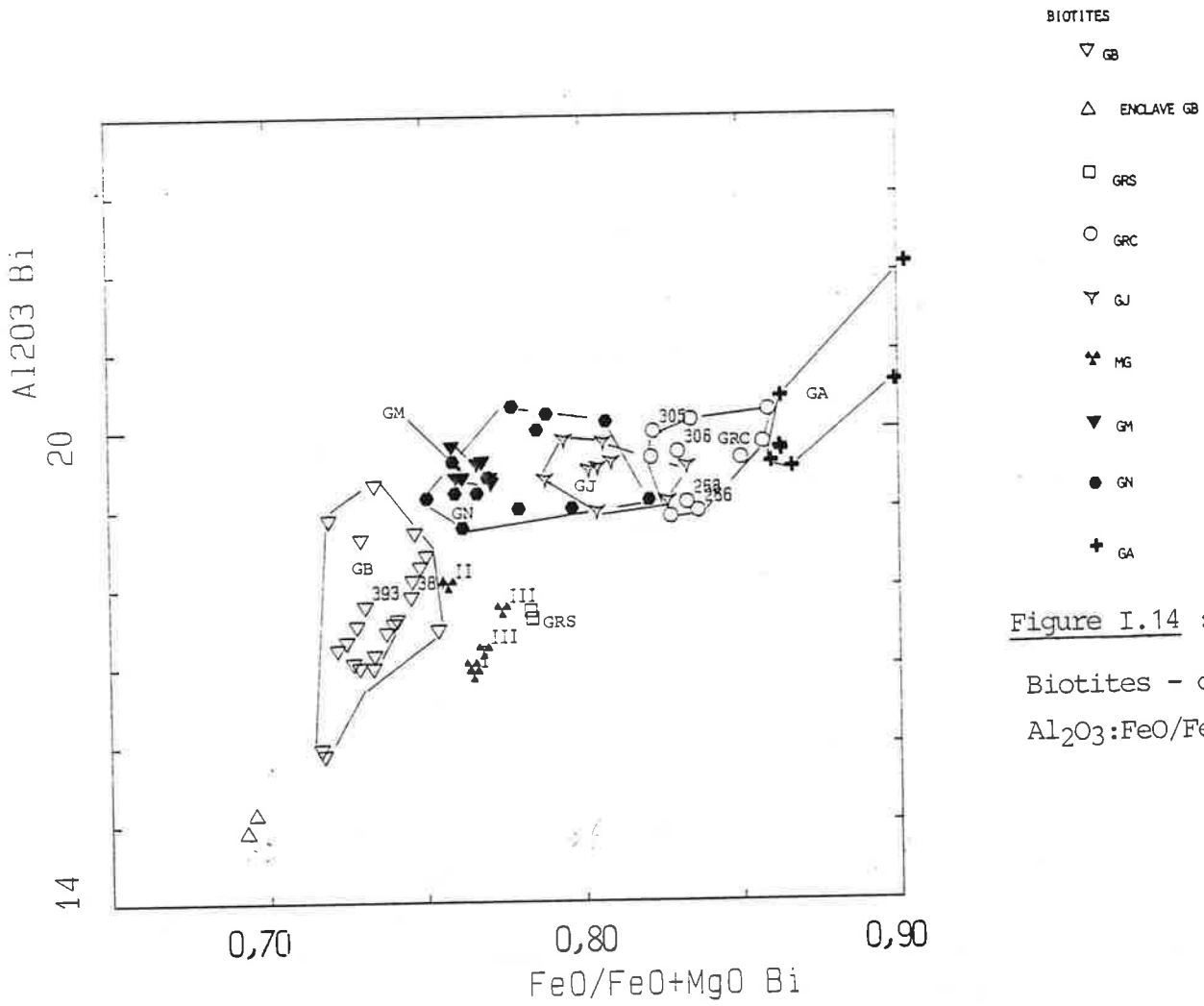
L'ensemble des muscovites analysées présente des teneurs assez basses en sodium $Na_2O < 0,85 \%$, soit $X_{Na} < 0,2$, autrement dit la substitution paragonitique est faible. Le calcul du taux de celadonite montre que les teneurs sont toujours inférieures à 10 %. Elles sont donc très proches du pôle muscovite.

Le contenu en fluor des muscovites est assez homogène par faciès :

GB :	0 - 0,22 % F	(il s'agit toujours de paillettes de muscovites d'altération)
GR :	0,33 - 0,62	} muscovites d'altération et muscovites
GJ :	0 - 0,45	} subautomorphes squelettiques ou non,
GN :	0 - 0,36	} de grande taille -
		la teneur est indépendante du type.
GA :	0,73 - 1,08 (éch 950-9)	0,25 - 0,59 (éch MD6)

Les deux échantillons de GA ont un contenu en fluor très différent. Cela peut être dû à une différence de teneur en fluor du magma, mais c'est douteux car MD6 est beaucoup plus riche que 950-10 (GN) par exemple, (1830 ppm pour 1100 ppm) et les muscovites ont des teneurs très voisines. La distinction est plutôt à mettre en relation avec un équilibre minéralogique différent. En effet, dans l'échantillon MD6, la muscovite est associée à de la biotite qui est fluorée (0,55 - 0,94 %), tandis que dans 950-9 le seul minéral fluoré est la muscovite.

Ces deux échantillons aux "fortes" teneurs en fluor ne semblent pas comporter de lithium dans la muscovite : car $Na+K = 1,95$ et $Si = 6,20$ ce qui est normal tandis que des muscovites lithinifères où le lithium n'a pas été dosé ont une formule structurale surévaluée, Si et les alcalins y sont trop élevés ($Si = 6,4$ à $6,5$ et $Na+K > 1,95$, Raimbault et al 1985).



Aucun élément permettant de séparer un tant soit peu la composition des muscovites des divers faciès de granite n'a été trouvé. Par exemple le rapport Fe/Fe+Mg varie de 0,4 à 0,85 pour chaque faciès. Il est à remarquer que les muscovites de GA ont un XFe remarquablement constant et différent selon l'échantillon, 0,580 pour MD6 et 0,790 pour 950-9.

Le manganèse comme dans l'étude sur les biotites se révèle être un élément important. En effet le triangle FeO, MgO, MnO (Fig.I.15), nous montre que deux faciès ont des muscovites très manganées : GR et GJ. C'est GR qui a le plus grand nombre de muscovites manganées et elles sont les plus riches. La teneur en manganèse est indépendante du type de muscovite, puisque 232 est une muscovite en éventail de petite taille, 234 est développée sur une andalousite et 262 est subautomorphe de grande taille et en dentelle.

Cette richesse en manganèse du faciès GR est à rattacher au fait que certaines biotites sont également très riches en manganèse et de cristallisation tardive. L'hypothèse d'une phase fluide riche en manganèse induisant la cristallisation de certains minéraux est donc confortée par l'étude des muscovites.

On remarquera que, malgré la présence de grenats manganésifères, les biotites de GA sont relativement pauvres en manganèse. Il semblerait que ceci soit à mettre en relation avec une cristallisation à l'équilibre de la muscovite avec le grenat avec l'hypothèse que le partage du manganèse soit en faveur du grenat plutôt que de la muscovite. Les faciès GR et GJ n'ont pas eu une concentration suffisante en manganèse pour permettre la cristallisation de grenat.

3-4 Les grenats

Deux types de granites sont porteurs de grenats. Ces grenats ont des caractéristiques chimiques et des habitus différents. Ils seront donc traités séparément.

3-4-1 Les grenats contenus dans les filons MG.

a) description

Ce sont des grenats plurimillimétriques, donc visibles à l'oeil nu, ils sont rouge sombre. En lame mince, ils ont une tendance à l'automorphisme mais sont fréquemment résorbés par la matrice, ou par les phénocristaux de quartz.

Le grenat contient fréquemment en inclusion les grosses biotites primaires à apatites et zircons. Quelquefois, on peut y trouver également des ilménites. La chlorite peut le pseudomorphoser entièrement.

Ces grenats ont une composition moyenne du type $Py_{20}Alm_{71}Sp_3Gro_4And_1$.

Ils sont zonés, comme on peut le voir sur la figure I.16. Leur coeur est globalement riche en pyrope (jusqu'à 25 %) et la bordure enrichie en almandin. Les différences d'intensité dans la zonation entre les divers grenats de cette figure sont probablement dues à des différences d'angle de coupe du grenat avec la lame mince.

b) interprétation

Les problèmes à résoudre sont :

- 1- ces grenats sont-ils d'origine magmatique ?
- 2- Quelle est la signification d'une telle teneur en pyrope ?

L'origine magmatique des grenats :

Deux choses l'une : ces grenats ont eu une cristallisation magmatique, ou bien ce sont des restites de fusion, ou même des témoins de roches métasédimentaires plus ou moins assimilées. On peut constater que ces grenats ont une répartition homogène puisque chaque lame mince en contient au moins un voire deux. Hormis les grenats, on ne trouve aucun amas de ferromagnésien frais ou à l'état relictuel, suspect, et les roches ne contiennent aucun xénolithe. Mais surtout on a pu constater que ces minéraux sont zonés et avec un enrichissement en fer vers la bordure ce qui va dans le sens d'une évolution normale par cristallisation fractionnée (et ce qui est l'inverse des minéraux métamorphiques). En outre, ils contiennent des biotites contenant elles-mêmes des apatites et du zircon, ce qui ne se retrouve que dans les roches magmatiques.

De tels grenats ayant une composition similaire ont été également trouvés dans d'autres roches magmatiques (granites ou rhyodacites) (Raimbault et Kaelin 1987, Maury et al 1985, Phillips et al 1981, Green et Ringwood 1968). Dans tous ces cas, leur origine magmatique a été prouvée, soit par la présence d'inclusions vitreuses rhyolitiques dans les cristaux soit par leur habitus et leur association minéralogique.

Signification d'un tel grenat :

Les biotites à apatite et zircon incluses dans le grenat ne montrent aucun signe de déséquilibre avec le minéral hôte. La composition de ces minéraux rentre dans la gamme d'expérimentation du thermomètre de Ferry et Spear (1978). Son utilisation donne pour la température de cristallisation de ces minéraux $T^{\circ} = 860^{\circ}\text{C}$ à 2 kb (points sonde 401 pour la biotite et 405 pour le grenat). Le thermomètre est relativement indépendant de la pression (environ $+ 5^{\circ}\text{C}/1 \text{ kb}$), d'autant que la précision est de $\pm 50^{\circ}$. Le résultat ainsi obtenu est tout à fait compatible avec des températures magmatiques. D'autant que selon les expérimentations de Green et Ringwood, ce type de grenat cristallise au liquidus. C'est donc bien un minéral très précoce tel que cela a été observé ici et sa température de cristallisation est donc plus

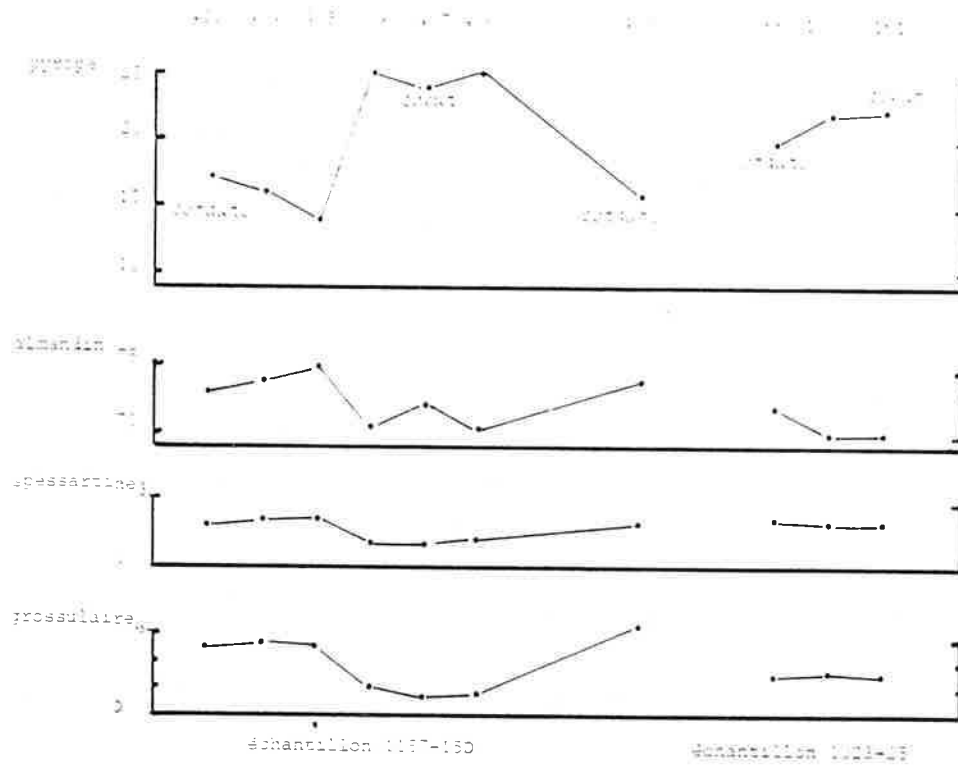


Figure I.16 : Zonation des grenats MG

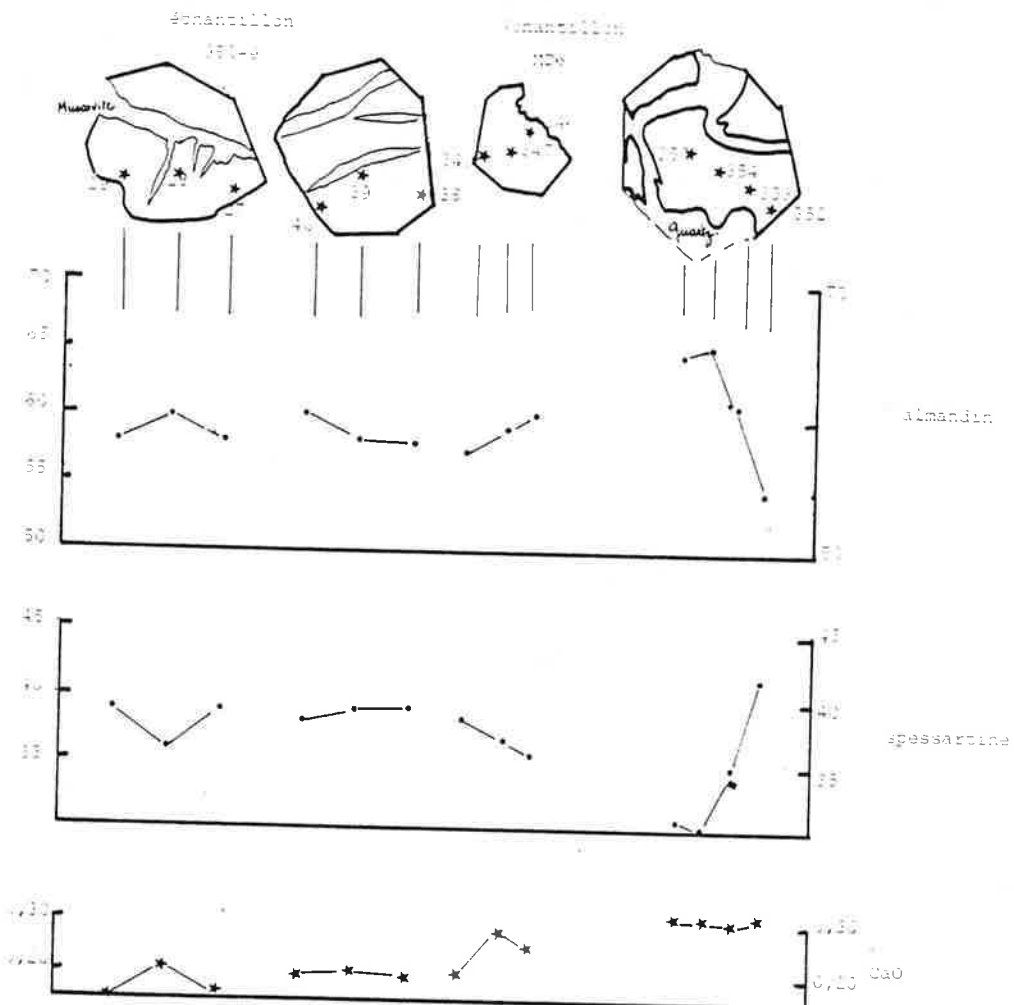


Figure I.17 : Zonation des grenats de GA

élevée que celle de l'eutectique. Le résultat obtenu de par sa cohérence renforce l'hypothèse de départ, à savoir que biotite I et grenat sont à l'équilibre.

En général, une forte proportion de pyrope dans le grenat indique des pressions de la cristallisation élevée. Malheureusement les calibrages existant se fondent sur des réactions minérales impossibles à trouver ici, du type cordiérite \rightarrow grenat + silicate d'alumine + quartz (Thompson 1976). Les expériences de Green et Ringwood (1968) pour un grenat $\text{Alm}_{80}\text{Py}_{20}$ indiquent une pression minimale de 9 kb pour 840° . Ces expériences ont été reprises par Green (1977), en y ajoutant le manganèse, sa conclusion est que pour un grenat ayant 2 à 10 % de spessartine et 2 à 6 % de grossulaire, la pression est comprise entre 5 à 7 kb. C'est cette gamme qui doit être retenue ici, en l'absence de calibration plus précise puisque le grenat a ici en moyenne 3 % de spessartine et 4 % de grossulaire. Le magma de type MG est donc d'origine relativement profonde.

3-4-2 Les grenats du granite de type GA

Ces grenats sont automorphes, en partie frangés par de la muscovite. En lame mince, ils sont rose pâle et totalement dépourvus d'inclusions minérales. Leur composition moyenne est totalement différente des précédents : $\text{Alm}_{60}\text{Spess}_{37}\text{Py}_2\text{Gro}_1$.

Ce type de grenat est typique des granites hyperalumineux très évolués (Clarke 1981, Miller et Stoddard 1981), en général ayant un rapport $\text{Mn}/\text{Mg}+\text{Fe} > 0,04$ (il varie ici de 0,03 à 0,12).

Tous s'accordent sur une origine magmatique s.l. (magmatique ou subsolidus) de ce type de grenat, d'autant que le manganèse stabilise la cristallisation de ce minéral aux très basses pressions (< 3 kb selon Green 1977). Ici les granites se seraient mis en place vers 2 kb (chapitre II), ce qui est cohérent.

la zonation :

Un seul échantillon (MD6, Fig.I.17) montre une grande variation de composition, les trois autres lames minces où plusieurs couples coeur-bordure ont été dosés montrent de faibles variations (éch 9509 Fig.I.16 et analyses en annexe). Dans les deux cas le sens de la variation est identique (coeur enrichi en fer et bordure plus riche en manganèse), cette différence de comportement ne peut être dû à un effet de coupe de grenats lors de la confection de lame mince, mais est plutôt à mettre en relation avec la paragenèse de la roche. En effet l'échantillon MD6 qui est le seul à montrer une réelle zonation ($\text{Alm}_{65}\text{Spess}_{31}$ à $\text{Alm}_{55}\text{Spess}_{42}$) est aussi le seul à présenter de la biotite en abondance (une quinzaine de cristaux par lame) et fraîche ainsi que de la tourmaline, l'échantillon MD24 a également de la biotite mais en faible quantité, de plus elle est entièrement chloritisée. La différence de comportement du grenat est vraisemblablement dû à une histoire différente de la roche. Selon les auteurs, deux

explications existent pour ce type de zonation. Allan et Clarke (1981) attribuent cela à un effet de cristallisation fractionnée, si le grenat s'enrichit en fer lors de sa cristallisation, le magma résiduel alors s'enrichit en manganèse et le grenat est bien obligé de l'absorber puisqu'il est la seule phase fortement manganésifère à cristalliser. Ceci signifierait alors que le grenat est une phase magmatique relativement précoce.

L'autre hypothèse fait intervenir la démixion d'une phase fluide pendant la cristallisation du grenat qui produit une augmentation du rapport $Mn/Mn+Fe+Mg$ (Clarke 1981, Pierrel 1984). Il aurait alors une croissance plus tardive lors de la cristallisation du magma. En général, selon ces auteurs, cela produit une variation brusque dans la composition du grenat, ce qui ne semble pas être le cas ici, la démixion d'une phase fluide doit induire une forte variation de pression dans le magma, ceci doit se traduire par une variation de la teneur en calcium du grenat selon Green 1977, ce qui n'est pas le cas ici alors qu'elle existe à Fumade (Tessier 1989) lors du ressaut de bordure.

3-5 Les silicates d'alumine

Les faciès GR clair et GJ comportent de l'andalousite. Certaines inclusions métasédimentaires incluses dans GJ comportent sillimanite et andalousite. Les sillimanites sont incolores, mais les andalousites ont fréquemment un coeur pléochroïque rose et une bordure incolore.

Les sillimanites sont plus pauvres en fer que les andalousites associées ou non dans l'enclave. Les andalousites ne sont pas zonées et la teneur en fer ou en manganèse n'est pas à relier au pléochroïsme. Pour les andalousites incolores, FeO est compris entre 0,41 et 0,76 %, et pour les andalousites roses FeO = 0,23 à 0,67 % et c'est une andalousite incolore qui présente la teneur la plus élevée en manganèse : 1,17 %.

4- Etude géochimique des divers faciès granitiques

L'ensemble des manifestations plutoniques (sauf les filons subvolcaniques blancs) a été échantillonné. Certains faciès sont malgré tout mal représentés, GRS en particulier. Ceci est uniquement dû aux conditions d'affleurement, puisque pour pouvoir prélever, en bon nombre d'endroits, il eût fallu une pelle.

Cet ensemble de "granites" représente un large éventail de compositions chimiques (SiO_2 par exemple varie de 62 % à 76 %).

Comme nous le verrons par la suite, peu de faciès présentent de liaisons de type cogénétique avec d'autres faciès.

Un seul caractère commun se dégage : ils sont tous alumineux. La figure I.18 montre ce caractère peralumineux de l'ensemble des faciès. Seule l'enclave MN18 à biotite amphibole, située dans le granite GB, est située hors du champ peralumineux $A/CNK = 0,937$ (A/CNK signifie $\text{Al}/2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}$ en proportions atomiques). Les sigles A/CNK et $A-CNK$ déterminent l'excès d'alumine ou alumine non feldspathisable, ils ont été définis respectivement par Shand (1947) et Debon & Lefort (1982). Un granite est dit peralumineux lorsque sa valeur est supérieure à 1,1 (A/CNK) ou à 0 ($A-CNK$). Les champs minéralogiques décrits par ce diagramme I.18 (Debon & Lefort, 1982) sont en accord avec les données pétrographiques.

4-1 *Définition des ensembles magmatiques*

Les diagrammes rectangulaires en coordonnées linéaires mettent en évidence des groupements de points, ce qui signifie que les échantillons rassemblés au sein d'un groupement, sur tous les diagrammes, ont globalement un comportement semblable. Dans ces diagrammes, on peut observer des corrélations entre éléments et donc des relations d'ordre entre les différents nuages de points.

L'ensemble des faciès distingués sur le terrain se retrouve nettement individualisé sur l'ensemble des diagrammes. Leur définition repose donc également sur une différence de composition chimique. En majeurs, ils sont organisés les uns par rapport aux autres de manière cohérente. C'est le titane qui a été choisi comme paramètre représentant l'évolution parce qu'il est le plus discriminant.

Le diagramme $\text{MgO}:\text{TiO}_2$ (Fig.I.19) met en évidence deux "alignements", le magnésium diminue avec le titane des enclaves sombres au granite GA.

Les deux alignements sont représentés par:

- enclaves de GB-GB-GR
- enclaves de GM-GM-GN-GJ

MG se situe à part à proximité de GM, et GA est à l'origine des coordonnées.

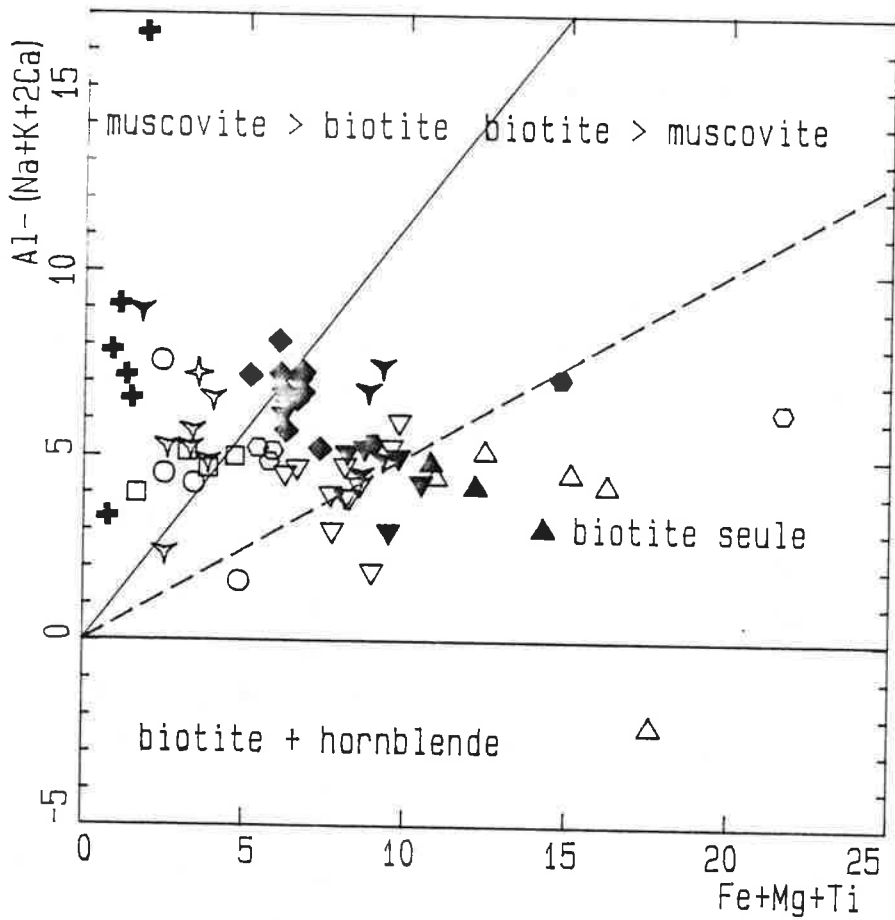


Figure I. 18 :
diagramme A-CNK: Fe+Mg+Ti

- légende
- ▽ GB
 - △ enclaves de GB
 - GRS
 - GRC
 - GRA masse aplito-pegmatitique
 - ▽ GJ
 - ✱ MG
 - ▼ GM
 - ▲ enclaves de GM
 - ◆ GN
 - enclaves de GN
 - + GA
 - ✱ Granite similaire à GJ venant de Germano
 - + filons hypovolcaniques

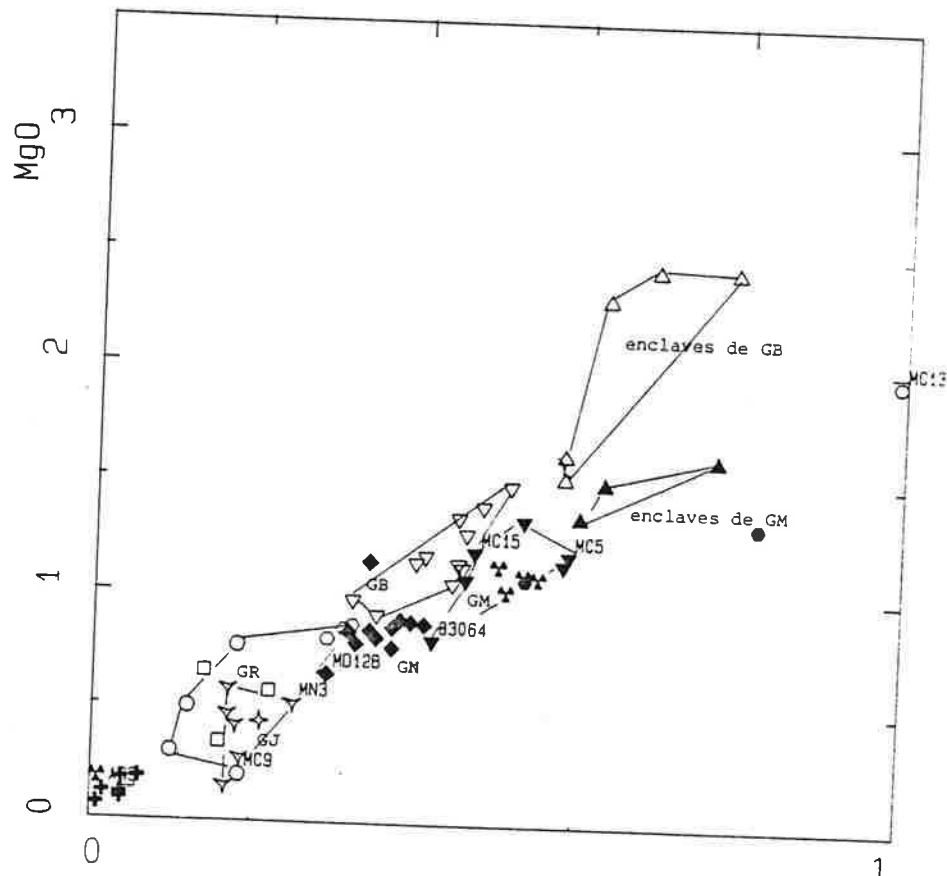


Figure I.19 : diagramme MgO:TiO₂

TiO₂

On constate que GR et GJ ont des teneurs voisines en titane, mais se distinguent par leurs teneurs en magnésium .

GN, GJ, GA forment des paquets géochimiquement très homogènes. Les deux granodiorites sont tout à fait distinctes l'une de l'autre. Tout ceci se retrouve sur l'ensemble des diagrammes de majeurs.

Le diagramme $Fe_2O_3:TiO_2$ (Fig. I.20) nous montre une décroissance du fer en deux temps, forte au début, la rupture de pente est située au niveau du passage des enclaves au granite hôte, et plus faible lors du passage des granodiorites à GR, GJ ou GA. Ce phénomène est à relier à la cristallisation de minéraux différents, en effet, les enclaves à grain fin montrent une forte décroissance du fer due à la cristallisation de biotites et amphiboles, ceci est attesté par la présence de cette minéralogie dans l'échantillon MN18, tandis que dans les granites, seule la biotite cristallise.

Le diagramme $CaO:TiO_2$ (Fig.21) nous montre le même phénomène que le diagramme $MgO:TiO_2$: on y voit distinctement les deux lignées déjà décrites précédemment. Ici MG est beaucoup plus éloigné de l'ensemble des granites. Le calcium décroît pour être quasi nul au niveau de GA.

Les deux diagrammes d'alcalins ne sont pas du tout discriminants en ce qui concerne les deux séries (Fig.I.22 et 23). GA, malgré de fortes teneurs en sodium, ne présente aucun phénomène d'albitisation important puisqu'un diagramme $Na_2O:K_2O$ (non figuré) ne montre aucun échange (qui serait représenté par une anticorrélation de ces deux éléments).

Le diagramme $MnO:TiO_2$ (Fig.I.24) montre deux séries ayant un comportement différent pour le manganèse : l'une, très classique, où le manganèse décroît, comprenant GB et GR ; l'autre, où le manganèse reste à peu près constant, comprenant GM, GN et GA. La "richesse" en manganèse de GN et GA ce traduit par la présence de biotites manganésifères et de grenat pour GA. On constate que MG est situé à l'écart et que GJ ne semble présenter aucune relation avec un autre granite.

Le diagramme Al_2O_3/TiO_2 (Fig.I.25) montre plusieurs phénomènes ; on y voit :

- la position écartée de MG, déjà constatée sur de nombreux diagrammes,
- la diminution de l'alumine avec l'évolution. Cette diminution est liée à l'augmentation du pourcentage de la silice (Fig.I.26), qui augmente considérablement avec l'évolution: 61,8 % (MN18, enclave de GB) à 76,3 (MN6, GJ).

- Mais comme pour le sodium et le manganèse, GA et GN sont riches, GN l'est légèrement et GA l'est beaucoup plus.

- On y voit aussi deux échantillons particuliers 83064, enrichis en aluminium et MC15 déficitaire. Nous reparlerons d'eux plus tard.

En conclusion de cette brève étude de majeurs, on peut constater que trois diagrammes ($MnO:TiO_2$, $CaO:TiO_2$, $MgO:TiO_2$) permettent de définir les affinités possibles entre les divers types de granites :

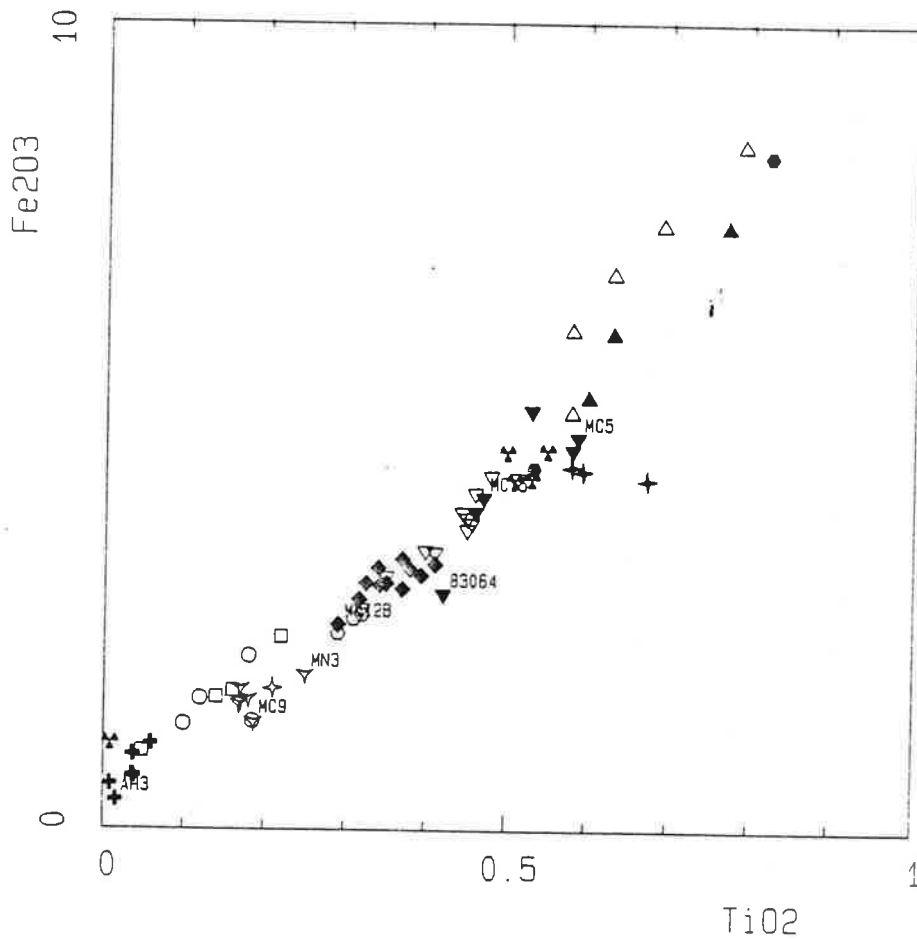


Figure I.20 : diagramme Fe₂O₃:TiO₂

légende

- ▽ GB
- △ enclaves de GB
- GRS
- GRC
- GRA masse aplito-pegmatitique
- ▽ GJ
- ✱ MG
- ▼ GH
- ▲ enclaves de GM
- ◆ GN
- enclaves de GN
- + CA
- ✱ Granite similaire à GJ venant de Germano
- + filons hypovolcaniques

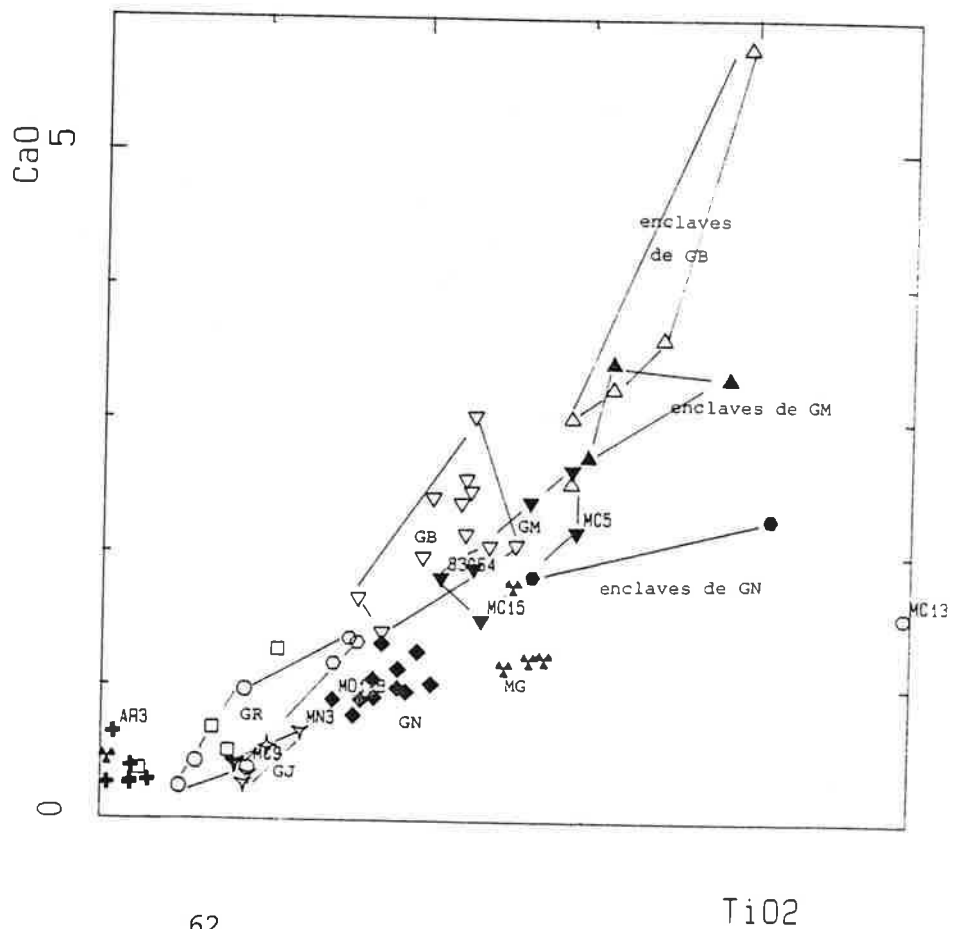


Figure I.21 :
diagramme CaO:TiO₂

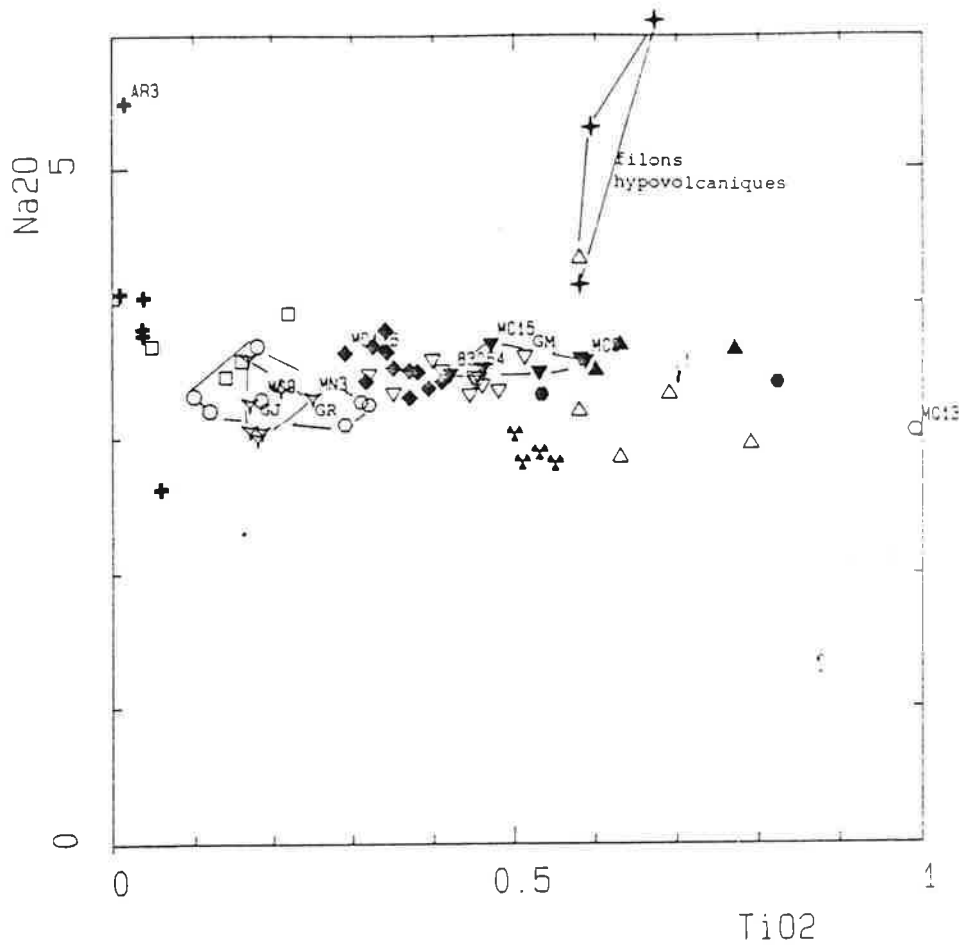


Figure I.22 : diagramme Na₂O:TiO₂

légende

- ▽ GB
- △ enclaves de GB
- GRS
- GRC
- GRA masse aplito-pegmatitique
- ▽ GJ
- ✦ G
- ▼ GM
- ▲ enclaves de GM
- ◆ GN
- enclaves de GN
- + GA
- ✧ Granite similaire à GJ venant de Germano
- ✦ filons hypovolcaniques

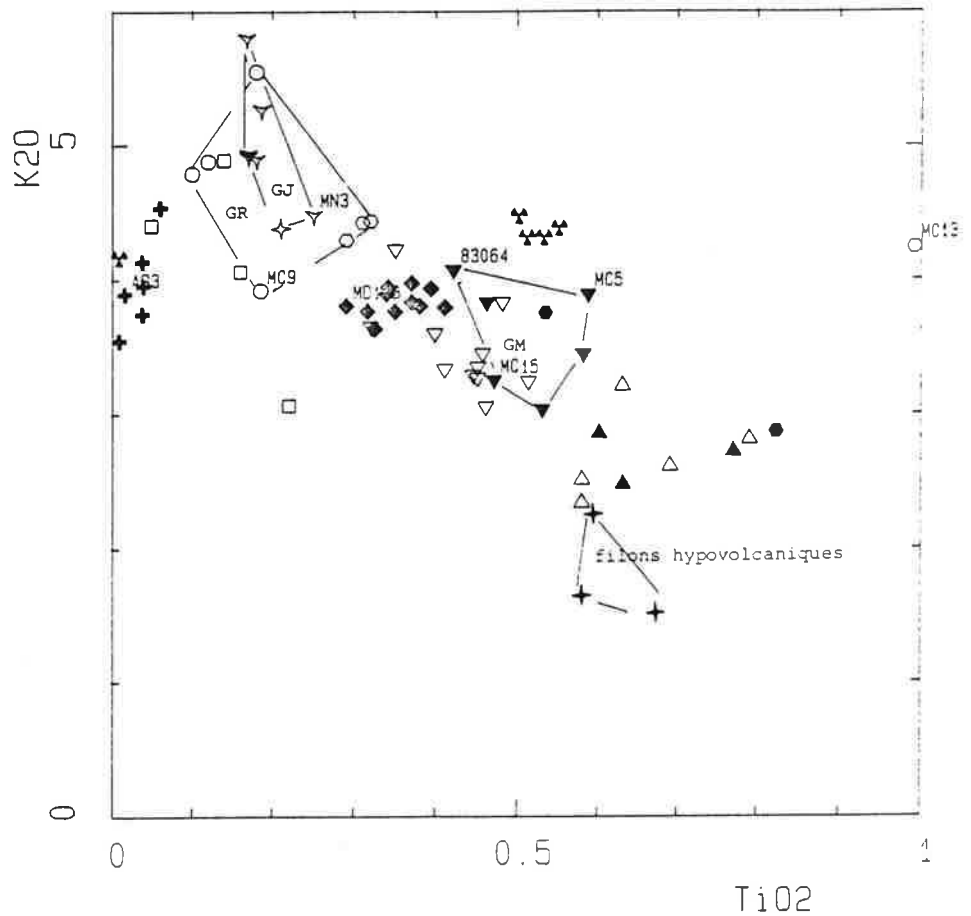


Figure I.23 :
diagramme K₂O:TiO₂

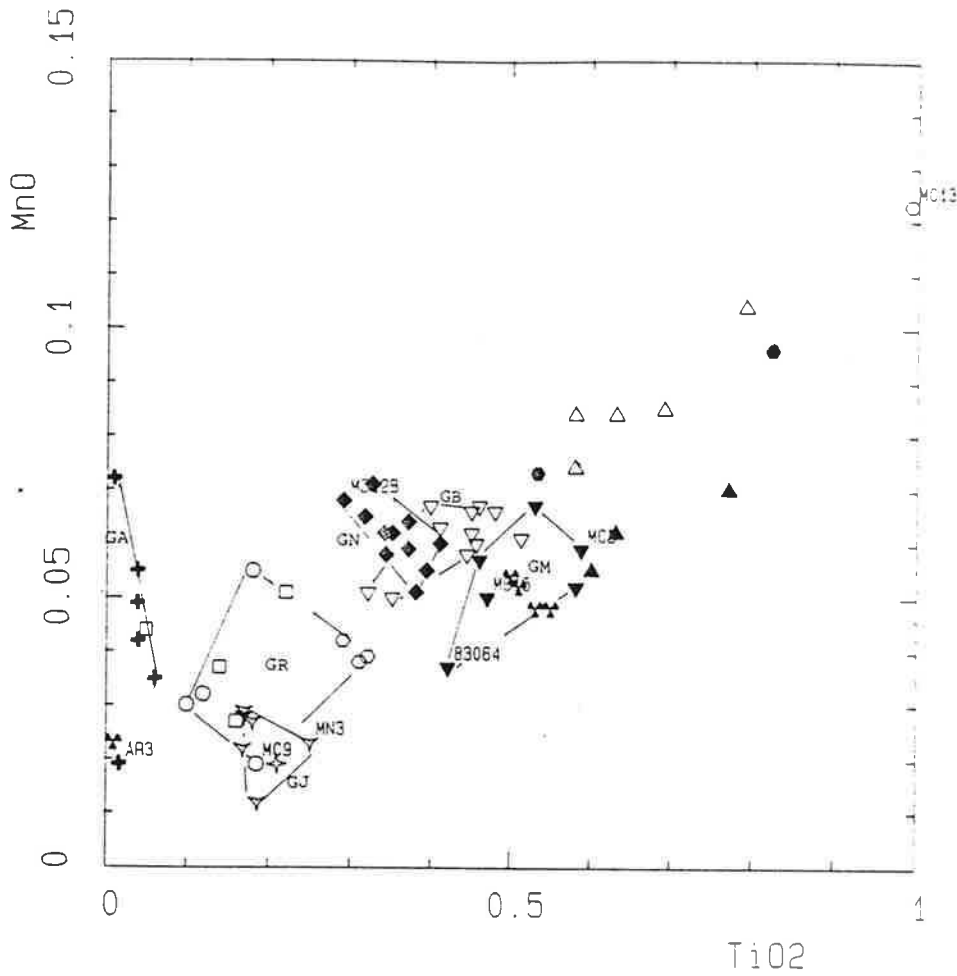


Figure I.24 :
Diagramme MnO:TiO₂

légende

- ▽ 2B
- △ enclaves de GB
- GRS
- GRC
- GRA masse aplito-pegmatitique
- ▽ GJ
- ✱ MG
- ▼ GM
- ▲ enclaves de GM
- ◆ GN
- enclaves de GN
- + GA
- ✧ Granite similaire à GJ venant de Germano
- ✦ filons hypovolcaniques

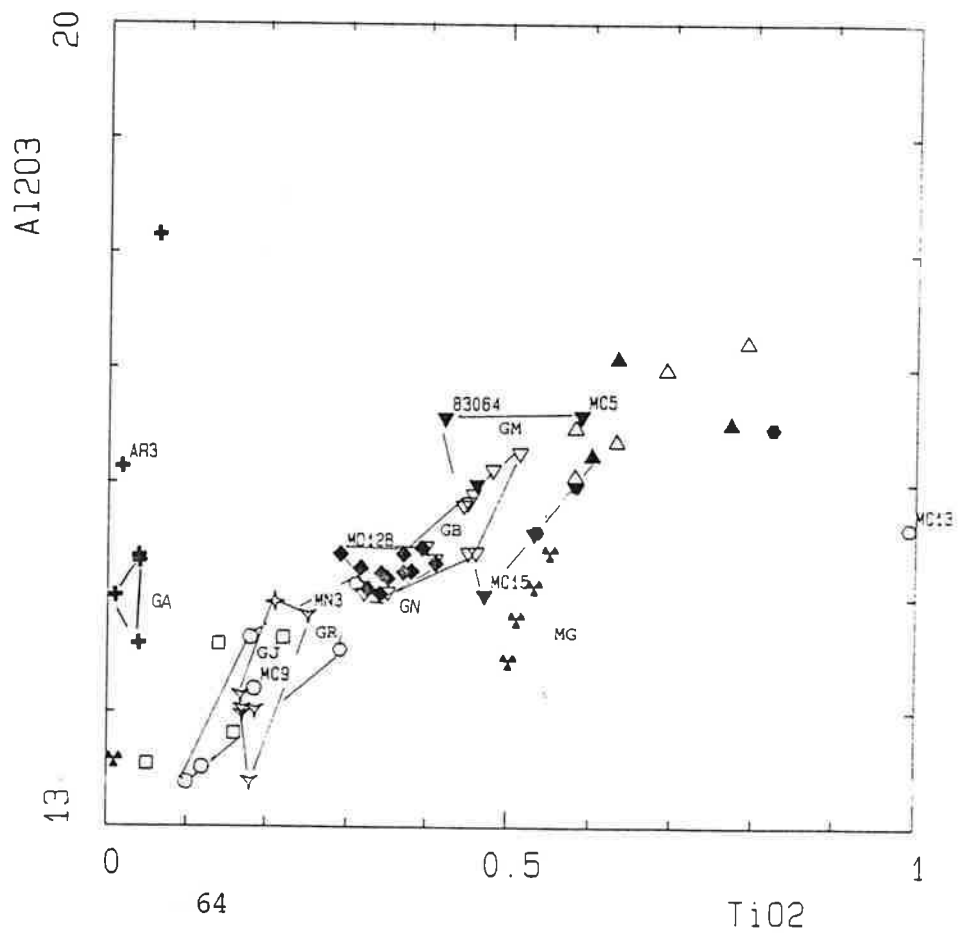


Figure I.25 :
diagramme Al₂O₃:TiO₂

- * GB et GR présentent une certaine continuité dans l'évolution.
- * MG est toujours situé à l'écart, ses caractéristiques pétrographiques (texture, grenat à 30 % de pyrope) et son arrivée tout à fait tardive permettent de penser qu'il a peu de rapports génétiques avec le reste.
- * GJ très homogène, ne présente guère d'affinités avec aucun autre faciès.
- * Deux granites, GA et GN, montrent un enrichissement en sodium, alumine et surtout en manganèse, inhabituel, dans l'ensemble des granites. Leur évolution dans ces diagrammes dessine des droites parallèles anti-corrélées. De plus GN et GM montrent une belle continuité d'évolution. On remarquera en outre que ces trois granites sont situés dans l'environnement des skarns, en conséquence ces trois faciès seront traités ensemble dans la suite de cette étude.

Remarques : Les filons hypovolcaniques de couleur verte figurent sur peu de diagrammes. De composition de type rhyodacitique, ils ne s'intègrent jamais à l'ensemble des granites. Leur composition sera discutée au paragraphe 4-3-1.

La discussion menée ici, et qui constituera le fil de cet exposé ne peut exister que si l'on considère que les analyses présentées sont représentatives d'un liquide, en opposition à la notion de liquide plus cumulat. Le bon alignement (ou la faible dispersion) des analyses observé sur l'ensemble des diagrammes permet de l'envisager. Les cas aberrants seront discutés par la suite.

4-2 Les relations GR-GB

4-2-1 Caractéristiques géochimiques de ces deux types de granites

- **GB** - C'est un granite peu évolué, SiO₂ va de 66,6 à 70 %, mais montrant un domaine de variation relativement étendu. En effet Fe/Mg varie de 1,89 à 1,40. GB est plus magnésien tout en étant plus évolué que GM (teneurs en titane plus basses), ce qui signifie qu'il s'agit réellement de deux granites différents.

Il fait partie des granites peralumineux $A/CNK = 1,15 \pm 0,05$ en moyenne.

- **GR** - Il présente de grandes variations d'un faciès à l'autre et à l'intérieur d'un même faciès.

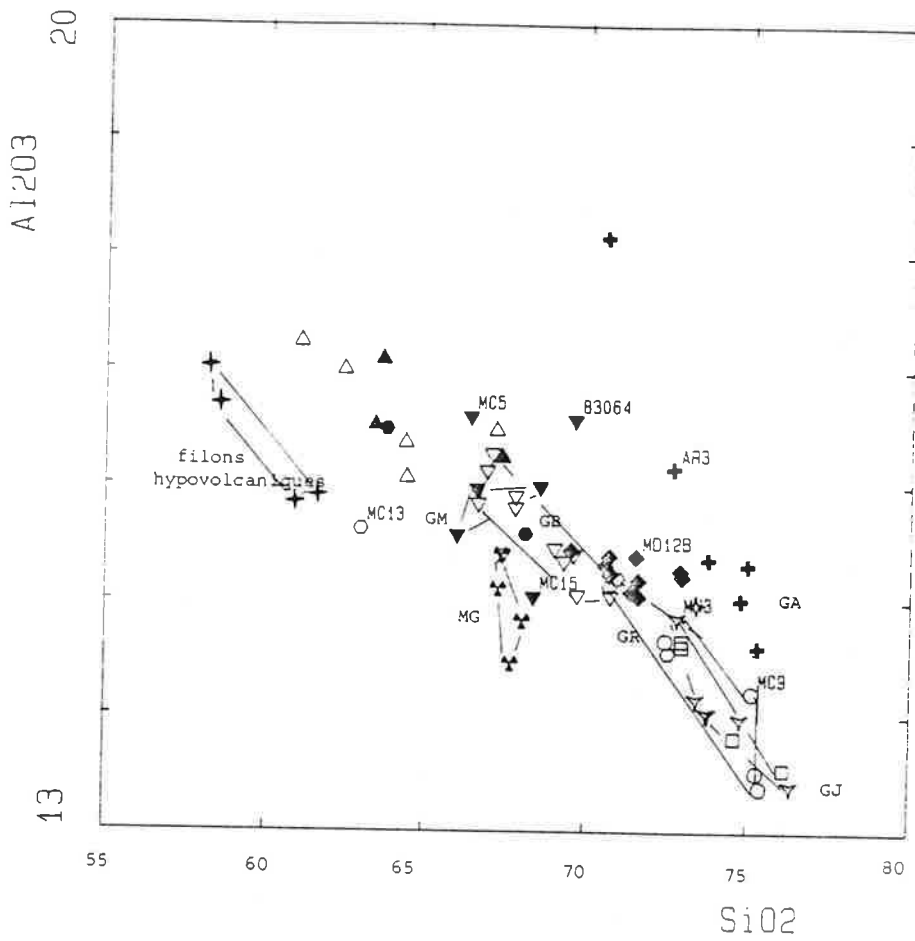


Figure I.26 :
Diagramme $Al_2O_3:SiO_2$

légende

- ▽ B
- △ enclaves de GB
- GRs
- GRc
- GRA masse aplito-pegmatitique
- ▽ GJ
- ✱ MG
- ▼ GH
- ▲ enclaves de GH
- ◆ GN
- enclaves de GN
- + GA
- ✧ Granite similaire à GJ venant de Germano
- ✦ filons hypovolcaniques

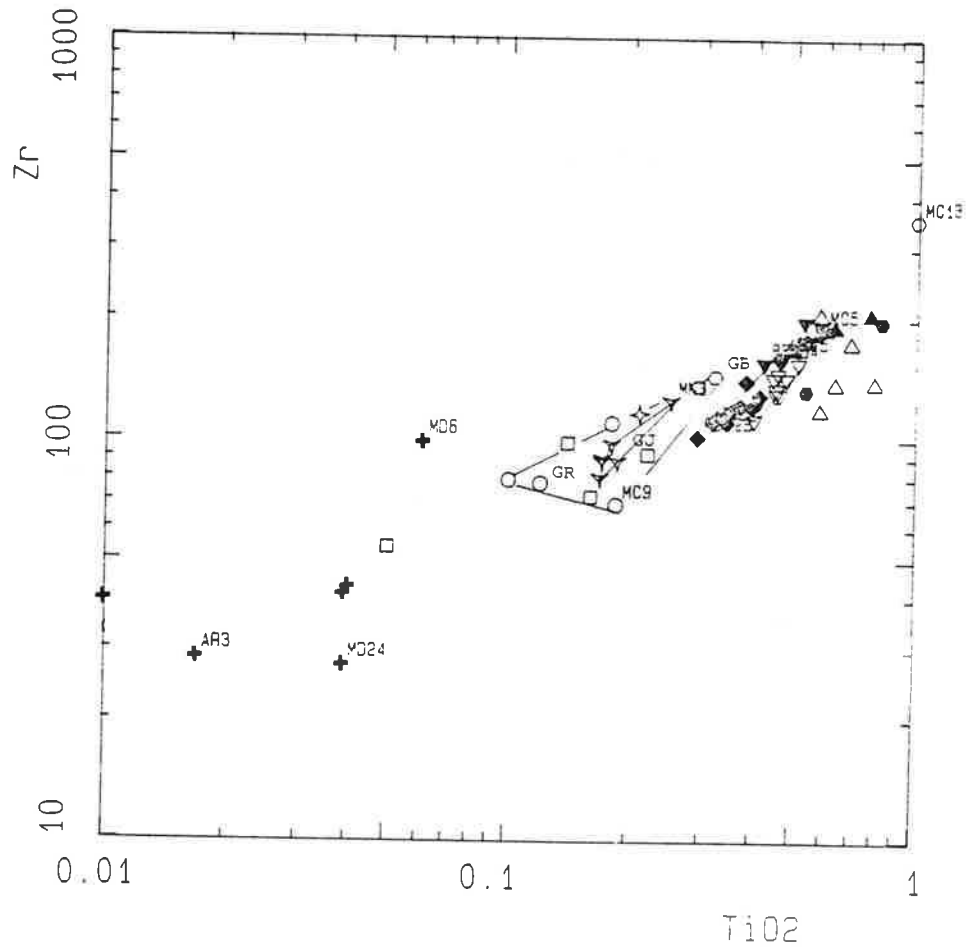


Figure I.27 :
Diagramme $Zr:TiO_2$

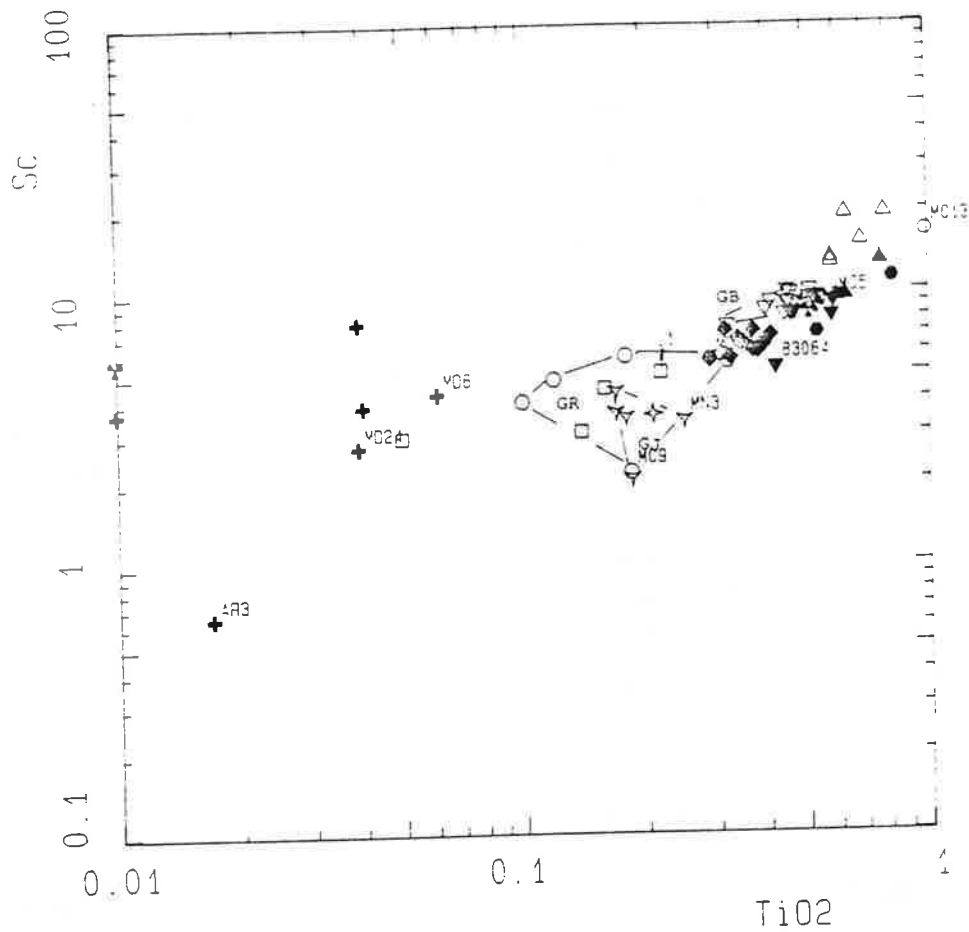


Figure I.28 : diagramme Sc:TiO₂

Légende

- ▽ GB
- △ enclaves de GB
- GRS
- GRC
- GRA masse aplito-peqmatitique
- ▽ GJ
- ✕ MG
- ▼ GM
- ▲ enclaves de GM
- ◆ GN
- enclaves de GN
- ✕ GA
- ✕ Granite similaire à GJ venant de Gerbano
- ✕ filons hypovolcaniques

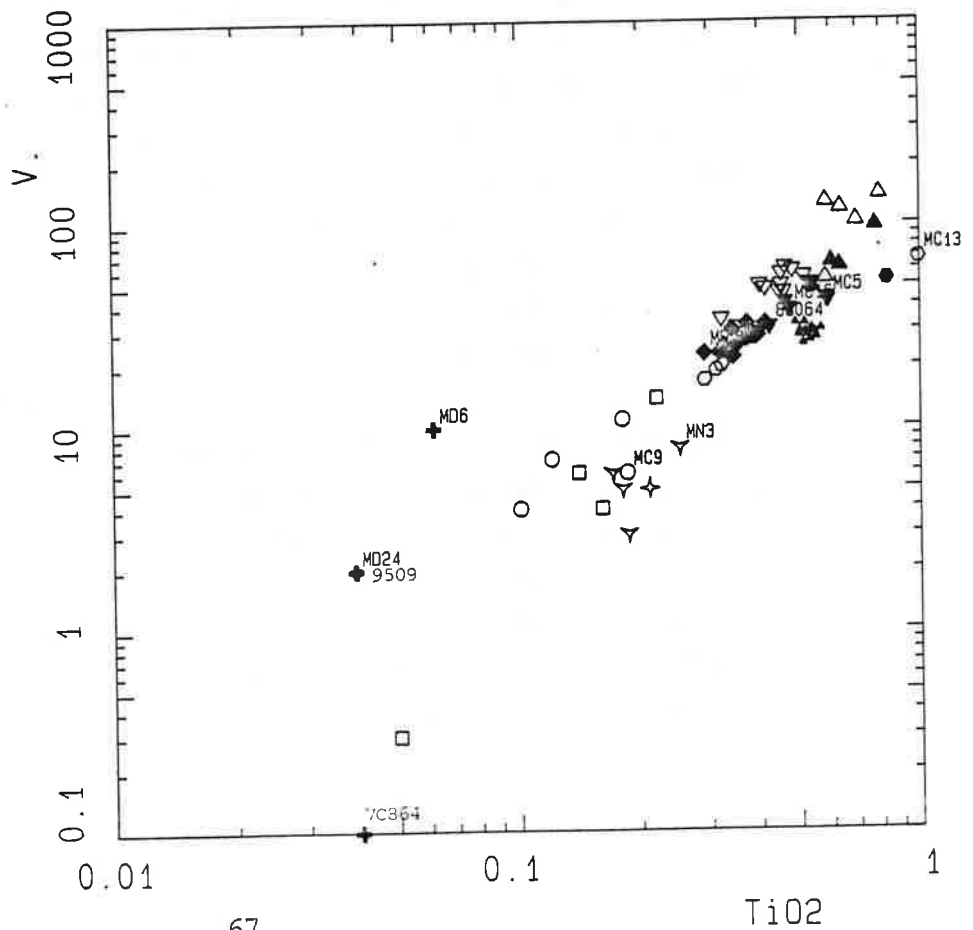


Figure I.29 :
diagramme V:TiO₂

- Le faciès sombre (GRS) ne comporte que deux analyses, ce qui manque un peu de représentativité, mais les conditions de terrain étant telles...

Caractéristiques : $\text{SiO}_2 = 72$

$\text{A/CNK} = 1,20$

$\text{Fe/Mg} = 1,55$

A ces deux analyses il faudrait peut-être rattacher MN17 qui a des caractéristiques semblables. Cet échantillon a été ramassé dans une zone du faciès clair, mais l'on verra par la suite qu'il a des caractéristiques intermédiaires entre les deux faciès.

- Le faciès clair est plus varié :

SiO_2 varie de 72,5 à 75, 75 étant la valeur dominante.

A/CNK vaut aussi $1,20 \pm 0,05$.

Fe/Mg est représentatif du stade plus évolué : il varie de 1,65 à 3,42.

4-2-2 Etude des éléments traces

Pour les éléments majeurs, il semblait y avoir une continuité entre ces deux granites qui laissait supposer un lien génétique fort par exemple, du type cristallisation fractionnée.

Or, en particulier, le diagramme $\text{Zr}:\text{TiO}_2$ (Fig.I.27) nous montre deux évolutions différentes avec pour GRS (faciès sombre de GR) des teneurs en Zr les plus importantes, ou égales à celles de GB. A l'inverse on observe une baisse sensible en marche d'escalier du scandium et du vanadium (Fig. I.28 et 29) dans GRS pour des valeurs du titane en continuité avec celles de GB. A cause de ce décalage, dans tous les cas, il est impossible de dessiner des droites (ou une bonne approximation de droite, dans la mesure où la proportion de minéraux fractionnés peut varier pendant la cristallisation) en diagrammes bilogarithmiques le long desquelles s'aligneraient les points représentatifs de GB et GR.

Mais avec des teneurs en zirconium aussi élevées pour GRS, il se pose la question de savoir si GRS ne serait pas un cumulat éclaté à biotite avec donc du liquide interstitiel témoin de GRC.

Le baryum est un élément essentiellement fixé dans le feldspath potassique et la biotite. Ces deux minéraux le fractionnent fortement. C'est leur cristallisation qui va entraîner la chute des teneurs du baryum lors de l'évolution magmatique. Autrement dit, le rapport K/Ba de deux magmas cogénétiques sera différent, puisque le moins évolué aura fractionné le baryum, tandis qu'un même granite et ses échantillons cumulatifs seront alignés sur une même droite (les cumulats présentant les valeurs les plus élevées). Que constate-t-on pour GRC et GRS ? Sur la figure I.30, on observe une droite pour tous les échantillons du GRC et un rapport très différent pour GRS, avec une teneur en potassium plus basse et une valeur du baryum beaucoup plus élevée.

Par contre, un cumulat à biotite du faciès sombre a été échantillonné, il s'agit de l'échantillon MC13. C'était, à l'affleurement, une enclave sombre d'environ 30 cm de diamètre, incluse dans GRS. Au microscope, les textures sont celles caractéristiques de GR, la taille des minéraux est identique, la proportion de biotite est importante. Que ce soient les diagrammes faisant intervenir le fer, le magnésium, le zirconium ou le titane, MC13 montre un très fort enrichissement en ces éléments. Une droite aligne MC13 et les points représentatifs du faciès GRS, lorsque ceux-ci sont séparés. Ceci démontre clairement que MC13 est un cumulat éclaté à biotite de GRS.

GRS n'est pas un cumulat de GRC il est le représentant d'un magma moins évolué. Ce diagramme montre en outre que le rapport K/Ba de GB est plus faible que celui de GRS, ce qui est incompatible avec une évolution par cristallisation fractionnée comprenant les minéraux de GB.

Pour passer de GB à GR, il faudrait donc envisager la cristallisation de minéraux qui ne fractionnent ni le baryum, ni le zirconium, ni le lanthane etc. Or ce n'est pas GB avec sa minéralogie : feldspath potassique abondant et zircon présent, qui peut prétendre être à l'origine de GR. Le granite GR ne peut être le produit de la cristallisation fractionnée de GB.

Si l'on veut trouver une relation entre GB et GR, il faut imaginer qu'ils aient pour origine un magma parent commun qui soit assez basique pour ne cristalliser ni zircon, ni feldspath potassique, ni allanite et que GB et GR seraient expulsés à des stades différents d'évolution du magma parent et dans des conditions différentes pour avoir une évolution particulière. De plus compte tenu de l'absence d'aprites et de pegmatites GB n'était probablement pas saturé en eau à la différence de GR...

Pour prouver éventuellement cette idée, il faudrait modéliser pour retrouver les phases qui cristallisent et la composition probable du magma parent ; ce qui dans le cas de cette étude ne présente que peu d'intérêt, GR et GB n'ayant apparemment aucune relation avec la minéralisation.

Discussion sur l'origine de la dispersion de composition des échantillons du faciès GRC :

En effet, les points s'alignent très difficilement en diagramme log/log, ils présentent une dispersion très importante si, par exemple on les compare à GB pour une amplitude de variation voisine. Plusieurs hypothèses ont été envisagées pour expliquer ce phénomène:

- le magma n'est pas homogène lors de sa mise en place, on pourrait avoir alors avoir un pourcentage et une composition de cumulats variable. S'il s'agit de cumulats à plagioclases, ou feldspaths potassiques, on devrait alors avoir des enrichissements anormaux en Sr et Ba, mais ce n'est jamais le cas. Dans le cas d'une hypothèse de cumulats à biotites, MN17 serait un éventuel candidat ; il est en effet riche en Fe, Mg, Mn mais ne contient pas le titane correspondant à une telle accumulation. En bref cette hypothèse n'est guère envisageable.

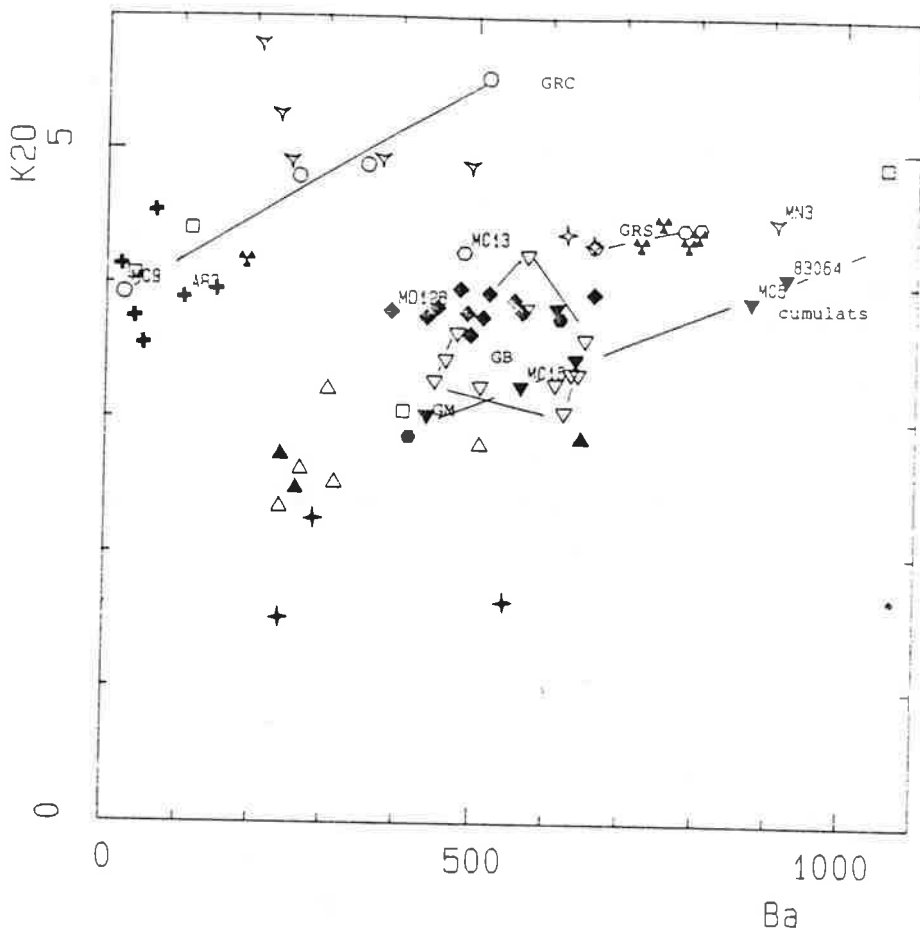


Figure I.30 :
Diagramme K₂O:Ba

- légende
- ▽ GB
 - △ enclaves de GB
 - GRS
 - GRC
 - GRA masse splito-pegmatitique
 - ▽ GJ
 - ✕ MG
 - ▼ GM
 - ▲ enclaves de GM
 - ◆ GN
 - enclaves de GN
 - + GA
 - ✧ Granite similaire à GJ venant de Gerbano
 - ✦ filons hypovolcaniques

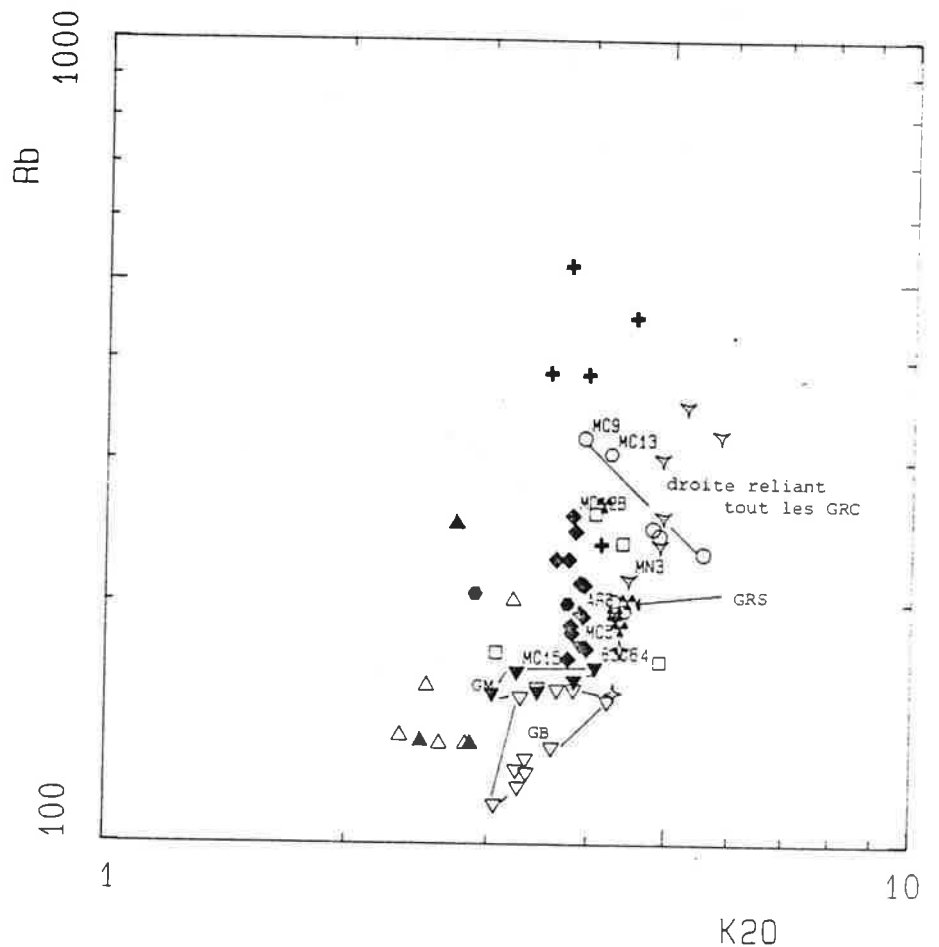


Figure I.31 :
diagramme Rb:K₂O

- Ou bien les échantillons représentent dans des proportions variables des mélanges magma granitique, fluides déjà démixés, ce qui est relativement plausible étant donné la structure, à l'affleurement, de ce granite.

Le rapport Fe/Mg très variable et surtout la valeur 3,42 portée par un seul échantillon MC9, les autres sont plutôt aux alentours de 2, permet d'envisager ce phénomène. Cette valeur pourrait être le témoin d'un liquide terminal de type pegmatitique. En effet, ce faciès clair est parfois miarolitique et présente de grandes variations dans la taille du grain, ce qui signifie qu'il était saturé en eau lors de sa mise en place. On peut donc penser que certains échantillons ont un comportement aplo-pegmatitique, pris dans le sens mélange magma -fluide en cours de démixion, l'échantillon MC9 est un bon candidat pour ce phénomène, le rubidium y est en effet plus élevé que dans les autres échantillons : 320 ppm alors que les trois autres analyses sont à 240 ppm. Ce comportement de l'échantillon MC9 serait à paralléliser avec celui de l'aplite MC31. On peut aussi constater que le potassium diminue avec l'évolution pour GRC et que, en diagramme bilogarithmique Rb:K (FigI.31), une droite anticorrélée aligne les quatre points de GRC. Ceci est dû au fait que le rubidium se concentre dans le fluide tandis que le potassium diminue par précipitation abondante de feldspath potassique dans le magma. Cette anticorrélation est ici caractéristique d'un mélange fluide -magma. On rappellera que l'étude de la composition des biotites (3-2) de ce granite montre qu'il y a eu circulation d'un fluide lors de leur cristallisation.

Trois spectres de terres rares représentatifs de GB, GRS, GRC ont été effectués (Figure I.32), ils sont parfaitement banals pour ce type de granites.

4-3 Description des filons hypovolcaniques et du granite GJ

4-3-1 Les filons hypovolcaniques

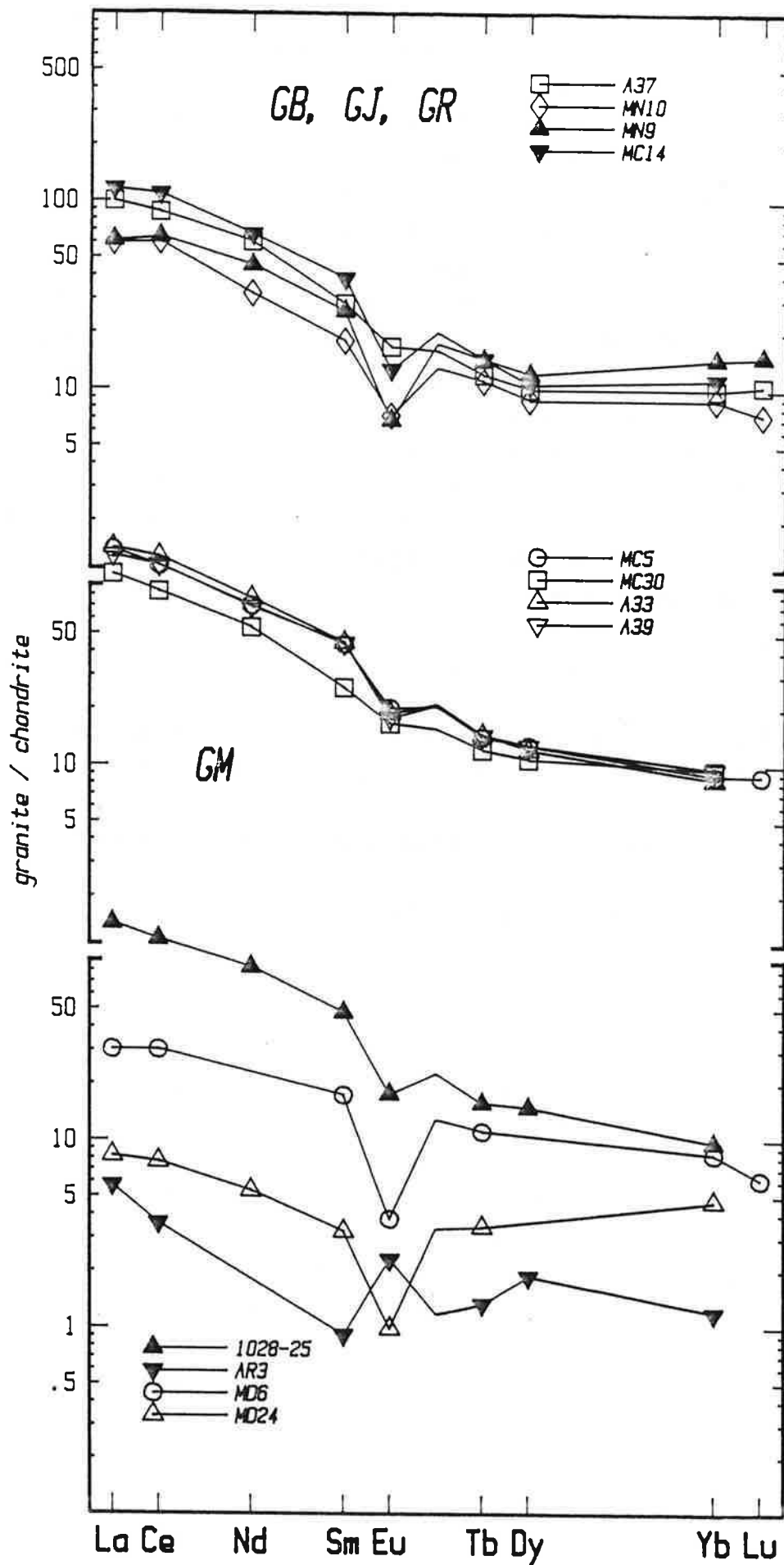
Seuls les filons verts ont été analysés, l'autre type n'étant vraiment pas frais.

Quels que soient les diagrammes utilisés, ces roches se situent toujours dans des domaines éloignés de ceux des granites.

Ce sont des roches peu évoluées ainsi qu'en témoignent les teneurs en Ni (environ 100 ppm) et celles en magnésium (4 à 5 %).

La minéralogie, par la présence d'amphibole calcique et l'absence de perthites, nous permet déjà de penser qu'il s'agit de magma de type calcoalcalin malgré des teneurs en Na très élevées. D'ailleurs, si l'on compare ces analyses à celles des roches alcalines, telles qu'on peut en trouver dans SORENSEN (1974), les teneurs en calcium de ces filons sont très supérieures à celles des syénites (prises comme référence à cause de leur teneurs en silice voisines). Dans ces mêmes syénites $\text{Na}_2\text{O} = \text{K}_2\text{O}$, ici les teneurs en K_2O sont anormalement basses et celles en sodium particulièrement élevées quel que soit le type de magma. Il semblerait donc que les teneurs en alcalins reflètent

Figure I.32 : Spectres de terres rares des granites
GB-GJ-GR-GM



un phénomène non magmatique ou tardi-magmatique de type albitisation des feldspaths pour trois des analyses.

La quatrième analyse représenterait plutôt une roche séricitisée (ce que confirme l'analyse pétrographique) avec une teneur en calcium de 0,8 %, une teneur en sodium de 1,7 % et une valeur du potassium atteignant 4,13 %.

4-3-2 - GJ -

a- Description et interprétation

C'est un granite très homogène hormis l'échantillon MN3 dont le cas sera discuté plus loin.

SiO₂ varie de 73,7 à 76,3 (1 échantillon), la moyenne est de 74 %.

C'est un granite peralumineux : A/CNK = 1,21 ± 0,05, est du même ordre de grandeur que les granites à cordiérite bretons (Georget 1986).

Le rapport Fe/Mg est excessivement variable, 1,53 à 5,21 et ici ne semble pas du tout refléter un problème de différenciation.

Comme on a pu le voir avec les majeurs, GJ est un granite très "évolué", homogène, il ne présente aucune différenciation interne. Sur tous les diagrammes, on peut éventuellement le mettre en relation avec GM, mais comme aucun des deux granites ne présente d'évolution interne, il est toujours possible de faire passer une droite par deux points qui de plus sont toujours éloignés.

De plus un certain nombre de critères s'opposent à une liaison GM-GJ.

Dans l'hypothèse où GJ dériverait directement de GM par cristallisation fractionnée, hormis le fait qu'ils sont de composition chimique très différente, on peut remarquer également que:

- A l'affleurement GJ couvre une surface beaucoup plus importante que GM respectivement au moins 18 km² et 4,5 km².

- Aucune caractéristique de terrain ne permet de les rapprocher : ils ne sont jamais en contact, l'un est à grain fin, l'autre à gros grain porphyroïde, ce qui signifie des conditions de cristallisation différentes. L'un (GM) contient des enclaves biotitiques à grain fin, l'autre n'en a pas (n'oublions pas que les cas de granites évolués contenant des enclaves ne sont pas rares, par exemple Orsini 1980, Raimbault 1984).

Au microscope, ces granites n'ont aucune texture voisine. Une liaison directe est totalement impossible.

Dans l'hypothèse où, ils dériveraient d'un même magma parent, il faut observer que GJ n'est pas le seul granite de ce type dans le massif de la Sila, un certain nombre d'autres ont été répertoriés, Lorenzoni et al 1979. Ils sont tout à fait semblables entre eux. Par exemple l'échantillon pris près de Germano dans la région de San Giovanni in Fiore (situé environ à 40 kms au sud de Longobucco) a des caractéristiques de terrain, pétrographiques et géochimiques tout à fait voisines (analyse SG1 en annexe et sur les

diagrammes) à celles de GJ. Ce granite de Germano est environné par un granite à gros grain à biotite-hornblende.

Pour toutes ces raisons une éventuelle relation GB/GJ est encore moins plausible.

Une approche de l'ensemble des granites de ce type serait peut-être plus judicieuse pour comprendre leur mode de formation.

On pourrait alors émettre l'hypothèse d'une formation par fusion partielle au cours d'un événement anatectique. Les teneurs faibles en éléments de transition, le rapport Zr/Hf proche de la valeur crustale (28,56 mais il n'a été déterminé que sur un échantillon) sont autant d'éléments allant dans ce sens. Dans la mesure où la quantité de hafnium est imposée par la proportion de zircon dissous, dans le cas de la fusion partielle de sédiments ce rapport doit être celui de la moyenne crustale soit assez voisin de 35 (Raimbault 1987). Ce ou ces granites se sont mis en place dans un bâti déjà structuré, une relation génétique lointaine avec les autres granites n'est pas exclue.

De toute façon, l'étude de ce granite dans le cadre de cette thèse offre peu d'intérêt :

- il contenait peu de fluides lors de sa mise en place, car aucune aplite ne le recoupe, hormis quelques filons de quartz quasi pur (rare présence de tourmaline).

- il est à plus de 4 kms de la zone minéralisée et bon nombre de granites présentant des caractéristiques beaucoup intéressantes sont intercalés entre les deux.

b - MN3 - Un mélange granite-encaissant

Le granite GJ est particulièrement homogène. Seul MN3 paraît moins évolué. Les teneurs en Ti, Fe, Mg, Zr, Ba etc. sont toujours beaucoup plus fortes et font souvent sortir d'une manière étrange MN3 du groupement de points.

Ses teneurs en alumine sont également fortes, c'est aussi le seul échantillon qui contienne plus de 30 andalousites en lame mince. Dans cet échantillon, on observe aussi des petites pustules sombres millimétriques.

Au microscope, elles sont constituées de biotites, sillimanites prismatiques, muscovite et andalousite (voir la description précise au paragraphe 2-3). Ces petits amas sont des restes de schistes (s.l.) non entièrement digérés. Ces schistes étant fort alumineux, leur dissolution partielle pourrait fort bien expliquer l'essaimage des andalousites tout autour. Dans ce cas présent, l'excès d'alumine serait au moins en partie acquis par le magma lors de sa mise en place où lors de son ascension. Cet échantillon provient de la bordure de ce granite.

Un modèle de mélange entre la moyenne des analyses de GJ et une moyenne des schistes du bassin du Ronzi (tout en sachant que ces enclaves schisteuses proviennent d'une série sous-jacente de composition chimique peut-être différente) et MN3 a été testé.

	composition de MN3	Moyenne des schistes	Taux d'assimilation de schiste nécessaire pour obtenir la valeur de MN3
Fe ₂ O ₃	1,92	5,91	8,9 %
Ba	907	1294	60 %
Nb	10,94	13	0
La	24	39,65	32 %
Li	54,5	117,06	29 %
V	8,0	99	3,6 %
Zr	125	166	46 %
Al ₂ O ₃	14,85	16,7	32 %
TiO ₂	0,25	0,82	11 %

Tableau I.4 : Modèle de mélange schistes-granites pour l'échantillon MN3.

Un pourcentage d'environ 30 % de schistes semble convenable pour expliquer les valeurs anormales de MN3. Mais l'utilisation d'un tel modèle doit se faire avec prudence, d'une part parce que le calcul se fait en partant du principe que les schistes sont entièrement fondus, ce qui n'est pas entièrement vrai puisqu'il reste ces pustules, d'autre part selon les éléments le magma peut être saturé ne plus rien extraire du schiste, tandis que d'autres continueront à diffuser.

4-4 Les granites GM, GN, GA : une suite cogénétique à potentiel métallogénique ?

4-4-1 Description des trois faciès

- **GM** - C'est un granite peu évolué, 66 à 68 % de SiO₂, à tendance peralumineuse $Al/Na+K+2Ca = 1,17$ en moyenne ; le rapport Fe/Mg varie de 1,85 à 2. Ce qui signifie que la variabilité dans ce faciès est faible. Ce granite ne s'est pratiquement pas différencié sur place.

Ce granite, pour certains éléments, présente trois échantillons ayant un comportement anormal. Il s'agit des numéros 83064, MC5, MC15.

- Le problème de 83064 et de MC5

Ces échantillons, dans les diagrammes où interviennent TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 et dans une moindre mesure CaO , sortent toujours du nuage de points représentatif de GM (Figure I.25, 26).

Dans le diagramme Sr:Ca ou Ba:K (Figure I.33, I.30) le cas est particulièrement flagrant, 83064 et MC5 montrent une surconcentration en Sr et en Ba. S'il s'agissait de roches ayant une fraction cumulative en feldspaths importante, les courbes de terres rares devraient montrer une forte anomalie positive en Eu, ce qui n'est pas le cas au moins pour MC5 (seul échantillon analysé pour les terres rares, Fig.I.32). Il ne s'agit donc point de cumulats éclatés. De plus l'hypothèse de cumulats n'explique pas les teneurs élevées en alumine. Le problème reste entier, car si l'on pouvait attribuer les valeurs élevées de Ba et Sr à une remobilisation tardi magmatique, ce n'est guère possible pour l'aluminium.

- Le problème de MC15 et de la mobilité des éléments au stade post ou tardi magmatique.

MC15 est une enclave de granite GM dans l'environnement aplitique (GRA) du faciès GR sombre. Elle fait environ 5m x 2m à l'affleurement. Sa minéralogie n'est pas modifiée.

Si l'on prend TiO_2 comme élément immobile et que à TiO_2 voisin on compare MC15 à MC30, on s'aperçoit que le calcium a terriblement chuté.

Le rapport Fe/Mg augmente pour se rééquilibrer avec celui de GR.

	GR sombre (MC14)	MC15	MC30
Fe/Mg	1,55	1,74	1,85

En regardant les analyses on s'aperçoit que MgO ne bouge pas, mais qu'il y a apport du fer.

Etant donné la forme de l'enclave à l'affleurement, les échanges ont eu lieu alors que MC15 n'était pas encore entièrement solide. Les éléments suivants sont mobiles et tendent en proportion à se rééquilibrer avec la masse encaissante. Il s'agit du fer, calcium, strontium et lithium. Les autres éléments ne semblent pas être affectés outre mesure, MC15 restant parmi les points représentatifs de GM.

Il reste le problème de l'alumine. Cet échantillon en est déficitaire de 1 % par rapport à MC30 pris comme référence.

Ceci pourrait être lié à la perte d'anorthite mais cela ne correspond qu'à 0,36 % d'alumine, ce qui d'ailleurs suppose déjà une mobilité de l'alumine. On peut aussi supposer un déficit en plagioclase à l'origine compensé par un enrichissement en quartz, ce qui aurait aussi l'avantage d'expliquer la chute en strontium et bien entendu en calcium. On aurait alors à faire à un magma légèrement plus riche en silice. L'environnement étant aplito-pegmatitique, la silice pourrait également provenir des fluides environnant. Ces deux dernières possibilités ont l'avantage de n'impliquer que

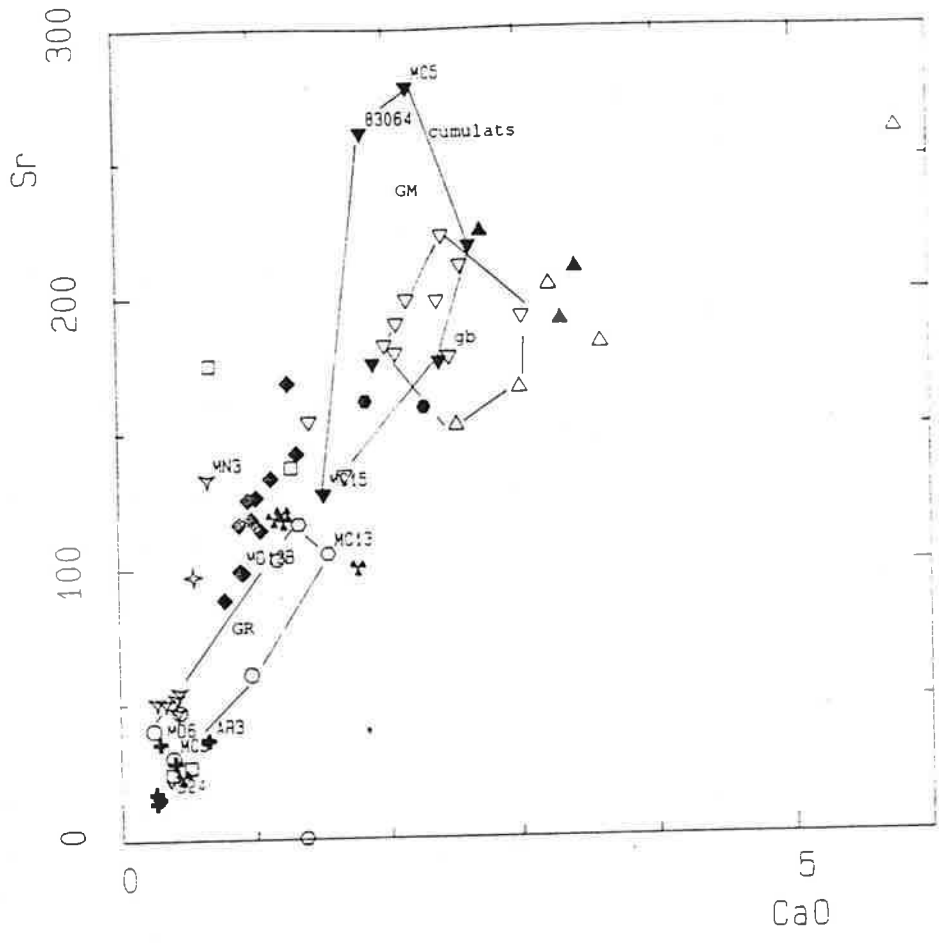


Figure I.33 : diagramme Sr:CaO

- légende
- ▽ GB
 - △ enclaves de GB
 - GRS
 - GRC
 - GRA masse aplito-pegmatitique
 - ▽ GJ
 - ✱ MG
 - ▼ GM
 - ▲ enclaves de GM
 - ◆ GN
 - enclaves de GN
 - ✱ GA
 - ✱ Granite similaire à GJ venant de Germano
 - ✱ filons hypovolcaniques

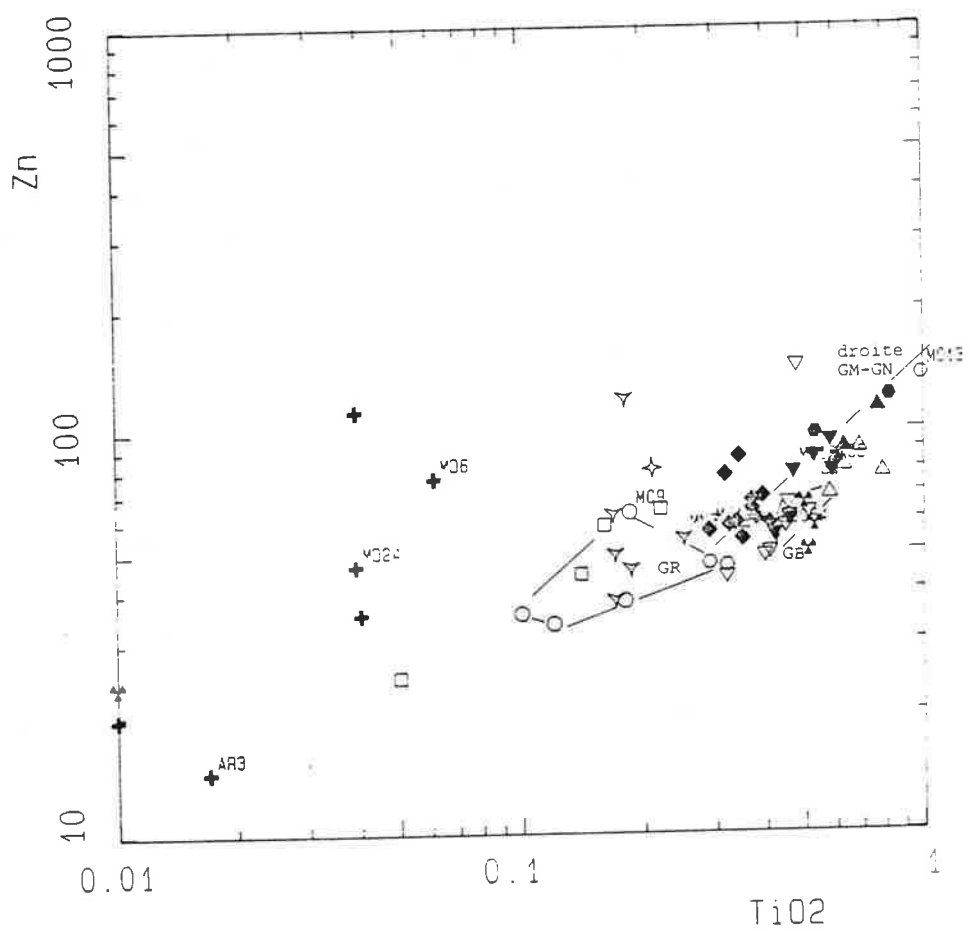


Figure I.34 : diagramme Zn:TiO₂

des échanges limités (l'alumine ne serait alors pas mobile) avec le magma encaissant et pour des éléments mobiles, ce qui est peut-être plus conforme à la réalité.

- GN - C'est un granite très homogène, SiO_2 varie de 69,5 à 71,6, il est vraiment peralumineux, et très riche en muscovite. A/CNK vaut 1,29. Fe/Mg varie de 1,98 à 1,81 ; là aussi la variation est faible, il ne s'est pas différencié sur place.

- GA - Ce n'est pas un granite géochimiquement homogène, il y a fréquemment une grande dispersion des valeurs pour les éléments les plus "mobiles". Etant données les structures vues au microscope (voir paragraphe 2-8): la muscovite est le seul mica présent et vraisemblablement en remplacement (mais à quel stade?) de la biotite, et les textures d'albitisation, ces variations sont sûrement dues à l'action d'un fluide.

SiO_2 varie de 70,5 à 75 %.

A/CNK de 1,12 à 1,86.

Fe/Mg de 1,51 à 4,23.

L'échantillon AR3 malgré de grandes similitudes pétrographiques ne doit pas être considéré comme appartenant à ce granite. En effet, l'analyse montre des teneurs de 4 à 10 fois plus faibles que les teneurs moyennes des autres échantillons pour les éléments suivants : Fe, Mn, Li, Sc, Th, Y, Rb, U, en outre son rapport Zr/Hf, situé dans la moyenne crustale, l'exclut totalement de l'ensemble des autres échantillons. On remarquera qu'il présente une anomalie positive en europium (figure I.32), fait totalement inhabituel.

4-4-2 Analyse du système GM, GN, GA.

Les analyses d'éléments traces par fluorescence X et ICP ont permis de constater que ces trois faciès semblaient représenter une suite cogénétique. Ceci en deux temps:

- D'une part GM et GN présentent un alignement tout à fait caractéristique d'un processus de cristallisation fractionnée, sur les diagrammes bilogarithmiques Zr:TiO₂, V:TiO₂, Zn:TiO₂ (figures I.27, 29, 34)

- D'autre part, GN et GA présentent des teneurs élevées en un certain nombre d'éléments (Sn, Be, Li, Mn), tout à fait inhabituelles pour des granites banals même leucocrates. On peut les comparer aux granites GJ et GR sur les figures I.44 et I.45. Ceci permettrait, bien que la liaison GM, GN, GA sur le diagramme Zr:TiO₂ par exemple représente une ligne brisée, de laisser supposer un lien cogénétique entre ces trois granites.

Dans le but de préciser ces relations, des analyses par activation neutronique ont été faites sur un bon nombre d'échantillons. Ainsi, plusieurs éléments non dosables par les méthodes précitées ont été accessibles (Ta, Hf par exemple), d'autre part la précision du dosage sur d'autres éléments (TR, Sc, Th, U) les ont rendu utilisables avec une meilleure fiabilité du résultat.

Ainsi bon nombre de choses ont pu être éclaircies.

Le diagramme Nb:Ta (Figure I.35) à cet égard est particulièrement instructif.

En effet ces deux éléments sont typiquement hygromagmaphiles et donc s'enrichissent avec la différenciation par ailleurs ces éléments sont peu sensibles à l'influence d'une phase fluide (Wang et al 1982). Ils sont donc particulièrement adaptés pour tester l'hypothèse de cristallisation fractionnée. En diagramme bilogarithmique, une droite reliant les divers granites doit être obtenue.

Or on observe que GM présente une droite d'évolution décalée par rapport à celle qui relie parfaitement bien GN et GA.

On doit donc en conclure que :

- l'hypothèse de cristallisation fractionnée pour relier GM et GN est fausse,
- par contre il semblerait qu'un lien de ce type existe réellement entre GN et GA.

Raimbault (1987) montre que lors d'un processus de cristallisation fractionnée, le rapport Zr/Hf diminue fortement, tout en dessinant une évolution courbe, le granite origine étant alors situé dans la moyenne crustale (qui est environ de 35, Taylor et McLennan, 1985). Sur ce diagramme, on constate que GM et les échantillons les moins évolués de GN sont situés dans la moyenne crustale tandis que les échantillons les plus différenciés de GN et les échantillons représentatifs de GA s'écartent de cette moyenne tout en dessinant une courbe conforme à celle prédite par le modèle. On doit donc conclure :

- que GM ne peut avoir donné naissance à GN puisque ces deux granites ont le même rapport Zr/Hf,

- GA est bien le produit d'une évolution par cristallisation fractionnée de GN.

D'autres diagrammes peuvent également prouver la réalité de ce phénomène par exemple, le diagramme Cr:Co (Figure I.37) où GM et GN sont situés côte à côte avec des teneurs en chrome identiques, alors que la biotite (unique minéral ferro-magnésien de GM) fractionne Cr et Co dans les mêmes proportions ce qui devrait entraîner une chute corrélée de ces deux éléments; ou bien le diagramme Sc:Ta (Figure I.38) où là encore une droite aligne GN et GA bien que l'échantillon 950-9 soit un peu fort, GM restant à l'écart.

On remarquera que si l'ensemble des échantillons de GN suit remarquablement bien les lois, ce n'est pas le cas de ceux de GA. En effet, en plus de l'échantillon AR3 déjà signalé, l'analyse MD24 semble elle aussi s'éloigner de l'ensemble des autres échantillons : son rapport Zr/Hf est lui aussi également situé dans la moyenne crustale, sa teneur en tantale est très basse ainsi que le scandium, le rubidium, cette analyse pour les éléments traces est rarement intégrée au granite GA, il semble donc qu'elle ne puisse être considérée comme représentative du granite. Les courbes de terres rares également très différentes, en particulier pour AR3 qui présente une anomalie positive, en font réellement des objets à part. L'échantillon MD6 présente lui aussi un comportement particulier, à l'inverse des deux autres, il est fréquemment plus riche en Sn

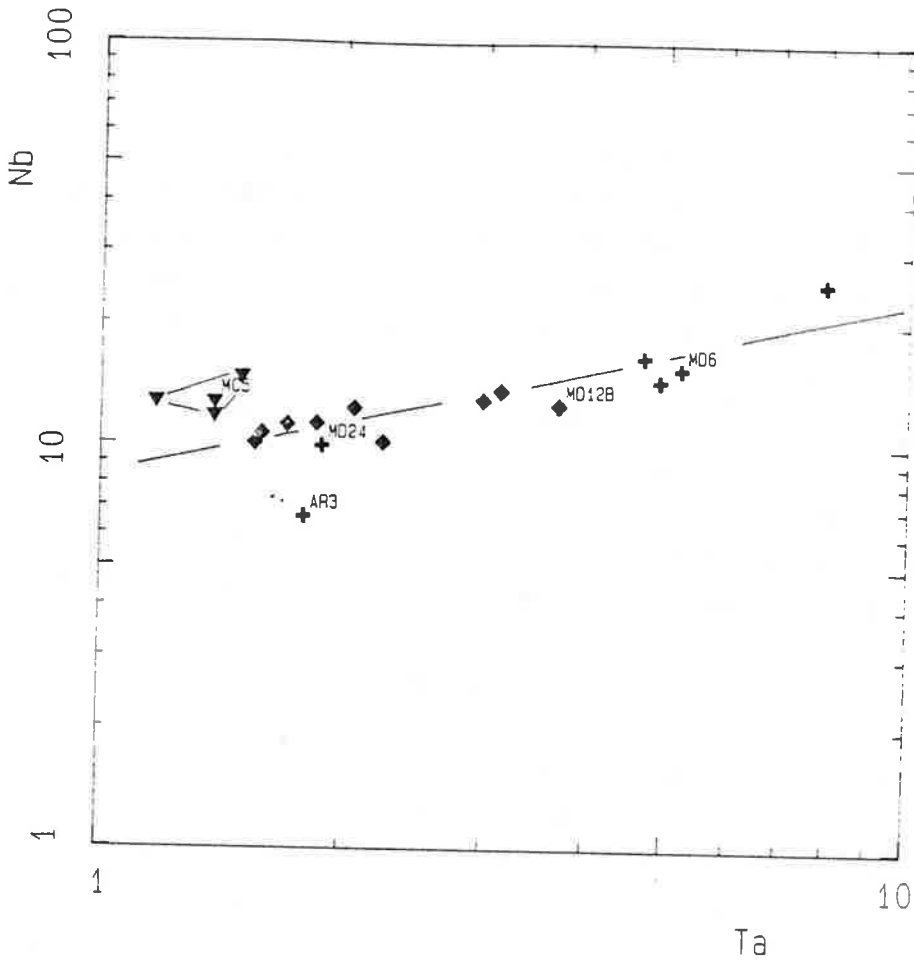
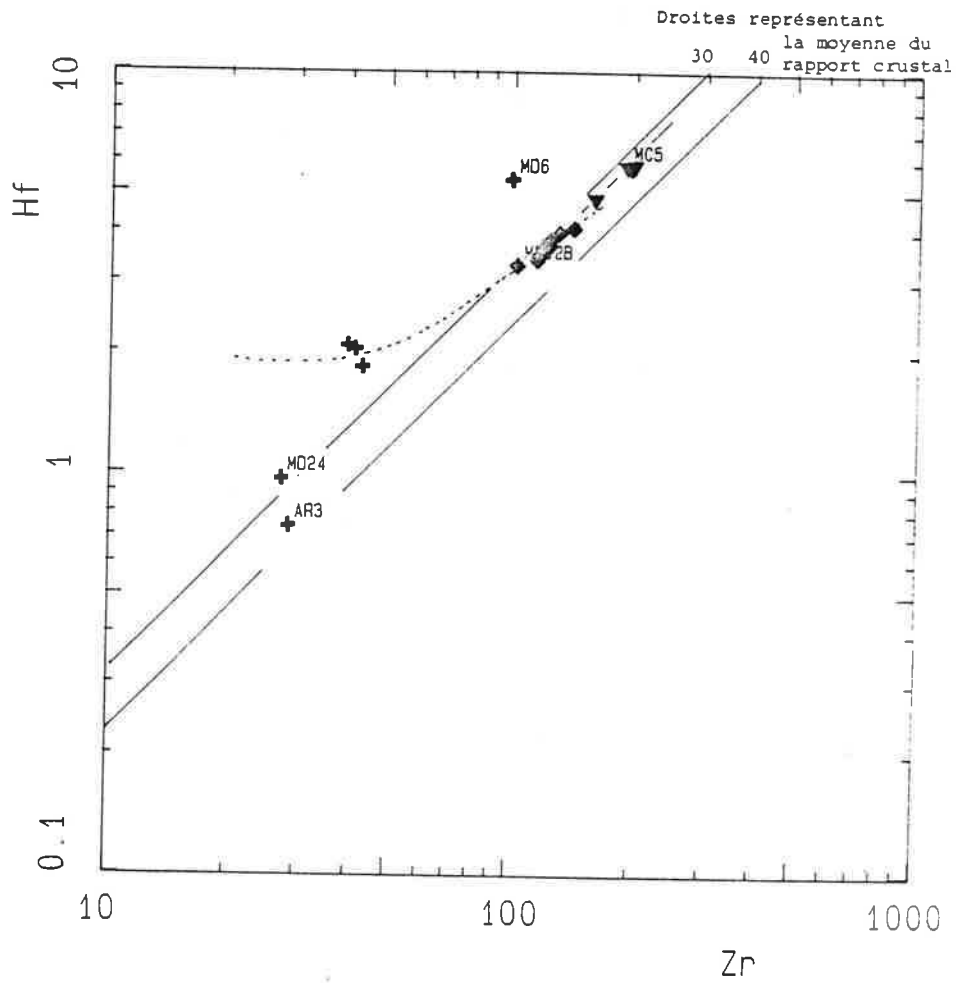


Figure I.35 :
Diagramme Nb:Ta

- ▼ GH
- ◆ GN
- + GA

Figure I.36 :
Diagramme Zr:Hf



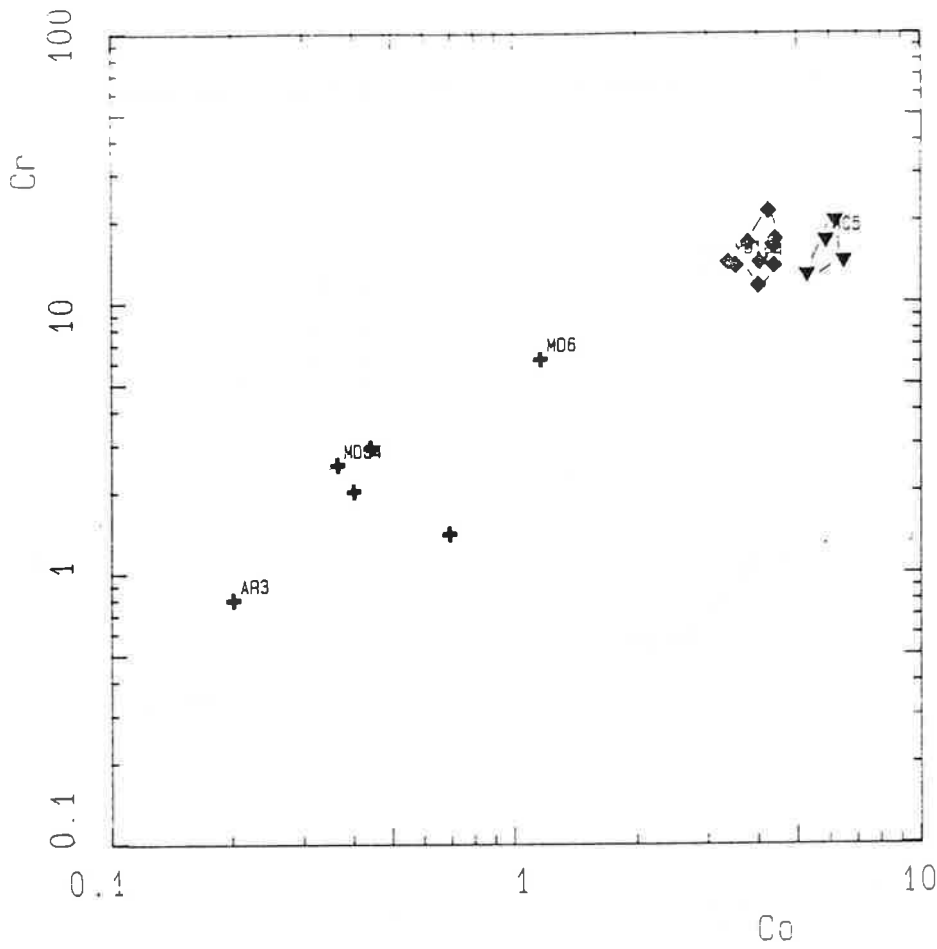


Figure I.37 :
Diagramme Cr:Co

▼ g
◆ g
+ g

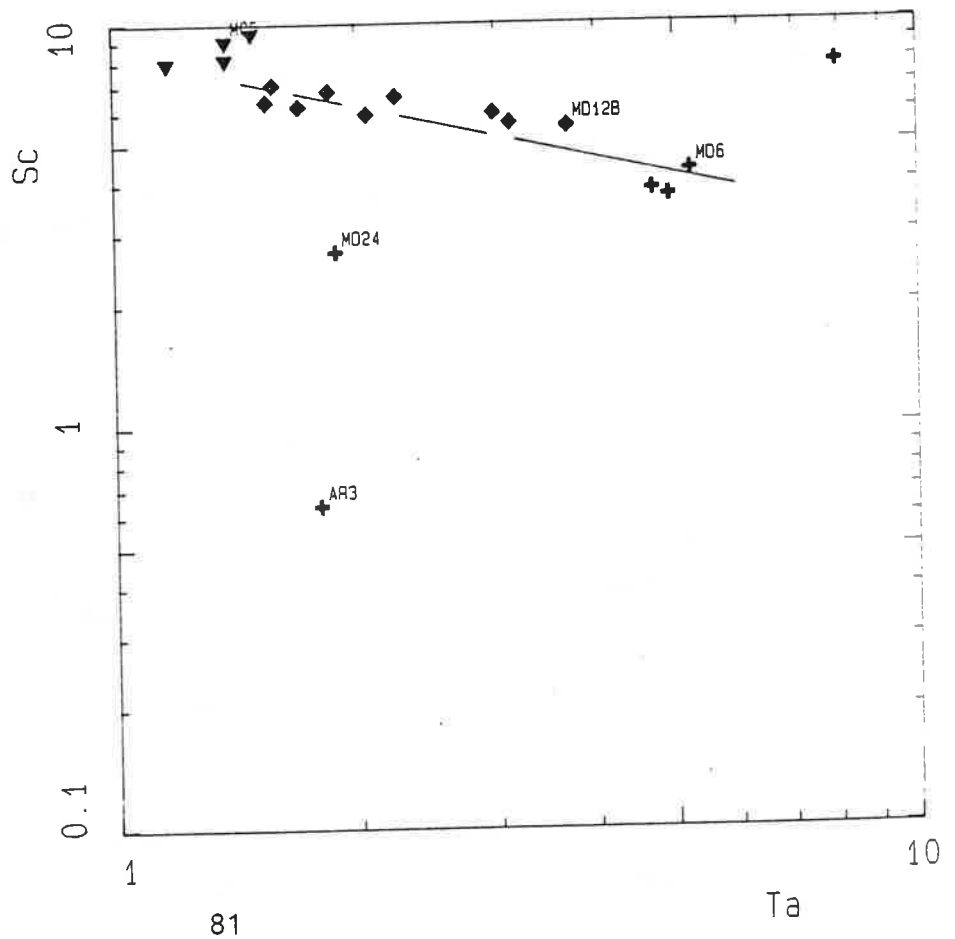
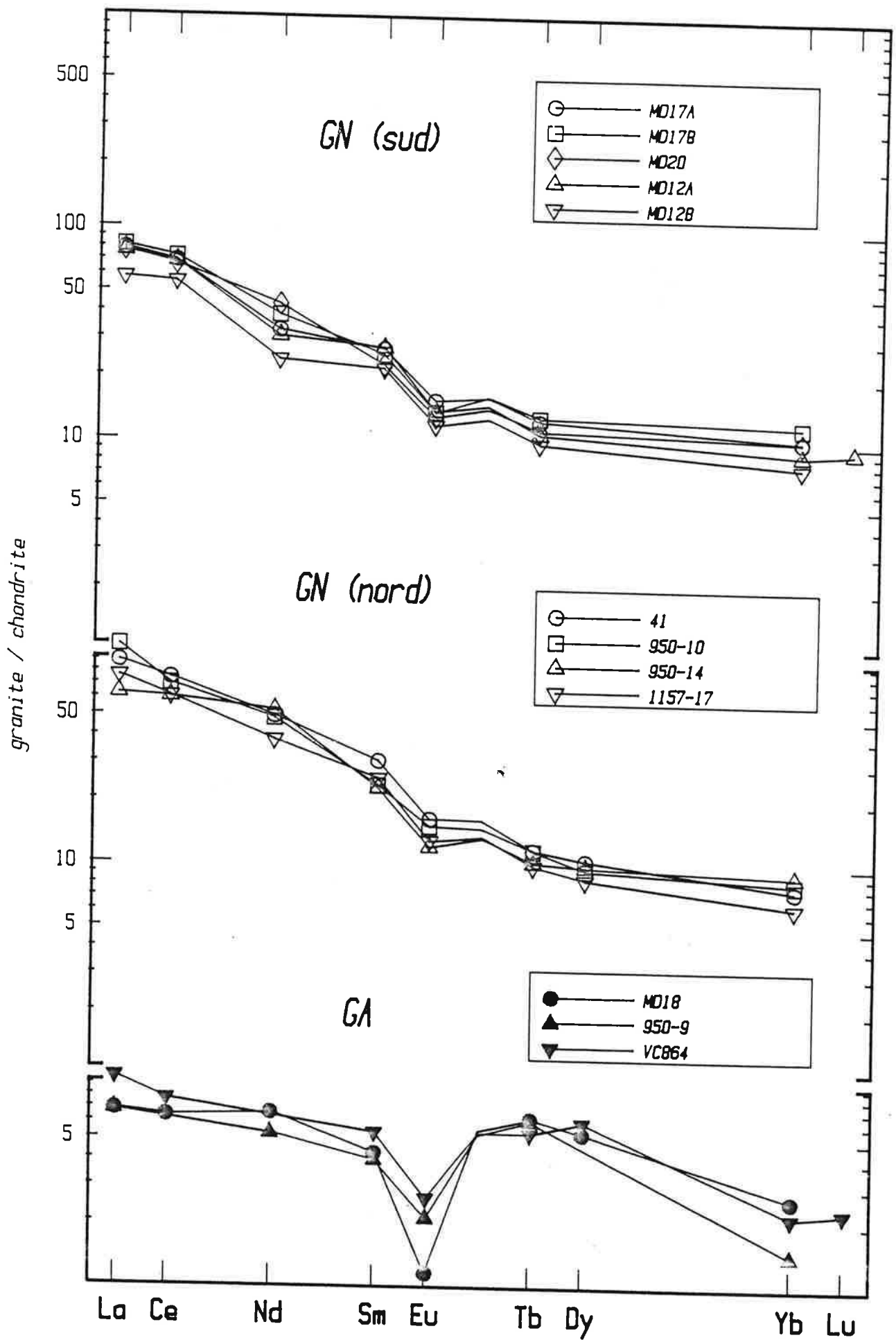


Figure I.38 :
Diagramme Sc:Ta

Figure I.39 : Spectres de terres rares des granites GN et GA



par exemple mais aussi en Hf, en Zr, il est malgré tout assez proche du GA, il en est donc vraisemblablement bien un émissaire, mais il a eu également une histoire particulière, mais de quel type ?

L'étude de cette série de trois granites montre que seuls deux d'entre eux peuvent être cogénétiques : GN et GA.

L'apport des analyses par activation neutronique précise également le problème de la différenciation interne au faciès GM puisque l'échantillon MC30, montre un rapport Zr/Hf plus bas (30,64) que les autres échantillons (moyenne 33). Et sur les diagrammes cités précédemment, MC30 est toujours parmi les plus évolués. L'étude des courbes de terres rares confirme également cela. En effet ce granite présente des courbes tout à fait banales pour ce genre de granites $(La/Yb)_n = 15$, $Eu/Eu^* = 0,60$ (figure I.32) ; on peut les comparer à celles de Cocherie (1986) par exemple. Trois des échantillons analysés ont des courbes qui se superposent tout à fait, tandis que l'échantillon MC30 présente un léger abaissement des TR légères $[(La/Yb)_n = 10]$. cette baisse est probablement à relier à la cristallisation de l'allanite. En effet l'allanite fractionne fortement les TR légères ($D_{La} = 2827$ $D_{Yb} = 37$ (Mahood et Hildreth 1983)) et c'est un minéral fréquent dans ce type de granite et d'ailleurs présent dans celui-là. MC30 présente également une variation de l'anomalie en europium $Eu/Eu^* = 0,834$ contre 0,60 pour les trois autres.

4-4-3 GN-GA : Modélisation de la cristallisation fractionnée

Une modélisation de la cristallisation fractionnée à partir des terres rares est tout à fait possible. En effet, un rapide examen de ces courbes montre que :

- GN est moins évolué que GA. $Eu/Eu^* \approx 0.7$. Les courbes enveloppes de l'ensemble des spectres (figure I.40) montrent que ce granite est homogène. Ses spectres, à l'égal de ceux des autres granites, sont tout à fait banaux.

- GA montre lui des courbes beaucoup plus inhabituelles, avec un fort fractionnement de l'europium: $Eu/Eu^* = 0,23$ à $0,49$. La courbe est très plate jusqu'à une chute importante des terres lourdes (Dy à Lu). De plus on remarquera que ce granite a des teneurs très basses en terres rares : $\Sigma REE = 18$, tandis que pour GN $\Sigma REE \approx 120$. Les trois courbes de terres rares retenues comme représentatives de ce granite (MD18, 950-9, V686-4) sont cohérentes entre elles, comme le montrent les courbes enveloppes (figure I. 40).

Une modélisation du spectre de l'ensemble des minéraux devant fractionner pour passer de GN à GA a été effectuée.

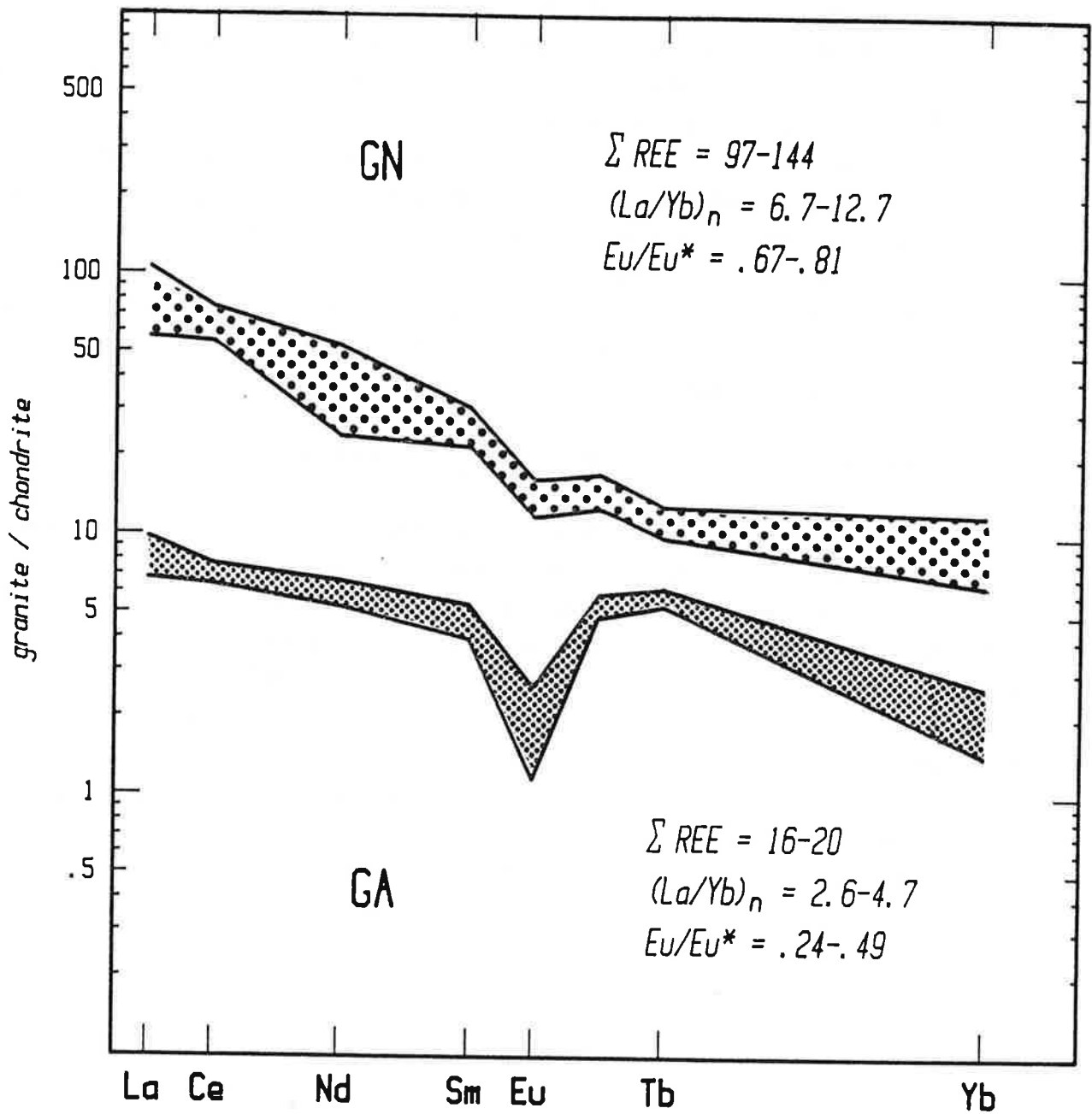


Figure I.40 : Courbe enveloppe des spectres des granites GN et GA

Celle-ci a été effectuée à partir de la loi de Rayleigh :

$$C^i = C^i_0 f^{D^i-1}$$

- C^i_0 : concentration de l'élément i dans le magma initial ici GN
- C^i : concentration de l'élément i dans le magma final ici GA
- D^i : Coefficient de partage global solide/liquide
- f : Proportion restante de liquide ou coefficient d'avancement de la réaction.

A partir de cette équation, on se propose de chercher D, puisqu'un coefficient de partage ou plutôt dans le cas des terres rares un ensemble de coefficients de partage sera caractéristique des minéraux fractionnant.

Dans l'équation de Rayleigh, il existe une autre inconnue : f

La difficulté sera contournée en fixant pour un élément donné un coefficient de partage fictif approximatif, ainsi f sera par la même occasion fixé. Bien entendu, dans ce cas, f est alors une valeur relative et non absolue.

L'élément de référence choisi ici pour fixer f selon l'équation extraite de la loi de Rayleigh : $f = (C^{ref}/C_0^{ref})^{1/(D^{ref}-1)}$ sera le tantale. Dans la mesure où il s'enrichit tout au long de l'évolution, son coefficient de partage est inférieur à 1, d'une manière arbitraire mais pour plus de commodité D_{Ta} sera pris égal à 0,5. Le calcul sera fait en prenant comme magma initial une moyenne d'analyses de GN (950-10 ; MD17A et B, MD20), le magma final étant chacune des trois analyses retenues, comme représentatives de GA. Les résultats sont figurés dans le tableau ci-dessous.

Pour $D_{Ta} = 0,5$	magma initial :		moyenne des échantillons :	
			950-10	MD17A,B MD20
D calculé	magma final			
	MD18	950-9	VC86-4	
La	2,13	1,78	2,00	
Ce	2,08	/	2,04	
Nd (ICP)	1,83	1,65	/	
Sm	1,82	1,59	1,74	
Eu	2,15	1,60	1,80	
Tb	1,27	1,20	1,36	
Yb	1,57	1,59	1,69	
Lu	/	/	1,67	

Tableau I.5 : Coefficients de partage calculés pour le fractionnement GN-GA.

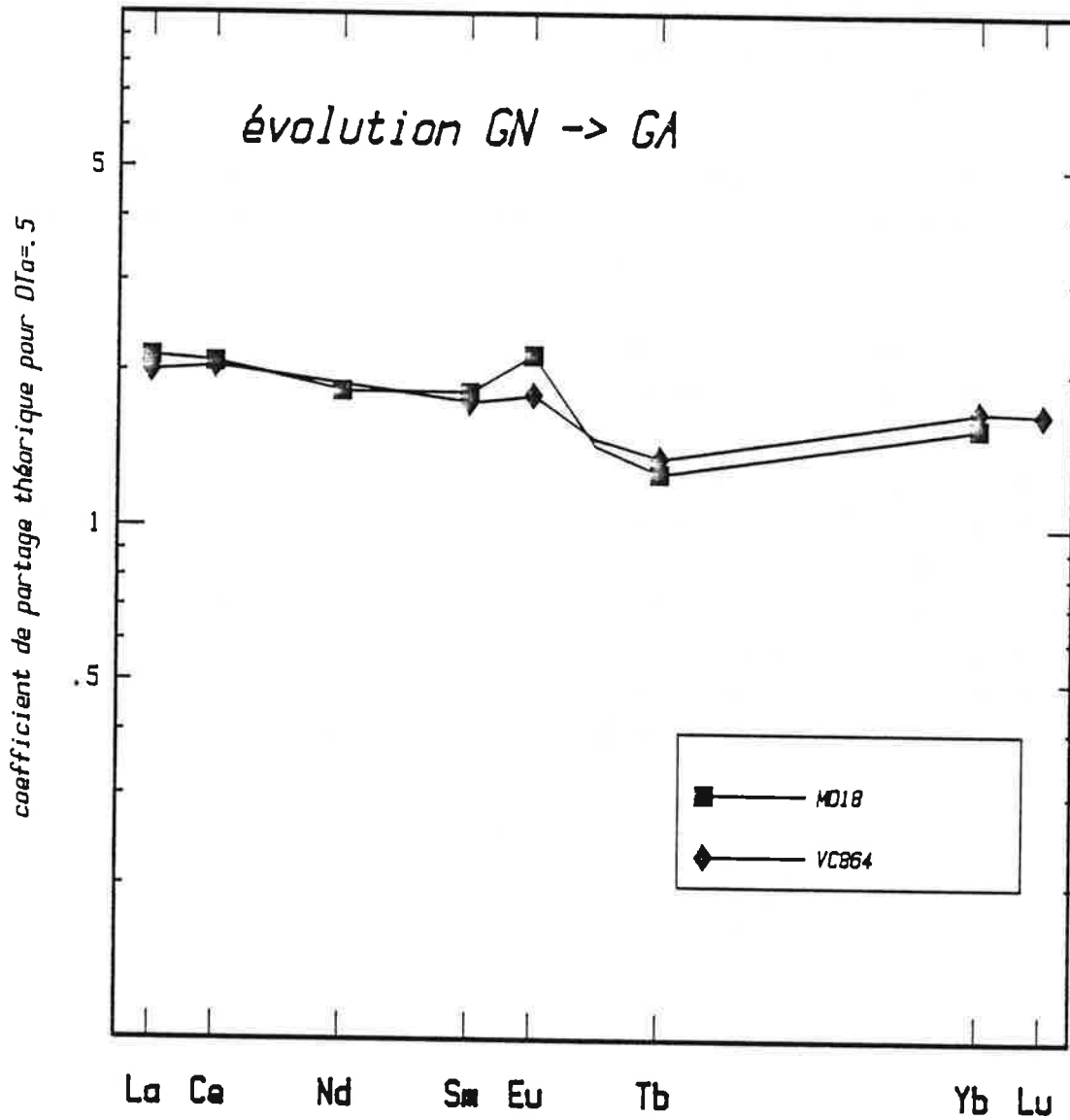


Figure I.41 : Coefficients de partage relatifs de l'évolution GN - GA

Le spectre global des coefficients de partage relatifs nécessaires pour passer de GN à GA est représenté sur la figure I.41. C'est le spectre de minéraux fractionnant:

- les TRlégères
- l'euporium
- les TR lourdes (Yb et Lu).

Le fractionnement des TRlégères peut raisonnablement être attribué à la présence de monazite. Ce minéral est présent dans GN. Visiblement, il influence la cristallisation de ce granite puisque l'échantillon MD12B, que l'on peut remarquer comme étant relativement évolué par rapport au reste de GN (Mn:TiO₂, Nb:Ta etc.) présente une courbe de terres rares déjà affaiblie en TRlégères. L'intervention de la monazite dans la cristallisation fractionnée est un fait déjà mentionné pour des granites leucocrates (Mittlefehldt et Miller 1983). L'allanite, bien qu'ayant le même comportement vis à vis des terres rares, est à exclure dans la mesure où elle n'est pas présente et est plutôt caractéristique des magmas plus calciques. L'anomalie positive en euporium, montre que le fractionnement lié aux feldspaths reste important.

Par contre la fin du spectre n'est pas élucidée car pour ce type de granite il n'existe pas à priori de minéraux ne fractionnant pas du tout les terres rares lourdes du milieu du spectre (Sm, Dy et Tb) puisque le zircon ou même le grenat fractionnent l'ensemble des terres rares lourdes tout au moins à partir du dysprosium (Mahood et Hildreth 1983,). On peut cependant observer, sans que cela puisse être une explication, que des granites semblables à GA (Dajishan, Raimbault et al 1985 par exemple ou Fumade, Tessier 1989) ont le même type de fractionnement.

Autrement dit, ce test de cristallisation fractionnée n'explique pas tout, loin de là.

D'autant plus qu'un certain nombre d'éléments parmi les éléments de transition montrent une chute des teneurs pour GA qui élimine l'hypothèse de cristallisation fractionnée au moins pour ces éléments-là. On regardera pour cela le diagramme I.42, il s'agit du Ni, Cr, Co. Le vanadium présente en outre une grande dispersion des teneurs, mais peut-être liée en partie à la précision analytique très faible à ce niveau de teneurs. Ces éléments par contre varient de la même manière puisque deux à deux, ils sont corrélés (figure I. 37).

Un diagramme Rb:Ta (Figure I.43) permet de constater également que si Rb s'enrichit dans GN, il suit une loi d'enrichissement beaucoup plus forte pour GA. Et dans ce diagramme, GA n'est relié à GN qu'au début du "trend" évolutif de GN.

On peut donc envisager deux solutions pour expliquer cette divergence de comportement des différents éléments :

- il y a eu intervention d'une phase fluide emportant une partie des éléments de transition. Mais ceci n'explique pas alors un enrichissement fort en Rb de GA, ni même son enrichissement en étain.

- on peut également rester dans un modèle de cristallisation fractionnée, en imaginant qu'une partie du magma de GN (la partie la moins différenciée) ait donné

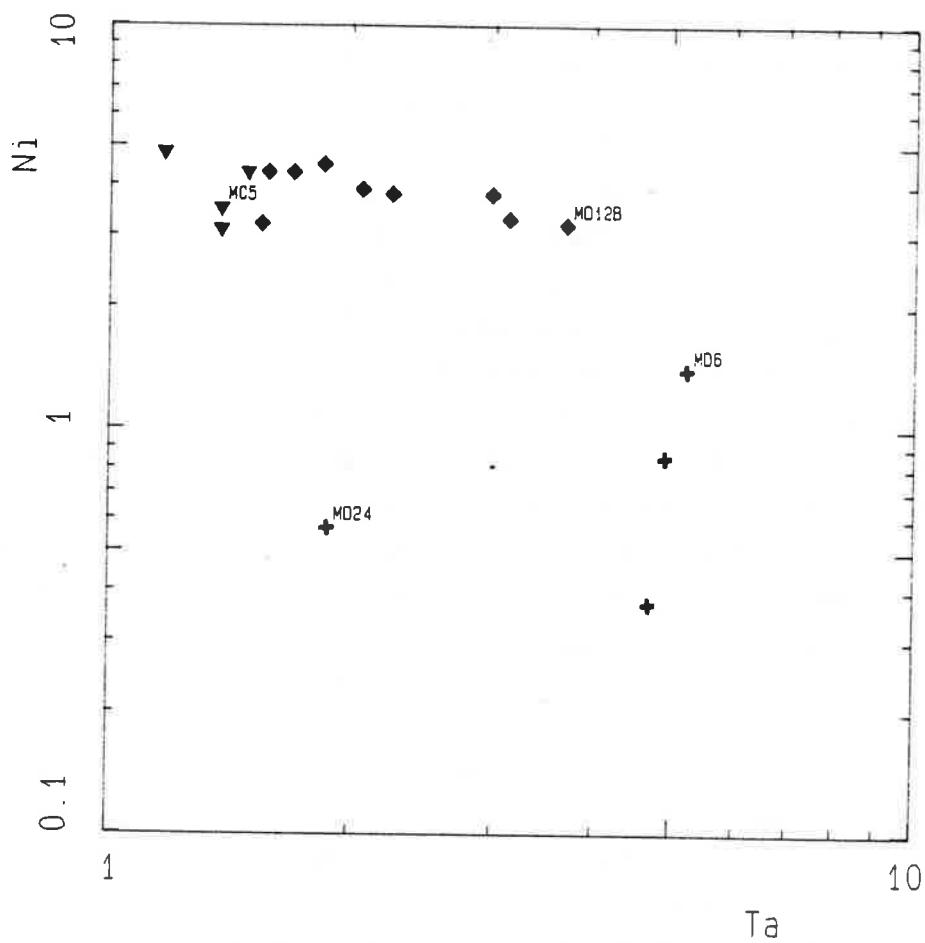
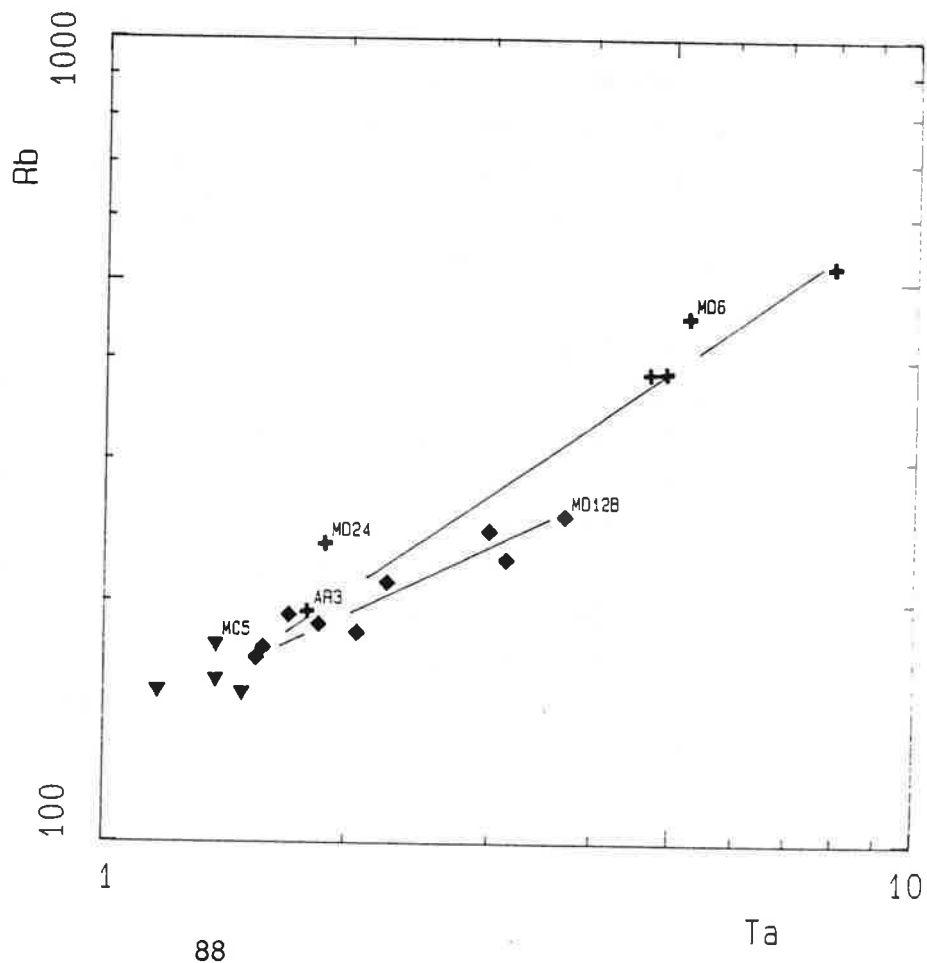


Figure I.42 :
Diagramme Ni:Ta

▼ GH
◆ S
+ GA

Figure I.43 :
Diagramme Rb:Ta



naissance à GA tandis que le reste de GN évoluait pour son propre compte, dans des conditions différentes. Tout ceci est très spéculatif puisque visiblement, un certain nombre de termes intermédiaires manquent entre GA et GN.

Il faut donc retenir que GA et GN ont un lien génétique très fort, pas entièrement explicité.

4-4-4 GN-GA : Conséquences métallogéniques possibles

Les teneurs élevées de ces deux granites pour un certain nombre d'éléments assez rares, ont été comparées d'une part à des granites présentant le même type de lien (courbe de terres rares lourdes intermédiaires déprimées lors du passage Granite I à deux micas au granite II à muscovite grenat). Les deux exemples utilisés sont associés tous deux à des gisements de tungstène, l'un de type filonien pour Dajishan, l'autre de type skarn pour Fumade. D'autre part aux valeurs trouvées par Tischendorf (1978) pour ce qu'il appelle des granites précurseurs (c'est à dire pouvant éventuellement donner lieu à une minéralisation, si une évolution suffisante avait eu lieu et des granites spécialisés (associés à des gisements d'étain et de tungstène).

Les valeurs de Tischendorf sont, en principe, exemptes d'enrichissement considérés comme postmagmatiques.

On constate que, dans tous les cas, ces granites sont très leucocrates ($\text{SiO}_2 > 72\%$) et s'écartent de la moyenne des granites normaux.

GA et GN présentent donc bien des enrichissements anormaux. Leur caractéristiques les portent plutôt vers des granites stannifères (importance de Sn et Li).

	Dajishan		Fumade		Longobucco		Tischendorf 1977 - Compilation		
	2 micas	Gt-Mn	2 micas	Gt-Mn	GN	GA	Précurseurs	Minéralisateurs	Granite normal
Li	126	77	25	40	100	60	130	220	40
Be	13,5	116	4	20	4	4	7,5	13	5
Nb	29,9	44	15	22	10	15	/	/	/
Sn	32	56	6	20	10	17	10	30	3
W	26	175	/	/	4,7	3,8	3	7	2
Mn	0,8	0,15	0,05	0,1	0,06	0,04	/	0,045	/
Ta	12	152	2	4,5	3	5	/	/	/

Tableau I.6 : "Granites minéralisateurs" - Comparaison.

Ce tableau représente des ordres de grandeurs et non des moyennes.

Cette suite granitique GN-GA semble donc présenter un potentiel minéralisateur certain. La relation possible avec les skarns sera étudiée dans la conclusion.

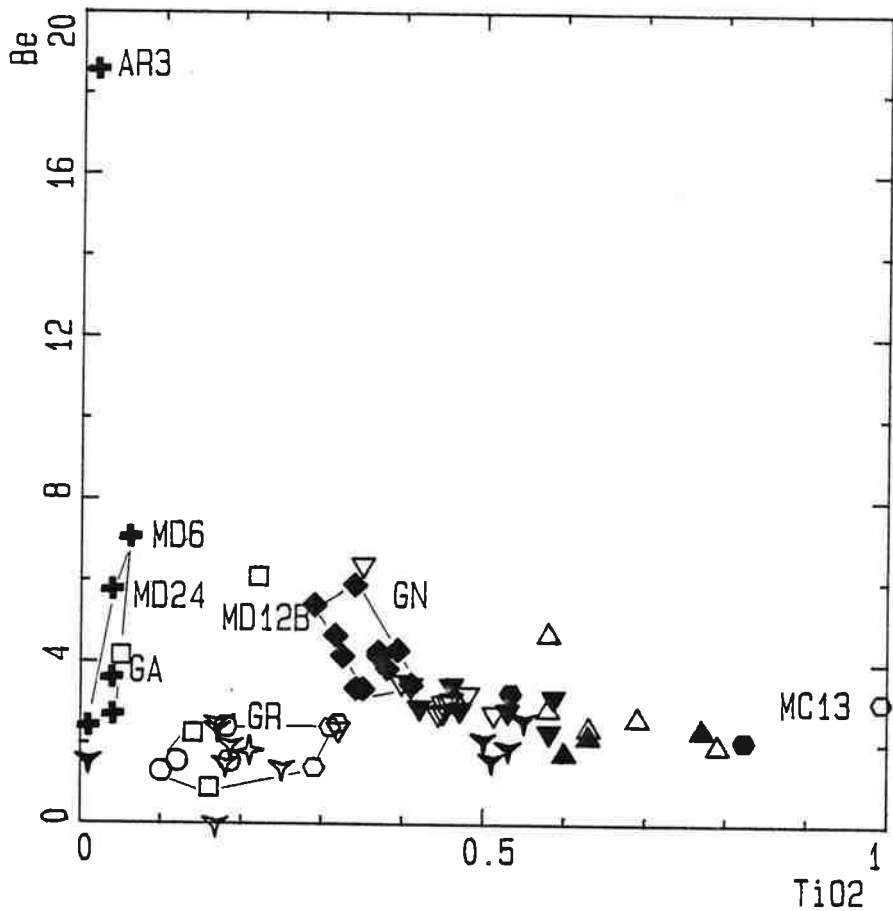


Figure I. 44 :
diagramme Be:TiO₂

- légende
- ▽ GB
 - △ enclaves de GB
 - GRS
 - GRC
 - GRA masse aplito-pegmatitique
 - Y GJ
 - ▼ MG
 - ▼ GM
 - ▲ enclaves de GM
 - ◆ GN
 - enclaves de GN
 - + GA
 - ✦ Granite similaire à GJ venant de Germano
 - ✦ filons hypovolcaniques

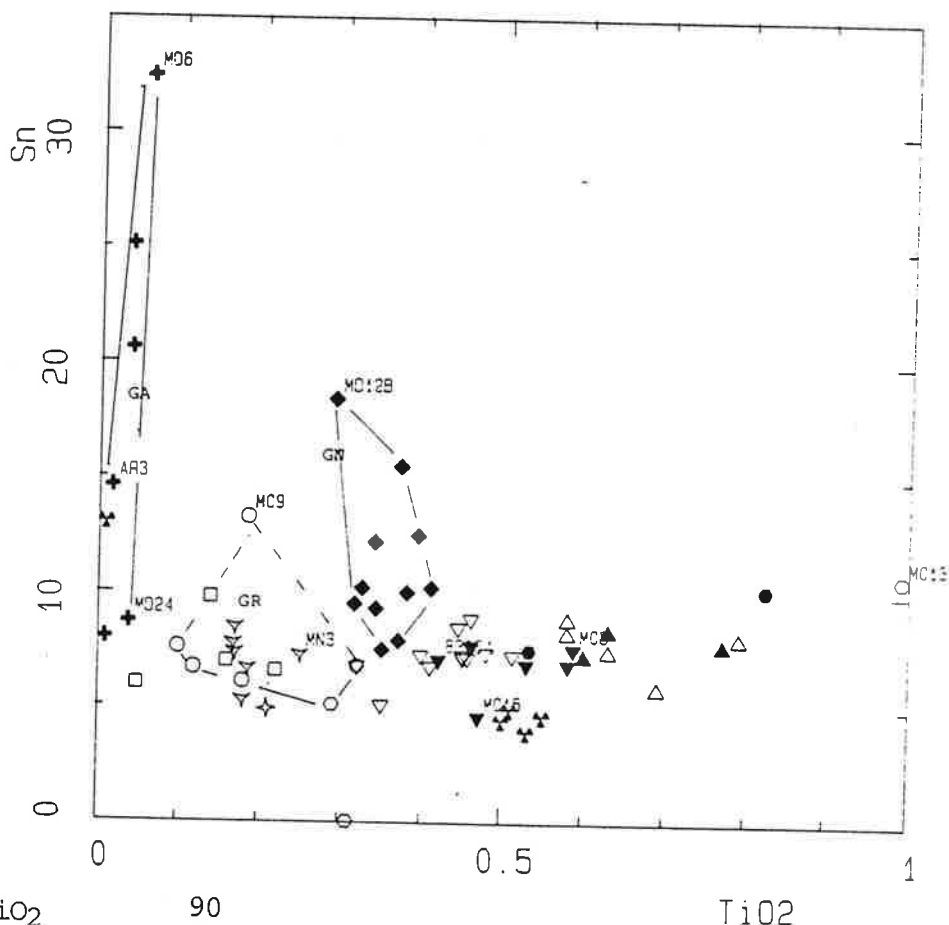


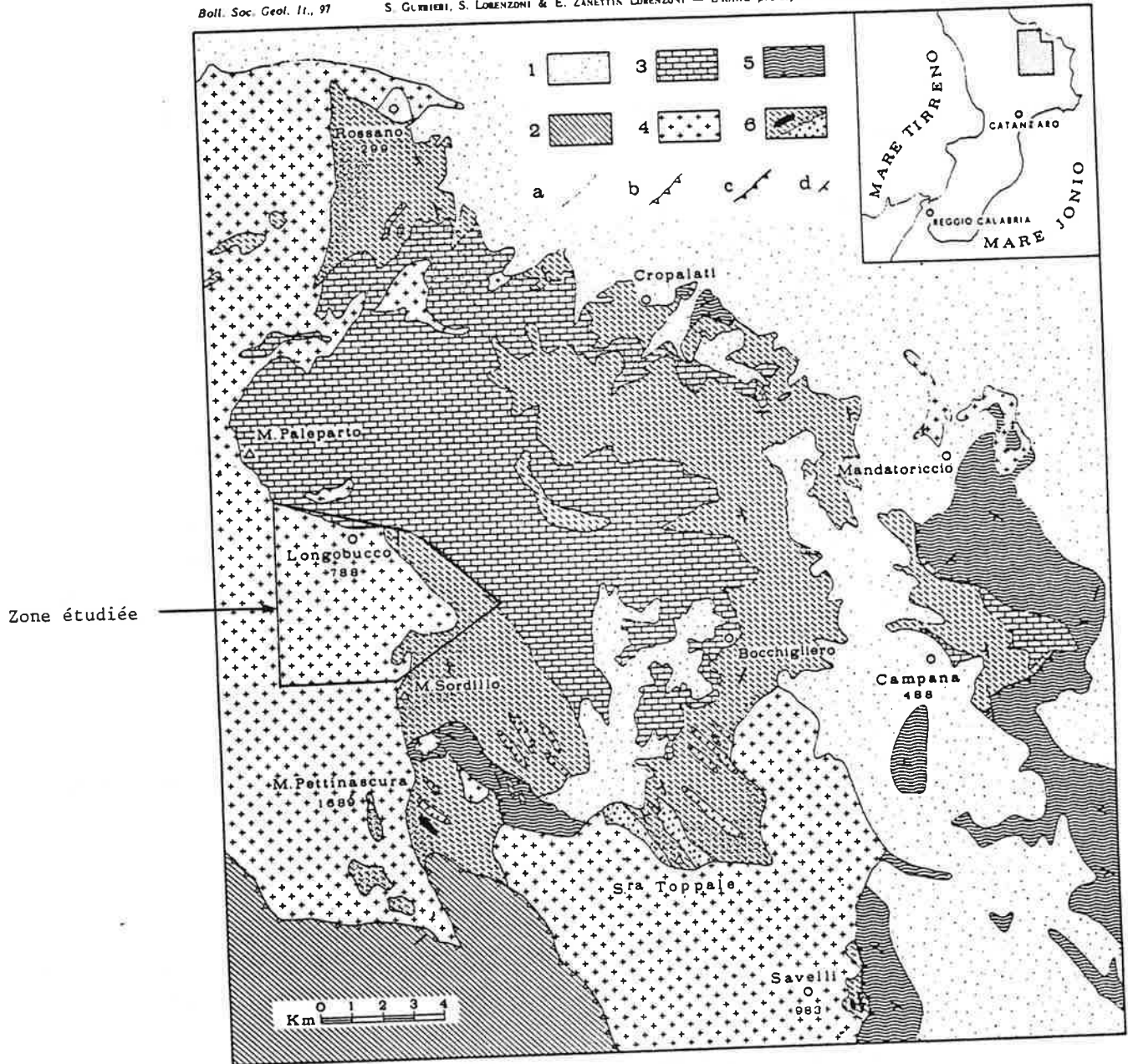
Figure I. 45 : Diagramme Sn:TiO₂

On peut tout de même remarquer leur proximité immédiate avec celui-ci (voir carte en annexe). Mais, disons le tout de suite aucune preuve formelle n'a pu être obtenue, si ce n'est un certain nombre de coïncidences comme par exemple la pauvreté en terres rares, fait commun au granite GA et aux skarns (sections III.4 et 7).

CHAPITRE II

"LA SERIE PALEOZOIQUE,

CADRE D'ETUDE"



Modèle de Gurrieri et al 1979, pour la série paléozoïque.

Légende :

Figure II.1

- 1- Sédiments terrigènes post-éocène.
- 2- Unité de Monte Gariglione.
- 3- à 6- Unité de Longobucco.
 - 3- Couverture sédimentaire lias à éocène (points)
 - 4- Granodiorite à biotite - granodiorite à biotite - amphibole granite à silicate d'alumine.
 - 5- Unité hercynienne de Mandatoriccio : micaschistes paragneiss, porfiroïdi et scisti porfirici, amphibolites avec blastèse postcinématique de biotite, muscovite staurotide, andalousite cordiérite.
 - 6- Unité hercynienne de Bocchigliero. Pélites et grès (traits inclinés). Métacalcaires lignes horizontales.. porfiroïdi (cercles). Les petits points indiquent l'auréole de contact.
- a- faille
- b- contact tectonique alpin
- c- contact tectonique hercynien
- d- direction

1- Bref aperçu de la littérature

La série paléozoïque, tout comme les autres roches de la Sila n'a vraiment pas excité la curiosité des géologues. L'unique datation partielle de la ou des séries a été faite en 1984. A ce jour, aucune étude stratigraphique détaillée n'est parue.

Deux organisations du paléozoïque ont été proposées :

- l'une par Dubois (1976) qui propose le schéma suivant :
- . à la base : une série pélitico-gréseuse à intercalations carbonatées de faible puissance,
- . au sommet : une série volcano-sédimentaire comprenant des porphyroïdes (épanchements rhyolitiques), des tufs et des arkoses couronnés par une série flyschöide.

La coupure entre les deux séries, par analogie avec ce qui a été proposé par Truillet (1968) et Atzori (1970) dans les monts Péloritains serait jalonnée par des calcaires dévoniens (Dubois 1976). Il y aurait éventuellement une discordance entre ces deux séries.

Dans le cadre de son modèle tectonique de la Calabre centrale, Dubois indique que le paléozoïque de la nappe supérieure (nappe supérieure de l'édifice calabrais, ayant peu subi les déformations liées à l'orogénèse alpine) montre un très faible métamorphisme général (schiste vert au maximum, $Mu + Chl + Qtz$) et une faible déformation.

- l'autre schéma proposé par Gurrieri et Lorenzoni (1979), divise la série en deux unités tectoniques distinctes (voir figure II.1).

A la base : l'unité de Bocchigliero. C'est une unité peu métamorphique (schiste vert) composée essentiellement de phyllades et de grès avec des intercalations de "porfiroïdi" et de "scisti porfirici" qui sont, respectivement selon les auteurs des roches d'origine vraisemblablement ignimbritiques et des roches volcano-sédimentaires. On y trouve aussi parfois quelques bancs de calcaires impurs (calcaires gréseux ou marnes) peu épais.

L'unité supérieure dite de Mandatoriccio serait mise en contact avec la précédente par un chevauchement d'âge hercynien. Cette unité aurait subi deux métamorphismes : l'un faible accompagné d'une importante phase plicative et l'autre plus intense (faciès amphibolite) dans des conditions statiques. Cette unité comprend : des paragneiss, des micaschistes, des "porfiroïdi" et des "scisti porfirici", des amphibolites. L'ordre de superposition ne semble pas justifié par ces auteurs.

Aucune stratigraphie, ni datation n'est proposée à l'intérieur de ces deux unités. Les unités proposées par ces auteurs ne forment qu'un seul ensemble dans le modèle de Dubois.

Bouillin et al (1984) ont daté le paléozoïque de la série de Bocchigliero à l'aide d'acritarches. Un âge cambro-ordovicien est ainsi proposé pour un niveau de schistes varicolores.

Par comparaison avec l'histoire et la lithologie du paléozoïque kabyle, ils proposent que l'unité de Mandatoriccio soit la base stratigraphique de la série de Bocchigliero. Le chevauchement n'ayant alors guère qu'une portée limitée. En cela ils rejoignent le modèle de Dubois.

Les seules certitudes concernant ce paléozoïque sont son âge précambrien (intrusion de granites carbonifères, Borsi et Dubois 1968) et l'existence de niveaux d'origine volcanique et volcano-sédimentaire.

2- Zone étudiée - Présentation

La zone étudiée va de la terminaison nord des schistes sous le jurassique jusqu'à la pietra di Zaccararo (pointe de la carte). La totalité de la zone est située dans l'auréole de métamorphisme de contact des granites.

Selon Dubois (1976) la zone est située dans la nappe supérieure et selon la carte de Lorenzoni in Gurrieri et al 1978, la série schisteuse de cette zone est intégrée dans l'unité de Bocchigliero.

Les remarques présentées ici ne concernent qu'une toute petite partie de la série, puisque n'a été étudiée que la zone où les skarns sont présents, zone qui ne constitue qu'une mince bande de terrain d'un kilomètre cinq cents de large prise entre le granite et la série jurassique.

La totalité des roches présentes est située dans l'auréole de contact du granite. Elles ne sont que faiblement cornéifiées et toutes gardent la marque d'une schistosité principale. Cette schistosité a une orientation de direction moyenne de 135 SW 50, soit finalement une orientation assez proche de l'orientation des granites, marquée par les mégacristsaux de FK et les enclaves (N 120).

Du bas vers le haut en remontant la rive droite du Ronzi, on observe la succession suivante :

- des grésopélites finement rubanées à grain fin à patine mate et marron (présence abondante de biotite). Une fracturation intense affecte ces roches. C'est le membre le plus important de la portion de série présente ici.

- en remontant la pente topographique, on passe au deuxième type de roche appelé par l'équipe de prospection de la SNIA, granite étiré et gneiss ocellé. Ces appellations partiellement justifiées sur le terrain ne rendent pas compte du caractère éminemment versatile de cette formation.

Il s'agit de roches fortement ocellées quartzo-feldspathiques à patine claire et avec une schistosité marquée par de fins lits biotitiques. La proportion de phénocristaux ainsi que la granulométrie de la matrice varie de manière brutale. Sur 10 cm, on peut observer trois tailles et densités de grains différentes avec des limites nettes. Cette hétérogénéité ne peut correspondre à une quelconque transformation de matériel granitique.

De fait, cette formation correspond tout à fait à ce que Dubois (1976) décrit comme tufs feldspathiques et à ce que Gurrieri et al (1979) appellent "Scisti porfirici".

Le contact entre les tufs feldspathiques et les grésopélites est net et brutal dans la zone du Ronzi. Plus au Sud, il se fait par intercalation de tufs dans les grésopélites jusqu'à disparition complète des grésopélites, lorsqu'on se dirige vers le granite.

Le marbre est le troisième type de roche sédimentaire de la série. Un seul affleurement est présent, c'est celui sur lequel s'est développé le skarn principal. Il est situé dans les grésopélites juste sous la limite avec les tufs. Mais on ne peut être sûr de sa position stratigraphique, étant donné les complications tectoniques de la zone (voir paragraphe 3.1). Les roches schisteuses transformées à scheelite (3.1) sont aussi situées dans les grésopélites, à la limite des tufs.

3- Description minéralogique

3-1 Tufs feldspathiques

La minéralogie de cette roche se décompose comme suit :

- une matrice à grain fin (0,01 à 0,1 mm) à texture granoblastique à quartz dominant et micas ainsi que quelques feldspaths non maclés.

La biotite contient des zircons "tête d'épingle". Elle peut former au sein de la matrice de véritables lits pélitiques de 0,4 mm d'épaisseur au maximum. Son allongement est alors parallèle au litage qu'elle dessine, autrement elle constitue des amas informes.

Des zircons disséminés dans la matrice sont assez fréquents. Ils sont alors automorphes, limpides (n'ayant donc subi que peu ou pas de transport). Ils sont de belle taille 0,1 à 0,2 mm.

Dans la lame CS067, il y a un niveau très riche en apatites. Celles-ci sont automorphes, limpides, légèrement vertes à la périphérie. Le coeur des apatites est automorphe et rempli d'inclusions noires nonidentifiables (figure II.2c).

La muscovite est surimposée en tout sens.

- des phénocristaux : ce sont eux qui donnent à la roche son aspect oeilé. Les yeux sont bleus lorsqu'il s'agit de quartz et blancs lorsqu'ils sont composés de feldspath.

- le quartz : il est toujours à contour anguleux. On trouve des quartz à habitus dit "rhyolitique" (à contour golfé éch MD11) ou bien parfaitement bipyramidés. Les quartz ont très fréquemment des fractures conchoïdales, le long desquelles ils recristallisent. Parfois certains quartz (figure II.2a, LM CS067) sont automorphes avec des fractures radiales conchoïdales ou non. Certaines de ces fractures sont remplies par une matrice de composition assez feldspathique contenant aussi du quartz xénomorphe et des biotites à zircon. Cette matrice pourrait représenter une composition de liquide. D'ailleurs un tel habitus des quartz ne se retrouve que dans les roches volcaniques ou microgrenues. Et les fractures radiales des quartz suggèrent fortement par une décompression très rapide, donc due à une éruption, sous l'effet de la rupture, il y a envahissement de certaines des fractures par le liquide magmatique.

- les feldspaths : on observe les deux espèces. Dans les deux cas, ils sont à contour anguleux ou automorphe (figure II.2b, LM MD16). Le feldspath potassique est à quadrillage microclinique avec des exsolutions d'albite parfois maclée. Les plagioclases sont maclés albite et péricline. Ils ne sont plus zonés, on trouve d'ailleurs parfois à leur voisinage de petites flaques de calcite (LM MD16). Leur composition varie selon les individus de An_3 à An_{15} . On y observe parfois de petits quartz ronds, qui rappellent les quartz précoces piégés dans les feldspaths des granites.

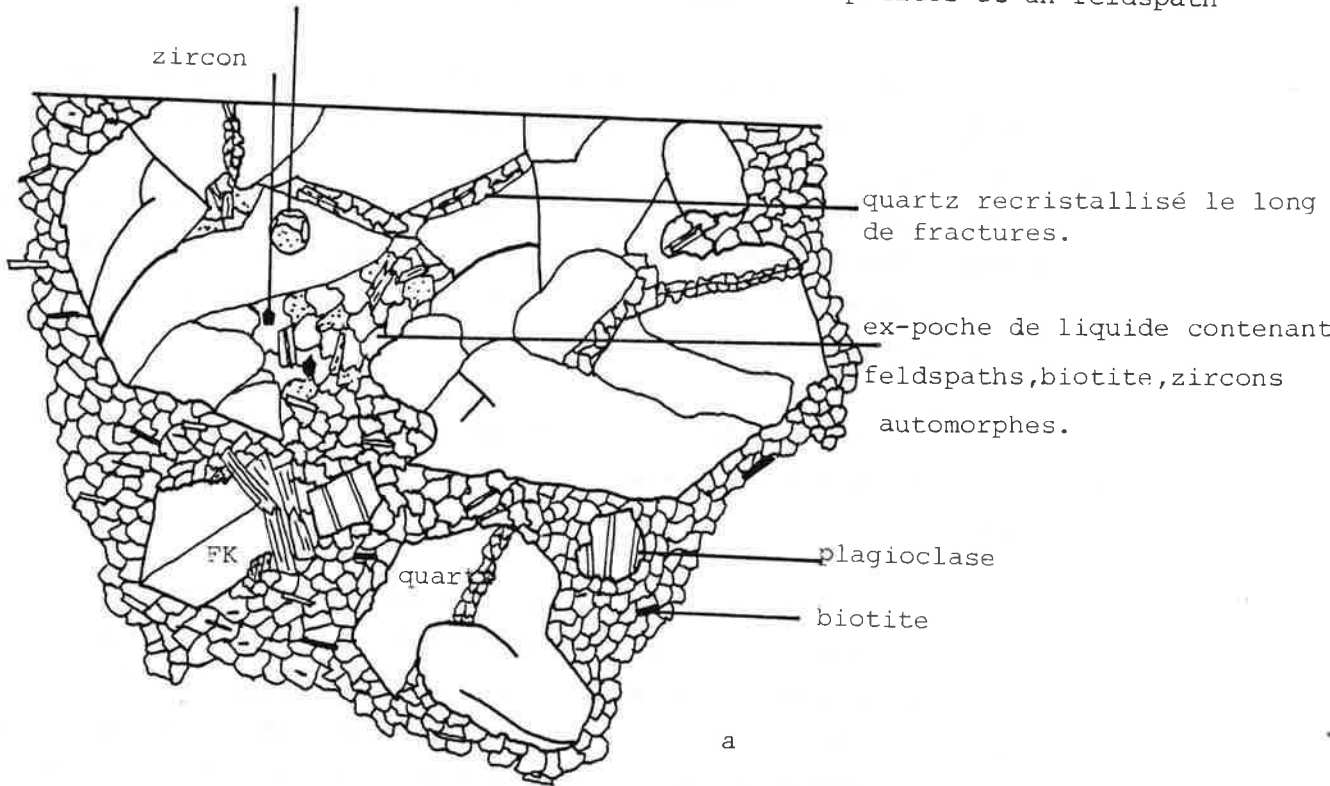
Très fréquemment l'allongement des phénocristaux est parallèle aux lits biotitiques.

En règle générale, par ordre d'abondance, on trouve Qtz > FK > PL, le matériel étant relativement hétérogène, cet ordre n'est pas toujours respecté.

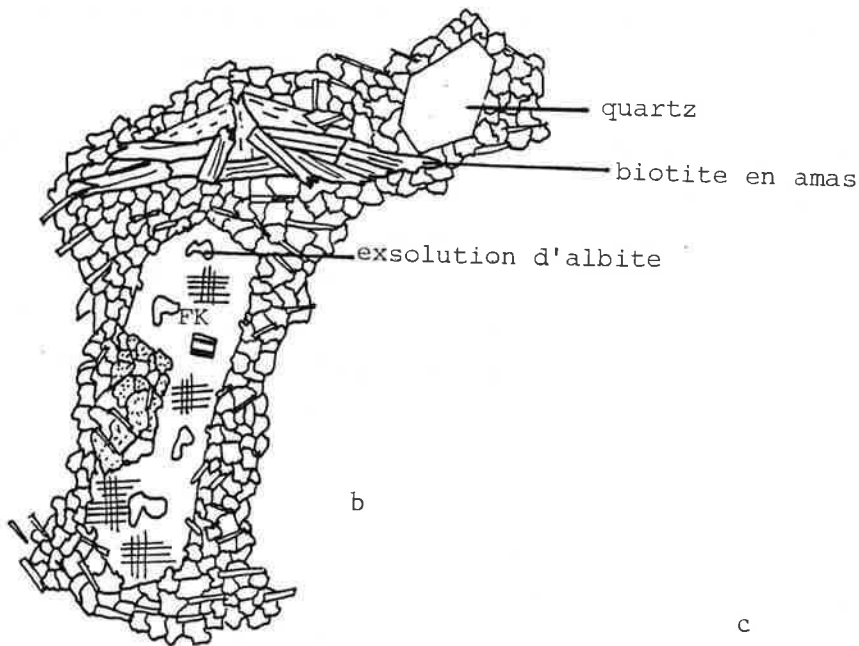
Etant donné l'habitus des phénocristaux, il faut songer à une forte influence du volcanisme sur la composition.

Ce matériel est toujours situé à proximité des granites. Etant donné sa composition minéralogique, l'empreinte du métamorphisme de contact est faible. Les recristallisations sont assez fréquentes. On trouve tout de même de l'andalousite dans certains lits biotitiques assez épais.

ex-bulle de liquide contenant des apatites et un feldspath

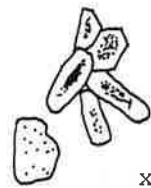


Quartz automorphe à fractures radiales et parfois conchoïdales
il contient aussi un ancienne poche de liquide x 10



feldspath potassique et quartz automorphes

LM MD16 x 20



x 100

amas d'apatites à coeur nuageux
(inclusions solides noires)
automorphes. LM CS067

Figure II.2

Habitus des phénocristaux des "tufs"

La cristallisation de muscovite en tout sens semble elle aussi être due au métamorphisme de contact.

Une intercalation de ce matériel au sein des grésopélites a été trouvée à une plus grande distance du contact (zone de la pietra di Zaccararo), soit plus de 2 kilomètres. A cet endroit la structure et la minéralogie sont semblables aux roches décrites précédemment. Mais on n'observe pas de biotite, seules muscovite, chlorite ainsi que quelques cristaux d'hématite sont présents. On peut donc penser que la cristallisation ou la recristallisation de la biotite est due au métamorphisme de contact.

3-2 Les grésopélites

Il s'agit d'une formation homogène constituée de roches à dominante schisteuse, montrant des alternances millimétriques de lits quartzeux et de lits micacés. Il a été observé localement de la tourmaline finement dispersée et un échantillon très riche en matière organique (MD21).

On peut distinguer deux auréoles centrées sur le massif granitique :

L'auréole externe est caractérisée par la finesse du grain (cristaux inframillimétriques), l'abondance de la muscovite et de la chlorite, et l'absence de biotite. Nous décrirons l'échantillon typique MD10. L'existence de granoclassement dans les lits quartzeux permet de considérer les alternances comme étant d'origine sédimentaire (S_0). La muscovite très fine ($L/l \approx 10$) dessine une schistosité de flux sécante sur S_0 . La chlorite très bien cristallisée constitue des amandes mono ou polycristallines, dont l'allongement $L/l \approx 2$ est conforme à la schistosité de flux, mais dans lesquelles la chlorite n'est pas toujours orientée parallèlement à cette schistosité. Elle semble malgré tout généralement syn-schisteuse.

Cette schistosité de flux est déformée par une crénulation fine, d'amplitude plurimillimétrique associée à une schistosité de strain slip soulignée par des oxydes.

L'auréole interne présente les particularités suivantes : grain millimétrique devenant plurimillimétrique au voisinage des granites, absence de la chlorite, muscovite largement cristalline et apparition de la biotite, de l'andalousite et de la cordiérite.

Aucun critère de polarité n'a pu être observé dans ce domaine largement recristallisé. En conséquence, les alternances de lits quartzeux et de lits pélitiques ne peuvent être assimilés de façon certaine à la surface S_0 définie pour l'auréole externe. Nous l'appellerons S_{0-n} . Les micas dessinent une schistosité de flux S_{n+1} sécante sur S_{0-n} . Cette schistosité est ici aussi souvent déformée par la crénulation fine d'amplitude un peu plus forte dans ce matériel plus cristallin. Les relations cristallisation/déformation apparaissent très complexes. Cinq échantillons caractéristiques seront étudiés successivement.

** échantillon CS027 - Figure II.3a*

La surface S_{0-n} est bien marquée. Le coeur des lits phylliteux montre l'association : biotite grossièrement parallèle à S_{0-n} + cordiérite poecilitique xénomorphe. Les contacts lits quartzeux - lits pélitiques sont marqués par l'apparition d'une deuxième biotite trapue et deux fois plus grosse que la précédente, transverse sur S_{0-n} et associée à de la cordiérite idiomorphe et à une andalousite d'orientation conforme à celle de la biotite. Cette orientation de la biotite II peut être rapprochée de la schistosité S_{n+1} déjà décrite. Il est à noter qu'elle est peu pénétrative dans cet échantillon à paragenèses progrades.

** échantillon 43 - Figure II.3b*

Dans cet échantillon S_{0-n} est indiscernable. La biotite et la muscovite dessinent une schistosité que nous rapporterons à S_{n+1} . L'andalousite, squelettique, est orientée parallèlement à cette schistosité. La crénulation affecte l'ensemble de la paragenèse. Les micas dessinent des charnières polygonales et les squelettes d'andalousite montrent localement une extinction uniforme dans les têtes de plis.

La crénulation a donc lieu ici dans les mêmes conditions métamorphiques que l'épisode de déformation S_{n+1} .

** échantillon CS029 - figure II.3c*

Les alternances S_{0-n} y sont bien visibles. Comme dans la lame mince CS027, on retrouve localement l'association biotite trapue - cordiérite automorphe en bordure des lits. Mais globalement la schistosité S_{n+1} y est plus pénétrative et marquée par la biotite et la muscovite. On notera en outre que la cordiérite et l'andalousite fossilisent par endroit S_{0-n} sous forme d'alignement d'oxydes.

** échantillon CS022 - figure II.3d*

Il s'agit d'un échantillon entièrement pélitique. La surface S_{0-n} n'est visible que sous forme d'alignement d'oxydes et de très petites biotites en flaques dans les andalousites. Biotites et muscovites largement cristallisées dessinent la surface S_{n+1} . Cette schistosité prend une forme d'éventail (ombres de pression) au voisinage des andalousites, automorphes et plurimillimétriques. La cordiérite se développe dans les fractures de l'andalousite et se substitue à leur périphérie fossilisant également les ponctuations d'oxydes.

Dans cet échantillon, la cordiérite apparaît comme rétrograde.

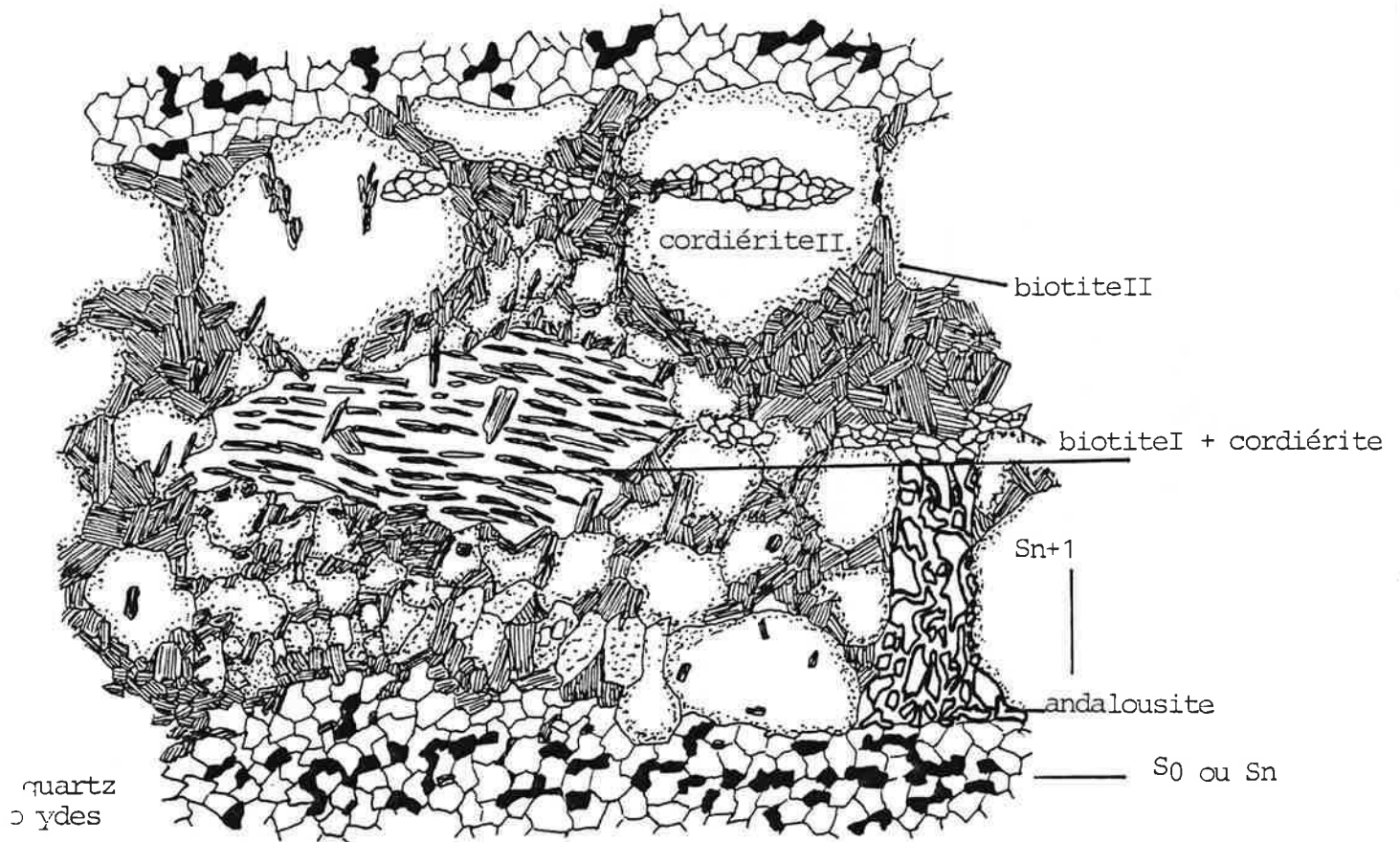


Figure II.3 a LM CS027 deux paragenèses métamorphiques

BiI+CoI (S_0 - n , S_{n+1}) BiII+CoII+And (S_{n+1})

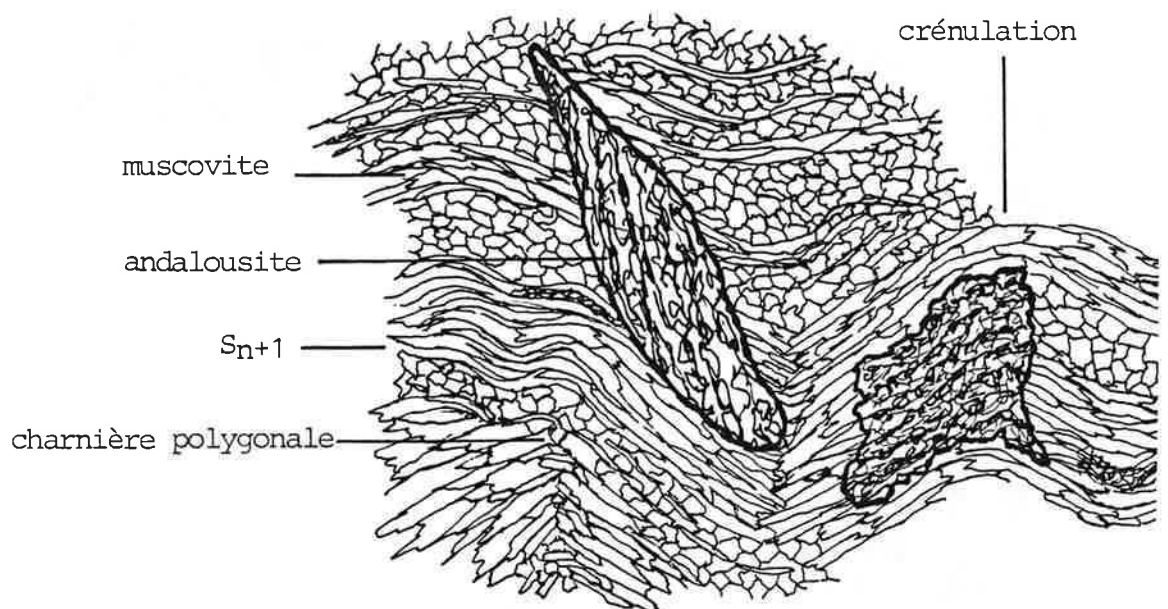
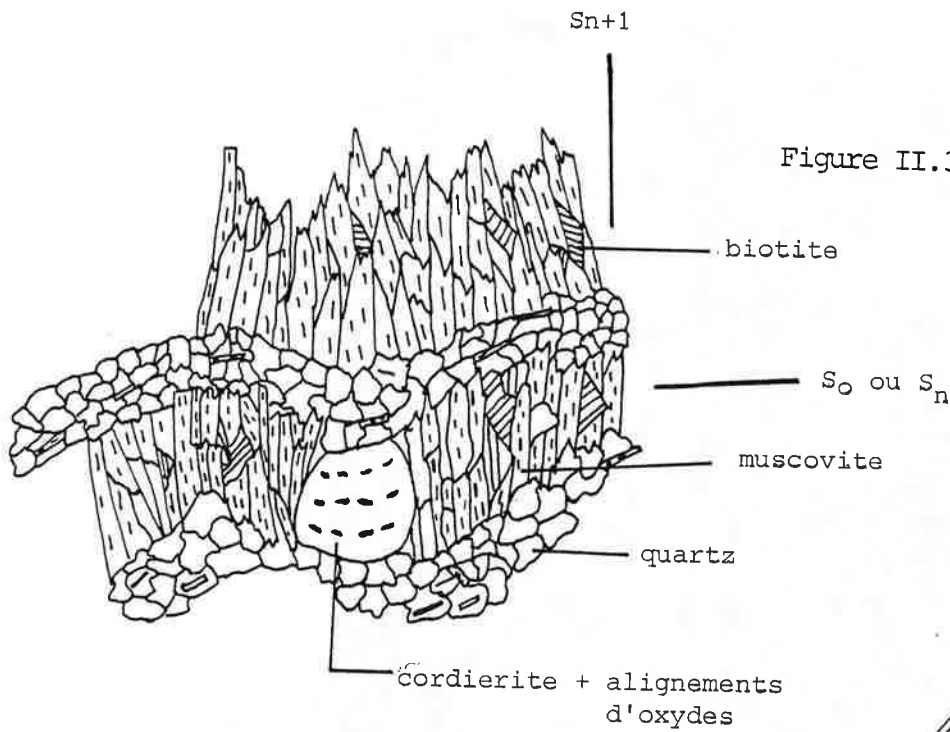
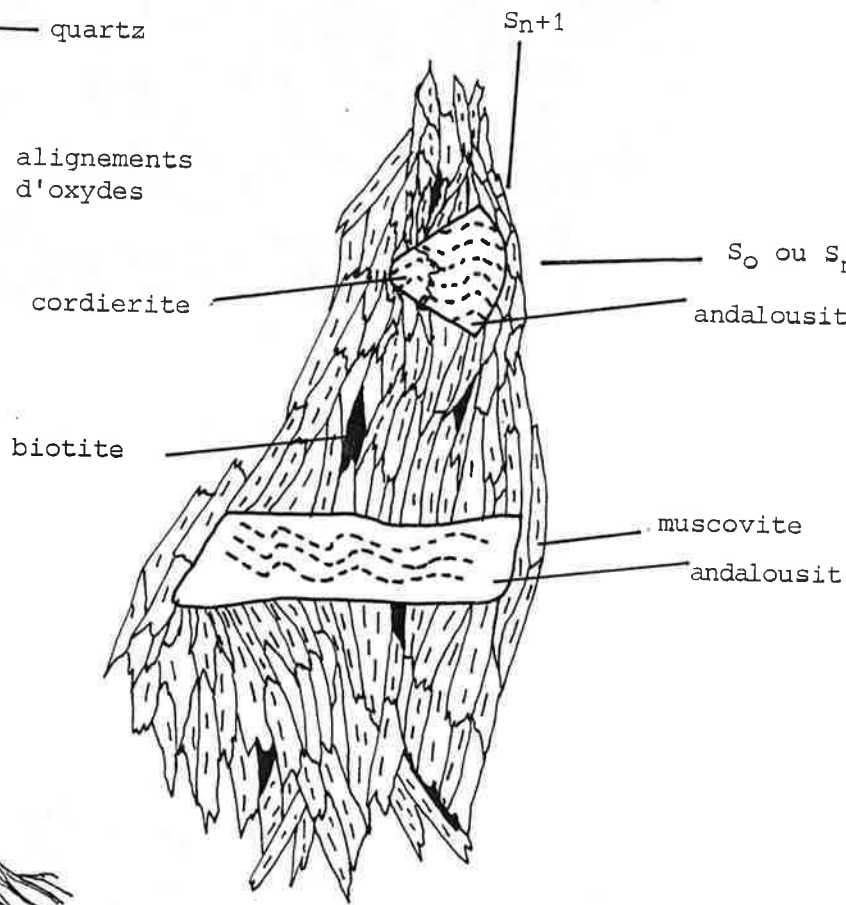


Figure II.3 b LM 43 Recristallisation de muscovite et andalousite (extinction unique des cristaux d'andalousite) pendant la phase de crénulation.

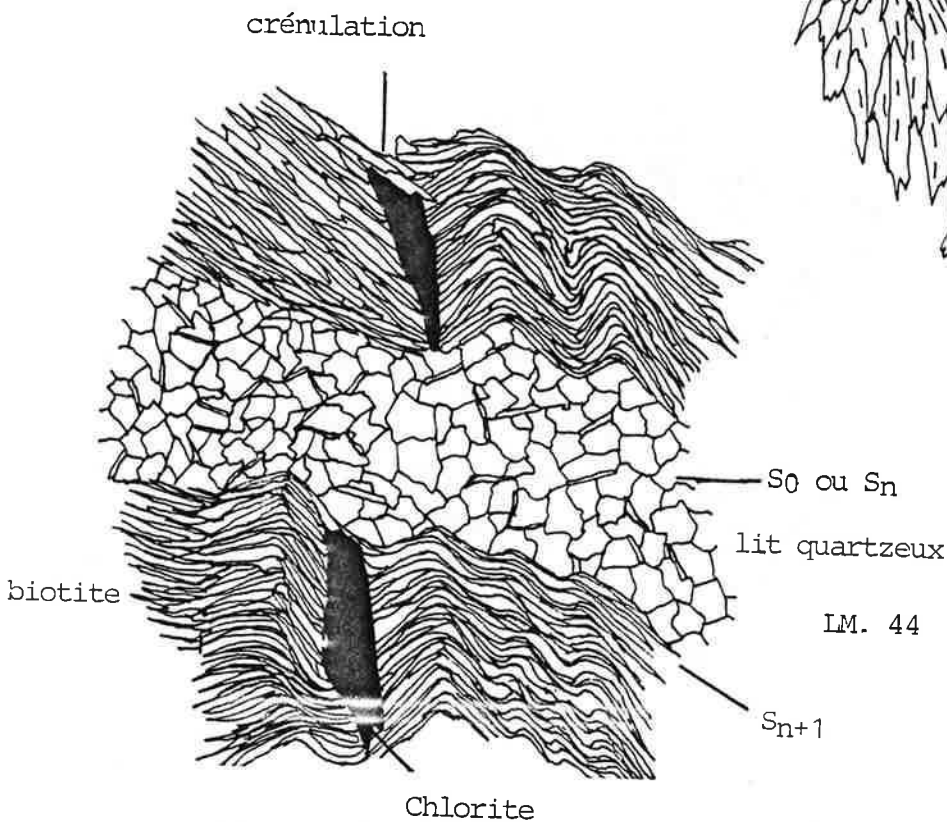


LM CS029 cordierite anté ou syn- S_{n+1}
x 20



LM CS022 andalousite
anté ou syn- S_{n+1}
x 20

Figure II.3 d



LM. 44

Figure II.3 e cristallisation de chlorite

* échantillon 44 - Figure II.3e

Biotites et muscovites dessinent un léger angle avec S_{0-n} . Ils matérialisent donc là encore S_{n+1} . La phase de crénulation est très accusée. Les micas dessinent des charnières à extinction roulante et les globules de cordiérite, très rétrotransformés sont déformés par cet épisode. On remarquera le développement plan axial de chlorites rares mais très bien cristallisées.

L'ensemble de ces observations peut être résumé sous la forme d'un schéma reliant paragenèses et chronologie des déformations.

Tableau II.1 : Relation paragenèse métamorphique et épisode de déformation

<u>phase prograde</u>	<u>phase de culmination</u>	<u>phase rétrograde</u>	<u>paragenèse</u>
S_0, S_n	S_{n+1}	S_{n+2} (crénulation)	<u>déformation</u>
Co+Bi	Co+Bi+And Bi+And+Mu	Bi+And+Mu	<u>Lame</u> CS027
	And+Co+Bi And+Bi Co+Bi+Ms	Co — ? —>	43 CS029 CS022
	mu+chl	Chl oxydes	44 MD10

On observe à travers l'ensemble de ces échantillons un télescopage des paragenèses progrades et rétrogrades. On note en particulier que la rétrotransformose est d'autant plus forte et apparaît d'autant plus tard que la culmination métamorphique était élevée. En particulier la rétrotransformose à chlorite apparaît dès le stade de crénulation dans l'échantillon 44 à paragenèse maximale Bi+Mu+Co Syn(S_{n+1}) tandis que la paragenèse Bi-And-Mu Syn(S_{n+1}) est toujours stable lors de la crénulation dans l'échantillon 43.

L'échantillon CS027 montre un état transitoire de la recristallisation métamorphique. Rappelons que les biotites précoces associées à la cordiérite, xénomorphes, parallèles à la surface S_{0-n} , ne sont présentes qu'au coeur des lits phylliteux. Les contacts lits phylliteux - lits quartzeux montrent la naissance de la surface S_{n+1} , avec la paragenèse, biotite + cordiérite idiomorphe + andalousite. Mais il

faut remarquer que nous n'avons jamais observé ailleurs (dans l'auréole externe comme dans l'auréole interne) le développement d'une schistosité parallèle ou sub-parallèle à S_{0-n} . Il est donc délicat de rapporter les biotites précoces de CS027 à un événement tectonométamorphique pré ou anté S_{n+1} . Il apparaît plus vraisemblable de penser que lors de l'établissement de la schistosité S_{n+1} , alors que celle-ci n'est pas encore pénétrative, la cristallisation des micas peut être guidée pour un temps par la structure préexistante dans la roche, en l'occurrence S_{0-n} .

Discussion et conclusions.

Les espèces minérales observées sont compatibles tant avec un métamorphisme de contact qu'avec un métamorphisme régional de type basse pression intermédiaire. Mais la zonation des associations minérales centrées sur les granites ainsi que l'augmentation de taille des cristaux avec la proximité du pluton imposent de rapporter ce métamorphisme à la présence des granites. Il s'agit donc d'un métamorphisme de contact, mais d'un type particulier. Aucune cornéenne n'a été observée. La schistosité S_{n+1} apparaît le plus souvent contemporaine de la paragenèse métamorphique maximale, suggérant que ce métamorphisme de contact a eu lieu en régime dynamique. La mise en place des granites doit alors être considérée comme pénécotemporaine de cette phase tectonique. Il est à noter que dans le granite GM, les plans de macle (001) des phénocristaux de feldspath potassique sont orientés 120 SW 50 à 80 alors que la schistosité S_{n+1} de l'encaissant est 135 SW 50.

R. Dubois (1967, 1976) décrit un phénomène similaire dans son étude de l'auréole de contact du Mont Pettinascura, situé à une dizaine de kms au Sud de Longobucco. Ses observations sont basées sur des mesures tectoniques de terrain et d'orientation des micas à la platine universelle. Selon ses observations, la foliation régionale horizontale est reprise par une phase isoclinale subverticale (N135) avec développement de schistosité (S_2) dans l'auréole. Ce point est tout à fait comparable à nos observations. A Longobucco, la schistosité S_{n+1} d'orientation N135 est fortement sécante sur S_{0-n} . On assimilera S_{n+1} à la schistosité S_2 décrite par R. Dubois.

Par contre les relations paragenèses - déformations sont totalement différentes. D'après R. Dubois, seule la biotite définit la S_2 à Pettinascura. Il observe par ailleurs des cornéennes à Bi-Co-And localisées au contact du granite. En comparaison, à Longobucco, les cornéennes n'ont pas été observées et les minéraux biotite cordiérite et andalousite apparaissent souvent synschisteux. L'ensemble du métamorphisme de contact a lieu en régime dynamique tandis qu'à Pettinascura, le paroxysme a lieu en régime statique. Si l'on admet que les schistosités pénétratives S_2 à Pettinascura et S_{n+1} à Longobucco sont synchrones, la mise en place des granites de Longobucco apparaît légèrement plus précoce que celle du pluton du mont Pettinascura.

Pour finir, R. Dubois remarque l'existence d'une discrète phase de déformation tardive qu'il suppose d'âge alpin induisant une légère rotation des porphyroblastes de

cordiérite. A Longobucco, la crénulation tardive observée est bien marquée, elle est, de plus, au moins localement contemporaine de la cristallisation de la paragenèse métamorphique maximale (andalousite recristallisée, éch. 43). Il s'agit d'un épisode post S_{n+1} et hercynien non comparable à la phase décrite par R. Dubois.

L'ensemble des résultats acquis à Pettinascura et à Longobucco est rassemblé dans le tableau suivant.

<u>Déformation</u>		<u>métamorphisme</u>		<u>évènement</u>
P	L	P	L	
S_1	S_{0-n}	Chl-Mu-Qtz	non observable	métamorphisme régional
S_2	S_{n+1}	Biotite	Bi-Ms-Co-And	métamorphisme de contact dynamique
	crénulation	Co-And	/	métamorphisme de contact statique
Phase alpine	/	rotation des Co	/	?

Tableau II.2 : Comparaison des événements de Longobucco et de Pettinascura

L'ensemble des observations de R. Dubois est totalement réfuté par Gurrieri et al (1978) qui suggèrent d'une part que la croissance des biotites est mimétique (mais de quoi ?), d'autre part que la zone du Pettinascura n'est pas favorable à une étude du métamorphisme de contact ; ceci en raison des complications tectoniques qu'elle présente. Il est bien évident que de telles généralités sont en tous points applicables à Longobucco, voire à l'ensemble de la Calabre.

4- Etude géochimique

Moyens analytiques : la série CS provient d'un échantillonnage de la SNIA, les analyses ont été effectuées par ICP par fusion au carbonate de sodium, c'est pourquoi il n'y a pas de valeurs données pour Na_2O . Les autres échantillons ont été analysés par fluorescence X (perles et pastilles) au laboratoire de Géologie de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne (analyste J.J. GRUFFAT).

Localisation des échantillons : la série CS provient du flanc W du bassin du Ronzi. Les échantillons CR proviennent de l'affleurement principal de skarn. Les autres échantillons sont pointés sur la carte.

Le comportement géochimique du marbre n'est pas intégré à cette étude, il sera étudié dans le chapitre concernant la géochimie des skarns.

4-1 Présentation

Les deux grands types de roches décrits sur le terrain forment deux ensembles disjoints sur la plupart des diagrammes : le diagramme Ni/CaO/SiO₂ (figure II.4) les montre particulièrement bien. En effet, comme nous le verrons plus tard, le nickel est lié à l'alumine et représente très bien ici le pôle argileux, en l'absence de sédimentation carbonatée CaO décrit très bien le pôle feldspath et la silice représente le quartz. Ce diagramme est donc l'équivalent d'un triangle quartz-feldspath-argiles. Il inclut toutes les roches et montre très bien le comportement anormal de certaines d'entre elles. Le diagramme de saturation de l'alumine (figure II.5) (Fontelles, 1976) met en évidence trois types de roches : en effet, les grésopélites se trouvent dans leur majorité aux alentours de la ligne 30 % qui représente le rapport Al₂O₃:Alcalins de la muscovite et de l'illite, tandis que les tufs se situent vers la ligne 60 % (feldspath). Mais, associées à ces tufs, se situent des roches rangées jusque-là dans les grésopélites. Il s'agit de MD22, MD23, CR26 et CR40 qui présentent une fraction feldspathique non nulle en opposition au comportement des grésopélites.

Trois types de roches (quatre avec le marbre) sont donc présents dans la série sédimentaire.

4-2 Comportement géochimique des grésopélites

a) définition des grès feldspathiques :

Les roches situées sur la ligne des feldspaths et les tufs dans le diagramme de saturation en alumine, montrent également ce caractère feldspathique dans le diagramme K₂O:Al₂O₃ (figure II.6). On constate que la pente de corrélation de ces roches est forte et correspond à celle du rapport K/Al du feldspath (qui d'ailleurs est présent en lame mince) tandis que le reste de la série a une pente plus faible qui reflète celle des argiles. Il convient donc d'appeler ces quatre échantillons (CR26, CR40, MD22 et MD23) des grès feldspathiques. La nature de la fraction feldspathique n'est d'ailleurs pas identique a priori dans ces roches. En effet, dans le triangle K₂O/Na₂O/CaO, l'ensemble des roches se situe dans un espace limité par la droite

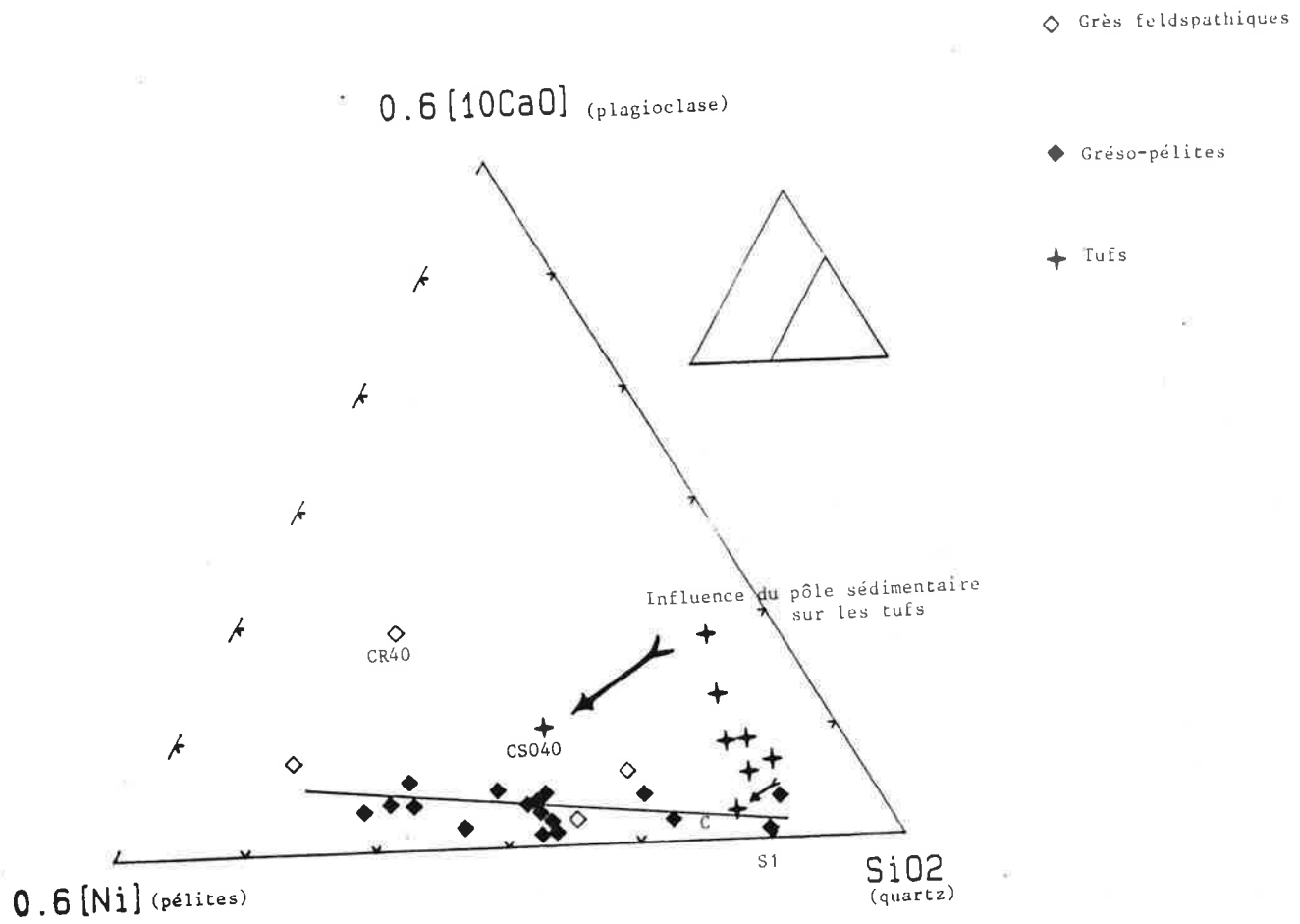


Figure II.4 : Géochimie de la série Paléozoïque Ni:SiO₂:10CaO

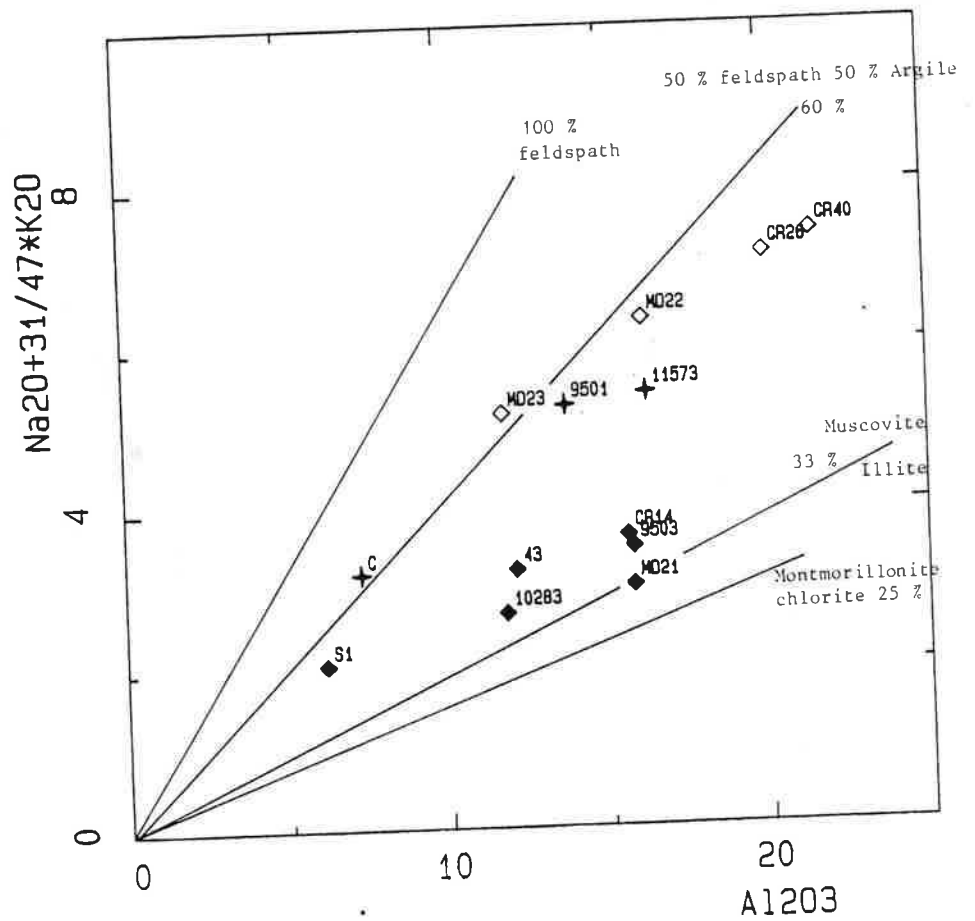


Figure II.5 : Géochimie de la série Paléozoïque - saturation de l'alumine

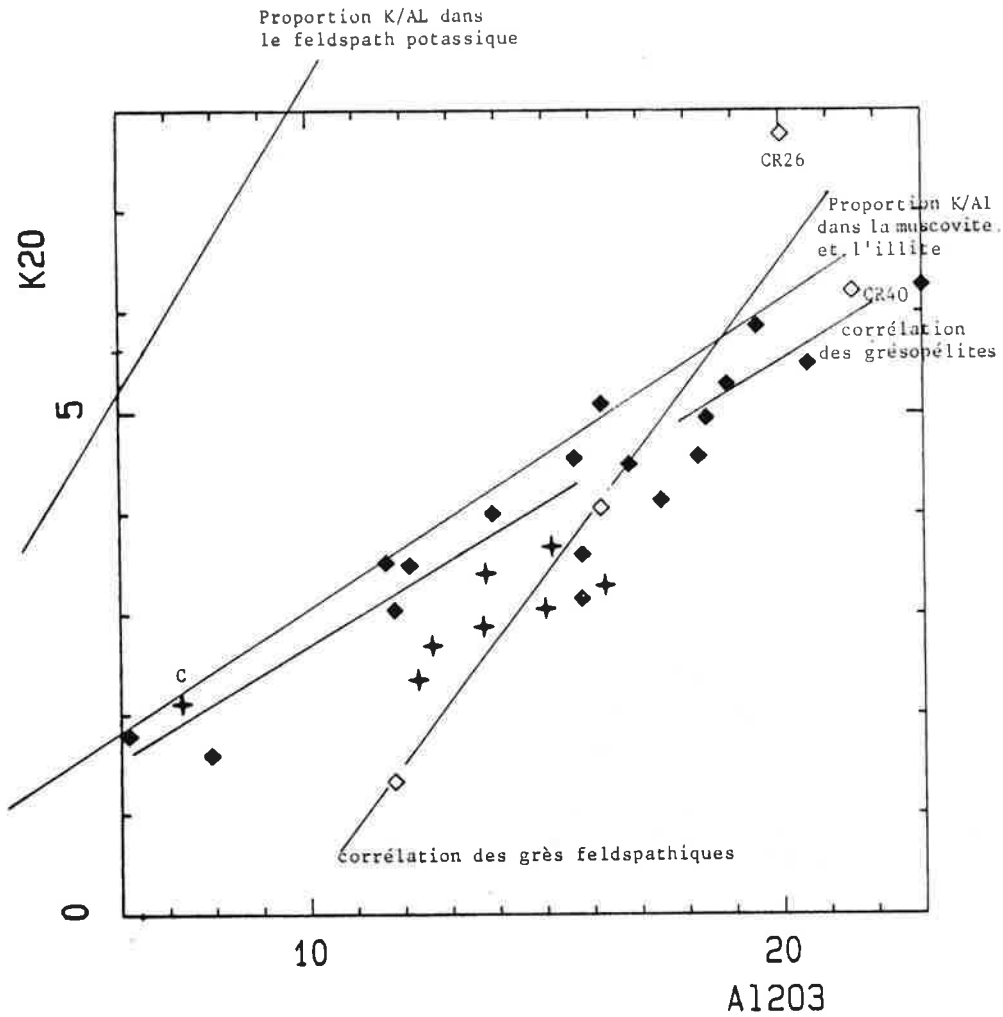


Figure II.6 : Géochimie de la série Paléozoïque $K_2O:Al_2O_3$

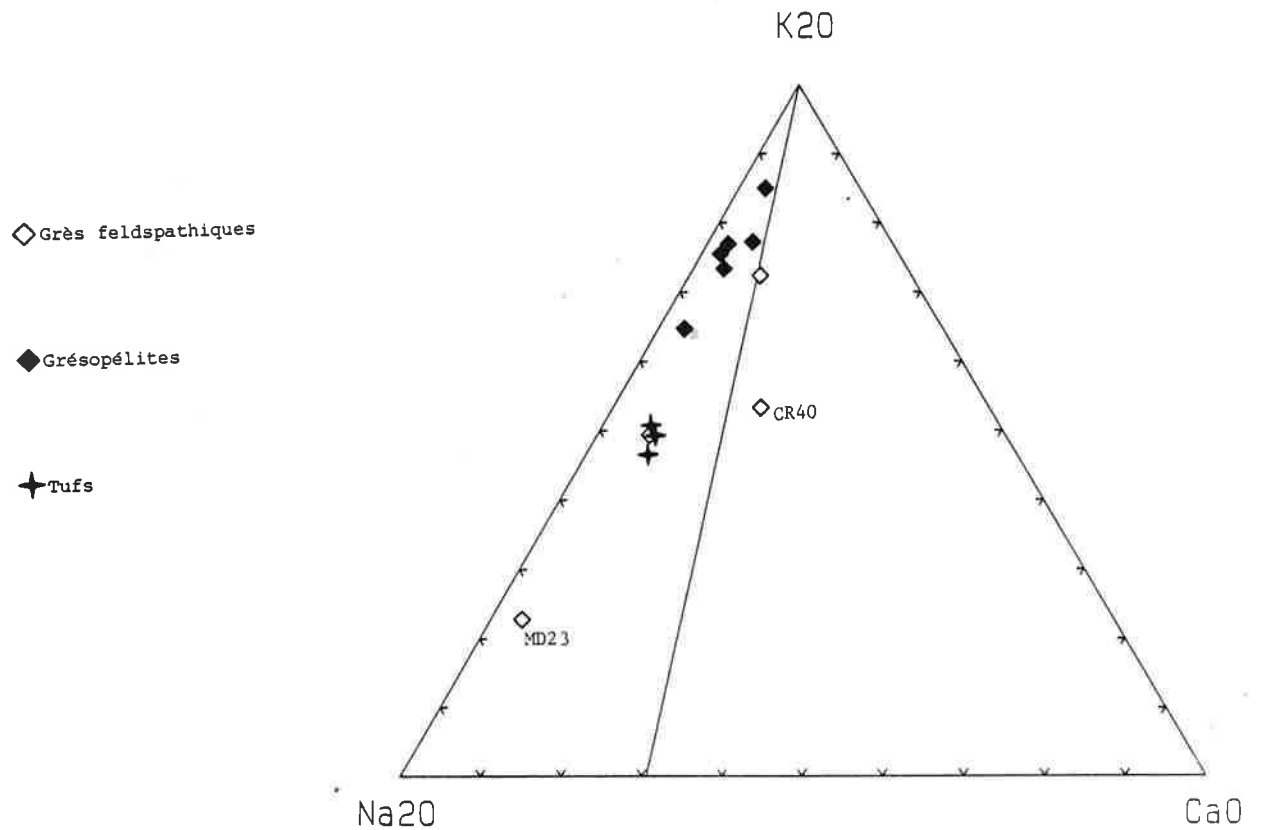


Figure II.7 : Géochimie de la série Paléozoïque $K_2O:CaO:Na_2O$

tracée (cf figure II.7), on s'aperçoit alors que deux roches sortent du lot : CR40 et MD23.

Pour CR40, qui dérive vers le pôle calcium, cela peut s'expliquer par deux phénomènes différents :

- soit la source, à un moment précis, était subitement très riche en composant anorthite. Ceci implique une grande variabilité du matériel source, qui est d'ailleurs à l'opposé du comportement très homogène de l'ensemble des grésopélites.

- soit la roche contenait un peu de ciment calcitique au départ, ce qui, vu sa position (distance au marbre inférieure à 1 m), est tout à fait probable, le métamorphisme produisant alors le feldspath visible en lame mince.

L'échantillon MD23, situé à proximité du pôle Na_2O , sort aussi particulièrement bien du lot. Il faudrait y voir une mobilité des alcalins (échange $\text{Na} \leftrightarrow \text{K}$), phénomène assez fréquent dans le métamorphisme (Fontelles, 1976).

Ces quatre roches, appelées grès feldspathiques, font malgré tout partie intégrante de la série des grésopélites, puisque leur rapport Fe/Mg est situé dans la même gamme de variations. Le niveau de teneur en nickel est identique et y varie selon les mêmes lois.

Le zirconium est aussi présent dans la même gamme de teneurs et en opposition aux tufs. Ce sont simplement des roches enrichies en fraction feldspathique par rapport aux grésopélites. On peut expliquer cela par la présence d'un "socle" source hétérogène contenant :

- . des paragneiss qui seraient à l'origine de la formation des grès feldspathiques (les teneurs en nickel et en zirconium étant beaucoup trop élevées pour des orthogneiss)

- . des roches moins métamorphiques et peut-être "pélitiques" qui, elles, auraient donné naissance aux grésopélites. Cette variété de roches se retrouve sans problème dans les gneiss silans polymétamorphiques situés à l'Ouest des granites de la série paléozoïque (Dubois, 1976).

b) le rapport fer/magnésium

Dans la figure II.8, on remarque que l'ensemble des grésopélites s-1 montrent grosso modo deux types de rapports Fe/Mg. Le groupe ayant la plus forte pente, se trouve singularisé par ses basses teneurs en magnésium dans un diagramme $\text{MgO}:\text{Al}_2\text{O}_3$. Il s'agit donc visiblement d'un ensemble de roches pauvres en magnésium.

Le diagramme $\text{MgO}:\text{TiO}_2$ (figure II.9), individualise bien ce groupe, alors caractérisé par de faibles teneurs en magnésium et de hautes teneurs en titane. Ceci peut s'interpréter de deux manières différentes :

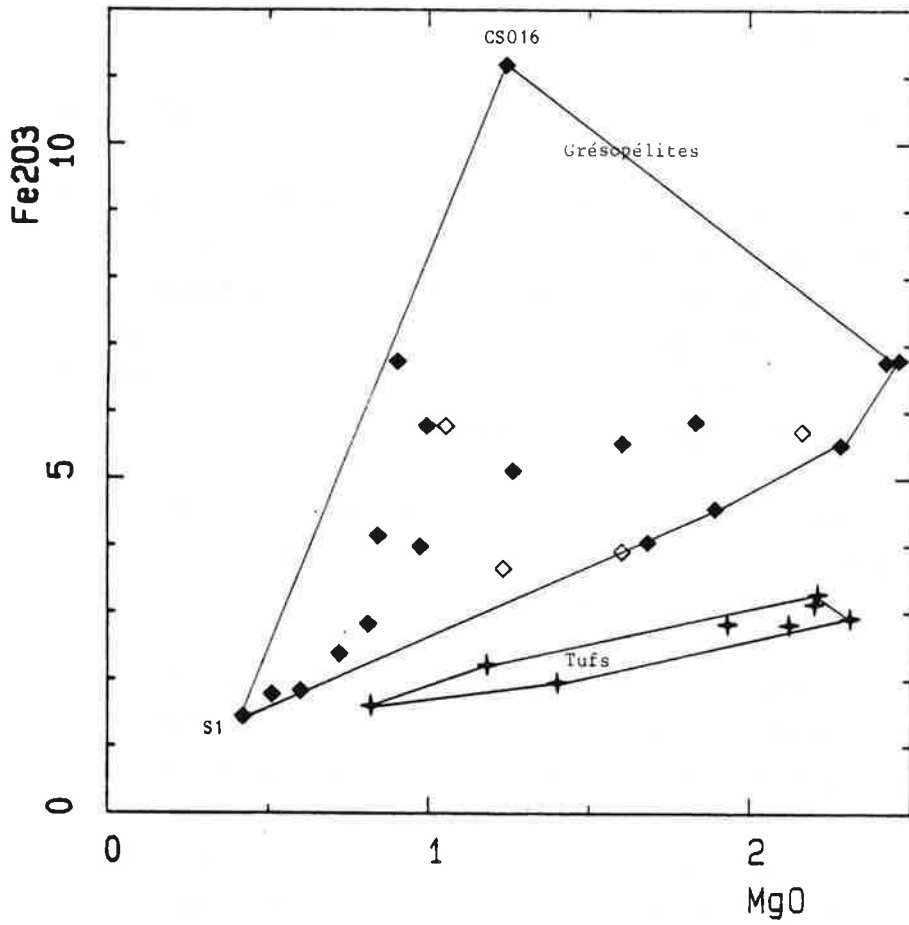


Figure II.8 : Géochimie de la série Paléozoïque $Fe_2O_3:MgO$

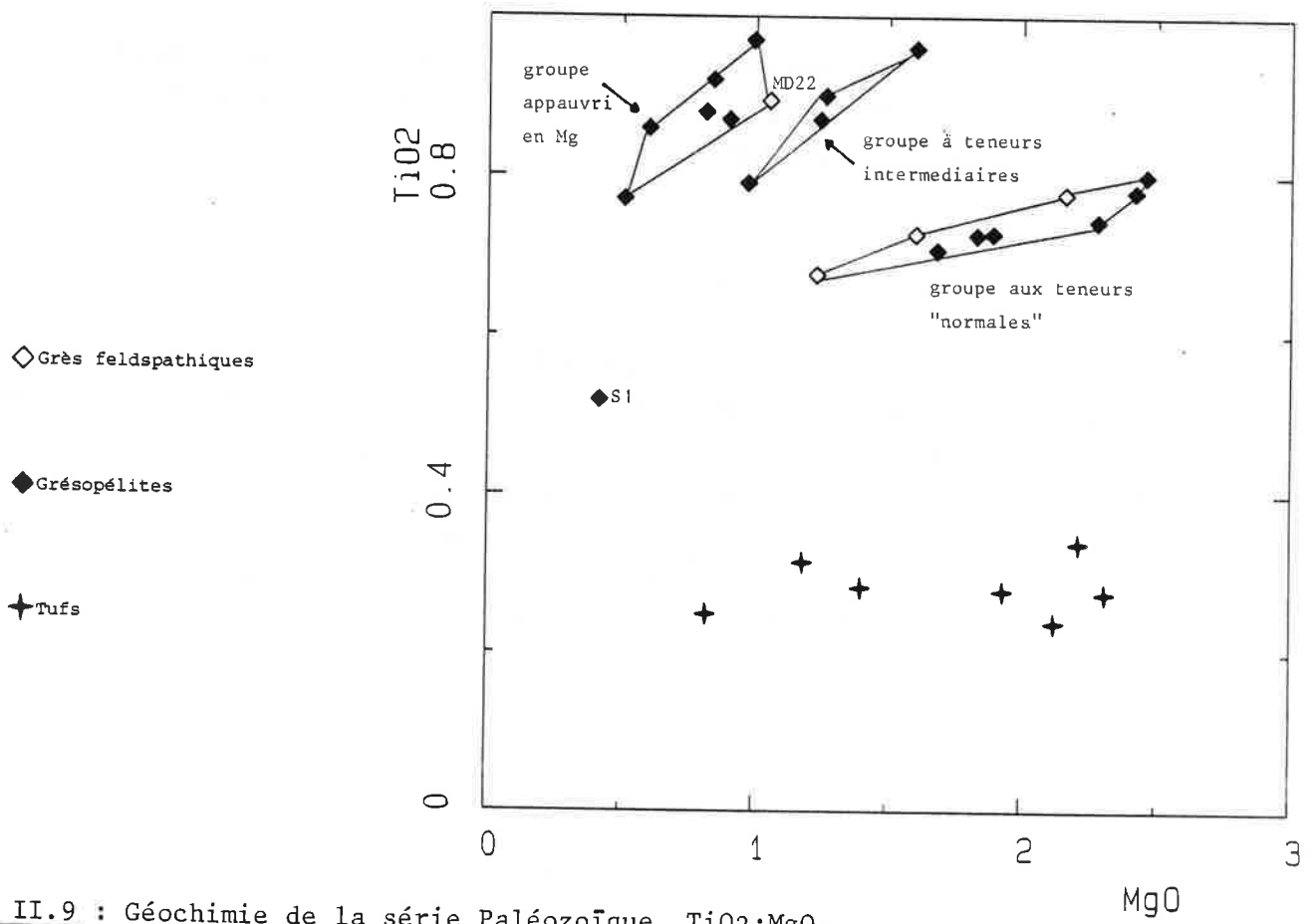


Figure II.9 : Géochimie de la série Paléozoïque $TiO_2:MgO$.

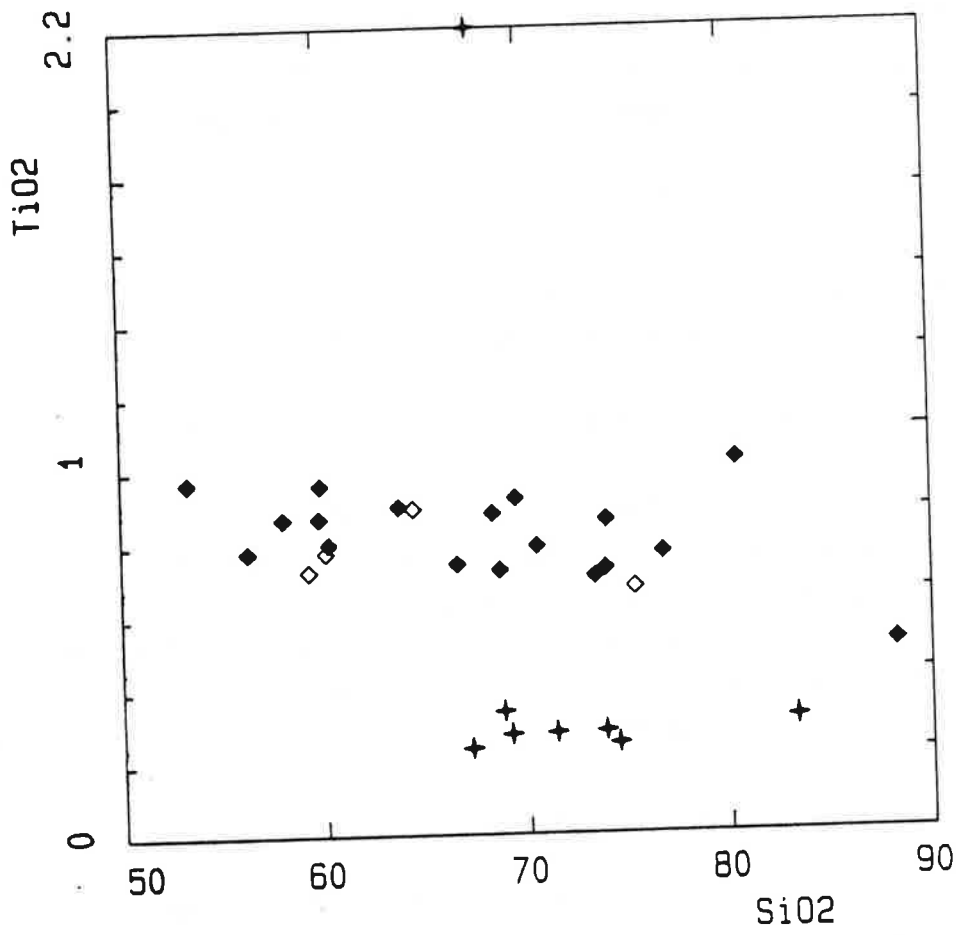
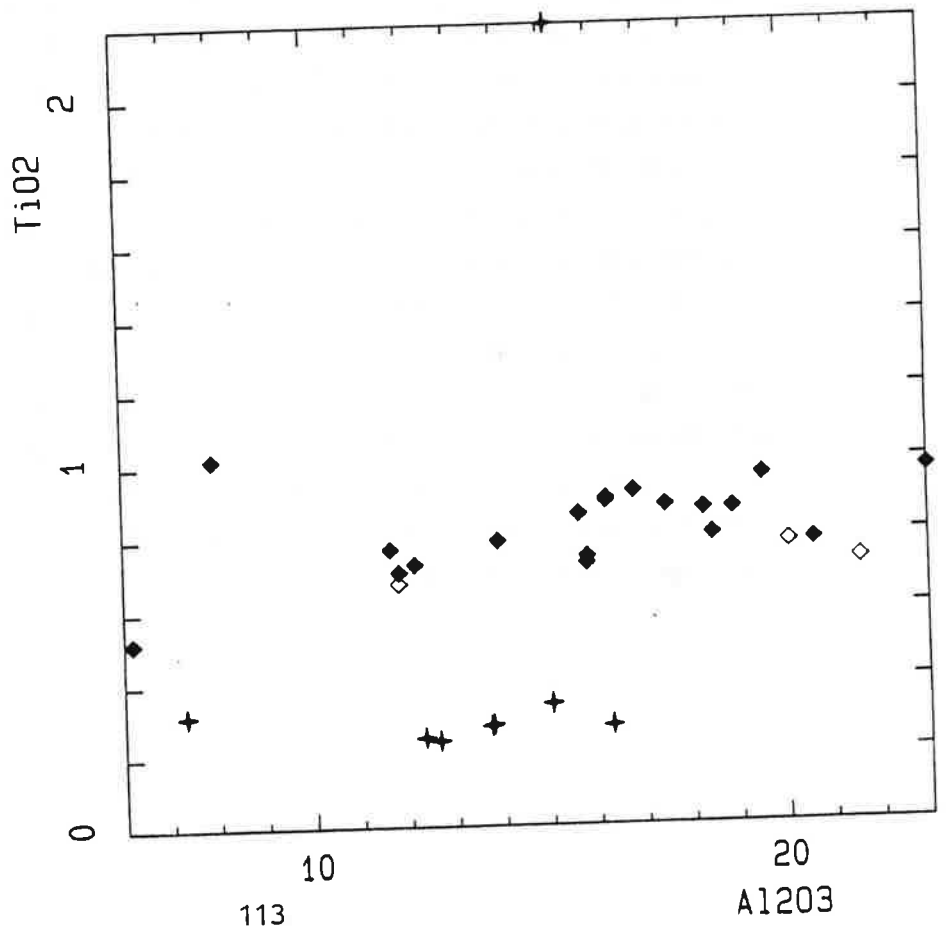


Figure II.11 :
Géochimie de la série
Paléozoïque $TiO_2:Al_2O_3$



- Soit les roches pauvres en magnésium correspondent à une distance de transport plus importante, ce qui signifie que dans un même bassin sédimentaire, il y aurait alors deux sources situées à des distances différentes. Cela pourrait être réaliste si l'on pouvait relier cet appauvrissement en magnésium à un lithotype dans le bassin sédimentaire, ce qui alors pourrait être interprété en terme d'approfondissement du bassin, ou d'éloignement au rivage. Or, ces roches sont géographiquement dispersées et de type différent puisque grésopélites et grès feldspathiques sont indifféremment affectées.

- Ou bien l'appauvrissement (relatif) en magnésium de certaines des roches est lié à une altération supergène au niveau de la source socle elle-même.

Ceci expliquerait alors le fait que grès feldspathiques et grésopélites révèlent également le même phénomène.

L'érosion étant de type torrentiel et affectant un relief vigoureux, on aurait alors formation dans le bassin sédimentaire, de roches reflétant l'altération superficielle et de roches provenant du démantèlement de roches affectées par l'altération superficielle. Les grésopélites étant des roches assez peu triées, les valeurs de la silice s'étalent très largement et en continu entre 53 et 88 % de SiO_2 : les sédiments n'ont vraisemblablement pas subi un grand transport.

c) Comportement de divers éléments au sein de la série :

Les argiles, de par leurs propriétés absorbantes, véhiculent fréquemment un certain nombre d'éléments traces. C'est le cas ici, puisque l'on peut constater par exemple que le titane est lié à la fraction argileuse des grésopélites. En effet, le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$ (figure II.11) montre qu'il existe une corrélation entre ces deux éléments, tandis que $\text{SiO}_2:\text{TiO}_2$ (figure II.10) montre une légère anticorrélation, l'aluminium ici étant pris comme indicateur de la fraction pélitique et SiO_2 représentant la fraction détritique (quartzreuse).

On observe en outre un décalage à l'origine de la droite de corrélation $\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ (figure II.11) qui laisserait penser qu'une partie du titane est liée à la fraction détritique (valeur du décalage à l'origine).

Le nickel est un élément qui présente une corrélation avec l'alumine (figure II.13). On constate dans ce diagramme que la corrélation passe par l'origine, en particulier si, on prend en compte la seule quartzite analysée S1. Ceci signifie que la totalité du nickel est adsorbée par la fraction argileuse.

Le zirconium à l'inverse montre une anticorrélation avec l'alumine (figure II.12). Il est vrai que c'est un élément réputé pour être essentiellement situé dans la fraction détritique (sous forme de zircon).

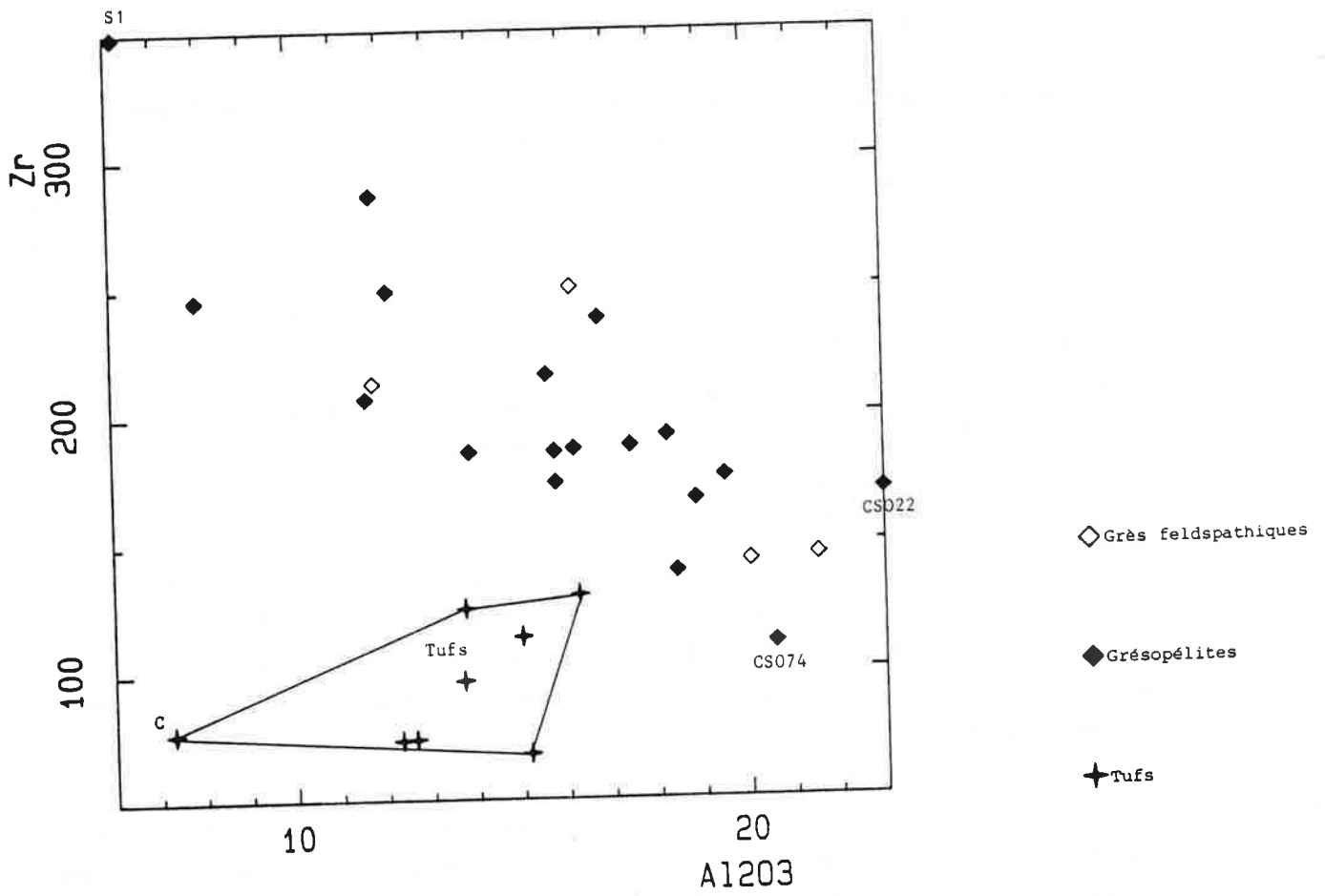


Figure II.12 : Géochimie de la série Paléozoïque Zr:Al₂O₃

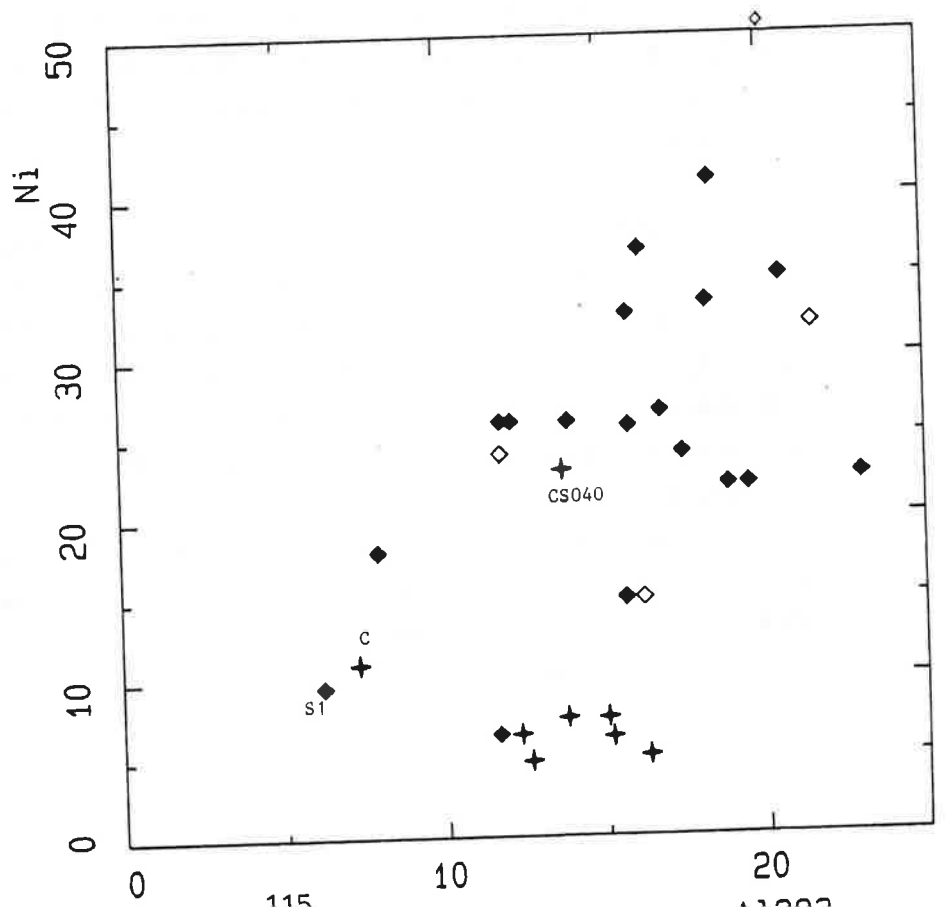


Figure II.13 :
Géochimie de la série
Paléozoïque Ni:Al₂O₃

4-3 Origine des tufs

Comme cela a été décrit au paragraphe 3, ces roches présentent une influence volcanique certaine. Le problème est de savoir si ces roches sont à composante purement volcanique ou non, car comme le dit Pettijohn (1975 chapitre 9), une fois que ce genre de roches est métamorphisé, il est difficile d'en identifier pétrographiquement l'origine.

Une première constatation d'ordre pétrographique va nous permettre d'orienter les recherches : il s'agit de la présence de quartz à habitus rhyolitique. Ceci nous permet de préciser que la roche originelle était une roche volcanique acide.

Partant de cette constatation, il faut considérer les teneurs en titane qui sont très élevées pour une volcanite acide.

Le diagramme $MgO:Al_2O_3$ (figure II.14), où le champ de rhyolite a été rapporté d'après Fonteilles (1976), nous montre là aussi que ces tufs ne rentrent ni dans le champ de composition des rhyolites ni dans celui des dacites. Pettijohn remarque justement que MgO est supérieur à CaO dans la majorité des roches sédimentaires et que l'on constate toujours l'inverse pour les roches volcaniques. Ici MgO est supérieur à CaO (voir diagramme, figure II.15).

Ces roches ont donc une composante sédimentaire non négligeable. Malgré tout le comportement, ou le niveau de teneur de certains éléments, est influencé par la fraction volcanique, ce que montre par exemple le diagramme $Al_2O_3:Zr/TiO_2$ (figure II.16). D. Garcia () montre que dans un tel diagramme une série sédimentaire présente une anticorrélation la majorité des pélites étant situées vers la valeur maximale en aluminium et les grès groupés vers les hautes valeurs du rapport Zr/TiO_2 , puisque le zirconium diminue avec l'augmentation de la fraction pélitique.

Dans ce diagramme, les tufs montrent eux une corrélation positive, ce qui signifie que Zr , TiO_2 et Al_2O_3 ont le même comportement. Ces trois éléments sont portés par les biotites en règle générale. Ceci signifie que la biotite était présente et d'origine volcanique.

Les teneurs en nickel de ces roches sont très basses par rapport à celles de la série pélitique respectivement moins de 10 ppm et 30 ppm environ. Les teneurs en nickel ne sont sûrement pas celles de la roche volcanique source mais signifient que la fraction volcanique était très pauvre en nickel, ce qui confirme le caractère évolué de la roche volcanique (présence de quartz et de biotites à zircons). On peut conclure que la fraction volcanique de ces tufs est d'origine rhyolitique. Les tufs sont ici des roches volcano-sédimentaires.

Un problème reste en suspens : la teneur en magnésium de ces roches. En effet, elle est très élevée pour une rhyolite ou une roche similaire. Le rapport $Fe/Fe+Mg$ (0,56) est très proche de celui d'un basalte. Celui des roches sédimentaires de la série est voisin de 0,75, il ne peut donc expliquer les teneurs élevées en magnésium. Il

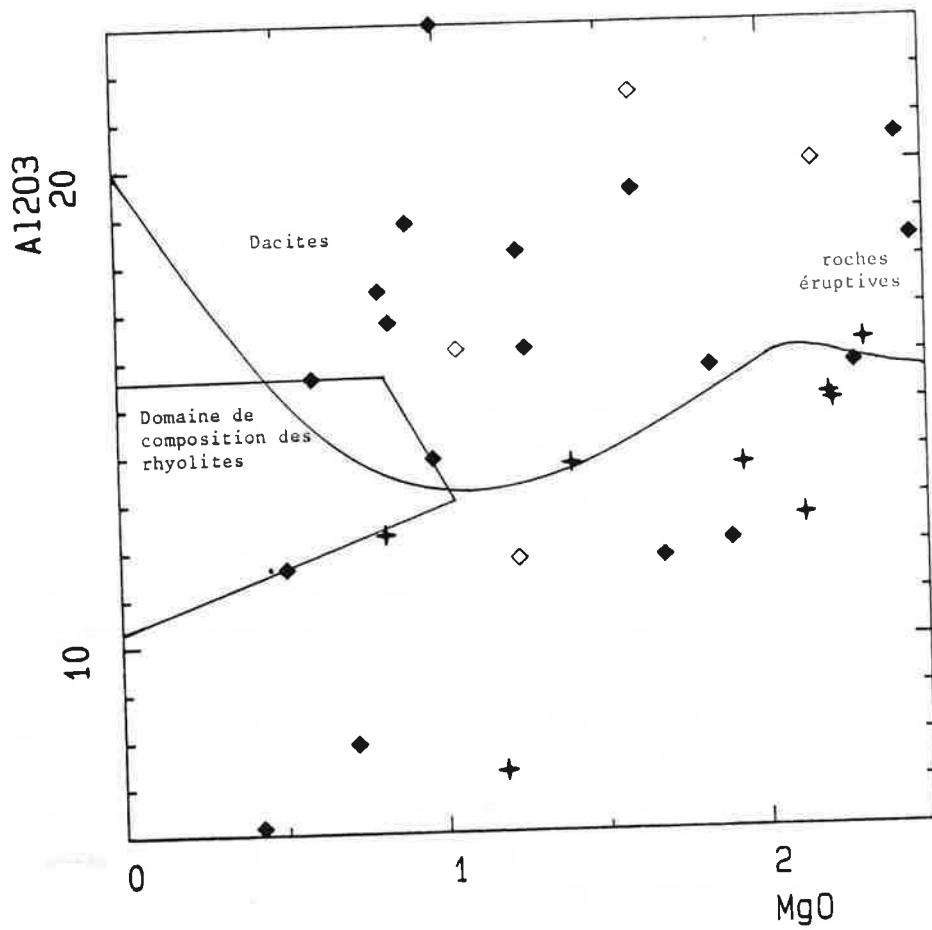
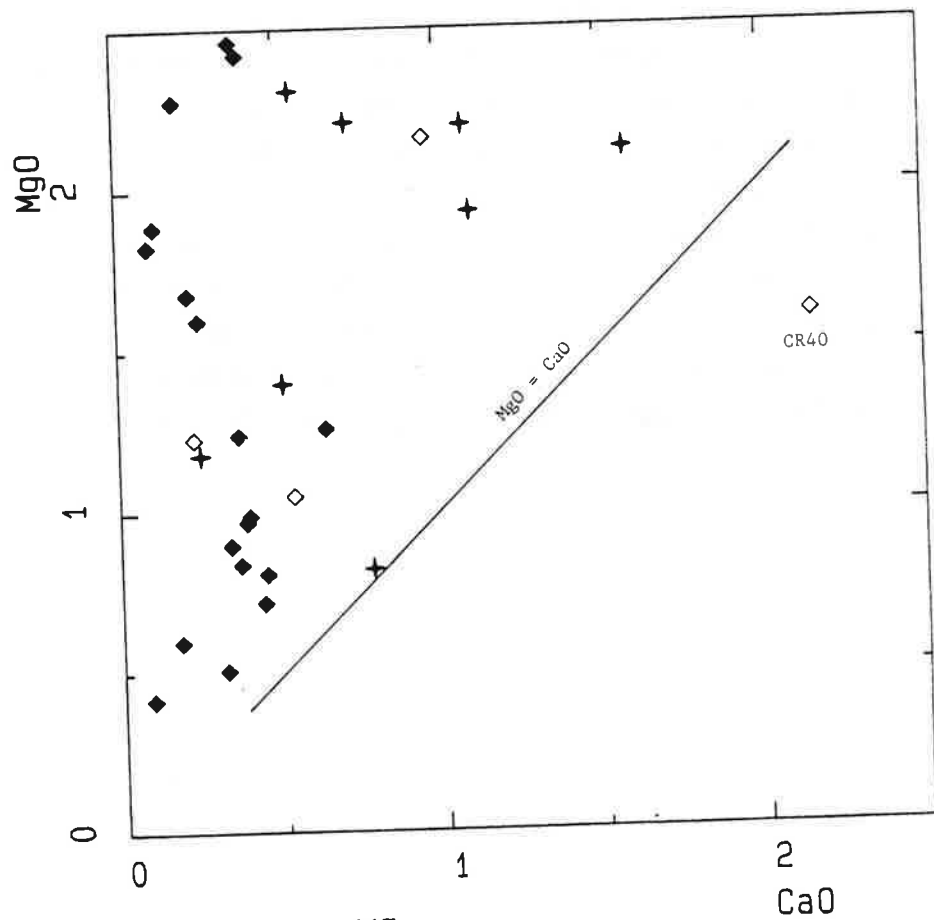


Figure II.14 :
Géochimie de la série
Paléozoïque $Al_2O_3:MgO$

- \diamond Grès feldspathiques
- \blacklozenge Grésopélites
- $+$ Tufs

Figure II.15 :
Géochimie de la série
Paléozoïque $MgO:CaO$



faudrait trouver une troisième source basique pour expliquer cet enrichissement en magnésium.

4-4 Remarques concernant certains éléments en trace :

- l'Etain est ici à un niveau de teneur tout à fait normal pour ce type de roche. Sa variabilité (0 à 16 ppm) semble d'ailleurs tout à fait caractéristique des séries sédimentaires (Hamaguchi et Kuroda 1969).

- le Tungstène :

La série d'analyses faites par ICP (60 analyses) donne un histogramme (figure II.17) (schistes et tufs confondus) centré sur la valeur 6 ppm. La moyenne arithmétique calculée en éliminant les échantillons dont la valeur est supérieure à 26 ppm donne 7,14 ppm. Les moyennes calculées sur les analyses de schistes obtenues par fluorescence X donne 5,6 ppm et 7,3 en prenant en compte l'échantillon S₁. Les trois tufs dosés par cette même méthode donnent 7,8 ppm de moyenne. Les résultats sont identiques quelle que soit la méthode analytique utilisée et ce pour un échantillonnage différent. Les résultats obtenus sont beaucoup plus élevés que les teneurs observées habituellement dans ce genre de série. Turekian et Wedepohl(1961) donnent une moyenne mondiale de schistes à 1,8 ppm et celle des grès à 1,6 ppm. Caleffi (1988) donne pour les zones de Fumade et St Salvy des valeurs ne dépassant pas 3 ppm pour des schistes paléozoïques situés dans une auréole de métamorphisme de contact. On peut remarquer que la zone de Fumade est porteuse d'un gisement de tungstène (Safa 1987).

Parmi mes analyses, un fait troublant est à remarquer : les roches sédimentaires situées dans un proche voisinage (< 1 m) de la minéralisation montrent des teneurs extrêmement anormales. L'échantillon S₁ situé sous la bande HY donne 17,2 ppm et CR14, CR26 et CR40, trois schistes de nature différente intercalés dans le skarn principal montrent des teneurs respectives de 47, 34 et 31 ppm. Ces teneurs élevées ne peuvent correspondre à des valeurs "sédimentaires". La proximité des skarns à tungstène doit plutôt être considéré comme le facteur responsable de ces fortes valeurs. Mais il est à remarquer que ces quatre roches ne manifestent aucune transformation, que ce soit pétrographique ou géochimique (pas de chloritisation ou séricitisation des biotites, premiers minéraux à marquer l'influence de fluides). Ce même phénomène sera revu plus loin (chapitre III, paragraphe géochimie des skarns) à propos des marbres.

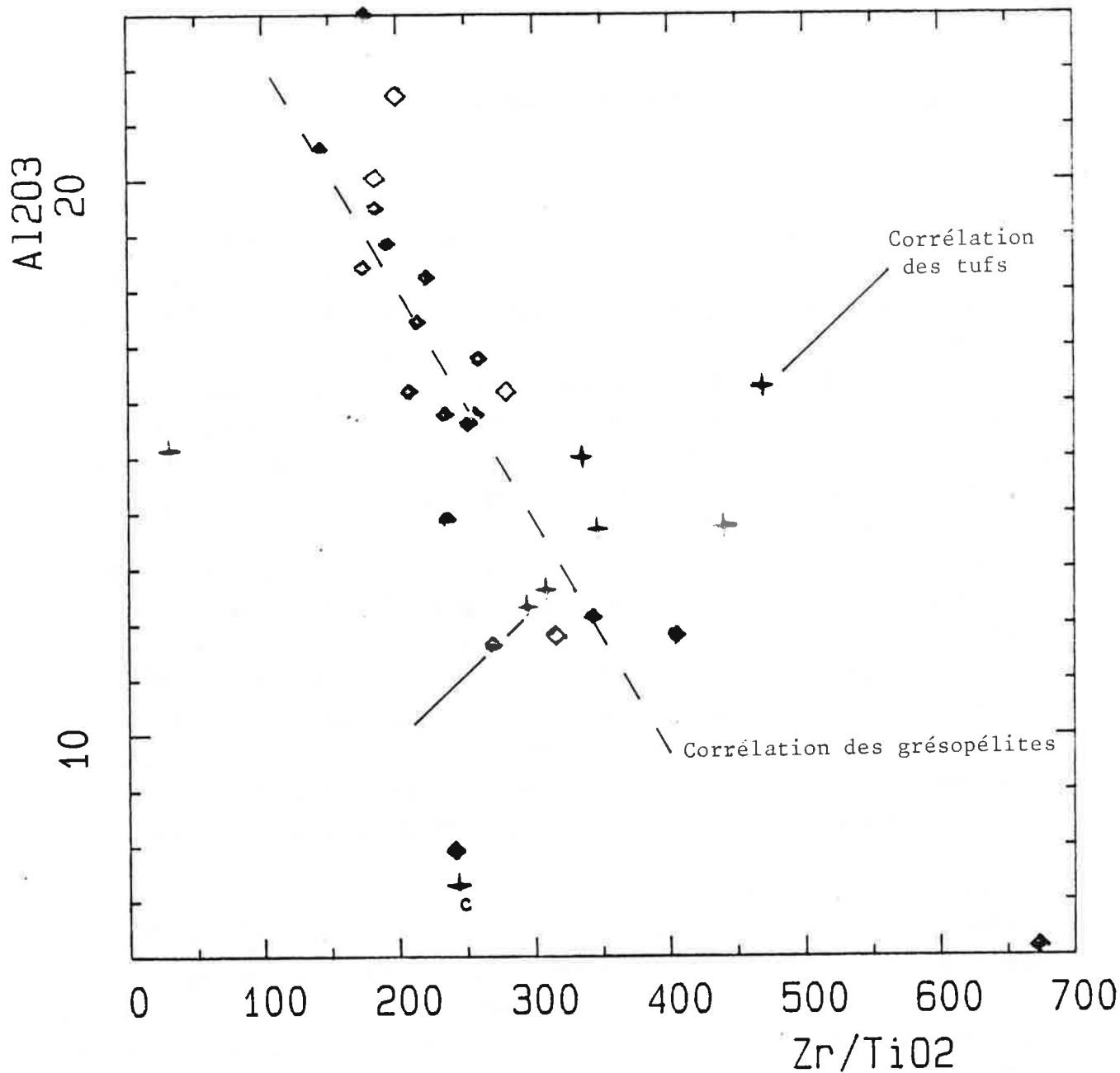


Figure II.16 : Géochimie de la série Paléozoïque $Al_2O_3:Zr/TiO_2$

Fréquence

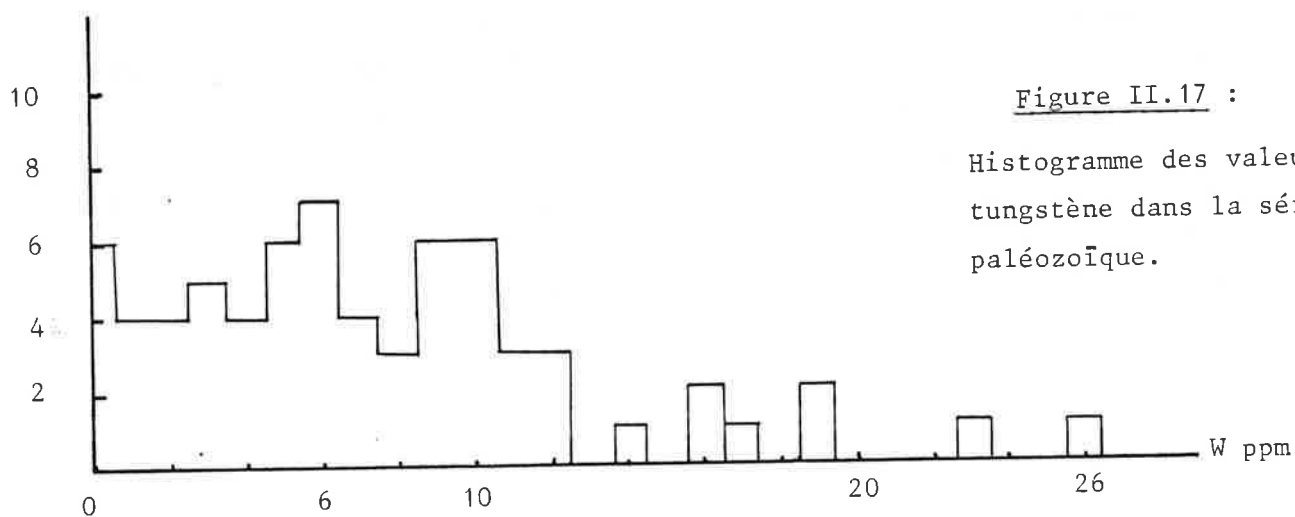


Figure II.17 :

Histogramme des valeurs du tungstène dans la série paléozoïque.

5- Conditions du métamorphisme de contact

Lorsque l'on se dirige vers la masse granitique, l'ordre d'apparition des minéraux de métamorphisme de contact au sein des grésopélites est le suivant : Biotite, Cordiérite, Andalousite. Cordiérite et andalousite apparaissent très rapidement après la biotite. La biotite est stable dans toute l'auréole. La muscovite y est très bien développée. Son apparition est contemporaine de celle de la cordiérite. Ici la sillimanite n'est pas présente dans l'auréole. Les tufs, toujours au contact du granite, présentent peu de changements minéralogiques lors du métamorphisme de contact et seules de rares andalousites en montrent l'influence (dans les zones les plus pélitiques). Ils ne comportent jamais de sillimanite.

Les énormes enclaves schisteuses situées au toit du granite présentent fréquemment de la sillimanite en fibres (lorsque l'échantillon est très proche du granite -10cms), toutes comportent de l'andalousite. On se trouve donc au voisinage du joint sillimanite - andalousite, pour une température voisine de celle du solidus du granite, soit environ 700°. Dans certaines d'entre elles, comme par exemple la lame mince n° 12, on voit clairement la réaction Muscovite + Quartz --> Feldspath potassique + Sillimanite. En effet, la muscovite beaucoup moins belle que dans l'auréole est envahie de fibres de sillimanite et partiellement circonscrite par du feldspath potassique.

Cette réaction calibrée par Althaus (1970) permet de fixer un maximum de pression de 4,5 kb pour une température de 700° (voir figure II.18). Pour une telle pression, dès 650°, le champ de stabilité de la staurotide est atteint, ceci signifie que la zone de la staurotide devrait être très étendue dans l'auréole. Or, ici, aucun individu n'a été trouvé malgré plus de 70 lames minces. Dubois (1976) la signale comme étant rare et sporadique dans l'auréole du Mont Pettinascura (situé à une bonne dizaine de kilomètres plus au Sud de Longobucco). Le champ de stabilité de la staurotide dans cette auréole n'est pas très étendu, sinon inexistant. Une pression de 4,5 kb ou même de 3 kb n'est donc pas envisageable.

Seule l'intersection des courbes $Mu + Qtz \rightarrow FK + Sill$

$And \rightarrow Sill$

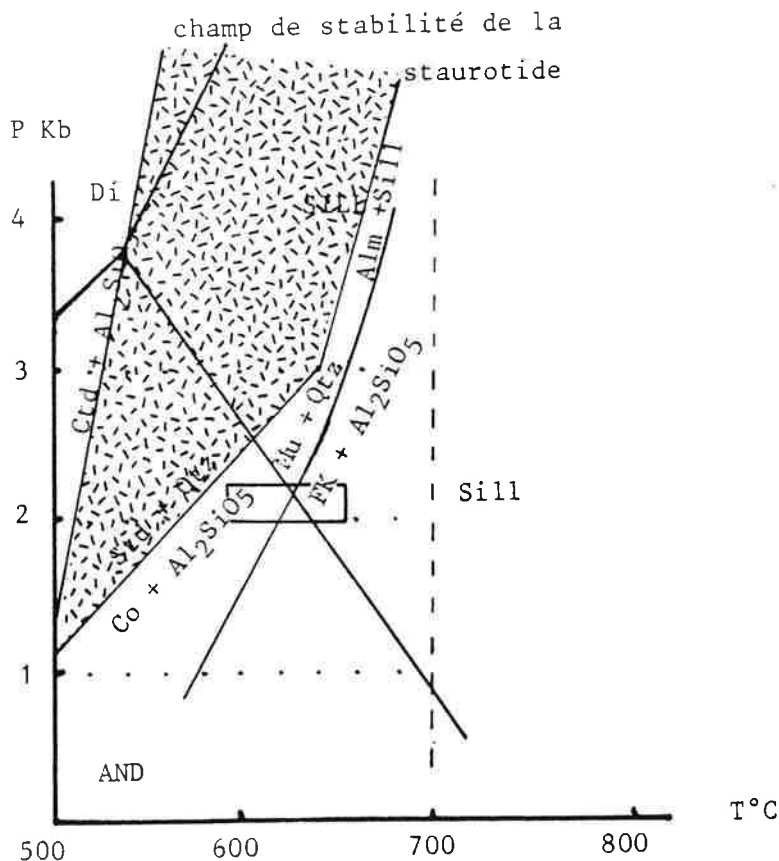
nous fixe en pression et en température, puisque l'on sait se trouver au voisinage de ces deux réactions. La courbe Sill/And fournie par Holdaway (1971) est généralement celle adoptée. Ici elle fournit une pression de 2 kb. Cette pression est incohérente, avec les observations que l'on peut faire ailleurs sur le terrain et sur le granite jaune en particulier. En effet celui-ci décrit au paragraphe I.2.5., montre une andalousite automorphe vraisemblablement d'origine magmatique. Ce qui donne selon cette courbe d'équilibre une pression de 1 kb pour la cristallisation de l'andalousite (à une température de 700°). Le granite jaune est tardif certes, mais il s'est mis en place

durant la même période que les granites alentours (Wieland 1979, Borsi et Dubois 1968).

On ne peut guère expliquer une décompression du bâti d'un kilobar pendant cette période. La courbe calibrée par Holdaway conduit donc à une impossibilité géologique, ici.

En l'absence d'une calibration précise du joint Sill/And, (Winckler 1979, Deer, Howie, Zussman 1982 orthosilicates), on peut estimer la pression à la valeur de 2 kb, puisque la réaction $Mu + Qtz \rightarrow Al_2SiO_5 + FK$ est limitée aux enclaves dans le granite, c'est à dire aux hautes températures et que seules les enclaves comportent de la sillimanite. 2 kb est donc l'hypothèse la plus vraisemblable.

C'est une estimation entachée de toutes les incertitudes liées à ce genre de raisonnement.



Liste des abréviations

- And : Andalousite
- Co : Cordiérite
- Ctd : Chloritoïde
- Di : Disthène
- FK : Feldspath K
- Mu : Muscovite
- Qtz : Quartz
- Sill : Sillimanite
- Std : Staurotide

Figure II.18

Condition P, T du métamorphisme de contact.

(Richardson 1968, Althaus 1971 in Winckler 1975, Holdaway 1971)

CHAPITRE III

LES SKARNS

1- Présentation des skarns sur le terrain

Les affleurements de roches minéralisées en tungstène sont situés sur le flanc ouest du bassin du Ronzi. Ils sont contenus dans la série sédimentaire, à proximité de la limite granite/encaissant (voir carte géologique en annexe).

Trois affleurements principaux appelés CR, HY et 950 ont été découverts par l'équipe du professeur P. OMENETTO (Université de Padova) et le département "Gisements métalliques" de la SNIA VISCOSA, à l'issue de plusieurs campagnes de batée et prospection à la lampe UV (ou lampe de Wood) durant les années 1980-1983. L'affleurement principal CR avait déjà retenu l'attention par le passé, Paillette (1842) mentionne : "A Pietra di molti colori, près Longobucco, on a fait des recherches de minerai de cuivre". Cet affleurement est reporté sur une carte d'indices miniers datant de 1756. Vighi (1953) le mentionne également en disant que les minéraux métalliques ont poussé en remplacement de la calcite il reconnaît que cet indice est de nature différente des autres filons à blende présents dans les environs.

En plus de ces trois affleurements, quelques aires minéralisées d'à peine un mètre carré ont été repérées à proximité de l'affleurement principal, mais rien n'y est identifiable, la roche étant réduite en miettes et terriblement altérée par la décomposition des sulfures.

Parmi les trois affleurements cités ci-dessus, 950 et HY se trouvent totalement encaissés dans les schistes s.l. et rien à l'oeil ne les en distingue ; ils ont été repérés de nuit grâce à la fluorescence aux UV de la scheelite.

Voici quelques indications pour trouver 950 et HY.

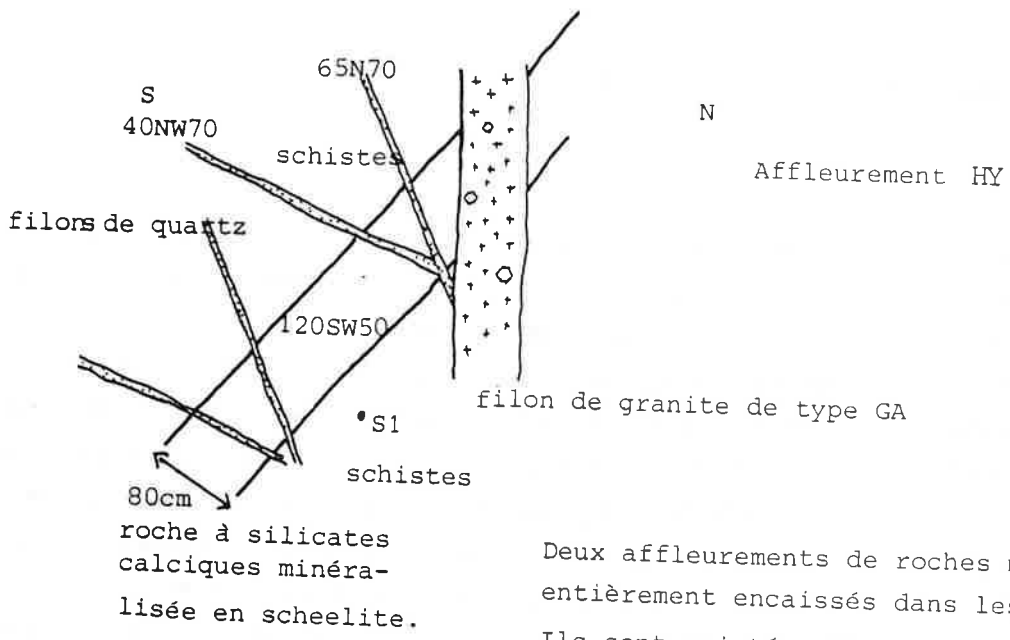
Il faut, en venant de Longobucco, redescendre le col de Croce reinella et prendre à droite le premier chemin de berger. Ce chemin longe à mi-pente une crête orientée N-S. L'affleurement HY est situé à la cote 1000 à 50 m au dessus du chemin. Il faut parcourir environ la moitié du chemin (orienté N-S) pour commencer à grimper ; un superbe pin se dresse au milieu d'un couloir d'éboulis.

Le deuxième affleurement est situé après la virgation à l'Est du chemin, sur sa bordure à la cote 950 m.

Description des affleurements

L'affleurement HY forme une bande orientée 120 SW 50 à grain très fin, de couleur vert bouteille. HY est encaissé dans des cornéennes à muscovite, ou des cornéennes à muscovite, biotite et andalousite. Il est recoupé par un filon subvertical de granite à muscovite-grenat (GA), voir figure III.1.

Le rocher situé à la cote 950 est entièrement transformé et minéralisé. Il a une patine et un grain tout à fait semblable aux schistes avoisinants. Un filon de calcite avec de très beaux cristaux centimétriques et à barytine disséminée recoupe l'affleurement.



Deux affleurements de roches minéralisées entièrement encaissés dans les schistes. Ils sont pointés sur la carte.

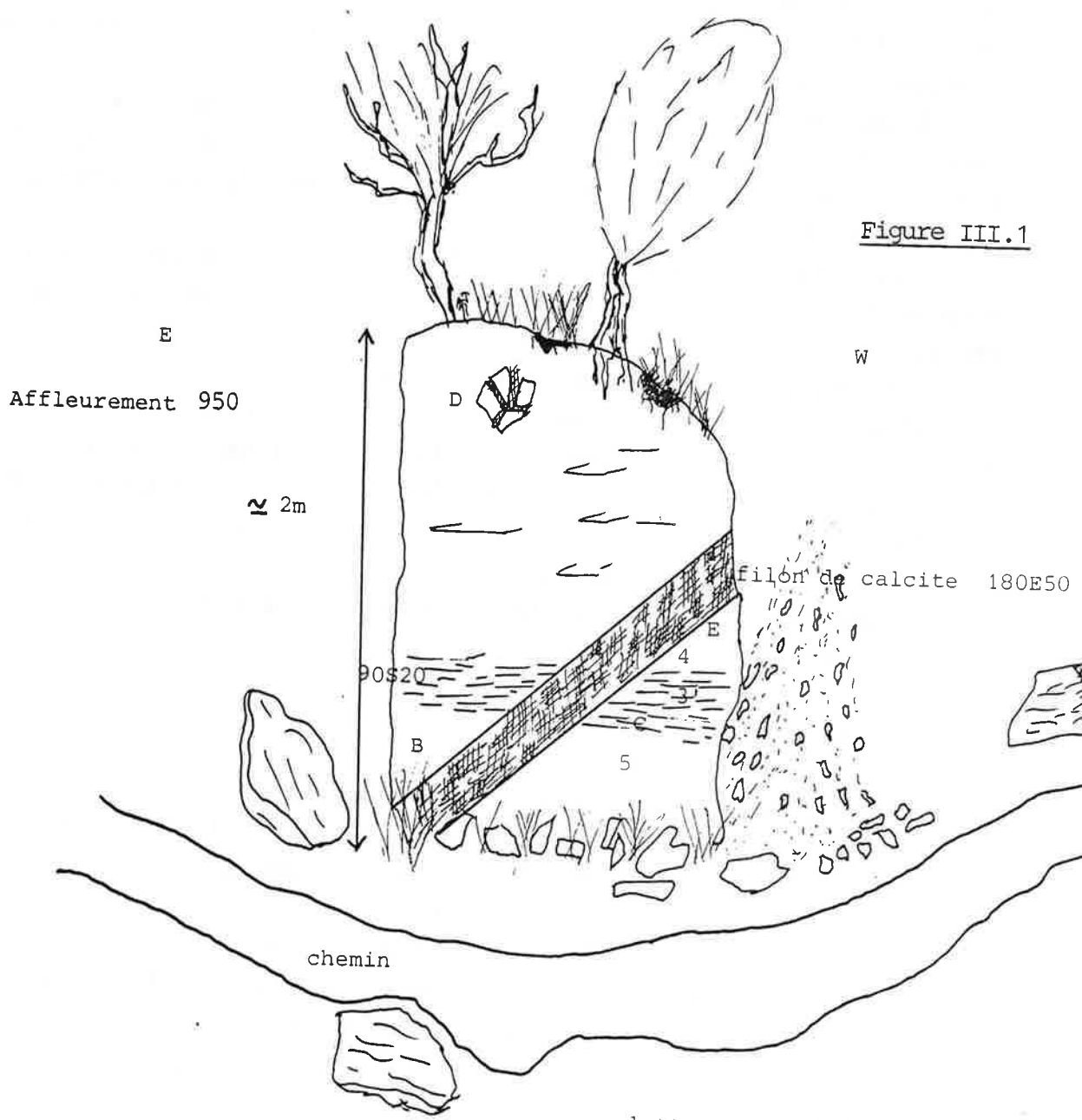


Figure III.1

lettres et chiffres sont des numéros d'échantillons auxquels il faut rajouter le préfixe 950 pour les trouver

Le troisième affleurement (CR) est de loin le plus important.

Après le passage du col dans la pente, il se dresse en rouille et blanc. Il est haut d'environ 5 mètres et large d'une dizaine de mètres. C'est le seul affleurement de skarn développés sur marbre.

Position de cet affleurement au sein de la série schisteuse :

Toute la bordure granitique jusqu'à Vallone Degli inglesi, puis jusqu'à Savelli a été prospectée par l'équipe la SNIA.

Nulle part ailleurs n'a été trouvée de minéralisation, ni même de marbre. Il se pose donc la question de savoir d'où vient ce morceau de marbre. D'autant plus que la zone où il est situé semble avoir été affectée de mouvements tectoniques.

C'est apparemment une zone très bouleversée. En effet, les schistes n'y forment aucune roche massive, ils se délitent en tout petits morceaux, la fracturation y est intense. Le skarn lui même est fracturé. De fait à l'aplomb du col, la pente topographique est particulièrement raide et le pourtour du skarn est environné d'éboulis. Des tranchées, effectuées à l'initiative de la SNIA dans le but de révéler l'extension de petits bouts de marbre affleurant sur une trentaine de mètres sur le pourtour du skarn, ont permis de comprendre qu'il s'agissait d'éboulis (de diamètre frisant parfois les 5 mètres !).

Autre exemple : lors de sondage de reconnaissance, une fracture ouverte d'un mètre de long a été mise en évidence à plus de 70 m de profondeur.

Il faut donc conclure que la zone du col est une zone de fracture créée dans des conditions superficielles.

Aucune cimentation des morceaux n'est visible, sauf parfois une argilisation des schistes dans les zones évidentes de fracture.

Il faut rappeler au lecteur que la Calabre est une région affectée de séismes, à l'égal de la majeure partie de l'Italie (j'en aurais même subi un de magnitude 4, mais j'ai le sommeil lourd). Les terrasses alluviales importantes le long des torrents témoignent d'un rajeunissement par surélévation de la Calabre au cours du quaternaire (P. Gueremy, 1972). C'est aussi une région très affectée par les glissements de terrain.

La position du rocher dressé à mi-pente, nous faisait déjà soupçonner une situation non autochtone de la minéralisation, l'examen de la zone du col confirme cette idée. Ceci signifie que l'affleurement de skarn sur marbre est vraisemblablement détaché de son enracinement d'autant que les sondages effectués sur le pourtour n'ont jamais rencontré ni skarn ni marbre. Vraisemblablement, le rocher ne peut avoir subi de grand déplacement, car la seule zone minéralisée en tungstène à 50 km à la ronde est la zone proche du Ronzi où au moins deux affleurements (950 et HY) et plusieurs micro-indices semblent en place.

Paillette (1842) conclut la relation de son voyage exploratoire des gisements de Calabre et du nord de la Sicile par ces mots "tout ces gisements (plombeux) ne sont

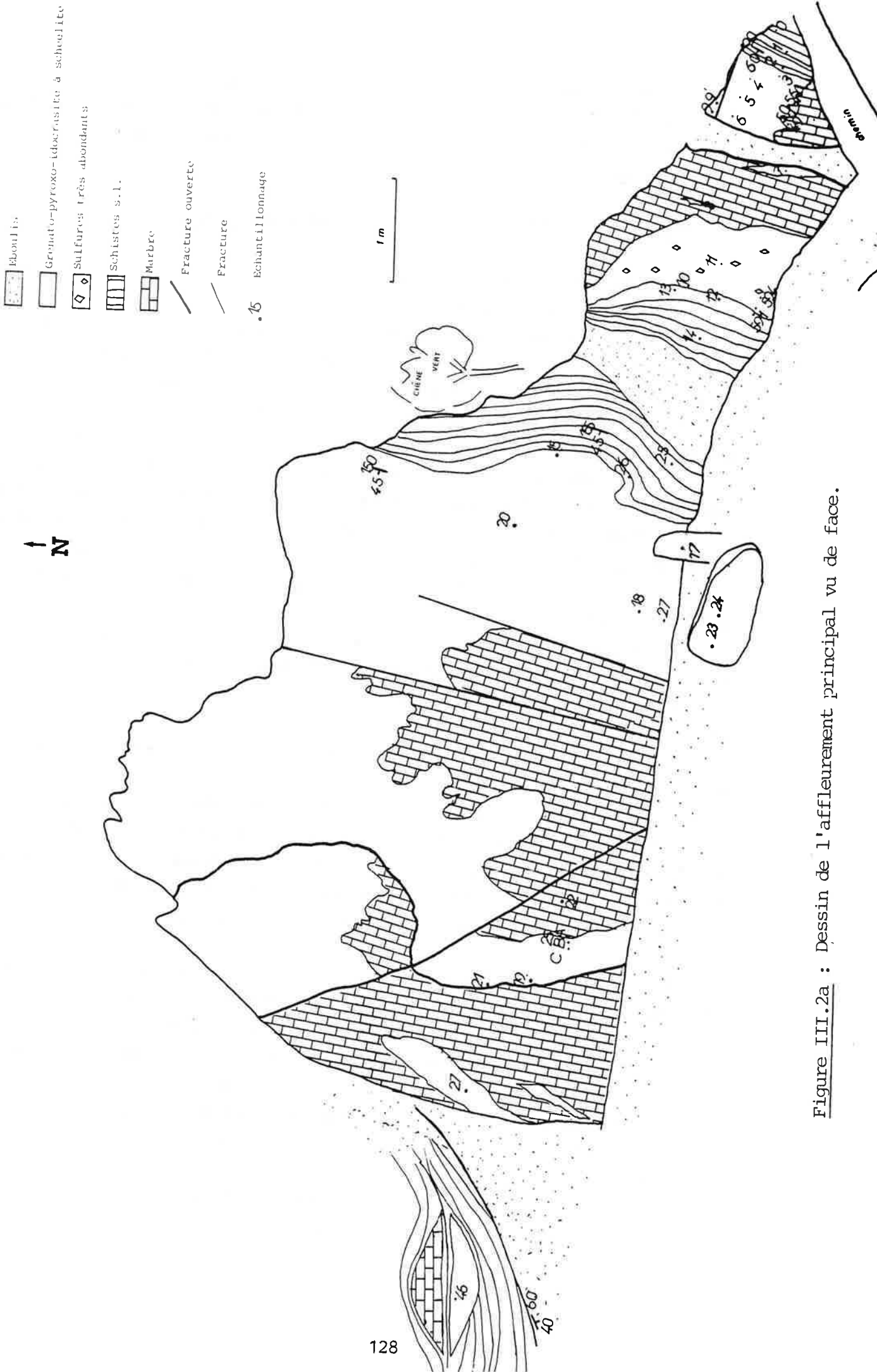


Figure III.2a : Dessin de l'affleurement principal vu de face.

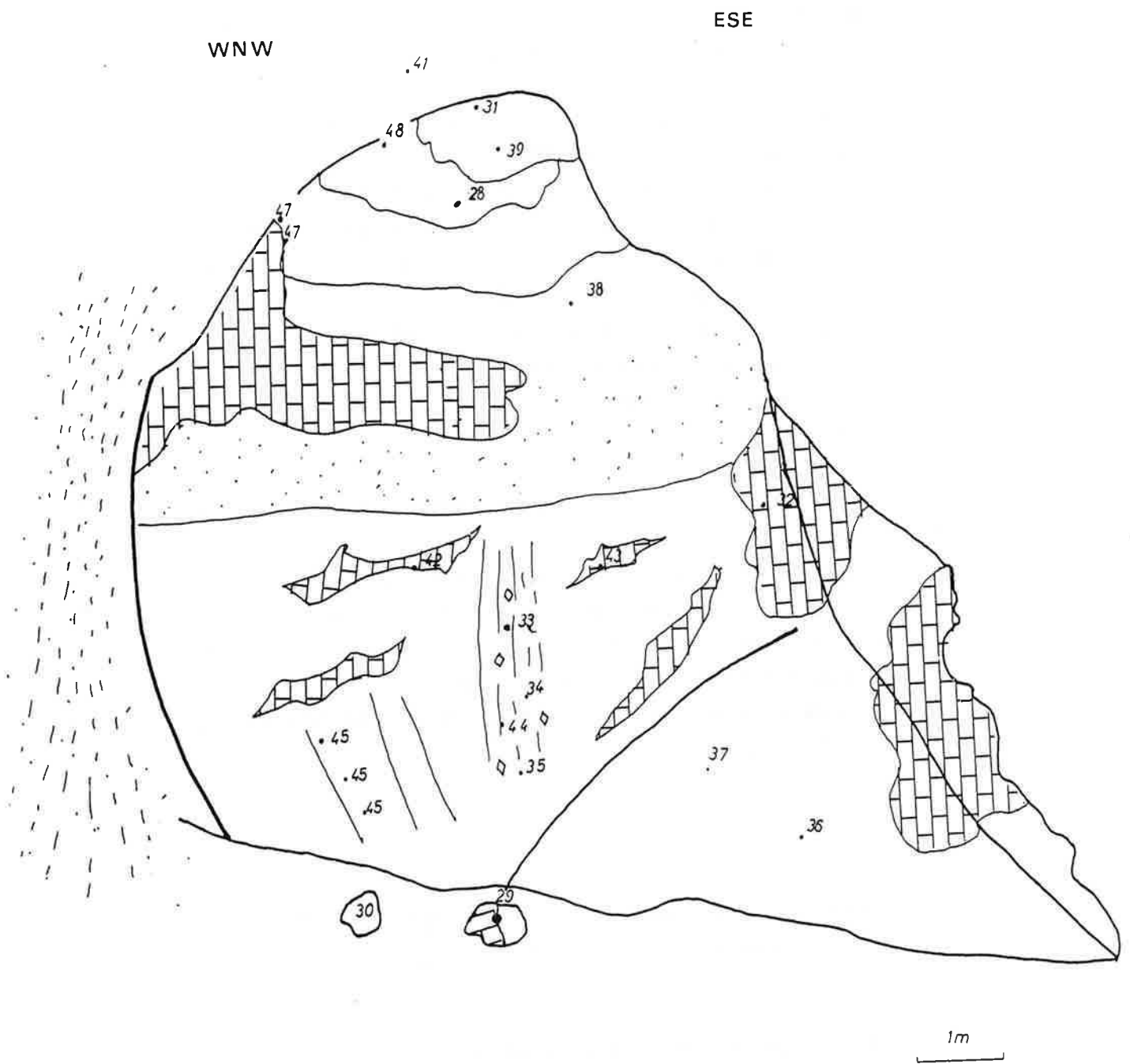


Figure II.2b : Dessin de l'affleurement vu de côté depuis l'esplanade supérieure.

autre que *des coureurs de gazons* dans le granite de Longobucco, granite qui passe à San Giovanni in Fiori et constitue le massif de la Silla." Il semble que ce terme puisse également s'appliquer ici: la prospection et les sondages se sont arrêtés en 1986, faute de résultats encourageants. En effet aucune extension en profondeur de la minéralisation n'a été trouvée, malgré plus de vingt sondages effectués dans un rayon de 1 à 100m autour de l'affleurement principal.

Au sein du rocher principal, trois types de roches sont visibles, grossièrement organisés en bandes alternantes (Fig.III.2a et b) :

- des marbres calcitiques purs, rayés de noir ;
- des schistes plus ou moins quartzeux de couleur marron ;
- une roche massive à grain fin (skarn) sans orientation, de couleur rouge et/ou verte plus ou moins couverte de rouille.

Cette roche est toujours au contact des marbres, la limite est totalement nette, indentée et entièrement sécante sur les structures tectonique ou sédimentaire.

Aucune zonation métasomatique nette n'a pu être mise en évidence à l'affleurement.

Comme on le verra plus loin, les minéraux sont petits, le plus souvent de taille inframillimétrique.

Pyroxènes, idocrases et chlorites, qui appartiennent à des stades (de transformation) différents, sont de couleur verte identique.

De plus, la roche est très affectée par la fracturation et la décomposition des sulfures, ce qui ne facilite pas l'examen au marteau.

L'ensemble de ces roches est massif sans aucune porosité, à grain fin. Aucune veine ne taille le marbre.

2- Description microscopique des roches composant les affleurements minéralisés

2-1 Pétrographie de l'affleurement principal

a- le marbre

C'est un marbre calcitique pur, sans aucune fraction dolomitique. A l'affleurement, il montre des lignes noires qui doivent être de la matière organique. La température du métamorphisme n'a pas été assez élevée pour donner du graphite ou

des graphitoïdes, car on ne voit rien en lumière réfléchie. Attaqué à l'acide, le marbre donne des petits résidus grisâtres inidentifiables.

La calcite est toujours très bien cristallisée en cristaux de taille uniforme au sein d'un même affleurement. La taille varie de 0,02 mm à 1,2 mm. Eventuellement, on peut observer quelques petits cristaux de quartz disséminés.

De belles structures stylolithiques sont observables, ainsi que des ondulations de mâcles.

b- le contact marbre/roche transformée

Au contact du marbre, on trouve le plus fréquemment la grenato-idocrasite. Mais dans de rares cas, on peut trouver les restes d'une zone à hédénbergite. Cette zone peut faire 10 cm (CR25B) ou bien un bon mètre (CR47).

Au microscope, dans la zone la plus proche du marbre, on trouve fréquemment des assemblages fibreux ayant la texture caractéristique de la wollastonite. Les recherches pour trouver un reste de wollastonite sont restées infructueuses.

Les produits de pseudomorphose de la wollastonite sont de deux types :

- un assemblage à quartz fibreux et petites flaques de calcite
- de la fluorine fibreuse accompagnée de petits amas ferrugineux à fort relief (voir figure III.3b).

On peut préciser, en partie, la chronologie de la pseudomorphose. En effet sur la figure III.3c, des plages de fluorine fibreuse incluent des restes de quartz fibreux. Or dans la chronologie des phases d'altération, le quartz est postérieur à la fluorine. Autrement dit, le quartz fibreux est bien une pseudomorphose de wollastonite suivant la réaction :



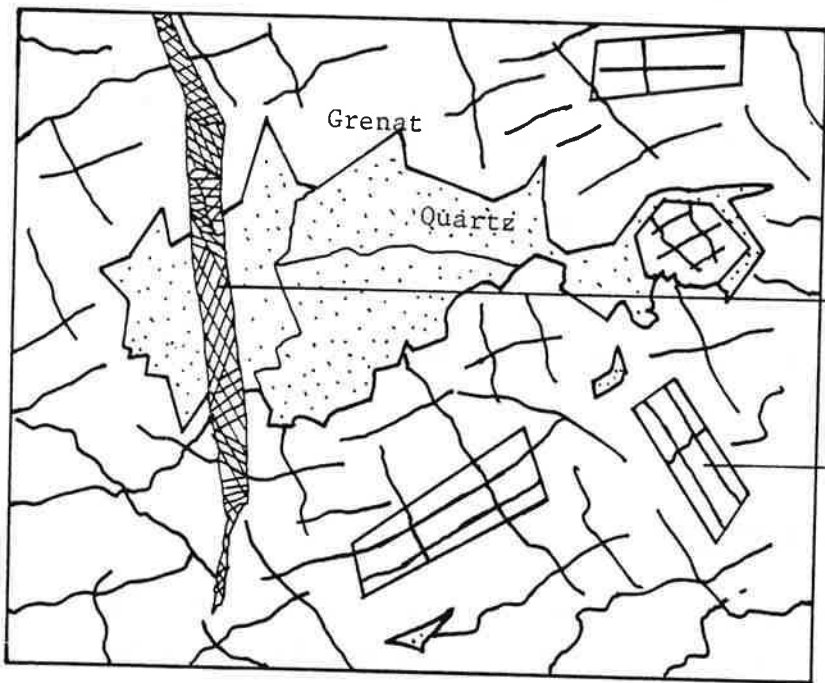
Le début de la pseudomorphose de la wollastonite précède donc les phases d'altération.

Ces fibres forment une épaisseur guère supérieure à quelques centimètres.

L'hédénbergite qui se développe au contact de la wollastonite est toujours en assez gros cristaux subautomorphes de 0,4 mm environ. On peut y trouver de la scheelïte associée (CR47).

Le pyroxène au contact des pseudomorphoses des wollastonites ne se développe pas en masse, de même l'apparition des cristaux de grenat ou d'idocrase au contact de l'hédénbergite est progressive.

Il n'y a pas de fronts nets, sauf au contact direct du marbre.



filon de calcite

idocrase

Figure III.3a

Corrosion du grenat par le quartz

LM. CR9' x30

Figure III.3b

Chronologie des phases
d'altération.

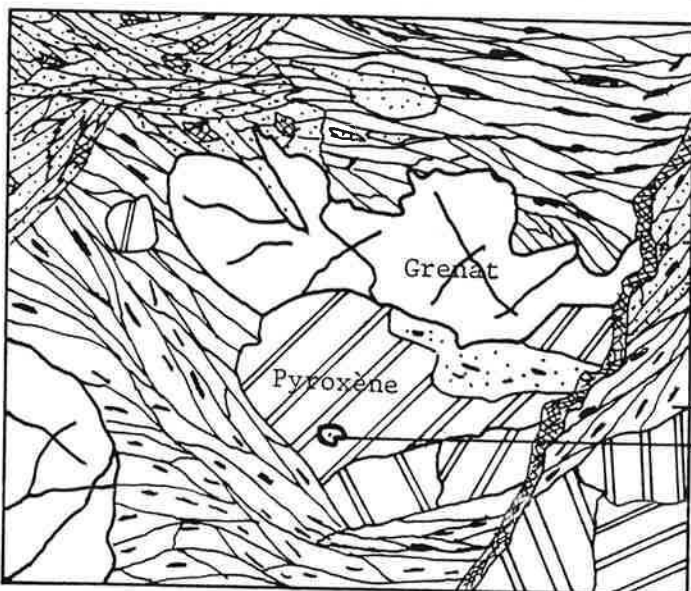
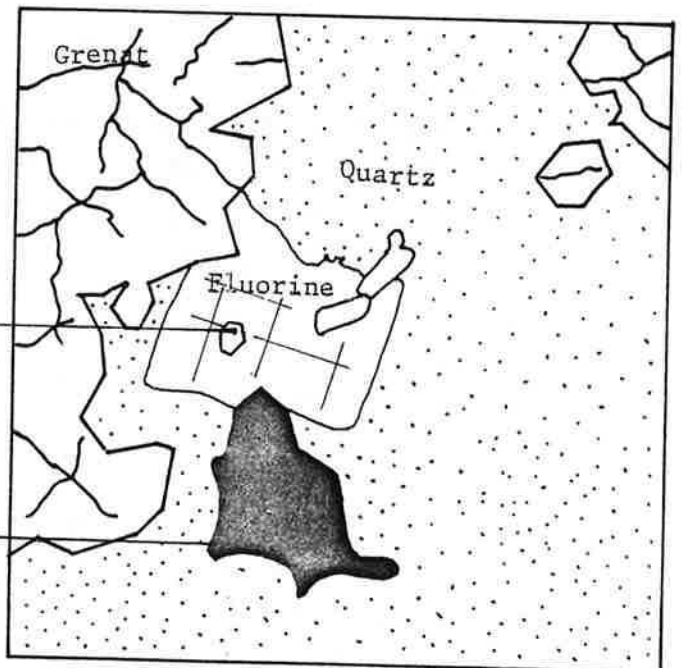
Apatite < Fluorine < Quartz

LM. CR4

x30

Apatite

Pyrite



Quartz "fibreuse" et calcite

Fluorine "fibreuse" et petits amas de
produits ferrugineux

Figure III.3c

Pseudomorphoses de wollastonite
LM. CR 47 x30

c- la grenato-idocrasite

Cette roche compose la quasi totalité de l'affleurement du skarn. Elle est toujours massive et compacte, qu'elle soit directement au contact du marbre ou plus loin, elle a exactement la même composition minéralogique. Cette roche contient :

- du pyroxène subautomorphe, toujours inclus dans les autres minéraux, qui sont très légèrement verts. Il est toujours rare et peu abondant, d'une taille de 0,4 mm. Lorsque ce pyroxène est de l'hédenbergite, il est alors parfaitement à l'équilibre avec le grenat et l'idocrase. Les contacts entre minéraux sont parfaitement nets.

- du grenat qui n'est jamais automorphe, en plages de taille variable.

Il est toujours isotrope. c'est du grossulaire pur.

- de l'idocrase automorphe ou xénomorphe, de taille moyenne : 0,8 mm de long.

- La grenato-idocrasite ne comporte aucune trace de wollastonite.

Grenat et idocrase sont associés dans la plupart des lames, la plupart du temps, ils semblent avoir cristallisé en même temps. Ce fait est aussi signalé dans d'autres gisements, par exemple à Fumade par D. Couilloud, 1988.

La scheelite est toujours associée à la grenato-pyroxénite ; elle est en inclusion dans le grenat ou dans l'idocrase.

En général, elle a des formes arrondies, dans de rares cas, elle est subautomorphe. Lorsque dans une lame le grenat est seul sans idocrase, il n'y a jamais de scheelite, ex. CR9, CR53, CR25C, CR4. Mais une idocrasite seule contiendra de la scheelite ex. CR34.

Il semble donc que les conditions présidant à la cristallisation de l'idocrase soient celles favorables à la précipitation de la scheelite.

Une chronologie du phénomène métasomatique est proposée. Elle représente aussi, du moins en partie, des relations spatiales.

	Quartz +		Grenat
	calcite	Pyroxène	idocrase
Marbre	en fibre	± scheelite	scheelite
	=	(Hed ₉₀ Jo ₁₀)	
	WO		

d- les phénomènes d'altération

Sur les grenato-pyroxénites les phases d'altération se sont succédées en se superposant. Le marbre n'est jamais traversé de filons. Le mode d'altération est toujours différent selon le minéral concerné. Chronologiquement on a :

- une phase à apatite :

L'apatite est alors toujours automorphe, de taille identique 0,4 à 0,8 mm. Elle n'est jamais disséminée parmi les minéraux antérieurs de la roche, mais au contraire, toujours massive. Elle remplace les minéraux préexistants ; Ex. le grenat de CR15 (voir dessin).

Elle peut même former des apatites massives, ex. CR15 ou CR37. Dans ce cas, il reste fort peu de traces de la minéralogie antérieure. En volume cette altération est de peu d'importance.

- une phase à fluorine :

Cette altération est omniprésente, mais aucun filon de fluorine n'a été observé. En général, elle représente entre 10 et 30 % des minéraux des roches. C'est une phase très agressive vis à vis des minéraux qu'elle dissout très bien en décapant préférentiellement les minéraux le long de leurs clivages, dont alors elle révèle les formes. Ceci est bien visible en particulier pour les grenats. Seule la scheelite réchappe intacte du traitement. Le grenat est le minéral le plus agressé. Des cubes de fluorine englobent de l'apatite (voir fig.III.3b). La plupart du temps la fluorine est limpide. Dans deux cas, elle semble sale, il s'agit en fait d'agrégats de micro-inclusions de minéraux non déterminés, le plus souvent allongés et parallèles entre eux, ex. CR59.

- une phase à quartz :

Le quartz remplace très fréquemment le grenat dont il révèle ainsi les formes (fig.III.3a). Il peut être étiré, à extinction onduleuse, témoignage de mouvements tectoniques postérieurs aux skarns. Le quartz forme de belles plages propres ; il est assez fréquent, mais peu abondant.

- les sulfures :

Essentiellement trois types de sulfures sont présents : pyrite, chalcopryrite et blende. La blende contient la plupart du temps des inclusions de chalcopryrite en gouttelettes réparties d'une manière homogène. La cristallisation de la pyrite pourrait être légèrement antérieure à celle de la chalcopryrite. Ces sulfures sont parfois altérés en hématite.

Chronologiquement les sulfures sont postérieurs à l'apatite et antérieurs à la chlorite, dont on parlera ci-après.

Ils sont assez fréquents, généralement peu abondants sauf dans certaines roches où ils forment la phase principale d'altération ex. CR35. Pyrite et chalcopryrite sont plus abondants que la blende. Un cristal d'arsénopyrite a été trouvé et de la bismuthinite a été signalée une fois (P. OMENETTO, Comm. pers.)

On peut rajouter à cette liste l'apparition sporadique d'épidote qui peut cristalliser aux dépens du grenat (CR5). L'apparition d'épidote est plus tardive que la fluorine (CR27) mais antérieure à l'apparition de la chlorite qui est une phase tout à fait tardive.

- La chlorite se présente sous des formes extrêmement variables :
 - . cristallisations plus ou moins fibroradiées interstitielles comme dans l'apatite CR15 ;
 - . en filons ;
 - . en remplacement partiel de minéraux, elle est alors en fibres qui se propagent selon les clivages des minéraux à 90° pour les pyroxènes à 60° pour le grenat, ex. CR3. Elle est alors fréquemment en association avec la calcite. C'est cette forme qui est la plus fréquente. Elle est toujours colorée vert à marron-jaune. La chlorite est omniprésente.

- La calcite est aussi un minéral omniprésent et toujours sous plusieurs formes, qui ne sont d'ailleurs peut-être pas totalement synchrones.

- . elle existe associée à la chlorite dans l'altération in situ des minéraux. Elle est alors en fibres ou en petites plaques, accompagnée d'oxides ferrugineux. Cette forme d'altération attaque le plus souvent le pyroxène.

- . Elle est également présente sous forme de filons mal cristallisés qui alors recoupent chlorite et sulfures (ex CR11A) mais aussi en très beaux filons tardifs (fig.III.3a).

- . De grandes plages de calcite très bien cristallisée et propre sont très fréquentes. Dans ce cas la chlorite est postérieure à la calcite.

La calcite et la chlorite ne sont vraiment pas des phases ayant une cristallisation successive et distincte dans le temps. Elles sont vraisemblablement liées à une instabilité et donc à une dégradation des minéraux antérieurs.

L'amphibole ne semble pas ici être présente. Parfois on observe le développement de fibres incolores dans le pyroxène, mais leur épaisseur est inférieure à celle de la lame, il est difficile d'identifier le minéral. Seul l'idocrase de la lame CR35 montre une légère altération à actinote (voir analyses dans l'annexe 3).

- les roches magnésiennes :

Très fréquemment en "avant front" des transformations métasomatiques minéralisantes, c'est à dire entre le marbre et la grenato-idocrasite, se situe une roche le plus souvent verte, parfois de la couleur du marbre. Cette roche peut avoir une épaisseur assez importante (1 mètre) le plus souvent, elle est d'une dizaine de centimètres.

Son contact avec le marbre est net quoique très indenté.

Ces roches sont à distinguer des roches précédentes à la fois par leurs caractéristiques minéralogiques et texturales.

Elles contiennent par ordre chronologique :

- . du pyroxène (hedenbergite) très rare, de l'idocrase assez fréquente très peu abondante (un ou deux individus par lame) disposés en rubans. L'idocrase comme le pyroxène est très altérée, informe, et traversée d'une multitude de fractures à remplissage variable (chl, Cc, CaF₂). Quelques cristaux de scheelite sont aussi parfois présents. Ces minéraux représentent environ 0,5 % du volume de ces roches.

- . de la fluorine en plages carrées ou rectangulaires submillimétriques.

- . du quartz, en cristaux submillimétriques, limpides ou comprenant des impuretés ferrugineuses. Son aspect est tout à fait semblable au quartz d'altération des skarns proprement dit.

- . des sulfures (galène, blende (CR50)).

- . de la calcite. Elle se présente sous diverses formes : beaux cristaux limpides, petits cristaux sales, en fibres associés à de tout petits cristaux de quartz mais couvrant de grandes surfaces, en éventail, agencée en damier avec la fluorine (qu'elle semble dissoudre). Dans un seul cas, elle est en partie associée au quartz et évoque une structure type wollastonite. La calcite représente environ 50 % du volume de ces roches.

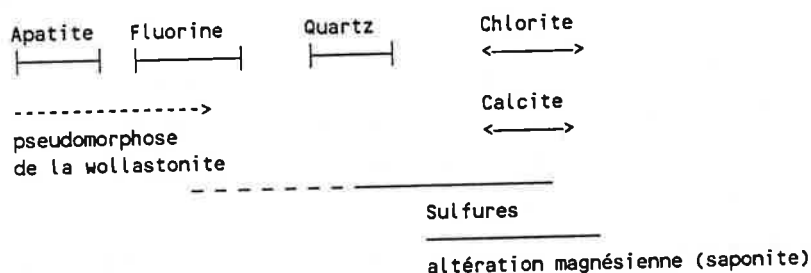
- . d'un minéral vert qui selon les cas est de la chlorite (CR7'A) ou bien de la saponite (CR56) (Mg₆Si_{8-x}Al_xO₂₀(OH)₄). Ce minéral est soit en filons envahissant progressivement la roche, ou bien en grands plages composées de minéraux trapus à structure fibreuse.

Cette roche est donc composée de quelques rares minéraux témoins de l'épisode de skarnification proprement dit (hedenbergite, idocrase, texture de wollastonite, scheelite). Ces minéraux, et en particulier l'idocrase, ont une composition tout à fait identique à celle des minéraux présents dans les pyroxénites ou les grenato-idocrasites (voir pour cela les analyses des idocrases de CR7' paragraphe 3.3 et annexe 2). De plus en lame mince, on voit des doigts de calcite sale, fluorine et quartz pénétrer dans le marbre. Cette roche est donc le résultat de la percolation de fluides dans un marbre pur. Pourquoi sa composition est-elle magnésienne, comme en témoigne la cristallisation abondante de saponite par exemple, et bien entendu les analyses chimiques, qui seront revues par la suite ? Deux hypothèses : Le magnésium était

présent à l'origine, ce qui signifie que le substrat était donc un marbre plus ou moins dolomitique.

Ou bien, il s'agit de marbre calcitique peu transformé, silicifié et ayant subi une altération magnésienne tardive.

Succession dans le temps des divers épisodes d'altération :



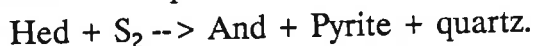
e- Paragenèses particulières

- la roche à andradite - CR33 -

Cet échantillon fait aussi partie des roches magnésiennes. La texture et la minéralogie y sont identiques. Cette roche se caractérise en outre par l'abondance de sulfures, pyrite, chalcopirite et blende et la présence de grenat andraditique.

Le grenat se présente sous forme de guirlandes pas très belles, serpentant au milieu d'assemblages fibreux quartz-calcite. Il est étroitement associé à l'hédenbergite et aux sulfures. Les figures visibles peuvent être interprétées comme des réactions, puisque l'on voit fréquemment des restes de pyroxènes très altérés au coeur de l'andradite ou bien des bandes de grenat insérées entre d'une part des pyroxènes (Hed) et d'autre part de la pyrite. A proximité de ces figures du quartz non fibreux est présent, il peut être interprété, ici, comme un des produits de réaction.

La présence d'andradite dans cet échantillon doit être considérée comme le résultat d'une réaction de sulfuration telle qu'elle est décrite par Burt (1972) :



D'autant que dans un certain nombre de lames à hedenbergite dominante et où le grenat comence à faire son apparition (CR47, CR28 par exemple), le grenat a, là, un contact net avec l'hédenbergite et sa composition est celle d'un grossulaire, il n'y a jamais de coeur andraditique.

Si, donc, l'andradite pouvait être considérée comme un grenat totalement primaire et précédant le grossulaire comme c'est le cas dans de nombreux gisements (Last River, Dobson, 1982, Strawberry mine, Nockleberg, 1981, Costabonne, Guy 1979 etc.). Dans les échantillons précités, on devrait retrouver un peu d'andradite, mais elle n'est pas présente.

Il s'agit donc ici, d'un grenat tardif dont l'apparition est liée à des conditions de fugacité de soufre particulières. Ce phénomène, très sporadique, se retrouve dans autres gisements, à Salau par exemple (Zahm, 1987).

- la roche à axinite CR38

Aucun minéral composant les grenato-pyroxénites n'y est visible. Cette roche était verte à l'affleurement et a été prélevée pratiquement au sommet du rocher.

Les principaux minéraux présents sont :

- l'axinite en cristaux à l'aspect brisé de 1 mm de diamètre.
- du grenat à faciès pyrénéïque toujours automorphe et zoné, de taille moyenne 0,1 mm. Sa composition est différente de celui présent dans les grenato-idocrasites ($\text{Gro}_{60}\text{Sp}_{30}$).
- de très beaux cristaux d'épidote en faisceaux ou en éventail d'une taille d'1 mm.

Les épidotes, comme les grenats, présentent une zonation. La scheelite est présente ; elle est comme les minéraux cités ci-dessus antérieure aux phases d'altération. Ici les phases d'altération sont, dans l'ordre chronologique : quartz, chlorite et calcite. La fluorine et l'apatite ne sont pas ici représentées.

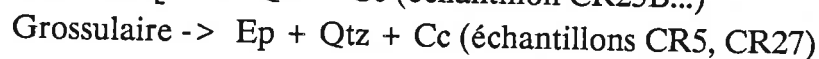
Il semblerait que cette roche ait été une des rares (avec les apatites) à être poreuse au moment de la cristallisation des principaux minéraux, car on observe une croissance géodique des petits grenats ou bien leur alignement le long d'une fissure ultérieurement remplie de chlorite. Aucune relation entre ces trois minéraux (axinite, grenat, épidote) n'a pu être mise en évidence.

Cette roche est vraisemblablement le résultat du remplacement d'une roche à l'origine métasomatique.

Ce remplacement a lieu chronologiquement au moment de l'altération en fluorine ou en apatite, les autres phases d'altération postérieures étant imprimées sur cette roche.

f- Evaluation de quelques paramètres physico-chimiques :

Deux réactions observées dans les skarns permettent de donner quelques indications sur leurs conditions de formulation.



On observe également que l'andradite dans l'échantillon CR33 est encore stable parce que toujours présente, à la fin du processus d'altération.

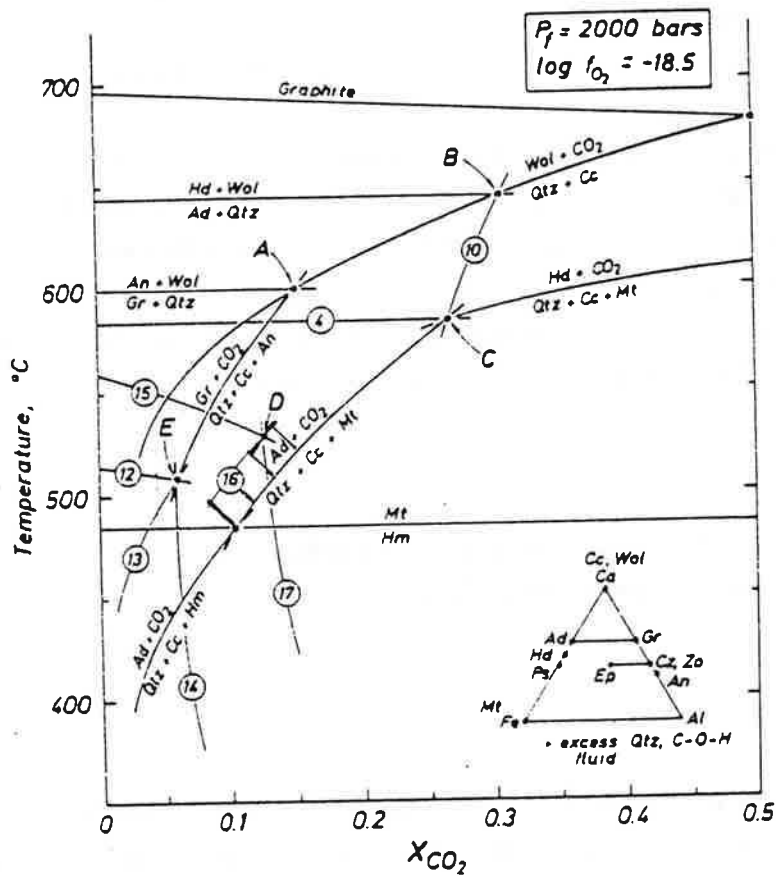


Figure III.3 bis Evaluation de X_{CO_2} (Taylor et Liou 1978)

l'équation 16 (Gros \rightarrow Ep + Qtz + Cc)
 la stabilité de l'andradite et de la wollastonite
 délimitent le domaine hachuré.

Si l'on admet que la pression fluide est proche de la pression solide soit $P_s = P_f$, comme c'est le cas dans de nombreux gisements, et mis en évidence par l'ouverture de fractures dans le bâti, on peut proposer ici $P_f = 2 \text{ kb}$ (chapitre II).

On sait que le grossulaire est stable à $P = 2 \text{ kb}$ pour une température inférieure à 630° (Storre 1970). D'autre part, pour des associations minéralogiques primaires semblables à celles présentes ici, la température a été estimée à 550° environ par divers auteurs (par exemple à Salau, P. Soler 1977, A. Zahm 1987). On peut donc estimer la température des premières phases d'altérations à 500° .

Les deux réactions présentées ci-dessus ainsi que les quelques indications de conditions physiques proposées permettent d'utiliser le diagramme T° - X_{CO_2} (figure III.3bis) (Taylor et Liou 1978).

Le domaine défini par les deux réactions observées et la stabilité de l'andradite est très restreint.

X_{CO_2} déterminé par ce diagramme est compris entre 0,12 et 0,15. Cette valeur de X_{CO_2} s'applique aux conditions régnant au début du phénomène d'altération puisqu'on l'a vu au paragraphe b, la transformation de la wollastonite a lieu avant la cristallisation de la fluorine. Lors de la formation de la wollastonite, X_{CO_2} était nécessairement inférieur à 0,05. Les réactions utilisées ici sont relativement indépendantes de la fugacité d'oxygène. La valeur de $f\text{O}_2$ indiquée dans le diagramme est ici sans signification.

2-2 Description pétrographique des roches schisteuses transformées à scheelite (R.S.T.S.)

a- Préambule :

Ce terme (R.S.T.S., en abrégé) comprend les schistes minéralisés en scheelite intercalés dans l'affleurement principal et les roches composant les deux petits affleurements HY et 950.

Il désigne des roches rubanées, sombres de couleur verdâtre à grain très fin encaissées dans les schistes. Ces roches à l'affleurement sont essentiellement repérables grâce à la présence de scheelite (visible uniquement aux UV) et éventuellement à la présence de sulfures.

Le terme "schisteuse" désigne l'aspect plus ou moins schistosé et rubané des roches tant en lame mince qu'à l'affleurement.

Le terme transformé signifie qu'il y a eu percolation d'un fluide. Car au microscope, les roches sont composées de quartz, calcite, séricite en fines paillettes et sans orientation.

Or, toutes les roches situées en dehors des minéralisations, mais dans le bassin du Ronzi, sont à quartz, biotite, muscovite \pm cordiérite, andalousite, feldspath. Les micas

en particulier sont très bien cristallisés et orientés. Ce qui signifie que les R.S.T.S. ont subi l'influence d'un phénomène qui en a détruit la structure, destabilisé la biotite et réduit de 5 à 10 fois la taille du grain.

Ce phénomène étant toujours très localisé, ce ne peut être un phénomène de basse température induit à l'état solide (métamorphisme rétrograde), mais il doit beaucoup plus raisonnablement être dû à la circulation d'un fluide avec lequel les minéraux préexistants étaient en déséquilibre.

Le mot scheelite, dans cette définition, signifie que le minéral est présent et qu'il est une caractéristique importante de ces roches, puisqu'il permet, à l'affleurement, de les distinguer des schistes non transformés.

Ce sigle R.S.T.S. ne préjuge en rien du substrat. Il ne fait que souligner la différence minéralogique, texturale et d'environnement géologique proche, de ces roches vis à vis des skarns sur marbre. Leur substrat peut être constitué par des schistes, des roches pélitico-carbonatées ou des roches volcaniques. Les exemples de ces types de substrats métasomatisés sont peu fréquents mais existent. C'est d'ailleurs une question importante à laquelle nous tâcherons de donner des éléments de réponse par la suite.

b- Schistes et R.S.T.S. provenant de l'affleurement principal (CR)

Au sein de l'affleurement principal, quelques bandes de "schistes" d'environ un mètre de large sont présentes (cf fig.III.2 et chapitre II). A dix centimètres du contact avec les grenato-idocrasites, elles peuvent montrer des signes de transformation. Ces roches, comme les skarns sur marbre, ont subi deux épisodes de transformation :

- la phase de skarnification proprement dite,
- une phase d'altération tardive.

- La phase de skarnification est toujours extrêmement limitée, elle n'affecte que les quelques centimètres du contact. Les minéraux composant ces roches alors transformées sont le grenat et le pyroxène parfois disposés en bandes alternantes (CR592).

La figure III.4 nous montre que le développement du grenat peut être un phénomène très limité et bien circonscrit (phénomène de front ?). Sur ce dessin, on voit également très bien que le grenat se développe aux dépens d'un schiste et non d'une roche carbonatée puisque la cupule grenatifère est transverse sur la structure plissée du schiste et ne peut donc être considérée comme une ancienne charnière de plis à coeur carbonaté. Du sphène automorphe est toujours présent, mais ne dessine que rarement un litage. Ces roches ne présentent que rarement une orientation. La présence de sphène et la petite taille des minéraux permettent aisément de distinguer ces roches des skarns sur marbre. La scheelite est toujours présente et est parfois très grosse (millimétrique).

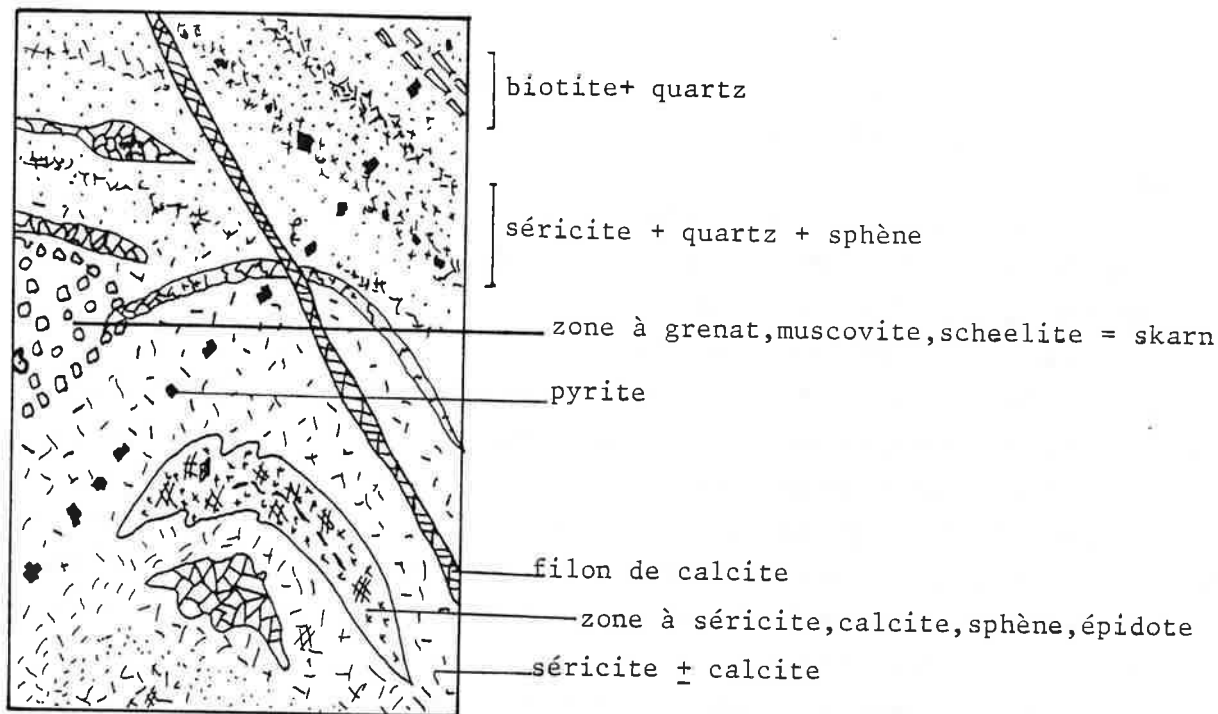


Fig. III.4 Développement de skarn
aux dépens d'un schiste
LM. RO 13.4

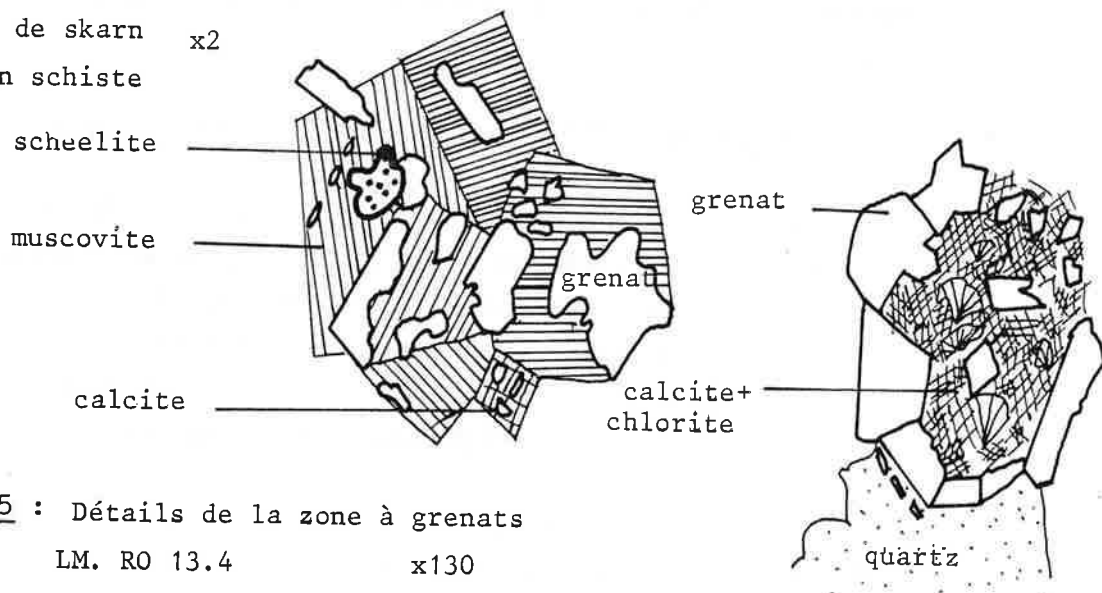


Figure III.5 : Détails de la zone à grenats
LM. RO 13.4 x130

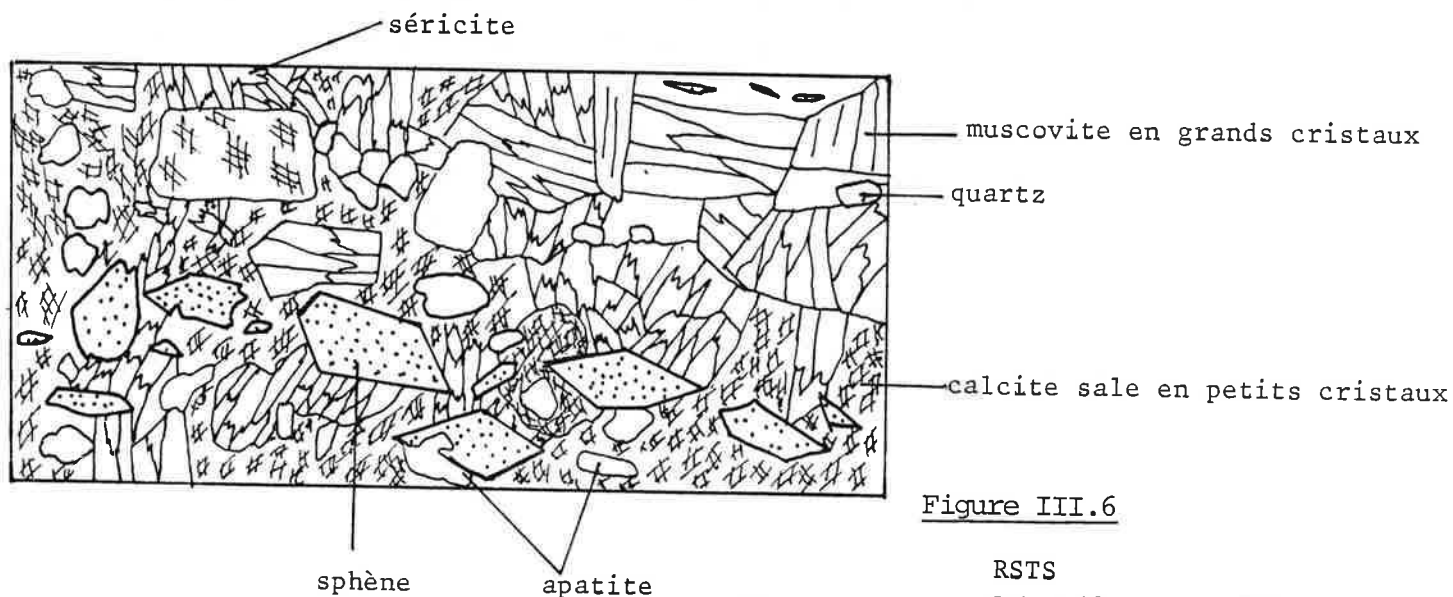


Figure III.6

RSTS
LM. 950B x300

- La phase d'altération : elle affecte systématiquement les schistes skarnifiés. Elle présente la même succession minéralogique que dans les marbres. Mais un minéral supplémentaire fait son apparition : la muscovite ou séricite selon les cas, qui se développe très bien aux dépens du grenat, voir fig.III.5.

Cette phase d'altération dépasse toujours la skarnification et attaque les schistes. Ils deviennent dans ce cas beaucoup plus clairs qu'avant transformation, car il y a altération de la biotite en séricite.

Cette altération, malgré tout, ne va jamais à plus de 10 centimètres du contact.

Description de la transformation progressive des schistes:

- en tout premier lieu, la biotite devient instable et forme des amas de muscovites pleins d'oxydes. Les schistes sont alors seulement blanchis.

- puis la totalité des micas antérieurs et des minéraux plus spécifiques du métamorphisme de contact (Co, And) sont détruits et transformés en séricite. Le sphène automorphe fait alors son apparition, sa disposition dessine le litage. Le quartz est toujours présent mais les cristaux sont beaucoup plus petits (0,05 à 0,1 mm) et n'ont plus le même habitus. Quelques cristaux de scheelite peuvent alors être disséminés dans la roche. Surimposée à cet assemblage, on peut également trouver de l'apatite, qui alors diffuse massivement dans la roche à partir de fissures. Mais le plus souvent, on voit de la calcite microcristalline, sale, en grandes plages recoupant les structures de la roches (son apparition est postérieure à celle de l'apatite). Les sulfures, en filons ou disséminés sont également présents. Ils sont alors identiques à ceux des skarns sur marbre (pyrite, chalcopyrite, blende à inclusions de chalcopyrite). Quelques fractures à épidote ou fluorine sont aussi présentes. Ceci est par exemple la description de l'échantillon CR41 que nous reverrons à la partie consacrée à la géochimie.

Les caractéristiques essentielles de ces roches transformées sont la petite taille des minéraux : 0,1 mm maximum et la présence de sphène abondant qui permettent de reconnaître et distinguer ces roches même lorsque toute trace de litage a disparu. De toute façon, en général, la séricite tardive est toujours présente. Elle est un minéral particulièrement caractéristique par rapport aux skarns sur marbre qui n'en contiennent jamais. Il ne reste jamais de minéraux représentant l'histoire antérieure de la roche.

c- les deux petits affleurements 950 et HY

On ne pourra ici décrire aucune succession dans la transformation puisque aucun schiste n'est présent au contact de l'affleurement 950 et ceux entourant l'affleurement HY ne montrent aucune transformation. Le contact est net.

Ce sont des roches rubannées à grain très fin (taille des minéraux inférieure à 0,1 mm). Au microscope, aucun minéral ne présente d'orientation, ni même n'est

automorphe, à l'exception du sphène. La figure III.6 donne une idée de la texture de ces roches.

La minéralogie actuelle de ces roches ne reflète que les diverses transformations subies (skarnification et altération). Seuls deux échantillons 950-4 et HYSK pourraient présenter des minéraux relictuels d'un stade antérieur. Il s'agit là de feldspaths totalement altérés et non maclés.

Dans l'ordre chronologique, ces roches contiennent :

- du sphène disposé en bandes, généralement automorphe,
- du grenat et du pyroxène (salite) en grains xénomorphes.

Le grenat peut former aussi des bandes et il peut inclure le sphène. Ces deux minéraux ne sont pas toujours présents ni même associés. Les lames minces 950-3' et 950-4 ne présentent que du grenat, 950B du grenat et du pyroxène et HB seulement du pyroxène.

La scheelite est présente et parfois même très grosse (2 mm). On peut la trouver associée au grenat ou au pyroxène. Les minéraux cités précédemment, quoique importants par leur signification, ne représentent guère plus de 10 % du volume minéralogique de la roche. Les minéraux dominants, en volume, sont liés à une phase d'altération tardive qui oblitère en partie la minéralogie et les structures antérieures.

Cette phase d'altération se manifeste par :

- le développement (très faible) d'apatite aux dépens du sphène (fig.III.6).
- le développement abondant de muscovite et de calcite microcristalline.
- la présence de plages de quartz limpide.

Les sulfures sont présents et identiques à ceux repérés dans les skarns sur marbre (blende à inclusions de chalcopryrite en particulier), chlorite et épidote sont rares mais également présents. La fluorine est assez fréquente dans ces lames mais très peu abondante. Elle est postérieure à la scheelite (inclusions) et antérieure aux phases d'altérations principales.

On peut donc constater que les phases d'altération sont ici identiques à celles observées dans les schistes transformées. Le très faible développement de la fluorine et l'abondance de la séricite sont remarquables lorsque l'on compare aux skarns sur marbre.

L'affleurement HY montre une altération particulière ; en effet, on y observe un développement abondant d'actinote associée d'ailleurs à la séricite.

3- Etude minéralogique

Les analyses minéralogiques discutées dans cette section sont données dans l'annexe 3.

3-1 *Les pyroxènes*

L'ensemble des pyroxènes présents au sein des diverses roches transformées fait partie du groupe des pyroxènes calciques de la série diopside-hedenbergite (teneur en $\text{Al}_2\text{O}_3 < 1 \%$).

a- Description des divers groupes :

Trois groupements sont visibles sur les diagrammes : (Fig.III.7)

- le premier, homogène, comporte des hedenbergites quasi pures (Hd_{90} , Jo_{10}) et ne comprend que des pyroxènes provenant de marbres transformés, situés en bordure du skarn.

- le second, beaucoup plus étalé, va des ferrosalites au diopside avec des teneurs en johannsénite variables. Il comporte des pyroxènes provenant de l'affleurement principal de skarn.

- le troisième groupe comprend les pyroxènes développés sur les roches schisteuses transformées à scheelite. Ce sont des ferrosalites aux teneurs en johannsénite faibles pour les pyroxènes trouvés au sein des deux petits affleurements 950 et HY. Par contre les teneurs en johannsénite des pyroxènes développés dans les schistes transformés intercalés dans le marbre sont beaucoup plus élevées.

b- Signification des divers groupes :

- le premier ensemble, à hedenbergite pure, est situé dans des roches où le pyroxène est présent en quantités importantes (son volume est au moins égal sinon supérieur au volume de grenat et d'idocrase). Il est fréquemment associé à des fantômes de wollastonite. Il a ici valeur de pyroxène primaire, c'est à dire formé par action du fluide sur le marbre ou sur la wollastonite.

Le pyroxène a la composition habituelle des pyroxènes développés sur marbre calcitique (par exemple Salau, A. Zahm, 1987).

Quelques unes des analyses montrent une contribution du pôle diopside (par exemple les analyses numéro 41 et 43). Ceci peut permettre d'envisager une évolution vers le deuxième groupe.

- Le deuxième groupe est composé de ferrosalites qui sont en cristaux globuleux, limpides à bordures nettes. Elles ont les mêmes caractéristiques dans la

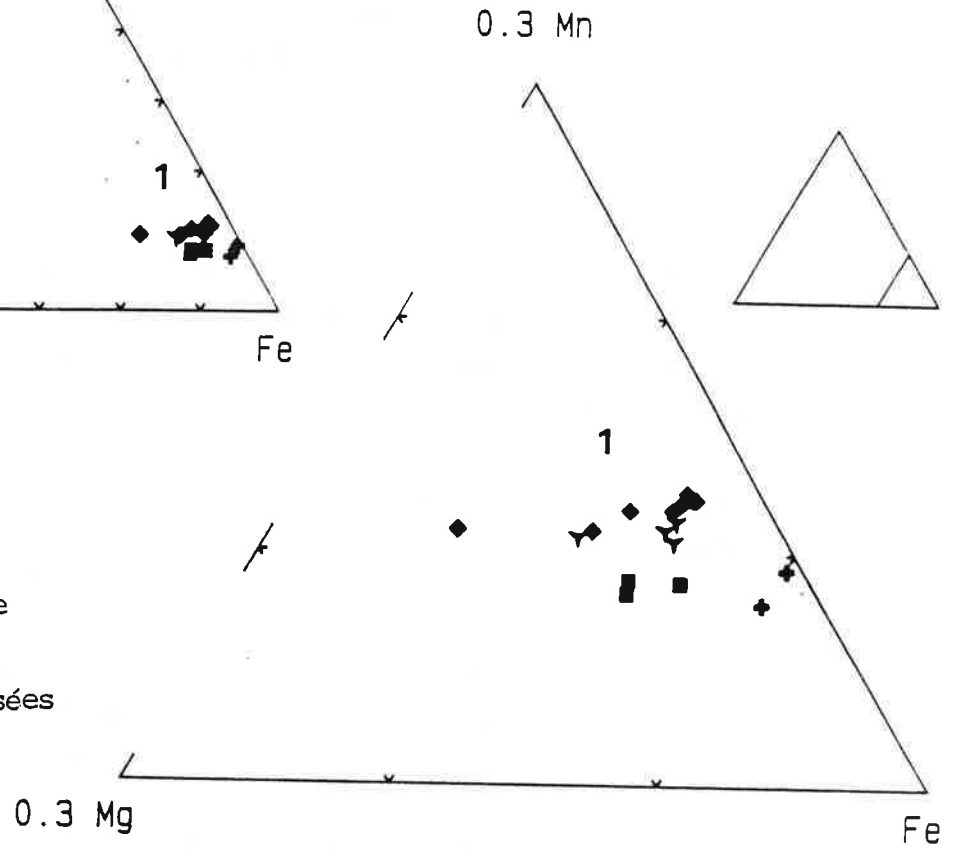
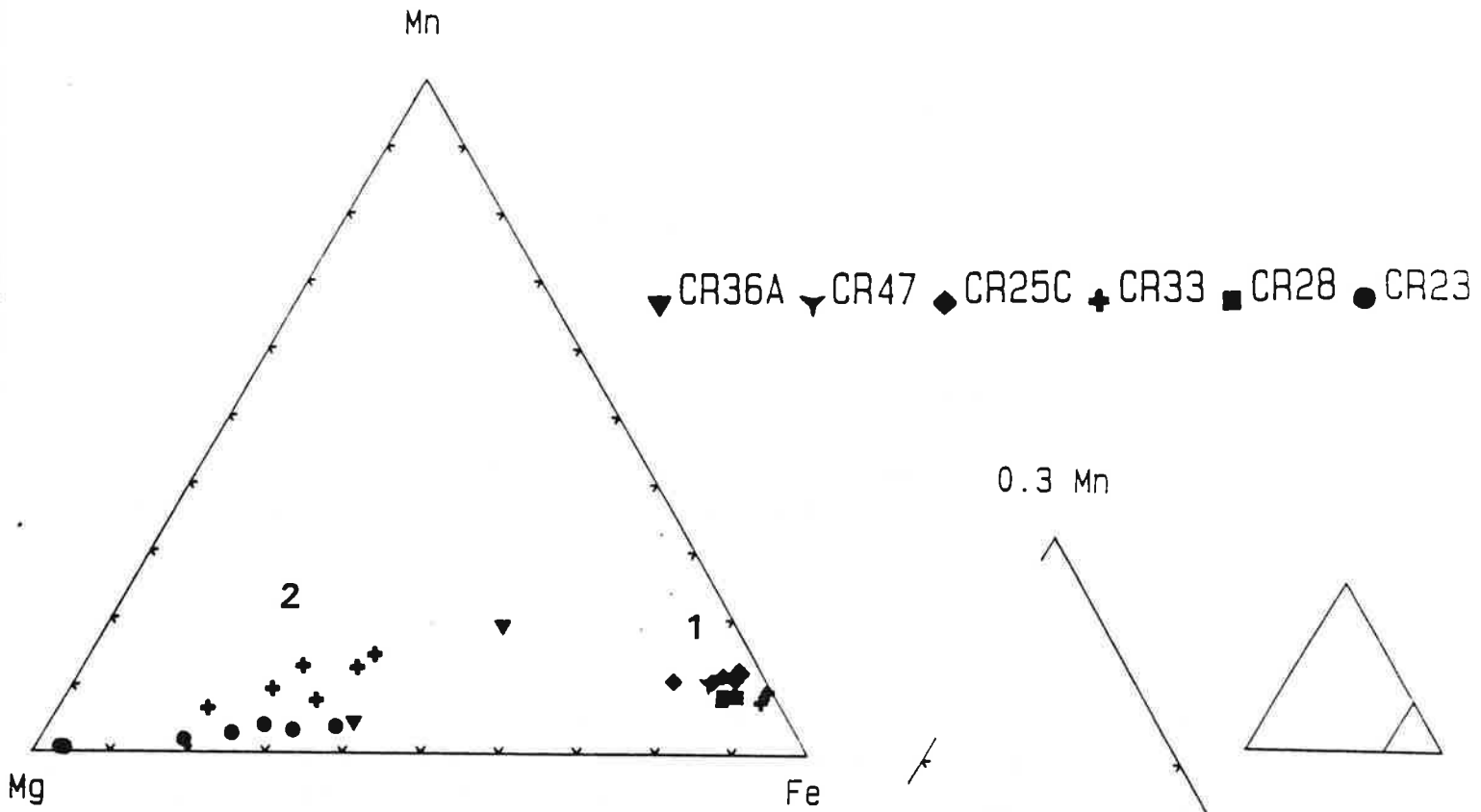
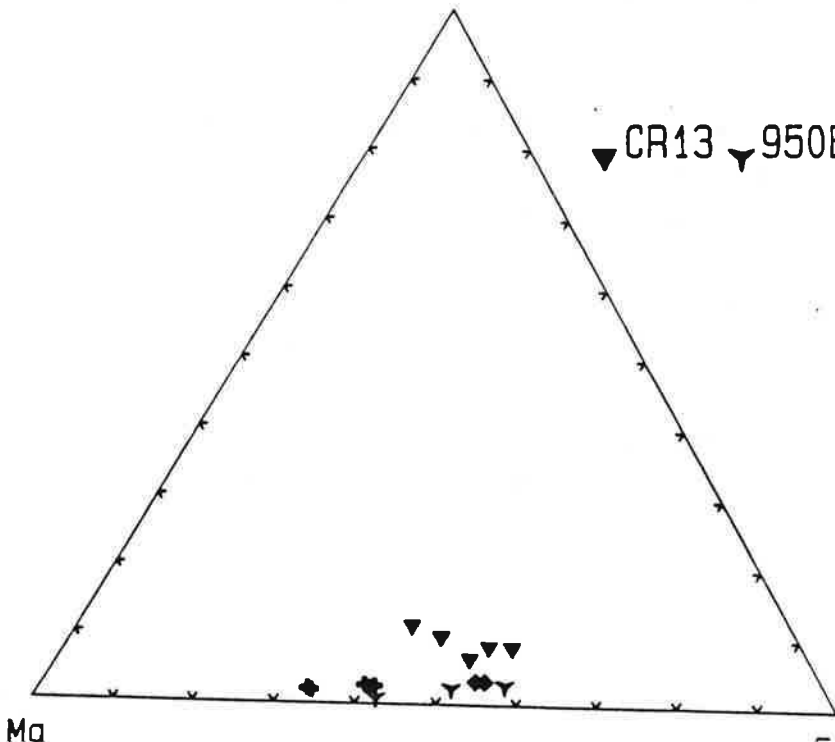


Fig. III-7
 Composition des pyroxènes de
 skarns sur marbre
 roches schisteuses minéralisées
 à scheelite.

CR13 950B 9220 HB



roche CR36A et CR33. Ce type de pyroxène est toujours en quantités très inférieures à celle des grenats et idocrase.

Ce deuxième groupe peut représenter une tendance évolutive de la composition des pyroxènes vers un pôle magnésien, ou bien on peut imaginer que le substrat de ces roches (CR33 et CR36A) contenait une fraction dolomitique au départ. On remarquera que CR33 fait partie des "roches magnésiennes" discutées au paragraphe 2.1d et 2.1e et contient deux espèces de pyroxènes (Hd pure et ferrosalites). Tandis que CR36A est identique à une grenato-idocrasite normale, tant du point de vue de la composition du grenat que de celle de l'idocrase. La composition des pyroxènes de CR36A n'est pas expliquée.

- Cas de la roche CR23. Il s'agit d'une roche située au pied de l'affleurement principal sans qu'aucune relation géométrique avec celui-ci ne soit visible. C'est une roche à pyroxène massif dont la composition s'étale des salites au diopside pur. Ceci pose un problème, car aucune donnée de la littérature ne montre de diopside pur croissant aux dépens d'un marbre calcitique pur.

Deux hypothèses génétiques sont envisageables :

- la roche d'origine comportait une fraction dolomitique importante. En réponse à cela, on peut constater qu'il n'y a aucune trace de dolomie sur l'affleurement principal. De plus la grande variabilité de composition des pyroxènes n'est pas expliquée. Mais l'existence des roches magnésiennes peut laisser penser qu'un tel substrat ait pu être présent.

- cette roche s'est développée sur un substrat magnésien qui n'était pas un marbre ; à l'appui de cette hypothèse, des teneurs en nickel et en titane anormales pour un marbre ou son dérivé (43 ppm, 0,137%). On peut ainsi imaginer que c'était une dolomie-pélimitique, dans ce cas la variabilité des compositions est logique, le substrat n'étant pas homogène.

Les pyroxènes présents au sein des roches schisteuses transformées

à scheelite :

leur composition est tout à fait banale pour des roches très impures à l'origine (c'est à dire comportant une fraction carbonatée restreinte). Ce problème est posé par la teneur en manganèse qui selon l'encaissant immédiat de ces roches (schistes, HB, 950-B ou marbre, CR13) est différente au sein du pyroxène.

Deux choses l'une :

- cette différence reflète un rapport Mn/Fe+Mg à l'origine différent entre CR13 et par exemple HB. La composition du pyroxène n'est alors pas le reflet du fluide, mais celui de la composition initiale de la roche. L'emplacement de ces roches est alors fortuit.

- ou bien l'activité du manganèse dans le fluide est tamponnée par l'encaissant, et le passage du fluide dans le marbre en augmente l'activité et ceci est reflété par la composition du pyroxène situé au voisinage du marbre ici CR13.

Les roches étant transformées, il est difficile de départager ces deux hypothèses, quoique la discussion concernant la géochimie amènera quelques arguments.

Récapitulatif :

Aux dépens du marbre, croissent des hédénbergites pures. Parmi les roches schisteuses à scheelite se trouvent des ferrosalites à teneurs en manganèse variable.

3-2 *Les grenats*

a- les grenats de skarn sur marbre

A l'oeil nu, le seul caractère observable des grenats de la grenato-idocrasite est leur couleur visible. Ils sont alors rouge sombre. Ce sont eux qui, comparés aux autres types de grenats décrits ci-dessous, représentent le volume le plus important à l'affleurement.

* Ils ont une composition moyenne $Gro_{84} And_7 Sp_4 Alm_5$, particulièrement peu variable. Ils sont dépourvus de titane et de magnésium. Ces grenats ne présentent aucune zonation de composition, seulement de faibles et anarchiques variations.

Ce sont donc des grenats calciques alumineux particulièrement proches du pôle grossulaire. En cela ils sont tout à fait classiques de la phase majeure de formation des skarns à W (Meinert 1981).

* L'andradite est une espèce rare (ici) contenue uniquement dans la roche CR33. Elle présente une variation de composition entre l'andradite pure et la composition $And_{70} Gro_{30}$. Les variations de composition ne sont en aucun cas à relier à un évolution du fluide et vers un pôle grossulaire. Car si le coeur est à andradite pure et la bordure à $And_{90} Gro_{10}$, l'inverse est également vrai. Cette variation de composition ne peut être reliée à une évolution ayant un caractère général.

* Les petits grenats liés à l'axinite : on peut constater qu'ils contiennent une grande proportion de spessartine et qu'ils sont fortement zonés (voir figure III.9). Il y a un échange continu spessartine \leftrightarrow grossulaire + andradite, avec augmentation de teneur en spessartine en allant vers la bordure. Ici, on peut clairement relier cette évolution de la composition du fluide avec le temps.

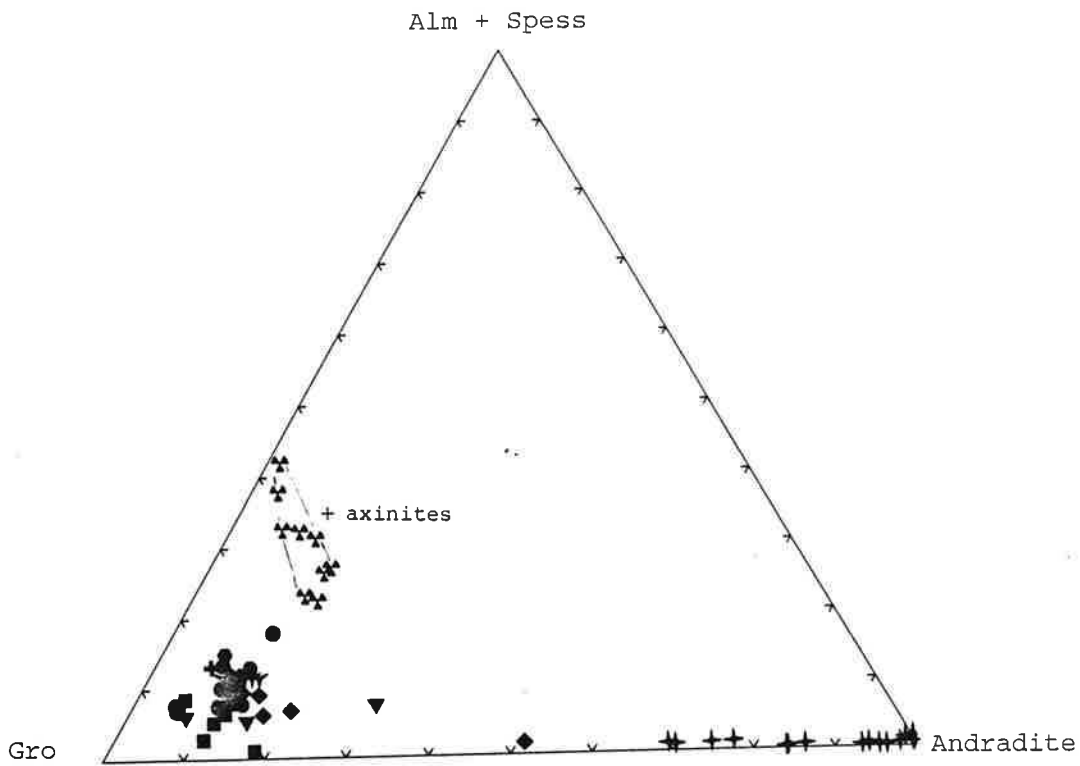
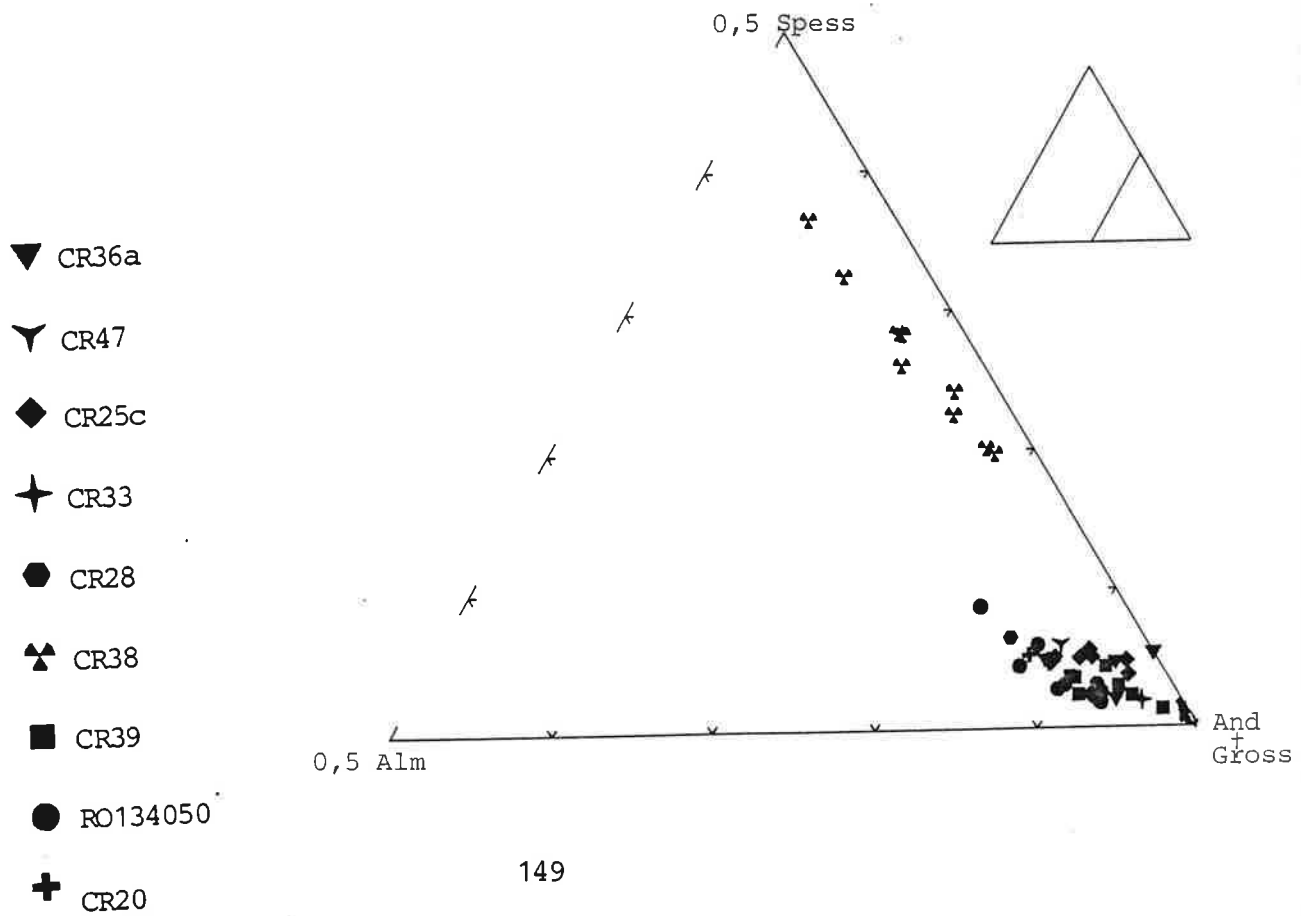


Figure III.8

GRENATS de SKARNS sur Marbres



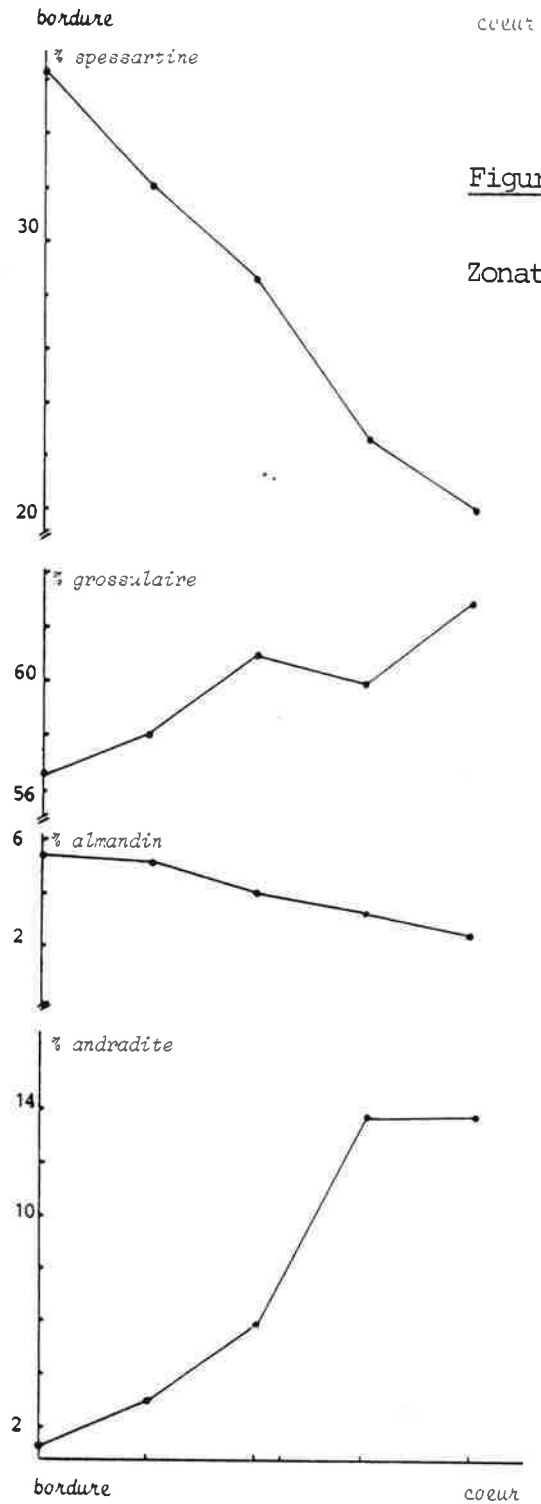


Figure III.9

Zonation dans un grenat tardif

Echantillon CR38 à axinite

Par cette variation claire de composition, on peut penser que ce grenat est une seconde génération cristallisant dans le système après le grossulaire.

On constate d'ailleurs que celle-ci est typique de celle des grenats tardifs. Il est en particulier identique à celle du grenat III de Salau, A. ZAHM 1987, avec exactement le même type de situation, car il s'agit-là aussi d'un grenat géodique.

b- Les grenats de roches schisteuses transformées à scheelite

Ces grenats se regroupent en deux groupes de composition distincts : (Fig.III.10)

Alm 25	Alm 6
Spess 25	Spess 3
Gro 50	Gro 85
	And 6

Le premier groupe de composition est typique des grenats formés sur substratum impur, comme ceux décrits par A. ZAHM (1987) et formés sur les alternances carbonato-pélimitiques à Salau. La seconde composition reflète totalement celle des grenats de skarn sur marbre. Pourtant la nature "schisteuse" du substrat de 32,20 et RO13-4 ne peut être remise en question.

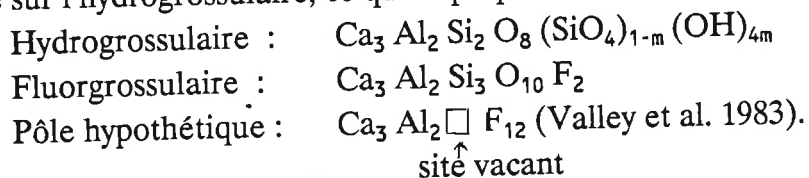
Les grenats de composition intermédiaire sont relativement riches en titane et magnésium: ($\text{TiO}_2 = 0.20 \%$, $\text{MgO} = 0.20 \%$).

c- Le fluor

Hormis les andradites, l'ensemble des grenats des roches transformées comporte du fluor en quantités variant autour du pourcent !

Les grenats fluorés, avec l'avènement des mesures systématiques à la microsonde, commencent à être signalés, Valley et al 1983, Zahm 1987, D. Couilloud 1988. Mais leur structure n'est pas encore élucidée, peu d'études les concernant ayant été effectuées.

En général un pôle théorique de type fluorgrossulaire est proposé. Mais on peut aussi trouver du fluor dans des grenats manganésifères (Gunow 1980). Sa formule est calquée sur l'hydrogrossulaire, ce qui implique un déficit en silice des formules :



Aucune mesure (Rayons X, RMN) n'a encore jamais pu mettre clairement en évidence cette structure.

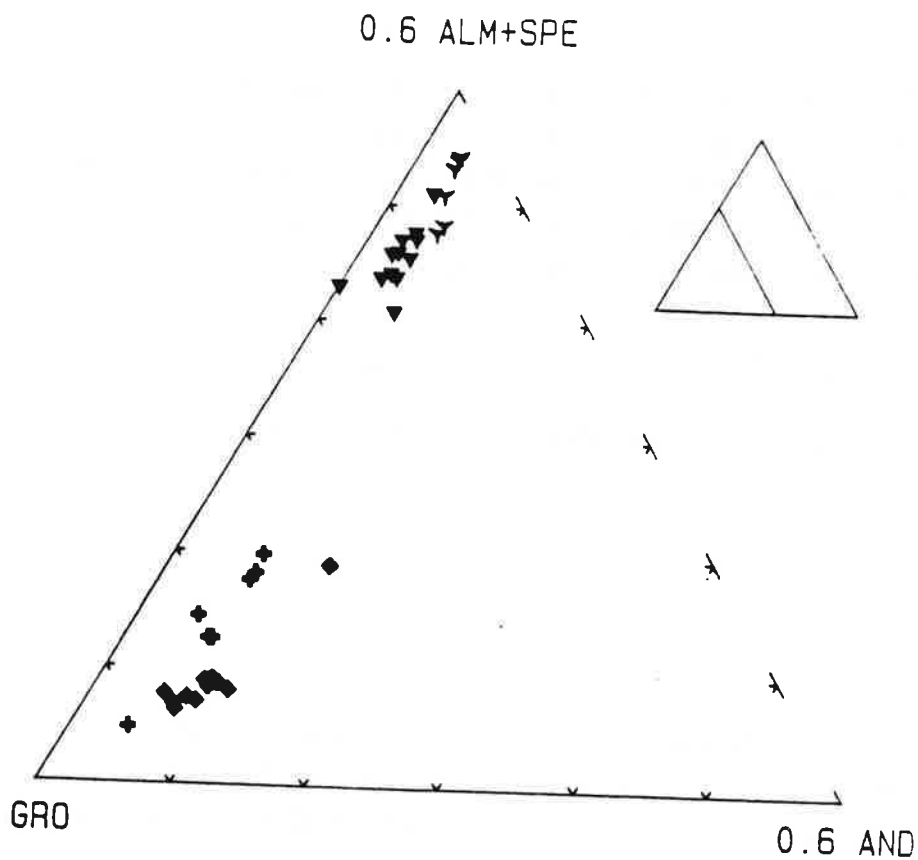
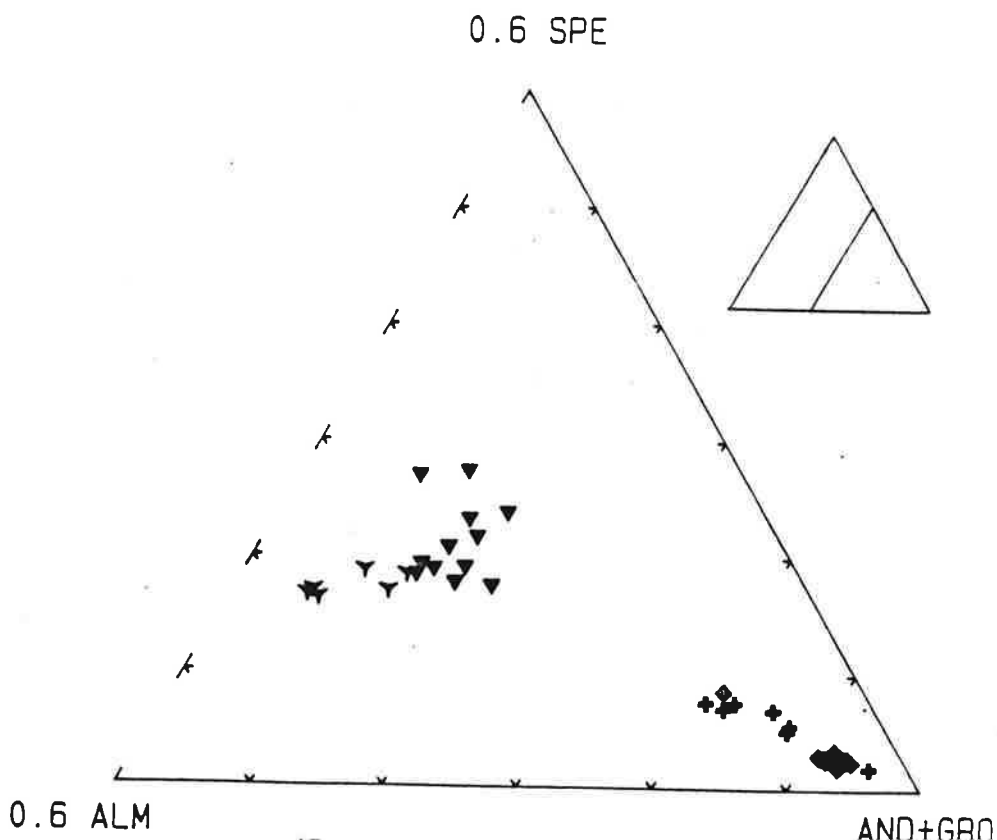


Fig. III.10

Composition des grenats des
roches schisteuses minéralisées
à scheelite.

- ◆ R0134
- ▼ 9503'
- ▼ CR13
- ◆ 249220



Les mesures à la microsonde de la silice comme celle du fluor (mais pour des raisons différentes) sont totalement imprécises. Il est donc impossible de mettre en évidence un déficit en silice, d'autant que les teneurs en fluor sont basses (moins de 1 %), quoique comparées aux valeurs de la littérature, les grenats de Longobucco sont particulièrement riches en fluor, ce qui est sûrement à relier à une forte activité du fluor, d'autant plus qu'à Longobucco de la fluorine est présente en abondance.

Une seule chose est à remarquer : les grenats de composition intermédiaire des roches schisteuses à scheelite comportent beaucoup moins de fluor : 0,6 % en moyenne.

d- L'étain

Lorsque l'étain est détecté en roche totale et que la cassitérite n'est pas présente, le grenat en est alors le porteur le plus probable. Ici, il n'échappe pas à la règle. Il en est le porteur principal avec 0,1 %. Mais en fait, il en contient peu, par rapport à Fumade (D. Couilloud 1988) par exemple, où pour des teneurs en roche de 150 ppm (à Longobucco 230 ppm en moyenne) le grenat en contient le double (0,2 %).

3-3 *L'idocrase*

a) Remarques concernant la formule structurale de l'idocrase

Bien que ce minéral soit connu depuis longtemps (Haüy), sa structure et sa formule chimique ne sont pas connues avec une grande précision.

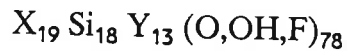
Tous les deux ans environ, une nouvelle étude propose une nouvelle formule structurale: Warren et Modell 1931, Machatski 1932, Mc Connel 1939, Barth 1963, Walter 1966, Coda et al 1970, Ito et Arem 1970, Rucklidge 1975, Olesch 1979, Hochella et al 1982 et Hoisch 1985, pour l'essentiel.

L'expérimentation sur les conditions de formation de ce minéral a été peu développée. Il existe malgré tout quelques expériences, mais menées sur des idocrases purement magnésiennes (ce qui n'est pas le cas ici) (Olesch, Hochella et al).

Ce silicate calcique d'alumine hydroxylé, bien que quadratique, a une structure (et une composition chimique) très proche de celle du grossulaire, dont la structure a servi de base aux premières investigations (Warren et Modell).

Depuis, le modèle s'est un peu compliqué et avec les études de Coda 1970 et de Rucklidge 1975, le nombre d'anions est fixé à 78 et le nombre de cations à 50.

La formule, résumée ainsi, est celle utilisée par Hochella 1982 :



avec X = Ca,(Na)

Y = Al,Fe³⁺,Fe²⁺,Mg,Ti,Mn,Zn (par ordre d'abondance décroissante)

En effet, un certain nombre d'auteurs ont tenté de fixer un remplissage plus précis des 10 sites que comporte l'idocrase, mais comme on peut le voir sur le tableau III.1, les sites comportant le silicium et le calcium, comportent peu de remplacements, le site A est exclusivement rempli par Al, ce qui fixe le nombre minimal d'aluminium à 4, nombre toujours dépassé par les idocrases.

Les substitutions ont donc lieu entre deux sites AlFe et B.

Les sites du silicium, comme ceux du calcium, sont toujours occupés et ne présentent pas de substitution, hormis un peu de sodium dans le site du calcium.

Le nombre d'atomes y est respectivement de 18 et 19 pour le silicium et le calcium, ce que vérifient les analyses d'idocrases de Longobucco, où $17,6 < Si < 18,60$ et $18,5 < Ca < 19,70$, avec une moyenne de 19 pour le calcium, la microsonde n'ayant pas révélé de sodium. L'idocrase est parfaitement stoechiométrique pour ces deux éléments, comme le démontre également Hoisch (1985). En ce qui concerne les autres cations, leur total est toujours égal à 13. Mais on ne peut trouver aucune règle concernant leur répartition minimale et les substitutions possibles, puisque le fer peut descendre en dessous de un atome par formule pour les idocrases très magnésiennes, comme celles analysées par Hoisch ; ainsi la formule de Rucklidge n'est pas valable $(Ca_{19} Fe(Fe,Ti,Mn,Mg,Al)_8 Al_4 Si_{18} O_{70} (OH,F)_8)$, de même que l'aluminium peut arriver à moins de 5 atomes si le titane ou le fer sont très abondants (analyses citées par DHZ), ainsi la formule donnée par Coda n'est pas non plus valable $(Ca_{19}(Mg,Fe,Al,Ti,Mn)_5 Al_8(O,OH)_{10} (SiO_4)_{10} (Si_2O_7)_4)$.

La meilleure formule est celle préconisée par Hochella et citée plus haut.

Ainsi, étant donné qu'aucun des deux sites où la solution solide est très importante (B et AlFe) n'a de spécificité, puisque B peut incorporer Mg, Fe²⁺, Fe³⁺ et AlFe : Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Ti, Al (voir tableau III.1). Il n'est guère possible d'étudier les substitutions ou bien d'évaluer par ce biais l'importance du Fe³⁺.

L'importance du Fe³⁺ est un problème en soi peu digne d'intérêt, puisqu'aucune donnée expérimentale sur les conditions de stabilité en fonction de son état d'oxydation n'existe. Malgré tout c'est la présence du Fe³⁺ qui détermine la couleur de l'idocrase (Manning et Tricker 1975). Il est vert en présence de Fe³⁺ et rouge avec le Fe²⁺.

A Longobucco, l'idocrase est verte. Manning et Tricker pensent que lorsque TiO₂ est supérieur à 1 %, le fer est essentiellement divalent. Les analyses des idocrases de l'échantillon 92,20 infirment éventuellement cela puisque TiO₂ y est supérieur à 1,30 % et ces idocrases sont verts. Une évaluation basée sur le principe de balance des charges est également impossible à faire, du fait de la présence d'OH en quantité indéterminable. Les quelques calculs effectués ici avec un nombre maximal d'OH ou de

SITE ₁	#/Formula	Si	Al	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Ca	Na
Si(1) ^{IV}	2	E ^c (or M)	-	-	-	-	-	-	-
Si(2) ^{IV}	8	E ^c (or M)	m ₂ ^d	-	-	-	-	-	-
Si(3) ^{IV}	8	E ^c (or M)	-	-	-	-	-	-	-
Ca(1) ^{VIII}	2	-	-	-	-	-	-	E ^c (or M)	-
Ca(2) ^{VIII}	8	-	-	-	m ^a	-	-	E ^c (or M)	m ₄
Ca(3) ^{VIII}	8	-	-	-	-	-	-	E ^c (or M)	-
C ^{VIII}	1	-	-	-	m ^{a,h}	m ^{h,c}	m ^a	E ^c (or M)	-
B ^V	1	-	-	M ^c	M ₃ ^{a,b,f,g,c}	M ₃ ^{f,g}	m ^b	-	-
AlFe ^{VI}	8	-	M ^c	M ^c	M ₃ ^{b,f,g}	M ₃ ^{b,f,g}	M ^{a,c}	-	-
A ^{VI}	4	-	E ^c (or M)	-	m ^b	-	-	-	-

Key	Sources	Type of analysis
E Exclusively fills the assigned site	a. Manning (1975) b. Manning and Tricker (1975)	a. Optical absorption spectra b. Optical absorption and Mössbauer spectra
M Major constituent in the occupancy of the site	c. Rucklidge et al. (1975) and Coda et al. (1970) d. Ito and Arem (1970)	c. Single crystal X-ray structure refinement d. Synthesis studies
m Minor to very minor constituent in the occupancy of the site	e. Allen and Burnham (1983) f. Olesch (1979) g. Osborne and Burns (1978) h. Manning (1976)	e. Single crystal X-ray structure refinement f. Mössbauer spectra g. Mössbauer and optical absorption spectra h. Optical absorption spectra

¹ Based on the structure refinements of Coda et al. (1970) and Rucklidge et al. (1975)

² Ito and Arem (1970) proposed a substitution involving Al for Si in vesuvianite

³ Rucklidge et al. (1975) preferred Fe²⁺ in the AlFe-sites and Fe³⁺ in the B-sites, but this is superceded by the Mössbauer studies of Olesch (1979) and Manning and Tricker (1975), who indicate a preference of Fe²⁺ in the B-site

⁴ Many authors (e.g. Warren and Modell 1931; Machatschki 1932; Rucklidge et al. 1975; Deer et al. 1982) presume because of considerations dealing with ionic radii that the minor amount of Na found frequently in natural vesuvianite substitutes for Ca in the structure

Tableau III.1: Inventaire de l'occupation des sites de l'idocrase.
d'après Hoisch (1985)

fluor théorique, présente de toute façon une balance déficitaire en anions pour un fer entièrement pris sous forme ferreuse.

b) Caractéristiques des idocrases de Longobucco

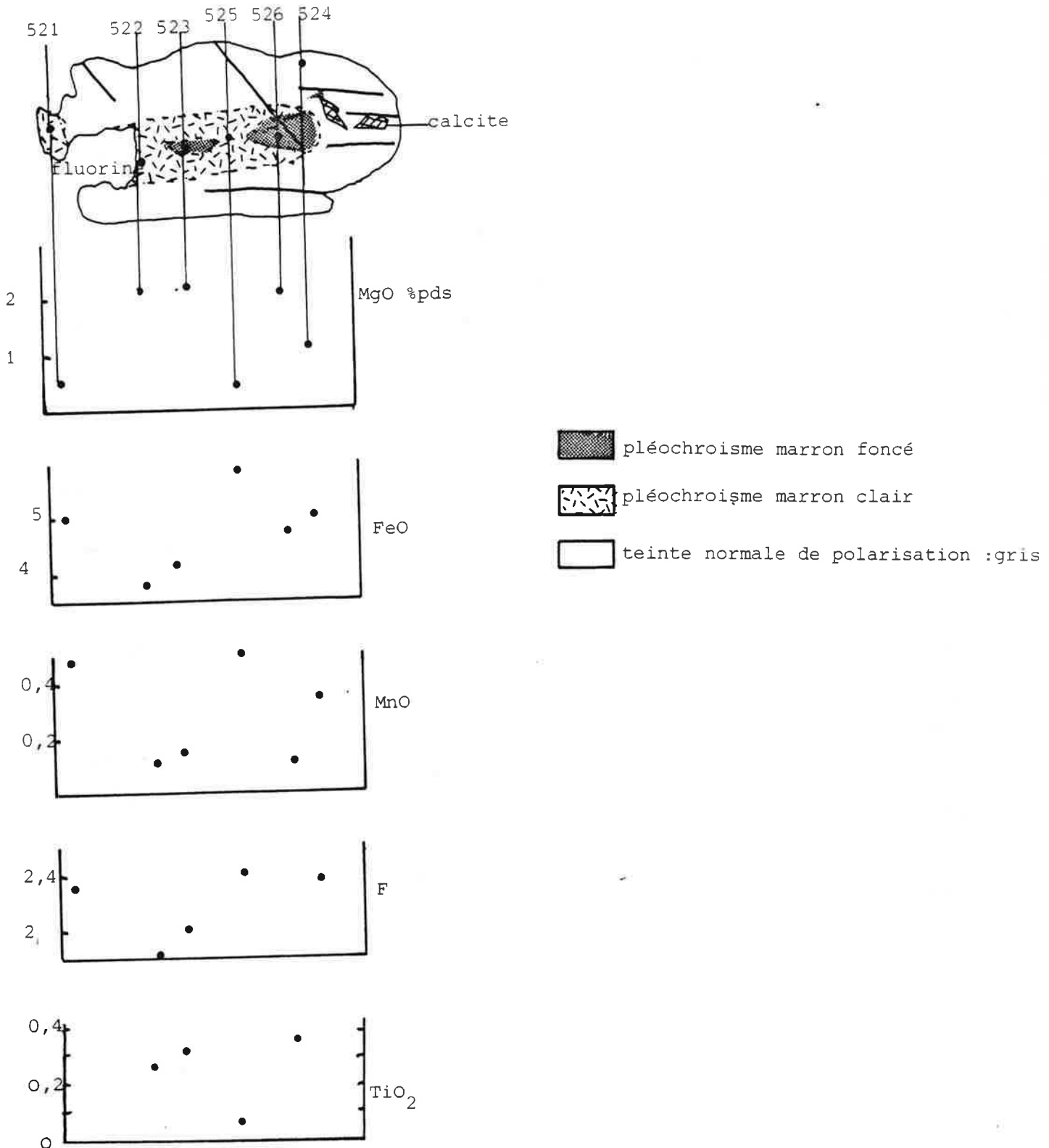
Macroscopiquement, ces idocrases sont vertes, comme nous l'avons dit plus haut. En lame mince, ils polarisent dans les gris, parfois le coeur des cristaux présente une teinte de polarisation anormale marron-vert olive, la figure (III.11), montre que cette teinte anormale n'est à relier à aucune variation de composition chimique. Seul le coeur marron foncé est riche en titane, cette couleur marron foncé ne se retrouve que dans les idocrases en provenance de cette lame, cette richesse en titane liée à cette couleur marron foncée unique est à rapprocher de la composition chimique globale de cette roche (examinée au paragraphe 4.5) qui montre qu'elle contenait une petite fraction péritique. Ce cristal présente également une variation anarchique de composition. Les analyses 508 à 514 effectuées du coeur vers la bordure d'un cristal provenant de la lame CR47 (voir annexe), ne montrent elles, aucune variation de composition chimique ; c'est également le cas pour les analyses 535 et 536 effectuées au coeur et à la bordure d'un cristal de l'échantillon CR33. Les idocrases ne présentent aucune variation en zone de composition chimique et la raison de la variation (peu fréquente) de teinte de polarisation n'est pas de nature chimique.

Sur la figure III.12, une droite $Al+Ti = -(Fe+Mg+Mn)+13,2$ passe par l'ensemble des points. Le total de ces cations étant théoriquement de 13, on voit que les idocrases sont des minéraux plutôt stoechiométriques. L'alignement parallèle situé un peu en dessous de la droite provient de minéraux analysés par une microsonde différente avec laquelle le calcium a été surdosé. Le deuxième alignement est donc dû à un problème analytique. Sur cette figure, on peut également constater que la solution solide de l'idocrase est assez continue ce, sur une gamme de variation assez étendue, tout au moins pour les ferro-magnésiens.

En proportions atomiques, le fer varie de 1,27 à 2,75 ce qui correspond en poids de FeO de 3,82 à 7 %, la variation du fer est continue dans ce domaine. Ceci est à l'opposé du comportement du magnésium, qui présente une variation beaucoup plus importante : $0,223 < Mg < 1,71$ et $0,300 < MgO < 2,7$ % groupée en trois populations respectivement A et B+C comme le montre la figure III.13. Sachant qu'un même cristal sans distinction de zonation peut appartenir à deux groupes à la fois, les groupes A et C pour la lame CR20, il est difficile de trouver une signification à une telle répartition. D'autant plus que sur un diagramme Mg:Al (fig.III.14), deux groupes seulement apparaissent et les populations B et C sont rassemblées. On peut également constater sur cette figure que l'aluminium est anticorrélé au Mg (fig.III.14), il y aurait donc une substitution possible du type :

Figure III.11 : Zonation optique et chimique dans un idocrase (L.M. CR20)

On pourra constater que la zonation optique ne correspond à aucune zonation chimique. (voir texte)



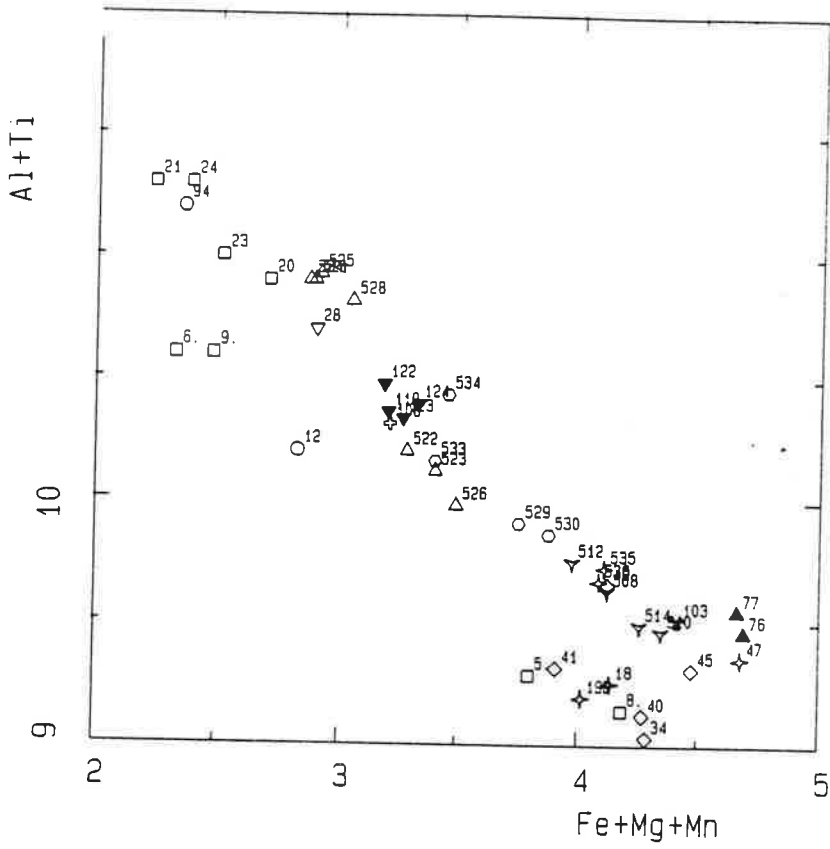


Figure III.12 :
Stoechiométrie de l'idocrase

IDOCRASES

- ▼ CR36A
- ▼ CR47
- CR258
- ✦ CR33
- CR56
- ✦ CR23
- CR39
- RO134050
- △ CR20
- ▲ CR35
- ✦ CR7B
- ▼ 249220

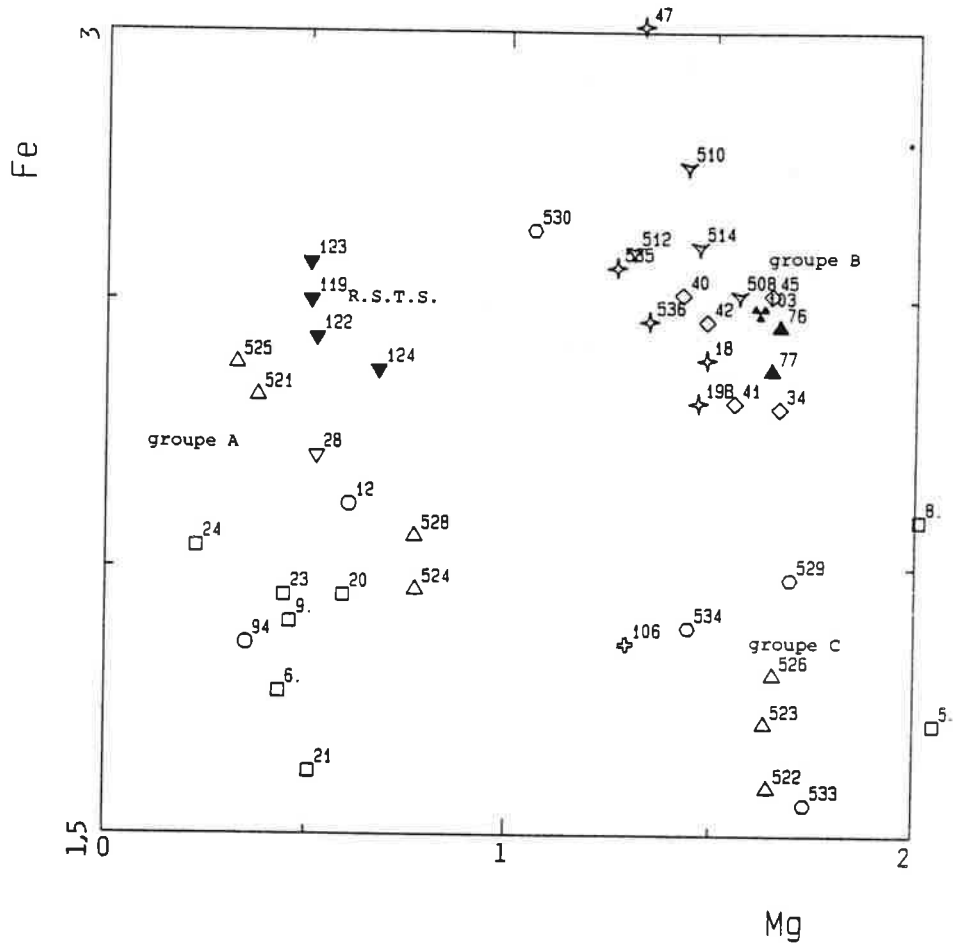
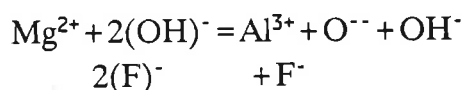


Figure III.13 : Divers groupes d'idocrase de composition différente.



Malheureusement ce type de substitution n'est pas mis en évidence sur un diagramme F/Al à fer constant, la substitution est probablement compliquée par l'échange $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$ impossible à mettre en évidence.

Le manganèse varie assez largement : $0,043 < \text{Mn} < 0,347$; $0,1 < \text{MnO} < 0,8$ %, mais reste limité aux basses teneurs. Il montre une faible corrélation avec le fer uniquement. Les idocrases issues du seul échantillon qui soit une idocrasite (CR35) montrent de fortes teneurs Mn = 0,579 et 0,651 soit MnO = 1,37 et 1,55 % qui pour cet élément seulement, les excluent de l'ensemble.

Les idocrases ici ne sont pas titanifères, ce qui est normal puisque ni le substrat ni le fluide ne contiennent de titane. L'échantillon 92,20 qui faisait au maximum 5 cm d'épaisseur a été prélevé en sondages. Il était encaissé dans les schistes. Sa paragenèse à grenat, idocrase, fluorine et à muscovite (d'altération) l'a fait assimiler aux R.S.T.S. et c'est le seul échantillon dont les idocrases sont titanifères ($\text{TiO}_2 = 1,5$ %)

Ces minéraux sont également riches en fluor ($1,22 < \text{F} < 4$ %), on pourra les comparer à ceux de Lost River (tableau III.2) qui présente un environnement tout aussi fluoré.

Zinc et étain peuvent également rentrer dans l'idocrase, c'est ici le cas. Les teneurs n'y sont jamais très importantes.

Comme le montre le tableau ci-dessous, les idocrases de Longobucco sont semblables à celles que l'on peut trouver dans un environnement analogue.

Gisement minéral	Lost River (Sn-W-CaF ₂) Dobson 1982	Fumade (W) Couilloud 1988	Longobucco (W)
XFe	0,31 - 0,43	0,46 - 1	0,49 - 1,10
MnO	0,80 - 1,19	0 - 1,15	0,05 - 0,347
F%	1,71 - 1,19	0,97 - 1,15	1,22 - 4
TiO ₂	?	0 - 0,41	0 - 0,34
SnO ₂	0,3 %	0 - 0,035	0,05 - 0,104
association minéralogique	Grenat + Cassitérite Gro ₇₀ Spess ₂₀ And ₁₀ + sulfures	Grenat Gro ₆₁ Alm ₁₇ Sp ₁₁ And ₃	Grenat Gro ₈₄ And ₇ Sp ₄ Alm ₅

Tableau III.2 : Comparaison d'idocrases de gisements différents mais avec la même association minéralogique.

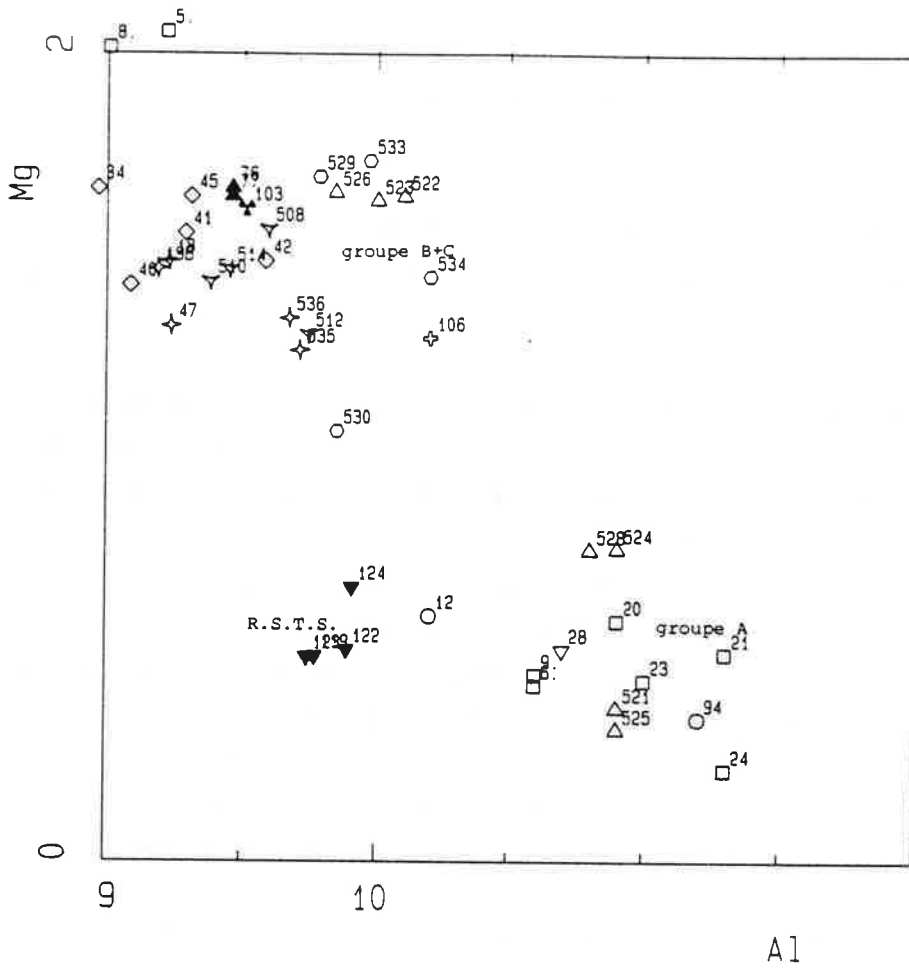


Figure III.14 :
Groupe de composition des idocrases.

IDOCRASES

- CR36A
- CR47
- CR25B
- CR33
- CR56
- CR23
- CR39
- RO134050
- CR20
- CR35
- CR7B
- 249220

GRENATS

- CR36A
- CR47
- CR25C
- CR33
- CR28
- CR38
- CR39
- RO134050
- RO134
- CR20

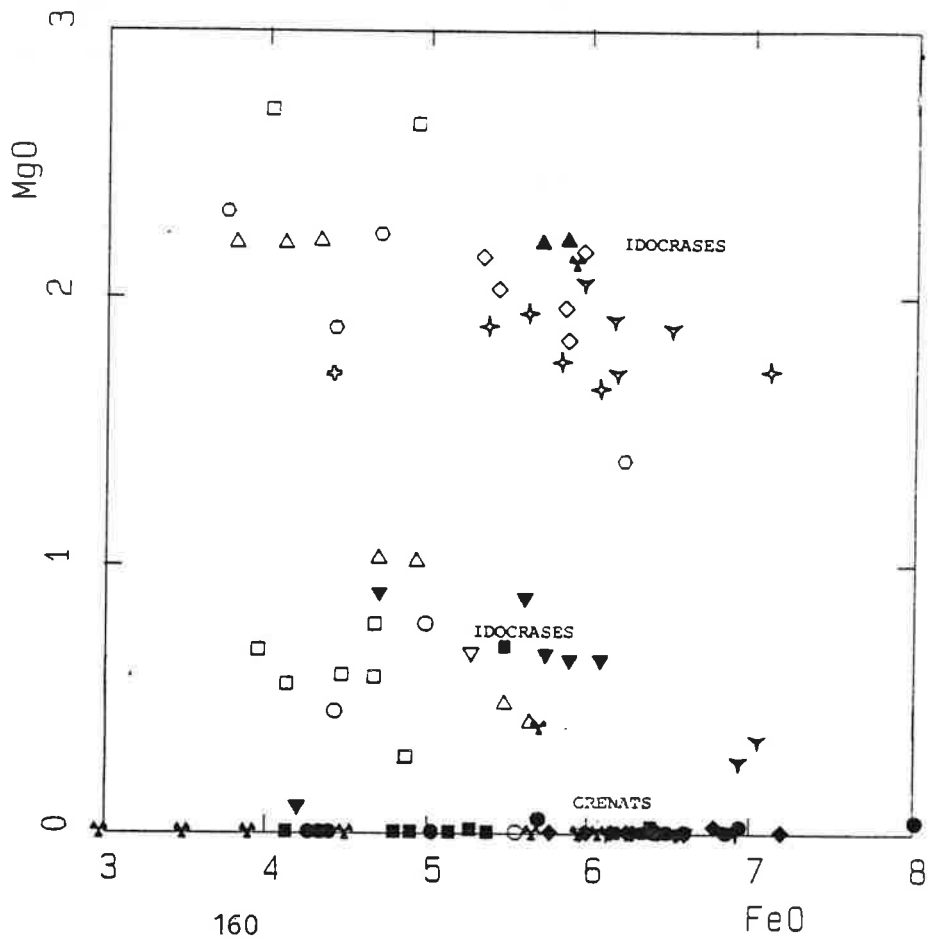


Figure III.15 :

Comparaison idocrase-grenat.

c) Comparaison idocrase-grenat

La présence abondante d'idocrase au sein du skarn soulève deux questions :

- ce minéral est-il habituel dans les skarns et son association avec le grenat est-elle commune ?

- Pourquoi deux minéraux à structure et composition chimique fort semblables cristallisent-ils en même temps ?

Une revue de la littérature fournit une réponse à la première question.

- l'idocrase ne se trouve que dans les skarns à tungstène et/ou étain (Meinert et al 1981, Einaudi et Burt 1982, Kwak 1987), quoiqu'il soit elle également citée comme une altération tardive de l'endoskarn de Yerington qui est une mine de cuivre (Harris et Einaudi 1982)

- par contre la plupart du temps, elle se situe dans les toutes premières zones formées. elle est alors associée soit à la wollastonite, Cantung, Cléa, Dick et Hodgson 1982, Strawberry mine Nockleberg 1981, Fujigatani (Sato 1980), ou au pyroxène, Pine creek, Newberry 1982, Kara (Tasmanie) Kwak 1987.

Elle est également présente dans les fameux "wrigglites skarns" qui sont formés de bandes alternantes sombres et claires.

Les bandes sombres sont constituées de magnétite et les bandes claires de fluorine et idocrase (Lost River Dobson 1982, Moina, Kwak et Askins 1981). Elle est alors le seul silicate présent.

Son association avec le grenat est assez rare. Trois gisements seulement à ma connaissance présentent cette association ; il s'agit de Lost River où dans un stade tardif on observe l'association grossulaire-idocrase, de Fumade (Couilloud 1988), où dans les skarns II développés aux dépens de marbres dolomitiques très impurs on trouve la même association et de Moina où l'idocrase est associée à un grenat de la série grossulaire-andradite, on peut également la trouver en intercroissance avec du grossulaire à Strawberry mine, dans la zone à wollastonite.

De fait, dans la plupart des gisements, l'idocrase apparaît comme précoce par rapport au grossulaire et par la suite, elle se fait intégralement remplacer par ce dernier comme par exemple à Pinecreek ou à Kara. La caractéristique de tous les gisements où l'idocrase est abondant, est la présence de fluorine. C'est le cas à Cléa, Fujigatani, Lost River, et Moina.

En résumé, l'idocrase n'est pas un minéral rare dans les skarns et il est fréquemment associé à la wollastonite dans les premières zones du skarn.

Pour expliquer la présence d'idocrase, on évoque généralement la présence d'un substrat impur (i.e aluminium). Ceci peut difficilement être vrai lorsque la roche est composée par 50 % d'idocrase car alors la roche initiale était une pélite calcareuse, par exemple à Pine creek le marbre de départ est constitué par 80 à 95 % de calcite ± diopside, wollastonite et feldspath. Il est donc faiblement alumineux. La première zone

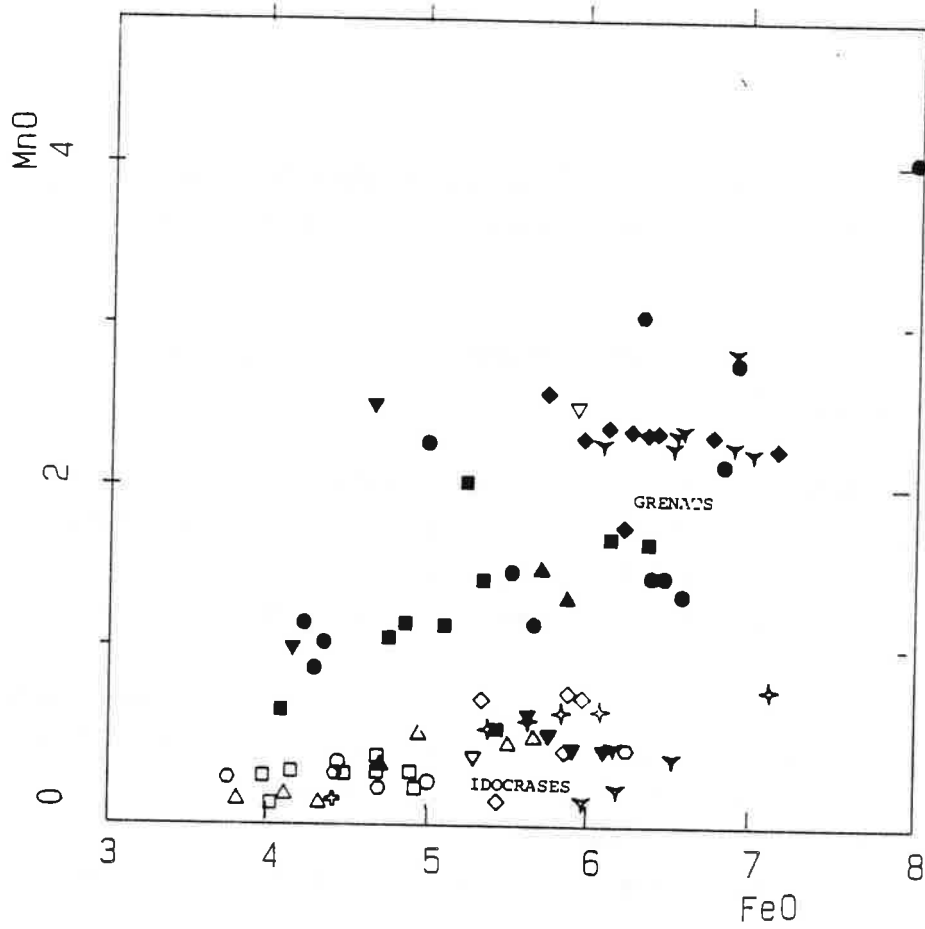
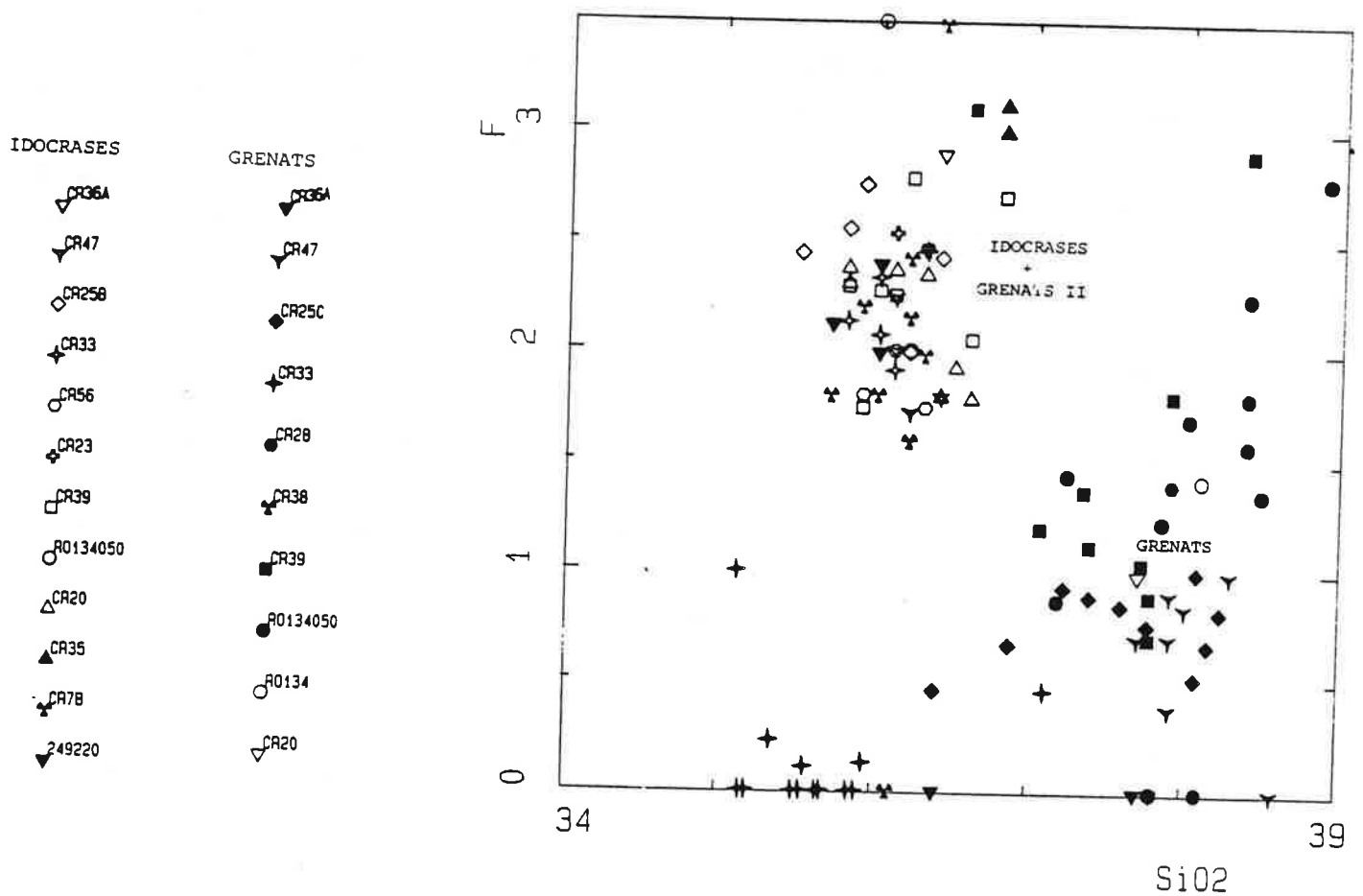


Figure III.16 : Comparaison idocrase-grenat.



de skarn contient 40 à 80 % d'idocrase. A Strawberry mine, le skarn à Wo au contact du marbre a la composition suivante :

Grossulaire 27 %, idocrase 8 %, wollastonite 54 %, Di 7 %, + cc.

la composition du marbre de départ est : cc 96 %, Di 2,3 %, Wo 1,7 %.

Autrement dit, la cristallisation abondante d'idocrase n'est pas liée à la présence d'un substrat impur pour lequel l'idocrase jouerait le rôle de poubelle pendant la transformation. La croissance d'idocrase est liée à la composition chimique du fluide.

Il n'en demeure pas moins que la croissance d'idocrase et grossulaire conjointe est rare, on la trouve seulement mentionnée à Strawberry mine, ou ces minéraux cristallisent en partie avec la wollastonite et également (mais plus tard) en remplacement de wollastonite et de diopside. A Strawberry mine, il me semble que l'on peut expliquer cette syncristallisation par la présence de magnésium dans le diopside, puisque seule l'idocrase a le pouvoir d'incorporer cet élément, sachant, les conditions de stabilités du pyrope qui ne sont jamais réalisées dans les skarns, même à tungstène.

A Longobucco, malgré une composition chimique très similaire un certain nombre d'éléments distinguent très bien l'idocrase du grenat. Comme on peut le voir sur les figures III.15 et III.16, l'idocrase de par sa structure permet l'incorporation facile d'ions hydroxyles et leur échange avec le fluor (la capacité du grenat à incorporer le fluor étant malgré tout assez limitée). C'est donc elle qui va incorporer le fluor disponible dans le fluide. De même, elle est beaucoup plus riche en magnésium. Tandis que le grenat lui, montre un enrichissement en manganèse. En effet, malgré un site potentiel l'idocrase incorpore difficilement cet élément. Les teneurs y dépassent très rarement 1 %. Le grenat pour les quelques analyses disponibles intègre mieux l'étain que l'idocrase.

$$0,1 < \text{SnO}_2 \text{ Gt} < 0,25$$

$$0,05 < \text{SnO}_2 \text{ id} < 0,1 \text{ \% poids.}$$

C'est également le cas à Lost River où l'idocrase incorpore jusqu'à 0,6 % SnO₂ tandis que le grenat (andradite) peut aller jusqu'à 5,9 %.

Il semblerait que la syncristallisation de ces deux minéraux soit due à leur comportement sensiblement différent vis à vis des éléments véhiculés par le fluide. Le grossulaire cristallise à cause de la présence de manganèse et d'étain et l'idocrase à cause du fluor et du magnésium.

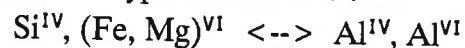
Le seul problème d'un tel raisonnement est, qu'en général, seul un constituant majeur impose la cristallisation, or ici les quatre éléments "imposant" la cristallisation des deux phases sont mineurs...

Resterait alors l'hypothèse que l'un remplace l'autre en fonction de variation de X_{CO₂}, ce qui expliquerait qu'aucune chronologie ne soit possible entre ces deux minéraux. En effet dès que X_{CO₂} dépasse une certaine valeur faible au demeurant,

l'idocrase n'est plus stable (Hochella et al 1982). Dans ce cas, on devrait seulement avoir du grossulaire qui a un plus grand champ de stabilité...

3-4 *Les amphiboles*

Dans le skarn de Longobucco, l'amphibole n'est pas un minéral abondant. En effet, seules les RSTS ont parfois une altération à amphibole importante (par exemple échantillon HB de l'affleurement HY). Dans les roches développées sur marbre, l'amphibole est parfois le produit d'altération de l'idocrase (ex. CR35, voir analyse en annexe) ou du grenat (ex. CR44), mais elle ne s'y développe jamais d'une manière envahissante. Dans tous les cas, il s'agit d'actinote (figure III.17). Le rapport Mg/Fe+Mg varie peu. Seule la silice liée à l'incorporation d'alumine varie. Il s'agit d'une substitution de type hornblende :



Ces actinotes sont légèrement fluorées, peu au regard des teneurs trouvées dans le sphène (paragraphe 2.2.6), lorsque l'on considère les R.S.T.S.

Ces amphiboles sont identiques à celles que l'on peut trouver dans des skarns du même type (A. Zahm 1987, D. Couilloud 1988).

3-5 *Les chlorites*

Il s'agit là aussi d'un minéral lié à la phase tardive dite d'altération. Il est omniprésent, mais jamais très envahissant. Ce minéral pousse généralement aux dépens de minéraux préexistants. Son rapport Fe/Fe+Mg est toujours beaucoup plus faible que celui des minéraux parents (voir tableau ci-dessous).

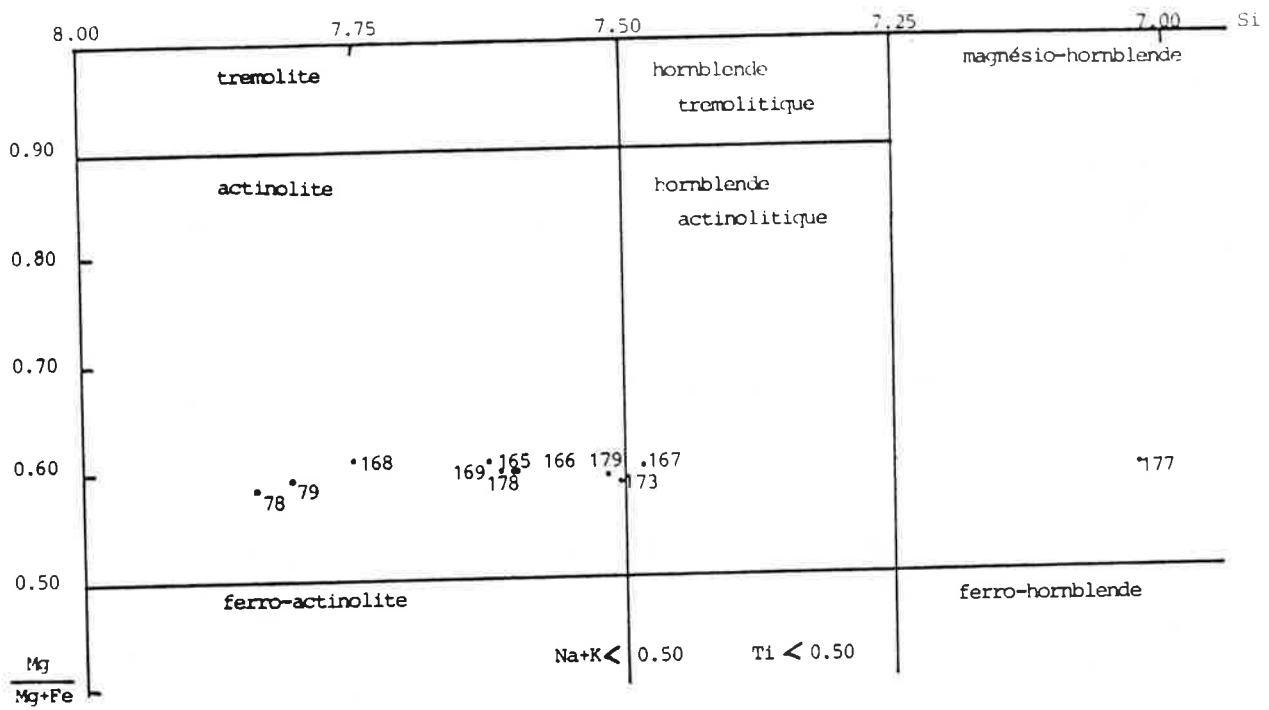


Figure III.17: Classification des amphiboles calciques (LEAKE, 1978)

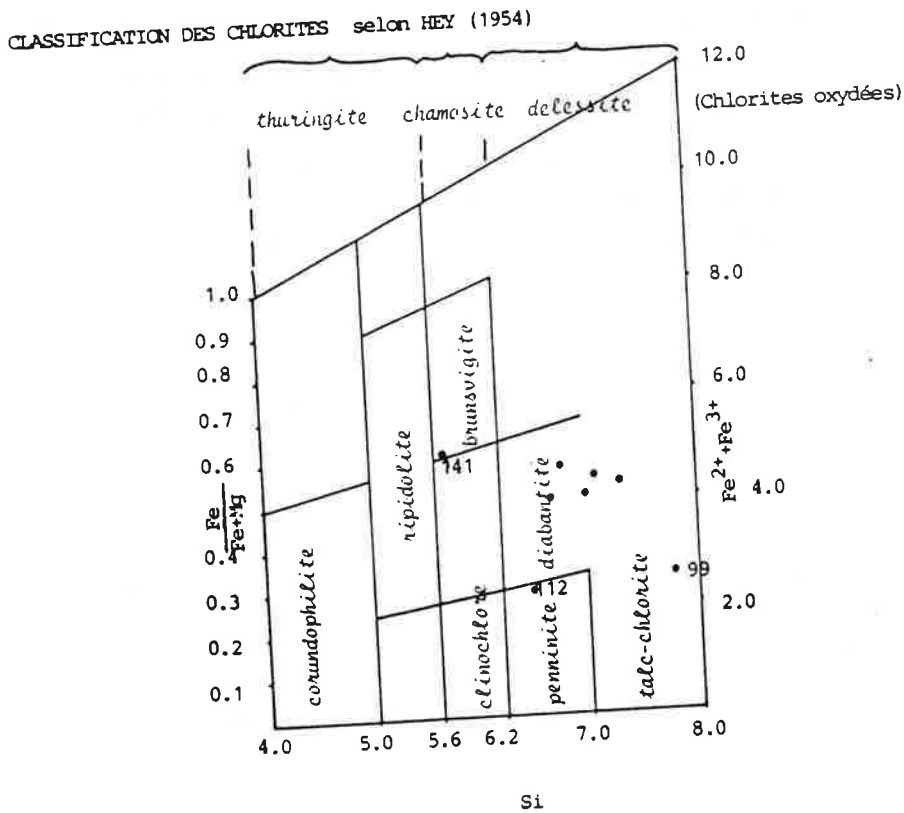


Figure III.18

N°d'analyse de la chlorite	82	99	112	141	186
Fe/Fe + Mg Chlorite	0,584	0,340	0,250	0,600	0,510
Fe/Fe + Mg minéral préexistant	0,95 Gt	0,50 Px	0,40 Px	0,95 Gt	0,98 Gt

Tableau III.3 : Rapport Fe/Fe + Mg des chlorites en relation avec celui des minéraux substrat.

A proximité de ces chlorites, aucun oxyde de fer n'est visible. Donc si la proportion de magnésium est plus élevée dans la chlorite que dans les minéraux antérieurs, de deux choses l'une :

- la chlorite piège le magnésium préférentiellement au fer et la quantité de chlorite est plus importante que la quantité de minéral détruit. La silice et l'aluminium nécessaires à cette transformation peuvent être pris ailleurs, dans le fluide pour l'aluminium et dans le quartz environnant, ou dans le fluide, pour la silice.

- la chlorite est l'indicateur d'une altération magnésienne. Elle cristallise en reprenant les éléments contenus dans les minéraux antérieurs et le magnésium est extrait du fluide.

Cette dernière hypothèse est la plus vraisemblable, quand on connaît l'existence de la saponite (décrite au paragraphe suivant) et lorsque l'on sait qu'aucun minéral alumineux néoformé n'est associé à ces phases d'altérations (calcite, quartz, fluorine). Il n'y a aucune raison pour qu'ici, elle incorpore préférentiellement le magnésium, alors que les chlorites totalement ferrifères cristallisent facilement.

Ces chlorites sont pour l'essentiel des diabantites (voir figure III.18).

3-6 Les épidotes

Au sein du skarn, il s'agit toujours de minéraux secondaires. Elles sont ici remarquablement stoechiométriques et très proches les unes des autres, par leur composition. Leur formule structurale reflète leur appartenance à la série épidote s.s., clinozoïsite, minéraux tout à fait banals dans les skarns, soit comme minéral primaire dans les skarns développés sur substrat alumineux ou bien comme minéral secondaire dans les skarns à substrat carbonaté.

Epidotes :

	1 CR38	6 CR38	35 CR28	101 CR13	147 CR13	148 CR13
SiO ₂	38,7	38,2	37,9	37,4	38,2	38,2
F						0,300
Al ₂ O ₃	26,5	27,1	25,8	21,1	27,1	25,9
CaO	22,9	23,3	22,4	20,7	23,3	23,2
FeO	8,8	7,65	9,50	12,8	7,52	9,44
MgO	0,370	0,150	0,07	0,260	0,200	0,150
MnO	0,400	0,900	1,10	7,19	0,250	0,300
TiO ₂		0,930		0,280		
Cl			0,030			
TOT	97,67	98,23	96,8	99,73	96,57	97,49
Formule Struct.						
Si	3,03	2,98	3,02	2,96	3,02	3,02
Al	2,45	2,49	2,42	1,97	2,52	2,42
Ca	1,92	1,94	1,90	1,76	1,97	1,96
Fe	0,52	0,44	0,57	0,76	0,45	0,56
Mg	0,04	0,02	0,008	0,031	0,023	0,018
Mn	0,026	0,06	0,074	0,48	0,016	0,020
Ti	-	0,05				
Σ	7,92	7,98	7,99	7,96	7,99	7,99

Formule Struct. : formule structurale.

Tableau III.4 : Analyses microsonde des épidotes

Les trois analyses de CR13 correspondent à des épidotes se développant sur du grenat ; pour 147 et 148 (tableau III.4) de la muscovite est associée à l'épidote, tandis que pour 101 il s'agit de chlorite. On peut donc supposer que le partage du manganèse entre les deux minéraux d'altération (muscovite, épidote dans un cas et chlorite, épidote dans l'autre) n'est pas le même. Une analyse (35) montre la présence de chlore, il s'agit d'une épidote appartenant à un filonnet homogène d'environ un mm de large. Cette épidote-là aurait donc cristallisé directement à partir du fluide et montrerait donc la présence effective de chlore au sein de ce fluide.

L'épidote n'étant jamais seule à altérer un substrat, elle ne montre aucune variabilité liée au substrat. De plus, le nombre d'analyses est insuffisant pour aller plus loin.

3-7 Sphène (titanite)

Le sphène n'est présent que dans les roches transformées litées, comme les deux petits affleurements 950 et HY et les schistes transformés intercalés dans le skarn principal.

C'est un orthosilicate de forme structurale $\text{CaTiSiO}_4(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$. Aucun sphène synthétique ne contient de fluor ou de groupement hydroxyle, leur composition est toujours stoechiométrique soit CaTiSiO_5 .

Il a été proposé (Higgins et Ribbe, 1976) que la présence de fluor et du groupement OH soit due à une substitution couplée $(\text{Al}, \text{Fe})^{3+} + (\text{OH}, \text{F})^- \leftrightarrow \text{Ti}^{4+} + \text{O}^{2-}$.

Ici, la corrélation $\text{Al}, (\text{OH}, \text{F})^-$ (Fig.III.19) n'est guère évidente, mais pas non plus fautive d'autant plus que OH est recalculé et non dosé, il n'est donc guère fiable. De toute façon l'addition des proportions atomiques de $\text{Fe} + \text{Ti} + \text{Al}$ donne un total très voisin de 1, ce qui accrédite ici l'idée de substitution $\text{Ti} \leftrightarrow \text{Al}$.

Les auteurs cités ci-dessus indiquent en outre que la substitution $\text{Al} + \text{Fe}$ ne peut guère dépasser 30 % dans la plupart des cas de la littérature (D.H.Z. et Higgins et Ribbe), $\text{Al} + \text{Fe} < 30 \%$.

Ici, la substitution se fait à un taux égal voire supérieur à cette valeur. Les sphènes de Longobucco sont exceptionnellement alumineux et sont toujours extrêmement fluorés (minimum 1,7 en poids). Ce qui indique surtout que le fluide présidant à leur cristallisation était fluoré. Mais peut être également la cause de cette substitution car dans les formules structurales la quantité de fluor est égale à celle d'aluminium (Tableau III.5), ainsi l'augmentation de charges liée à l'incorporation du fluor est compensée par l'introduction de l'aluminium.

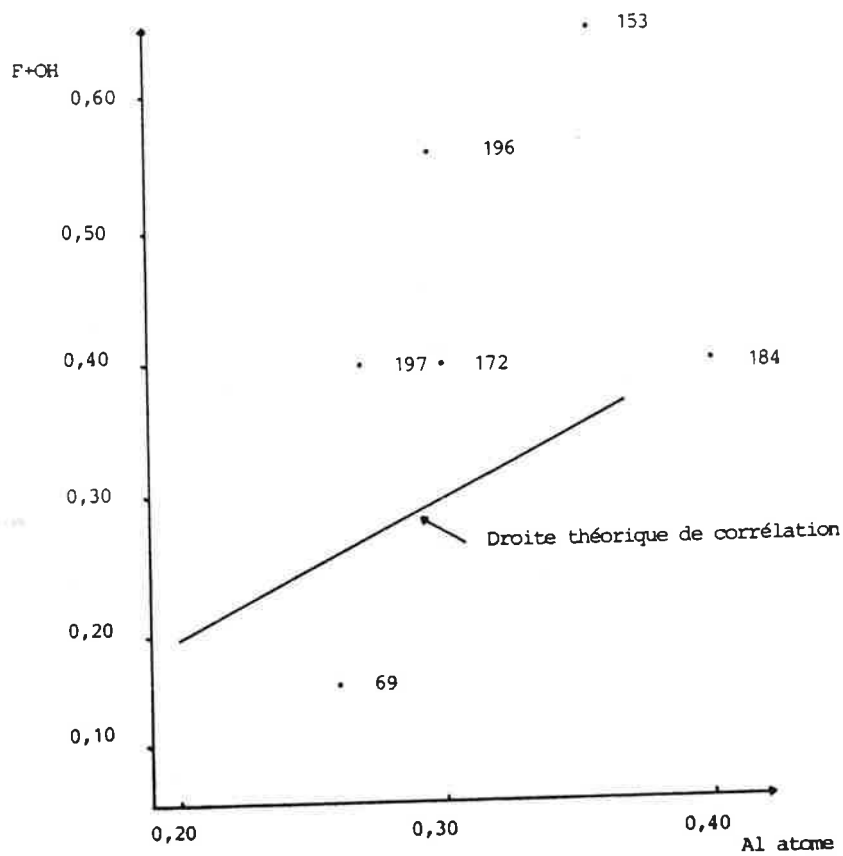


Figure III.19 : Substitution couplée Al^{3+} , F^- , $\text{HO}^- \leftrightarrow \text{Ti}^{4+}$, O^{2-} dans le sphène.
Formule calculée sur la base de 3 cations.

Sphènes :

numéro sonde lame	153 CR13	172 HB	184 950 3'	196 950 B	197 950 B	69 RO13 37,7
SiO ₂ %	31	32,2	31,9	31,3	31	31,3
Fluor.	3,13	1,69	2,71	3,08	2	1,78
MgO	0,13					
Al ₂ O ₃	9,03	8,01	10,6	7,59	6,72	5,26
CaO	28,5	26,9	28,2	28,9	28,8	28,7
FeO	0,46	0,44	1,44	0,44	0,4	0,7
MnO	0,19	0,12	0,9			
TiO ₂	24,8	28,7	23,1	26,5	29,6	35,7
TOTAL	97,24	98,1	98,85	97,81	98,52	103,44
Atomes Formules structurales						
Si	1,13	1,046	1,019	1,026	1,034	0,984
Al	0,348	0,3058	0,4	0,293	0,264	0,194
Ti	0,612	0,69	0,55	0,654	0,74	0,84
Ca	0,99	0,935	0,96	1,014	1,028	0,965
Fe	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,016
Mn	0,005	0,003	0,24	-	-	-
F	0,324	0,17	0,27	0,32	0,21	0,17
Mg	0,006	-	-	-	-	-
Total cations	3,116	2,99	2,98	2,99	3,07	2,99
OH calculé	0,319	0,21	0,13	0,25	0,17	-
ΣF + OH	0,643	0,39	0,40	0,57	0,39	0,17
Al + Fe + Ti	0,97	1	0,98	0,95	1,01	1,03

Tableau III.5 : Analyses microsonde des sphènes.

C'est donc un indice supplémentaire pour raccorder la formation de ces roches de type schisteux minéralisées en scheelite, à celle du skarn principal dont on se souvient (cf paragraphe 3.2.1) qu'il comporte une paragenèse fluorée.

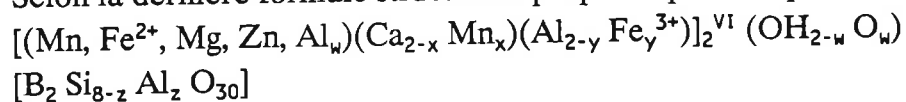
3-8 L'axinite

a- Description

L'axinite a été trouvée dans une seule lame (CR38) dans un environnement de skarns très vraisemblablement développés sur marbre. Macroscopiquement, elle est verdâtre. Au microscope, il s'agit de petits cristaux à contour anguleux, optiquement toujours homogènes.

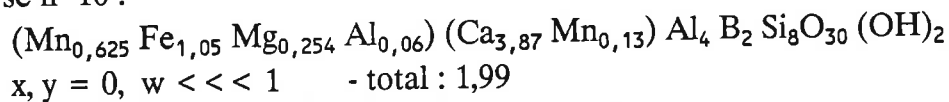
Les analyses à la microsonde ont révélé que l'axinite était stoechiométrique et chimiquement homogène.

Selon la dernière formule structurale proposée par Lumpkin et Ribbe, 1979 :



$$\text{avec } x < 1, y \ll 1, w < 1$$

L'axinite de Longobucco a une formule structurale tout à fait normale. Exemple: analyse n° 10 :



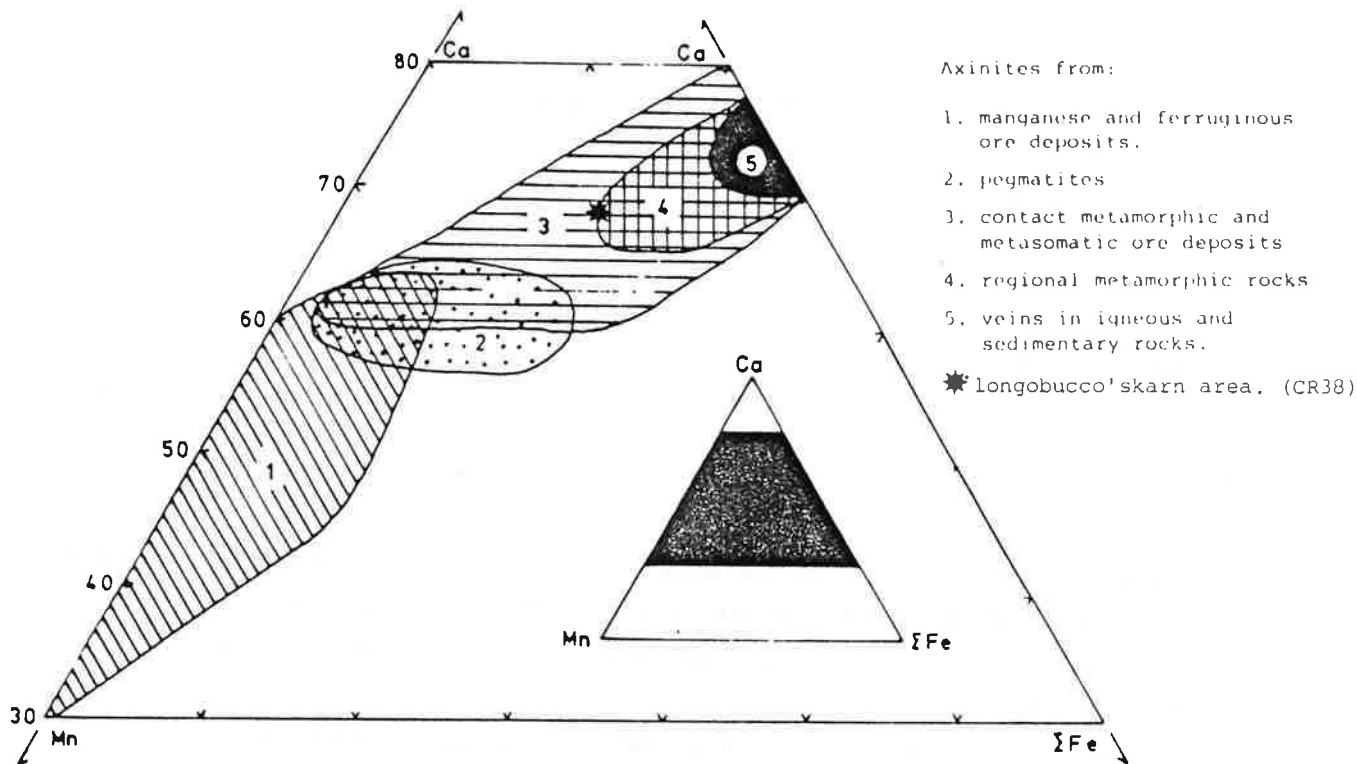
La formule structurale a été calculée selon les données fournies dans le tableau. Le calcul est fait sur la base de 18 cations (20 moins les 2 atomes de bore).

Le bore, après calcul, a été réintroduit dans l'analyse, en supposant qu'il était stoechiométrique, ce qui permet de vérifier le bouclage de l'analyse.

Comme le montrent les figures, l'axinite de Longobucco est tout à fait ordinaire et se range dans le domaine des axinites de skarns. C'est une ferro-axinite, selon la classification de Sanero et Gottardi (1968) : $\text{Ca} > 1,5$; $\text{Fe} > \text{Mn}$.

b- Occurrences et signification

L'axinite est un minéral assez fréquent que l'on peut trouver dans de nombreuses paragenèses, qu'elles soient métamorphiques (de degré variable, de l'assemblage préhnite, pumpellyite au début du faciès amphibolite), magmatiques (pegmatites), ou métasomatiques.



Variation de la composition des axinites selon leur origine.
 In PRINGLE and KAWACHI(1980) from OSAKI (1968)

Figure III.20

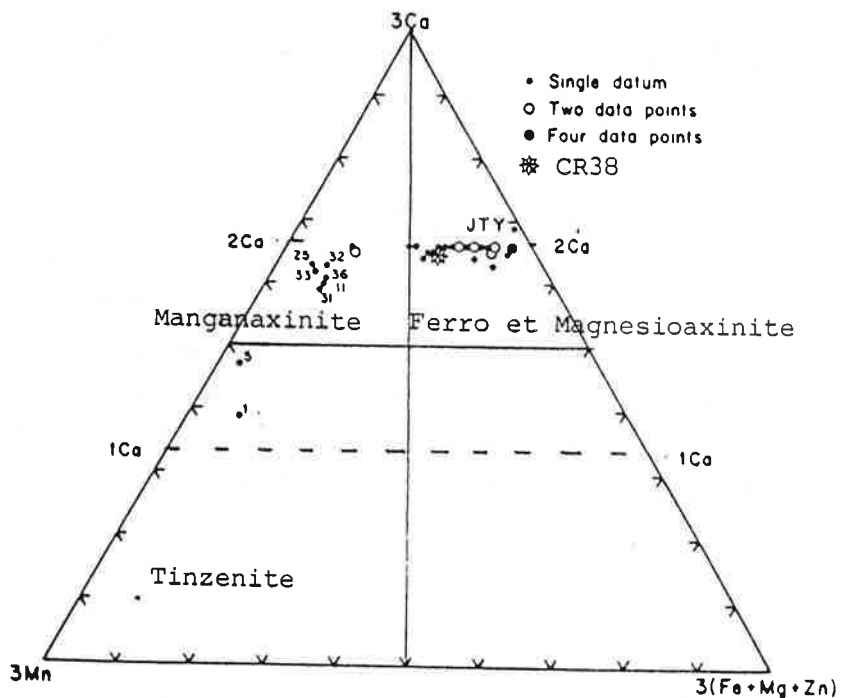


Figure III.21

Classification des Axinites selon SANERO et GOTTARDI (1968)
 Les points figurés proviennent de l'étude sur l'éventail des
 composition des Axinites naturelles in LUMPKIN and RIBBE (1979)

Axinites :

numéro zonation	1	2	3	4	coeur
numéro analyse	9	8	10	11	12
Lame	CR38	CR38	CR38	CR38	CR38
SiO ₂	43,06	42,80	42,53	42,48	42,35
F	-	2,34	-	-	-
MgO	0,90	0,90	0,92	0,98	1,02
Al ₂ O ₃	18,40	18,33	18,3	18,42	18,35
CaO	19,23	19,27	19,21	19,32	19,33
FeO	6,54	6,49	6,67	6,37	6,66
MnO	4,85	4,90	4,73	4,88	4,48
T	92,9	95,03	92,36	92,45	92,19
B ₂ O ₃ *	NC	6,17	6,15	NC	NC
OH*	NC	0,96	3	NC	NC
T	-	102,22	101,54		
atomes form. str.					
Si	8,04	8,03	8	7,99	7,97
Mg	0,251	0,26	0,254	0,258	0,285
Al	4,055	4,053	4,06	4,06	4,07
Ca	3,85	3,86	3,87	3,87	3,9
Fe	1,022	1,01	1,05	1,049	1,05
Mn	0,768	0,78	0,755	0,754	0,714
F	-	1,39	-	-	-
B	NC	2	2	NC	NC
OH	NC	0,61	2	NC	NC

Calcul sur la base de 18 cations (20 moins les 2 bores).
 NC: non calculé / * : recalculé / form.str.: formule structurale

Tableau III.6 : Analyses microsonde des axinites.

L'axinite métasomatique semble uniquement associée aux skarns stannifères (KWAK, 1987). Il faut noter que les paragenèses borées sont uniquement associées aux skarns à bore ou bien aux skarns à étain, quoique à Costabonne, qui est un gisement de tungstène, on trouve des marbres à brucite sur lesquels se sont développés des skarns à bore (ludwigite, M. Dubru 1986). Dans le cas des skarns à étain, l'axinite est un minéral secondaire lié aux phases d'altération, il peut d'ailleurs être stannifère (Sonnet, 1981).

Deux hypothèses peuvent être envisagées concernant la cristallisation de l'axinite de Longobucco.

- elle est d'origine secondaire et le fluide boré provient de la dissolution de tourmaline de l'encaissant métamorphique (on trouve effectivement de la tourmaline mais en très faible quantité au sein des schistes). Dans ce cas, sa présence n'a aucune signification, ni d'un point de vue typologique, ni génétique. Sa présence révèle simplement une influence de l'encaissant, ce qui a été et sera vu par ailleurs.

- Deuxième cas : Le bore est d'origine magmatique. Doit-on lier la présence bore à celle d'étain ? Car les analyses de skarns en roche totale montrent en moyenne 350 ppm d'étain, ce qui est bien supérieur aux rares valeurs connues dans des skarns uniquement tungstifères et sans bore (Salau, A. Zahm, 1987, par exemple). D'un autre côté cette roche à axinite n'est pas plus riche que les autres en étain (196 ppm). L'arrivée du bore n'est liée particulièrement à celle de l'étain, bien que ces deux éléments aient une même origine magmatique et soient tout deux enrichis lors des processus ultimes d'évolution des granites.

Il est évident qu'il est difficile de départager ces deux hypothèses, d'autant que l'on peut toujours invoquer les deux à la fois.

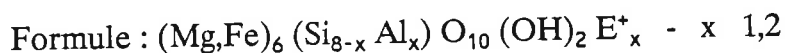
3-9 La saponite

Ce minéral n'est présent que dans les "roches magnésiennes". Elles sont constituées de calcite, fluorine, quartz, saponite \pm scheelite \pm idocrase, et situées entre le marbre et les grenato-idocrasites (voir pétrographie du skarn principal). Ce minéral peut parfois constituer l'essentiel de la roche (CR7 par exemple). En lumière naturelle, il est jaune marron verdâtre, très légèrement pléochroïque. Il polarise dans la fin du 2e ordre (rouge à bleu), la teinte de polarisation est souvent masquée par la teinte propre du minéral, il dessine souvent de grands cristaux très fibreux, ce qui ne permet pas l'obtention de figures de convergence. On le trouve également sous forme de filonnets recoupant le quartz.

Sa nature a été déterminée par un diagramme de poudre sur l'échantillon CR7 et des points sonde sur CR33 et CR56.

C'est un mica hydraté trioctaédrique de la famille des smectites.

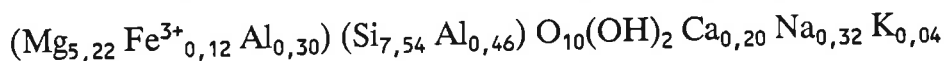
Sa formule dérive de celle du talc par substitution en site tétraédrique de la silice par l'aluminium. La saponite constitue une solution solide entre un pôle magnésien (saponite) et un pôle ferrifère (saponite ferrifère) pour l'instant encore hypothétique (Güven 1988).



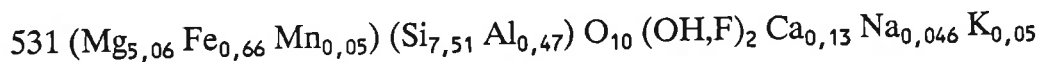
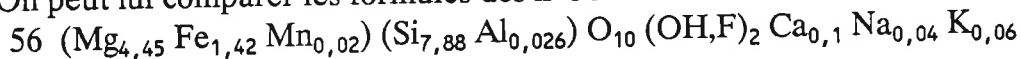
E^+ étant un cation interfoliaire, échangeable intervenant comme compensateur de charge à la substitution $\text{Si} \leftrightarrow \text{Al}$.

La saponite est en général un minéral d'altération de roches basiques.

Elle est parfois citée, comme résultant d'une altération hydrothermale de dolomie, Post (1984), dans ce dernier cas on donne la formule :



On peut lui comparer les formules des n° 56 et 531 :



La substitution de l'alumine semble ici assez variable d'une roche à l'autre.

La saponite peut être considérée comme étant ici l'expression d'une altération très magnésienne. La saponite pourrait alors être la suite, à plus basse température et sur un substrat différent (marbre silicifié), du phénomène amorcé par la chlorite. A moins que l'on considère que les "roches magnésiennes" se sont développées sur un substrat légèrement dolomitique, dans ce cas la saponite serait le produit d'altération de forstérite (mais dont on a jamais vu aucune trace) cette hypothèse n'explique pas l'allure en filonnets de la saponite.

4- Géochimie des skarns

L'ensemble des roches traitées dans ce paragraphe provient uniquement de l'affleurement principal (CR). Elles sont ici toutes considérées comme provenant de la transformation de marbre calcitique, ceci pour diverses raisons :

- deux grosses masses de roches sont présentes sur l'affleurement : marbre et skarn.

- le contact marbre/skarn est très indenté et discordant sur les orientations structurales des bancs. Ceci signifie qu'au moins les échantillons des skarns pris à proximité du contact se sont développés aux dépens du marbre. De plus au sein de grosses masses des skarns, on retrouve des ilots de marbre intact (cf. fig.III.2a et b).

- l'ensemble des skarns ici présents a une unité minéralogique et texturale.

- cette identité minéralogique et texturale a fort peu de points communs avec les R.S.T.S.

Tout ceci n'exclut pas la présence de marbres impurs, comme nous le verrons par la suite.

4-1 La roche de départ : le marbre

C'est un marbre calcitique (voir analyses), contenant un tout petit peu de silice (un pourcent environ), ce que confirme l'analyse pétrographique, où en lame mince quelques petits grains de quartz sont parfois visibles.

Fer, magnésium et manganèse sont présents en basses teneurs ($< 0,3 \%$).

Il n'est guère possible d'en définir l'origine (sédimentaire, métamorphique ou métasomatique), puisque l'on ne peut prélever d'échantillons en dehors des zones soumises à l'influence des fluides. Potassium, sodium et titane sont présents à l'état de traces ($\text{Na et K} \approx 30 \text{ ppm}$).

Le strontium, présent en fortes teneurs (900 à 1 000 ppm), est tout à fait caractéristique des calcaires d'origine marine (Veizer 1983).

Cuivre, zinc et tungstène sont présents en quantités totalement anormales pour ce type de roches.

En effet, le cuivre présente des teneurs de 35 à 40 ppm pour deux des trois échantillons de marbre. Les analyses compilées par Honjo et Tabuchi (1970) donnent des valeurs de 0,6 à 0,7 ppm. Le zinc montre le même phénomène avec des teneurs de 200 ppm, tandis que les valeurs de référence sont de l'ordre de 20 ppm pour ce type de roche. Le cas du tungstène est identique puisque les échantillons dosés par activation

Mesures			Données de la littérature (pour comparaison)		
Numéro d'échantillon	Type de roche	Masse volumique		Type	Référence
CR 8	marbres calcitiques purs	2,80	2,71	calcite	Robie 1978
CR 32		$\pm 0,03$ 2,72	2,74	marbre salau	Zahm 1987
CR 23	pyroxénite (salitite)	3,38	3,21 3,33	Diopside pyroxénite Di Costabonne	Robie 1978 Guy 1979
CR 25B	pyroxénite (Hd±cc±Qtz)	3,02	3,50- 3,56	Hedenbergite	DHZ 1978
CR 28	pyroxénite	3,20			
CR 4	Grenatite (Gt±Ap±cc)	3,18			
CR 5	(grenato- idocrasites	3,10			
CR 20	(± fluorine	3,31			
CR 25 C	Grenato- pyroxénite	3,52 $\pm 0,03$	3,59	Grossulaire	Robie 1978
CR 39	grenato-ido. ± fluorine	3,30			
CR 44 R	Grenatite	3,53 $\pm 0,04$	3,49	Grenatite	Guy 1979
CR 15	Apatitite	3,15	3,54	Fluorapatite	Robie 1978
CR 25 A	marbre silicifié	2,96	2,64	Quartz	Robie 1978
CR 50	Saponite + cc	2,84 $\pm 0,02$	2,78	Talc	Robie 1978
CR 56	+ fluorine	2,56			

Tableau III.7 : Masses volumiques des différentes roches skarnifiées
et comparaison avec les données de la littérature.

Figure III.22 : proportions atomiques par unité de volume.

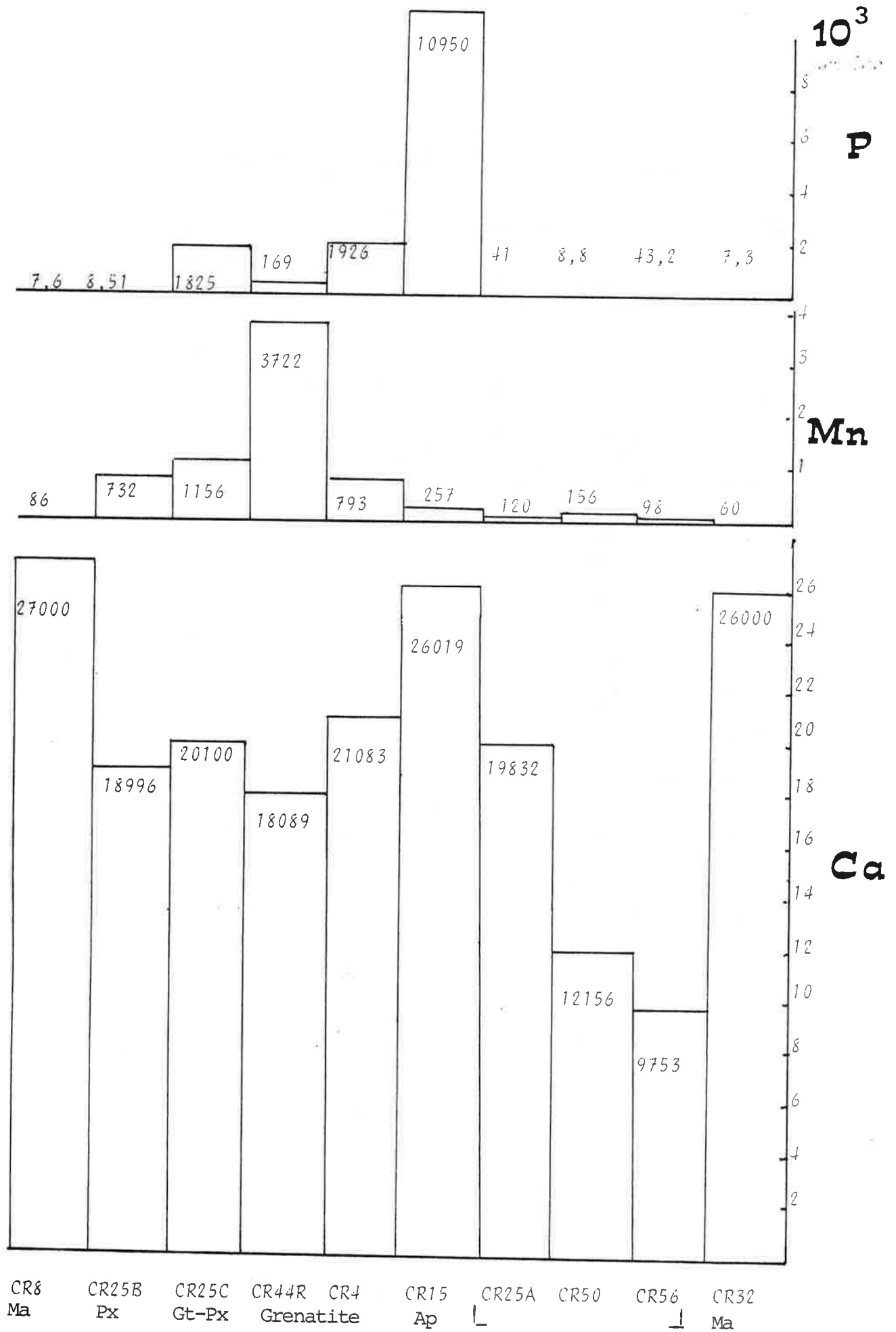


Figure III.22 (suite)

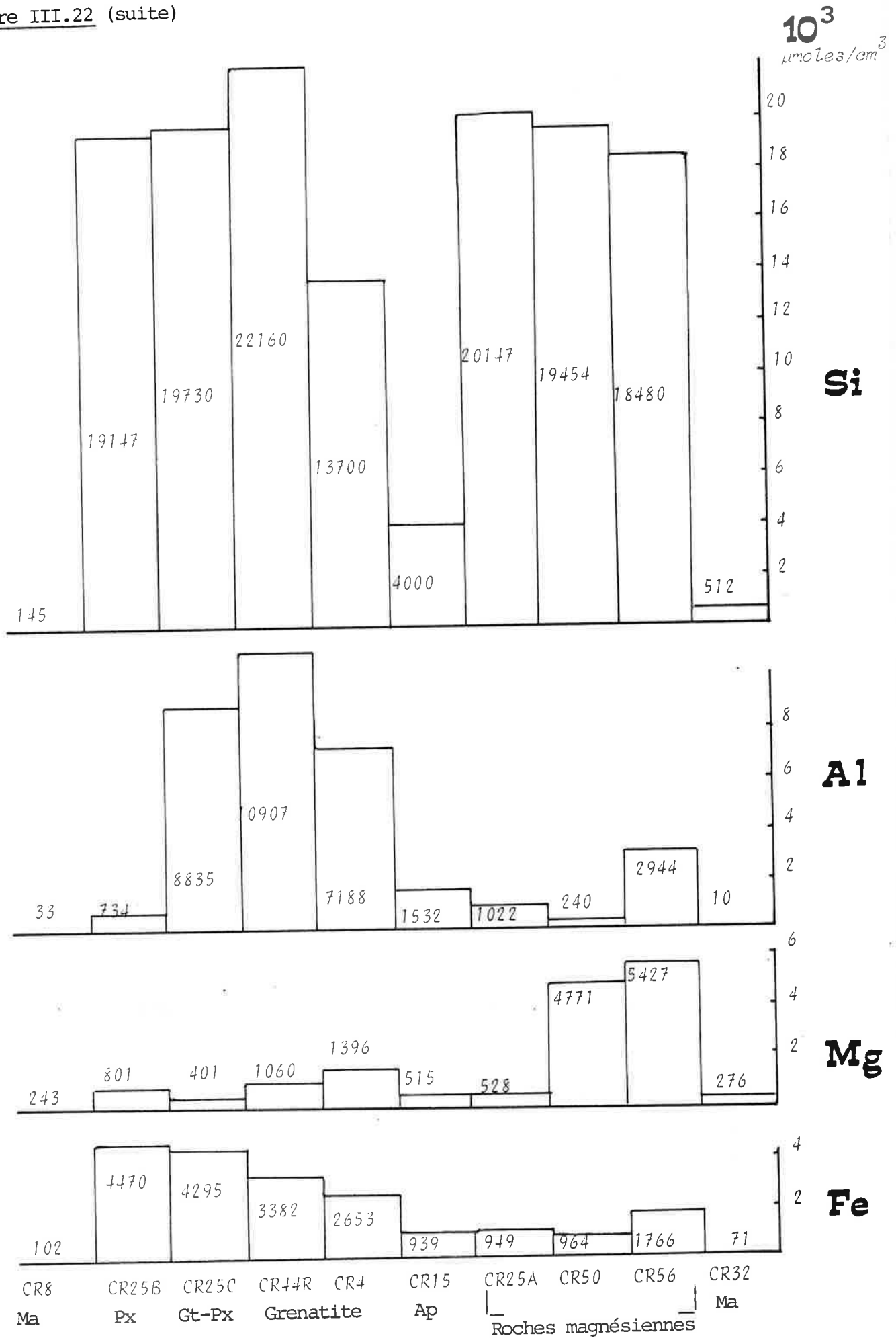
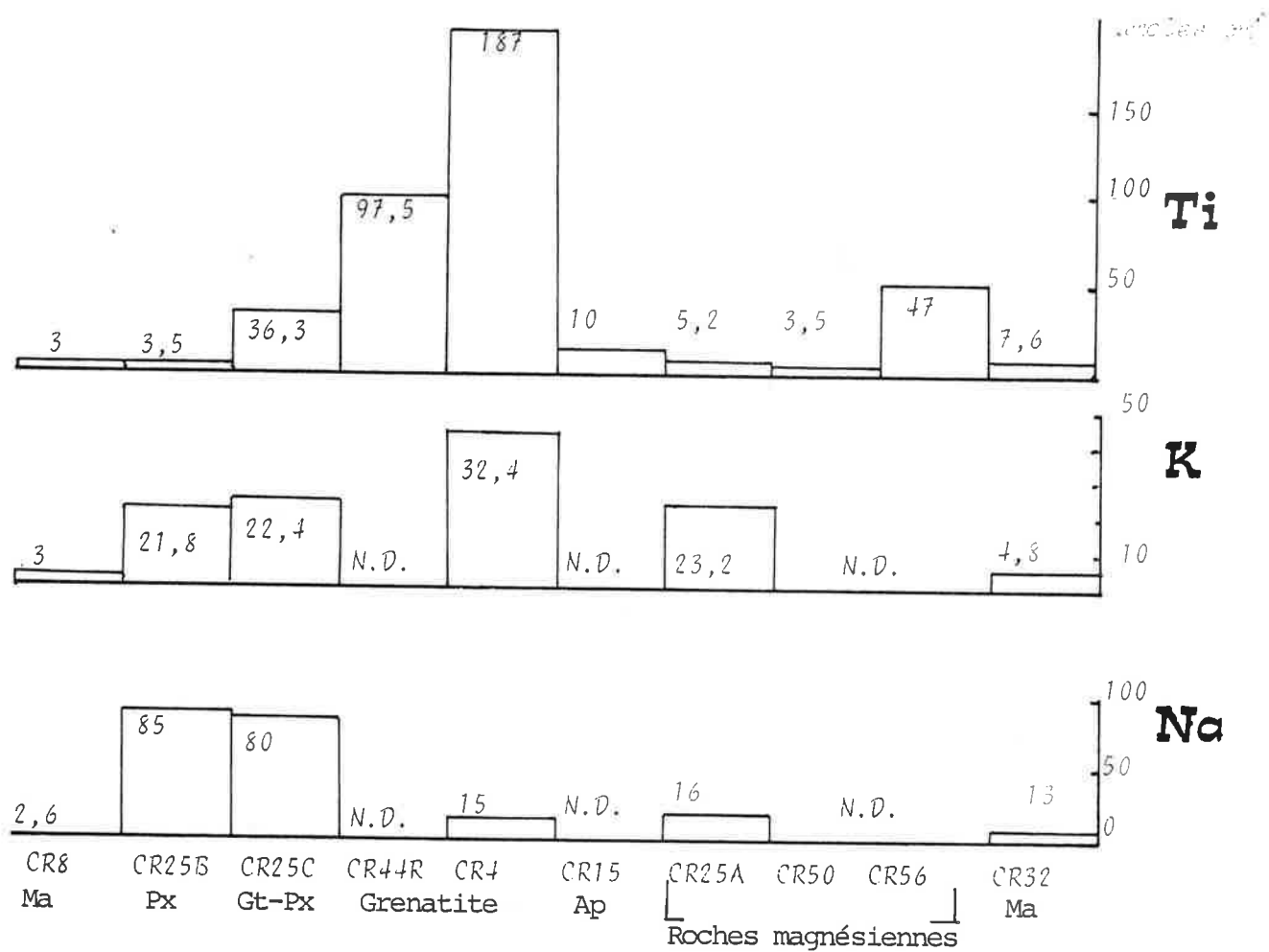


Figure III.22 (suite)



neutronique avec une précision de 0,6 ppm donnent des valeurs allant de 9 à 15 ppm, tandis que les analyses de roches carbonatées de Turekian et Wedepohl (1961) donnent des valeurs variant entre 0,4 et 0,6 ppm.

Il faut en conclure que ces trois éléments ont pu dépasser le front de skarnification et laisser leur trace dans des roches a priori peu modifiées. Un phénomène identique pour le tungstène a été détecté dans les schistes (chapitre II, paragraphe 3).

Aucune variation avec la distance au front de skarnification n'a pu être étudiée car le nombre d'analyses est trop faible et de plus l'ensemble de l'affleurement a vraisemblablement été affecté par les fluides vu sa taille.

Ce phénomène a déjà été démontré par R. Le Guyader (1982) pour les marbres de Costabonne, où elle montre que certains éléments (fer, manganèse, zinc) ont dépassé le front métasomatique et sont enrichis dans les marbres sans modifications minéralogiques apparentes (de toute façon les teneurs sont trop faibles pour que les transformations minéralogiques soient possibles et/ou visibles). Le passage effectif du fluide dans les marbres de Costabonne a été démontré par la modification des teneurs en isotopes de l'oxygène et du carbone (R. le Guyader op.cit.).

4-2 Introduction

Dans l'analyse de roches transformées, deux types de raisonnements ont été faits, l'un ne prenant en compte que les analyses brutes et comparant des éléments deux à deux à l'aide de diagrammes binaires. Un second raisonnement complète classiquement l'étude des skarns : l'étude des bilans ramenés à l'unité de volume.

Ici, elle a été utilisée dans le but de comparer diverses roches et ainsi de vérifier pour un même volume les départs et apports effectifs d'éléments, lorsque leurs variations sont faibles.

Pour ce faire, la densité d'un certain nombre d'échantillons a été mesurée au picnomètre, les valeurs sont reportées dans le tableau III.7 . La densité de certains minéraux et de quelques roches, tirée de la littérature a été reportée dans un but comparatif. On constate que les valeurs obtenues pour les roches quasi monominérales (CR8, CR32, CR23 et CR44R) sont très proches de la densité de leurs minéraux constitutifs correspondantes. Ceci montre qu'elles ont une faible porosité, ce que confirme l'analyse pétrographique.

4-3 Comportement des éléments

Un certain nombre d'éléments montrent un comportement antagoniste dans la phase de skarnification proprement dite (formation du pyroxène et du grenat) et dans la phase d'altération postérieure (quartz, calcite, fluorine etc...)

Le calcium est l'exemple parfait de ce comportement. En effet, on constate sur le diagramme, où les analyses sont rapportées à l'unité de volume (Fig.III.22), que le calcium diminue pendant la skarnification, le fluide en dissout une partie. Cette diminution semble indépendante de la minéralogie. La formation du pyroxène, du grenat et de l'idocrase n'absorbe donc pas totalement le calcium disponible à l'origine dans le marbre, tandis que les phases d'altération peuvent restaurer la quantité de calcium initiale, comme on peut le constater pour l'apatite CR15 formée aux dépens d'une grenatite. Ceci signifie que le fluide est sous saturé en calcium dans un premier temps (skarnification). Dans un second temps (altération), il est saturé et redépose du calcium. Ce que confirme d'ailleurs la présence de nombreux filonnets de calcite tardive dans les roches transformées.

Fer et magnésium ont un comportement antagoniste.

En effet, le fer est apporté en quantité importante durant la skarnification (diagramme des colonnes et diagramme $Fe_2O_3:MgO$ III.23) et ainsi caractérise toutes les roches skarnifiées, tandis que les roches dont la formation est liée essentiellement à la phase d'altération (les "roches magnésiennes") n'ont que peu de fer et des quantités importantes de magnésium. Le magnésium est présent en faible quantité dans les roches skarnifiées (teneurs doubles à triples du fond géochimique représenté par les marbres).

Par contre, les roches vertes ont des teneurs de 20 fois supérieures.

L'aluminium, comme pour bon nombre d'autres gisements, par exemple Costabonne (Guy 1979) ou Lost River (Dobson 1982), est présent en abondance dans les skarns, malgré un substrat, à l'origine privé d'aluminium. Ici son apport est limité à un seul type de transformation minéralogique : la formation des grenato-idocrasites. Le diagramme des analyses ramenées à l'unité de volume le montre: en particulier pour les grenatites, on constate que le fond géochimique des marbres y est particulièrement bas. Le diagramme calcium:alumine le montre clairement pour les autres roches. Les quelques pourcents (1 à 5) contenus dans les autres roches sont dus à la présence d'idocrase ou de grenat.

Le dépôt de manganèse par le fluide est lié principalement à la cristallisation d'une phase minéralogique : le grenat.

En effet, le diagramme $MnO:Al_2O_3$ (fig.III.24) nous montre que les plus forts enrichissements sont liés aux roches composées de grenat dominant. Les pyroxénites présentent un léger enrichissement (1,5 % de moyenne), loin d'être équivalent à celui des grenatites (2,5 à 3 %). Les grenato-idocrasites montrent un faible enrichissement,

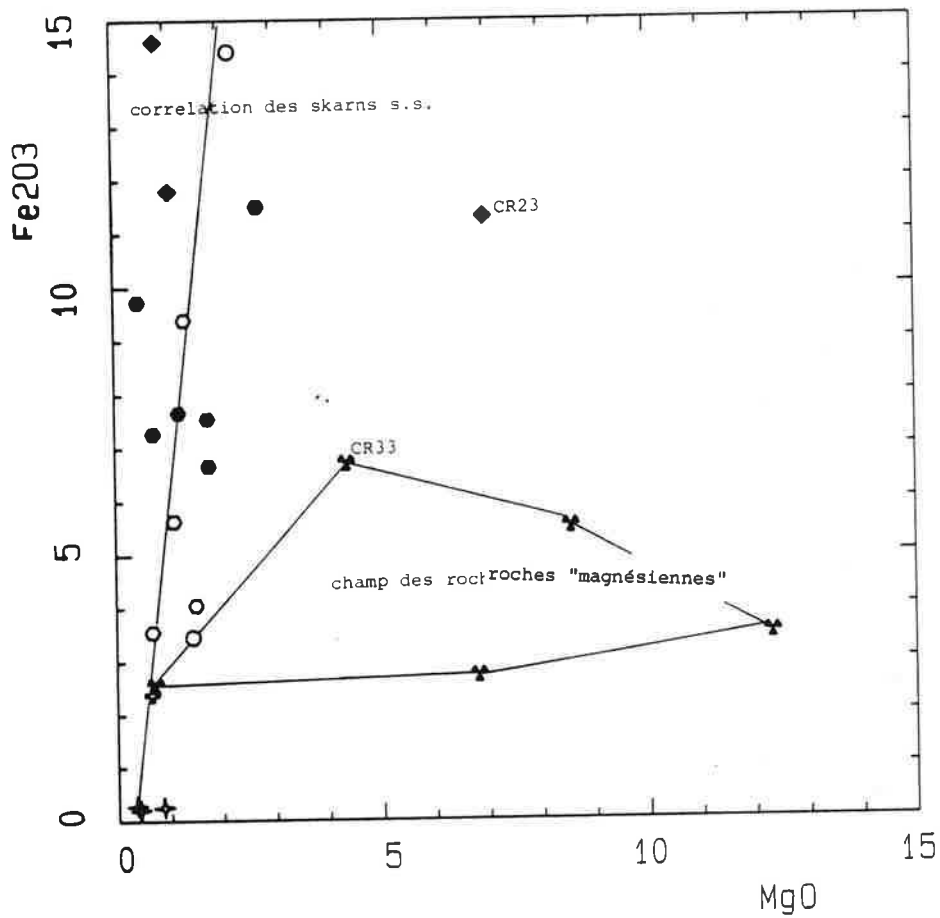


Figure III.23 :

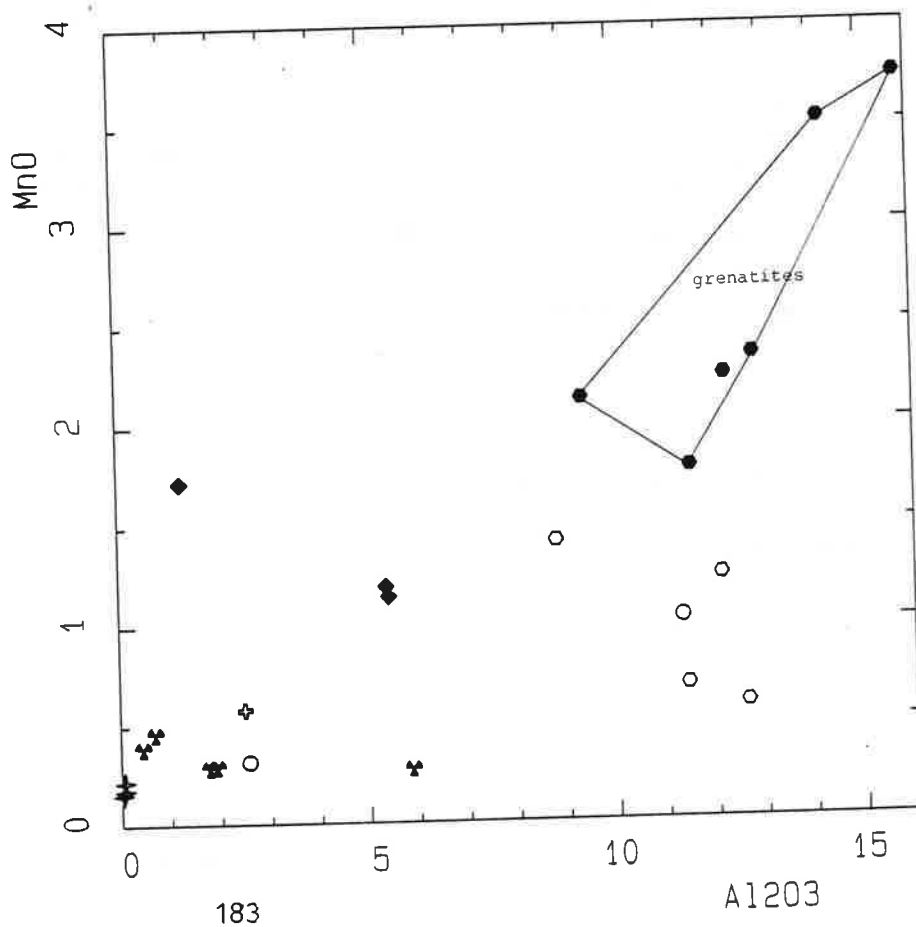
Géochimie des skarns sur marbres.

Diagramme Fe₂O₃:MgO

- ✦ MARBRE
- ◆ PYROXENITE
- GRENATITE
- GRENATO-IDOCRASITE
- IDOCRASITE
- ✦ APATITITE
- ✦ ROCHES "MAGNESIENNES"

Figure III.24

Diagramme MnO:Al₂O₃



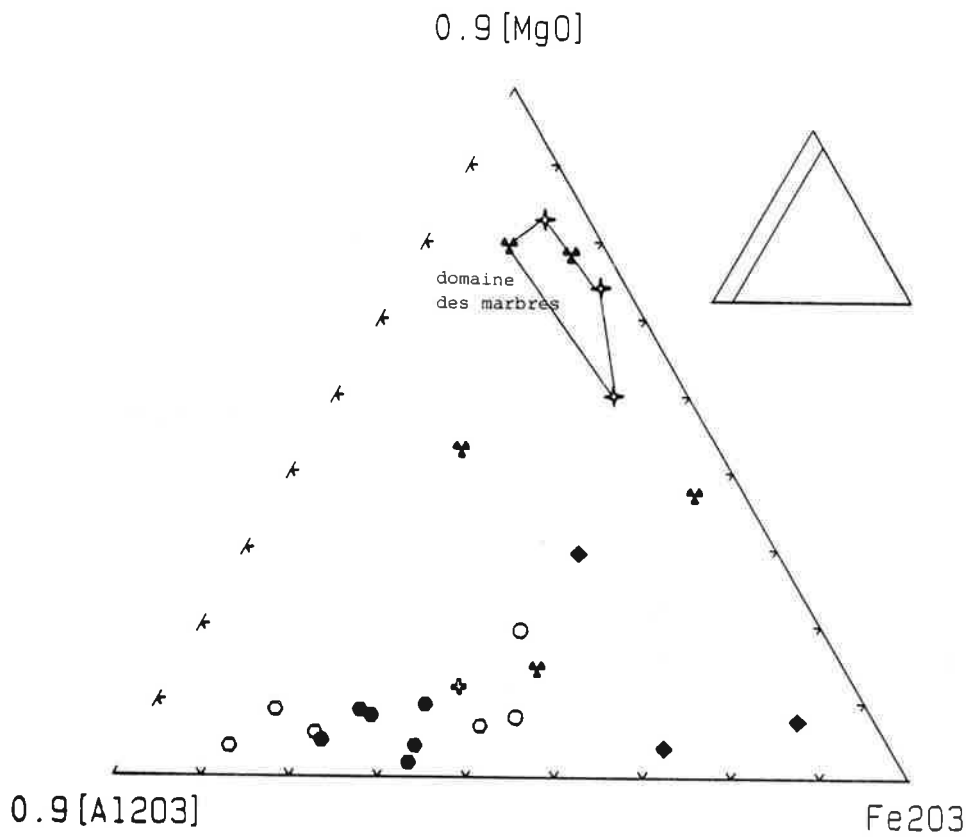
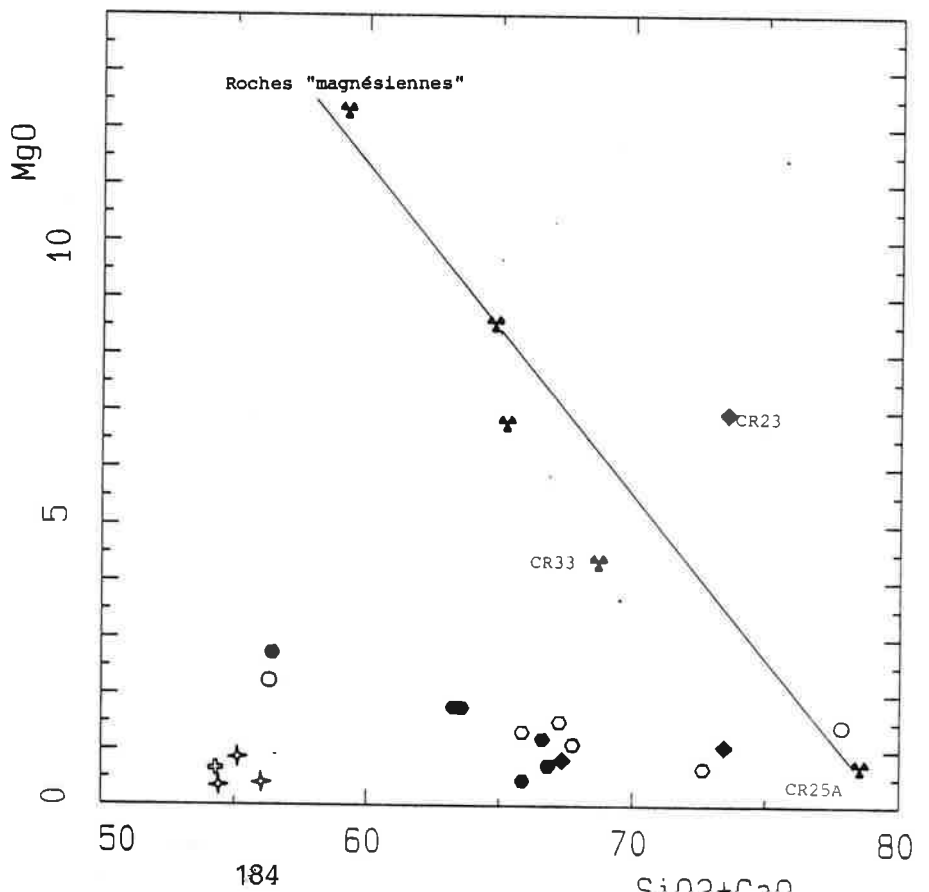


Figure III.25 : Diagramme MgO:Fe₂O₃:Al₂O₃

- ✦ MARBRE
- ◆ PYROXENITE
- GRENATITE
- GRENATO-IDOCRASITE
- IDOCRASITE
- ✚ APATITE
- ✚ ROCHES "MAGNESIENNES"

Figure III.26 :
Diagramme MgO:SiO₂+CaO



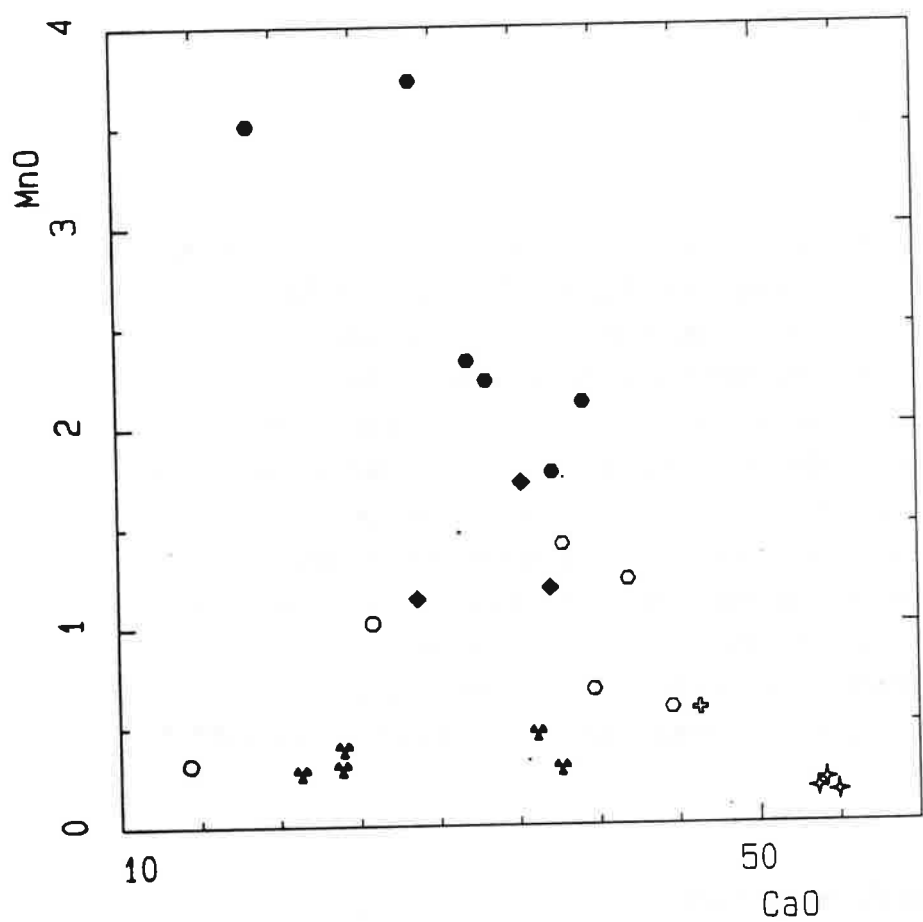
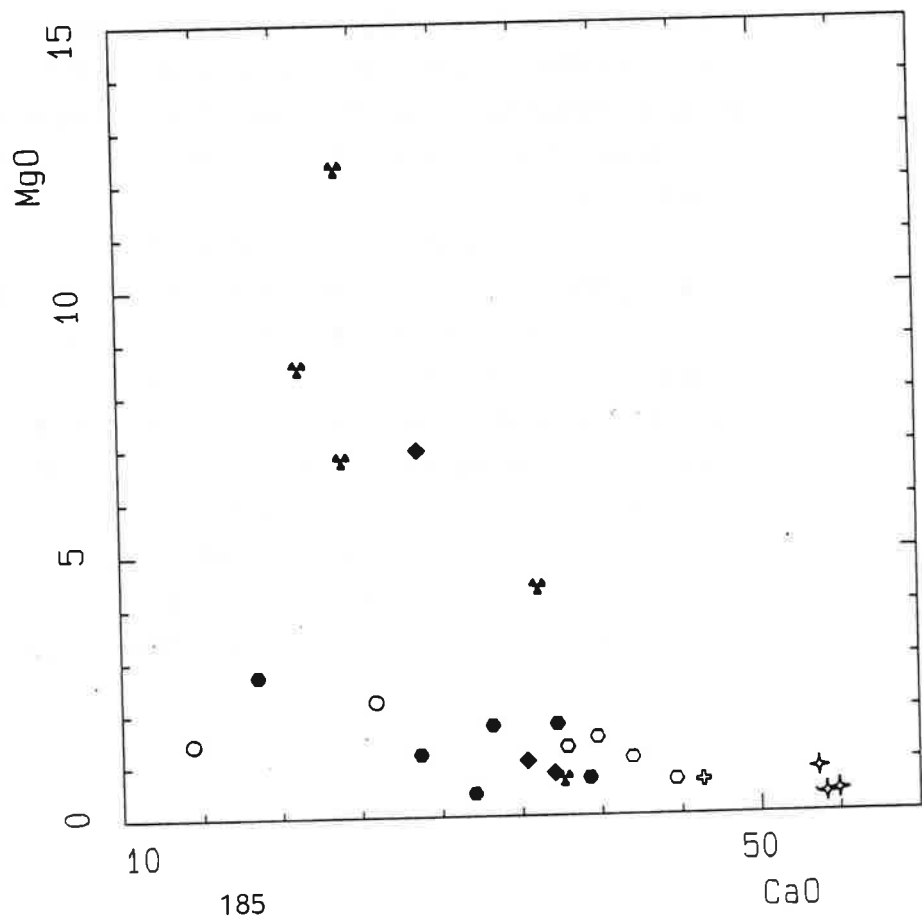


Figure III.27 :
Diagramme MnO:CaO

- ✦ MARBRE
- ◆ PYROXENITE
- GRENATITE
- GRENATO-IDOCRASITE
- IDOCRASITE
- ⊕ APATITE
- ✱ ROCHES "MAGNESIENNES"

Figure III.28 :
Diagramme MgO:CaO



ce qui signifie que l'idocrase ne piège pas le manganèse malgré un site cristallographique potentiel.

4-4 Les "roches magnésiennes"

Elles s'individualisent sur tous les diagrammes. En effet, elles ne sont enrichies qu'en magnésium et en silice. Le diagramme $\text{CaO} + \text{SiO}_2 : \text{MgO}$ (Fig.III.26) le montre particulièrement bien. Les roches vertes y montrent une très belle anticorrélation. Ceci témoigne bien du fait que seuls trois éléments constituent ces roches : calcium, silice, magnésium. Elles montrent parfois un peu d'aluminium (voir diagrammes à volume constant). Les quantités y sont faibles et correspondent à la présence de quelques rares idocrases altérés que l'on peut voir dans le fond de la roche. Le niveau de teneurs des éléments en traces y est quasiment aussi bas que celui des marbres. Ces roches magnésiennes semblent donc réellement être développées aux dépens de marbres silicifiés ou peu transformés (wollastonite CR33). Ces marbres comportaient-ils une fraction dolomitique au départ ? c'est difficile à dire, mais dans la mesure où la saponite se présente fréquemment en filonnet il semble qu'il s'agisse d'une altération avec apport de magnésium.

4-5 Comportement des éléments traces

Le phosphore : (bien qu'il ne doive pas toujours être considéré comme une trace), il n'exprime sa présence qu'en cas de cristallisation de l'apatite. Lorsqu'elle n'est pas présente, les teneurs en phosphore des diverses roches sont extrêmement basses et indiscernables du fond géochimique. La présence de phosphore ou de l'apatite n'est dû qu'à des conditions physico-chimiques très particulières et relativement fugaces dans le temps.

Zirconium et titane montrent une droite de corrélation aux fortes teneurs (20 à 50 ppm de Zr) et un nuage de points pour les plus basses teneurs (Fig.III.31).

Dans le nuage de points situé légèrement au dessus des concentrations présentes dans les marbres, les pyroxénites sont seulement un peu plus riches en Zr par rapport aux marbres, le titane n'augmente pas tandis que dans les grenatites le titane augmente également. Le zirconium est apporté en faible quantité dans les deux types de roches tandis que le titane n'est fixé que dans les grenatites. Il y a eu un apport minime de ces deux éléments et ce d'une manière indépendante puisqu'il n'y a pas de corrélation. Je précise que ces valeurs ne être mises sur le compte de l'incertitude analytique au moins pour le zirconium car ces dosages ont été effectués par activation neutronique.

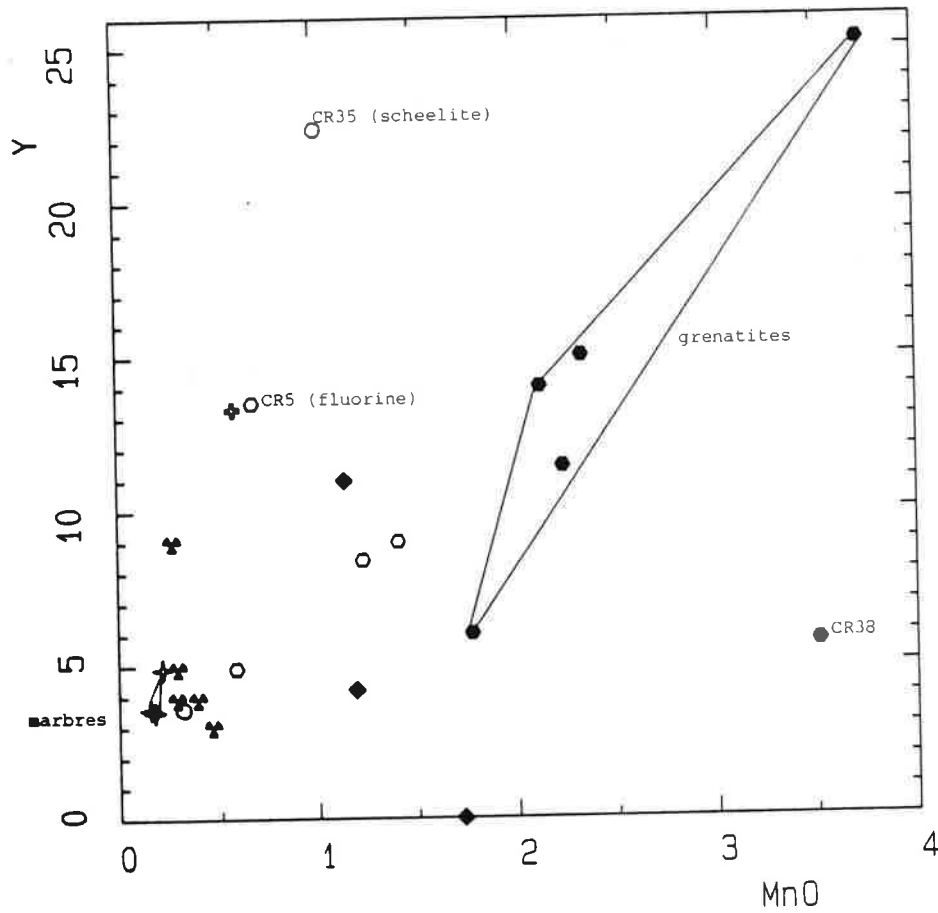
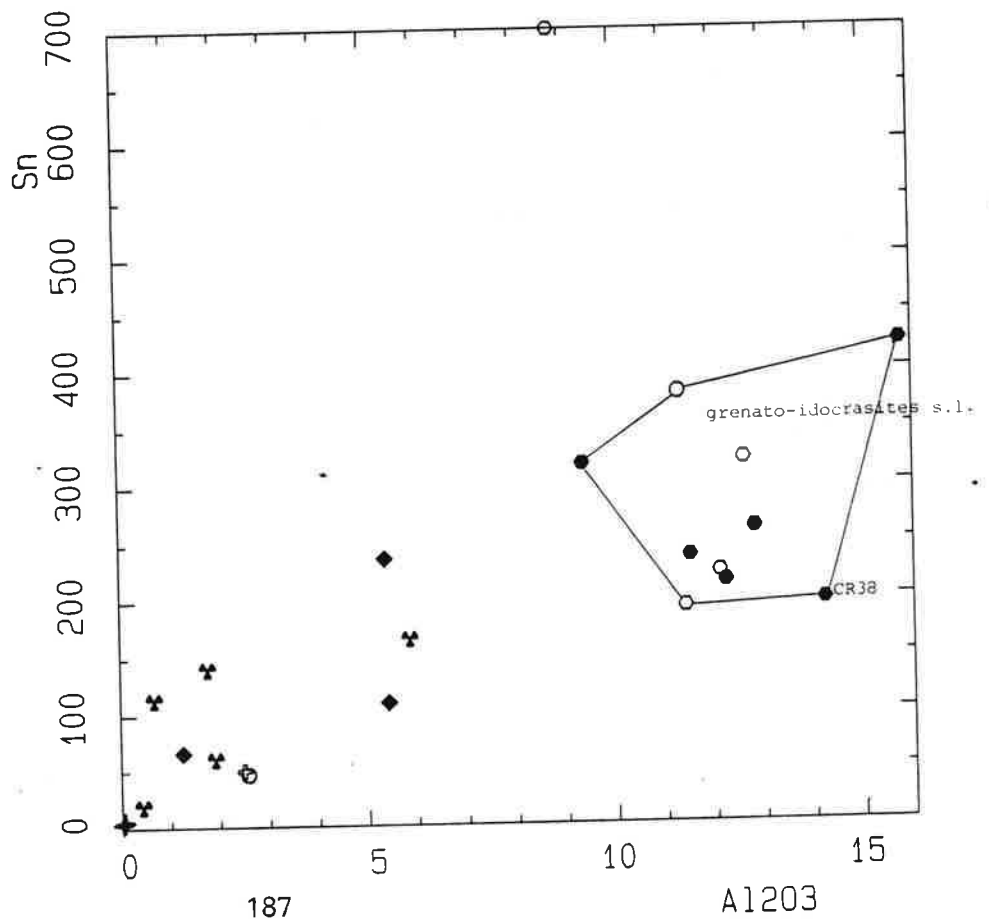


Figure III.29 :
Diagramme Y:MnO

- ✦ MARBRE
- ◆ PYROXENITE
- GRENATITE
- GRENATO-IDOCRASITE
- IDOCRASITE
- ✦ APATITE
- ✦ ROCHES "MAGNESIENNES"

Figure III.30 :
Diagramme Sn:Al₂O₃



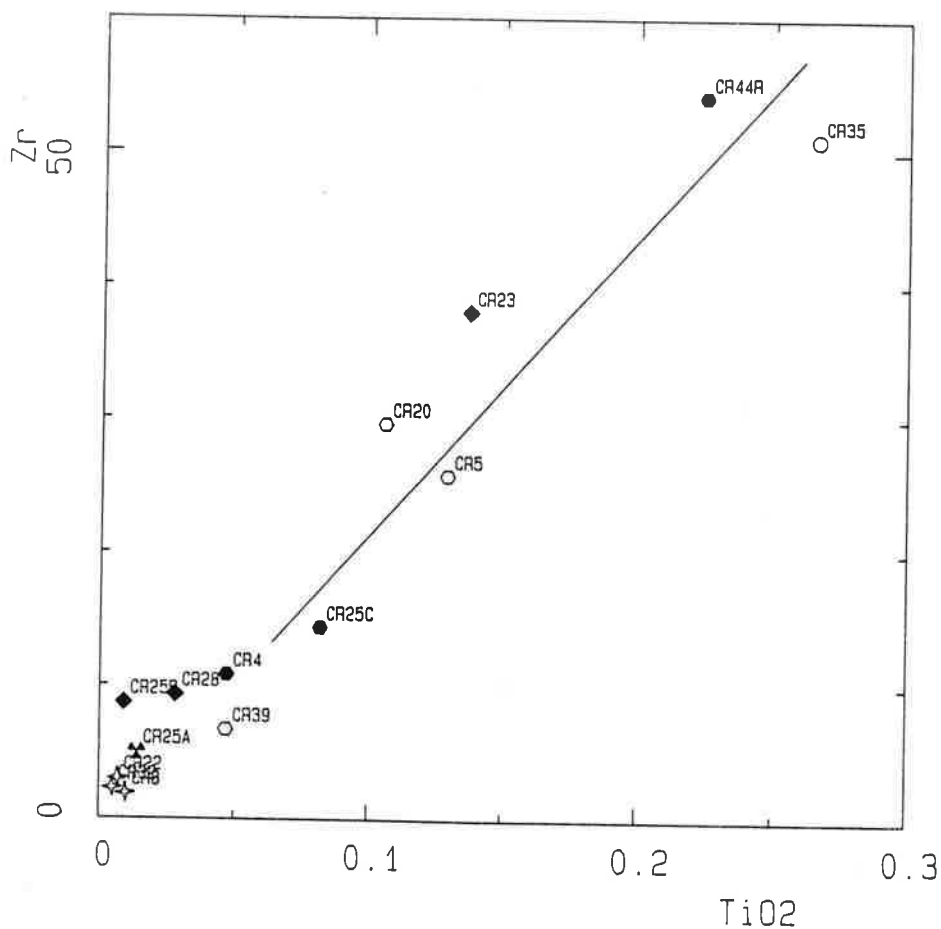


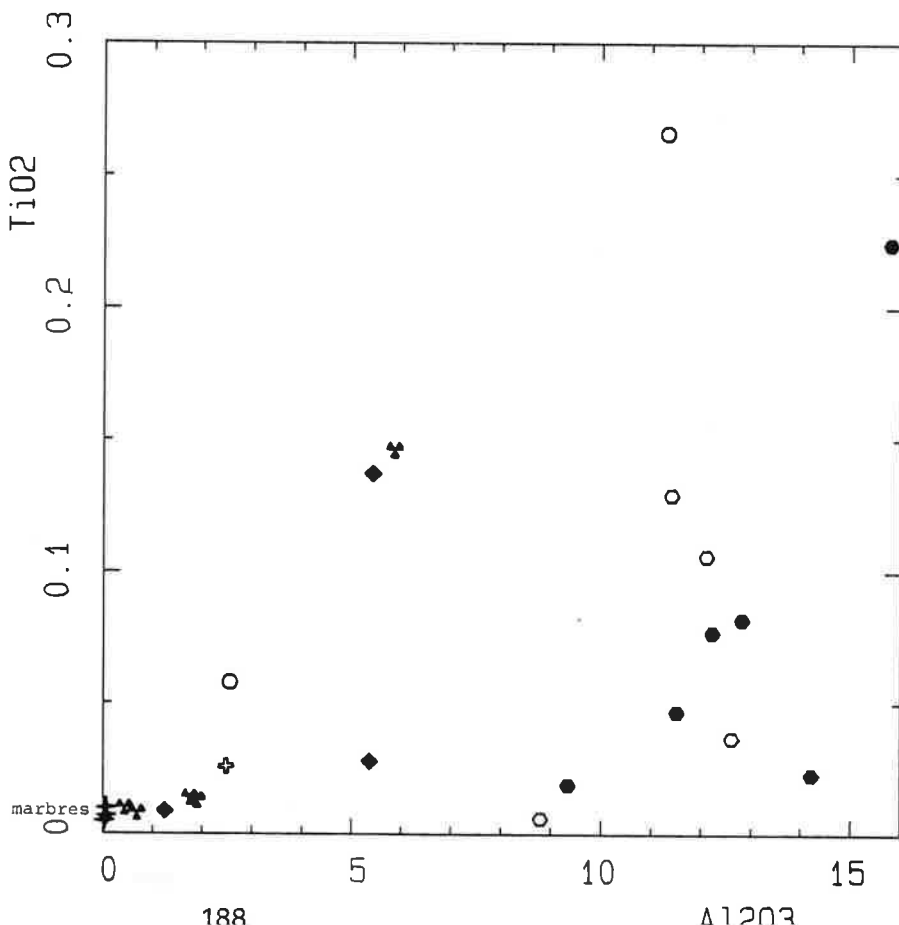
Figure III.31 :

Diagramme Zr:TiO₂

- ✦ MARBRE
- ◆ PYROXENITE
- GRENATITE
- GRENATO-IDOCRASITE
- IDOCRASITE
- ✦ APATITITE
- ✦ ROCHES "MAGNESIENNES"

Figure III.32 :

Diagramme TiO₂:Al₂O₃



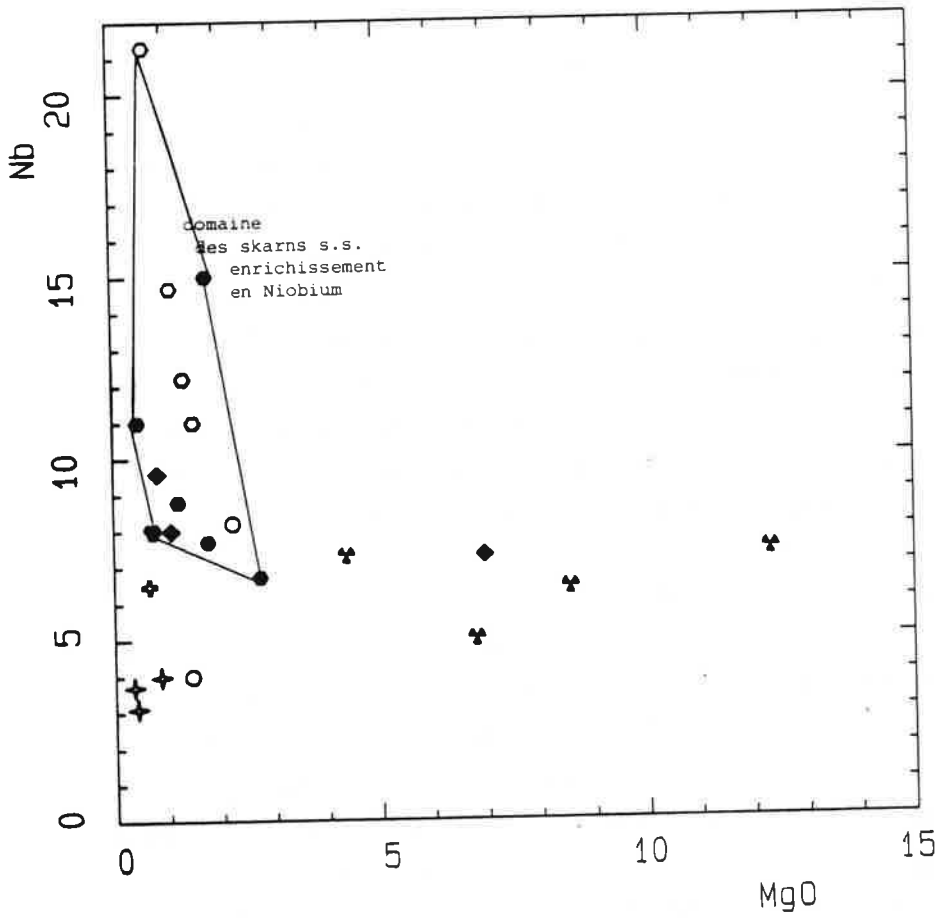
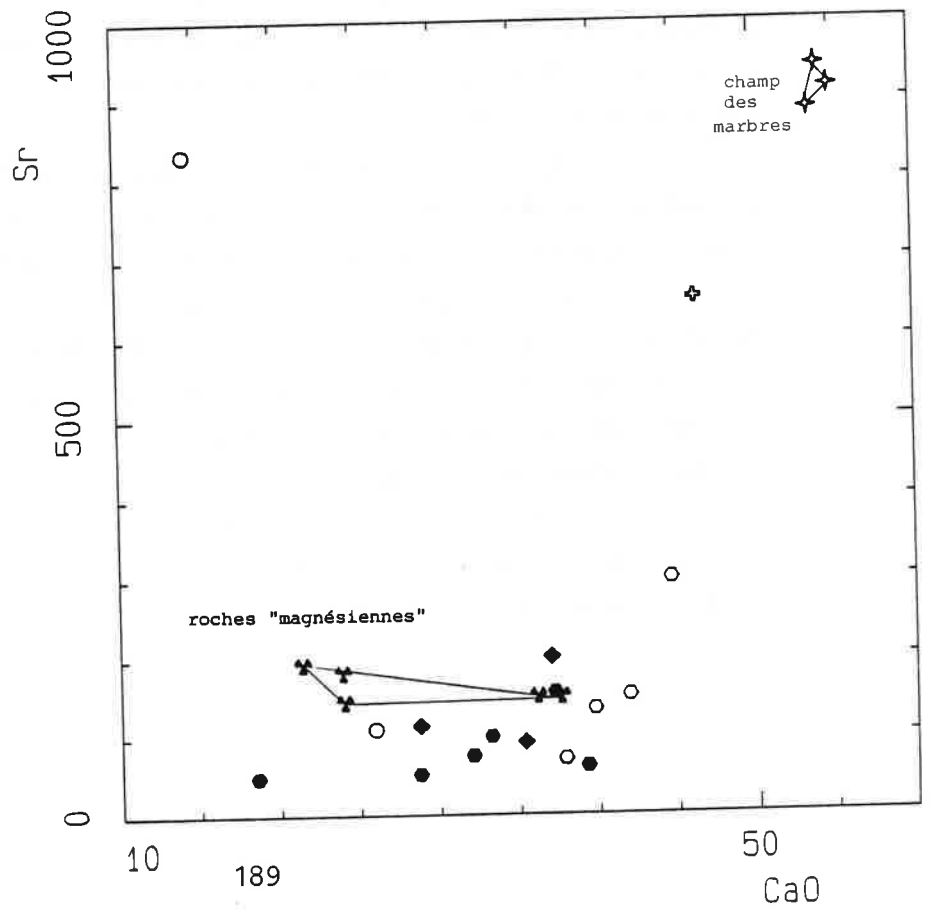


Figure III.33 :
Diagramme Nb:MgO

- ✦ MARBRE
- ◆ PYROXENITE
- GRENATITE
- GRENATO-IDOCRASITE
- IDOCRASITE
- ✦ APATITE
- ✦ ROCHES "MAGNESIENNES"

Figure III.34 :
Diagramme Sr:CaO



Pour la droite de corrélation, il faut se poser la question de l'existence éventuelle de marbre légèrement impur, c'est à dire comportant une petite fraction pélitique.

En effet, les concentrations en Ti et Zr ne sont à relier à aucun autre élément ni espèce minéralogique et le fluide, ne contenait que fort peu de titane, car l'idocrase qui peut théoriquement en contenir jusqu'à 5,5 %, ici, n'en contient que 0,4 % au maximum. Il semblerait donc que les fortes valeurs en titane et en zirconium soient héritées, c'est d'ailleurs la seule hypothèse qui explique la corrélation Ti:Zr, puisqu'il n'existe aucun minéral pouvant incorporer Ti et Zr en proportions similaires.

De plus, A. Zahm (1987), dans son étude des alternances pélitico-carbonatés, montre que dans ces roches Ti et Zr sont corrélés. Un calcul basé sur les analyses d'A. Zahm et le zirconium montrent que l'échantillon le plus riche CR35 pouvait avoir au maximum 20 % de fraction pélitique.

L'yttrium : il est en général piégé dans le grenat. Il est ici particulièrement bien corrélé au manganèse (voir fig.III.29). Les quelques points qui montrent un excès d'yttrium sont des roches riches en scheelite, en apatite ou en fluorine. Ces trois minéraux piègent particulièrement bien les terres rares et l'yttrium. On remarquera qu'il est peu piégé par les grenats tardifs (échantillon CR38). Sa présence est à relier à la phase précoce de skarnification en particulier au grossulaire.

Les alcalins : au vu des diagrammes à volume constant, on s'aperçoit que potassium et sodium sont véhiculés par le fluide et essentiellement liés à la phase de skarnification. La quantité de sodium peut être relativement importante, puisque dans l'échantillon CR39 la teneur en sodium atteint 0,7 % alors qu'aucun minéral sodique n'a été repéré dans cette lame.

Cuivre, plomb, zinc : les teneurs de ces éléments ne sont corrélés à aucun autre élément, ni avec aucune minéralogie primaire particulière. Ils sont essentiellement contenus par les sulfures. Même les basses teneurs sont dues à la présence de sulfures. En effet, de rapides calculs montrent que les teneurs en zinc du grenat ou de l'idocrase (obtenus à la microsonde) ne peuvent jamais être responsables des teneurs observées en roche totale.

L'étain : il est corrélé à l'aluminium (Fig.III.30). En effet, les porteurs d'étain dans le skarn sont l'idocrase et le grenat. On peut y constater que l'étain est lié aux grossulaires et non au grenat II ($Sp_{40} Gro_{60}$) tardif, l'échantillon CR38 (caractéristique de ce grenat) se trouvant à l'écart dans les basses teneurs. De plus, un rapide calcul prenant en compte la quantité approximative de grenat en roche et sa concentration en étain, mesurée à la microsonde, montre que l'on arrive aux valeurs trouvées en roche totale. La cassitérite n'est donc pas présente, le fluide n'avait pas atteint sa constante de solubilité.

Le gallium : il est encore un élément apporté par le fluide comme on le constate dans les quelques roches où le dosage est fiable (activation neutronique), on y observe sa liaison avec l'aluminium.

Le niobium : il est lui aussi clairement véhiculé par le fluide. Sa présence est liée à celle du grenat et de l'idocrase (voir fig.III.33). Seules les roches skarnifiées montrent un enrichissement significatif (4 à 5 fois la teneur des marbres).

Le strontium : c'est l'unique élément trace que le fluide emporte et ne redépose jamais. En effet, les marbres sont les seules roches à en avoir de fortes teneurs. Les skarns et roches altérées en contiennent dix fois moins (fig. III.34, CaO:Sr). La baisse de teneur du strontium dans les skarns s'explique très bien par le fait que grenats et pyroxènes concentrent très mal le strontium par rapport à la calcite. Lors de la métasomatose, il n'y a donc plus de sites cristallographiques pour accueillir le strontium ; il est donc lessivé par le fluide. Ceci signifie donc que le fluide n'était pas saturé en strontium. Les "roches magnésiennes", elles aussi, contiennent fort peu de strontium malgré un site cristallographique potentiel : la calcite. Les calcites de roches vertes contiennent cinq fois moins de strontium que les calcites de marbre. On peut donc dire :

i) que les calcites des "roches magnésiennes" ont recristallisé sous l'influence du fluide,

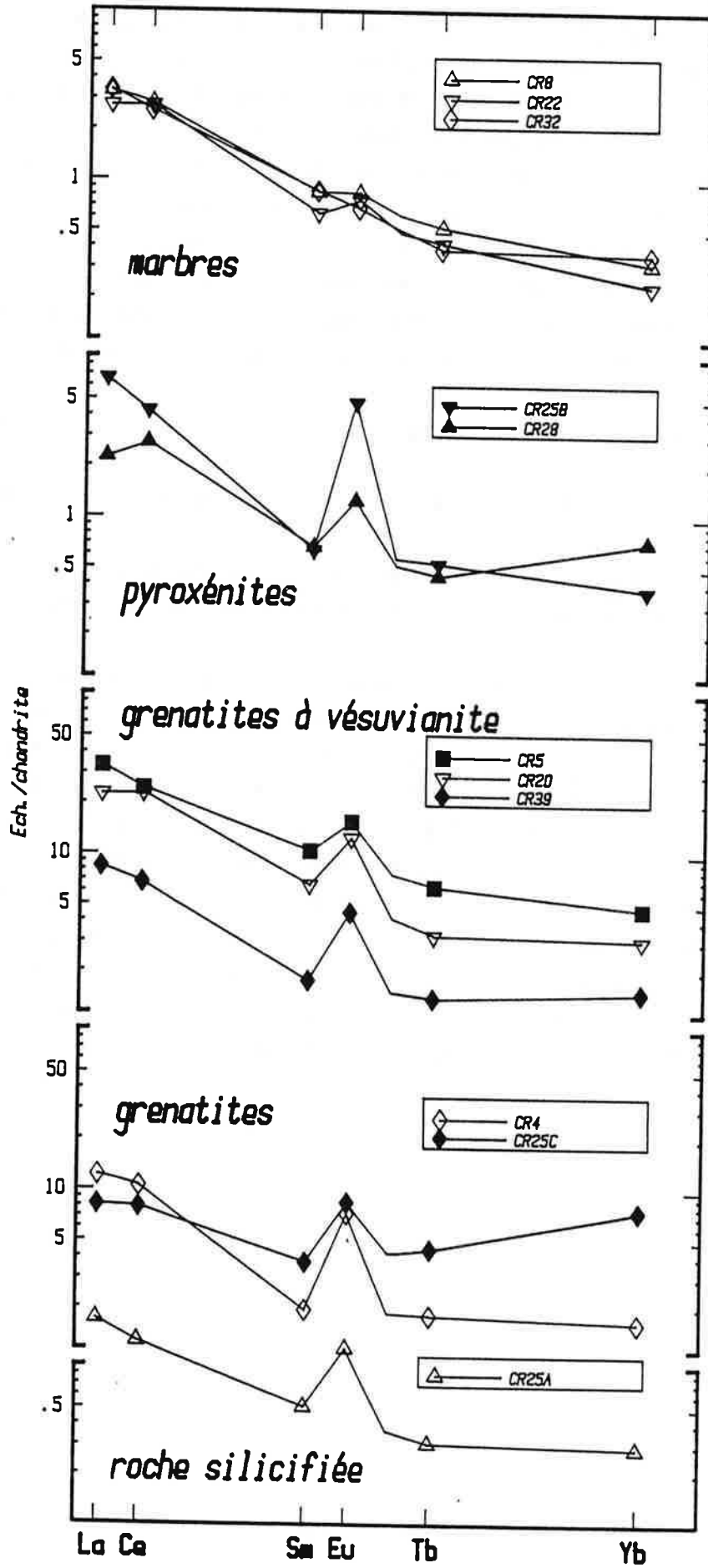
ii) que le fluide là encore était sous saturé par rapport au substrat et n'a pu y laisser du strontium.

Les lanthanides : quelques échantillons de skarns sur marbres ont été dosés par activation neutronique à Saclay (analyste L. Raimbault).

*Les marbres : Les trois courbes obtenues (Fig.III.35) sont très proches les unes des autres, avec un fractionnement régulier des terres légères aux terres lourdes $((La/Yb)_{Nchondrites} = 10,2, 11,4 \text{ et } 9,3$ pour respectivement CR8, CR22 et CR32). Elles sont tout à fait comparables à celles des marbres métamorphiques non modifiés (R. Le Guyader 1982, J. Vander Auwera 1988). Les échantillons CR8 et CR22 néanmoins présentent une légère anomalie positive en europium qui n'existe pas dans des spectres normaux de roches carbonatées. Cette anomalie est à rattacher au phénomène métasomatique puisque, on le verra par la suite, elle est amplifiée dans toutes les roches métasomatiques. Les teneurs en zinc et cuivre sont très élevées dans les échantillons CR8 et CR22 tandis qu'elles sont normales dans CR32 qui ne comporte pas d'anomalie. L'échantillon CR32 est celui qui présente la courbe la plus proche d'un marbre non transformé, ce que confirment les teneurs en éléments traces, il sera donc choisi comme témoin originel pour normer les analyses.

Figure III.35 : Spectre de terres rares

skarns de Longobucco



*Les roches à pyroxène - trois observations :

- Elles ne montrent aucun enrichissement, ni réel fractionnement vis à vis du marbre (fig.III.36)

- L'anomalie en europium existe et est déjà très accentuée quoique variable.

= 9,1 pour CR25B

Eu/Eu*

= 2,4 pour CR28

On peut donc en conclure que les terres rares dans les pyroxénites sont héritées du marbre puisque le niveau de teneur et le fractionnement sont identiques à ceux du marbre. L'influence du fluide se fait sentir sur l'apparition de l'anomalie positive en europium.

*Les zones internes : Qu'elles soient à grenat seul ou à grenat et idocrase, le contenu en terres rares est identique. Deux échantillons (CR5 et CR20) sortent néanmoins du lot (fig.III.36). En effet, la forme en W de leur deux courbes est beaucoup moins accentuée et le niveau de teneurs est cinq fois supérieur aux autres.

Deux raisons peuvent expliquer ce phénomène :

- Le fluide présidant à la formation de ces deux roches était différent. Mais les minéraux qui les composent ainsi que leur chimisme sont identiques à ceux des autres échantillons. Les phases d'altérations y sont identiques et les minéraux réputés concentrateurs de terres rares (apatite, fluorine, scheelite) y sont présents dans les mêmes proportions. CR5 par exemple a 16 % de fluorine tandis que CR39 en 40 % (teneurs mesurées au compteur de points) et contient également cinq fois moins de tungstène. Cette hypothèse ne convient donc guère.

- Le substrat n'est pas identique à celui des autres échantillons. On rejoint par là ce qui a été dit plus haut pour expliquer les teneurs en zirconium et titane. C'est donc l'hypothèse la plus vraisemblable d'autant que de manière générale les pélites sont beaucoup plus riches en lanthanides que les marbres. Une faible proportion de pélite peut donc élever sensiblement le niveau de teneurs du marbre.

Ce raisonnement signifie, implicitement, que les différences majeures dans les courbes présentées ici, reflètent essentiellement le substrat origine.

En effet, lorsque l'on considère la figure III.35, on constate que les courbes de grenatites et grenato-idocrasites ont une forme très semblable à celle des marbres. Le niveau de teneur n'y est guère plus élevé. Il faut donc considérer que l'héritage du marbre domine dans les roches skarnifiées, même dans les zones les plus internes. Ce phénomène étant dû à la relative pauvreté du fluide en terres rares. Ce phénomène n'est pas une nouveauté, Cressey (1987) le met également en évidence. Les caractéristiques du fluide se voient néanmoins sur la fig (III.36), où les spectres ont été normés au marbre CR32.

Figure III.36 : Spectres de terres rares normés aux marbres.

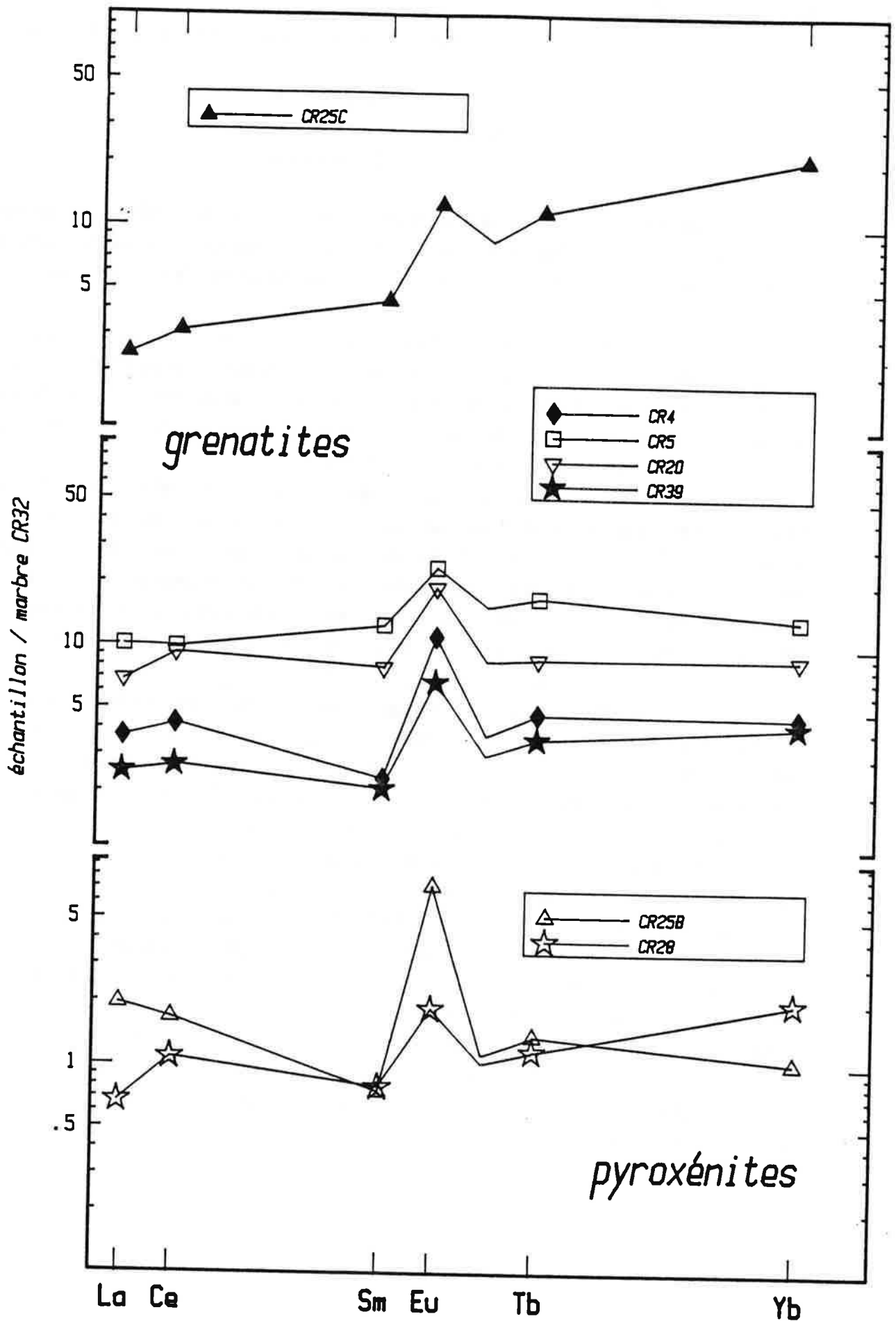
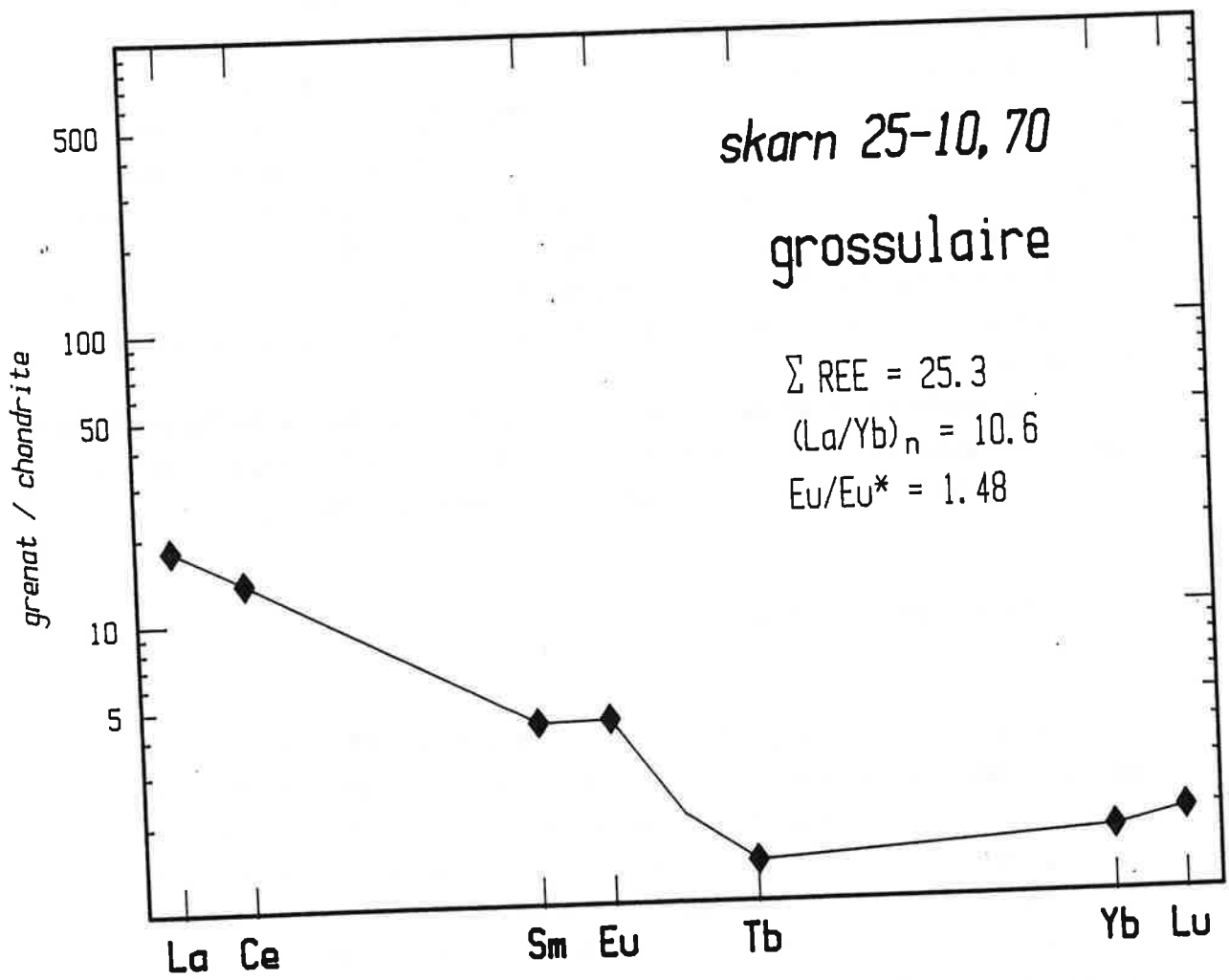


Figure III.37 Courbe de terres rares d'une fraction séparée de grenat.



On y constate :

- Un enrichissement qui témoigne d'un apport réel de terres rares par le fluide.
- Une anomalie en europium aussi forte que dans les pyroxénites.
- Un très faible fractionnement des TRlourdes par rapport aux TRlégères.

En résumé, ces spectres sont caractérisés par une forme en W, très accentuée, une faible concentration de terres rares et un très léger enrichissement des TRlourdes/TRlégères.

La première des constatations à faire est que le fluide est très pauvre en TR. Par comparaison, il paraît plus pauvre qu'à Traversella (J. Vander Auwera 1988) et a une concentration similaire à celle de Costabonne (R. Le Guyader 1982)

Deuxièmement, il est vraisemblablement plus riche en TRl qu'en TRL, puisque le grenat normalement fractionne fortement les TRL. Tandis qu'ici le fractionnement des grenatites est très faible $(La/Yb)_{NCR32} = 0,60$ à $0,80$! (au lieu de $0,01$ théoriquement. Irving 1978). Ceci est confirmé par l'analyse d'un grenat extrait de l'échantillon RO25 10,70 où $La/Yb_{Nchondrites} = 10,65$ et $La/Yb_{NCR32} = 1,13$. (Fig.III.37)

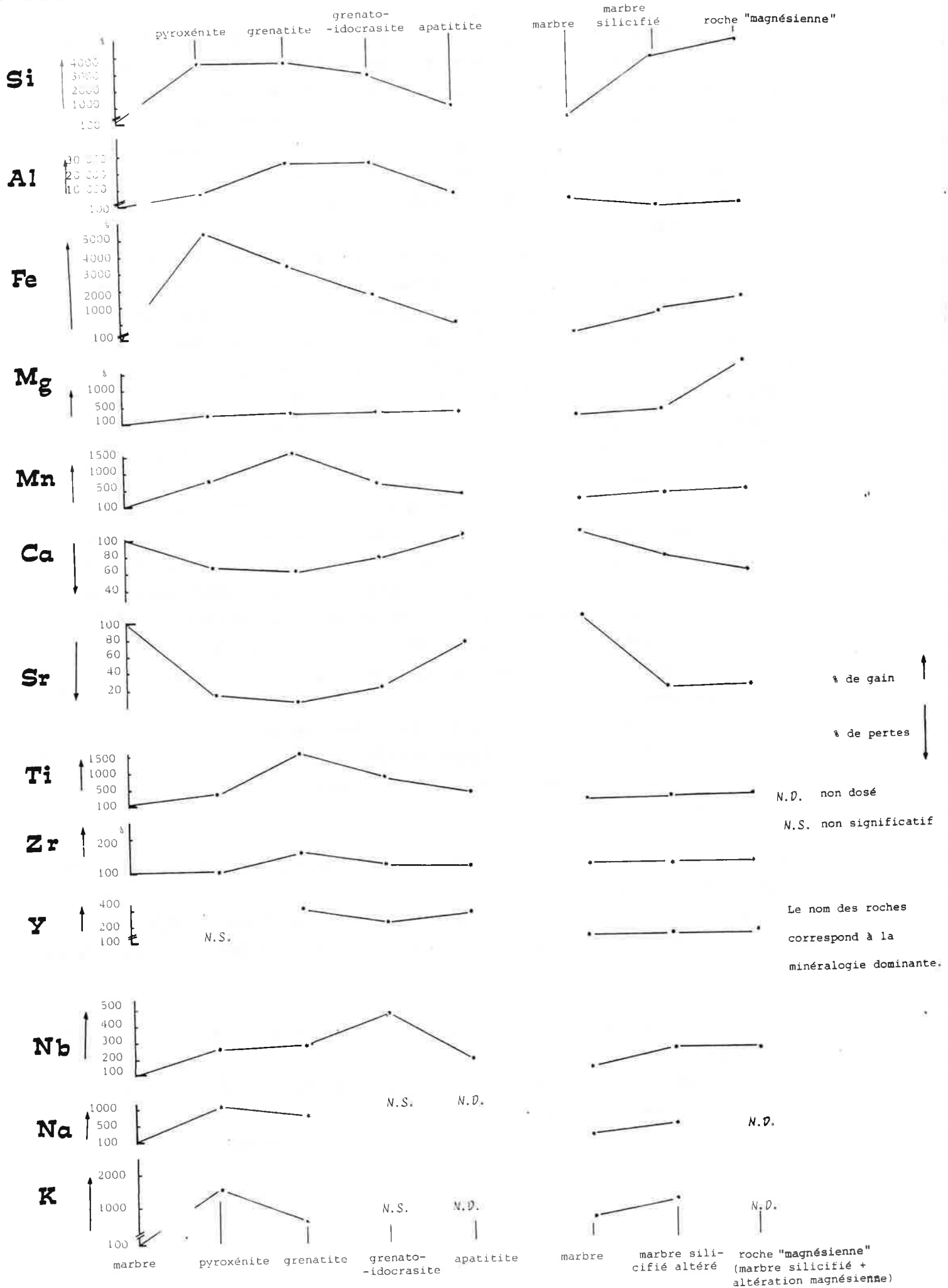
Troisièmement, le fluide présente une anomalie positive en europium. En effet, seule la source peut en contenir, puisqu'un héritage à partir du marbre est exclu, car il n'en contient pas.

Les quelques anomalies légères en Cérium visibles sur la figure III.35 sont vraisemblablement d'origine analytique, car en présence de fer très abondant le cérium est très difficile à doser, en raison d'une superposition de raies.

4-6 En guise de conclusion

Le tableau III.38 récapitule les apports et départs d'éléments liés à la circulation du fluide dans les skarns s.l. Pour ce faire, une moyenne des poids d'oxydes par catégorie de roche a été effectuée, les valeurs étant ensuite rapportées à la moyenne des marbres qui représente ainsi le matériel de départ. Ce tableau ne peut être qu'indicatif malgré les valeurs reportées puisque les analyses par type de roches ne peuvent tenir compte ni des variations de densité, ni des effets de dilution liés aux phases tardives (quartz, fluorine) qui ainsi minimisent les teneurs (les roches n'étant pas homogènes, le compteur de point ne peut que donner des résultats très variables). Les roches très altérées ont tout de même été éliminées. On remarquera que tout les éléments ne sont pas enrichis d'un facteur dans toutes les zones, cela est dû à deux facteurs:

Figure III.38 : Variation des éléments en poids d'oxydes rapportés à la moyenne des marbres en % dans les diverses roches transformées au dépens du marbre.



-à un effet cristallographique, en effet, pyroxènes et grenats n'ont pas la même capacité d'incorporation des éléments. On peut citer le nickel concentré dans les pyroxènes (jusqu'à 7ppm) et très peu fixé par le grenat (2ppm maximum).

-à un effet filtre de la zone (grenato-idocrasite) située en amont par rapport à la zone située en aval. Le comportement des terres rares (plus abondantes dans les grenato-idocrasites) résulte probablement de ce phénomène.

Un certain nombre d'éléments ne sont pas traités dans ce tableau, mais il ne faut pas en oublier leur importance :

- le fluor est omniprésent tout au long du processus hydrothermal, puisque la quasi totalité des minéraux est fluorée et qu'à un moment donné la fluorine cristallise en abondance. Les quelques dosages effectués par C. Richard (laboratoire de Géologie Appliquée à l'Université Paris VI) par électrode spécifique donnent des teneurs allant jusqu'à 20 %. Les échantillons sans fluorine apparente ont pour une grenatite CR25C, 1,64 % de fluor et pour une idocrasite 2,1 %. L'apport du fluor, comme la minéralogie le laissait prévoir, a lieu dès les premiers stades de transformation. L'idocrase, comme le laisse supposer la formule structurale, concentre mieux le fluor que le grenat.

- Cs, La, Ce sont absents ou tout au moins inférieurs à la limite de détection (quelques ppm) sauf pour CR15 qui avec son apatite concentre fortement les terres rares. Leurs très faibles teneurs, malgré des sites cristallographiques potentiels dans les minéraux (fluorine, grenat etc.) signifie que le fluide était particulièrement pauvre pour ces éléments, sachant que le marbre origine n'en contenait que peu.

- le Rb est presque toujours en faibles teneurs peu distinctes du fond géochimique (lui-même quasi nul), son enrichissement est incohérent et faible.

- le nickel est très faible. Il est incorporé par les pyroxènes, il y en a jusqu'à 8 ppm en roche totale !

- le baryum est très faible et toujours voisin du fond géochimique.

Mais ces éléments Cs, La, Ce, Rb, Ni, Ba, par leur absence ou leurs très faibles teneurs, ont leur importance.

Puisqu'on le verra au paragraphe suivant dans la géochimie des R.S.T.S., ils ont un comportement totalement différent. Ils sont donc visiblement indicateurs de substrat.

Les caractéristiques géochimiques des skarns développés aux dépens de marbre sont les suivantes :

Apport important vis à vis du marbre de Si, Fe, Mg, Mn, Al, F, P, Sn, Y

Apport beaucoup plus modéré Nb, Ga, Na, K, Rb, Ni

Fractionnement des TR1/TRL et anomalie positive en europium.

Absence ou très faibles teneurs invariables de Cs, La, Ce, Ba.

Ces éléments ne sont visiblement pas véhiculés par le fluide ; car il ne faut pas oublier que la minéralogie n'est que la trace du fluide, autrement dit, s'il y avait eu des teneurs en Na ou en Ba par exemple supérieures à la constante de solubilité de minéraux capables de précipiter dans les conditions physico-chimiques du fluide, ils seraient présents.

5- Géochimie des R.S.T.S.

Cette étude a été effectuée pour donner des éléments de réponses à deux questions :

- quel est le substrat de ces roches ?
- quel fluide est responsable de la formation de ces roches ?

Connaissant déjà certaines caractéristiques du processus de skarnification des marbres, on peut formuler la seconde question autrement puisque :

- skarns sur marbre et R.S.T.S. se situent dans la même zone géographique et dans le même environnement géologique,
- une partie de leur minéralogie est commune (grenat, pyroxène),
- certaines caractéristiques chimiques sont également identiques : composition fluorée de certains minéraux. Enrichissement anormal en tungstène et étain.

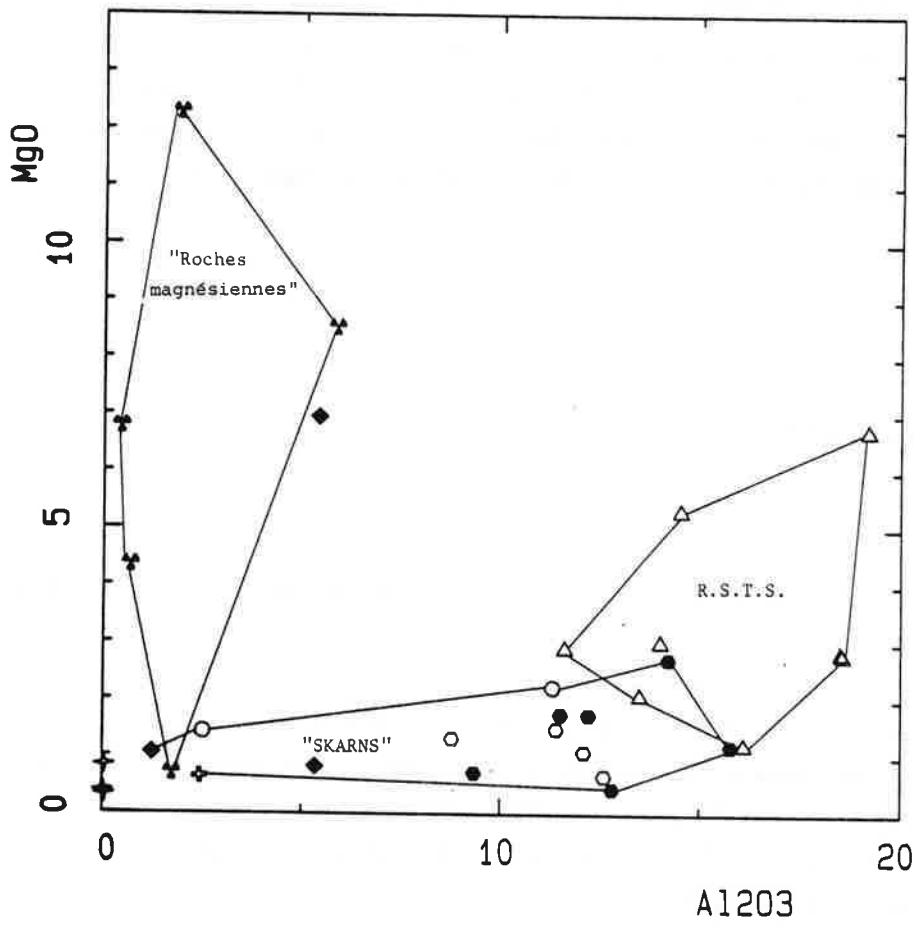
On peut donc se demander si le fluide ne peut pas provenir de la même source. Reste à savoir si toutes ses caractéristiques sont les mêmes et son comportement identique. Puisque les terrains traversés, le temps de percolation ou la distance à la source ne sont pas identiques, les caractéristiques du fluide peuvent être partiellement modifiées.

Détermination du substrat

5-1 Comparaison avec les skarns sur marbres :

Quelques diagrammes nous montrent que, outre les différences minéralogiques et texturales, les différences géochimiques sont assez importantes (Fig.III.39a et b).

En effet, le diagramme titane:calcium nous montre deux ensembles parfaitement disjoints. Tandis que le diagramme $MgO:Al_2O_3$ nous montre que dans l'ensemble les R.S.T.S. sont plus riches en aluminium et en magnésium. Que ce soient les éléments



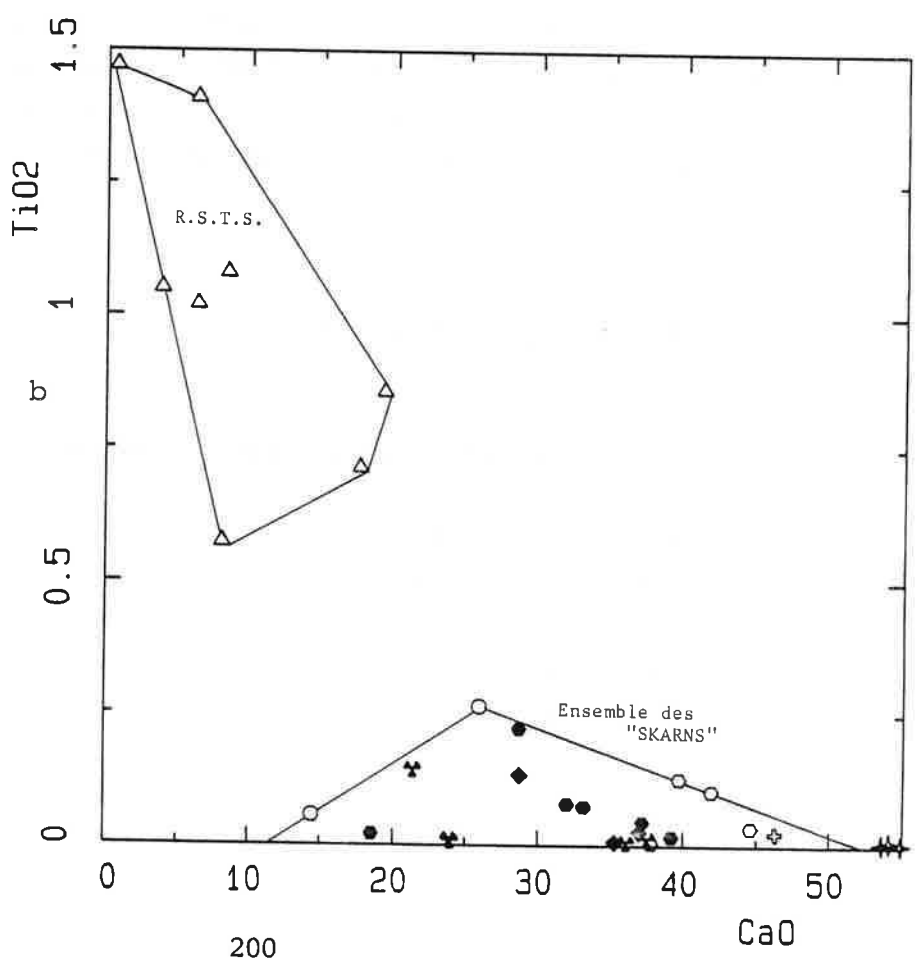
a

Comparaison skarn sur marbre/
R.S.T.S.
Diagramme MgO:Al₂O₃

Figure III.39

- ✦ Marbres
- ◆ Pyroxénite
- Grenatite
- Grenato-idocrasite
- Idocrasite
- ✦ Apatite
- ✦ Roches "magnésiennes"
- ▽ Roches schisteuses transformées à schelzite

Diagramme TiO₂:CaO



majeurs ou les traces, tous montrent des niveaux de teneurs différents entre skarn sur marbre et R.S.T.S., excepté le fer et le manganèse, le tungstène et l'étain qui montrent des teneurs comparables à celles des skarns sur marbre.

Tout ceci comme cela a déjà été dit, ne permet pas d'envisager la formation de ces roches à partir d'un substrat identique calcitique.

5-2 Le comportement du Nickel :

Si le marbre n'est pas un substrat envisageable pour les R.S.T.S., la seconde idée était de chercher un substrat possible parmi les roches de la série sédimentaire. Dans ce but, on a reporté les analyses de R.S.T.S. conjointement à celles des schistes dans un diagramme Ni:Al₂O₃ (Fig.III.40).

Les R.S.T.S. s'y répartissent en 3 groupes : les deux affleurements principaux 950 et HY, quoique séparés, montrent des teneurs très élevées et anormales par rapport à celles de la série sédimentaire. Par contre (3ème groupe), les deux échantillons CR41 et RO13-4 s'y intègrent eux parfaitement bien. CR41 et RO13-4 sont d'ailleurs les seuls échantillons où l'on retrouve conservées quelques reliques de texture schisteuses, quartz polygonal et muscovite interstitielle en paillette. Pour ces deux échantillons, l'origine grésopélitique ne peut être mise en doute, elle sera confirmée dans toute l'analyse géochimique. Par contre, les teneurs anormales en nickel des deux affleurements 950 et HY soulèvent un problème. De trois choses l'une :

1- le substrat est grésopélitique et le fluide apporte massivement le nickel. Or l'analyse du skarn principal (voir paragraphe précédent) montre un apport très faible de nickel, lié d'ailleurs au pyroxène, les teneurs n'excèdent pas 8 ppm. De plus, dans l'hypothèse où le fluide est d'origine granitique, et donc la source du tungstène et de l'étain, il ne peut transporter massivement du nickel, métal normalement associé et concentré dans les roches basiques.

2- le substrat est grésopélitique et le nickel véhiculé par le fluide provient du lessivage des schistes environnants. Ceci donc n'explique pas les deux niveaux de teneurs en nickel pour une même minéralogie. De plus, carbonates et phosphates limitent fortement la solubilité du nickel (Turekian 1978). Or ici le fluide semble contenir beaucoup de carbonates (dépôt massif de calcite synchrone de la skarnification).

3- le substrat n'est pas grésopélitique et le fluide ne transporte pas de nickel. Le nickel est alors hérité. C'est la seule hypothèse raisonnable qui reste. Il faut en conclure que les R.S.T.S. des deux affleurements principaux 950 et HY se sont développés sur un substrat inconnu jusqu'alors et vraisemblablement de type éruptif basique, dans la mesure où de telles teneurs en nickel ne peuvent exister que dans des

- ✱ Roche schisteuse transformée à scheelite
- ✦ Tuf rhyolitique volcano-sédimentaire
- ◆ Grés-pélite
- ◇ Grès feldspathique

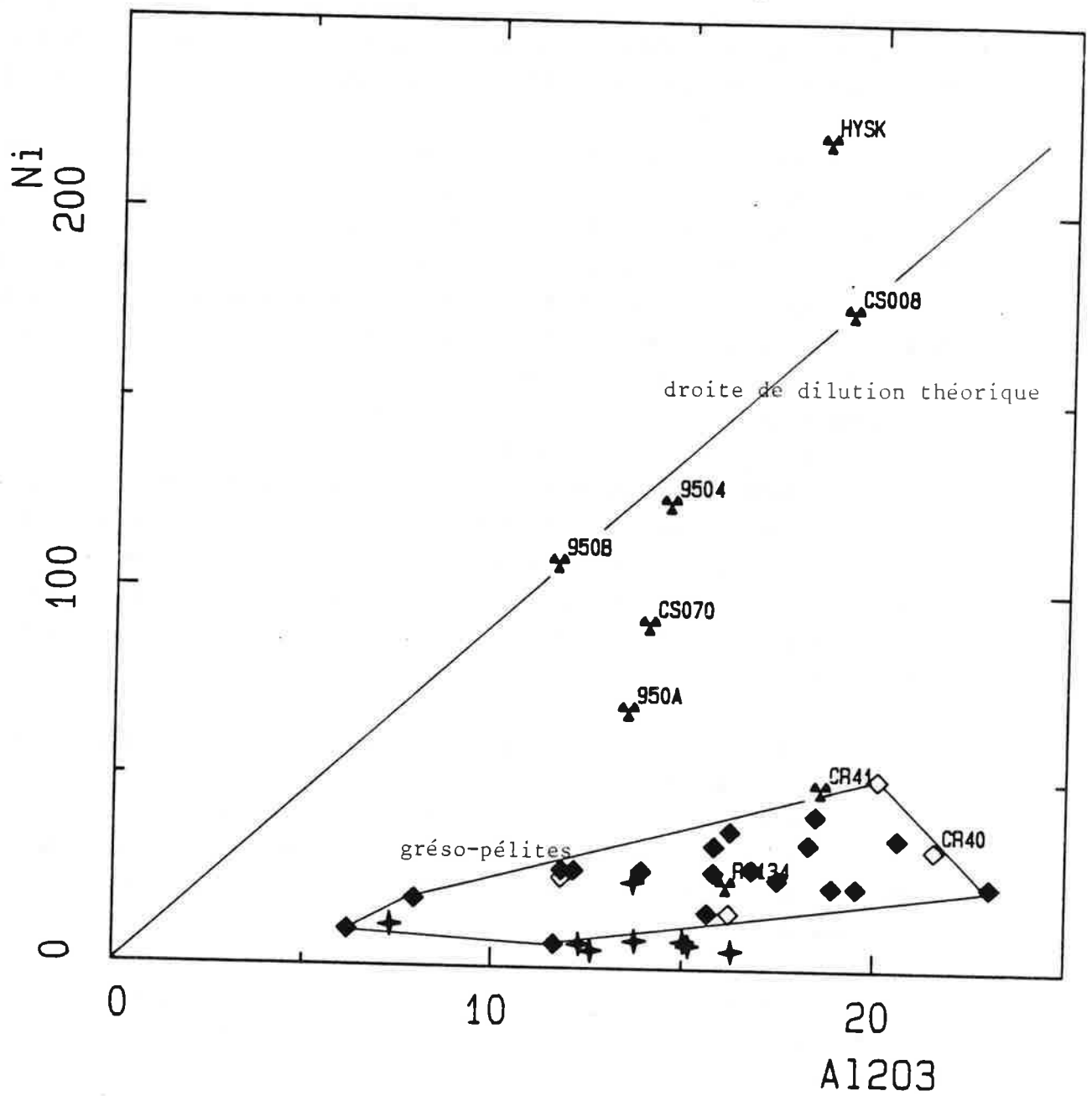
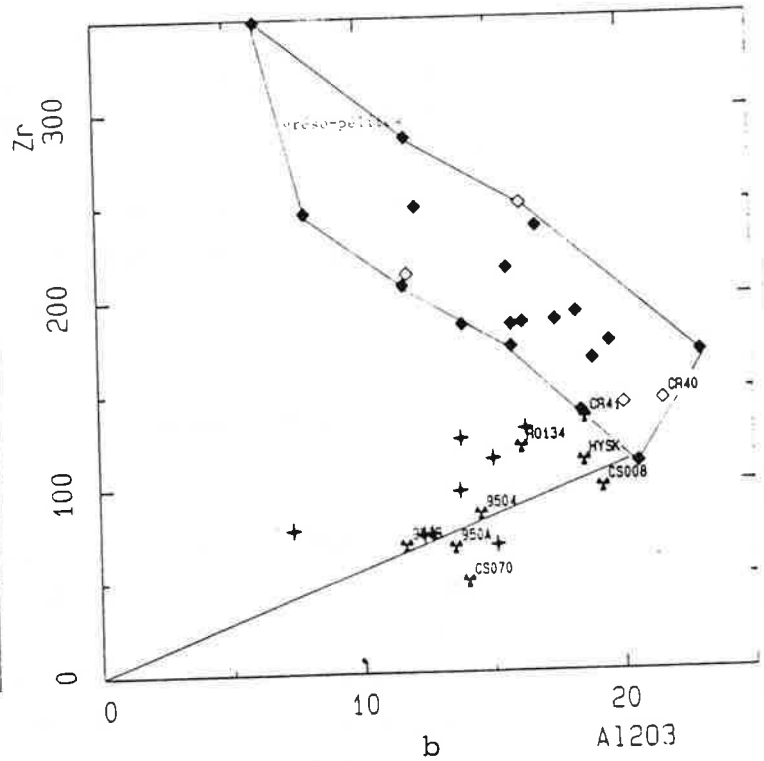
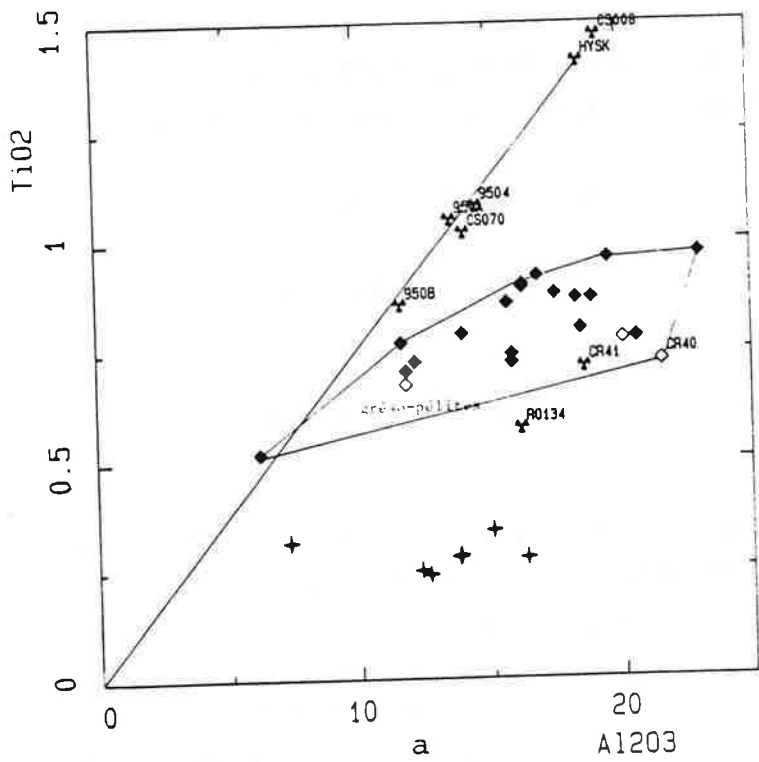


Figure III.40 : Géochimie des R.S.T.S.
 Comparaison avec la série sédimentaire.



- ◆ Roche schisteuse transformée à scheelite
- + Tuf rhyolitique volcano-sédimentaire
- ◆ Grés-pélite
- ◇ Grès feldspathique

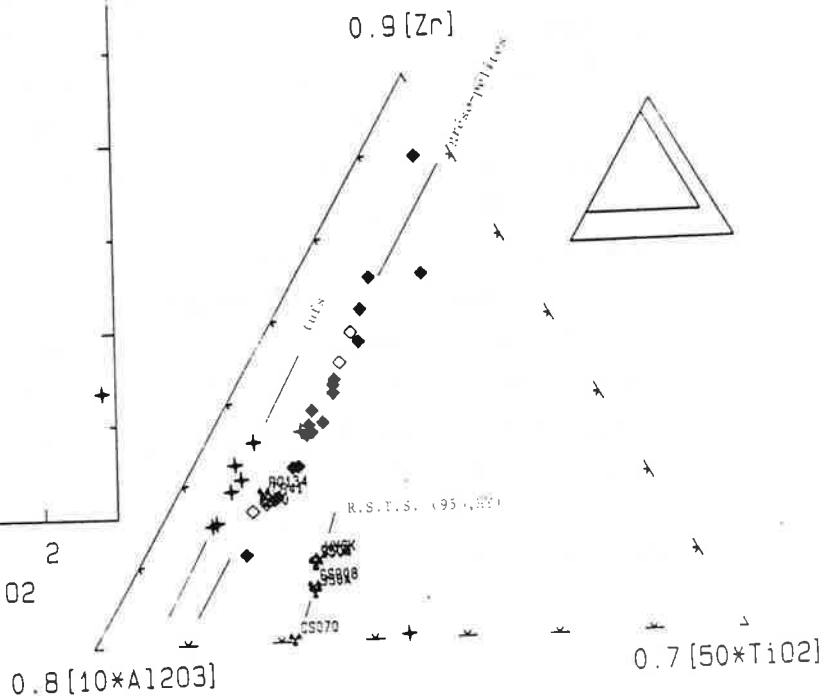
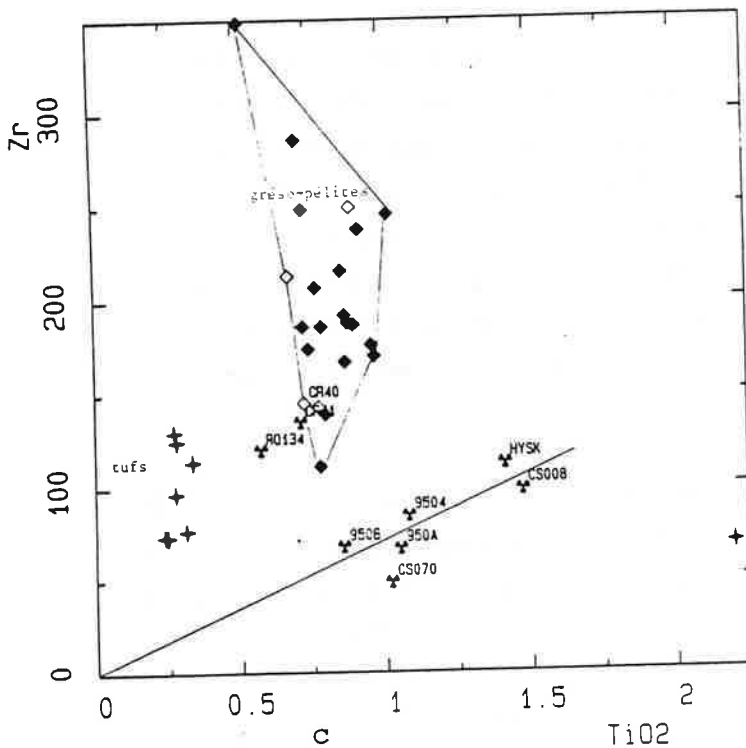
Figure III.41 a,b,c,d

R.S.T.S. et série sédimentaire
Diagrammes $TiO_2:Al_2O_3$

$Zr:Al_2O_3$

$Zr:TiO_2$

$Zr:TiO_2:Al_2O_3$



roches basiques. De rares intercalations de metabasites (andésites selon Azzaro et Ferla 1978) sont signalées dans la littérature (Dubois 1976, et Gurrieri et al 1978).

Elle sont alors reconnues étroitement associées aux tufs (décrits au paragraphe II.3.1):

Deux substrats sont donc candidats à la formation des R.S.T.S. :

- les grésopélites pour CR41 et RO13-4,
- des roches éruptives basiques pour les affleurements 950 et HY.

5-3 Confirmation des hypothèses : étude des éléments peu mobiles :

La discussion se base sur 6 analyses provenant de deux affleurements. HYSK et CS008 proviennent de l'affleurement HY et 950-A ; 950-B ; 950-4 et CS070 ont été prélevés sur l'affleurement 950. En conséquence, dans l'hypothèse de la transformation d'une roche magmatique, ces roches ne peuvent présenter une grande variabilité de composition originelle. C'est à dire que les roches provenant de l'affleurement 950 avaient vraisemblablement toutes la même composition au départ (car l'affleurement est petit et les roches magmatiques sont assez homogènes) et celles de l'affleurement HY, une composition identique entre elles deux, mais peut-être un peu différente de celle de l'affleurement 950. C'est en partant de cette hypothèse que nous allons tester par la suite, qu'est construit le raisonnement.

Mode de raisonnement utilisé pour déterminer le comportement des éléments :

- les éléments inertes pendant la transformation sont repérés en diagramme binaire par un alignement des échantillons, selon une droite passant par l'origine.

Puisque l'on part de l'hypothèse que les roches de l'affleurement 950 sont à l'origine chimiquement identiques, mais qu'elles peuvent avoir été diluées dans des proportions différentes par apport d'éléments qui seront eux qualifiés d'éléments déposés, l'équation de la dilution est une droite $C^i_{\text{finale}} = aC^i_{\text{initiale}}$, a étant le coefficient de dilution (c'est l'équation d'une droite de mélange simplifiée).

- les éléments mobiles (déposés ou lessivés par le fluide) en diagramme binaire agencé avec un élément inerte ne donneront aucune figure particulière, il y aura dispersion des points, puisque la dilution est différente d'un échantillon à l'autre et que la nature des éléments varie également.

Comportement des éléments :

Titane, aluminium et zirconium sont des éléments réputés comme peu mobiles et ici ce comportement se vérifie. Pris deux à deux, ils offrent des droites ($\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ est particulièrement remarquable à cet égard Fig.III.41a). Ceci se confirme en diagramme triangulaire (Fig.III.41d) où 5 analyses sur 6 sont particulièrement bien groupées, ce qui confirme la composition similaire de ces roches comme cela avait été postulé à l'origine. Seul CS070 est à l'écart ; en effet, sa teneur en zirconium est basse en regard

de sa composition. Celle en nickel est également basse. On ne peut donc attribuer cette différence à un phénomène magmatique (cumulat par exemple), puisque dans les magmas basiques, Ni et Zr ont des comportements opposés (Ni s'appauvrit dans le liquide tandis que Zr s'enrichit).

- le niobium montre lui aussi une corrélation parfaite (Fig.III.42a) . Le niobium est un élément hérité donc inerte. Les teneurs peuvent être celles de roches magmatiques basiques.

- le rubidium montre aussi une très belle corrélation à l'origine sauf pour 950-A fortement enrichi. Il est donc hérité sauf pour 950-A. Le diagramme $K_2O:Rb$ (Fig.III.42b) le confirme puisque aucune corrélation n'y est visible. S'il avait été apporté, il aurait été corrélé au potassium de la muscovite.

- Le cérium est en faible quantité par rapport aux schistes. Dans les skarns sur marbre, on a constaté qu'il pouvait être apporté en faibles teneurs, ici, au moins la majeure partie du cérium doit être considérée comme héritée.

Les teneurs approximatives (à cause de la dilution) en Ti, Zr, Al, Ni confirment la possibilité d'un substrat basique de ces roches.

Aucune définition plus précise du type de roche basique ne peut être donnée :

1) car le mélange avec une fraction sédimentaire ne peut être exclu, quoique le rapport Ti/Al étant constant, un apport pélagique ne peut être que faible.

2) toutes les définitions de lignées se basent sur le comportement des éléments pendant la différenciation.

Or, ici, il n'est pas évident d'avoir plusieurs stades, pas plus d'ailleurs que nous n'avons les valeurs réelles des roches originelles. Déterminer le type de série auquel appartient une roche magmatique métamorphique avec l'aide de la pétrographie et de la géochimie complète n'est guère évident (par exemple Menot 1988) .

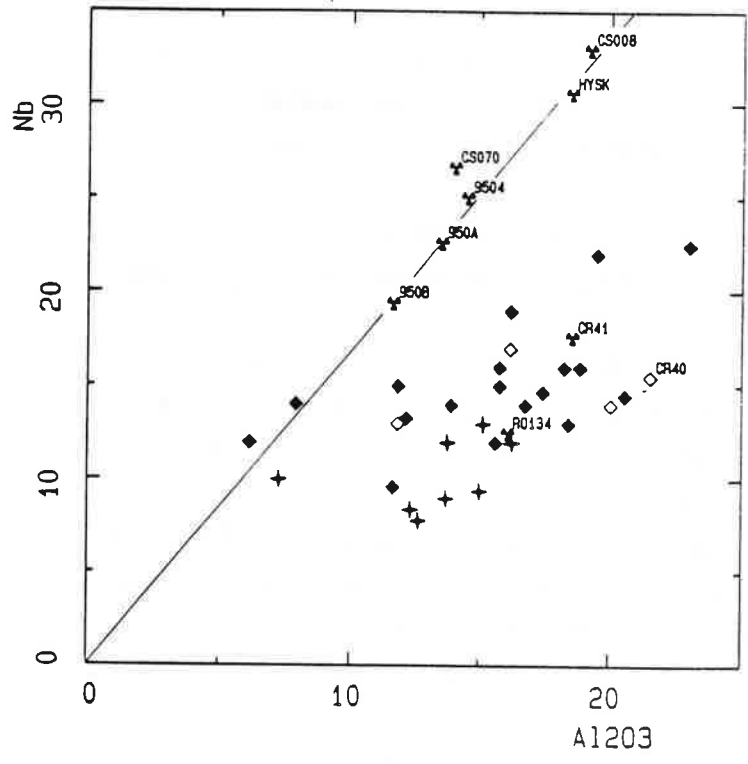
5-4 Les éléments mobiles :

- Sn, Cu, Zn, W, comme dans toutes les autres roches transformées, sont apportés, ils présentent ici aussi des teneurs tout à fait anormales quel que soit le type de roche sédimentaire ou magmatique présent à l'origine.

- le manganèse ne présente aucune corrélation avec l'aluminium choisi comme élément inerte. Les échantillons se situent dans la même zone que les R.S.T.S. à substrat schisteux. De plus, les teneurs sont très élevées pour une amphibolite quelle qu'elle soit. Le manganèse est donc apporté à l'égal des skarns sur marbre.

- le calcium : il n'est absolument pas corrélé à l'aluminium. L'apport est évident pour 950-B, qui présente une valeur très élevée (19,30 %). Les autres roches présentent des valeurs tout à fait valables pour des amphibolites (4 à 8,5 %). On peut, au passage, remarquer que les amphibolites magmatiques ont des teneurs en calcium

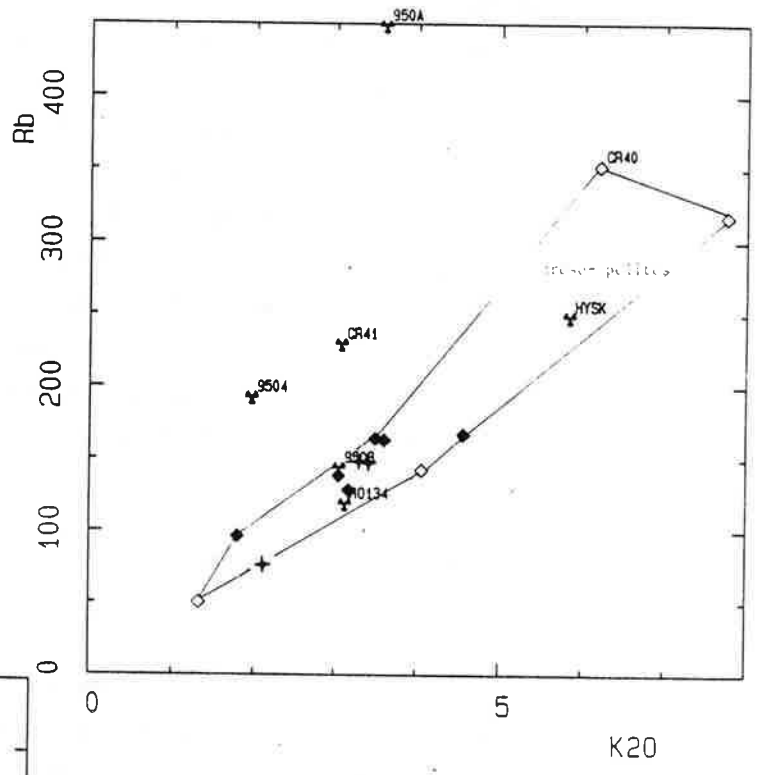
Figure III.42



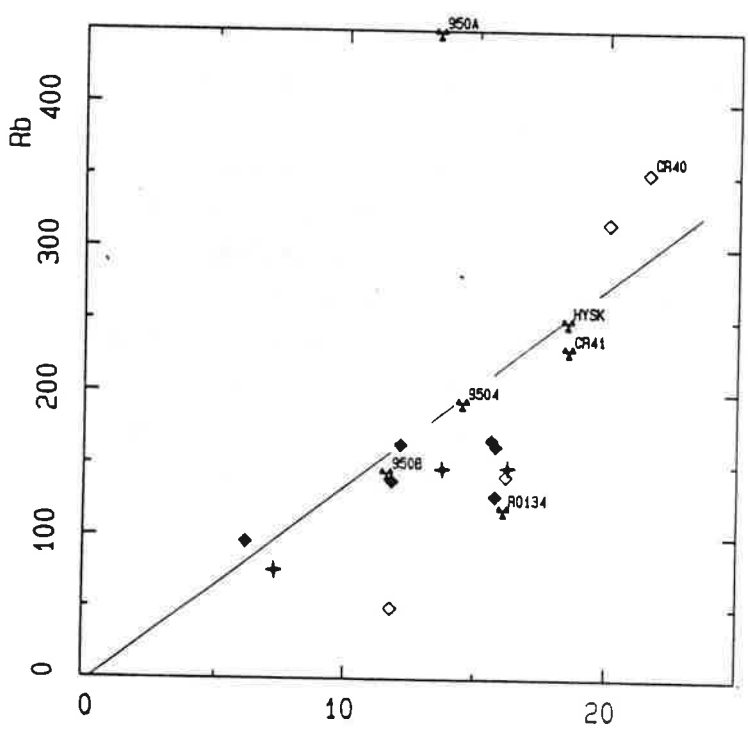
a-
Diagramme Nb:Al₂O₃

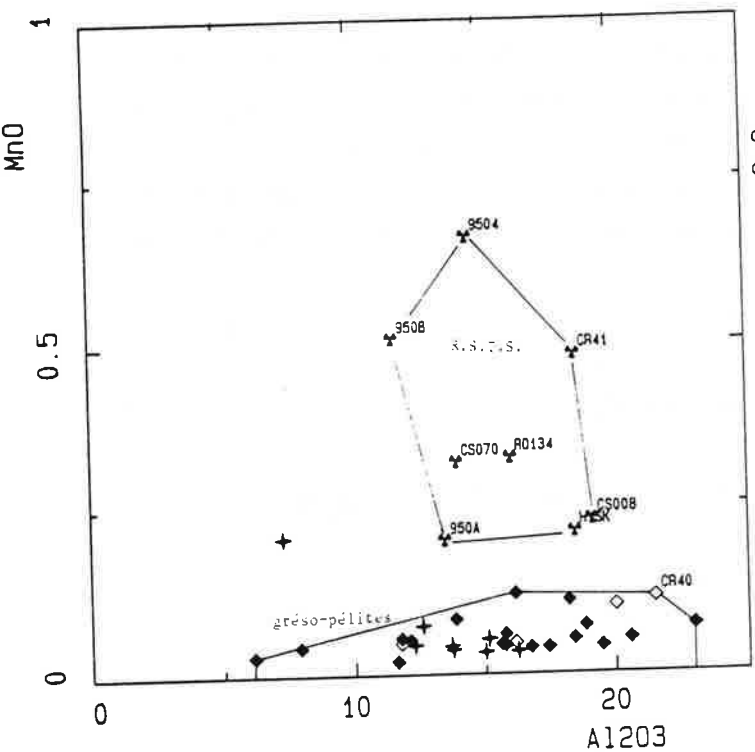
- ◆ Roche schisteuse transformée à scheelite
- ◆ Tuf rhyolitique volcano-sédimentaire
- ◆ Grés-pélite
- ◇ Grès feldspathique

b- Diagramme Rb:K₂O

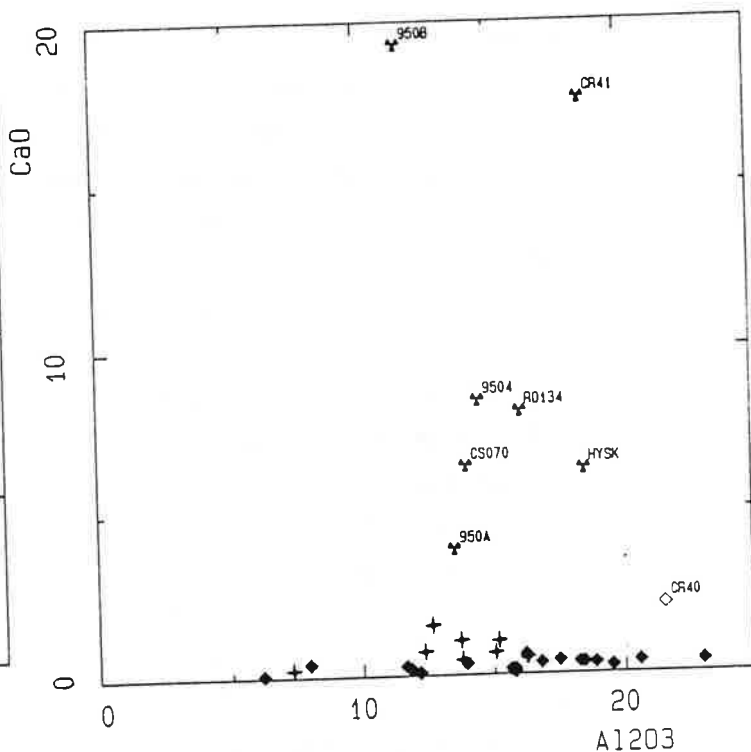


c- Diagramme Rb:Al₂O₃





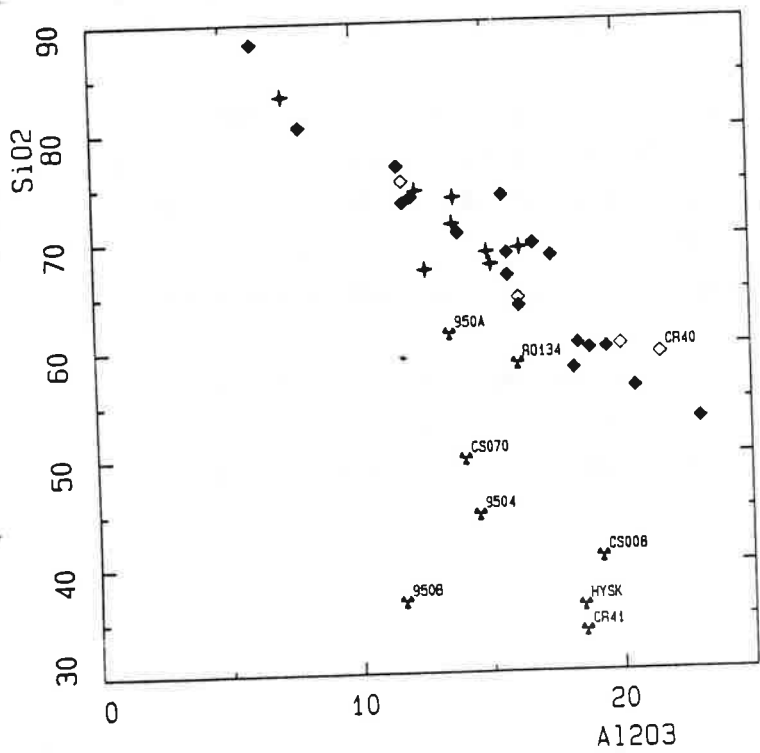
a- diagramme MnO:Al₂O₃



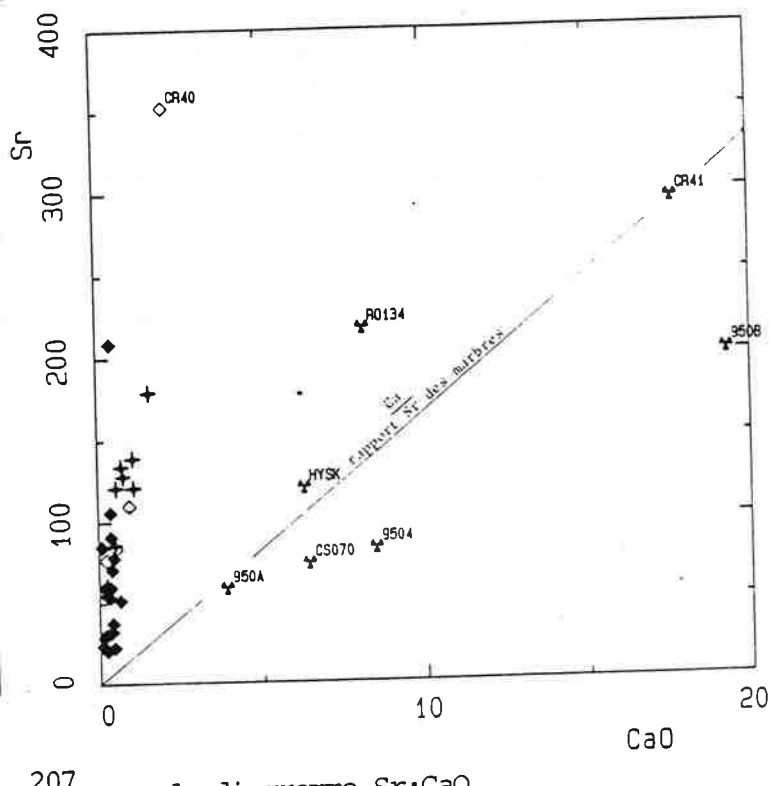
b- diagramme CaO:Al₂O₃

- ◆ Roche schisteuse transformée à scheelite
- + Tuf rhyolitique volcano-sédimentaire
- ◆ Grés-pélite
- ◇ Grès feldspathique

Figure III.43 a,b,c,d



c- diagramme SiO₂:Al₂O₃



d- diagramme Sr:CaO

voisines de celles de GASC (Perrin et Demange 1989) qui sont des roches fréquemment métasomatisées, à la différence des schistes. Sachant que la majorité du calcium dans ces roches est présente sous forme de calcite, le calcium a été remobilisé (c'est à dire mis en solution et redéposé), ce qui explique alors la faible quantité. CS008 avec ses 0,666 % de calcium est une erreur analytique car la roche contient 20 % de calcite.

- le strontium est proportionnel au calcium (voir fig.III.43d). D'autre part, ces roches contiennent environ dix fois moins de strontium que leur équivalent magmatique, comme par exemple le trachybasalte de Cerro la pillita qui contient 2 250 ppm de Sr pour 7,68 % de CaO (ref.).

De plus, ici, le minéral calcique dominant est la calcite. On peut donc considérer :

- i) que le strontium est lessivé ;
- ii) que le strontium est incorporé dans la calcite ;
- iii) que le rapport Ca/Sr qui, on peut le remarquer au passage, est celui des marbres, correspond en réalité au coefficient de concentration de la calcite pour le strontium.

A titre d'exemple, Veizer (1983) donne pour $D_{\text{Sr}}^{\text{calcite}} \approx 10^{-1}$ dans l'eau de mer, ce qui correspond à 1 000 ppm dans la calcite pour une eau marine (Veizer 1983). Ceci expliquerait pourquoi toutes les roches transformées ont le même ratio Ca/Sr.

- la silice : on n'observe aucune corrélation à l'alumine. En l'absence d'une référence au sein de la série, on ne peut que comparer aux données de la littérature. Pour les valeurs en titane présentes, les valeurs de la silice se situent entre 45 et 50 %. Ici, les valeurs sont parfois très basses (36 %) pour HYSK, 950-B ou trop élevées (61,30 %) pour 950-A. La silice pourrait donc avoir un comportement variable selon les échantillons. Ce n'est pas tout à fait vrai. Par exemple, 950-B est diluée par le calcium, c'est pourquoi le poids relatif de silice diminue. Cette réflexion est également valable pour HYSK dilué par le fer (14,50 % Fe_2O_3).

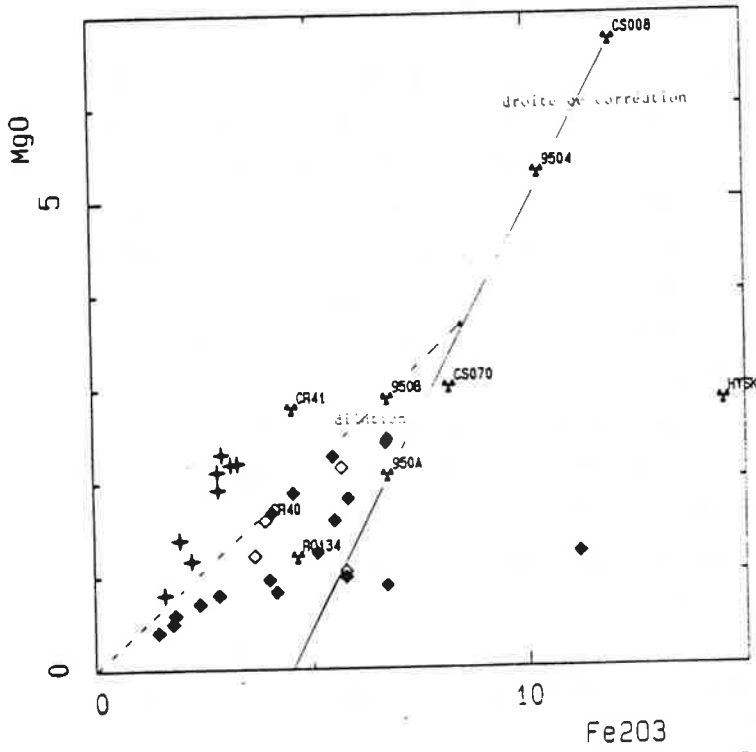
Les échantillons, avec une teneur aux alentours de 45 %, ne montrent pas une mobilité importante de la silice. Seul donc 950-A montre un apport de silice. La silice est donc soit peu mobile soit apportée.

- Fer et Magnésium ont un comportement difficile à déchiffrer. Le rapport Fe/Mg est extrêmement variable. HYSK est clairement enrichi en Fe. Cela se voit très bien sur le diagramme Fe_2O_3 :MgO. Les autres échantillons dessinent une belle droite ne passant pas par l'origine. 950-B y est un peu à l'écart, si l'on modifie sa teneur en fer et magnésium au moyen d'un coefficient de dilution, il se retrouve sur la droite. Deux hypothèses :

. fer et magnésium sont corrélés car enrichis dans les mêmes proportions. Pourquoi alors HYSK est lui très enrichi en fer et non en magnésium ?

. cette corrélation est magmatique, mais alors le titane devrait varier lui aussi dans de telles proportions, ce n'est pas le cas.

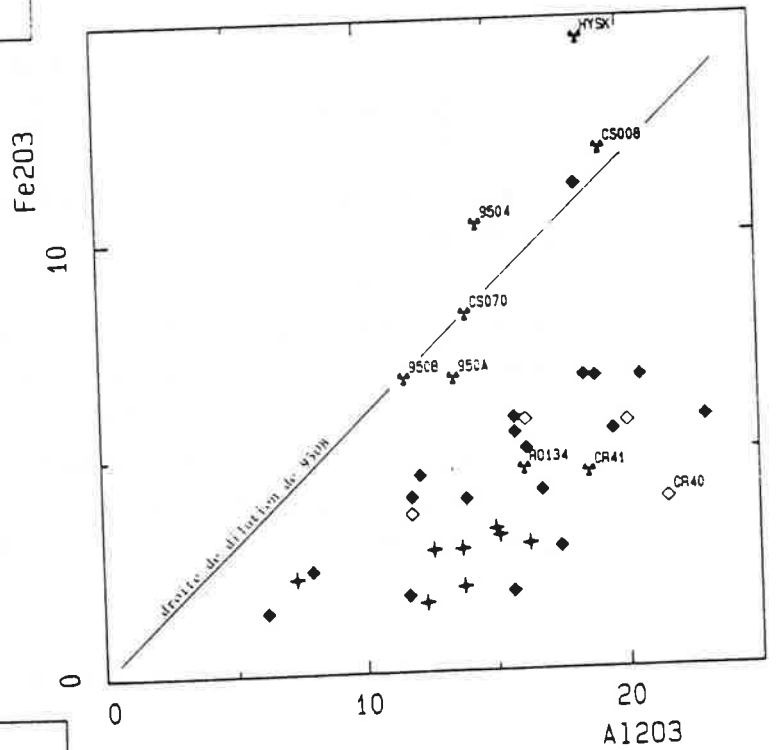
Figure III.44 a,b,c



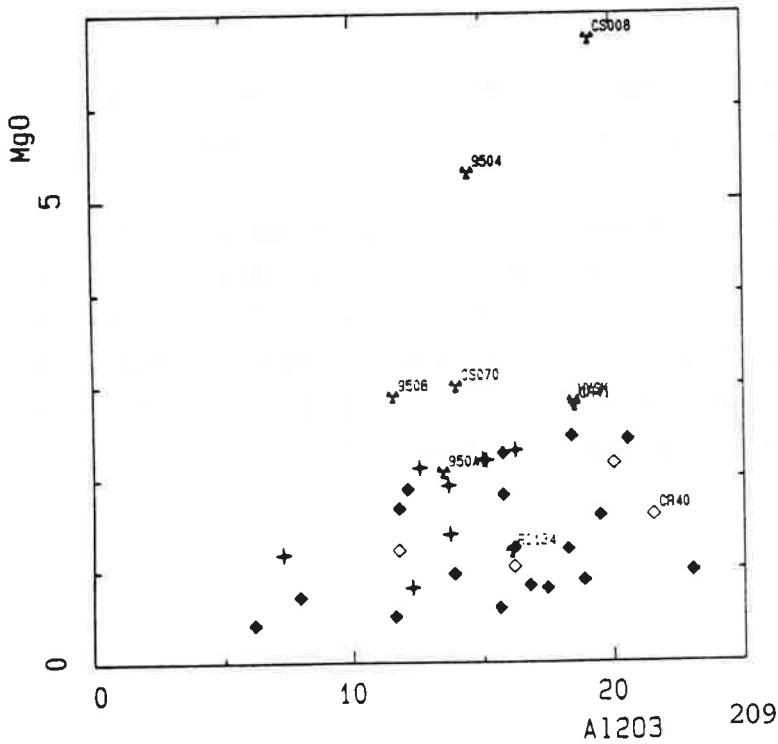
a- diagramme MgO:Fe₂O₃

- ✦ Roche schisteuse transformée à scheelite
- ✦ Tuf rhyolitique volcano-sédimentaire
- ◆ Grés-pélite
- ◇ Grés feldspathique

b- diagramme Fe₂O₃:Al₂O₃



c- diagramme MgO:Al₂O₃



En règle générale, le magnésium est réputé peu mobile dans les processus métasomatiques. Mais ici sa variabilité ne peut s'expliquer par dilution (aucune corrélation MgO/Al_2O_3 dans la fig.III.44c). Les teneurs sont dans la gamme de celle des roches éruptives basiques parfois même un peu basses. L'hypothèse la plus vraisemblable en l'absence de références au sein de la série, est que fer et magnésium ont été remobilisés et redistribués différemment selon les échantillons. Le rapport Fe/Mg étant alors imposé par le fluide, ce qui expliquerait la corrélation observée. Seul HYSK présente un enrichissement notable.

L'yttrium montre aussi ce même phénomène de dispersion (Fig.III.45a), il n'est pas lié à une phase minéralogique, puisque 950-B, malgré l'abondance relative du grenat ne montre aucun enrichissement particulier.

Aucun apport particulier, ni dilution ne sont visibles, les échantillons se distinguent des schistes par leurs faibles teneurs.

De même, la dispersion du nickel ne s'explique par aucun phénomène de dilution, il paraît avoir été redistribué par le fluide à la suite des destructions minéralogiques.

L'yttrium comme le nickel doit être considéré comme hérité, mais redistribué.

Le lanthane est très faible et ne peut être discuté vu la fiabilité du dosage à ces teneurs. On peut seulement constater qu'il ne peut guère être apporté. Le peu qu'il y ait est hérité.

Le baryum est extrêmement variable ; c'est normal, un filon de calcite à barytine recoupe l'affleurement 950 et peut donc fort bien avoir modifié, tardivement par rapport au phénomène métasomatique, les teneurs. Ce filon de calcite à barytine est à rattacher à la famille des filons à Plomb-Zinc tout à fait tardifs dans l'histoire hercynienne de la région et sans rapport avec les skarns.

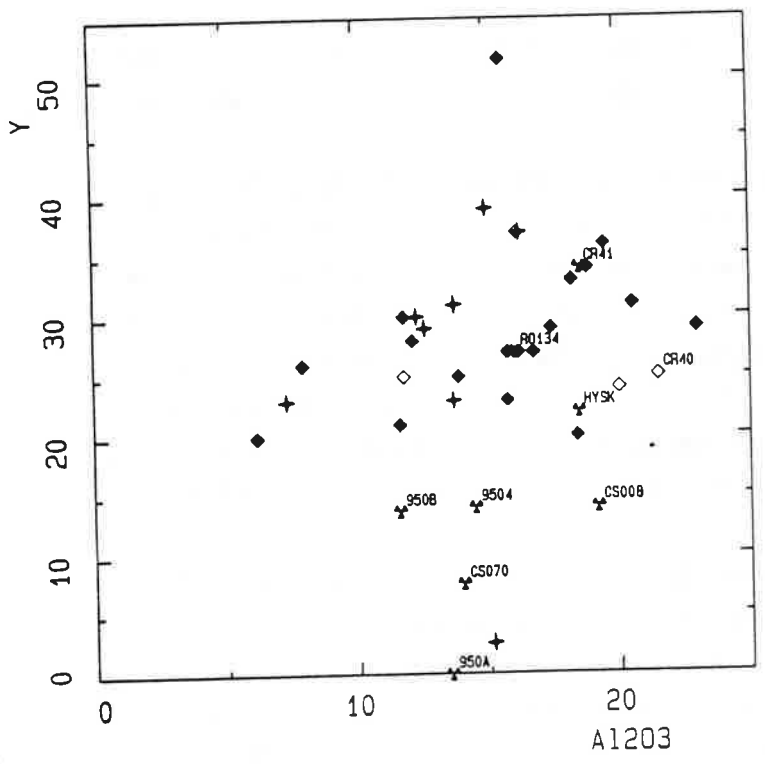
Le potassium, pour des roches basiques, montre des teneurs élevées et sans corrélation avec l'alumine. Il peut donc éventuellement avoir été apporté.

5-5 Roches à substrat schisteux

Cette discussion porte sur deux échantillons : CR41 prélevé contre l'affleurement principal et R013-4 prélevé en sondage dans une carotte de schistes à proximité de l'affleurement principal.

Outre les observations pétrographiques, on constate pour un grand nombre d'éléments que leur niveau de teneur est très différent de celui observé pour les R.S.T.S. des affleurements 950 et HY. En effet, Cs, Ba, La, Ce, Zr, Y sont élevés et dans une gamme de teneur voisine de celle des schistes tandis que les roches provenant des affleurements 950 et HY ont des teneurs plus faibles. Tandis que Ni, Nb sont faibles à l'égal des schistes par rapport aux échantillons 950 et HY.

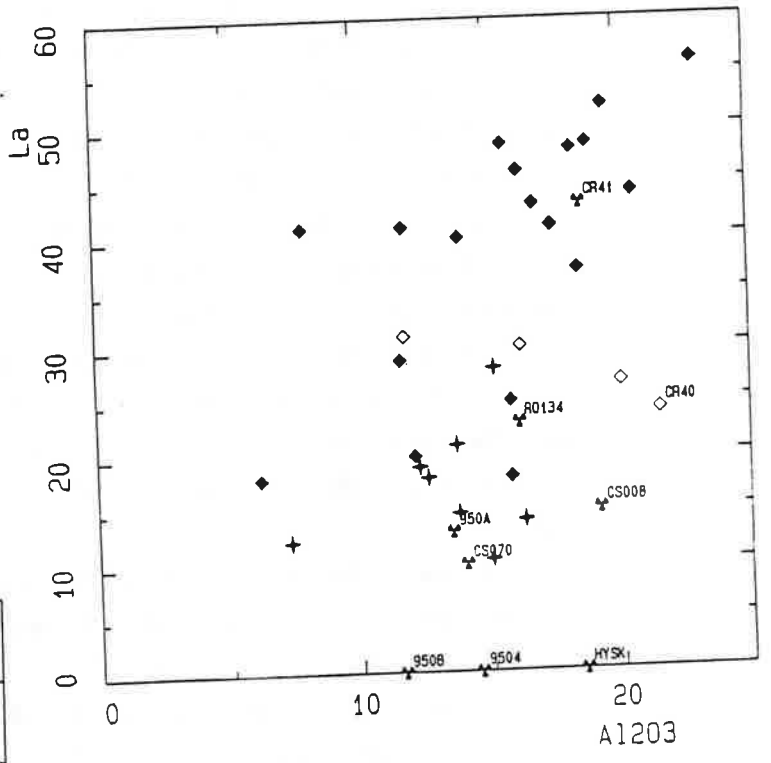
Figure III.45 a,b,c



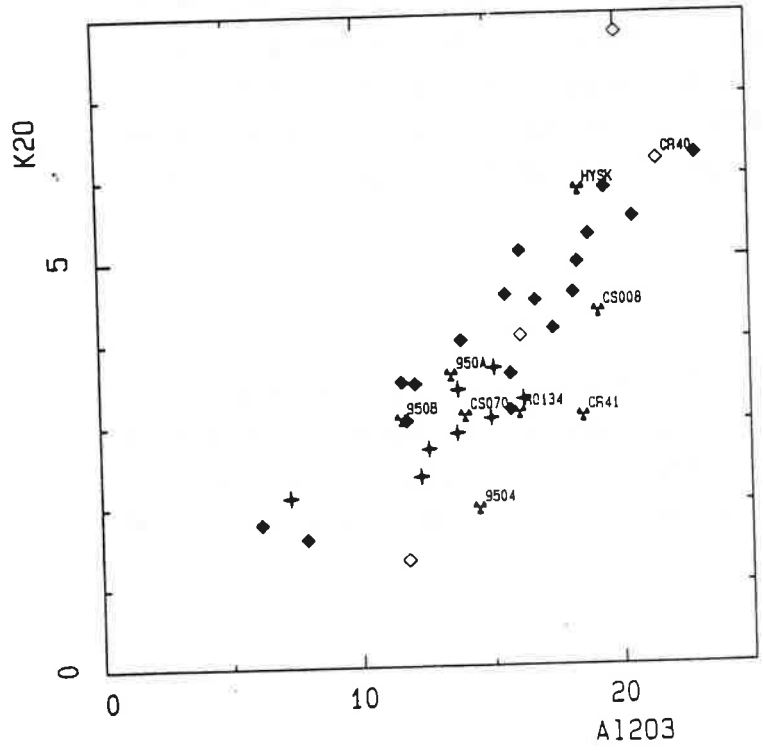
a- diagramme Y:Al₂O₃

- ◆ Roche schisteuse transformée à scheelite
- ✦ Tuf rhyolitique volcano-sédimentaire
- ◆ Grés-pélite
- ◇ Grès feldspathique

b- diagramme La:Al₂O₃



c- diagramme K₂O:Al₂O₃



Autrement dit, il est évident que le substrat de R013-4 et CR41 n'est pas le même que celui des roches provenant de HY et 950 et que ce substrat est à rapprocher des schistes.

Dans un grand nombre de diagrammes par exemple $Ti:Al_2O_3$; $Zr:Al_2O_3$; $La:Al_2O_3$; $Y:Al_2O_3$ (voir fig.III.41a,b,45b,a) ; les deux échantillons se situent dans le champ des schistes. Les teneurs en ces éléments sont très supérieures à celles observées dans les skarns sur marbres, où l'on a vu que, malgré des potentialités cristallographiques, ces éléments n'étaient pas incorporés, et qu'ils étaient donc absents ou en concentration très insuffisante dans le fluide. Les teneurs présentes dans ces deux échantillons sont donc héritées. Le substrat est grésopélitique. L'échantillon RO13-4 s'écarte légèrement du champ des schistes dans les diagrammes $TiO_2:Al_2O_3$ et $Zr:Al_2O_3$. De deux choses l'une :

i) ces éléments sont dilués à cause de la métasomatose (apport massif de calcium). Dans ce cas CR41 qui a une teneur en calcium beaucoup plus élevée (17,3 %) devrait lui aussi présenter le même phénomène,

ii) ou bien la roche avait à l'origine une composante calcitique et les teneurs étaient donc diluées avant transformation.

Un diagramme $SiO_2:Al_2O_3$ (Fig.III.43.c) nous montre particulièrement bien que la silice est lessivée au cours de la métasomatose. L'aluminium est constant. 8 % de silice ont disparu pour R013-4 et 20 % pour CR41.

Dans les schistes de la série sédimentaire, la silice est présente essentiellement sous forme de quartz, les minéraux nouveaux d'origine métasomatique dans ces deux roches sont pour l'essentiel de la calcite.

Quartz et calcite présentent la même masse volumique (2,64 et 2,71 respectivement) et un même poids moléculaire de SiO_2 et de CaO , autrement dit le remplacement de la silice par la calcite a lieu à masse volumique constante. Dans la transformation de ces deux échantillons, un phénomène de dilution n'intervient donc pas.

La faiblesse en Ti, Zr, Al observée dans RO13-4 n'est donc pas due à une dilution métasomatique. La dilution est sédimentaire. Un seul élément peut être le diluant de ces deux éléments respectivement liées à la fraction pélitique et à la fraction détritique, c'est le calcium. D'ailleurs A. Zahm (1987) dans son étude des alternances carbonato-pélitiques montre une corrélation Ti/Al liée à la variation du calcium. L'échantillon RO13-4 était une pélite calcareuse.

Eléments apportés par le fluide :

Il est évident de constater que Cu, Zn, W et Sn sont déposés par le fluide, quoiqu'on puisse constater aussi que Cu et Zn ne vont pas forcément de pair, RO134 ne montrant qu'un enrichissement en Zn. W et Sn ne sont pas plus liés puisque CR41 multiplie par 12 la teneur en Sn et W par 24 tandis que R0134 multiplie Sn par 45 et W

par 2. Ceci étant dû en partie à un contrôle minéralogique, le grenat étant présent dans RO134 a pu piéger l'étain tandis que dans CR41, seules les phases tardives sont présentes, elles ne piègent pas Sn.

Le manganèse est présent lui aussi en quantité anormale (voir fig.III.43a).

Le calcium est bien sûr ici l'élément qui est apporté en grande quantité.

C'est évident pour CR41 avec ses 17,6 % de CaO, mais c'est aussi le cas, bien que dans une moindre mesure, pour RO134 avec 8,1 %.

En effet, si autant de calcium était présent au départ, la roche serait beaucoup plus appauvrie en Ti, Zr, Al qu'elle ne l'est, car elle montre un comportement pour ces éléments semblable à CR40 qui ne comporte que 2 % de CaO (Fig.41a et b). Autrement dit, environ 5 à 6 % (% absolus) du calcium présent dans RO134 est d'origine métasomatique.

Le strontium est également un élément apporté conjointement au calcium. Le rapport Ca/Sr étant celui des marbres ! (Fig.III.43.d)

Eléments lessivés par le fluide :

On constate un départ de la silice, comme cela a été mentionné plus haut. Le fer peut être également lessivé, comme c'est le cas pour CR41 mais pas pour RO134. En effet, sur un diagramme Fe_2O_3/MgO , CR41 sort totalement du champ des schistes, mais cela est dû à un lessivage du fer car la teneur en MgO est, elle, normale.

Malgré une intense altération potassique (présence abondante de muscovite), on peut constater que le potassium présente des teneurs tout à fait normales, autrement dit la présence de muscovite ne traduit qu'un remaniement minéralogique.

Un petit bilan montre que l'échange calcite \leftrightarrow quartz est bien valable : pour CR41, un apport de 17 % de CaO correspond à 18,2 % de silice lessivée, dans l'hypothèse d'un remplacement calcite \leftrightarrow quartz pour RO134 6 % de CaO correspond 6,42 % de SiO_2 . Ceci étant calculé en utilisant les masses volumiques qui sont d'ailleurs très comparables. Les valeurs sont dans la fourchette de ce que l'on peut déduire des diagrammes avec l'hypothèse de l'aluminium constant.

Pour ces deux échantillons, le fluide n'a que peu d'influence sur le comportement des éléments suivants : Ni, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Zr, Y.

Sont lessivés la silice et le fer (cas unique de CR41 pour environ 2 % du fer). Sont apportés Ca, Sr, Cu, Zn, W, Sn, Mn, P (pour CR41 uniquement).

Le skarn RO13-4 s'est développé sur une pélite calcaireuse, contenant environ 3 % de CaO, tandis que CR41 semble bien s'être développé sur une pélite. On remarquera que CR41 a été prélevé au contact d'une grenato-idocrasite de l'affleurement principal de skarns.

6- Quelques résultats concernant les isotopes du soufre, du carbone et de l'oxygène

6-1 Géochimie isotopique du soufre

Seul l'échantillon CR33 présente des minéraux assez gros pour être fraisés et de nature différente de la blende qui, avec ses inclusions de chalcopryrite, est inutilisable. Deux analyses seulement ont pu être effectuées. La pyrite a un rapport $\delta^{34}\text{S} = + 5,98$ et celui de la chalcopryrite est de $+ 5,11$. Les valeurs sont normées au standard CDT (Canon diablo troïlite).

Ces valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ se situent dans le domaine des sulfures d'origine magmatique (figure 10.1, Ohmoto in Barnes, 1979). Mais, seule la valeur isotopique du soufre total peut renseigner sur l'origine. Or cette valeur est fortement dépendante de la nature des espèces en solutions, du pH, de f_{O_2} et de la température lors du dépôt des sulfures. Toutes ces données étant inconnues, il n'est guère possible d'aller plus loin dans le raisonnement.

L'utilisation de ce couple à des fins géothermométriques est délicate, car pyrite et chalcopryrite ont un coefficient de fractionnement isotopique très proche. De plus, les meilleurs résultats sont donnés par des minéraux au contact l'un de l'autre, dès qu'ils sont séparés un facteur de déséquilibre intervient (Casadevall et Ohmoto, 1977).

Selon les courbes de Friedmann et O'neil, la température de formation de ce couple est de 430° et avec l'équation de Rye et Ohmoto on obtient 445° . Ces températures sont très élevées pour une phase tardive, elles sont probablement non significatives. En effet, si la pureté des minéraux n'était pas égale à 100 %, le $\Delta^{34}\text{S}$ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{py}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{cp}}$) est alors moins élevé et donne donc des températures apparemment supérieures aux températures réelles, ce qui ici est probablement le cas.

6-2 Géochimie isotopique des carbonates

Les rapports $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été dosés sur des calcites prélevées dans diverses situations. Les analyses ont été faites au département MGA du BRGM. $\delta^{18}\text{O}$ est normé à la moyenne de l'eau de mer (SMOW) et $\delta^{13}\text{C}$ à PDB (test de Belemnite en provenance de la formation de Peedee).

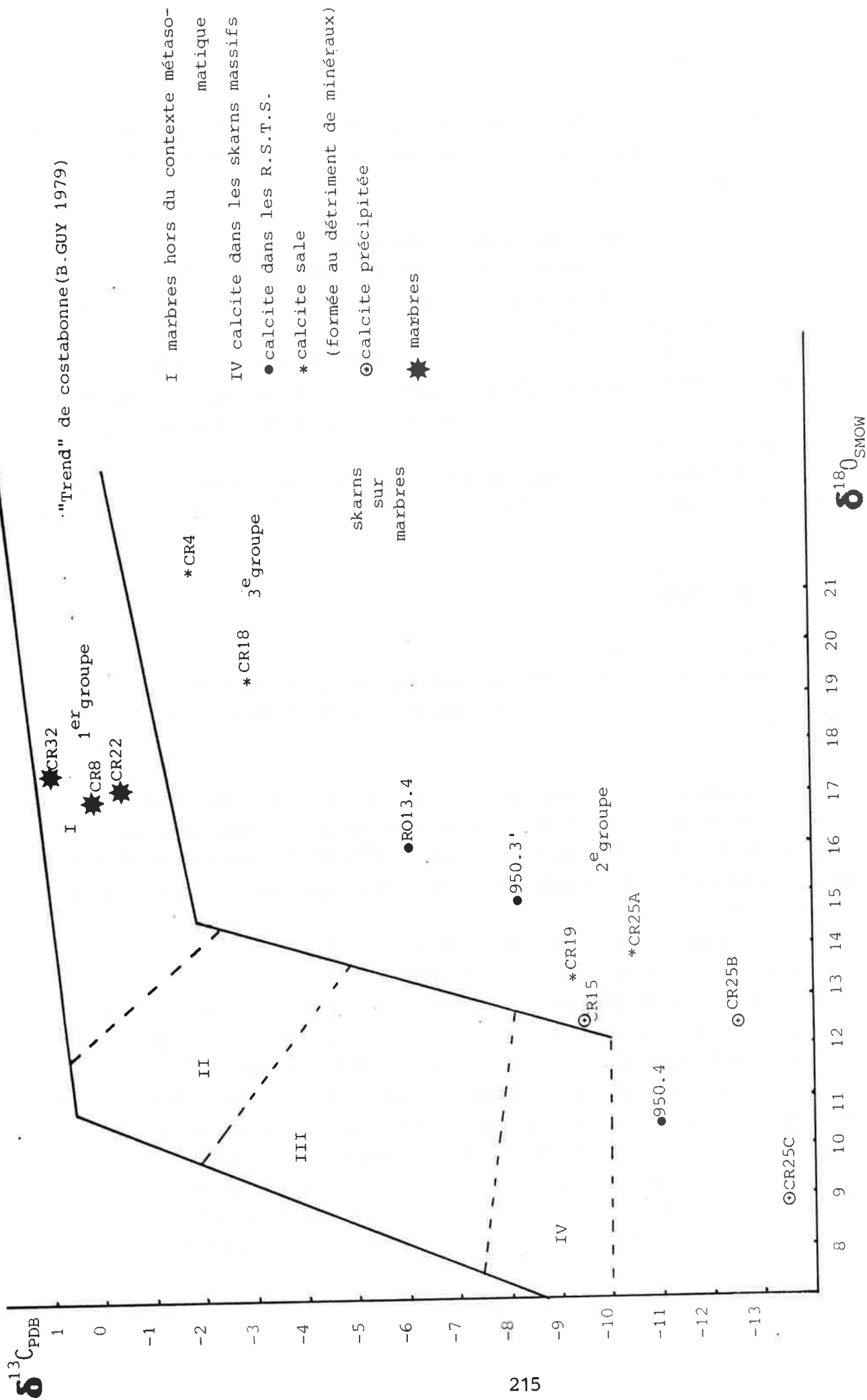


Figure III.46 : Comparaison Costabonne-Longobucco

a) Présentation des résultats :

Les valeurs ont été reportées dans un diagramme $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ (Fig.III.46) où pour comparaison a été également mis le contour des valeurs obtenues par B. Guy (1979,1988) pour Costabonne.

Les valeurs se répartissent en trois grands groupes :

- un groupe est constitué par les calcites de marbres ($\delta^{13}\text{C} \cong 0$, $\delta^{18}\text{O} \cong 17$). On constate qu'il s'intègre totalement aux données sur Costabonne concernant les marbres non modifiés d'origine sédimentaire.

- un deuxième groupe rassemble les calcites précipitées dans les skarns sur marbre et les RSTS (à substrat "schisteux" RO13-4 et à substrat amphibolitique 950-3' ; 950-4). Ces calcites présentent un $\delta^{13}\text{C}$ bas (- 13,5 à - 8,3) et un $\delta^{18}\text{O}$ plus bas que celui du groupe précédent.

- un troisième groupe est tout à fait à part des deux autres et comprend des calcites formées au détriment de minéraux et présentant un $\delta^{13}\text{C}$ élevé ($\cong - 2$) ainsi que $\delta^{18}\text{O}$ élevé ($\cong + 20$).

b) Interprétation :

Le problème ici posé est :

- 1/ de déterminer le type d'eaux responsable des valeurs observées
- 2/ de reconnaître le ou les facteurs responsables de l'agencement des valeurs.

Le premier groupe est constitué de calcites dites d'origine sédimentaire, la figure III.48 permet de les comparer à l'ensemble des valeurs de roches sédimentaires. On constate que si $\delta^{13}\text{C}$ est situé au même niveau, le $\delta^{18}\text{O}$ des marbres de Longobucco est un peu faible ($\delta^{18}\text{O} \cong 17$), tandis que les marbres sédimentaires ont des valeurs plus élevées ($\cong 20$).

Or on a constaté (cf. paragraphe 3.4) que ces marbres montraient la trace du passage de fluide (valeurs de W, Zn, Cu modifiées).

Il semblerait donc que l'on puisse attribuer ces faibles valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ à un début d'échange avec le fluide, sachant que le carbone a tendance à rester inerte. Ce type de phénomène a d'ailleurs déjà été mis en évidence par R. Le Guyader (1982).

Le second groupe de valeurs concerne uniquement les skarns, et pour l'essentiel des calcites précipitées. On constate qu'aucune droite ne peut relier les valeurs des skarns à celles des marbres. On doit donc en conclure que l'encaissant direct n'a aucune influence sur le fluide. Ceci se comprend aisément quand on connaît le volume de fluides nécessaires pour former un skarn ($10 \text{ m}^3/\text{m}^2 \times 100\,000 \text{ ans} \times 50 \text{ m}^2 = 5.10^6 \text{ m}^3$, selon les données de Kerrick, 1977) et le volume de marbre présent ici (à peine

quelques centaines de m³), d'autant que l'oxygène au moins est présent en grosses quantités dans le fluide.

La principale caractéristique du groupe est la basse valeur du rapport $\delta^{13}\text{C}$.

Or la calcite s'appauvrit fort peu en ^{13}C (voir figure III.47), elle a beaucoup plus tendance à s'enrichir, cette valeur faible en ^{13}C est donc à relier au type d'eau ayant précipité cette calcite. En général, les eaux métamorphiques ont un $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -9 et -3. Les eaux météoriques présentent des valeurs autour de zéro, tandis que le carbone réduit est lui entre -16 et -20 (Ohmoto et Rye, 1979); Pour une température de 400°, le fractionnement de la calcite avec l'eau est de -2,80 (selon les courbes de Friedmann et O'Neill, 1977) le $\delta^{13}\text{C}$ du fluide pour un carbone sous forme de CO_2 est alors compris entre -10,7 et -6,8.

L'unique résultat que l'on puisse obtenir de ces basses valeurs est qu'il y a au sein du fluide une forte proportion de carbone à l'origine réduit, donc une influence notable de l'encaissant sur le fluide. Ceci n'est pas inattendu puisque les skarns sont situés dans un rayon de 100 m à partir du contact du granite et non adjacents au granite, d'autre part certains échantillons de schistes présentent de la matière organique en abondance (MD21 par exemple), les marbres eux-mêmes en contiennent aussi (mais peu). Le deuxième groupe de valeurs montre donc l'importance d'eaux en équilibre avec les roches métamorphiques au sein du fluide skarnificateur. Le $\delta^{18}\text{O}$ présumé du fluide (+6 à +9,6) correspond lui aussi au domaine des eaux métamorphiques ainsi défini par Sheppard (1977). On peut aussi remarquer que ces valeurs rentrent également dans la "boîte" des valeurs magmatiques définie par le même auteur. Mais ceci ne nous avance guère puisque les deux domaines étant emboîtés, il nous est impossible de séparer les deux origines.

Le troisième groupe ne comprend que des échantillons ayant de la calcite produite par destruction in situ de minéraux préexistants.

L'idée première était d'attribuer la grande différence des $\delta^{18}\text{O}$ du troisième groupe par rapport au second groupe, à une chute de température, cette idée étant accréditée par la texture des minéraux (mal cristallisés, sales) soit un habitus typique de minéraux ayant des difficultés à cristalliser et dont la cause pourrait être due à une chute de température. Pour une température de 200°C, les $\delta^{18}\text{O}$ du fluide correspondant à ce groupe de calcites se situent dans la même gamme de teneurs que le fluide en équilibre avec le second groupe de calcites. Mais la forte variation de $\delta^{13}\text{C}$ n'est pas du tout expliquée dans ces conditions ($\delta^{13}\text{C}$ fluide à 200°C = -4 et $\delta^{13}\text{C}$ 2^{ème} groupe = -10).

Il semblerait donc plus logique de chercher l'origine des variations dans l'importance croissante (avec le temps et/ou la baisse de température) d'un autre fluide. Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ correspondant à ces calcites pour une température de 200° rentre tout à fait dans la gamme des fluides météoriques géothermaux (Sheppard 1977 par exemple). Le $\delta^{13}\text{C}$ légèrement négatif rentre lui aussi dans la gamme des fluides

géothermaux (- 3 à - 5, Hoefs, 1973). En effet, seuls les fluides géothermaux chauds peuvent avoir un rapport isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ proche du zéro puisque l'essentiel du carbone contenu est oxydé.

Le deuxième et le troisième groupe de valeurs dessinent dans les figures précitées une assez belle droite de corrélation. En bas à gauche se situent les calcites précipitées, en haut à droite les calcites de destruction in situ. Entre les deux, les échantillons RO13-4, 950-3' et CR19 présentent les deux types de calcites et dessinent parfaitement bien la droite. L'échantillon CR25A s'écarte de la droite, mais ici le phénomène est différent puisqu'il s'agit d'une calcite provenant de la réaction de destruction de la wollastonite. On a montré au paragraphe 2.1.2. que cette transformation était un phénomène assez précoce par rapport à la précipitation des calcites, il est donc normal que les valeurs isotopiques ne correspondent pas (la température n'étant vraisemblablement pas du tout la même).

Au vu de cette droite de corrélation et de la nature de la calcite qui compose les divers échantillons, on peut interpréter la dispersion des valeurs comme correspondant à une droite de mélange de deux types de calcites. Il ne semble par contre guère évident que cela corresponde à un mélange de fluide (avant formation de la calcite).

c) Comparaison avec d'autres gisements :

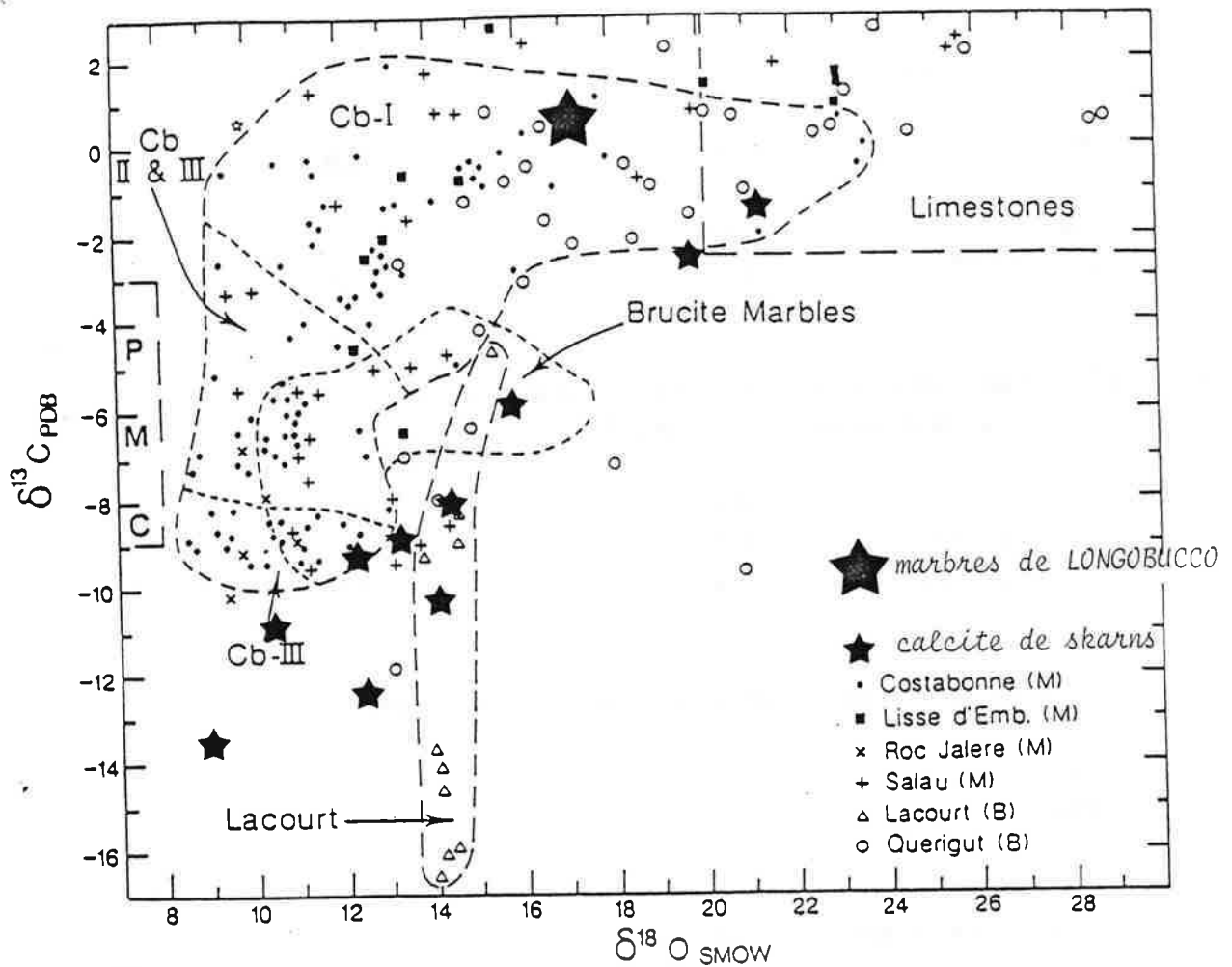
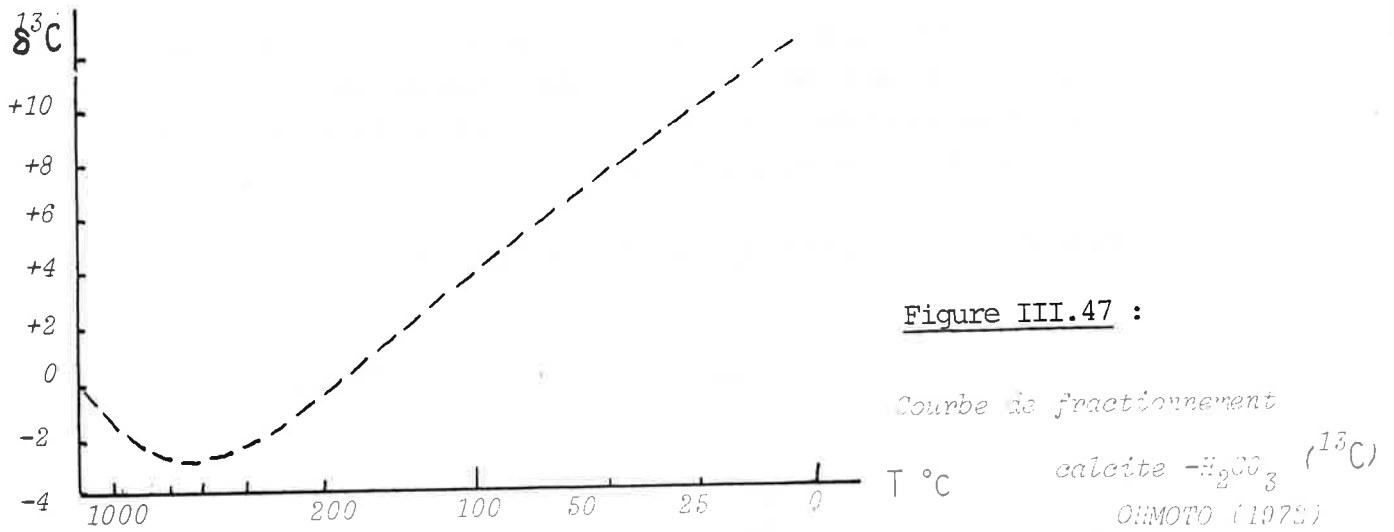
Dans la figure III.48, on constate que les valeurs provenant de Longobucco se situent pour partie au sein du domaine des skarns stériles pyrénéens. La différence de composition isotopique entre skarns stériles et skarns minéralisés, et par là leur potentiel métallogénique, a été attribuée à l'importance dominante d'eaux métamorphiques et météoriques dans la formation des skarns stériles (Guy 1979, Toulhoat, 1982).

Je rappelle que les skarns de Longobucco sont minéralisés en scheelite (jusqu'à 2 % de WO_3). Si, à l'aide des données isotopiques, l'influence d'eaux magmatiques n'a pas été prouvée, elle ne peut non plus être exclue. Seule l'influence d'eaux métamorphiques ou météoriques a pu être montrée, les données isotopiques des eaux magmatiques étant intermédiaires entre celles de types d'eaux précités, il est difficile d'en montrer l'influence.

Les valeurs élevées en $\delta^{18}\text{O}$ des skarns de Longobucco par rapport à celles des skarns minéralisés pyrénéens peuvent être expliquées à l'aide de deux facteurs :

- la valeur du rapport $\delta^{18}\text{O}$ de l'encaissant métamorphique est inconnue et peut être très élevée et donc influencer notablement celle du fluide

- les granites de Longobucco (E. Petrucci, 1987, communication écrite) ont des teneurs en oxygène 18 (10,2 à 11,3) plus élevées que leurs homologues pyrénéens (+ 9 à Costabonne, Salemink et al, 1988), d'où un $\delta^{18}\text{O}$ fluide magmatique lui aussi plus élevé.



On constate que les valeurs isotopiques brutes, sans un minimum de connaissances de géologie régionale et d'analyses de l'environnement (présence de graphite, relations géométriques et chronologiques entre les divers ensembles) ne sont guère applicables directement à la prospection.

Tableau III.8 Valeurs des fractionnements isotopiques des calcites :

<i>Marbres</i>	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
CR8	0,1	17,0
CR22	- 0,4	17,2
CR32	+ 0,7	17,5
 <i>Calcites précipitées :</i>		
CR15	- 9,6	12,6
CR25B	- 12,6	12,4
CR25C	- 13,5	8,8
950-4 (RSTS)	- 11	10,6
 <i>Calcites précipitées + calcites de destruction de minéraux + filons de calcite propre et bien cristallisée :</i>		
CR19	- 9,4	13,3
950-3' (RSTS)	- 8,3	14,6
RO13-4 (RSTS)	- 6,3	15,9
 <i>Calcites de destruction de minéraux (grenats essentiellement) :</i>		
CR4	- 1,8	21,6
CR18	- 3,1	19,3
 <i>Calcite de destruction de wollastonite :</i>		
CR25A	- 10,5	13,8

Pour une description des roches se reporter à l'annexe n°4.

7- Minéraux et terres rares

Certains minéraux hydrothermaux sont utilisés depuis des années comme traceurs de l'origine des fluides (Grappin et al 1979, Raimbault 1984;1985;1987).

Leur spectre de lanthanides est alors comparé à celui des sources potentielles.

Ceci est rendu possible grâce à l'incorporation peu sélective des lanthanides dans le réseau de ces minéraux (Marchand 1976 pour la fluorine, Cottrant 1981 pour la scheelite) ainsi qu'à un fort coefficient de partage, ce qui rend possible les mesures.

A Longobucco, trois espèces minérales (scheelite, apatite et fluorine) ont été analysées (analyste L. Raimbault). Leur contenu en éléments traces et lanthanides est reporté dans l'annexe n°3.

Ceci dans le but de répondre à quatre questions :

- Existe-t-il une ou plusieurs générations de scheelite à l'instar d'autres gisements ?
- la formation de la scheelite dans les RSTS et dans les skarns procède-t-elle du même phénomène ?
- Sachant que les trois minéraux précités ne sont pas synchrones, leur cristallisation est-elle à relier à un seul et même phénomène ?
- Quelle est l'origine du ou des fluides minéralisateurs ?

7-1 *Les scheelites*

a) les éléments traces

Le molybdène ici est peu abondant (100 à 800 ppm). Seule une scheelite présente une teinte légèrement jaune aux U.V. et elle présente 3 200 ppm. Ceci est cohérent avec les données de R. Le Guyader (1982) où la scheelite est fluorescente en jaune à partir de 3200 ppm.

Le strontium est ici remarquablement abondant, si l'on compare avec les scheelites extraites d'autres gisements (fig.III.49). A Traversella comme à Costabonne, les skarns sont développés sur dolomie et granite, tandis qu'à Fumade, ils se développent sur des alternances calcaro-pélimitiques. Dans tous les cas, ce type de substrat est pauvre en strontium par comparaison aux marbres calcitiques. Le strontium des scheelites de skarn sur marbre est donc ici vraisemblablement hérité du substrat. Celui des scheelites de RSTS est lui apporté par le fluide comme on l'a déjà vu au paragraphe 5.

Le tantale présent en faibles quantités (fig.III.49), doit être ici considéré comme apporté par le fluide. En effet, les teneurs des marbres sont dix fois plus faibles que

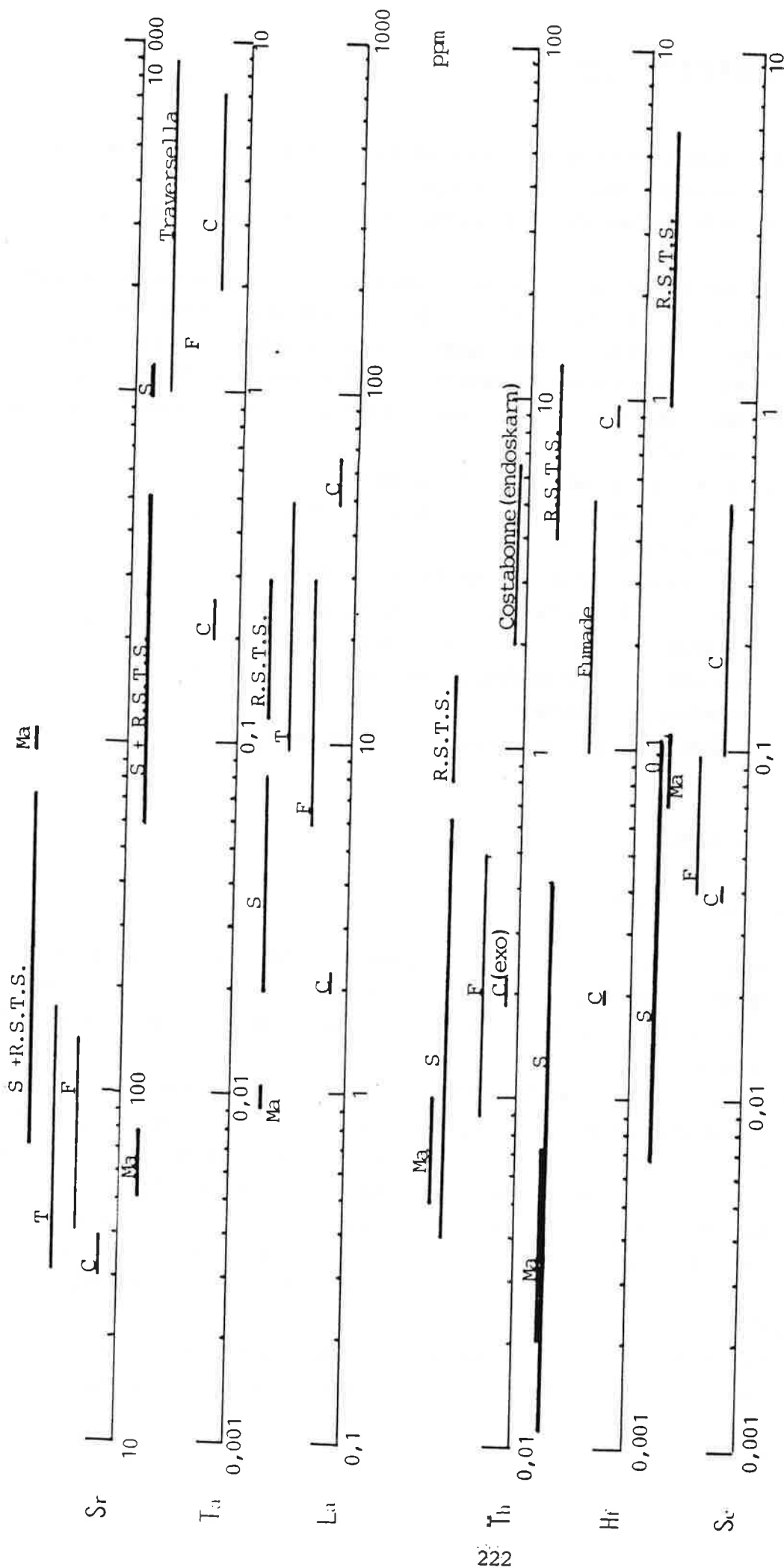


Figure III.49 :

Schéma comparatif du contenu en éléments traces de diverses scheelites de skarns

Ma :marbres de longobucco T: traversella (j. Vander Auwera 1988) C: costabonne (r. Le guyader 1982)
 S: skarns sur marbres F: fumade (b. Tessier, non publié)

celles des scheelites. Aucun processus concentrateur à partir du marbre ne peut être envisagé puisque le grenat qui cristallise avec la scheelite contient également du tantale (1,47 ppm). Les teneurs en tantale sont homogènes et ne peuvent être reliées à la présence de micro-inclusions. Ceci va dans le sens des données de Kudrina (1976 in Raimbault 1984) qui montre que le tantale étant incorporé dans le réseau de la scheelite en remplacement du tungstène, est apporté par le fluide. Ceci nous amène à penser :

- 1- le fluide est pauvre en tantale comparativement à celui d'autres gisements,
- 2- les scheelites de skarn et de RSTS sont formées à partir d'un même type de fluide, les teneurs étant confondues.

Th, Hf et Sc sont trois éléments qui discriminent nettement les scheelites de skarn sur marbre et de RSTS (fig.III.49). En effet, les domaines de compositions pour ces éléments pour les deux types de scheelites sont distincts. Les scheelites de RSTS ont des teneurs toujours élevées, de plus ce sont les seules à contenir du chrome, les scheelites de skarn ont un domaine de composition recouvrant celui des marbres. Il faut donc considérer que le contenu en Th, Hf, Sc et Cr des scheelites de Longobucco est hérité du substrat, ce qui signifie que les scheelites incorporent ces éléments dans leur réseau ou bien qu'un certain nombre de micro-inclusions, ou minéraux libres ont été analysés en même temps. Le fluide vraisemblablement véhiculait ces éléments en teneurs très inférieures à celle des marbres.

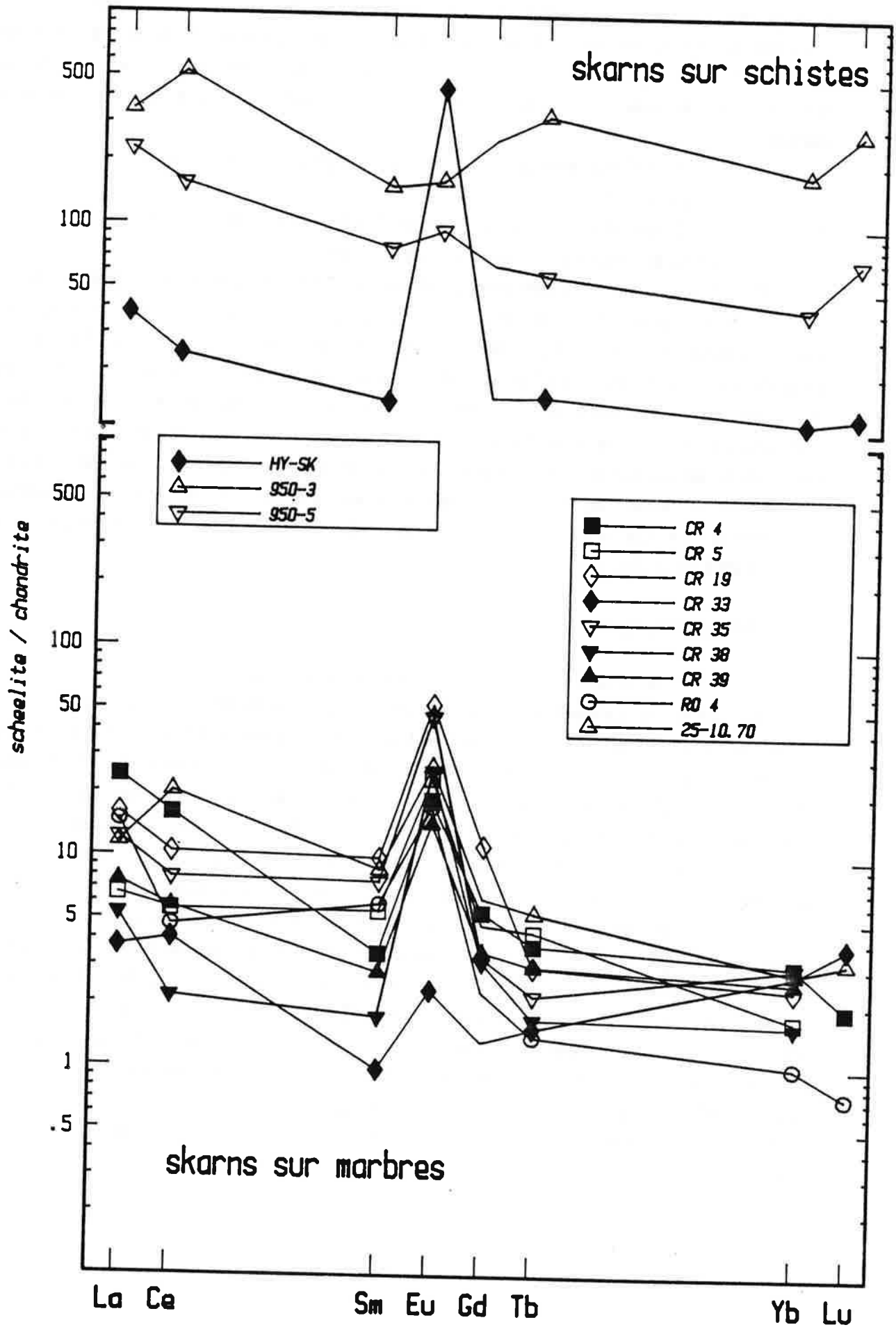
b) les lanthanides

. les scheelites prélevées dans les skarns sur marbre.

Les différentes scheelites ont été prélevées dans des roches à paragenèse primaire identique, mais à altérations différentes. On peut constater (fig.III.50) que toutes les courbes se superposent bien tant du point de vue des formes générales que des teneurs (5 à 10 fois les chondrites). Elles sont ainsi à peu près assimilables à une seule courbe. On peut donc en conclure qu'il n'y a qu'une seule génération de scheelite. Les altérations successives n'ont pas permis la cristallisation d'une autre génération de scheelite. Ces conclusions rejoignent tout à fait l'analyse pétrographique.

Les teneurs en terres rares de ces scheelites sont très faibles, pour voir cela consulter la figure III.49, où sont comparées les teneurs en lanthane de diverses scheelites de skarn. Leur profil est très plat $(La/Yb)_{Nchondrite}$: 2.9 à 14.4. L'anomalie positive en europium est très bien marquée Eu/Eu^* : 3.6 à 11. Sachant que les scheelites ont un fractionnement comparable à celui des apatites, soit un enrichissement des TRlourdes/TRlégères d'environ 5 fois, on peut déjà tirer de cela que le fluide était enrichi en terres rares légères. L'anomalie positive est, elle, héritée du fluide, la scheelite ne piégeant pas préférentiellement Eu^{2+} à Eu^{3+} , Raimbault et al 1987.

Figure III.50 : Spectres de terres rares des scheelites.



Les diverses utilisations que l'on fait des scheelites, à cause de leur fort pouvoir concentrateur, pour remonter au spectre du fluide minéralisateur, reposent sur un principe fort simple : la scheelite a cristallisé à partir d'un fluide. Ici, la chose se complique, puisqu'il y a intervention d'un substrat. Il est vrai que les scheelites dans les skarns sont fréquemment considérées comme étant un minéral précipité en dépit du calcium qui les compose. Mais comme on l'a vu ci-dessus, les scheelites ont hérité d'un certain nombre d'éléments traces des substrats, il n'y a donc aucune raison pour qu'une partie des lanthanides n'ait pas la même origine. Il est donc impossible d'utiliser directement des coefficients de partage connus pour remonter au fluide. De plus, si l'on norme les scheelites au marbre CR32, on s'aperçoit que le profil ainsi obtenu est identique à celui de la roche totale (cf fig.III.51). Il est donc possible que les scheelites aient enregistré deux spectres de terres rares : celui du marbre et celui du fluide; la proportion de chacun d'eux au sein de la scheelite étant inconnue, il est difficile de préciser, par rapport à l'étude du spectre des roches totales, le profil du fluide.

On peut essayer de formuler ainsi la relation existant entre le contenu en terres rares du fluide, celui du marbre et celui de la scheelite: l'interaction fluide-marbre produit un fluide résultant de composition : $M C^{La} = M_{fl} C^{La}_{fl} + M_{ma} C^{La}_{ma}$

M = masse C = concentration Si l'on effectue un bilan de masse on obtient:

$$C^{La} = a C^{La}_{fl} + b C^{La}_{ma}$$

Soit le coefficient de partage minéral fluide

$$K = \frac{(La/Yb)_{scheelite}}{(La/Yb)_{fluide}}$$

et l'équation du rapport La/Yb du "fluide" résultant:

$$\frac{C^{La}}{C^{Yb}} = \frac{a C^{La}_{fl} + b C^{La}_{ma}}{a C^{Yb}_{fluide} + b C^{Yb}_{marbre}} \quad (1)$$

a et b représentent les proportions relatives de l'une et l'autre "source".

$$a + b = 1 \quad (2)$$

On est en présence d'un système d'équations à peu près insoluble et de trois inconnues. Essayons un autre raisonnement:

L'échantillon 10.70, dont une scheelite a été extraite, a permis également de séparer un grenat. L. Raimbault et al (à paraître) démontre que si scheelite et grenat sont totalement synchrones :

$$K^{La/Yb}_{schee/grenat} = \frac{(La/Yb)_{scheelite}}{(La/Yb)_{grenat}}$$

ceci que le milieu soit considéré comme ouvert ou fermé,

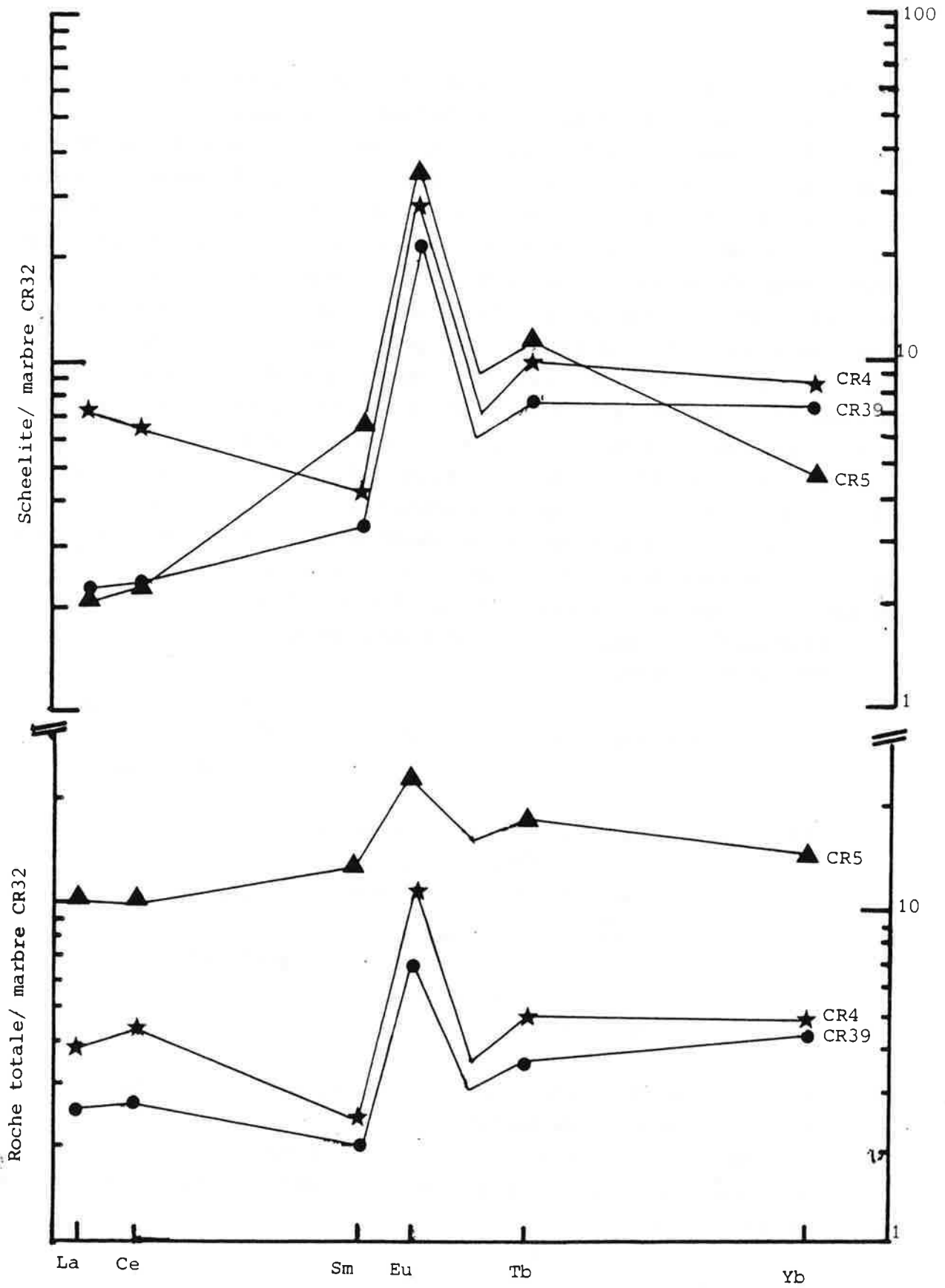


Figure III.51 : Spectres de terres rares des scheelites, normés au marbre.

avec $K_{\text{schee/grenat}}^{\text{La/Yb}} \cong 40 \text{ à } 50$ (L. Raimbault, Communication orale)

Pour l'échantillon 10.70, on obtient ici 0,38, ce qui tendrait à dire que scheelite et grenat ne sont pas synchrones. Pétrographiquement, pourtant, il semblait que grenat et scheelite étaient synchrones.

La courbe de ce grenat, normé à CR32, nous montre qu'il est enrichi en terres rares par rapport au marbre, il y a donc bien intervention forte d'un fluide lors de sa cristallisation, de plus il est enrichi en TRL/TRl ($\text{La/Yb}_{\text{NCR32}} = 1,13$ (Fig.III.37)). Ce spectre peut se comparer à celui des grenatites (excepté CR25C) qui doit représenter grosso modo celui d'un grenat. D'autre part la scheelite n'est pas strictement liée à la zone à grenat, on en trouve aussi dans les pyroxénites. Donc elle ne précipite pas exclusivement au front grenat/pyroxène. Dans ces conditions on peut imaginer un processus en deux temps: au front il y a cristallisation de grenat, en amont le fluide continue à arriver et la scheelite cristallise (avant le front donc sans l'interaction fluide-grenat) le fluide progressant, il passe le front et peut ainsi déposer de la scheelite dans la pyroxénite. Par un tel scénario le diachronisme du grenat et de la scheelite devient ainsi compatible avec les observations pétrographiques et la scheelite (dans la zone du grenat) reproduit le spectre du fluide, l'influence du substrat étant éliminée. Si le milieu est ouvert le calcul du rapport $\text{La/Yb}_{\text{Nchondrites}}$ en utilisant le rapport La/Yb moyen des scheelites ($\cong 5$) et le coefficient de partage fluide-scheelite (Raimbault 1987) donne une valeur de 25 si le milieu est fermé on obtient directement la valeur 5 mais la quantité de scheelite doit être faible pour ne pas influencer la cristallisation du grenat. Ces deux valeurs rentrent dans une gamme normale de valeurs pour des fluides hydrothermaux (Raimbault 1988). Ce raisonnement a l'avantage de négliger les obstacles décrits précédemment et ainsi d'arriver à un résultat semblable et plus précis. Il ne s'oppose en rien à l'inventaire du contenu en traces pour les scheelites sur marbre.

. scheelites extraites des RSTS.

Deux courbes sur les trois ont été réhaussées dans la figure III.50, en fonction de leur dilution par les sulfures (selon les teneurs en Fe et W mesurées).

Les deux scheelites, extraites du même affleurement (950), sont semblables : courbe plate, anomalie quasiment inexistante en europium.

La troisième extraite de l'affleurement HY est aussi très plate, mais avec une anomalie en europium très prononcée : $\text{Eu/Eu}^* = 30$.

Ces trois scheelites présentent des teneurs très supérieures à celles des scheelites de skarns sur marbre (50 à 100 fois les chondrites). Mais $(\text{La/Yb})_{\text{Nch}} = 2 \text{ à } 6$, est identique, de même que la forme des courbes, hormis l'anomalie en europium.

Les teneurs, très supérieures aux scheelites de skarns, peuvent être dues à plusieurs causes :

- le fluide était beaucoup plus riche, auquel cas il faudrait, bien que minéralisé en tungstène, lui attribuer une autre origine, à moins que ces affleurements ne soient plus proches de la source et qu'alors le fluide soit encore très riche en terres rares ; pour cela, il faut donc imaginer qu'elles peuvent être déposées en chemin. Ces hypothèses sont compliquées, mais pas inenvisageables.

- le substrat est à l'origine plus riche que les marbres et la scheelite des RSTS, comme les autres, reflète également le contenu du substrat. Les roches volcaniques pouvant produire des orthoamphibolites ont généralement des teneurs comprises entre 10 et 100 fois les chondrites, voir par exemple Loeschke et Schock (1980). Elles présentent également un fractionnement de TR1/TRL, quoique variable selon le type. Si l'on admet à la suite du paragraphe 5 que les RSTS dérivent d'orthoamphibolites, cette hypothèse, à l'égale de la précédente, est tout à fait plausible.

En l'absence du profil du support, il est difficile d'aller plus loin.

Il est remarquable de constater que La/Yb est identique quelles que soient les scheelites (serait-ce alors imposé par le fluide ?). Les fluides percolant dans les deux affleurements HY et 950 présentaient des conditions oxydo-réductrices différentes puisque l'anomalie positive en europium est présente ou pas selon l'affleurement. L'anomalie positive en europium et son importance est fonction des conditions oxydo-réductrices du fluide (Raimbault 1988)

7-2 Les fluorines

Six fluorines ont été analysées au sein du skarn sur marbre.

Deux types de courbes de terres sont présentes (cf. fig.) :

- le type A regroupe les échantillons CR50, CR19 et 25-990 ; il s'agit de courbes ayant une forme très accentuée avec un fort fractionnement lanthane/samarium.

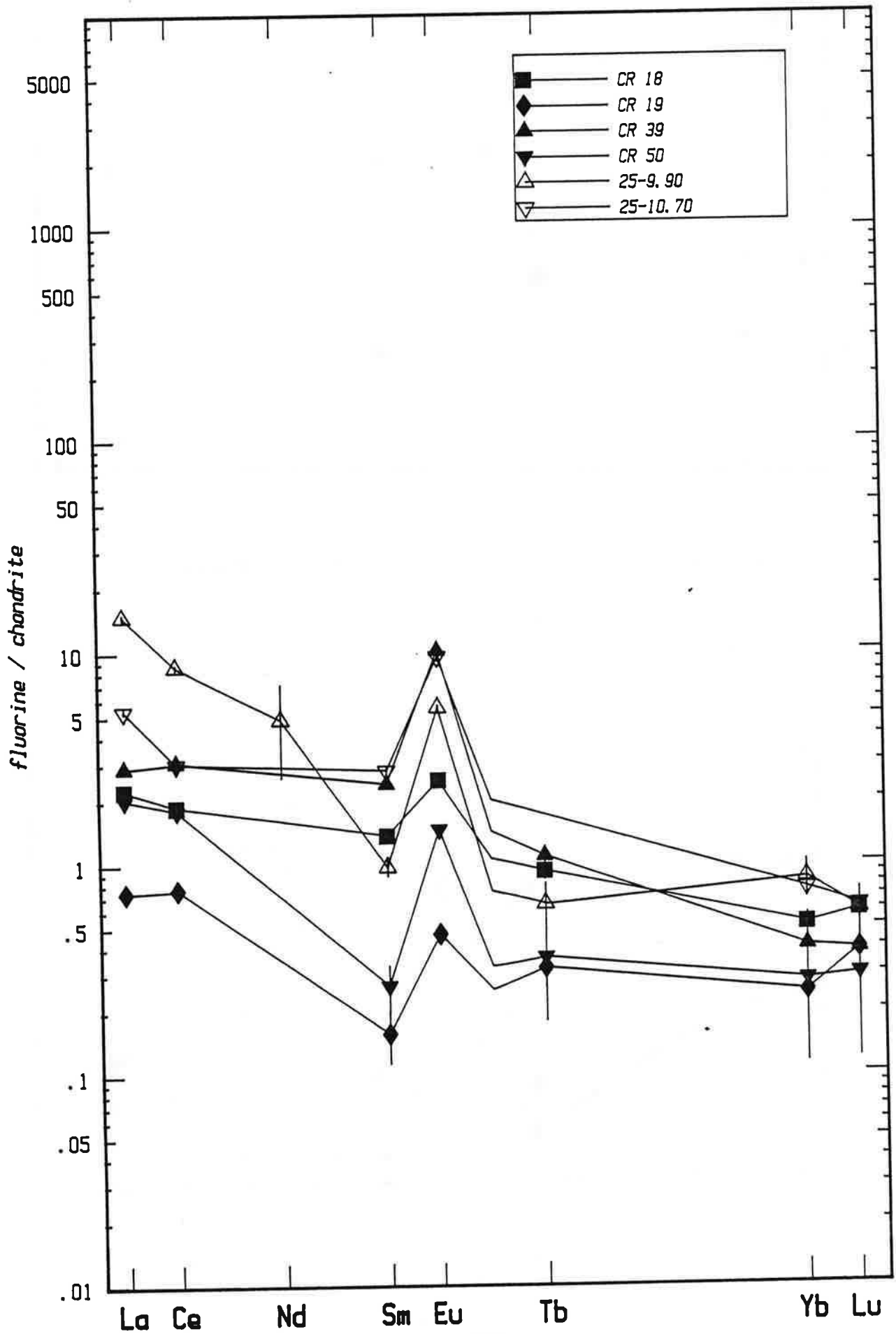
- le type B regroupe CR18, CR38 et 25, 10.70, les courbes sont beaucoup plus régulières.

Le comportement des autres éléments trace ne distinguent pas les deux groupes. Les deux types présentent un faible fractionnement $(La/Yb)_N$: 3 à 7 et une anomalie en europium identique $(Eu/Eu^* : 2 \text{ à } 7)$. Il y a donc parenté entre ces deux types de fluorine.

La différence entre ces deux types ne provient pas d'un substrat originel différent. En effet, par comparaison, les scheelites (qui étaient là avant) sont identiques. Ceci n'est pas non plus en relation avec une minéralogie primaire distincte puisque la fluorine CR50 croît aux dépens d'un marbre silicifié tandis que celle de CR19 est présente au sein d'une grenato-idocrasite et toutes les deux font partie du même groupe. C'est donc à relier à une petite différence au sein du fluide, ce que rien ne

Figure III.52 : Spectres de terres rares des fluorines.

Fluorines, Longobucco



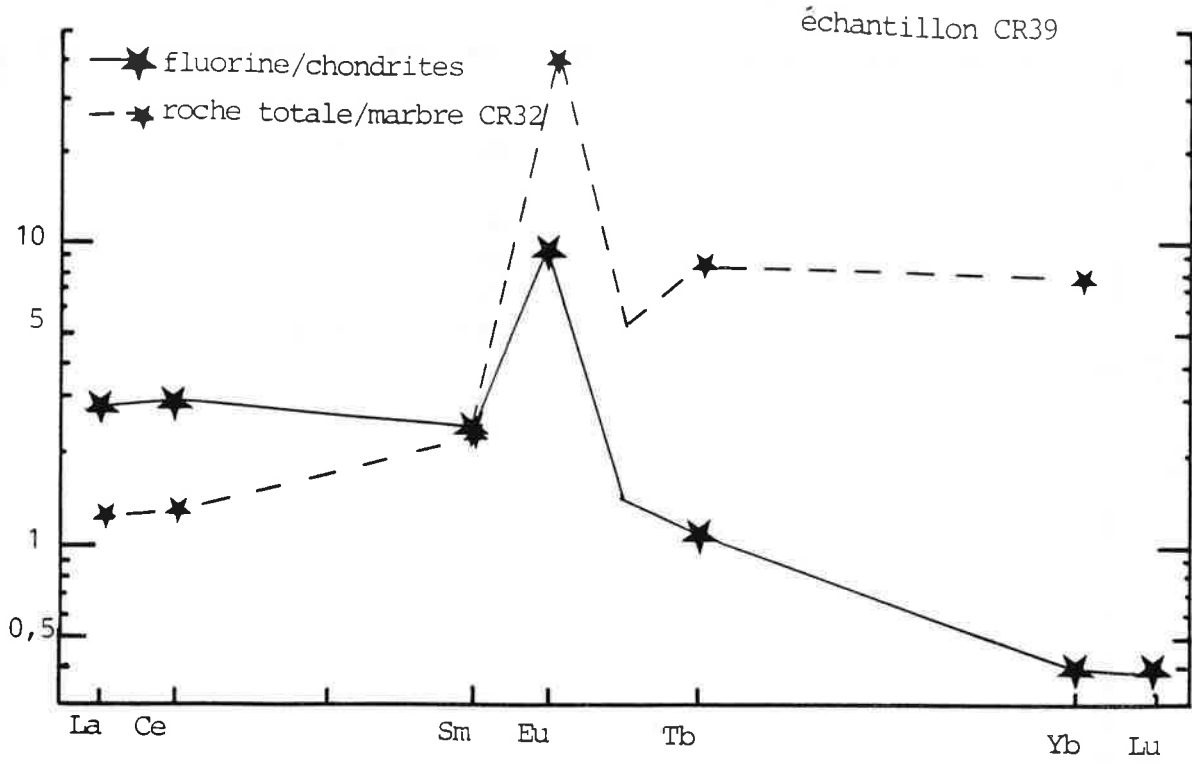


Figure III.53 : Comparaison fluorines / roches totales.

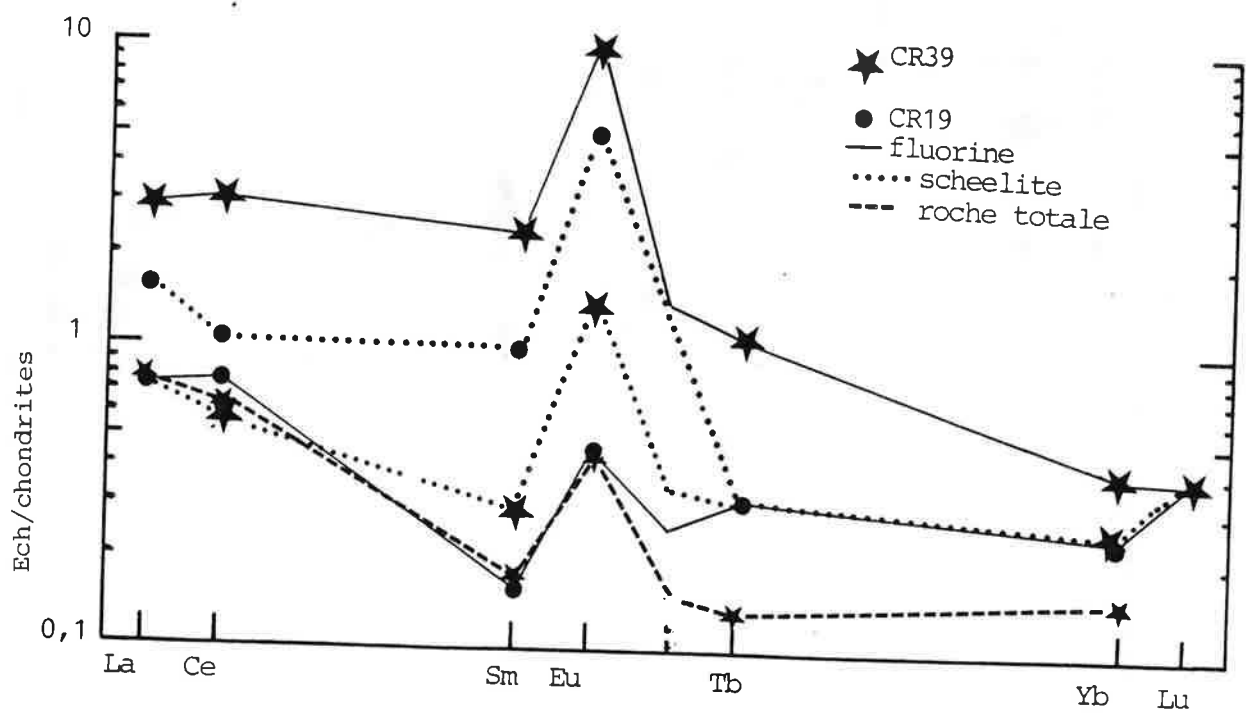


Figure III.54 : Comparaison des spectres des fluorines, scheelites et roches totales d'un même échantillon.

laissait prévoir puisque tous ces minéraux ont le même habitus, la même couleur et la même transparence.

Les fluorines, mieux encore que les scheelites, peuvent servir pour remonter jusqu'au fluide, puisque tous les coefficients de partage sont connus (Marchand 1976).

Seule condition à l'utilisation de ces coefficients : il faut que le milieu soit ouvert, sinon le minéral quel qu'il soit, intègre totalement le spectre du fluide.

Ici, dans le cas de la fluorine, le spectre ainsi obtenu est très fractionné $(La/Yb)_{Nch\ fluide} \approx 75$. Ce n'est pas impossible, mais ce raisonnement, ici, ne peut s'appliquer.

En effet la fluorine, dans le skarn, ne précipite pas uniquement à partir du fluide, dans des cavités, mais se dépose à la suite d'une dissolution du substrat, car on observe des scheelites noyées dans la fluorine après dissolution totale du grenat, et des phénomènes de dissolution concentrique du grenat le long de sa surface de croissance avec cristallisation de fluorine.

Autrement dit, le profil des fluorines est régi par le mélange du contenu du substrat (grenatite ou grenato-vésuvianite) et du contenu du fluide.

Le problème ici est encore plus insoluble que précédemment car $(La/Yb)_{grenatite}$ n'est pas réellement connu, car les roches totales comportent fréquemment beaucoup de fluorine, de plus, la fluorine ne cristallise avec aucun autre minéral.

On en est réduit à des spéculations.

Si l'on compare les fluorines aux scheelites extraites des mêmes roches et aux roches totales, on s'aperçoit que les courbes sont identiques (Fig.III.54). La fluorine CR39, comparée à la roche totale normée au marbre, montre un déficit en TR Lourdes (Fig.III.53) alors qu'elle est censée les concentrer. La fluorine est donc influencée par les teneurs du marbre (déficiente en TR), de fait elle reflète essentiellement le spectre du substrat sur lequel elle cristallise.

Deux explications à cela :

- la fluorine reproduit intégralement le spectre du substrat. On est donc en milieu fermé et le fluide contient des terres rares en quantité inférieure au substrat. Ceci explique que le rapport La/Yb reste constant pour les scheelites, les fluorines et la roche totale alors que la fluorine multiplie par 10 les TR Lourdes/TR légères et la scheelite par 5 seulement (Raimbault 1987).

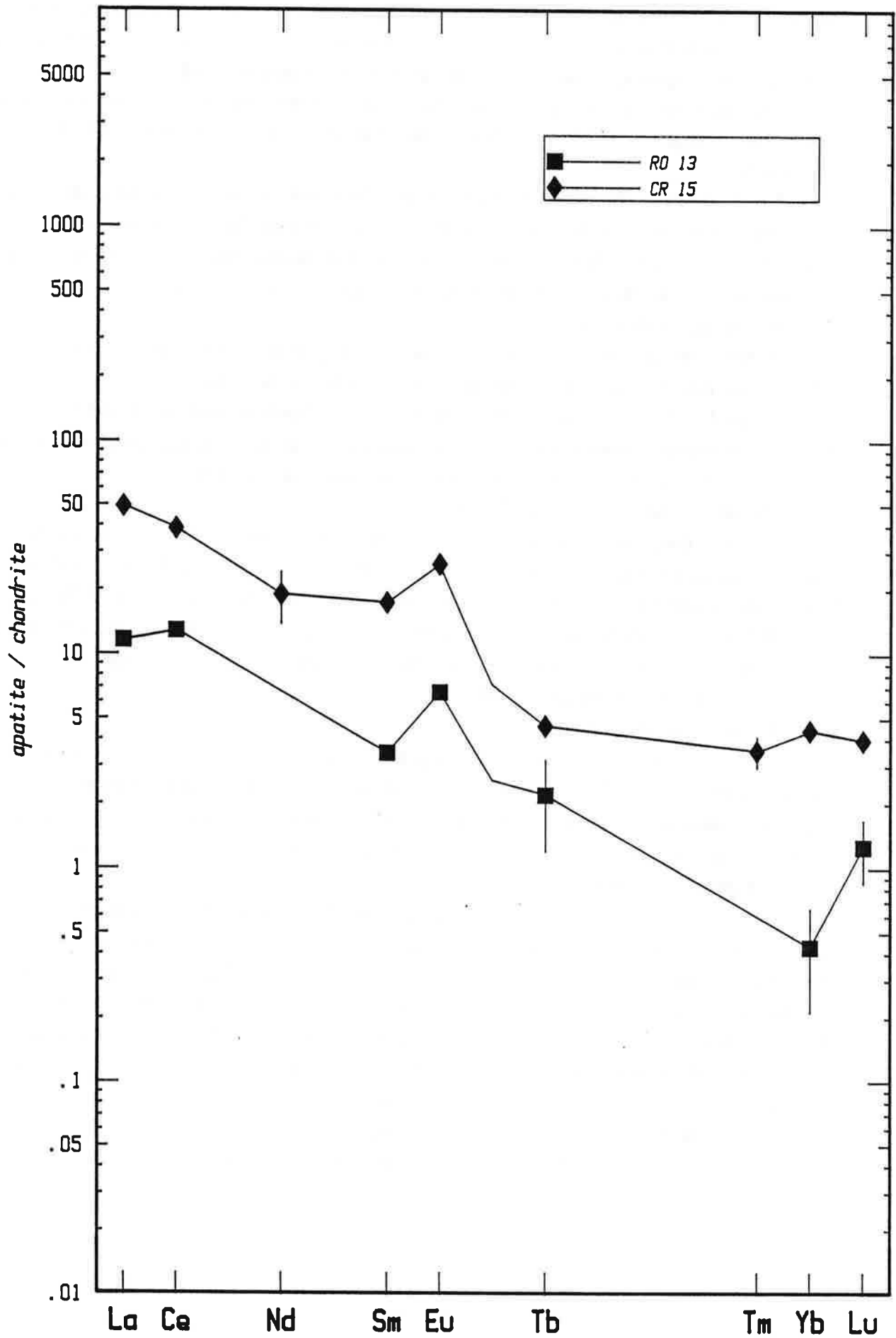
- la fluorine reproduit le spectre d'un fluide. Mais, sachant qu'il y a dissolution du substrat en même temps que la fluorine cristallise et que les teneurs en TR des grenats sont les mêmes que celles des fluorines (cf analyses en 'annexe), le contenu en terres rares de la fluorine est nécessairement influencée par celui du grenat. Donc le fluide a les mêmes caractéristiques que le substrat. Mais si le fluide avait une influence réelle lors de la cristallisation de la fluorine, les teneurs en TR du minéral devraient être plus élevées (par effet d'accumulation).

La première explication semble donc être la meilleure.

Dans les deux cas le fluide est extrêmement pauvre en terre rares

Figure III.55 : courbes de terres rares des apatites

Apatites, Longobucco



7-3 Les apatites

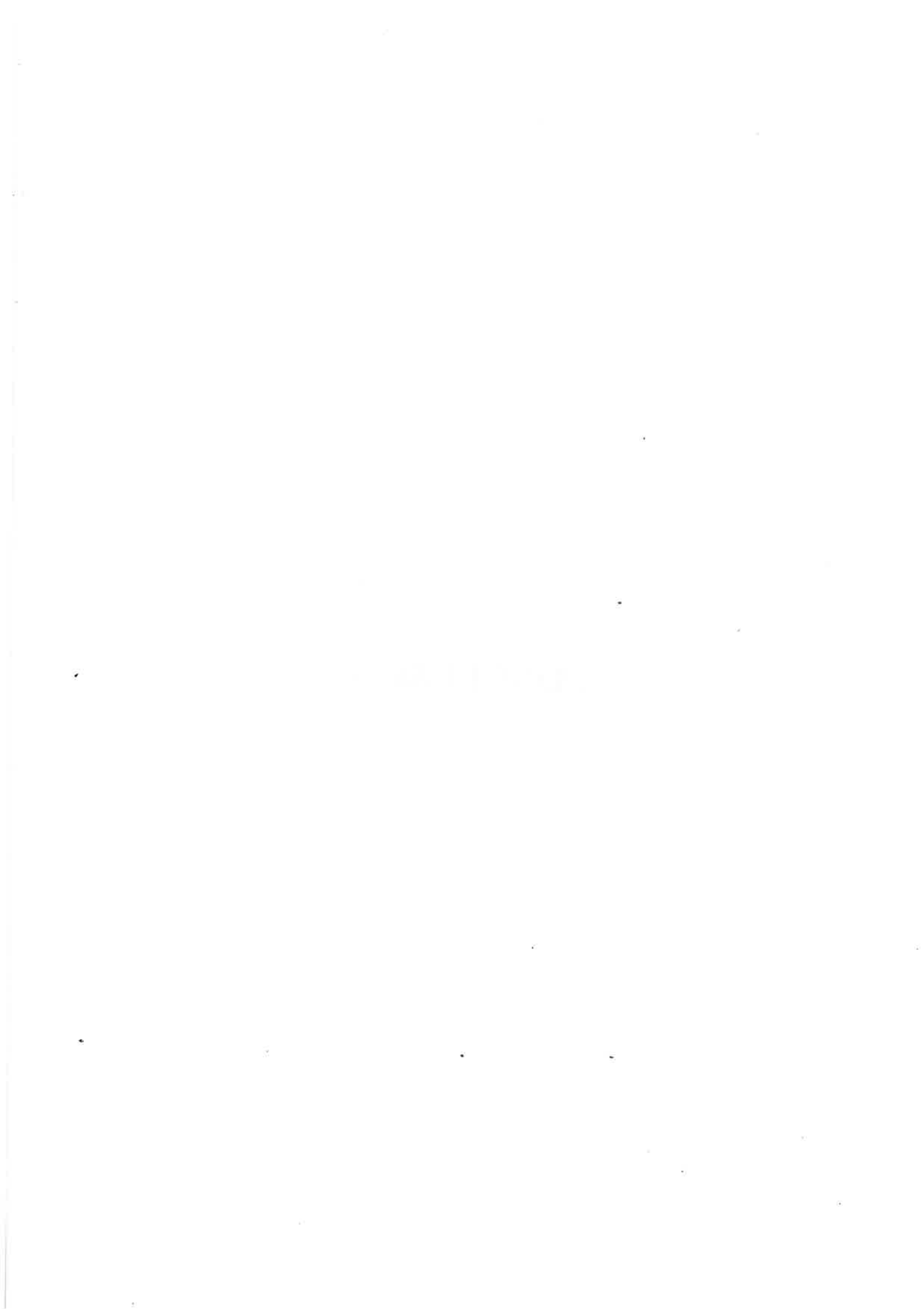
Deux apatites ont été séparées : l'échantillon CR15 comporte une fraction non nulle de grenat, puisque l'apatite a cristallisé aux dépens d'une grenatite, et beaucoup de morceaux de grenats restent inclus dans les cristaux. De fait, cette apatite reflète le spectre d'un grenat tel qu'on peut le comparer avec le grenat séparé mais avec un enrichissement global en terres rares d'environ trois fois. Comme pour les fluorines, on ne voit pas l'influence d'un fluide ayant de fortes teneurs en TR, bien que leurs profil de terres rares soient très différents. RO13 est en fait constitué par un mélange d'apatite et de fluorine (avec l'apatite dominante) et dilué aux sulfures d'environ 3 fois, ainsi que le montrent les teneurs en calcium, fer, zinc et cobalt.

Le spectre est malgré tout identique à l'apatite CR15. Ce mélange de minéraux reflète le spectre du substrat pour l'essentiel. Le rapport $(La/Yb)_{Nch}$ est de 26,76 et 11,1 respectivement pour RO13 et CR15, on peut constater qu'il est légèrement plus élevé que celui des roches totales ou des scheelites (environ 7), l'apatite concentrant à l'égal de la scheelite les TRL de 5 fois par rapport aux TRI ; il semblerait qu'il faille voir ici une légère influence d'un fluide enrichi en TRI, comme on a pu le voir pour les scheelites ou les roches totales.

En conclusion, un fluide identique semble avoir formé scheelites de skarn sur marbre et scheelites de RSTS. La cristallisation de l'apatite est à relier à un fluide ayant des caractéristiques similaires, tandis que la fluorine est à mettre en relation avec un fluide beaucoup plus pauvre encore en terre rare.

On remarquera que l'influence des substrats est importante dans tous les cas. Les caractéristiques du fluide sont les suivantes: faible contenu des terres rares, anomalie positive en europium, un rapport La/Yb compris entre 5 et 25. Ces caractéristiques sont identiques à celles déduites de l'examen des spectres de roches totales.

CONCLUSION



CONCLUSION

Les skarns de Longobucco sont caractérisés par une évolution minéralogique en deux phases. En tout premier lieu cristallisent des silicates calciques (pyroxènes, grenats, idocrases) puis des minéraux calciques non silicatés (fluorine, apatite et calcite) accompagnés de quartz, chlorite et sulfures. Ces skarns sont caractérisés par la présence abondante de minéraux assez peu fréquents en règle générale : idocrase et fluorine. Les minéraux des diverses paragenèses sont fluorés, ce qui témoigne de la continuité entre phases primaires silicatées et phases d'altération postérieures.

Trois types de substrats porteurs de skarns ont été reconnus :

- des marbres calcitiques en général très purs,
- des pélites faiblement calcareuses (3 % CaO pour l'échantillon RO13-4 et 0,5 % pour l'échantillon CR41).
- des roches basiques éruptives.

Ces deux derniers types ont été fréquemment regroupés sous le terme R.S.T.S.

Le comportement des éléments lors de la skarnification est résumé dans le tableau (C.1) suivant :

	MARBRES	R.S.T.S.	
		SCHISTES	ROCHES BASIQUES
Cu	A	A	A
Zn	A	A	A
W	A	A	A
Sn	A	A	A
Mn	A	A	A
P	A	A	?
F	A	A	A
Sr	L	A	L
Si	L	L	(A) - I
Fe	A	(L) - I	(A) - I
Mg	A	I	?
Al	A	I	
Ca	L	A	(A) - I
Y	A	I	I
Nb	A	I	I
Ni	A	I	I
TR	A	?	?
Zr	A	I	I
Ti	A	I	I

A = apporté

I = ± inerte

L = lessivé

Tableau C.1 : Comportement des éléments lors de la skarnification des trois substrats

lorsque deux qualificatifs sont présents dans une case, cela signifie par exemple pour le cas (L)-I que l'élément est en général I inerte, mais selon les échantillons peut être (L) lessivé.

On observe trois catégories d'éléments qui ont des comportements différents :

- des éléments apportés quel que soit le substrat, c'est le premier groupe.
- des éléments apportés ou lessivés selon la teneur dans le substrat origine (phénomène de dissolution, saturation). Il s'agit d'éléments majeurs, c'est le deuxième groupe. Le strontium dont le comportement est totalement calqué sur celui du calcium par l'intermédiaire de la calcite est également rapporté à ce groupe.
- et enfin des éléments dont la teneur dans la roche initiale masque, du fait des faibles variations mises en jeu, l'apport possible par le fluide. Peut-être pour certains d'entre eux l'incorporation est-elle de toute façon rendue impossible par effet de saturation (pour le titane, en particulier), on rejoint alors le comportement des éléments majeurs.

On remarquera que les phases d'altération calciques à fluorine et à apatite sont très peu importantes dans les R.S.T.S. On sait par ailleurs que la précipitation de fluorine est due à trois facteurs (Richardson et Holland 1979) :

- 1- un changement de conditions P,T
- 2- un mélange de fluides
- 3- l'interaction fluide-encaissant

La différence de comportement du fluide entre le marbre et les R.S.T.S. ne peut être due au facteur 1, car les deux substrats sont à la même distance du granite, ni au facteur 2 puisque l'on sait que le fluide d'origine granitique (source du fluor) est déjà mélangé à un fluide externe dans les skarns sur marbre (voir la section sur les isotopes). Seule la troisième possibilité semble envisageable.

En effet, on remarquera que les R.S.T.S. sont beaucoup moins calciques que les skarns sur marbre, on peut alors penser que la quantité de calcium présente dans ces roches n'a probablement pas été suffisante pour atteindre la constante de solubilité de la fluorine.

Ce raisonnement est probablement aussi valable pour l'apatite. La seule R.S.T.S. à contenir de l'apatite d'une manière assez abondante est située au contact du marbre (diffusion du calcium).

Cette comparaison des trois types de substrats, ainsi que leur étude minéralogique (la blende à micro-inclusions cuprifères caractéristiques est présente dans les trois skarns, toutes les paragenèses ont une composition fluorée) permet penser qu'un seul et même fluide de composition chimique identique est à l'origine de la transformation des trois substrats.

- Origine du fluide

C'est le substrat le plus pur du point de vue chimique qui va nous apporter le plus de renseignements sur les éléments véhiculés par le fluide, leur comportement n'étant pas masqué par le contenu des substrats d'origine.

On constate ici que les éléments suivants sont apportés :

Si, Fe, Al, Mg, Mn, F, P, Y, Nb, Ga, Zn, Cu, Sn, W, Eu et les autres terres rares. Cette liste est assez semblable à celle établie pour d'autres gisements (Salau, A. Zahm 1987, Costabonne Le Guyader 1982, Guy 1988). Seuls fluor et phosphore sont rarement présents ainsi que l'étain dans une moindre mesure.

Peut-on y voir un argument pour penser que le magma source de Costabonne ou Salau soit différent de celui-ci? La comparaison est difficile à faire dans la mesure où les granites affleurant au voisinage de ces deux gisements ne sont peut-être pas la source des minéralisations (Raimbault et Kaelin 1987).

D'ailleurs seuls de rares cas permettent d'identifier la source réelle des minéralisations, et dans ce cas il s'agit plutôt de minéralisation de remplissage filonien et non de skarn (Raimbault 1988 par exemple).

Dans tous les cas, une hypothèse de préconcentration des éléments lors de l'évolution magmatique est avancée, en particulier pour W, Sn, Nb, Ta. Une telle hypothèse sous-entend l'existence de séries granitiques cogénétiques et un fort taux de différenciation. C'est d'ailleurs ce que l'on remarque dans les gisements filoniens et les greisens où les granites associés sont toujours très évolués et donc présentent un fort enrichissement en éléments dit hygromagmaphiles ($D \ll 1$) (par exemple les massifs de Blond, Echassières ou Neuf Jours situés dans le Massif Central français). L'origine de taux d'évolution importants peut être attribuée à la présence de fluor. La présence de fluor, par l'établissement de complexes fluorés NaF ou AlF_3 qui modifient la

structure du bain silicaté, favorise ainsi un abaissement de la température de l'eutectique (Manning 1981, Mysen et Virgo 1985) et permet une prolongation de la solidification et de la cristallisation fractionnée. Ceci impliquerait le fait que seuls des granites alcalins ou les granites peralumineux peuvent avoir une telle évolution et avoir un potentiel minéralisateur. On remarquera que les granites alcalins sont connus pour leurs minéralisations en Nb, Ta, (Sn) et les granites peralumineux pour leurs minéralisations en Nb, Ta, Sn, W.

L'ensemble des caractéristiques supposées des magmas minéralisateurs se retrouvent dans la suite cogénétique GN-GA. En effet, ces deux granites présentent une évolution par cristallisation fractionnée, un fort taux de différenciation (la pente Nb/Ta en diagramme log-log = 0,40 est équivalente à celle des granites d'Echassières, Blond ou Neuf Jours, Raimbault et al 1989). Ils ont un enrichissement important en Nb, Ta, Sn, Li, Be, éléments mentionnés comme caractéristiques des magmas spécialisés au sens de Tischendorf (1977). Les teneurs en fluor de ces deux magmas sont peu élevées (1300 ppm en moyenne) quoique supérieures à la moyenne des granites normaux (Bailey 1977). Aucun indice de fluorine n'est mentionné dans le paléozoïque silan (De Vivo et al. 1978). La présence de fluorine abondante dans les skarns est probablement à relier au fluide d'origine granitique.

La suite granitique GN-GA pourrait constituer l'origine des fluides minéralisateurs des skarns.

Dans cette optique on pourrait la proposer comme guide de prospection pour les minéralisations à tungstène le long de la bordure du batholite Silan, dans la mesure où leur présence est indicatrice de fluides riches en tungstène et dans une moindre mesure en étain. Bien entendu, cela n'exclut pas la possibilité qu'il puisse exister dans le batholite d'autres granites ayant le même potentiel.

Ce guide peut être testé : dans la zone de Serra Topale où des anomalies géochimiques à W sont signalées (Omenetto 1985) et par la négative à Savelli, où d'abondants skarns stériles existent. Durant la courte campagne effectuée à Savelli, je n'ai d'ailleurs pas trouvé de trace de ces granites.

BIBLIOGRAPHIE

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.

Amodio-Morelli, L. et Al., (1976). L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico - maghrebide. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 17, 1-60.

Ashworth, J.R. (1975). Staurolite at anomalously high grade. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, 281-291.

Atkin, B.P. (1978). Hercynite as a breakdown product of staurolite from within the aureole of the Ardara pluton, Co Donegal, Eire. *Mineral. Mag.*, 42, 237-240.

Atzori, P. (1970). Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei monti peloritani (Sicilia). *Riv. Min. Sicil.*, XXI, 124-126.

Atzori, P., Ferla, P., Paglionico, Piccareta, et Rottura (1984). Remnants of the hercynian orogen along the Calabrian-Peloritan arc, Southern Italy. *J. Geol. Soc.*, Vol. 141, 137-145.

Azzaro, E. et Ferla, P. (1978). Natura del vulcanismo pre-ercinico presente nell' unita inferiori dei peloritani orientali. *Boll. Soc. Geol. Ital.*

Bailey, J. (1977). Fluorine in granitic rocks and melts : a review. *Chemical Geol.*, 19, 1-42.

Bonardi, G., Cello, G., Perrone, V., Tortorici, L., Turco, E. et Zuppetta, A. (1982). The evolution of the northern sector of the calabria-peloritani arc in a semi-quantitative palynospastic restoration. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 101, 259-274.

Borsi, S. et Dubois, R. (1968). Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre Centrale. *C. R. Acad. Sci.*, t.266 série D.

Bouillin, J.P., Baudelot, S. et Majeste-Menjoulas, C. (1984). Mise en évidence du Cambro-orodovicien en Calabre Centrale. *C. R. Acad. Sci.*, t. 298, s.2, 3, 89-92.

Bouillin, J.P., Mouterde, R., Olivier, P. et Majeste-Menjoulas, C. (1988). Le jurassique de Longobucco à la jonction de la théthys ligure et de la théthys maghrébine. *Soc. Geol. Fr.*, vol. IV, n° 1.

Burt, D.M. (1972). Silicate-Sulfide equilibria in Ca-Fe-Si skarn deposits. *Carnegie Inst. Wash.*, Yearbook 71, 450-457.

Caleffi, D., Moine, B., Beziat, P. et Tollon, F. (1988). Etude géochimique et minéralogique de la "série noire" du cambrien inférieur de la Montagne noire. Origine des minéralisations stratiformes à scheelite de l'Hom-Haut (district Documents du B.R.G.M., n° 158, vol. 1.

Casadevall, T. et Ohmoto, H. (1977). Sunnyside mine, Eureka mining district, San Juan county, Colorado : geochemistry of gold and base metal ore formation in the volcanic environment. *Econ. Geol.*, vol. 72, 1285-1320.

- Clarke, D.B.** (1981). The mineralogy of peraluminous granites : a review. *Can. Mineral.*, 19, 3-17.
- Coda, A., Della Giusta, A., Isseta, G. et Mazzi, F.** (1970). On the crystal structure of vesuvianite. *Att. Acad. Sc. Torino*, 105, 63-84.
- Cottrant, J.F.** (1981). Cristallochimie et géochimie des terres rares dans la scheelite. Application à quelques gisements français. Thèse de 3ème cycle - Université Paris VI.
- Couilloud, D.** (1988). Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des skarns à tungstène de Fumade (Tarn, Montagne Noire). Thèse - Université P. Sabatier, Toulouse.
- Cressey, G.** (1987). Skarn formation between metachalk and agglomerate in the central ring complex isle of Aran. *Mineral. Mag.*, 51, 231-246.
- Debon, F. et Lefort, P.** (1982). A chemical mineralogical classification of common plutonic rock and association. *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sc.*, 73, 135-149.
- Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussmann, J.** (1967, 1982). *Rock forming minerals*. 1ère et 2ème édition.
- De Vivo, B., Lorenzoni, S., Orsi et Zanettin Lorenzoni, E.** (1978). Inquadramento delle mineralizzazioni metallifere ed a grafite nell'unità tettoniche della Calabria. Primo contributo la Sila e le Serre. *Ind. Mineraria*.
- Dick, L.A. et Hodgson, C.J.** (1982). The Mac Tung W-Cu (Zn). Contact metasomatic and related deposits of the northeastern Cordillera. *Econ. Geol.*, vol. 77, 4, 845-867.
- Dietrich, D., Lorenzoni, S., Scandone, P. et Zanettin Lorenzoni, E.** (1976). Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white-mica and metamorphic evolution. *Boll. Soc. Geol. ital.*, 95, 193-217.
- Dietvorst, E.J.L.** (1980). Biotite breakdown of the formation of gahnite in metapelitic rocks from Kemiö, South Western Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 327-338.
- Dobson, D.C.** (1982). Geology and alteration of the Lost River Tin-Tungsten fluorine deposit, Alaska. *Econ. Geol.*, vol. 77, 4, 1033-1052.
- Dubois, R.** (1967). L'orientation des micas dans les schistes cristallins de l'auréole du massif de la Sila. *Soc. Geol. Fr.*, (7) IX, 246-254.
- Dubois, R.** (1976). La suture Calabro-Apennique Crétacé-Eocène et l'ouverture tyrrhénienne néogène. Etude pétrographique et structurale de la Calabre Centrale. Thèse d'Etat. Université Paris VI., 3 tomes.

- Dubru, M.** (1986). Pétrologie et géochimie du marbre à brucite et des borates associés au gisement de tungstène de Costabonne (Pyrénées Orientales, France). Thèse - Université catholique de Louvain. Belgique.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. et Newberry, R.J.** (1981). Skarn deposits. *Econ. Geol.*, Annivers. vol., 317-391.
- Einaudi, M.T. et Burt, D.M.** (1982). Introduction-Terminology, classification and composition of skarns deposits. *Econ. Geol.*, vol. 77, 4, 745-754.
- Ferry, J.M. et Spear, F.S.** (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- Fonteilles, M.** (1976). Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse d'Etat - Université Paris VI.
- Friedman, I. et O'Neil, J.R.** (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. Geological Survey - Prof. paper, 440-KK.
- Georget, Y.** (1986). Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du massif armoricain (France). Mémoires et documents du CAESS- Thèse - Université de Rennes. n° 9.
- Grappin, C., Treuil, M., Yaman, S. et Touray, J.C.** (1979). Le spectre des terres rares de la fluorine en tant que marqueur des propriétés du milieu de dépôt et des interactions entre solutions minéralisantes et roches sources. *Miner. Depos.*, 14, 297-309.
- Green, H.T.** (1977). Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicators. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 58-67.
- Green, H.T. et Ringwood, A.E.** (1968). Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 163-174.
- Gueremy, P.** (1972). La Calabre Centrale et septentrionale. Guide d'excursion géomorphologique. *Trav. Inst. géogr. Reims.*, 10 p.
- Gunow, A.J., Ludington, S. et Munoz, J.L.** (1980). Fluorine in micas from the Henderson molybdenite deposit, Colorado. *Econ. Geol.*, 75, 1127-1137.
- Gurrieri, S. Lorenzoni, S. et Zanettin Lorenzoni, E.** (1978). L'unità pre-alpina di Bocchigliero *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 97, 711-716.
- Gurrieri, S. Lorenzoni, S. et Zanettin Lorenzoni, E.** (1978). L'aureola metamorfica di contatto dei graniti dell'unità di Longobucco (Sila). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 97, 717-726.
- Güven, N.** (1988). SMECTITES. Review in mineralogy - *Min. Soc. Am.*, vol. 19, chap. 13.

- Guy, B.** (1979). *Pétrologie et géochimie isotopique (S, C, O) des skarns à scheelite de Costabonne*. Thèse de Docteur-Ingénieur. ENSMP.
- Guy, B.** (1988). *Contribution à l'étude des skarns de Costabonne (Pyrénées orientales, France) et à la théorie de la zonation métasomatique*. Thèse doctorat d'Etat - Université Paris VI, 3 tomes.
- Guy, B., Sheppard, S.M.F., Fouillac, A.M., Le Guyader, R., et Toulhoat, P.** (1988). *Geochemical and isotope (H,C,O,S) studies of barren and tungsten bearing skarns of the french pyrenees*. in "Mineral deposits within the european community" J. Boissonas and P. Omenetto ed. Springer Verlag.
- Hamaguchi, H. et Kuroda, R.** (1969). *Tin Hd of Geochemistry*.
- Harris, N.B. et Einaudi, M.T.** (1982). *Skarn deposits in the Yerington district, Nevada : metasomatic skarn evolution near Ludwig*. *Econ. Geol.*, vol. 77, 4, 877-898.
- Heinrich, E.W.** (1946). *Studies in the mica group ; the biotite-phlogopite series*. *Am. J. Sci.*, Vol. 244, 836-848.
- Higgins, J.B. et Ribbe, P.H.** (1976). *The crystal chemistry and space group of natural and synthetic titanite*. *Am. Mineral.*, vol. 61, 878-896.
- Hochella, M.F., Liou, J.G., Keskinen, M.J. et Kim, H.S.** (1982). *Synthesis and stability relations of magnesium idocrase*. *Econ. Geol.*, vol. 77, 4, 798-808.
- Hoefs, J.** (1973). *Stable isotope geochemistry*. Springer Verlag.
- Hoisch, T.D.** (1985). *The solid solution chemistry of vesuvianite*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 205-214.
- Holdaway, M.J.** (1971). *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- Holdaway, M.J.** (1978). *Significance of chloritoïd bearing and staurolite bearing rocks in the Picuris range, New Mexico*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1404-1414.
- Hollister, L.S.** (1969). *Metastable paragenetic sequences of andalusite, kyanite, sillimanite, Kwoick area british columbia*. *Am. J. Sci.*, 267, 352-370.
- Honjo et Tabuchi** (1970). *Copper*. *Handbook of Geochemistry*.
- Irving, A.J.** (1978). *A review of experimental studies of crystal/liquid trace elements partitioning*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 (6A), 743-770.
- Ito, J. et Arem, J.E.** (1970). *Idocrase : synthesis, phase relations and crystal chemistry*. *Am. Mineral.*, 55, 880-912.

Kerrick, K. (1977). Genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California. *J. Petrol.*, vol. 18.

Kwak, T.A.P. (1987). W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Elsevier.

Kwak, T.A.P. et Askins, P.W. (1981). Geology and genesis of the F-Sn-W (Be Zn) skarn (wrigglite) at Moïna, Tasmania. *Econ. Geol.*, 76, 439-467.

Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Bull. Mineral.*, 101, n° 4, 453-468.

Le Breton, N. (1983). Reflexions à propos de quelques géothermomètres et géobaromètres des roches métapélitiques. Application au gneiss pélitiques de grande Sila. Thèse de 3ème cycle - Orléans.

Le Guyader, R. (1982). Eléments traces dans les skarns à scheelite et les roches associées à Costabonne. Thèse 3ème cycle - Université Paris VI.

Lorenzoni, S., Messina, Z., Russo, M., Stagno, F. et Zanettin Lorenzoni E. (1978). Le magmatiti dell'unità di Longobucco (Sila, Calabria). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 97, 727-738.

Lorenzoni, S., Messina, Z., Russo, M., Stagno, F. et Zanettin Lorenzoni E. (1979). The two micas Al_2SiO_5 granites of the Sila (Calabria). *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, H-9, 421-436.

Lorenzoni, S., Zanettin Lorenzoni, E. (1983). Note illustrative delle carte geologica della Sila alla scala. 1:200 000. *Mem. di Sc. geol. del istituto di Padova.*, vol. XXXVI, 317-342.

Lumpkin, G.R. et Ribbe, P.H. (1979). Chemistry and physical properties of axinites. *Am. Mineral.*, vol. 64, 635-645.

Manning, D.A.C. (1981). The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 206-215.

Manning et Tricker (1975). Optical absorption and mössbauer spectral studies of iron titanium site proportions in vesuvianites. *Can. Mineral.*, 13, 259-265.

Marchand, L. (1976). Contribution à l'étude de la distribution des lanthanides dans la fluorine. Etude expérimentale et application au gîte de Maine (Saône et Loire). Thèse de 3ème cycle. Université d'Orléans.

Maury, R., Clocchiatti, R., Coulon, C., D'Arco, P. et Westescamp, D. (1985). Signification du grenat et de la cordiérite dans les laves du Sud-Ouest martiniquais. *Bull. Mineral.*, 108, 63-79.

Meggiolaro, V. (1982). Le mineralizzazioni a scheelite della Calabria nel inquadramento del arco Calabro-peloritano. Thèse - Université de Padova.

- Menot, R.P.** (1988). Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Thèse Doctorat d'Etat - Lyon II.
- 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. Min.*, 19, 25-34.
- Monier, G.** (1985). Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. Thèse de doctorat d'Etat, Université d'Orléans.
- Montanari, F.** (1984). Le mineralizzazioni a W-Cu-Pb-Zn e fluorite in localita' Longobucco. Thèse - Université de FERRARA.
- Montel, J.M.** (1985). Xenolithe perlumineux dans les dolérites du Peyron en Velay indication sur la croûte profonde tardi-hercynienne (massif central France). *C. R. Acad. Sci.*, 301, 615-621.
- Montel, J.M., Weber, C. et Pichavant, M.** (1986). Biotite-Sillimanite-Spinelle assemblage in high grade metamorphic rocks : occurrence, chemographic analysis and thermobarometric interest. *Bull. Mineral.*, 5, 544-554.
- Mysen, B.O. et Virgo D.** (1985). Structure and properties of fluorine bearing aluminosilicate melt : the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{F}$ at 1 ohm. *Contrib. Mineral. Petrol.*
- Nachitt, H. et al.** (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc.*, 301, s. II, n° 11, 813-818.
- Newberry, R.J.** (1982). Tungsten-Bearing skarn of the Sierra Nevada. I- The Pine Creek mine. California. *Econ. Geol.*, vol. 77, 4, 823-844.
- Nockolds, J.** (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, vol. 245, 401.
- Nokleberg, W.J.** (1981). Geologic setting, petrology and geochemistry of zoned tungsten-bearing skarns at the Strawberry mine, Central Sierra Nevada, California. *Econ. Geol.*, vol. 76, n° 1, 111-133.
- Ohmoto, H.** (1972). Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 65, n° 5, 551-578.
- Ohmoto, H. et Rye** (1979). Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal deposits*. Barnes ed. Wiley.

Omenetto, P. (1985). Deposits associated with granites and alkaline rocks. CONTRACT N° MSM-061-I Scheelite and associated ore in the metamorphic rocks of the Rapport pour le Congrès CEE, Dublin - Mai 1985.

Omenetto, P. (1985). Valutazione del potenziale a scheelite e metalli associati nei terreni cristallini della Sila. Rapport confidentiel Ministère Industrie.

Orsini, J.B. (1980). Le batholite corso-sarde. Anatomie d'un batholite hercynien. Composition-structure et organisation, sa place dans la chaîne varisque française. Thèse de doctorat d'état. Université de Marseille Saint-Jérôme.

Paillette, A. (1842). Gisements métallifères de Calabre. Annales des Mines.

Paillette, A. (1842). Etudes historiques et géologiques sur les gîtes métallifères des Calabres et du Nord de la Sicile. C. R. Acad. Sci., 14, 323-328.

Pettijohn, F.J. (1975). Sedimentary rocks. Harper et Row, 3ème édition.

Pierrel, L. (1987). Les grenats : indicateurs magmatiques de l'évolution ultime des leucogranites, en particulier porteur d'étain, dans la différenciation géochimique du linéament granitique hercynien de Beariz - La mine Sultana, Galice, Espagne. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, t. III, n° 2, 353-360.

Phillips, G.N, Wall, V.J. et Clemens, J.D. (1981). Petrology of the Straithbogie batholith : a cordierite bearing granite. Can. Mineral., vol. 19, 47-64.

Post, J.L. (1984). Saponite from near Ballarat, California. Clays and clay minerals. 32, 147-153.

Pringle, I.J. et Kawachi, Y. (1980). Axinite mineral group in low grade regionally metamorphosed rocks in Southern New Zealand. Am. Mineral., vol. 65, 1119-1129.

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. (1985). Utilisation du spectre des terres rares des minéraux hydrothermaux. Bull. Mineral., 108, 737-744.

Raimbault, L. (1987). Génèse des granites à métaux rares : revue comparative des modèles géochimiques. Geologie de la France, 2-3, 101-108.

Raimbault, L. (1988). The recording of fluid plases through REE contents in hydrothermal minerals. A case study : apatites from the Meymac tungsten district (French Massif Central). Mineral deposit within the european community. ed. J.Boissonas P.Omenetto.

- 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., 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 - Rapport inédit de fin de contrat ATP Transferts, n° 1576 AP 85.
- Richardson, C.K.** (1968). Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.*, 9, 467-488.
- Richardson, C.K. et Holland, H.D.** (1979). The solubility of fluorine in hydrothermal solutions on experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1313-1325.
- Richardson, C.K. et Holland, H.D.** (1979). Fluorine deposition in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1325-1335.
- Robert, J.L.** (1976). Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chem. Geol.*, 17, 213-227.
- Robie, K.A., Hemingway, B.S. et Fisher, J.R.** (1978). Thermodynamic properties of minerals and related substance at 298.15 K and 1 bar pressure and at higher temperature. *Geol. Surv. Bull.*, 1452.
- Rucklidge, J.C., Kocman, V., Whitlow, S.H. et Gabe, E.J.** (1975). The crystal structure of the canadian vesuvianites. *Can. Mineral.*, 13, 15-21.
- Safa, P., 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.
- Salemink, J. et Dejong, A.F.M.** (1988). Pétrochemical and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ characteristics of "W-skarn associated" and "W-barren" granitoids in the (E-) pyrenees and N-W portugal. Mineral deposits within the european community (ed. J. Boissonas, P. Omenetto). Springer Verlag.
- Sanero, E. et Gottardi, G.** (1968). Nomenclature and crystal chemistry of axinites. *Am. Mineral.*, 53, 1407-1411.
- Sato** (1980). Tungsten skarn deposit at the Fujigatami mine, Southwest Japan. *Econ. Geol.*, vol. 75, 1006-1082.
- Scandone, P.** (1979). Origin of the tyrrhenian sea and the Calabrian arc. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 98, 27-34.

- Sheppard, S.M.F.** (1977). The identification of the origin of ore forming by the use of stable isotope. "Volcanic ore processes in ore genesis. Inst. of Mining and Metallurgy and Geological Society of London., 25-41.
- Smith, J.V.** (1983). Phase equilibria of plagioclases-feldspar mineralogy. Reviews in mineralogy - min. Soc. Am., chap. 9, vol. 2.
- Sonnet, P.** (1981). Les skarns à tungstène étain et bore de la région d'El Hamman (Maroc central). Thèse - Université catholique de Louvain. Belgique., 347 p.
- Sorensen, N.H.** (1974). The alkaline rocks. Wiley & Sons.
- Stoddard, E.F.** (1979). Zinc-rich hercynite in high grade metamorphic rocks : a product of deshydration of staurolite. Am. Mineral., 64, 736-741.
- Taylor, B.E. et Liou, J.C.** (1978). The low temperature stability of andradite in C-O-H fluids. Am. Min., 63, 378-383.
- Taylor, S.R. et McLennan, S.M.** (1985). The continental crust : its composition and evolution. Blackwell Sci. Publ., Oxford., 312 pages.
- Teale, C.T.** (1985). Occurrence and geological significance of olistoliths from the Longobucco group, Calabria, Southern Italy. 6th Europ. Meet. Int. assoc. sedimentol., Lerida., 457-458.
- Tessier, B.** (1989). Mise en place, pétrographie, géochimie et minéralogie des granites associés aux skarns minéralisés en tungstène de Fumade, Tarn (France). Thèse de doctorat d'Université (Paris VI).
- Thompson, A.B.** (1976). Mineral reaction in pelitic rocks. Am. J. Sci., vol. 276, 425-454.
- Tischendorf, G.** (1977). Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare elements mineralisation. In "M. Stemprock (Ed) metallization associated with acid magmatism, vol. 2, 41-96.
- Toulhoat, P.** (1982). Petrographie et géochimie des isotopes stables des skarns du Querigut. Comparaison avec les skarns des Pyrénées. Thèse - Université Paris VI, 268 p.
- Truillet, R.** (1968). Etude géologique des peloritains orientaux (Sicile). Riv. Min. Sicile., 115-123.
- Turekian, K.K.** (1978). Nickel. Handbook of Geochemistry.
- Turekian, K.K. et Wedepohl, K.H.** (1961). Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 72, 175.

Valley, J.W., Essene, E. et Peacor, D. (1983). Fluorine bearing garnet in Adirondack Calc-silicates. *Am. Mineral.*, 68, 444-448.

Vander Auwera, J. (1988). *Pétrologie-Géochimie des skarns ferrifères et tungstifères de Traversella (Ivrea, Italie)*. Thèse - Université catholique de Louvain - Belgique. 400 p.

Veizer, J. (1983). Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. Review in mineralogy - *Min. Soc. Am.*, vol. 11, Chap. 8.

Vighi, L. (1953). *Sulle geologia e sulle mineralizzazioni metallifere, regione di Longobucco*. Mem e Note Ist. Geol. appl. Univ. Napoli, vol. 5, n° 3, 1-61.

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.

Warren, B.E. et Modell, D.I. (1931). The structure of vesuvianite $\text{Ca}_{10} \text{Al}_4 (\text{Mg,Fe})_2 \text{Si}_9 \text{O}_{34} (\text{OH})_4$. *Z. Krist.*, 78, 422-432.

Wieland (1979). Age of determination in the Longobucco-Unit, Calabria Italy. Congrès ECOG-VI Lillehammer Norway.

Winckler, H.F. (1979). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag., 348 p.

Young, J., Teale, C.T., et Boron (1986). Revision of the stratigraphy of the Longobucco group (Liassic, Southern Italy) based on new data from nannofossils and ammonites. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 79, n° 1, 117-137.

Zahm, A. (1987). *Pétrographie, minéralogie et géochimie des cornéennes calciques et des skarns minéralisés dans le gisement de scheelite de Salau (Ariège, France)*. Thèse de 3ème cycle. Université Paris VI., 300 p.

ANNEXES

ANNEXE I : Analyses en roches totales	1
Analyses des roches plutoniques	2
Série sédimentaire paléozoïque et R.S.T.S.	11
Skarns sur marbre	15
ANNEXE II : Analyses des minéraux	19
ANNEXE III : Analyses par activation neutronique de minéraux séparés	53
ANNEXE IV : Description des lames minces du skarn principal	57

ANNEXE I

ANALYSES EN ROCHES TOTALES

ANALYSES DES ROCHES PLUTONIQUES

Légende de l'entête

- GB granodiorite à biotite à enclaves dioritiques abondantes
- GRS granite rose à biotite, muscovite faciès sombre
- GRC granite rose à biotite, muscovite faciès clair
- GRA masse filonienne aplopegmatitique
- GJ granite à biotite, muscovite et andalousite
- MG microgranite à grenat
- GM granodiorite à biotite à mégacristsaux de feldspaths potassiques
- GN granite à biotite, muscovite
- GA granite à muscovite grenat
- S équivalent de GJ prélevé à Germano (30 kms au Sud)
- FB filons basiques hypovolcaniques
- G. granite en masse
- EN enclave biotitique
- F. granite en filon

Analyses par fluorescence X à l'ENSMSE (analyste J.J. Gruffat) des éléments suivants :

majeurs : Si, Al, Ti, P

traces

Seuil de détection

Zn 2 ppm

Ga⁺ 2

Rb 2

Sr 1,5

Y 1,5

Zr 1,5

Pb 3

Sn 3

Ni 2 pour les filons basiques uniquement

Analyses par ICP à l'ENSMSE (analyste J. Moutte) des éléments suivants :

majeurs : Fe, Mg, Ca, Na, K

traces : Li, Be, Nb, V, Sc, Ba

Analyses par activation neutronique (analyse L. Raimbault, Saclay) des éléments suivants :

Cr, Co, Ni, As, Br, Mo, Ag, Sb, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Th, U

Analyses par électrode spécifique (analyste C. Richard, UPMC): Fluor

N.B.: Tous les échantillons sont pointés sur la carte sauf l'échantillon PZ3 qui provient du lieu dit Pietragnizzita situé hors carte au Nord dans le petit horst granitique.

GRANITES

NUMERO	35	A37	A29	A40	B11	B12	CAL	TR	36	SP1
TYPE	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
SITE	G.	G.	G.	G.	G.	G.	G.	G.	G.	G.

Poids d'oxydes

SiO2	67.81	66.92	67.08	69.75	66.65	67.44	70.76	69.61	67.81	69.03
Al2O3	15.81	16.12	16.27	15.05	15.84	15.40	15.04	15.40	15.91	15.45
Fe2O3	3.93	4.38	4.36	3.13	3.86	4.17	2.73	3.72	3.80	3.45
MgO	1.05	1.39	1.48	0.908	1.14	1.27	0.971	1.34	1.12	1.14
MnO	0.058	0.066	0.061	0.050	0.066	0.067	0.051	0.062	0.060	0.067
CaO	2.38	2.06	2.07	1.41	2.56	3.03	1.67	2.15	2.47	1.98
Na2O	3.33	3.36	3.61	3.34	3.43	3.40	3.48	3.46	3.45	3.59
K2O	3.29	3.83	3.25	4.23	3.27	3.06	3.65	3.35	3.45	3.60
TiO2	0.444	0.480	0.513	0.350	0.450	0.460	0.320	0.450	0.456	0.398
P2O5	0.220	0.210	0.220	0.190	0.190	0.200	0.160	0.180	0.210	0.170
H2O-	0.080	0.280	0.120	0.200	0.240	0.220	0.100	0.100	0.180	0.060
PF	0.900	0.870	1.20	0.840	1.48	1.00	1.00	0.840	0.780	1.20
Total	99.30	99.97	100	99.45	99.18	99.72	99.93	101	99.70	100

Al/ Na+K+2Ca	1.18	1.20	1.23	1.19	1.14	1.07	1.18	1.16	1.14	1.15
Fe/Mg	1.89	1.59	1.49	1.74	1.71	1.66	1.42	1.40	1.71	1.53

éléments traces

Li	79.50	73.00	68.50	72.50	61.50	64.50	80.50	75.50	81.00	68.00
Be	2.750	3.240	2.760	6.400	2.800	3.090	2.350	3.020	3.050	3.520
Zn	n.d.	144	62.30	55.00	57.90	60.80	43.40	57.80	65.70	48.80
Ga	n.d.	17.80	19.20	16.00	17.50	17.10	16.50	16.00	19.20	16.70
Rb	152	156	124	151	118	112	156	123	157	132
Sr	199	179	190	154	212	193	134	199	178	182
Y.	19.80	19.60	21.50	19.90	20.30	21.00	22.80	21.10	19.30	20.60
Zr	143	143	156	119	131	131	112	135	147	113
Nb	11.78	10.60	10.64	9.430	9.970	11.32	9.290	10.39	10.64	10.91
Pb	n.d.	19.10	22.00	29.40	22.00	18.40	21.70	18.90	23.80	28.70
Sn	8.500	7.400	7.300	5.100	7.300	8.900	6.800	7.200	7.200	7.300
V.	46.00	59.00	55.00	31.00	57.00	61.00	34.00	50.00	46.00	50.00
Sc	8.150	9.300	10.00	6.200	9.000	9.750	7.450	9.950	9.000	8.550
Ba	446	569	507	570	609	621	476	630	461	648
Cr	n.d.	17.40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	n.d.	6.690	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	3.600	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As	n.d.	0.170	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Br	n.d.	0.330	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	0.320	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	n.d.	0.039	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	n.d.	0.083	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	n.d.	31.80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	68.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	n.d.	5.270	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	n.d.	1.200	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	0.603	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	2.070	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	n.d.	0.360	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Hf	n.d.	4.330	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ta	n.d.	1.377	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W.	n.d.	1.300	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Th	n.d.	12.23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U.	n.d.	2.320	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

GRANITES

NUMERO	TR1	B10	P23	MN18	A30	A28	EQMC14	MC141	MC142	MC13
TYPE	GB	GBEN	GBEN	GBEN	GBEN	GBEN	GRS	GRS	GRS	GRS
SITE	G.	en	en	en	en	en	G.	G.	G.	EN
Poids d'oxydes										
SiO2	69.32	64.42	67.21	61.05	62.43	64.39	72.53	70.72	70.96	62.98
Al2O3	15.34	16.05	16.47	17.22	16.98	16.35	14.54	15.12	15.19	15.61
Fe2O3	3.43	6.17	5.15	8.47	7.47	6.88	2.42	2.60	2.65	12.42
MgO	1.17	1.61	1.51	2.42	2.42	2.29	0.799	0.846	0.861	1.96
MnO	0.063	0.074	0.084	0.104	0.085	0.084	0.042	0.038	0.039	0.123
CaO	2.42	3.01	2.52	5.77	3.60	3.23	1.17	1.36	1.33	1.54
Na2O	3.51	3.19	4.32	2.95	3.32	2.85	3.10	3.27	3.25	3.05
K2O	3.34	2.51	2.33	2.81	2.61	3.21	4.29	4.42	4.43	4.24
TiO2	0.410	0.580	0.580	0.790	0.690	0.630	0.290	0.310	0.320	0.992
P2O5	0.180	0.140	0.210	0.200	0.210	0.130	0.120	0.140	0.140	0.390
H2O-	0.280	0.300	0.160	0.180	0.420	0.280	0.420	0.060	0.100	0.200
PF	1.52	1.28	1.18	0.800	1.32	1.40	0.380	0.060	0.800	1.00
Total	101	99.33	102	103	102	102	100	98.94	100	105
Al/										
Na+K+2Ca	1.11	1.19	1.16	0.937	1.14	1.16	1.22	1.20	1.21	1.26
Fe/Mg	1.48	1.94	1.72	1.77	1.56	1.52	1.53	1.55	1.55	3.20
éléments traces										
Li	66.00	37.25	109	45.20	57.00	79.00	56.00	50.50	49.80	129
Be	3.450	2.800	4.670	1.920	2.500	2.340	1.400	2.400	2.500	3.060
Zn	49.90	77.50	68.20	76.90	88.60	79.70	46.50	n.d.	45.80	135
Ga	17.40	16.90	21.30	19.60	19.90	17.70	16.00	n.d.	17.50	27.50
Rb	128	157	136	133	133	201	201	n.d.	195	306
Sr	223	166	152	260	182	204	103	n.d.	116	105
Y.	20.50	14.90	31.00	30.00	20.20	23.60	24.50	n.d.	19.00	50.80
Zr	127	118	204	138	173	137	136	n.d.	144	354
Nb	9.450	8.020	15.64	9.210	11.39	8.800	10.50	9.870	10.68	28.72
Pb	24.90	12.70	20.50	13.40	10.10	10.20	22.90	n.d.	29.60	21.60
Sn	6.800	8.200	8.800	8.000	5.800	7.400	5.100	n.d.	6.800	10.70
V.	48.00	127	53.00	138	102	118	17.00	19.00	20.00	67.00
Sc	9.100	13.00	12.50	19.10	15.05	18.95	5.600	5.750	5.400	16.45
Ba	639	314	239	508	267	304	659	780	802	483
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.200	n.d.
Co	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.080	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.950	n.d.
As	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.140	n.d.
Br	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.400	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.450	n.d.
Ag	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.041	n.d.
Sb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.013	n.d.
La	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	37.00	n.d.
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	85.80	n.d.
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7.200	n.d.
Eu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.910	n.d.
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.729	n.d.
Yb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.350	n.d.
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< 1.d.	n.d.
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.970	n.d.
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.180	n.d.
W.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.800	n.d.
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19.96	n.d.
U.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.340	n.d.
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

GRANITES

NUMERO TYPE SITE	MN5 GRC G.	MN9 GRC G.	MC9 GRC G.	MN17 GRC G.	MC16 GRA F.	MC24 GRA F.	MC31 GRA F.	MC17 GRA F.	MN3 GJ G.	MN6 GJ G.
Poids d'oxydes										
SiO2	75.40	75.29	75.13	72.44	72.95	74.58	76.14	72.94	72.79	76.35
Al2O3	13.38	13.51	14.20	14.65	14.60	13.81	13.54	14.65	14.85	13.40
Fe2O3	1.30	1.62	1.34	2.15	1.64	1.72	0.953	2.39	1.92	1.62
MgO	0.297	0.496	0.193	0.767	0.655	0.342	0.157	0.569	0.514	0.417
MnO	0.030	0.032	0.019	0.055	0.037	0.027	0.044	0.051	0.023	0.027
CaO	0.242	0.432	0.381	0.972	0.685	0.511	0.375	1.28	0.660	0.269
Na2O	3.31	3.20	3.28	3.68	3.45	3.57	3.68	3.93	3.30	3.00
K2O	4.79	4.88	3.92	5.54	4.89	4.06	4.40	3.06	4.48	4.89
TiO2	0.100	0.120	0.185	0.180	0.140	0.160	0.050	0.220	0.250	0.180
P2O5	0.090	0.090	0.320	0.120	0.150	0.250	0.090	0.260	0.290	0.190
H2O-	0.190	0.200	0.040	0.320	0.300	0.400	0.220	0.100	0.360	0.060
PF	1.44	0.120	1.46	0.860	0.900	0.540	0.440	0.720	0.800	
Total	101	99.99	100	102	100	99.97	100	100	100	100
Al/ Na+K+2Ca	1.21	1.19	1.37	1.06	1.20	1.23	1.18	1.21	1.29	1.25'
Fe/Mg	2.21	1.65	3.42	1.42	1.26	2.54	3.07	2.12	1.89	1.96
éléments traces										
Li	12.65	19.35	67.50	54.50	33.50	36.90	11.35	58.00	54.50	20.05
Be	1.300	1.550	1.550	2.400	2.250	0.900	4.150	6.100	1.400	1.500
Zn	35.10	33.10	62.50	37.60	44.00	58.20	24.50	63.60	54.00	120
Ga	14.70	15.10	20.60	16.30	16.90	20.20	17.00	18.50	19.20	17.60
Rb	247	242	320	230	169	258	237	173	214	236
Sr	40.30	47.00	30.00	60.80	175	26.50	24.10	137	133	50.60
Y.	24.10	24.70	7.500	32.00	16.10	7.200	24.10	15.80	12.80	13.20
Zr	79.00	77.50	68.80	110	97.90	71.90	53.80	91.90	125	97.40
Nb	9.030	8.750	17.86	9.900	7.230	21.65	7.750	13.46	10.94	10.49
Pb	31.80	27.30	21.80	27.40	30.30	20.80	29.10	22.30	23.60	32.60
Sn	7.600	6.700	13.30	6.100	9.800	7.000	6.000	6.600	7.300	5.300
V.	4.000	7.000	6.000	11.00	6.000	4.000	0.300	14.00	8.000	5.000
Sc	3.950	4.750	2.150	5.750	3.050	4.400	2.950	5.000	3.350	3.450
Ba	260	354	24.25	514	1057	37.75	114	406	907	492
Cr	n.d.	4.500	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	n.d.	1.400	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	0.440	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As	n.d.	0.100	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Br	n.d.	0.480	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	0.450	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	n.d.	0.015	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	n.d.	0.022	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	n.d.	19.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	50.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	n.d.	4.820	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	n.d.	0.490	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	0.724	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	3.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	n.d.	0.510	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Hf	n.d.	3.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ta	n.d.	2.076	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W.	n.d.	0.500	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Th	n.d.	14.56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U.	n.d.	2.720	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

GRANITES

NUMERO	33064	A33B	MC30	MC5	A39	A32	A38	MC1	95010	41
TYPE	GM	GM	GM	GM	GM	GMEN	GMEN	GMEN	GN	GN
SITE	G.	G.	G.	G.	G.	en	en	en	G.	G.
Poids d'oxydes										
SiO2	69.61	66.59	68.57	66.39	66.00	67.41	63.64	63.41	69.53	70.75
Al2O3	16.57	15.96	15.99	16.59	15.57	16.23	17.08	16.51	15.43	15.23
Fe2O3	2.91	4.71	3.93	4.86	5.19	5.34	6.13	7.45	3.14	3.21
MgO	0.799	1.14	1.07	1.18	1.33	1.34	1.49	1.60	0.877	0.885
MnO	0.037	0.052	0.057	0.059	0.067	0.055	0.062	0.070	0.055	0.051
CaO	1.82	2.63	1.89	2.17	2.39	2.72	3.42	3.31	1.26	0.959
Na2O	3.48	3.59	3.52	3.57	3.49	3.49	3.68	3.64	3.37	3.49
K2O	4.07	3.45	3.83	3.89	3.03	2.85	2.47	2.72	3.93	3.80
TiO2	0.420	0.581	0.460	0.587	0.530	0.600	0.630	0.770	0.393	0.380
P2O5	0.220	0.260	0.240	0.300	0.290	0.180	0.230	0.270	0.230	0.240
H2O-	0.080	0.120	0.200	0.140	0.280	0.060	0.420	0.180	0.100	0.160
PF	0.540	0.680	1.20	1.20	0.820	0.580	0.960	1.52	0.980	1.26
Total	101	99.76	101	101	98.99	101	100	101	99.29	100
Al/ Na+K+2Ca	1.23	1.11	1.20	1.18	1.16	1.18	1.14	1.10	1.28	1.31
Fe/Mg	1.84	2.09	1.85	2.08	1.97	2.01	2.08	2.35	1.81	1.83
éléments traces										
Li	117	70.50	81.00	79.50	90.50	101	90.50	116	140	106
Be	2.900	2.300	3.450	3.150	2.820	1.730	2.140	2.310	4.300	3.850
Zn	55.00	93.70	59.50	78.90	85.70	83.70	89.10	112	67.80	59.60
Ga	18.60	20.10	19.10	19.60	19.70	19.90	19.50	21.40	17.70	18.00
Rb	166	155	160	177	154	133	134	250	192	183
Sr	261	219	175	278	176	224	210	191	168	125
Y.	16.30	20.00	18.30	19.80	20.90	18.00	20.00	21.10	17.20	17.00
Zr	156	194	158	189	198	188	190	205	121	140
Nb	9.660	12.71	11.71	12.66	14.68	13.18	13.60	12.97	11.12	12.23
Pb	31.20	27.80	24.10	24.10	22.30	19.30	15.50	13.30	29.80	23.40
Sn	7.100	6.900	7.700	7.600	6.900	7.200	8.300	7.700	12.50	10.00
V.	31.00	43.00	41.00	42.00	51.00	64.00	61.00	97.00	28.00	29.00
Sc	5.200	8.000	8.150	9.050	9.450	9.300	9.400	12.75	6.210	5.920
Ba	920	635	609	872	436	644	261	240	659	563
Cr	n.d.	19.90	12.60	16.90	14.20	n.d.	n.d.	n.d.	13.60	11.50
Co	n.d.	6.160	5.270	5.860	6.470	n.d.	n.d.	n.d.	4.380	4.000
Ni	n.d.	4.800	3.100	3.500	4.300	n.d.	n.d.	n.d.	4.300	3.900
As	n.d.	0.080	0.740	0.160	0.310	n.d.	n.d.	n.d.	0.270	2.250
Br	n.d.	0.250	0.440	0.260	0.640	n.d.	n.d.	n.d.	0.260	0.490
Mo	n.d.	0.530	0.900	0.730	0.500	n.d.	n.d.	n.d.	0.310	0.380
Ag	n.d.	< 1.d.	0.048	0.021	0.017	n.d.	n.d.	n.d.	0.064	0.032
Sb	n.d.	0.020	0.050	0.036	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	0.169	0.097
La	n.d.	45.50	33.00	44.60	41.60	n.d.	n.d.	n.d.	34.20	28.70
Ce	n.d.	101	65.70	90.00	90.80	n.d.	n.d.	n.d.	55.40	59.10
Sm	n.d.	8.310	4.780	8.140	8.280	n.d.	n.d.	n.d.	4.420	5.270
Eu	n.d.	1.350	1.190	1.440	1.280	n.d.	n.d.	n.d.	1.090	1.180
Tb	n.d.	0.731	0.607	0.711	0.726	n.d.	n.d.	n.d.	0.593	0.597
Yb	n.d.	1.740	1.960	1.830	1.980	n.d.	n.d.	n.d.	1.740	1.620
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	0.300	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Hf	n.d.	5.780	4.830	5.820	5.860	n.d.	n.d.	n.d.	3.720	4.070
Ta	n.d.	1.173	1.378	1.379	1.495	n.d.	n.d.	n.d.	1.705	2.063
W.	n.d.	0.200	3.500	0.700	2.500	n.d.	n.d.	n.d.	7.400	5.500
Th	n.d.	18.90	14.15	16.74	17.15	n.d.	n.d.	n.d.	8.760	9.510
U.	n.d.	2.330	2.850	2.590	2.450	n.d.	n.d.	n.d.	2.250	2.470
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1100	n.d.

GRANITES

NUMERO	95014	115712	115713	115717	MD12A	MD12B	MD17A	MD17E	MD20	MD26
TYPE	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GNEN
SITE	G.	G.	G.	G.	G.	G.	G.	G.	G.	en
Poids d'oxydes										
SiO2	71.61	72.88	72.94	71.37	70.71	71.53	70.59	70.71	71.60	63.77
Al2O3	15.03	15.26	15.21	15.07	15.38	15.38	15.30	15.22	15.17	16.48
Fe2O3	3.23	2.84	3.02	3.04	2.97	2.53	3.28	3.34	3.04	8.35
MgO	1.14	0.830	0.838	0.781	0.764	0.645	0.869	0.853	0.807	1.32
MnO	0.062	0.065	0.058	0.071	0.064	0.068	0.060	0.059	0.062	0.096
CaO	1.05	0.779	0.917	0.897	0.986	0.897	1.02	1.13	1.32	2.27
Na2O	3.80	3.42	3.64	3.68	3.50	3.63	3.42	3.30	3.52	3.41
K2O	3.89	3.76	3.94	3.63	3.83	3.80	3.79	3.97	3.76	2.87
TiO2	0.340	0.316	0.342	0.325	0.370	0.290	0.410	0.370	0.350	0.822
P2O5	0.170	0.220	0.240	0.270	0.280	0.240	0.210	0.200	0.180	0.350
H2O-	0.040	0.180	0.140	0.080	0.240	0.240	0.240	0.240	0.340	0.100
PF	1.02	1.26	0.900	1.02	0.900	0.900	0.860	0.860	0.860	0.780
Total	101	102	102	100	99.99	100	100	100	101	101
Al/										
Na+K+2Ca	1.21	1.37	1.28	1.30	1.31	1.31	1.32	1.29	1.24	1.28
Fe/Mg	1.43	1.73	1.82	1.97	1.96	1.98	1.91	1.98	1.90	3.19
éléments traces										
Li	114	78.50	84.50	98.00	141	131	80.50	62.50	84.00	79.50
Be	5.900	4.650	3.350	4.150	4.250	5.400	3.450	4.150	3.350	2.070
Zn	58.50	76.90	85.30	57.50	66.20	55.80	58.20	63.20	53.20	120
Ga	16.20	18.20	17.90	18.40	19.80	20.60	18.50	18.20	18.40	23.60
Rb	211	226	210	226	245	256	187	175	170	205
Sr	114	88.30	98.40	116	118	98.90	126	133	142	159
Y.	16.60	20.30	15.50	15.40	15.90	14.80	20.50	20.40	18.30	29.80
Zr	115	111	111	114	122	102	129	122	118	198
Nb	10.09	11.13	11.95	13.71	12.98	12.65	11.19	10.57	10.00	16.51
Pb	25.30	26.30	23.80	19.70	27.60	24.80	25.50	28.00	25.80	15.00
Sn	12.20	9.500	9.300	10.20	15.50	18.40	10.20	7.900	7.500	10.20
V.	30.00	23.00	22.00	25.00	27.00	23.00	32.00	32.00	25.00	53.00
Sc	6.570	7.050	6.350	5.620	5.950	5.510	6.760	7.030	6.380	11.00
Ba	552	435	518	493	449	388	489	479	510	413
Cr	21.70	n.d.	n.d.	13.60	16.60	14.00	16.10	17.10	14.00	n.d.
Co	4.240	n.d.	n.d.	3.520	3.770	3.370	4.370	4.410	4.030	n.d.
Ni	3.800	n.d.	n.d.	3.300	3.800	3.200	4.500	4.300	3.200	n.d.
As	1.690	n.d.	n.d.	0.660	1.120	1.510	0.300	2.800	1.290	n.d.
Br	0.340	n.d.	n.d.	0.570	0.190	0.120	0.190	0.100	0.310	n.d.
Mo	0.240	n.d.	n.d.	0.390	0.390	0.310	0.380	0.510	0.440	n.d.
Ag	0.024	n.d.	n.d.	0.021	0.050	0.047	0.053	0.061	0.025	n.d.
Sb	0.203	n.d.	n.d.	0.285	0.111	0.109	0.073	0.079	0.036	n.d.
La	20.10	n.d.	n.d.	24.40	24.40	18.50	25.20	26.10	24.60	n.d.
Ce	47.90	n.d.	n.d.	48.40	54.00	39.40	54.50	57.20	52.60	n.d.
Sm	4.270	n.d.	n.d.	4.760	5.110	4.070	5.040	4.740	4.240	n.d.
Eu	0.870	n.d.	n.d.	0.930	0.990	0.850	1.110	0.980	0.930	n.d.
Tb	0.520	n.d.	n.d.	0.504	0.548	0.496	0.630	0.656	0.569	n.d.
Yb	1.890	n.d.	n.d.	1.350	1.860	1.630	2.170	2.520	2.160	n.d.
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.320	n.d.	< 1.d.	< 1.d.	< 1.d.	n.d.
Hf	3.470	n.d.	n.d.	3.390	3.680	3.290	3.970	3.800	3.630	n.d.
Ta	2.240	n.d.	n.d.	3.130	2.980	3.690	1.846	1.584	1.548	n.d.
W.	4.900	n.d.	n.d.	10.30	3.300	3.500	1.200	0.600	2.700	n.d.
Th	8.760	n.d.	n.d.	8.300	9.750	7.790	9.730	10.30	9.500	n.d.
U.	2.250	n.d.	n.d.	2.360	3.870	3.860	2.720	2.770	2.520	n.d.
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1410	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

GRANITES

NUMERO	MD27	VC864	9509	AR3	MD6	MD24	MD18	SG1	MC22	VC865
TYPE	GREN	GA	GA	GA	GA	GA	GA	S.	FB	FB
SITE	en	G.	G.	F.	G.	G.	G.	G.	F.	F.
Poids d'oxydes										
SiO2	68.13	74.97	73.74	72.65	70.55	75.30	74.76	73.37	58.57	61.58
Al2O3	15.58	15.31	15.36	16.14	18.15	14.60	15.01	14.96	16.69	15.90
Fe2O3	4.47	0.643	0.654	0.346	1.05	0.913	0.544	1.75	4.33	4.49
MgO	1.07	0.176	0.088	0.116	0.184	0.109	0.064	0.433	4.17	5.25
MnO	0.073	0.042	0.049	0.019	0.035	0.055	0.072	0.019	0.063	0.067
CaO	1.83	0.395	0.263	0.650	0.288	0.282	0.260	0.548	3.73	3.55
Na2O	3.32	4.04	3.76	5.49	2.62	3.81	4.07	3.36	6.10	4.13
K2O	3.75	3.95	3.74	3.89	4.53	4.13	3.54	4.38	1.51	1.64
TiO2	0.533	0.040	0.039	0.017	0.061	0.039	0.010	0.210	0.673	0.580
P2O5	0.240	0.220	0.210	0.350	0.180	0.110	0.210	0.170	0.310	0.190
H2O-	0.140	0.080	0.100	0.080	0.160	0.080	0.220	0.320	0.240	0.260
PF	0.860	0.760	0.940	0.600	1.64	1.40	0.800	1.46	4.56	3.50
Total	100.00	101	98.94	100	99.45	101	99.56	101	101	101
Al/ Na+K+2Ca	1.21	1.32	1.43	1.12	1.86	1.30	1.36	1.33	0.905	1.06
Fe/Mg	2.11	1.85	3.75	1.51	2.88	4.23	4.29	2.04	0.524	0.432
éléments traces										
Li	135	65.00	87.50	11.30	88.50	32.00	26.00	18.25	n.d.	n.d.
Be	3.240	2.700	3.600	18.55	7.050	5.750	2.400	1.800	n.d.	n.d.
Zn	96.90	35.10	112	14.30	76.20	46.40	19.50	79.90	59.50	91.70
Ga	19.00	23.30	29.10	14.50	34.70	17.90	25.70	19.90	17.30	15.90
Rb	199	384	523	194	452	236	385	175	66.60	76.10
Sr	161	28.20	13.60	36.50	35.50	15.00	17.00	97.10	387	206
Y.	19.40	7.500	6.100	2.600	14.80	6.300	7.700	11.00	13.80	15.30
Zr	133	42.80	41.10	28.50	98.70	27.30	39.50	116	181	161
Nb	11.87	16.61	25.34	6.620	15.53	9.870	14.51	8.260	10.00	17.00
Pb	25.20	17.10	12.70	31.60	11.50	19.90	16.80	25.60	6.500	36.00
Sn	7.500	20.60	25.10	14.60	32.40	8.700	8.000	4.900	4.600	3.600
V.	48.00	0.100	2.000	< 1.d.	10.00	2.000	n.d.	5.000	n.d.	n.d.
Sc	6.900	3.840	7.830	0.638	4.280	2.710	3.710	3.500	n.d.	n.d.
Ba	614	149	39.15	105	66.00	20.45	51.50	622	240	543
Cr	n.d.	1.400	2.000	0.800	6.200	2.500	2.900	n.d.	n.d.	n.d.
Co	n.d.	0.695	0.402	0.202	1.160	0.366	0.444	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	0.370	n.d.	n.d.	1.400	0.570	0.850	n.d.	100	126
As	n.d.	1.310	0.370	0.340	0.930	12.20	1.530	n.d.	n.d.	n.d.
Br	n.d.	0.350	0.130	0.590	0.360	0.610	0.150	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	0.640	0.380	0.200	0.400	0.350	0.380	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	n.d.	0.128	0.075	0.157	0.081	0.239	0.062	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	n.d.	0.892	0.103	0.050	0.120	0.747	0.289	n.d.	n.d.	n.d.
La	n.d.	3.150	2.190	1.830	9.700	2.620	2.200	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	6.100	4.700	2.830	23.80	6.000	5.100	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	n.d.	1.010	0.745	0.169	3.220	0.602	0.806	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	n.d.	0.189	0.151	0.164	0.270	0.070	0.083	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	0.273	0.310	0.067	0.559	0.172	0.319	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	0.460	0.300	0.248	1.730	0.970	0.550	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	n.d.	0.090	< 1.d.	0.001	0.210	< 1.d.	< 1.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Hf	n.d.	1.840	2.040	0.740	5.390	0.970	2.080	n.d.	n.d.	n.d.
Ta	n.d.	4.690	7.930	1.788	5.220	1.884	4.910	n.d.	n.d.	n.d.
W.	n.d.	3.200	5.000	1.900	4.300	1.100	3.200	n.d.	n.d.	n.d.
Th	n.d.	2.606	2.923	0.353	8.430	2.058	3.160	n.d.	n.d.	n.d.
U.	n.d.	7.020	5.390	1.430	5.580	3.250	6.700	n.d.	n.d.	n.d.
F.	n.d.	n.d.	n.d.	910	1830	820	1180	n.d.	n.d.	n.d.

GRANITES

NUMERO	AR1	MC11
TYPE	FB	FB
SITE	F.	F.

Poids d'oxydes

SiO2	58.24	60.87
Al2O3	17.01	15.84
Fe2O3	7.70	4.44
MgO	6.13	4.58
MnO	0.082	0.075
CaO	0.820	3.64
Na2O	1.71	5.30
K2O	4.30	2.25
TiO2	1.26	0.594
P2O5	0.360	0.200
H2O-	0.140	0.040
PF	3.74	2.84
Total	101	101

Al/		
Na+K+2Ca	1.90	0.891
Fe/Mg	0.634	0.490

éléments traces

Li	n.d.	n.d.
Be	n.d.	n.d.
Zn	82.30	70.00
Ga	18.10	16.90
Rb	154	84.50
Sr	167	255
Y.	35.30	15.00
Zr	223	166
Nb	17.00	9.300
Pb	9.500	7.900
Sn	4.700	3.700
V.	n.d.	n.d.
Sc	n.d.	n.d.
Ba	658	286
Cr	n.d.	n.d.
Co	n.d.	n.d.
Ni	74.90	97.40
As	n.d.	n.d.
Br	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	n.d.
Ag	n.d.	n.d.
Sb	n.d.	n.d.
La	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	n.d.
Sm	n.d.	n.d.
Eu	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	n.d.
Lu	n.d.	n.d.
Hf	n.d.	n.d.
Ta	n.d.	n.d.
W.	n.d.	n.d.
Th	n.d.	n.d.
U.	n.d.	n.d.
F.	n.d.	n.d.

Série sédimentaire paléozoïque et R.S.T.S.

L'ensemble des analyses est pointée sur la carte hors texte.

Les analyses numérotées CS.. ont été effectuées par la SNIA. Elles ont été effectuées par ICP par fusion au carbonate de sodium. C'est pourquoi le sodium n'a pu être dosé.

Les autres analyses ont été effectuées par spectrométrie de fluorescence X (analyste J.J. Gruffat) au Laboratoire de Géologie de l'Ecole des Mines.

Les seuils de détection sont identiques à ceux des analyses de granites.

série sédimentaire paléozoïque

S= grés-pélite GF= grès felspathiques T= tuf volcano-sédimentaire

nom type	MD21 S.	9503 S.	40 S.	10283 S.	CR14 S.	S1 S.	MD22 GF	MD13 GF	CR24 GF	CR40 GF
majeurs et traces										
SiO2	68.69	68.61	73.93	73.89	74.00	38.24	64.51	75.38	60.13	59.15
Al2O3	15.77	15.78	12.13	11.62	13.52	6.17	15.19	11.79	20.04	21.53
Fe2O3	5.65	6.50	4.55	4.65	7.53	11.45	5.79	3.66	5.71	3.91
MnO	0.037	0.054	0.045	0.048	0.038	0.021	0.040	0.039	0.094	0.106
MgO	1.33	2.28	1.69	1.68	0.500	0.420	1.05	1.23	2.16	1.59
CaO	0.130	0.190	0.120	0.220	0.180	0.090	0.540	0.230	0.960	2.15
Na2O	0.930	1.12	0.930	0.580	0.630	0.590	3.54	4.29	4.95	3.29
K2O	3.16	3.60	3.49	3.04	4.56	1.79	4.06	1.33	7.76	5.20
TiO2	0.725	0.743	0.727	0.706	0.359	0.513	0.894	0.675	0.777	0.726
PCO5	0.100	0.130	0.120	0.150	0.110	0.040	0.250	0.110	0.130	0.120
H2O-	0.080	0.140	0.340	n.d.	0.040	0.140	0.360	0.150	0.080	0.160
Ni	25.70	32.70	25.60	26.00	15.00	9.60	15.00	24.00	50.60	32.00
Cu	9.10	14.70	4.20	n.d.	13.00	17.30	6.00	7.20	n.d.	50.00
Zn	72.10	474	65.00	146	24.00	80.00	71.00	59.00	21.00	150
Ga	20.00	13.30	14.00	15.00	19.00	3.40	10.00	12.00	24.50	17.00
Rb	128	163	164	138	167	96.00	142	30.00	317	352
Sr	85.00	31.00	29.00	21.00	60.00	24.00	84.00	77.00	110	353
Y.	23.00	27.00	28.00	30.00	51.50	20.00	37.00	25.00	24.00	25.00
Zr	186	174	249	286	216	349	250	213	143	145
Nb	16.00	15.00	13.30	15.00	12.00	12.00	17.00	13.00	14.00	15.50
Hf	8.00	6.90	8.70	5.90	6.80	14.20	7.50	7.00	3.50	n.d.
W.	10.00	n.d.	10.00	0.001	47.50	17.20	3.40	4.70	34.50	31.50
Pb	12.00	21.60	10.00	8.00	23.00	5.80	13.00	16.30	20.00	34.50
Th	12.50	12.30	10.00	14.00	14.00	6.80	10.50	4.60	12.50	14.60
Sn	4.20	4.60	7.80	7.30	7.30	4.20	4.20	5.10	12.40	33.20
Cs	n.d.	10.70	5.50	15.30	n.d.	n.d.	17.70	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	438	1155	207	455	1295	438	399	241	2135	3432
La	13.00	25.00	20.00	41.00	48.50	13.00	30.00	31.00	26.50	24.00
Ce	35.50	51.00	38.00	71.00	100	35.50	57.00	60.00	54.00	46.00

série sédimentaire paléozoïque

S= grés-pélite GF= grès felspathiques T= tuf volcano-sédimentaire

nom type	9501 T.	11573 T.	C. T.	CSC04 S.	CSC09 S.	CS012 S.	CS016 S.	CS022 S.	CS026 S.	CS029 S.
majeurs et traces										
SiO2	73.84	69.15	33.25	69.53	68.38	76.78	58.02	53.30	62.80	59.90
Al2O3	13.75	16.27	7.30	16.73	17.45	11.52	18.25	23.00	16.20	19.50
Fe2O3	1.96	2.92	2.22	4.15	2.83	1.78	11.18	5.79	5.12	5.53
MnO	0.028	0.025	0.200	0.030	0.030	0.010	0.100	0.960	0.110	0.030
MgO	1.40	2.31	1.13	0.840	0.810	0.510	1.24	0.990	1.26	1.60
CaO	0.510	0.550	0.250	0.370	0.450	0.320	0.370	0.400	0.640	0.250
Na2O	3.01	3.24	1.80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K2O	3.41	3.29	2.11	4.49	4.14	3.51	4.58	6.26	5.09	5.86
TiO2	0.294	0.277	0.315	0.920	0.860	0.770	0.370	0.970	0.960	0.960
P2O5	0.120	0.160	0.090	0.150	0.110	0.150	0.150	0.160	0.130	0.050
H2O-	0.260	0.220	0.220	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	7.50	5.10	11.00	26.50	24.00	6.50	33.40	22.50	36.70	12.00
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	27.70	120	36.00	61.00	21.00	22.00	44.00
Zn	53.00	82.00	47.50	209	1135	25.00	113	118	134	115
Ga	18.60	21.00	12.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	147	143	75.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	86.00	121	51.00	106	73.00	54.00	91.00	209	52.00	55.00
Y.	31.00	37.00	23.00	27.00	29.00	21.00	33.00	29.00	27.00	36.00
Zr	125	130	77.00	238	188	207	192	170	187	176
Nb	12.00	12.00	10.00	14.00	14.70	9.60	16.00	22.50	19.00	22.00
Hf	7.10	8.60	7.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W.	9.60	8.60	5.20	1.50	7.60	12.00	9.40	14.30	1.00	10.00
Pb	17.40	11.20	26.40	22.50	163	9.60	21.00	14.00	15.30	16.00
Th	12.70	13.20	5.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	3.50	10.20	4.50	3.20	3.90	7.60	0.300	2.40	n.d.	n.d.
Cs	7.80	5.40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	1537	1733	5312	892	1423	1194	753	2304	1648	1975
La	14.70	14.00	12.20	43.00	41.00	28.80	48.00	55.00	46.00	52.00
Ce	35.00	16.00	28.70	63.00	53.00	47.00	82.00	86.00	7.80	77.50

série sédimentaire paléozoïque
 S= grès-pélite GF= grès felspathiques T= tuf volcano-sédimentaire

nom élé	CS051 S.	CS059 S.	CS074 S.	CS077 S.	CS001 T.	CS040 T.	CS053 S.	CS066 T.	CS067 T.	CS076 T.
majeurs et traces										
SiO ₂	60.48	59.31	56.26	50.20	59.36	71.43	70.56	57.21	57.53	74.50
Al ₂ O ₃	7.92	18.83	20.56	13.42	15.00	13.70	13.69	12.61	15.14	12.00
Fe ₂ O ₃	2.59	6.75	6.75	6.78	3.28	2.93	3.99	1.92	3.13	1.61
MnO	0.030	0.050	0.040	0.040	0.020	0.039	0.070	0.060	0.040	0.030
MgO	0.720	0.900	1.42	2.46	1.21	1.93	0.370	1.12	1.20	0.320
CaO	0.440	0.340	0.390	0.270	0.720	1.10	0.390	1.58	1.09	0.790
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	1.50	5.29	5.50	4.95	3.06	2.88	4.01	2.69	3.67	2.35
TiO ₂	1.52	0.370	0.730	0.300	0.340	0.220	0.790	0.240	1.20	0.350
P ₂ O ₅	0.120	0.150	0.140	0.100	0.220	0.090	0.100	0.090	0.290	0.150
H ₂ O-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	18.00	22.00	35.00	41.00	7.50	23.00	26.00	4.80	6.30	6.50
Cu	47.00	76.00	25.00	52.00	10.00	4.60	34.00	7.60	18.00	7.50
Zn	55.00	34.00	31.00	114	154	102	95.00	29.00	59.00	97.00
Ga	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	23.00	60.00	38.00	33.00	134	121	71.00	179	139	123
Y	26.00	34.00	31.00	20.00	39.00	23.00	25.00	29.00	2.60	30.00
Zr	246	167	111	139	114	97.00	186	74.00	66.00	73.60
Mo	14.00	16.00	14.50	13.00	9.40	9.00	14.00	7.80	13.00	8.40
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W	4.70	7.80	4.90	2.30	1.40	44.00	10.50	n.d.	2.60	16.50
Pb	6.80	7.60	16.00	15.00	13.30	17.00	9.30	22.00	20.00	29.10
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	1.60	11.60	3.30	1.30	2.50	5.00	7.80	4.60	10.00	9.70
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	573	1068	2475	1931	534	2383	790	1144	1544	1429
La	41.00	48.50	44.00	37.00	10.40	21.00	40.00	19.00	28.00	19.00
Ce	64.00	76.00	61.00	54.00	18.40	38.00	65.00	28.00	45.00	30.00

Roches "Schisteuses" Transformées à Scheelite

NUMERO TYPE	RC134 RSTS	HYSH RSTS	9504 RSTS	950B RSTS	950A RSTS	CR41 RSTS	CS003 RSTS	CS073 RSTS
majeurs et traces								
SiO2	56.60	36.23	44.70	36.70	61.60	33.91	40.64	49.33
Al2O3	16.10	18.50	14.50	11.60	13.50	18.55	19.19	14.00
Fe2O3	4.65	14.50	10.30	5.79	6.73	4.54	11.95	3.24
MnO	0.225	0.210	0.662	0.503	0.198	0.431	0.220	0.310
MgO	1.21	2.63	5.30	2.59	2.77	2.79	6.72	3.00
CaO	8.10	6.30	8.45	19.30	3.99	17.63	0.550	6.43
TiO2	0.573	1.41	1.03	0.856	1.05	0.713	1.47	1.02
P2O5	0.150	0.420	0.280	0.270	0.220	0.520	0.160	0.240
K2O	< 1.d.	0.490	0.470	0.200	< 1.d.	0.010	n.d.	n.d.
H2O-	0.280	0.480	0.420	0.420	0.120	n.d.	n.d.	n.d.
Na	22.40	219	123	107	68.20	48.00	174	91.00
Cu	4.00	2705	690	74.20	205	549	407	208
Zn	185	10244	1650	1105	1723	149	1511	1931
Ga	35.00	7.50	36.00	30.00	24.00	44.00	n.d.	n.d.
Rb	119	248	192	143	443	229	n.d.	n.d.
Sr	317	120	83.00	200	59.00	294	97.00	74.00
Y	27.00	22.00	14.00	13.70	n.d.	34.00	14.00	7.60
Zr	120	112	84.40	68.00	65.00	135	98.00	49.00
Nb	12.50	30.60	25.30	19.40	22.60	17.60	33.00	26.60
W	15.60	11956	4791	2295	345	146	5299	2142
Pb	6.50	24.00	240	42.70	581	4.60	15.00	n.d.
Th	11.60	15.00	10.10	7.30	12.40	12.50	n.d.	n.d.
Sn	263	110	125	89.80	125	75.00	33.00	110
Ce	13.00	6.10	7.70	7.80	19.50	23.00	n.d.	n.d.
Ba	2335	394	699	1944	468	2209	1761	534
La	23.00	n.d.	n.d.	n.d.	13.00	43.00	15.00	10.00
Ce	46.00	22.60	15.30	11.90	30.00	79.00	20.00	18.00

Skarns sur marbres

La position des roches analysées est reportée sur les dessins d'affleurements situés dans le texte au Chapitre III.

Elles ont été analysées par spectrométrie de fluorescence X au Laboratoire de Géologie de L'Ecole des Mines de Saint-Etienne.

Le fluor a été analysé par électrode spécifique (C. Richard, Paris VI). Les valeurs importantes (20 %) sont probablement un peu surdosées de 1 ou 2 %.

Légende du "type" :

Ma	:	marbre
Px	:	pyronétite
Gt	:	grenatite
Gt-Id	:	grenato-idocrasite
Id	:	idocrasite
Ap	:	apatite
RM	:	roches "magnésiennes"

Quelques échantillons ont également été analysés par activation neutronique (analyste L. Raimbault).

Leur composition globale est récapitulée dans un tableau extrait d'un article (V Croze, L. Raimbault et B. Guy), soumis au Bulletin Européen de Minéralogie.

ANALYSES DE SKARNS sur marbres

NUMERO TYPE	CR8 Ma	CR32 Ma	CR32 Ma	CR23 Px	CR35B Px	CR36 Px	CR4 Cc	CR19 Cc	CR36C Cc	CR44B Cc
Poids d'oxydes										
SiO2	37.10	1.51	1.13	44.30	33.10	30.00	16.00	17.57	33.30	37.37
Al2O3	0.050	0.360	0.020	5.40	1.25	5.00	11.00	3.33	11.50	15.10
Fe2O3	0.290	0.250	0.210	11.30	11.60	14.00	6.00	7.00	9.00	13.00
MnO	0.319	0.178	0.157	1.14	1.72	1.16	1.16	2.12	2.00	3.00
MgO	0.350	0.350	0.410	6.96	7.07	0.800	1.00	1.00	1.00	1.00
CaO	54.10	53.60	54.90	28.70	35.30	37.60	37.20	39.20	32.00	28.50
TiO2	0.010	0.007	0.005	0.137	0.009	0.018	0.047	0.019	0.062	0.014
P2O5	0.000	0.010	< l.d.	0.080	0.020	0.030	4.30	0.630	3.56	0.040
WO3	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.490	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.010	0.190
H2O-	0.040	0.100	0.030	0.340	0.360	0.100	0.020	0.140	0.140	n.d.
PF	43.00	41.50	41.50	2.22	6.90	7.50	5.66	7.81	3.60	4.73
Total	93.40	93.10	93.35	101	96.92	97.03	95.95	94.33	93.65	100
F.	n.d.	n.d.	0.050	n.d.	15.00	n.d.	7.20	15.50	1.64	n.d.

éléments traces FX

Ni	3.30	< l.d.	2.50	43.50	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	3.60	3.30
Cu	39.70	35.00	< l.d.	165	1037	554	116	612	1493	216
Zn	225	215	33.00	966	2994	1646	365	3530	346	2342
Ga	< l.d.	< l.d.	3.20	15.00	< l.d.	15.00	23.80	37.70	47.00	57.80
Rb	< l.d.	2.30	< l.d.	4.50	7.90	7.90	6.60	4.80	6.40	3.40
Sr	942	687	915	115	93.40	202	156	62.60	77.00	58.40
Y.	4.90	3.50	3.60	11.00	< l.d.	4.20	6.00	14.00	15.00	15.20
Zr	19.90	17.90	18.40	38.00	18.50	17.00	21.00	14.60	21.00	54.20
Nb	3.70	4.00	3.10	7.30	8.00	9.60	15.00	3.00	14.00	3.30
W.	7.90	3.80	22.00	909	6910	5866	12345	8306	993	2635
Th	4.60	< l.d.	< l.d.	15.00	43.90	9.70	112	19.00	3.00	3.00
Sn	5.30	4.90	3.60	109	65.70	236	236	317	260	422
Cs	7.40	9.40	11.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	7.50	< l.d.
Ba	37.00	36.70	44.00	56.00	34.00	52.30	16.00	18.00	42.00	49.40
La	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Ce	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	9.90

ANALYSES DE SKARNS sur marbres

NUMERO TYPE	CR44V Gt	CR5 GtId	CR20 GtId	CR36 GtId	CR39 GtId	CR35 Id	CR4 Id	CR38 Gt	CR15 Ap	CR7 RM
Poids d'oxydes										
SiO2	30.33	27.50	25.80	27.99	29.00	30.40	63.40	37.90	3.00	35.25
Al2O3	12.21	11.40	12.10	8.78	12.60	11.30	2.55	14.20	2.48	1.90
Fe2O3	7.54	4.05	5.63	9.38	3.55	14.40	3.45	11.50	2.38	3.49
MnO	2.23	0.680	1.23	1.41	0.585	1.02	0.317	3.51	0.580	0.293
MgO	1.76	1.51	1.11	1.33	0.680	2.23	1.44	2.73	0.660	12.30
CaO	33.17	39.70	41.90	37.81	44.60	25.90	14.40	18.50	46.30	23.88
TiO2	0.077	0.129	0.106	0.006	0.037	0.266	0.058	0.023	0.026	0.013
P2O5	0.100	0.080	0.010	0.030	0.030	0.190	0.040	0.140	25.90	0.050
WO3	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.060	< l.d.	< l.d.	2.67	< l.d.	< l.d.	0.030
H2O-	n.d.	0.260	0.100	n.d.	0.080	0.660	0.220	0.180	0.040	n.d.
PF	6.06	8.40	4.30	5.08	3.54	2.30	10.00	8.44	4.22	24.12
Total	93.48	93.71	92.29	91.88	93.70	38.67	98.54	97.12	90.59	101
F.	n.d.	12.20	n.d.	n.d.	20.00	2.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

éléments traces FX

Ni	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Cu	3444	6.20	52.00	1897	17.00	28714	15.80	32.00	55.00	198
Zn	13821	407	1731	12400	781	12758	760	276	157	2277
Ga	23.40	31.40	31.00	35.00	25.50	12.00	< l.d.	30.40	7.00	7.40
Rb	3.10	40.70	4.10	3.50	42.60	4.70	7.90	17.00	7.00	6.10
Sr	101	136	153	72.00	306	111	834	50.00	651	182
Y.	11.40	13.50	9.40	9.00	4.90	22.40	3.60	5.70	13.30	4.90
Zr	20.50	32.00	28.00	20.00	18.20	51.30	19.70	14.60	20.00	15.50
Nb	7.70	11.00	14.70	12.20	21.30	9.20	4.00	6.70	6.50	7.40
W.	8973	2744	9525	8428	12591	19000	24493	3539	30.00	923
Th	9.50	15.00	14.00	36.30	3.00	18.60	6.50	4.90	134	17.10
Sn	213	191	222	699	321	379	46.30	196	49.80	60.20
Cs	< l.d.	9.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	11.30	10.50
Ba	60.40	23.00	17.50	14.30	64.00	6.50	56.50	38.30	32.00	36.50
La	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	10.20	< l.d.
Ce	< l.d.	10.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	21.00	< l.d.

ANALYSES DE SKARNS sur marbres

NUMERO TYPE	CR35A RM	CR33 RM	CR50 RM	CR56 RM
----------------	-------------	------------	------------	------------

Poids d'oxydes

SiO ₂	40.90	32.54	41.17	43.38
Al ₂ O ₃	1.76	0.630	0.430	1.84
Fe ₂ O ₃	2.56	6.70	2.71	5.51
MnO	0.233	0.463	0.530	0.271
MgO	0.720	4.36	6.79	9.54
CaO	37.60	35.11	23.99	21.35
TiO ₂	0.014	0.008	0.010	0.146
P ₂ O ₅	0.050	0.020	0.020	0.120
WO ₃	< l.d.	0.190	< l.d.	0.015
H ₂ O-	0.250	< l.d.	n.d.	n.d.
PF	11.70	13.76	19.14	13.40
Total	95.35	94.33	94.65	98.57
F.	21.80	14.30	6.30	3.70

éléments traces FX

Ni	2.70	< l.d.	4.30	16.00
Cu	813	3702	565	228
Zn	6125	581	5591	618
Ga	< l.d.	< l.d.	< l.d.	15.30
Rb	5.70	4.60	5.40	4.50
Sr	150	151	145	193
Y.	3.90	3.00	3.90	9.00
Zr	17.40	14.80	14.90	31.00
Nb	8.00	7.30	5.00	6.40
W.	581	1949	173	732
Th	10.60	50.00	20.00	11.00
Sn	140	113	19.00	165
Cs	< l.d.	9.50	9.50	11.20
Ba	41.10	35.20	37.30	39.70
La	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Ce	< l.d.	< l.d.	< l.d.	15.00

	marbles			pyroxenites		grossularites ± vesuvianite			vesuvianite- garnet rocks		silic. rock
	CR8	CR22	CR32	CR25B	CR28	CR4	CR25C	CR39	CR5	CR20	CR25A
SiO ₂	9.31	1.52	1.13	38.1	30.3	26.0	33.8	28.0	27.5	25.9	40.9
TiO ₂	0.010	0.007	0.005	0.009	0.028	0.047	0.082	0.037	0.129	0.106	0.014
Al ₂ O ₃	0.96	0.96	0.92	1.25	5.35	11.5	12.8	12.5	11.4	12.1	1.76
Fe ₂ O ₃	9.272	0.220	0.122	11.72	14.61	6.67	9.57	3.40	4.15	5.77	0.595
MnO	0.203	0.160	0.130	1.77	1.19	1.69	3.13	0.581	0.979	1.25	0.289
MgO	0.35	0.86	0.41	1.07	0.33	1.77	0.46	0.68	1.51	1.11	0.72
CaO	54.1	53.6	54.9	35.3	37.0	37.2	32.0	44.6	39.7	41.9	37.6
P ₂ O ₅	0.02	0.01	nd ^c	0.02	0.03	4.30	3.68	0.03	0.08	0.01	0.05
WO ₃	tr ^c	tr	tr	0.700	0.653	1.34	0.100	1.41	0.335	1.08	0.020
F	na ^c	na	0.057	16.05	na	7.20	1.64	20.0	12.2	na	21.85
CO ₂	43.0	41.5	41.5	3.5	3.4	6.3	5.7	1.7	6.3	3.1	6.9
Total ^e	98.28	97.94	98.29	102.73	94.39 ^f	100.99	102.27	104.52	99.15	92.23 ^f	101.50
Na	12	38	56	320	330	58	250	2790	1020	90	64
K	21	26	35	140	250	<200	130	2140	4800	<180	150
Sc	124 ^b	70 ^b	164 ^b	148 ^b	0.97	578 ^b	1.53	507 ^b	3.85	2.42	42 ^b
Cr	0.9	1.0	0.5	15.2	24.2	15.3	18.6	6.0	24.2	20.9	0.7
Co	128 ^b	219 ^b	84 ^b	5.83	7.83	1.28	1.74	1.33	3.09	2.60	296 ^b
Ni	0.86	0.87	0.55	3.2	6.8	1.77	2.9	1.51	6.9	8.0	0.44
Cu	40	35	<2	1037	554	116	1403	17	6	52	813
Zn	225	215	33	2894	1646	366	846	781	407	1731	6125
Ga	0.4	0.7	0.4	7.9	28.5	49.5	44.2	40.2	38.9	47.8	8.3
As	0.39	0.15	0.10	<1.3	1.3	46.0	1.33	2.2	2.6	2.3	0.31
Se	na	na	na	1.29	1.25	0.14	0.40	0.05	<0.06	<0.06	0.64
Br	0.16	0.36	0.67	<0.5	0.58	0.29	0.11	<0.5	0.31	<0.6	0.44
Rb	0.09	0.46	0.19	0.24	4.7	0.65	0.25	39.7	37.5	0.67	0.18
Sr	942	887	915	93.4	202	156	77.0	300	136	153	150
Zr	1.9	3.0	2.3	8.7	9.5	10.8	14.4	6.7	25.7	29.6	5.0
Mo	0.18	0.20	0.18	7.3	3.0	6.8	<0.5	19.1	3.5	13.3	0.63
Ag	71 ^b	16 ^b	6 ^b	5.83	1.88	2.64	2.10	76 ^b	35 ^b	723 ^b	3.38
Sn	5.3	4.9	3.6	65.7	236	236	260	321	191	222	140
Sb	38 ^b	37 ^b	14 ^b	1.35	3.12	208 ^b	255 ^b	1.84	2.48	3.34	79 ^b
Cs	8.6 ^b	144 ^b	27 ^b	49 ^b	1.27	255 ^b	36 ^b	10.39	2.61	111 ^b	13 ^b
Ba	9.3	10.1	9.6	8.7	33.3	7.2	5.1	44.5	24.5	5.7	3.1
La	1.05	0.87	1.06	2.04	0.70	3.86	2.56	2.61	10.6	7.2	0.53
Ce	2.20	2.14	1.96	3.26	2.20	8.3	6.1	5.2	19.2	17.9	0.96
Sm	156 ^b	117 ^b	155 ^b	115 ^b	121 ^b	0.36	676 ^b	0.32	1.94	1.22	92 ^b
Eu	59 ^b	54 ^b	47 ^b	334 ^b	87 ^b	0.52	0.59	314 ^b	1.11	0.89	79 ^b
Tb	26 ^b	21 ^b	19 ^b	26 ^b	22 ^b	90 ^b	219 ^b	88 ^b	322 ^b	165 ^b	15 ^b
Yb	66 ^b	49 ^b	73 ^b	75 ^b	154 ^b	337 ^b	1.53	305 ^b	0.99	0.64	58 ^b
Hf	20 ^b	11 ^b	10 ^b	43 ^b	129 ^b	160 ^b	199 ^b	97 ^b	531 ^b	385 ^b	26 ^b
Ta	8.0 ^b	4.6 ^b	7.5 ^b	124 ^b	527 ^b	543 ^b	1625 ^b	163 ^b	233 ^b	347 ^b	6.6 ^b
W	9.2	12.3	16.5	5550	5180	10630	792	11190	2660	8540	161.3
Au	0.6 ^b	2.3 ^b	0.2 ^b	10.2 ^b	15.7 ^b	182 ^b	8.8 ^b	<5 ^b	2.6 ^b	6.3 ^b	6.4 ^b
Th	95 ^b	91 ^b	51 ^b	90 ^b	242 ^b	223 ^b	533 ^b	313 ^b	1944 ^b	1648 ^b	29 ^b
U	1.14	1.00	1.33	2.16	0.39	0.85	1.04	1.68	1.58	2.88	0.73
Eu/Eu ^a	1.16	1.38	1.03	8.03	2.14	3.86	2.14	2.77	1.75	2.39	2.65

^a major elements in %, trace element in ppm unless noted ^b, then in ppb.

^c na = not analyzed; nd = not detected; tr = trace element level.

^e including less O=F.

^f low total due to the lack of fluorine analysis.

ANNEXE II

ANALYSE DE MINERAUX

Microsonde de l'Ecole des Mines de Paris

Centre de Fontainebleau - analyste : M.C. Forette.

FELDSPATHS

PL-plagioclase ou albite FK-feldspath potassique

Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	74	75	76	77	78	79	80	81	88	89
GRANITE	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
LAME	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
TYPE	FK	FK	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL
POSITION	1.	2.	3.	4.	5.	DESORGAN	GRANOPHY

Poids d'oxydes

Na2O	1.08	1.28	9.82	7.58	6.98	6.95	9.50	6.44	7.55	9.03
SiO2	64.38	64.80	62.04	59.36	57.94	57.96	61.42	56.78	59.45	62.31
Al2O3	18.84	18.77	23.53	25.39	26.22	26.05	24.07	27.21	25.14	22.32
K2O	15.21	14.94	0.230	0.210	0.240	0.260	0.210	0.220	0.180	1.16
CaO	< l.d.	< l.d.	5.08	7.22	7.98	7.81	5.41	8.99	6.80	3.11
TiO2	< l.d.	0.020	< l.d.	0.010	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	99.51	99.81	99.70	99.77	99.36	99.03	99.61	99.64	99.12	98.53

Formules structurales

Na	0.097	0.114	0.761	0.657	0.609	0.608	0.734	0.562	0.658	0.787
Si	2.98	2.99	2.76	2.66	2.61	2.62	2.74	2.56	2.67	2.80
Al	1.03	1.02	1.23	1.34	1.39	1.39	1.26	1.44	1.33	1.21
K	0.898	0.878	0.013	0.012	0.014	0.015	0.012	0.013	0.010	0.067
Ca	< l.d.	< l.d.	0.242	0.346	0.385	0.378	0.258	0.434	0.327	0.150
Ti	< l.d.	0.001	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	5.01	5.00	5.01	5.02	5.01	5.01	5.00	5.01	5.00	5.01

FELDSPATHS

PL-plagioclase ou albite FK-feldspath potassique

Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	94	95	96	90	92	311	320	322	323	324
GRANITE	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
LAME	35	35	35	35	35	MN18	MN18	SP1	SP1	SP1
TYPE	PL	PL	PL	FK	FK	PL	PL	FK	FK	PL
POSITION	1.	2.	3.	1.

Poids d'oxydes

Na2O	9.04	9.02	9.21	4.67	2.44	6.60	6.92	0.800	0.500	9.54
SiO2	62.83	62.89	63.28	65.38	65.33	57.28	57.96	64.61	64.20	63.67
Al2O3	23.15	23.26	22.84	19.08	19.05	25.61	26.37	18.29	18.44	22.88
K2O	0.210	0.240	0.210	8.76	12.68	1.02	0.170	15.56	15.75	0.230
CaO	4.44	4.41	4.21	0.100	< l.d.	7.64	8.40	< l.d.	0.020	4.03
TiO2	< l.d.	< l.d.	0.030	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	99.67	99.82	99.78	97.99	99.50	98.15	99.82	99.26	98.91	100

Formules structurales

Na	0.778	0.775	0.791	0.415	0.217	0.585	0.602	0.072	0.045	0.815
Si	2.79	2.79	2.80	2.99	2.99	2.62	2.60	3.00	2.99	2.81
Al	1.21	1.21	1.19	1.03	1.03	1.38	1.39	1.00	1.01	1.19
K	0.012	0.014	0.012	0.512	0.740	0.059	0.010	0.922	0.937	0.013
Ca	0.211	0.209	0.200	0.005	< l.d.	0.374	0.404	< l.d.	0.001	0.190
Ti	< l.d.	< l.d.	0.001	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	5.00	5.00	4.99	4.95	4.98	5.02	5.01	4.99	4.98	5.02

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

	325	330	332	338	339	340	341	377	378	379
NUMERO	325	330	332	338	339	340	341	377	378	379
GRANITE	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
LAME	SP1	SP1	SP1	SP1	SP1	SP1	SP1	PZ3	PZ3	PZ3
TYPE	PL	PL	PL	FK	FK	PL	PL	FK	PL	PL
POSITION	2.	2.	3.

Poids d'oxydes

Na2O	8.24	8.03	8.02	1.05	0.620	7.76	7.66	1.00	9.34	8.10
SiO2	61.16	60.44	60.82	64.21	64.44	59.83	59.62	65.07	64.08	61.39
Al2O3	23.94	24.52	24.17	18.43	18.29	24.61	24.74	18.77	23.03	24.61
K2O	0.240	0.220	0.350	15.14	15.72	0.340	0.360	15.35	0.240	0.340
CaO	5.52	6.38	6.20	0.050	< l.d.	6.16	6.60	0.030	4.15	5.95
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	99.10	99.59	99.56	98.88	99.07	98.70	98.98	100	101	100

Formules structurales

Na	0.715	0.696	0.695	0.095	0.056	0.678	0.669	0.089	0.794	0.695
Si	2.74	2.70	2.72	2.99	3.00	2.70	2.68	2.99	2.81	2.72
Al	1.26	1.29	1.27	1.01	1.00	1.31	1.31	1.02	1.19	1.28
K	0.014	0.013	0.020	0.900	0.934	0.020	0.021	0.900	0.013	0.019
Ca	0.265	0.306	0.297	0.002	< l.d.	0.297	0.318	0.001	0.195	0.282
Ti	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	4.99	5.01	5.00	5.00	4.99	5.01	5.00	5.00	5.00	5.00

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

	381	385	388	389	394	247	248	250	251	252
NUMERO	381	385	388	389	394	247	248	250	251	252
GRANITE	GB	GB	GB	GB	GB	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC
LAME	PZ3	PZ3	PZ3	PZ3	PZ3	MC9	MC9	MC9	MC9	MC9
TYPE	FK	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	FK
POSITION	ID247

Poids d'oxydes

Na2O	1.14	6.90	7.75	9.19	8.31	11.38	11.57	11.59	11.07	2.95
SiO2	65.18	58.16	60.24	64.01	61.21	68.92	67.09	67.13	67.31	64.91
Al2O3	18.61	26.35	25.70	23.09	24.14	20.35	20.18	20.13	19.88	19.11
K2O	15.16	0.250	0.220	0.280	0.240	0.140	0.130	0.160	0.110	12.59
CaO	0.030	8.14	6.98	4.37	5.79	0.310	0.560	0.660	0.490	0.040
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.120	0.080	< l.d.	< l.d.
Total	100	99.80	101	101	99.69	101	99.65	99.75	98.86	99.60

Formules structurales

Na	0.102	0.600	0.664	0.781	0.718	0.953	0.986	0.988	0.948	0.262
Si	3.00	2.61	2.66	2.80	2.73	2.98	2.95	2.95	2.97	2.98
Al	1.01	1.39	1.34	1.19	1.27	1.04	1.05	1.04	1.04	1.03
K	0.889	0.014	0.012	0.016	0.014	0.008	0.007	0.009	0.006	0.736
Ca	0.001	0.391	0.330	0.205	0.276	0.014	0.026	0.031	0.023	0.002
Ti	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.004	0.003	< l.d.	< l.d.
Total	5.00	5.01	5.01	4.99	5.01	5.00	5.02	5.02	4.99	5.01

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	270	264	265	292	293	296	297	294	295	303
GRANITE	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC
LAME	MC9	MC9	MC9	MN9	MN9	MN9	MN9	MN9	MN9	MN9
TYPE	FK	PL	PL	FK	FK	FK	FK	BALB	BALB	PL
POSITION	1.	1.	2.	2.	3.

Poids d'oxydes

Na2O	0.990	10.63	10.36	1.29	1.00	0.800	0.840	11.87	11.53	11.05
SiO2	64.00	65.22	64.94	64.96	64.54	64.33	64.64	67.94	57.63	66.10
Al2O3	18.93	21.33	21.32	18.72	18.76	18.51	18.92	19.93	19.97	20.43
K2O	15.50	0.130	0.120	14.93	15.62	15.59	15.34	0.100	0.070	0.250
CaO	< l.d.	2.04	2.47	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.480	0.650	1.41
TiO2	< l.d.	0.220	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.060	0.290
Total	99.42	99.57	99.21	99.90	99.92	99.23	99.74	100	99.91	99.53

Formules structurales

Na	0.089	0.911	0.891	0.115	0.090	0.072	0.075	1.01	0.980	0.946
Si	2.97	2.88	2.88	2.99	2.98	2.99	2.98	2.97	2.96	2.92
Al	1.04	1.11	1.11	1.02	1.02	1.01	1.03	1.03	1.03	1.06
K	0.918	0.007	0.007	0.877	0.921	0.925	0.903	0.006	0.004	0.014
Ca	< l.d.	0.097	0.117	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.022	0.031	0.067
Ti	< l.d.	0.007	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.002	0.010
Total	5.02	5.01	5.01	5.00	5.01	5.00	4.99	5.04	5.01	5.02

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	304	309	310	419	420	418	219	220	236	237
GRANITE	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GJ	GJ	GJ	GJ
LAME	MN9	MN9	MN9	MC27	MC27	MC27	MN3	MN3	MN3	MN3
TYPE	PL	PL	PL	PL	FK	FK	PL	FK	FK	FK
POSITION	1.	1.

Poids d'oxydes

Na2O	10.33	11.14	11.83	9.32	0.940	0.670	11.76	0.950	0.950	1.14
SiO2	64.58	66.78	68.21	63.40	64.98	64.94	66.90	63.85	63.58	64.15
Al2O3	21.75	20.59	19.52	22.75	18.65	18.44	19.65	18.89	18.82	18.84
K2O	0.260	0.110	0.150	0.200	15.31	15.66	0.090	15.35	15.43	15.16
CaO	2.70	1.26	0.070	4.16	0.010	< l.d.	0.440	0.010	< l.d.	0.010
TiO2	0.030	0.020	< l.d.	< l.d.	0.050	0.040	0.140	0.060	< l.d.	< l.d.
Total	99.65	99.90	99.78	99.83	99.94	99.75	98.98	99.11	98.78	99.30

Formules structurales

Na	0.887	0.948	1.01	0.800	0.084	0.060	1.01	0.086	0.086	0.103
Si	2.85	2.93	2.99	2.81	2.99	3.00	2.96	2.97	2.97	2.98
Al	1.13	1.07	1.01	1.19	1.01	1.00	1.03	1.04	1.04	1.03
K	0.015	0.006	0.008	0.011	0.900	0.923	0.005	0.911	0.920	0.898
Ca	0.128	0.059	0.003	0.197	< l.d.	< l.d.	0.021	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Ti	0.001	0.001	< l.d.	< l.d.	0.002	0.001	0.005	0.002	< l.d.	< l.d.
Total	5.02	5.01	5.02	5.01	4.99	4.98	5.03	5.01	5.02	5.01

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	241	222	223	224	225	226	229	244	245	246
GRANITE	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ
LAME	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3
TYPE	FK	PL	PL	PL1	PL	PL	PL	FK	PL	PL
POSITION	1.	2.	3.	4.

Poids d'oxydes

Na2O	0.900	10.24	10.31	10.73	10.17	9.60	10.05	0.750	9.32	9.20
SiO2	63.75	61.80	64.84	65.92	63.76	64.72	64.94	63.73	62.61	61.58
Al2O3	18.78	20.21	21.63	21.26	21.80	22.57	22.33	18.85	24.23	23.91
K2O	15.51	0.120	0.200	0.120	0.170	1.73	0.340	15.49	0.240	0.700
CaO	< l.d.	1.93	2.42	1.82	2.79	0.830	2.58	< l.d.	4.76	3.53
TiO2	< l.d.	< l.d.	0.080	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.070	< l.d.	< l.d.	0.100
Total	98.94	94.30	99.48	99.85	98.69	99.45	100	98.82	101	99.02

Formules structurales

Na	0.081	0.927	0.885	0.915	0.881	0.824	0.856	0.068	0.793	0.798
Si	2.97	2.88	2.87	2.90	2.85	2.87	2.85	2.97	2.75	2.76
Al	1.03	1.11	1.13	1.10	1.15	1.18	1.16	1.04	1.25	1.26
K	0.923	0.007	0.011	0.007	0.010	0.098	0.019	0.922	0.013	0.040
Ca	< l.d.	0.097	0.115	0.086	0.134	0.039	0.121	< l.d.	0.224	0.169
Ti	< l.d.	< l.d.	0.003	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.002	< l.d.	< l.d.	0.003
Total	5.00	5.02	5.01	5.01	5.03	5.01	5.01	5.00	5.03	5.03

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	275	276	279	280	103	104	105	411	415	11
GRANITE	GJ	GJ	GJ	GJ	OM	OM	OM	OM	OM	GM
LAME	MN11	MN11	MN11	MN11	102825	102825	102825	115715D	115715D	MC5
TYPE	PL	FK	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL
POSITION	2.	1.	3.

Poids d'oxydes

Na2O	11.82	1.03	11.27	11.35	11.26	10.97	10.45	11.09	8.79	7.75
SiO2	67.77	64.45	66.94	66.38	69.73	68.71	67.88	70.60	66.05	60.09
Al2O3	19.90	18.97	20.03	20.02	20.32	20.89	21.66	20.89	24.09	25.02
K2O	0.190	15.04	0.090	0.140	0.220	0.250	0.890	0.300	3.07	0.230
CaO	0.310	< l.d.	1.07	0.780	0.220	0.250	0.170	0.080	0.300	6.49
TiO2	0.360	0.110	< l.d.	0.060	0.070	0.100	0.150	< l.d.	< l.d.	0.040
Total	100	99.60	99.40	98.73	102	101	101	103	102	99.61

Formules structurales

Na	1.00	0.092	0.964	0.977	0.935	0.917	0.875	0.909	0.735	0.671
Si	2.96	2.98	2.95	2.95	2.99	2.96	2.93	2.99	2.85	2.68
Al	1.02	1.03	1.04	1.05	1.03	1.06	1.10	1.04	1.22	1.32
K	0.011	0.886	0.005	0.008	0.012	0.014	0.049	0.016	0.169	0.013
Ca	0.015	< l.d.	0.051	0.037	0.010	0.012	0.008	0.004	0.014	0.310
Ti	0.012	0.004	< l.d.	0.002	0.002	0.003	0.005	< l.d.	< l.d.	0.001
Total	5.02	4.99	5.01	5.02	4.98	4.97	4.97	4.96	4.99	4.99

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	12	13	14	23	24	25	26	2.	4.	6.
GRANITE	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM
LAME	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5
TYPE	PL	PL	FK	PL	PL	PL	PL	FK	PL	PL
POSITION	2.	1.	NOURISSA	1.	2.	3.	4.

Poids d'oxydes

Na2O	8.13	7.59	0.680	7.80	7.70	8.27	7.08	0.470	9.81	9.90
SiO2	60.81	59.27	63.96	60.12	59.85	61.20	58.42	64.89	68.80	69.47
Al2O3	24.61	25.37	18.88	25.06	24.94	24.01	25.94	18.87	19.68	20.53
K2O	0.170	0.180	15.50	0.230	0.360	0.460	0.300	15.70	0.140	0.450
CaO	6.30	7.00	< l.d.	6.65	6.70	5.67	7.64	0.010	0.200	0.240
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.040	0.030	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	100	99.41	99.02	99.90	99.58	99.61	99.38	99.94	99.63	101

Formules structurales

Na	0.701	0.660	0.061	0.674	0.668	0.716	0.617	0.042	0.835	0.828
Si	2.70	2.66	2.98	2.68	2.68	2.73	2.63	2.99	3.02	3.00
Al	1.29	1.34	1.04	1.32	1.32	1.26	1.37	1.02	1.02	1.04
K.	0.010	0.010	0.921	0.013	0.021	0.026	0.017	0.923	0.008	0.025
Ca	0.300	0.336	< l.d.	0.318	0.321	0.271	0.368	< l.d.	0.009	0.011
Ti	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.001	0.001	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	5.00	5.01	5.00	5.01	5.01	5.00	5.00	4.98	4.89	4.90

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	5.	3.	15	16	17	20	19	21	22	55
GRANITE	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GN
LAME	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	MC5	95010
TYPE	FK	FK	FK	FK	FK	FK	FK	FK	FK	PL
POSITION	7.	6.	5.	4.	3.	2.	1.	1.

Poids d'oxydes

Na2O	0.870	0.750	0.600	0.800	1.12	1.43	1.71	1.15	1.03	9.18
SiO2	64.69	64.39	63.50	64.26	64.03	64.18	64.31	64.18	63.93	63.16
Al2O3	18.79	18.69	18.79	18.82	18.90	18.97	18.81	18.59	18.69	22.90
K2O	15.50	15.64	15.44	15.46	14.91	14.41	13.95	14.90	15.20	0.320
CaO	< l.d.	< l.d.	0.050	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.070	0.050	< l.d.	4.06
TiO2	< l.d.	< l.d.	0.020	< l.d.	0.020	< l.d.	0.020	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	99.85	99.47	98.40	99.34	98.98	98.99	98.87	98.87	98.85	99.62

Formules structurales

Na	0.078	0.067	0.055	0.072	0.101	0.129	0.154	0.104	0.093	0.790
Si	2.99	2.99	2.98	2.98	2.98	2.98	2.98	2.99	2.98	2.80
Al	1.02	1.02	1.04	1.03	1.04	1.04	1.03	1.02	1.03	1.20
K.	0.913	0.925	0.923	0.915	0.884	0.853	0.825	0.885	0.904	0.018
Ca	< l.d.	< l.d.	0.003	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.003	0.002	< l.d.	0.193
Ti	< l.d.	< l.d.	0.001	< l.d.	0.001	< l.d.	0.001	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	5.00	4.99	5.00	5.01	5.00

FELDSPATHS

PL-plagioclase ou albite FK-feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	56	57	58	59	63	64	65	68	564	565
GRANITE	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN
LAME	95010	95010	95010	95010	95010	95010	95010	95010	MD20	MD20
TYPE	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	MYRMEKIT	PL
POSITION	2.	3.	4.	5.	3.

Poids d'oxydes

Na2O	8.91	8.09	8.51	8.14	7.77	3.99	9.24	9.68	9.56	7.69
SiO2	62.33	61.09	61.69	60.63	60.23	63.72	62.92	64.37	63.00	59.00
Al2O3	23.31	24.88	23.79	24.22	24.68	24.95	23.18	22.08	23.10	25.70
K2O	0.360	0.580	0.300	0.400	0.650	0.540	0.220	0.300	0.110	0.150
CaO	4.60	5.04	5.10	5.76	5.95	5.49	4.24	3.11	4.14	7.31
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.050	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	99.51	99.68	99.39	99.15	99.33	98.69	99.80	99.54	99.91	99.85

Formules structurales

Na	0.769	0.698	0.736	0.708	0.675	0.341	0.794	0.831	0.821	0.667
Si	2.78	2.72	2.75	2.72	2.70	2.81	2.79	2.85	2.79	2.64
Al	1.22	1.30	1.25	1.28	1.30	1.30	1.21	1.15	1.21	1.36
K	0.020	0.033	0.017	0.023	0.037	0.030	0.012	0.017	0.006	0.009
Ca	0.219	0.240	0.244	0.277	0.286	0.259	0.201	0.148	0.196	0.350
Ti	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.002	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	5.01	4.99	5.00	5.01	5.00	4.74	5.01	5.00	5.02	5.03

FELDSPATHS

PL-plagioclase ou albite FK-feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

NUMERO	567	35	36	37	43	44	45	46	47	348
GRANITE	GN	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA
LAME	MD20	9509	9509	9509	9509	9509	9509	9509	9509	MD6
TYPE	FK	FK	FK	FK	PL	PL	PL	PL	PL	PL
POSITION	3.	36	1.

Poids d'oxydes

Na2O	0.370	0.600	0.500	0.600	11.64	11.59	11.46	11.52	11.54	10.79
SiO2	63.80	64.21	64.25	64.49	68.06	68.09	68.73	69.28	68.23	66.38
Al2O3	18.80	18.79	18.91	18.88	19.63	19.71	19.95	19.97	19.54	20.86
K2O	16.50	15.92	16.15	15.92	0.100	0.110	0.100	0.100	0.080	0.610
CaO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.270	0.330	0.340	0.210	0.300	0.940
TiO2	0.060	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.020	< l.d.	< l.d.
Total	99.53	99.52	99.81	99.89	99.70	99.83	101	101	99.69	99.58

Formules structurales

Na	0.033	0.054	0.045	0.054	0.990	0.984	0.965	0.964	0.981	0.922
Si	2.97	2.98	2.98	2.98	2.98	2.98	2.98	2.99	2.99	2.93
Al	1.03	1.03	1.03	1.03	1.01	1.02	1.02	1.02	1.01	1.08
K	0.980	0.943	0.954	0.939	0.006	0.006	0.006	0.006	0.004	0.034
Ca	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.013	0.015	0.016	0.010	0.014	0.044
Ti	0.002	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.001	< l.d.	< l.d.
Total	5.02	5.01	5.01	5.00	5.00	5.01	4.99	4.99	5.00	5.01

FELDSPATHS

PL=plagioclase ou albite FK=feldspath potassique Zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

	349	350	351	358	361	365	373	374
NUMERC	349	350	351	358	361	365	373	374
GRANITE	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA
LAME	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6
TYPE	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL	PL
POSITION	1.	3.	1.	3.

Poids d'oxydes

Na2O	10.58	10.59	10.25	11.19	10.84	10.65	10.59	10.03
SiO2	66.15	66.16	65.41	67.68	67.39	65.94	67.00	67.07
Al2O3	20.90	20.92	21.21	20.73	20.37	21.00	21.30	21.38
K2O	0.260	0.330	0.770	0.140	0.140	0.220	0.140	0.190
CaO	1.94	1.81	1.36	1.02	1.24	1.60	1.37	1.30
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	99.83	99.81	99.00	101	99.98	99.41	100	100

Formules structurales

Na	0.903	0.904	0.882	0.943	0.920	0.912	0.895	0.847
Si	2.91	2.91	2.90	2.94	2.95	2.91	2.92	2.92
Al	1.08	1.09	1.11	1.06	1.05	1.09	1.09	1.10
K	0.015	0.019	0.044	0.008	0.008	0.012	0.008	0.011
Ca	0.091	0.085	0.065	0.048	0.058	0.076	0.064	0.084
Ti	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	5.00	5.01	5.00	5.00	4.99	5.00	4.98	4.96

BIOTITES formule structurale calculée sur 22 oxygènes et 16 cations
 EN=enclave zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero	72	73	84	86	93	313	319	326	327	328
lame	35	35	35	35	35	MN18	MN18	SP1	SP1	SP1
type	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
position	1.	2.	EN	EN	3.	1.

Poids d'oxydes

Na2O	0.170	0.160	0.210	0.200	3.190	0.130	0.120	0.150	0.120	0.140
SiO2	34.59	34.49	35.09	35.05	35.11	35.37	35.52	34.91	34.94	34.51
F.	0.270	0.330	0.370	0.430	0.400	0.180	0.420	0.530	0.270	0.410
MgO	7.20	7.20	7.84	7.60	8.09	9.14	9.26	7.87	7.96	7.89
Al2O3	18.42	19.71	18.64	19.33	18.88	15.12	14.89	17.33	17.23	17.53
K2O	9.56	9.48	9.70	9.77	9.69	9.43	9.39	9.41	9.45	9.39
FeO	21.61	21.21	21.14	20.96	20.74	20.86	20.86	20.73	20.66	21.13
MnO	0.430	0.370	0.350	0.350	0.360	0.360	0.370	0.460	0.470	0.490
TiO2	2.87	2.96	2.34	2.42	2.26	3.71	3.56	2.84	2.90	3.08
Total	95.12	94.91	95.68	96.11	95.72	94.30	94.39	94.23	94.00	94.57

Formules structurales

Na	0.051	0.048	0.063	0.359	0.057	0.039	0.036	0.046	0.036	0.042
Si	5.38	5.36	5.41	5.37	5.40	5.54	5.57	5.47	5.48	5.40
F.	0.135	0.165	0.183	0.211	0.197	0.091	0.211	0.266	0.136	0.206
Mg	1.67	1.67	1.80	1.74	1.85	2.13	2.16	1.84	1.96	1.84
Al4	2.62	2.54	2.59	2.63	2.60	2.46	2.43	2.53	2.52	2.60
Al6	0.760	0.790	0.800	0.860	0.820	0.330	0.320	0.670	0.660	0.630
K.	1.90	1.88	1.91	1.91	1.90	1.88	1.88	1.88	1.89	1.87
Fe	2.81	2.76	2.73	2.69	2.67	2.73	2.73	2.72	2.71	2.76
Mn	0.057	0.049	0.046	0.045	0.047	0.048	0.049	0.061	0.062	0.065
Ti	0.336	0.346	0.271	0.279	0.261	0.437	0.420	0.335	0.342	0.362
Total	15.72	15.71	15.80	15.79	15.80	15.68	15.81	15.82	15.70	15.77
XFe	0.627	0.623	0.603	0.607	0.591	0.562	0.558	0.596	0.593	0.600

BIOTITES formule structurale calculée sur 22 oxygènes et 16 cations
 EN=enclave zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero	329	331	333	334	335	336	337	376	380	383
lame	SP1	SP1	SP1	SP1	SP1	SP1	SP1	PZ3	PZ3	PZ3
type	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
position	PL	PL	1.	2.	3.	4.	5.	1.

Poids d'oxydes

Na2O	0.130	0.100	0.100	0.100	0.130	0.150	0.160	0.170	0.170	0.150
SiO2	35.23	35.37	34.72	34.57	34.58	34.97	35.04	34.25	34.91	34.72
F.	0.470	0.200	0.280	0.230	0.320	0.540	0.360	0.250	0.590	0.500
MgO	8.50	8.50	7.76	7.64	7.88	7.93	8.00	7.34	7.13	7.55
Al2O3	15.89	15.97	17.00	17.45	17.16	17.00	17.06	18.28	17.48	17.56
K2O	9.32	9.12	9.31	9.46	9.36	9.36	9.37	8.24	9.20	9.34
FeO	21.58	21.48	21.33	21.46	21.69	21.32	21.30	21.82	21.83	21.44
MnO	0.400	0.340	0.480	0.530	0.440	0.430	0.420	0.400	0.460	0.470
TiO2	3.28	2.90	3.26	2.71	2.64	3.08	2.84	2.42	2.93	3.12
Total	94.80	93.98	94.24	94.15	94.20	94.78	94.55	93.17	94.70	94.85

Formules structurales

Na	0.039	0.030	0.030	0.030	0.040	0.045	0.048	0.052	0.052	0.045
Si	5.51	5.55	5.45	5.43	5.44	5.47	5.48	5.40	5.47	5.42
F.	0.235	0.101	0.142	0.116	0.162	0.270	0.181	0.128	0.296	0.250
Mg	1.98	1.99	1.81	1.79	1.85	1.85	1.96	1.73	1.66	1.76
Al4	2.49	2.45	2.55	2.57	2.56	2.53	2.52	2.60	2.53	2.58
Al6	0.440	0.500	0.590	0.660	0.620	0.600	0.620	0.800	0.700	0.650
K.	1.86	1.83	1.86	1.90	1.88	1.87	1.87	1.66	1.84	1.86
Fe	2.82	2.82	2.80	2.82	2.85	2.79	2.78	2.88	2.86	2.80
Mn	0.053	0.045	0.064	0.071	0.059	0.057	0.056	0.053	0.061	0.062
Ti	0.386	0.342	0.385	0.320	0.312	0.362	0.334	0.287	0.345	0.366
Total	15.81	15.66	15.68	15.71	15.77	15.84	15.75	15.59	15.81	15.79
XFe	0.587	0.586	0.607	0.612	0.606	0.601	0.599	0.625	0.633	0.614

BIOTITES formule structurale calculée sur 22 oxygènes et 16 cations
 EN=enclave zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero	384	386	390	393	416	417	249	253	251	266
lame	PZ3	PZ3	PZ3	PZ3	MC27	MC27	MC9	MC9	MC9	MC9
type	GB	GB	GB	GB	GRS	GRS	GRC	GRC	GRC	GRC
position	EN	EN	EN	EN	1.	3.	0.	AND	1.

Poids d'oxydes

Na2O	0.170	0.150	0.120	0.160	0.080	0.100	0.080	0.070	0.070	0.090
SiO2	34.82	34.27	34.30	35.40	34.91	34.62	34.68	33.87	34.80	33.86
F.	0.300	0.410	0.150	0.470	0.550	0.530	1.17	0.330	1.00	0.880
MgO	7.20	7.51	7.37	7.54	6.33	6.42	5.01	5.04	4.35	4.54
Al2O3	17.90	17.61	18.11	17.78	17.52	17.72	19.64	18.89	20.12	18.96
K2O	8.89	9.05	9.29	8.80	9.47	9.27	9.55	9.46	9.71	9.50
FeO	21.07	21.46	21.62	20.73	22.92	23.15	23.08	24.23	21.89	23.21
MnO	0.440	0.430	0.550	0.440	0.410	0.440	1.52	0.230	0.990	0.230
TiO2	2.55	3.43	3.13	3.10	2.77	3.07	2.37	2.43	2.73	3.24
Total	93.34	94.32	94.54	94.52	95.06	95.33	97.10	95.05	95.56	94.51

Formules structurales

Na	0.052	0.046	0.036	0.043	0.024	0.030	0.024	0.022	0.021	0.028
Si	5.48	5.38	5.36	5.49	5.48	5.42	5.38	5.37	5.42	5.37
F.	0.153	0.207	0.076	0.236	0.276	0.266	0.571	0.417	0.497	0.445
Mg	1.69	1.76	1.72	1.77	1.48	1.50	1.16	1.19	1.01	1.07
AL4	2.52	2.62	2.64	2.51	2.52	2.58	2.62	2.63	2.58	2.63
AL6	0.800	0.640	0.690	0.740	0.740	0.690	0.970	0.900	1.12	0.920
K.	1.79	1.81	1.85	1.74	1.90	1.85	1.89	1.91	1.93	1.92
Fe	2.78	2.82	2.82	2.69	3.01	3.03	2.99	3.21	2.85	3.08
Mn	0.059	0.057	0.073	0.058	0.054	0.058	0.200	0.031	0.131	0.031
Ti	0.302	0.405	0.358	0.362	0.327	0.362	0.276	0.290	0.320	0.387
Total	15.63	15.74	15.63	15.54	15.81	15.79	16.08	15.97	15.88	15.88
XFe	0.622	0.616	0.621	0.603	0.670	0.669	0.720	0.730	0.738	0.742

BIOTITES formule structurale calculée sur 22 oxygènes et 16 cations
 EN=enclave zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero	268	298	299	300	305	306	281	282	208	209
lame	MC9	MN9	MN9	MN9	MN9	MN9	MN11	MN11	MN3	MN3
type	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GRC	GJ	GJ	GJ	GJ
position	0.	1.	2.	3.	1.	3.	0.	0.	EN	EN

Poids d'oxydes

Na2O	0.100	0.140	0.140	0.140	0.140	0.200	0.120	0.010	0.140	0.180
SiO2	34.09	34.09	33.68	33.84	33.79	34.51	33.86	34.09	34.22	34.26
F.	0.850	0.360	0.340	0.290	0.060	0.880	0.510	0.100	0.700	0.810
MgO	4.75	3.95	4.20	3.97	5.03	4.73	4.65	4.88	5.58	5.33
Al2O3	19.07	20.24	19.63	19.83	19.97	19.71	19.54	19.10	18.97	19.53
K2O	9.51	9.53	9.24	9.40	9.20	9.40	9.52	9.33	9.64	9.47
FeO	23.68	24.02	23.81	23.80	23.26	23.11	23.17	23.29	22.89	21.92
MnO	0.200	0.770	0.800	0.820	1.34	1.07	0.450	0.500	0.250	0.240
TiO2	3.31	2.39	2.30	2.37	1.19	1.59	2.44	2.14	2.71	2.54
Total	95.56	95.49	94.14	94.46	93.98	95.20	94.26	93.44	95.10	94.28

Formules structurales

Na	0.030	0.043	0.043	0.043	0.043	0.061	0.037	0.003	0.043	0.055
Si	5.35	5.34	5.35	5.36	5.36	5.43	5.37	5.42	5.38	5.40
F.	0.425	0.182	0.175	0.149	0.031	0.439	0.260	0.052	0.350	0.407
Mg	1.11	0.923	0.995	0.937	1.19	1.11	1.10	1.16	1.31	1.25
AL4	2.65	2.66	2.65	2.64	2.64	2.57	2.63	2.58	2.62	2.60
AL6	0.880	1.08	1.03	1.06	1.09	1.09	1.02	1.000	0.890	1.03
K.	1.91	1.91	1.87	1.90	1.86	1.89	1.92	1.89	1.93	1.90
Fe	3.11	3.15	3.17	3.15	3.08	3.04	3.07	3.10	3.01	2.89
Mn	0.027	0.102	0.108	0.110	0.180	0.143	0.060	0.067	0.033	0.032
Ti	0.391	0.282	0.275	0.282	0.142	0.188	0.291	0.256	0.320	0.301
Total	15.88	15.67	15.67	15.63	15.62	15.96	15.76	15.53	15.99	15.86
XFe	0.737	0.773	0.761	0.771	0.721	0.733	0.735	0.728	0.697	0.698

BIOTITES formule structurale calculée sur 22 oxygènes et 16 cations
 EN=enclave zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero	210	230	231	542	543	97	98	401	402	412
lame	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	102825	102825	115715D	115715D	115715D
type	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	MG	MG	MG	MG	MG
position	EN	3.	1.	1.	3.	II	II	I.	I.	III

Poids d'oxydes

Na2O	0.250	0.170	0.160	0.200	0.160	0.210	0.470	0.270	0.320	0.240
SiO2	34.23	34.20	34.57	34.30	34.50	35.00	38.60	34.57	34.44	34.13
F.	1.17	0.590	0.880	0.800	0.700	0.320	0.270	0.590	0.550	0.690
MgO	5.43	5.54	5.87	5.39	5.67	7.29	3.93	6.93	5.86	6.87
Al2O3	19.85	19.88	19.38	19.60	19.50	18.94	27.10	16.91	17.01	17.21
K2O	9.57	9.71	9.71	9.77	9.90	9.00	9.14	9.00	9.00	8.88
FeO	22.57	21.32	21.79	22.80	22.90	22.70	12.96	22.54	22.23	22.75
MnO	0.280	0.270	0.350	0.300	0.326	0.210	n.d.	0.220	0.240	0.200
TiO2	2.42	2.76	3.09	2.98	3.08	3.70	2.30	4.56	4.07	3.68
Total	95.77	94.44	95.90	96.14	96.74	96.97	94.77	95.59	94.72	94.54

Formules structurales

Na	0.076	0.052	0.048	0.060	0.048	0.062	0.132	0.082	0.097	0.073
Si	5.35	5.36	5.38	5.33	5.33	5.37	5.60	5.38	5.41	5.38
F.	0.575	0.297	0.434	0.395	0.344	0.401	0.133	0.295	0.277	0.342
Mg	1.27	1.29	1.36	1.25	1.31	1.67	0.850	1.61	1.61	1.61
AL4	2.65	2.64	2.62	2.67	2.67	2.63	2.40	2.62	2.59	2.62
AL6	1.01	1.03	0.920	0.920	0.880	0.630	2.24	0.480	0.560	0.580
K.	1.91	1.94	1.92	1.94	1.95	1.76	1.69	1.79	1.80	1.79
Fe	2.95	2.79	2.83	2.96	2.96	2.91	1.57	2.94	2.92	3.00
Mn	0.037	0.036	0.046	0.040	0.043	0.027	n.d.	0.029	0.032	0.027
Ti	0.284	0.325	0.360	0.348	0.358	0.427	0.251	0.534	0.480	0.436
Total	16.11	15.76	15.92	15.91	15.89	15.39	14.87	15.76	15.78	15.86
XFe	0.699	0.684	0.675	0.703	0.693	0.635	0.649	0.646	0.645	0.651

BIOTITES formule structurale calculée sur 22 oxygènes et 16 cations
 EN=enclave zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero	413	553	554	555	556	7.	8.	9.	48	49
lame	115715D	A33	A33	A33	A33	MC5	MC5	MC5	95010	95010
type	MG	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GM	GN	GN
position	III	3.	3.	3.	1.	1.	2.	3.	1.	2.

Poids d'oxydes

Na2O	0.180	0.080	0.180	0.150	0.170	0.160	0.170	0.170	0.080	0.100
SiO2	33.88	34.60	34.50	34.30	34.40	33.92	34.89	34.65	34.79	33.38
F.	0.460	< I.d.	0.360	0.240	0.430	0.380	0.450	0.470	0.480	0.630
MgO	6.74	6.53	6.92	6.76	6.84	6.88	6.60	6.57	6.65	7.26
Al2O3	17.73	19.40	19.80	19.40	19.40	19.58	19.61	19.34	19.40	19.14
K2O	8.98	9.86	9.67	9.86	9.93	8.59	9.68	9.75	9.25	8.54
FeO	23.07	21.90	21.70	21.60	21.60	22.54	21.83	22.09	22.21	21.82
MnO	0.250	0.250	0.295	0.290	0.270	0.340	0.300	0.280	0.430	0.370
TiO2	3.43	3.52	2.93	3.58	3.48	2.61	3.45	3.14	3.41	2.23
Total	94.73	96.24	96.35	96.18	96.42	95.00	96.98	96.46	96.70	93.47

Formules structurales

Na	0.055	0.024	0.054	0.045	0.051	0.048	0.050	0.051	0.024	0.031
Si	5.33	5.30	5.29	5.27	5.28	5.28	5.32	5.33	5.32	5.29
F.	0.232	n.d.	0.178	0.119	0.212	0.191	0.221	0.232	0.237	0.319
Mg	1.58	1.49	1.58	1.55	1.57	1.60	1.50	1.51	1.52	1.71
AL4	2.67	2.70	2.71	2.73	2.72	2.72	2.68	2.67	2.68	2.71
AL6	0.620	0.800	0.370	0.790	0.790	0.870	0.840	0.830	0.820	0.860
K.	1.80	1.93	1.89	1.93	1.93	1.70	1.88	1.91	1.80	1.73
Fe	3.04	2.81	2.78	2.78	2.77	2.93	2.78	2.84	2.84	2.89
Mn	0.035	0.032	0.038	0.038	0.035	0.045	0.039	0.036	0.056	0.050
Ti	0.406	0.417	0.338	0.414	0.402	0.305	0.395	0.363	0.392	0.256
Total	15.77	15.50	15.73	15.67	15.76	15.69	15.70	15.77	15.69	15.86
XFe	0.658	0.653	0.638	0.642	0.638	0.647	0.650	0.653	0.651	0.628

BIOTITES formule structurale calculée sur 22 oxygènes et 16 cations
 EN=enclave zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero	50	51	52	69	70	557	558	550	551	563
lame	95010	95010	95010	95010	95010	MD12	MD12	MD12	MD20	MD20
type	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN	GN
position	3.	4.	PL	PL	3.	1.	3.	3.	3.

Poids d'oxydes

Na2O	0.170	0.510	0.120	0.100	0.110	0.100	0.090	0.220	0.160	0.150
SiO2	34.87	35.06	35.10	33.91	34.78	34.10	33.90	34.50	34.50	34.30
F.	0.560	0.610	0.160	0.450	0.270	0.880	0.340	1.00	0.280	0.310
MgO	6.86	6.66	6.70	6.58	6.12	5.50	5.11	5.66	5.80	5.88
Al2O3	19.20	19.60	18.76	19.20	19.00	20.10	19.10	19.00	20.20	20.00
K2O	9.72	9.52	9.45	9.29	9.49	9.78	9.48	9.41	9.70	9.83
FeO	21.63	20.93	21.40	21.57	21.62	23.00	23.40	22.10	21.60	21.50
MnO	0.400	0.400	0.460	0.500	0.480	1.02	1.15	0.980	0.590	0.550
TiO2	2.85	2.75	2.51	2.30	2.93	1.97	2.13	2.36	3.10	2.78
Total	96.26	96.04	94.66	93.90	94.80	96.45	94.70	95.23	95.93	95.30

Formules structurales

Na	0.051	0.152	0.036	0.031	0.033	0.030	0.028	0.067	0.048	0.045
Si	5.36	5.38	5.45	5.35	5.41	5.31	5.36	5.42	5.31	5.32
F.	0.276	0.299	0.081	0.228	0.136	0.432	0.173	0.496	0.140	0.155
Mg	1.57	1.52	1.55	1.55	1.42	1.28	1.21	1.32	1.33	1.36
Al4	2.64	2.62	2.55	2.65	2.59	2.69	2.64	2.58	2.69	2.68
Al6	0.840	0.930	0.890	0.920	0.900	1.000	0.920	0.940	0.970	0.960
K.	1.91	1.87	1.87	1.87	1.88	1.94	1.91	1.89	1.90	1.95
Fe	2.78	2.69	2.78	2.84	2.81	2.99	3.10	2.90	2.78	2.79
Mn	0.052	0.052	0.061	0.067	0.063	0.134	0.154	0.130	0.077	0.072
Ti	0.330	0.318	0.293	0.273	0.343	0.231	0.253	0.279	0.359	0.324
Total	15.81	15.83	15.56	15.78	15.58	16.04	15.75	16.02	15.60	15.68
XFe	0.639	0.639	0.642	0.647	0.664	0.700	0.719	0.687	0.676	0.672

BIOTITES formule structurale calculée sur 22 oxygènes et 16 cations
 EN=enclave zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero	566	362	363	364	367	371	568	569
lame	MD20	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6	MD24	MD24
type	GN	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA
position	3.	1.	2.	3.	3.	3.	3.

Poids d'oxydes

Na2O	0.180	0.130	0.150	0.170	0.110	0.120	< 1.d.	< 1.d.
SiO2	34.50	34.83	34.97	34.83	34.57	34.44	24.40	24.40
F.	0.530	0.640	0.940	0.840	0.860	0.550	< 1.d.	< 1.d.
MgO	6.10	3.73	3.72	3.77	3.83	3.72	3.56	3.64
Al2O3	20.30	19.51	19.77	19.73	19.58	20.41	20.60	22.10
K2O	9.73	9.41	9.43	9.54	9.40	8.97	0.210	0.050
FeO	21.30	24.15	23.32	23.69	23.44	23.37	31.60	33.60
MnO	0.520	0.860	0.890	0.960	0.850	0.900	0.650	0.960
TiO2	2.98	2.03	2.05	2.05	1.90	1.90	0.100	0.100
Total	96.14	95.29	95.24	95.58	94.54	94.38	81.12	84.85

Formules structurales

Na	0.054	0.040	0.046	0.052	0.034	0.037	n.d.	n.d.
Si	5.30	5.48	5.50	5.47	5.48	5.43	4.56	4.39
F.	0.262	0.323	0.471	0.421	0.435	0.281	n.d.	n.d.
Mg	1.40	0.875	0.872	0.882	0.905	0.874	0.991	0.975
Al4	2.70	2.52	2.50	2.53	2.52	2.57	3.44	3.61
Al6	0.980	1.10	1.16	1.12	1.14	1.22	1.10	1.07
K.	1.91	1.89	1.89	1.91	1.90	1.80	0.050	0.011
Fe	2.74	3.18	3.07	3.11	3.11	3.08	4.94	5.05
Mn	0.068	0.115	0.119	0.128	0.114	0.120	0.103	0.146
Ti	0.345	0.240	0.242	0.242	0.227	0.225	0.014	0.014
Total	15.76	15.76	15.87	15.86	15.86	15.64	15.20	15.27
XFe	0.662	0.784	0.779	0.779	0.775	0.779	0.933	0.939

MUSCOVITES

AU=automorphe PL= au dépens du PL LB= liée biotite DB= destruction de biotite AN= au dépens andalousite GT= du gren at

NUMERO	82	83	85	87	255	259	260	252	253	257
LAME	35	35	35	35	MC9	MC9	MC9	MC9	MC9	MC9
GRANITE	GB	GB	GB	GB	GR	GR	GR	GR	GR	GR
TYPE	PL	PL	LB	LB	AN	AN	EV	AU	AU	DB

Poids d'oxydes

K2O	10.36	10.75	11.02	10.83	10.75	10.99	10.76	10.94	10.32	10.35
Na2O	0.520	0.480	0.330	0.490	0.580	0.040	0.370	0.400	0.770	0.700
SiO2	45.37	45.18	45.89	45.25	45.35	44.94	45.42	45.80	45.72	45.60
Al2O3	36.75	35.95	34.31	34.75	35.61	35.28	36.07	35.62	35.55	35.30
FeO	1.52	1.58	2.14	2.03	1.04	1.10	1.10	0.180	1.45	1.29
MgO	0.440	0.450	0.820	0.640	0.530	0.570	0.500	0.380	0.590	0.550
MnO	< l.d.	0.010	< l.d.	0.070	< l.d.	< l.d.	0.720	1.23	0.410	< l.d.
F.	0.140	0.220	0.050	< l.d.	0.510	0.470	0.330	0.350	0.380	0.340
TiO2	0.040	0.210	0.660	0.800	0.500	0.380	< l.d.	0.470	0.120	0.700
Total	95.54	94.83	95.22	94.77	94.87	93.77	95.27	96.38	95.40	94.83

Formules structurales

K.	1.81	1.84	1.89	1.86	1.85	1.91	1.84	1.85	1.76	1.77
Na	0.160	0.125	0.085	0.105	0.151	0.011	0.096	0.103	0.200	0.182
Si	6.05	6.03	6.16	6.13	6.10	6.10	6.09	6.06	6.12	6.12
Al4	1.95	1.92	1.84	1.90	1.90	1.90	1.91	1.94	1.88	1.98
Al6	3.82	3.78	3.59	3.62	3.75	3.78	3.79	3.77	3.74	3.71
Fe	0.169	0.178	0.240	0.229	0.117	0.125	0.123	0.020	0.162	0.145
Mg	0.087	0.090	0.164	0.129	0.106	0.116	0.100	0.075	0.116	0.110
Mn		0.001		0.008			0.082	0.138	0.046	
F.	0.059	0.093	0.021		0.213	0.200	0.138	0.149	0.159	0.143
Ti	0.004	0.021	0.067	0.081	0.051	0.039		0.047	0.012	0.071
Total	14.11	14.13	14.06	14.03	14.24	14.18	14.17	14.15	14.19	14.13
XFe	0.660	0.664	0.594	0.640	0.525	0.519	0.552	0.211	0.583	0.569

MUSCOVITES

AU=automorphe PL= au dépens du PL LB= liée biotite DB= destruction de biotite AN= au dépens andalousite GT= du gren at

NUMERO	269	301	302	307	308	218	221	227	228	232
LAME	MC9	MN9	MN9	MN9	MN9	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3
GRANITE	GR	GR	GR	GR	GR	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ
TYPE	DB	DB	PL	DB	DB	DB	PL	PL	AU	EV

Poids d'oxydes

K2O	10.36	10.41	11.05	10.29	10.28	10.56	10.92	10.52	10.34	10.51
Na2O	0.730	0.570	0.220	0.770	0.750	0.570	0.360	0.560	0.660	0.420
SiO2	45.56	46.05	46.99	45.73	46.12	45.11	45.78	45.86	45.73	45.78
Al2O3	35.48	34.99	35.94	35.44	35.58	34.04	36.20	35.62	35.55	38.85
FeO	1.42	1.62	1.73	1.97	1.94	2.96	1.11	1.45	1.33	0.630
MgO	0.600	0.700	0.200	0.680	0.700	1.23	0.110	0.700	0.730	0.200
MnO	0.810	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.380	0.200	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.360
F.	0.540	0.400	< l.d.	0.620	0.600	0.300	0.060	0.380	0.210	0.210
TiO2	0.840	< l.d.	< l.d.	0.260	0.160	0.020	< l.d.	0.180	0.300	< l.d.
Total	96.34	94.94	96.18	95.76	97.01	94.99	94.54	95.27	94.95	97.46

Formules structurales

K.	1.76	1.78	1.86	1.76	1.74	1.83	1.87	1.80	1.77	1.75
Na	0.189	0.149	0.056	0.200	0.193	0.150	0.094	0.145	0.171	0.106
Si	6.07	6.19	6.21	6.12	6.11	6.12	6.14	6.13	6.12	5.96
Al4	1.93	1.81	1.79	1.88	1.89	1.88	1.86	1.87	1.88	2.04
Al6	3.64	3.73	3.80	3.71	3.67	3.56	3.86	3.75	3.74	3.92
Fe	0.158	0.205	0.197	0.220	0.215	0.336	0.125	0.162	0.149	0.069
Mg	0.119	0.140	0.039	0.136	0.138	0.249	0.022	0.140	0.146	0.039
Mn	0.091				0.099	0.023				0.035
F.	0.223	0.168		0.257	0.246	0.126	0.025	0.159	0.038	0.036
Ti	0.084			0.026	0.016	0.002		0.018	0.030	
Total	14.26	14.17	13.95	14.31	14.32	14.23	14.00	14.17	14.09	14.06
XFe	0.570	0.594	0.835	0.618	0.609	0.574	0.850	0.536	0.505	0.639

MUSCOVITES

AU=automorphe PL= au dépens du PL LB= liée biotite DB= destruction de biotite AN= au dépens andalousite GT= du gren at

NUMERO	234	242	273	274	277	278	284	285	286	287
LAME	MNS	MNS	MN11	MN11	MN11	MN11	MN11	MN11	MN11	MN11
GRANITE	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ
TYPE	AN	AN	AN	AN	PL	PL	AN	AU	AU	AU

Poids d'oxydes

K2O	10.73	10.40	10.46	10.76	10.28	10.53	2.97	10.37	10.12	9.24
Na2O	0.290	0.520	0.730	0.560	0.800	0.600	< l.d.	0.370	0.750	0.500
SiO2	45.99	45.93	44.87	45.08	46.01	45.87	44.57	45.94	45.78	45.30
Al2O3	38.56	36.97	35.82	36.26	35.22	35.82	35.55	37.07	35.48	34.96
FeO	0.370	0.800	1.34	0.900	1.47	1.28	1.56	0.690	1.90	1.93
MgO	0.150	0.180	0.540	0.310	0.540	0.530	1.07	0.280	0.860	0.730
MnO	0.640	0.050	< l.d.	0.040	0.400	< l.d.	0.200	< l.d.	< l.d.	0.220
F.	0.140	< l.d.	0.110	0.240	0.400	0.390	0.130	0.190	0.380	0.420
TiO2	0.020	< l.d.	< l.d.	0.170	0.300	< l.d.	< l.d.	0.010	< l.d.	0.240
Total	96.90	94.35	93.87	94.32	96.52	94.93	36.17	94.51	95.22	93.61

Formules structurales

K.	1.79	1.77	1.81	1.85	1.73	1.30	0.530	1.36	1.73	1.60
Na	0.073	0.150	0.192	0.146	0.205	0.156		0.096	0.182	0.158
Si	6.01	6.10	6.08	6.08	6.08	6.14	6.25	6.04	6.13	6.13
AL4	1.99	1.90	1.92	1.92	1.92	1.86	1.75	1.96	1.87	1.85
AL6	3.95	3.90	3.80	3.84	3.73	3.80	4.12	3.90	3.73	3.74
Fe	0.040	0.089	0.152	0.101	0.163	0.143	0.185	0.077	0.212	0.213
Mg	0.031	0.036	0.109	0.062	0.126	0.106	0.223	0.056	0.172	0.148
Mn	0.071	0.006		0.005	0.045		0.024			0.025
F.	0.058		0.047	0.101	0.165	0.126	0.061	0.075	0.159	0.179
Ti	0.002			0.017	0.030			0.001		0.024
Total	14.01	13.96	14.11	14.12	14.19	14.13	13.14	14.07	14.19	14.09
XFe	0.563	0.712	0.582	0.620	0.564	0.574	0.453	0.579	0.553	0.590

MUSCOVITES

AU=automorphe PL= au dépens du PL LB= liée biotite DB= destruction de biotite AN= au dépens andalousite GT= du gren at

NUMERO	289	102	106	107	108	559	562	52	53	54
LAME	MN11	102825	102825	102825	102825	MD12	MD20	95010	95010	95010
GRANITE	GJ	MG	MG	MG	MG	GN	GN	GN	GN	GN
TYPE	AU	PL	PL	EV	EV	DB	AU	AU	AU	AU

Poids d'oxydes

K2O	10.79	10.67	10.66	9.85	10.30	10.76	10.51	10.29	10.43	10.48
Na2O	0.400	0.500	0.160	0.480	0.120	0.390	0.410	0.700	0.490	0.520
SiO2	46.05	47.94	48.20	44.83	45.38	46.83	46.51	46.33	46.75	46.66
Al2O3	35.05	33.54	36.91	33.52	32.10	35.97	37.64	37.12	37.19	36.82
FeO	1.51	1.74	1.22	4.69	5.12	1.66	1.13	1.07	1.04	1.03
MgO	0.770	0.740	0.420	1.59	2.26	0.800	0.490	0.550	0.590	0.610
MnO	< l.d.	0.030	< l.d.	< l.d.	0.050	0.063	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
F.	0.450	0.110	0.120	< l.d.	0.210	0.290	0.050	0.180	0.160	< l.d.
TiO2	< l.d.	0.050	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.507	0.500	0.150	0.450	< l.d.
Total	95.02	95.32	97.69	94.96	95.54	97.37	97.24	96.39	97.10	95.12

Formules structurales

K.	1.85	1.91	1.76	1.71	1.79	1.80	1.74	1.72	1.73	1.76
Na	0.104	0.129	0.040	0.126	0.032	0.099	0.103	0.178	0.124	0.133
Si	6.19	6.39	6.23	6.09	6.17	6.13	6.05	6.09	6.09	6.13
AL4	1.81	1.61	1.77	1.91	1.83	1.87	1.95	1.91	1.91	1.87
AL6	3.74	3.66	3.35	3.46	3.31	3.68	3.82	3.84	3.80	3.83
Fe	0.170	0.194	0.132	0.533	0.582	0.182	0.123	0.118	0.113	0.113
Mg	0.154	0.147	0.081	0.322	0.458	0.156	0.095	0.108	0.115	0.120
Mn		0.003			0.006	0.007				
F.	0.138	0.046	0.049		0.089	0.119	0.021	0.075	0.066	
Ti		0.005				0.060	0.049	0.015	0.044	
Total	14.21	13.99	13.91	14.15	14.27	14.10	13.95	14.05	13.99	13.96
XFe	0.525	0.569	0.620	0.623	0.560	0.538	0.564	0.532	0.496	0.485

MUSCOVITES

AU=automorphe PL= au dépens du PL LB= liée biotite DB= destruction de biotite AN= au dépens andalousite GT= du gren at

NUMERO	60	61	66	67	71	30	31	32	33	34
LAME	95010	95010	95010	95010	95010	9509	9509	9509	9509	9509
GRANITE	GN	GN	GN	GN	GN	GA	GA	GA	GA	GA
TYPE	AU	AU	PL	PL	PL	GT	AU	AU	AU	AU

Poids d'oxydes

K2O	10.54	10.65	10.49	10.46	10.51	9.10	10.39	10.34	10.64	10.77
Na2O	0.590	0.550	0.570	0.530	0.400	0.020	0.700	0.620	0.420	0.370
SiO2	46.25	45.71	46.31	46.91	45.49	50.55	46.02	46.97	45.91	45.03
Al2O3	36.98	36.42	36.90	37.18	36.58	32.79	34.94	35.13	35.49	34.79
FeO	1.00	1.02	1.04	1.05	1.03	1.54	2.29	3.31	2.13	2.50
MgO	0.480	0.520	0.530	0.530	0.530	0.930	0.330	0.350	0.300	0.370
MnO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.060	< l.d.	0.030	0.110	< l.d.	< l.d.	< l.d.
F.	0.350	0.110	0.130	< l.d.	0.110	0.670	0.730	0.770	0.650	1.09
TiO2	0.250	0.140	0.670	0.560	0.330	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.150	0.150
Total	96.36	95.12	96.64	97.28	96.48	95.63	95.51	95.59	95.70	95.08

Formules structurales

K.	1.77	1.31	1.75	1.73	1.76	1.52	1.78	1.77	1.82	1.95
Na	0.128	0.142	0.145	0.134	0.102	0.005	0.182	0.161	0.109	0.096
Si	6.09	6.10	5.07	6.10	6.10	6.64	6.19	6.13	6.15	6.19
Al4	1.91	1.90	1.93	1.90	1.90	1.36	1.81	1.82	1.85	1.31
Al6	3.83	3.82	3.77	3.79	3.76	3.71	3.73	3.74	3.75	3.70
Fe	0.110	0.114	0.114	0.114	0.113	0.169	0.258	0.259	0.239	0.281
Mg	0.094	0.103	0.104	0.103	0.104	0.182	0.066	0.070	0.060	0.074
Mn				0.007		0.003	0.013			
F.	0.149	0.045	0.054		0.046	0.291	0.303	0.319	0.270	0.444
Ti	0.025	0.014	0.066	0.055	0.082				0.016	0.018
Total	14.11	14.05	14.00	13.93	13.97	13.87	14.33	14.32	14.26	14.46
XFe	0.539	0.525	0.523	0.525	0.521	0.481	0.796	0.787	0.799	0.792

MUSCOVITES

AU=automorphe PL= au dépens du PL LB= liée biotite DB= destruction de biotite AN= au dépens andalousite GT= du gren at

NUMERO	41	42	343	356	357	359	360	366	368	370
LAME	9509	9509	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6
GRANITE	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA
TYPE	PL	AU	GT	AU	AU	PL	PL	LB	DB	LB

Poids d'oxydes

K2O	10.73	10.16	10.80	10.31	10.37	10.73	10.49	10.15	10.17	9.80
Na2O	0.440	0.840	0.400	0.450	0.450	0.230	0.480	0.580	0.490	0.510
SiO2	46.15	45.84	46.13	47.06	47.62	46.74	46.76	47.25	46.56	47.30
Al2O3	34.91	35.52	33.70	35.60	36.16	36.16	36.38	36.02	35.67	35.47
FeO	2.24	2.09	2.12	1.74	1.57	1.63	1.51	1.56	1.73	1.61
MgO	0.330	0.300	0.900	0.700	0.660	0.630	0.600	0.650	0.690	0.690
MnO	0.040	< l.d.	0.090	0.050	0.090	0.050	0.040	0.070	0.070	0.080
F.	0.850	0.980	0.420	0.580	0.500	0.250	0.540	0.500	0.590	0.350
TiO2	0.190	0.010	0.190	0.200	0.170	< l.d.	0.060	0.290	0.260	0.300
Total	95.38	95.74	94.75	96.69	97.59	96.42	96.86	97.08	96.23	96.11

Formules structurales

K.	1.84	1.74	1.86	1.73	1.72	1.81	1.76	1.70	1.72	1.65
Na	0.114	0.219	0.105	0.115	0.114	0.059	0.122	0.147	0.126	0.130
Si	6.19	6.15	6.24	6.20	6.20	6.16	6.15	6.19	6.17	6.23
Al4	1.81	1.85	1.76	1.80	1.80	1.84	1.85	1.81	1.83	1.77
Al6	3.71	3.77	3.61	3.73	3.75	3.78	3.79	3.75	3.74	3.74
Fe	0.251	0.234	0.240	0.192	0.171	0.180	0.166	0.171	0.192	0.177
Mg	0.066	0.060	0.182	0.138	0.128	0.124	0.118	0.127	0.136	0.136
Mn	0.005		0.010	0.006	0.010	0.006	0.004	0.008	0.008	0.009
F.	0.351	0.403	0.177	0.239	0.204	0.104	0.222	0.205	0.244	0.146
Ti	0.019	0.001	0.019	0.020	0.017		0.006	0.029	0.026	0.030
Total	14.35	14.43	14.20	14.17	14.11	14.06	14.19	14.14	14.19	14.02
XFe	0.792	0.796	0.569	0.582	0.572	0.592	0.595	0.574	0.585	0.565

GRENATS DE GRANITES ZONES DE 1 A N DE LA BORDURE VERS LE COEUR
 formule structurale calculée sur 5 cations , silice imposée à 3. programme j.l. BOUCHARDON

NUMERO	27	28	29	38	39	40	342	344	345	346
LAME	9509	9509	9509	9509	9509	9509	MD5	MD6	MD6	MD5
TYPE	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA
ZONE	1.	3.	1.	1.	3.	1.	1.	1.	2.	3.

Poids d'oxydes

SiO2	36.24	36.19	36.27	36.36	36.36	36.35	36.52	36.48	35.33	35.62
F.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
MgO	0.240	0.370	0.230	0.360	0.300	0.180	0.760	0.620	0.650	0.560
Al2O3	21.07	20.85	20.97	20.99	20.33	20.99	20.70	20.80	20.72	20.70
CaO	0.160	0.210	0.150	0.200	0.200	0.190	0.320	0.200	0.280	0.250
FeO	25.38	26.54	25.82	25.88	25.50	26.56	27.99	25.05	25.53	26.04
MnO	17.47	15.76	17.04	17.03	17.11	16.63	13.57	16.49	15.85	15.52
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.100	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.

Formules structurales

Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al3+	2.01	2.02	2.02	2.01	2.01	2.01	2.01	2.02	2.02	2.01
Fe3+										
Fe2+	1.75	1.82	1.76	1.76	1.75	1.80	1.93	1.73	1.77	1.80
Mn2+	1.20	1.10	1.18	1.17	1.19	1.15	0.946	1.15	1.11	1.09
Mg2+	0.029	0.045	0.028	0.044	0.037	0.022	0.093	0.076	0.080	0.081
Ca2+	0.014	0.018	0.013	0.017	0.017	0.016	0.023	0.018	0.025	0.022
Ti4+						0.006				

Poles purs

Py	0.010	0.015	0.009	0.014	0.012	0.007	0.031	0.025	0.027	0.027
Alm	0.584	0.507	0.588	0.586	0.584	0.601	0.642	0.576	0.590	0.599
Sp	0.399	0.365	0.393	0.390	0.395	0.382	0.315	0.384	0.369	0.362
Andr										
Gro	0.005	0.006	0.004	0.006	0.005	0.002	0.009	0.006	0.008	0.007
TiGt						0.003				

GRENATS DE GRANITES ZONES DE 1 A N DE LA BORDURE VERS LE COEUR
 formule structurale calculée sur 5 cations , silice imposée à 3. programme j.l. BOUCHARDON

NUMERO	352	353	354	355	369	99	100	101	403	404
LAME	MD6	MD6	MD6	MD6	MD6	102825	100	101	403	404
TYPE	GA	GA	GA	GA	GA	MG	MG	MG	MG	MG
ZONE	1.	2.	3.	4.	3.	1.	2.	3.	1.	2.

Poids d'oxydes

SiO2	36.68	36.58	36.64	36.47	36.57	37.37	37.40	37.55	37.33	37.27
F.	0.020	0.100	< l.d.	0.130	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.050	0.130	< l.d.
MgO	0.500	0.700	0.780	0.580	0.440	5.11	5.67	5.80	4.39	4.05
Al2O3	20.98	21.13	20.82	20.57	20.68	21.19	21.19	21.20	20.78	20.81
CaO	0.320	0.300	0.310	0.330	0.650	1.63	1.64	1.65	2.11	2.36
FeO	24.00	26.73	28.66	28.10	23.57	33.08	31.96	32.15	32.89	33.27
MnO	18.13	14.94	12.89	13.23	18.04	1.69	1.45	1.51	1.27	1.41
TiO2	0.070	0.080	0.010	< l.d.	0.180	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.200	0.210

Formules structurales

Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al3+	2.02	2.03	2.01	2.01	2.00	1.97	1.98	1.97	1.97	1.97
Fe3+										
Fe2+	1.64	1.82	1.97	1.95	1.62	2.18	2.12	2.11	2.22	2.23
Mn2+	1.25	1.03	0.896	0.931	1.26	0.113	0.097	0.101	0.087	0.096
Mg2+	0.061	0.085	0.095	0.072	0.054	0.600	0.669	0.690	0.527	0.485
Ca2+	0.028	0.026	0.027	0.029	0.057	0.138	0.139	0.139	0.182	0.203
Ti4+	0.004	0.005	0.001		0.011				0.012	0.013

Poles purs

Py	0.020	0.028	0.032	0.024	0.018	0.200	0.223	0.227	0.176	0.162
Alm	0.546	0.607	0.656	0.651	0.540	0.727	0.705	0.705	0.739	0.745
Sp	0.418	0.344	0.299	0.310	0.418	0.038	0.032	0.033	0.029	0.032
Andr										
Gro	0.007	0.006	0.009	0.010	0.013	0.046	0.046	0.046	0.055	0.061
TiGt	0.002	0.002			0.006				0.006	0.006

SILICATES D'ALUMINE

R=rose I=incolore SILL=sillimanite EN=enclave schisteuse G.=granite AND ou non précisé=andalousite

NUMERO	211	212	213	214	215	215	233	238	239	240
GRANITE	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ
LAME	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3	MN3
COULEUR	I.	R.	SILL	SILL	SILL	R.	R.	R.	R.	R.
SITE	EN	EN	EN	EN	EN	EN	G.	G.	G.	G.
Poids d'oxydes										
SiO2	36.58	36.70	36.33	36.33	36.27	36.37	36.61	36.53	36.40	36.35
Al2O3	62.26	62.33	52.14	62.24	62.24	62.07	61.65	62.00	52.50	62.23
FeO	0.550	0.370	0.220	0.210	0.220	0.230	0.670	0.600	0.530	0.640
MnO	1.17	0.790	< l.d.	0.840	0.360	< l.d.	0.020	< l.d.	0.260	0.660
TiO2	< l.d.	0.070	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.080	< l.d.	< l.d.	0.120
Total	101	100	98.69	99.62	99.09	98.67	99.03	99.13	99.69	100.00

Formules structurales

Si	0.990	0.994	0.994	0.989	0.991	0.995	1.00	0.997	0.989	0.988
Al	1.99	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	1.99	2.00	1.99
Fe	0.012	0.008	0.005	0.005	0.005	0.005	0.015	0.014	0.012	0.015
Mn	0.027	0.018	n.d.	0.019	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.015
Ti	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.002
Total	3.02	3.01	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01	3.00	3.01	3.01

SILICATES D'ALUMINE

R=rose I=incolore SILL=sillimanite EN=enclave schisteuse G.=granite AND ou non précisé=andalousite

NUMERO	254	258	271	272	283	544	545	546	550
GRANITE	GR	GR	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ	GJ
LAME	MC9	MC9	MN11	MN11	MN11	MN3	MN3	MN3	MN3
COULEUR	R.	R.	I.	I.	I.	AND	AND	AND	SILL
SITE	G.	G.	G.	G.	G.	I.	R.	R.	EN
Poids d'oxydes									
SiO2	36.47	36.44	36.39	36.05	37.04	36.10	36.30	36.10	36.40
Al2O3	62.59	62.56	61.71	61.93	62.93	62.90	62.70	62.80	62.90
FeO	0.360	0.290	0.760	0.480	0.410	0.330	0.550	0.315	0.330
MnO	1.10	< l.d.	0.040	0.400	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.020
TiO2	0.100	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.100	0.120	< l.d.	< l.d.
Total	101	99.29	98.90	98.86	100	99.43	99.67	99.22	99.65

Formules structurales

Si	0.986	0.992	0.997	0.989	0.997	0.982	0.986	0.984	0.988
Al	1.99	2.01	1.99	2.00	2.00	2.02	2.01	2.02	2.01
Fe	0.008	0.007	0.017	0.011	0.009	0.008	0.012	0.007	0.007
Mn	0.025	n.d.	0.001	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002	n.d.	n.d.
Total	3.01	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00

analyse de HORNEBLENDE VERTE contenue dans l'enclave la plus basique
 e du granite GB
 programme de formule structurale j.l. Bouchardon calcul sur 23 oxygènes

numéro échantil position	312 MN18 1.	313 MN18 2.	314 MN18 3.	317 MN18	315 MN18
--------------------------------	-------------------	-------------------	-------------------	----------------------	----------------------

Poids d'oxydes

Na2O	1.17	1.15	1.21	1.03	1.28
SiO2	42.91	43.10	42.98	41.93	42.09
MgO	8.23	8.49	8.64	7.63	8.31
Al2O3	10.32	10.04	10.00	11.24	10.89
K2O	0.880	0.990	0.940	0.740	0.860
CaO	11.36	11.33	11.40	11.49	11.50
FeO	19.67	19.84	19.50	20.65	19.71
MnO	0.700	0.720	0.660	0.580	0.650
Total	95.84	96.64	96.46	95.58	96.39

Formules structurales

Si	6.66	6.65	6.63	6.56	6.51
4Al	1.34	1.35	1.37	1.44	1.49
6Al	0.550	0.470	0.450	0.628	0.500
6Ti	0.070	0.114	0.131	0.034	0.128
6Mg	1.90	1.95	1.99	1.78	1.92
6F2	2.47	2.46	2.43	2.56	2.45
BF2	0.079	0.093	0.084	0.141	0.096
Mn	0.092	0.094	0.086	0.077	0.085
Ca	1.83	1.81	1.83	1.78	1.82
ANa	0.352	0.344	0.362	0.312	0.384
K	0.174	0.195	0.185	0.148	
Total	15.53	15.54	15.55	15.46	15.38

GRENATS DE GRANITES ZONES DE 1 A N DE LA BORDURE VERS LE COEUR
 formule structurale calculée sur 5 cations, silice imposée à 3. programme j.l. BOUCHARDON

NUMERO	405	406	407	408	409	570	421	422	423	424
LAME	115715D	115715D	115715D	115715D	115715D	MD24	MD24	MD24	MD24	MD18
TYPE	MG	MG	MG	MG	MG	GA	GA	GA	GA	GA
ZONE	3.	4.	5.	4.	1.	3.	3.	1.	2.	3.

Poids d'oxydes

SiO ₂	35.77	37.68	37.91	38.03	37.47	35.90	36.61	36.53	36.40	35.43
F.	0.150	0.040	< l.d.	< l.d.	0.050	< l.d.	0.109	< l.d.	< l.d.	0.350
MgO	3.57	6.32	5.99	6.29	4.04	0.470	0.510	0.480	0.500	0.510
Al ₂ O ₃	20.52	21.15	21.07	21.10	20.96	21.00	20.96	21.10	20.99	20.60
CaO	2.55	0.870	0.910	0.900	2.38	0.290	0.300	0.300	0.310	0.250
FeO	33.70	31.80	32.57	31.87	32.86	29.50	29.36	30.38	29.14	28.42
MnO	1.47	0.820	0.800	0.940	1.38	12.90	13.21	11.80	12.88	13.67
TiO ₂	0.360	0.130	0.130	0.020	0.180	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.

Formules structurales

Si ⁴⁺	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al ³⁺	1.95	1.99	1.98	1.98	1.99	2.02	2.01	2.03	2.02	2.00
Fe ³⁺										
Fe ²⁺	2.28	2.13	2.17	2.13	2.21	2.02	2.00	2.07	1.99	1.96
Mn ²⁺	0.100	0.055	0.054	0.063	0.094	0.883	0.909	0.915	0.893	0.954
Mg ²⁺	0.430	0.752	0.710	0.748	0.485	0.057	0.062	0.058	0.061	0.063
Ca ²⁺	0.221	0.074	0.078	0.077	0.205	0.025	0.025	0.026	0.027	0.022
Ti ⁴⁺	0.022	0.008	0.008	0.001	0.011					

Poles purs

Py	0.143	0.250	0.237	0.249	0.162	0.019	0.021	0.019	0.020	0.021
Alm	0.758	0.707	0.725	0.709	0.738	0.672	0.665	0.691	0.665	0.653
Sp	0.033	0.019	0.018	0.021	0.031	0.294	0.303	0.272	0.298	0.318
Andr										
Gro	0.063	0.021	0.022	0.025	0.063	0.008	0.009	0.009	0.009	0.007
TiGt	0.011	0.004	0.004	0.001	0.005					

GRENATS DE GRANITES ZONES DE 1 A N DE LA BORDURE VERS LE COEUR
 formule structurale calculée sur 5 cations, silice imposée à 3. programme j.l. BOUCHARDON

NUMERO	425	426	427	428	429	430	431
LAME	MD18	MD18	MD18	MD18	MD18	MD18	MD18
TYPE	GA	GA	GA	GA	GA	GA	GA
ZONE	1.	3.	1.	3.	1.	3.	1.

Poids d'oxydes

SiO ₂	36.31	36.98	36.90	36.52	36.47	36.47	36.87
F.	0.800	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
MgO	0.200	0.680	0.240	0.620	0.240	0.480	0.350
Al ₂ O ₃	21.06	21.30	21.24	21.12	20.98	21.03	21.23
CaO	0.140	0.280	0.160	0.250	0.160	0.260	0.210
FeO	27.17	28.55	27.59	28.49	27.59	29.21	27.61
MnO	15.07	12.70	14.82	13.07	14.56	13.78	13.99
TiO ₂	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.

Formules structurales

Si ⁴⁺	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al ³⁺	2.04	2.06	2.05	2.04	2.04	2.00	2.06
Fe ³⁺							
Fe ²⁺	1.97	1.96	1.89	1.95	1.90	1.97	1.90
Mn ²⁺	1.05	0.381	1.03	0.908	1.02	0.943	0.976
Mg ²⁺	0.024	0.083	0.029	0.076	0.029	0.058	0.043
Ca ²⁺	0.012	0.025	0.014	0.022	0.014	0.022	0.018
Ti ⁴⁺							

Poles purs

Py	0.008	0.029	0.010	0.025	0.010	0.019	0.014
Alm	0.623	0.652	0.628	0.651	0.634	0.658	0.634
Sp	0.350	0.294	0.342	0.303	0.339	0.314	0.325
Andr							
Gro	0.004	0.008	0.005	0.007	0.005	0.007	0.006
TiGt							

PYROXENES SKARNS SUR MARBRE

numero lame	26 CR36A	30 CR36A	503 CR47	504 CR47	518 CR47	520 CR47	39 CR25C	40 CR25C	41 CR25C	43 CR25C
Poids d'oxydes										
SiO2	49.90	51.60	48.10	47.00	48.10	48.10	47.70	48.50	48.20	46.50
CaO	23.00	24.10	22.70	22.00	22.80	22.80	23.00	22.10	23.00	21.90
FeO	15.10	12.10	24.50	24.10	24.60	24.60	24.20	23.50	22.30	23.60
MgO	5.00	9.80	0.720	1.30	0.611	0.690	0.450	0.850	1.97	1.15
MnO	5.60	1.48	3.15	3.11	3.25	3.00	3.55	3.30	3.12	3.11
Al2O3	< l.d.	0.200	0.215	0.230	0.150	0.148	0.160	0.310	0.210	0.120
Na2O	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.150

Formules structurales

Si	2.01	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99	1.98	2.01	1.99	1.98
Ca	0.991	0.997	1.01	0.991	1.01	1.01	1.03	0.980	1.02	0.999
Fe	0.508	0.391	0.847	0.847	0.851	0.851	0.842	0.814	0.765	0.340
Mg	0.300	0.564	0.044	0.081	0.038	0.043	0.028	0.052	0.121	0.073
Mn	0.191	0.048	0.110	0.111	0.114	0.105	0.125	0.116	0.109	0.112
Al		0.009	0.010	0.011	0.007	0.007	0.008	0.015	0.010	0.006
Na										0.012

PYROXENES SKARNS SUR MARBRE

numero lame	46 CR25C	36 CR25C	37 CR25C	38 CR25C	22 CR33	48 CR33	53 CR33	205 CR33	206 CR33	207 CR33
Poids d'oxydes										
SiO2	48.00	47.60	48.00	47.60	48.20	51.20	53.20	51.70	52.10	52.40
CaO	22.70	22.80	22.70	22.60	23.10	24.30	24.50	24.40	24.50	24.50
FeO	24.50	24.20	24.20	24.20	25.40	11.60	6.30	8.90	10.20	8.27
MgO	0.430	0.600	0.500	0.420	0.100	8.63	13.60	10.30	10.40	11.40
MnO	3.51	3.33	3.45	3.45	2.59	4.60	2.14	4.03	2.43	2.97
Al2O3	0.140	0.220	0.230	0.150	< l.d.	0.140	< l.d.	0.183	0.070	0.152
Na2O	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.170	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.

Formules structurales

Si	1.99	1.98	1.99	1.99	2.00	1.98	1.99	1.99	2.00	1.99
Ca	1.01	1.02	1.01	1.01	1.03	1.01	0.984	1.01	1.01	0.999
Fe	0.850	0.843	0.840	0.845	0.881	0.375	0.198	0.286	0.327	0.263
Mg	0.027	0.037	0.031	0.026	0.006	0.498	0.760	0.590	0.594	0.546
Mn	0.123	0.118	0.121	0.122	0.091	0.151	0.068	0.131	0.079	0.096
Al	0.007	0.011	0.011	0.007		0.006		0.008	0.003	0.007
Na				0.014						

PYROXENES SKARNS SUR MARBRE

numero lame	537 CR33	541 CR33	31 CR28	32 CR28	34 CR28	105 CR23	107 CR23	108 CR23	109 CR23	110 CR23
Poids d'oxydes										
SiO2	48.20	51.20	48.00	47.90	47.50	52.20	52.10	50.40	54.50	53.10
CaO	22.60	24.40	22.60	22.30	21.30	24.50	24.20	21.90	26.00	25.10
FeO	26.30	11.20	24.30	25.10	25.00	8.97	10.10	12.10	1.05	7.69
MgO	0.380	9.19	1.10	0.800	1.18	12.30	11.50	10.80	18.10	13.00
MnO	2.27	4.00	2.50	2.50	2.40	1.35	1.09	1.29	0.230	0.950
Al2O3	0.195	0.100	0.200	0.200	0.600	0.170	0.490	0.650	0.320	0.300
Na2O	0.110	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.280	< l.d.	< l.d.

Formules structurales

Si	1.99	1.98	1.99	1.99	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.99
Ca	0.998	1.01	1.00	0.993	0.954	0.997	0.988	0.920	1.01	1.01
Fe	0.907	0.362	0.843	0.873	0.874	0.285	0.322	0.397	0.032	0.241
Mg	0.023	0.530	0.068	0.050	0.074	0.697	0.653	0.631	0.978	0.726
Mn	0.079	0.131	0.088	0.088	0.085	0.043	0.035	0.043	0.007	0.030
Al	0.009	0.005	0.010	0.010	0.030	0.008	0.022	0.030	0.014	0.013
Na	0.009							0.021		

PYROXENES SKARNS SUR MARBRE

numero	111	114
lame	CR23	CR23

Poids d'oxydes

SiO ₂	53.20	55.80
CaO	25.30	22.90
FeO	6.04	1.32
MgO	14.50	19.10
MnO	0.500	0.220
Al ₂ O ₃	0.610	0.120
Na ₂ O	< l.d.	0.120

Formules structurales

Si	1.97	2.01
Ca	1.01	0.886
Fe	0.187	0.040
Mg	0.802	1.03
Mn	0.019	0.007
Al	0.027	0.005
Na		0.008

pyroxenes de roches schisteuses transformées à scheelite

numéro lame position	150 CR13 0.	151 CR13 0.	157 CR13 FIBREUX	159 CR13 0.	96 CR13 0.	155 CR13 0.	202 950B 0.	203 950B 0.	204 950B 0.	125 9220 0.
----------------------------	-------------------	-------------------	------------------------	-------------------	------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------

Poids d'oxydes

Na2O	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.170	< l.d.	< l.d.	< l.d.
SiO2	51.00	50.50	50.50	50.53	50.73	49.84	48.64	51.06	51.74	51.02
MgO	8.38	7.79	7.79	6.83	7.53	6.31	6.68	8.11	9.93	7.24
Al2O3	0.250	0.360	0.360	0.360	0.300	0.290	1.21	0.630	0.150	0.240
CaO	23.36	23.21	23.21	23.25	23.51	22.28	23.56	23.64	24.05	23.69
FeO	12.94	14.21	14.21	16.22	16.02	17.06	17.02	15.58	13.04	16.61
MnO	3.56	3.06	3.06	2.62	2.11	2.60	0.860	0.730	0.270	1.04
TOT	99.49	99.13	99.13	99.81	100	98.38	98.14	99.75	99.18	99.84

Formules structurales

Na							0.013			
Si	1.99	1.99	1.99	1.99	1.98	1.99	1.95	1.99	2.00	2.00
Mg	0.487	0.457	0.457	0.400	0.438	0.376	0.399	0.470	0.571	0.422
Al	0.011	0.017	0.017	0.017	0.014	0.014	0.057	0.029	0.007	0.011
Ca	0.976	0.978	0.978	0.980	0.984	0.955	1.01	0.985	0.995	0.993
Fe	0.422	0.467	0.467	0.533	0.523	0.571	0.570	0.507	0.421	0.543
Mn	0.118	0.102	0.102	0.087	0.070	0.088	0.029	0.024	0.009	0.034

pyroxenes de roches schisteuses transformées à scheelite

numéro lame position	128 9220 0.	170 HB P.	171 HB P.	174 HB G1	175 HB G3	176 HB P.
----------------------------	-------------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------

Poids d'oxydes

Na2O	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.120	0.110	< l.d.
SiO2	50.81	51.90	51.29	51.97	51.88	51.65
MgO	7.38	10.36	10.05	11.39	11.56	10.29
Al2O3	0.200	0.300	0.260	0.710	0.720	0.250
CaO	23.90	23.35	23.55	23.85	23.85	23.64
FeO	16.11	13.19	13.06	10.61	10.52	12.71
MnO	1.03	0.780	0.830	0.610	0.710	0.890
TOT	99.44	99.88	99.04	99.26	99.35	99.43

Formules structurales

Na				0.009	0.008	
Si	1.99	1.99	1.99	1.98	1.98	1.99
Mg	0.432	0.592	0.580	0.648	0.657	0.591
Al	0.009	0.014	0.012	0.032	0.032	0.011
Ca	1.00	0.959	0.978	0.975	0.975	0.976
Fe	0.529	0.423	0.423	0.339	0.336	0.409
Mn	0.034	0.025	0.027	0.020	0.023	0.029

GRENATS de SKARNS sur Marbres
position= zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero lame position	05b CR35A 0.	07b CR35A 0.	19b CR35A 0.	501 CR47 1.	502 CR47 0.	503 CR47 0.	513 CR47 1.	515 CR47 1.	517 CR47 0.	519 CR47 0.
Poids d'oxydes										
CaO	34.30	33.40	35.50	32.30	32.70	32.30	32.30	32.70	32.50	31.50
FeO	4.20	10.50	4.70	6.55	6.12	6.93	6.91	5.57	6.61	7.04
TiO2	< l.d.	< l.d.	1.35	0.360	< l.d.	< l.d.	0.346	0.100	0.040	0.060
MnO	1.00	2.20	2.51	2.25	2.27	2.84	2.26	2.33	2.36	2.22
MgO	0.100	< l.d.	0.300	< l.d.	< l.d.	0.270	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.250
P.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.700	0.700	< l.d.	0.640	0.900	0.990	0.360
Al2O3	20.80	15.30	15.40	19.80	20.30	19.40	19.60	19.70	19.90	19.10
SiO2	37.70	37.80	36.40	37.90	37.70	38.60	38.60	37.90	38.20	37.90
SnO2	n.d.	n.d.	n.d.	0.104	0.146	0.253	0.124	0.090	0.111	0.134

Formules structurales										
Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.10	3.00
Al3+	1.35	1.40	1.50	1.77	1.81	1.71	1.75	1.76	1.76	1.73
Fe3+	0.145	0.601	0.290	0.215	0.180	0.271	0.239	0.220	0.209	0.252
Fe2+	0.120	0.090	0.157	0.199	0.207	0.163	0.260	0.198	0.211	0.201
Mn2+	0.064	0.145	0.145	0.145	0.146	0.160	0.145	0.150	0.152	0.145
Mg2+	0.011		0.099			0.030				0.040
Ca2+	2.80	2.78	2.80	2.66	2.65	2.63	2.66	2.66	2.64	2.60
Ti4+			0.055	0.005			0.002	0.006	0.002	0.003
Sn4+				0.003	0.004	0.009	0.004	0.003	0.003	0.004

Poles purs										
Pv	0.004		0.033			0.010				0.013
Alm	0.040	0.027		0.067	0.069	0.054	0.067	0.055	0.070	0.067
Sp	0.021	0.048	0.052	0.048	0.043	0.050	0.048	0.050	0.051	0.048
Andr	0.073	0.301	0.145	0.108	0.090	0.136	0.119	0.110	0.104	0.126
GrAl	0.862	0.625	0.686	0.766	0.736	0.729	0.757	0.762	0.766	0.734
GrCa	0.862	0.625	0.761	0.776	0.792	0.739	0.765	0.773	0.774	0.744
TiGt			0.028	0.002			0.001	0.003	0.001	0.002
SnGt				0.002	0.002	0.004	0.002	0.001	0.002	0.002

GRENATS de SKARNS sur Marbres
position= zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero lame position	31 CR25C 1.	33 CR25C 1.	37 CR25C 0.	39 CR25C 1.	42 CR25C 0.	44 CR25C 0.	109 CR25C 1.	110 CR25C 1.	111 CR25C 0.	112 CR25C 2.
Poids d'oxydes										
CaO	32.84	32.90	33.78	33.16	34.05	34.97	32.67	32.67	32.64	32.50
FeO	6.45	5.00	6.25	5.77	7.19	15.40	6.79	5.25	6.29	6.39
TiO2	< l.d.	0.080	0.050	0.120	0.060	0.030	0.060	< l.d.	0.110	0.030
MnO	2.34	2.30	1.75	2.58	2.24	0.760	2.32	2.37	2.35	2.33
MgO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.020	< l.d.	< l.d.	0.010
P.	0.760	0.850	0.930	0.670	0.890	0.460	1.00	0.820	0.670	0.520
Al2O3	18.64	19.29	18.03	19.19	17.64	9.94	19.88	20.09	19.49	20.01
SiO2	37.76	37.59	37.22	36.87	37.39	36.39	38.08	38.24	38.16	38.07
SnO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Formules structurales										
Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al3+	1.70	1.75	1.66	1.73	1.59	0.935	1.77	1.80	1.78	1.79
Fe3+	0.298	0.242	0.336	0.253	0.399	1.03	0.222	0.202	0.205	0.203
Fe2+	0.120	0.144	0.071	0.117	0.062		0.207	0.189	0.195	0.203
Mn2+	0.154	0.150	0.115	0.166	0.145		0.149	0.152	0.151	0.150
Mg2+							0.002			0.001
Ca2+	2.73	2.71	2.62	2.72	2.90	2.98	2.65	2.66	2.65	2.65
Ti4+		0.005	0.003	0.007	0.003	0.002	0.003		0.006	0.002
Sn4+										

Poles purs										
Pv							0.001			0.001
Alm	0.040	0.046	0.024	0.039	0.020	0.017	0.059	0.053	0.055	0.053
Sp	0.051	0.050	0.039	0.056	0.048	0.0514	0.050	0.051	0.050	0.050
Andr	0.149	0.121	0.168	0.127	0.200	0.1450	0.111	0.101	0.102	0.102
GrAl	0.760	0.774	0.766	0.769	0.726	0.450	0.765	0.785	0.773	0.778
GrCa	0.760	0.780	0.770	0.778	0.731	0.479	0.769	0.735	0.781	0.780
TiGt		0.002	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002		0.003	0.001
SnGt										

GRENATS de SKARNS sur Marbres
position= zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero lane position	38 CR33 1.	39 CR33 1.	21 CR33 1.	22 CR33 0.	24 CR33 1.	25 CR33 0.	27 CR33 1.	23 CR33 1.	26 CR33 1.	29 CR33 1.
Poids d'oxydes										
CaO	34.77	33.76	34.23	33.52	33.57	33.16	34.21	34.29	33.31	34.05
FeO	16.19	16.95	24.54	27.60	27.41	26.74	23.59	21.96	25.01	24.52
TiO2	0.130	0.010	0.050	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.020	0.010	< l.d.	0.030
MnO	0.530	0.200	0.160	0.180	0.200	0.270	0.420	0.530	< l.d.	0.230
MgO	0.020	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.020	0.040	< l.d.	< l.d.
F.	< l.d.	0.230	0.110	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.130	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Al2O3	5.90	0.530	1.21	< l.d.	< l.d.	< l.d.	5.11	4.11	< l.d.	1.99
SiO2	35.68	35.35	35.57	35.20	35.39	35.20	35.94	35.85	35.63	35.65
SnO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Formules structurales

Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al3+	0.571	0.057	0.217	0.195	1.94	1.92	0.499	0.401	0.061	0.197
Fe3+	1.39	1.89	1.71	1.95	1.94	1.92	1.42	1.52	1.75	1.72
Fe2+										
Mn2+	0.037	0.014	0.011	0.013	0.014	0.020	0.030	0.037	0.021	0.016
Mg2+	0.002						0.033	0.065		
Ca2+	3.00	3.04	3.06	3.04	3.04	3.06	3.04	3.04	3.03	3.06
Ti4+	0.008	0.001	0.003				0.001	0.001		0.002
Sn4+										

Poles purs

Pv	0.001						0.001	0.002		
AlE										
Sp	0.012	0.005	0.004	0.004	0.005	0.007	0.010	0.012	0.007	0.005
Andr	0.693	0.946	0.856	0.976	0.970	0.962	0.714	0.760	0.874	0.361
GrAl	0.263	0.024	0.103	0.036	0.045	0.057	0.233	0.136	0.093	0.091
GrCa	0.302	0.066	0.161	0.036	0.045	0.057	0.299	0.252	0.135	0.159
TiGt	0.004		0.002				0.001			0.001
SnGt										

GRENATS de SKARNS sur Marbres
position= zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero lane position	49 CR33 BOULE	50 CR33 ALTERE	51 CR33 BOULE	55 CR33 0.	57 CR33 0.	58 CR33 0.	58 CR33 0.	540 CR33 ALTERE	355 CR33 0.	2. CR33 1.
Poids d'oxydes										
CaO	32.37	29.32	32.07	33.85	33.27	32.95	32.90	27.70	31.30	24.40
FeO	27.84	27.48	27.99	22.55	27.90	28.08	23.10	23.70	6.35	5.70
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.120	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.200	< l.d.
MnO	0.650	0.850	0.650	0.440	0.310	0.350	0.350	0.590	3.06	11.70
MgO	0.220	0.550	0.350	< l.d.	0.100	< l.d.	0.080	3.54	< l.d.	0.400
F.	1.00	1.00	1.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.460	1.40	2.46
Al2O3	< l.d.	0.290	< l.d.	4.65	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.635	20.20	19.40
SiO2	33.05	35.12	32.88	35.90	35.16	35.55	35.50	37.10	37.90	36.30
SnO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.067	n.d.	n.d.

Formules structurales

Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al3+		0.030		0.449				0.067	1.82	1.78
Fe3+	1.96	1.97	1.99	1.54	1.95	1.99	1.99	1.77	0.157	0.222
Fe2+		0.072		0.058					0.249	0.149
Mn2+	0.043	0.064	0.047	0.030	0.022	0.025	0.025	0.045	0.138	0.771
Mg2+	0.023	0.073	0.044		0.013		0.010	0.471		0.046
Ca2+	2.97	2.79	2.92	2.97	3.00	2.99	2.98	2.65	2.55	2.03
Ti4+				0.007					0.011	
Sn4+								0.302		

Poles purs

Pv	0.009	0.024	0.015		0.004		0.003	0.157		0.016
AlE		0.024		0.003						0.050
Sp	0.014	0.021	0.016	0.010	0.007	0.008	0.008	0.015	0.066	0.257
Andr	0.961	0.985	0.994	0.768	0.982	0.994	0.993	0.884	0.078	0.111
GrAl				0.203					0.755	0.567
GrCa	0.008			0.218	0.018	0.002			0.771	0.567
TiGt				0.004					0.066	
SnGt										

GRENATS de SKARNS sur Marbres
position= zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero lame	3. CR35	4b CR18	5. CR55	9. CR08	14b CR35	15b CR35	16b CR35	17b CR35	1. CR35	CR08
position	1.	3.	2.	1.	1.	3.	4.	5.	3.	1.
Poids d'oxydes										
CaO	16.30	24.40	18.03	10.90	21.50	24.40	25.70	27.30	32.57	32.35
FeO	5.95	4.56	5.97	2.96	3.49	3.90	6.27	5.65	5.27	5.40
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.122
MnO	11.00	12.90	9.00	15.70	14.90	13.00	13.30	9.20	2.02	1.55
MgO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.110	0.020
F.	< l.d.	1.80	2.20	2.42	1.98	3.48	2.15	1.80	0.690	1.220
Al2O3	18.50	19.90	18.40	21.50	21.20	20.50	18.70	13.90	19.51	16.13
SiO2	35.10	35.70	35.90	36.20	36.30	36.40	36.20	35.00	37.77	37.05
SnO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Formules structurales

Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al3+	1.76	1.82	1.68	1.97	1.93	1.80	1.71	1.72	1.77	1.74
Fe3+	0.304	0.176	0.316	0.032	0.067	0.129	0.294	0.273	0.034	0.241
Fe2+	0.083	0.117	0.078	0.162	0.159	0.123	0.111	0.087	0.105	0.172
Mn2+	0.725	0.850	0.592	1.10	0.976	0.853	0.675	0.602	0.131	0.109
Mg2+									0.001	0.002
Ca2+	2.19	2.33	2.33	1.74	1.86	2.02	2.21	2.31	2.76	1.72
Ti4+										0.007
Sn4+										

Poles purs

Pv										0.001
Alm	0.028	0.039	0.026	0.054	0.053	0.041	0.037	0.029	0.035	0.058
Sp	0.242	0.283	0.197	0.366	0.325	0.384	0.225	0.201	0.044	0.036
Andr	0.152	0.088	0.158	0.016	0.034	0.065	0.147	0.139	0.117	0.121
GrAl	0.579	0.590	0.619	0.564	0.588	0.610	0.591	0.631	0.804	0.775
GrCa	0.579	0.590	0.619	0.564	0.588	0.610	0.591	0.631	0.804	0.784
TiGt										0.003
SnGt										

GRENATS de SKARNS sur Marbres
position= zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numero lame	3. CR39	4. CR39	10. CR39	11. CR39	18. CR39	22. CR39	14. RO134050	15. RO134050	16. RO134050	17. RO134050
position	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
Poids d'oxydes										
CaO	34.52	34.42	32.30	35.24	34.90	34.20	34.08	34.08	31.35	30.02
FeO	5.38	4.80	6.17	4.13	5.48	4.90	5.70	5.70	6.94	8.02
TiO2	0.040	0.029	0.080	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.060	0.060	0.080	0.280
MnO	1.42	1.06	1.63	0.610	0.500	1.15	1.15	1.15	2.77	4.03
MgO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.700	< l.d.	0.050	0.050	0.020	0.040
F.	0.700	1.37	1.04	1.12	3.10	1.80	1.23	1.70	1.44	0.870
Al2O3	19.61	19.51	19.50	19.55	18.10	21.30	19.88	19.73	19.39	13.93
SiO2	37.77	37.34	37.72	37.38	36.60	37.90	37.84	38.01	37.23	37.18
SnO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Formules structurales

Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al3+	1.76	1.77	1.77	1.78	1.65	1.88	1.78	1.77	1.75	1.72
Fe3+	0.240	0.223	0.216	0.221	0.353	0.121	0.213	0.222	0.239	0.248
Fe2+	0.102	0.086	0.182	0.045		0.165	0.149	0.142	0.206	0.259
Mn2+	0.091	0.069	0.110	0.040		0.073	0.074	0.074	0.180	0.263
Mg2+						0.081	0.006	0.005	0.002	0.005
Ca2+	2.81	2.65	2.71	2.91	2.39	2.74	2.77	2.79	2.62	2.48
Ti4+	0.002	0.001	0.005				0.003	0.003	0.005	0.016
Sn4+										

Poles purs

Pv					0.027		0.002	0.002	0.001	0.002
Alm	0.034	0.029	0.051	0.015		0.052	0.053	0.047	0.069	0.090
Sp	0.030	0.023	0.037	0.013	0.011	0.024	0.025	0.025	0.060	0.088
Andr	0.120	0.112	0.108	0.111	0.177	0.061	0.106	0.111	0.119	0.124
GrAl	0.312	0.335	0.388	0.361	0.785	0.853	0.612	0.910	0.744	0.673
GrCa	0.315	0.336	0.794	0.861	0.785	0.853	0.817	0.815	0.750	0.694
TiGt	0.001	0.001	0.002				0.002	0.002	0.002	0.008
SnGt										

GRENATS de SKARNS sur Marbres
 position= zonation de 1 à n de la bordure vers le coeur

numéro	30	34	36	38	40	42	44	47
name	PO134050	PO134050	PO134050	PO134050	PO134050	PO134050	PO134050	PO134050
position	0.	0.	1.	1.	0.	1.	1.	0.

Poids d'oxydes

CaO	23.36	20.50	22.30	24.70	25.00	24.30	24.90	22.40
FeO	6.42	6.61	6.86	4.07	4.40	6.50	4.84	5.96
TiO2	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.030
MnO	1.44	1.33	2.14	1.15	1.03	1.14	0.870	0.50
MgO	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Al2O3	< l.d.	1.35	1.80	2.25	1.58	< l.d.	< l.d.	0.390
SiO2	20.20	20.40	20.70	21.50	21.60	19.50	21.40	20.80
SnO2	26.10	22.50	38.40	38.40	38.40	37.80	37.80	37.70
SnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.142

Formules structurales

Si4+	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al3-	1.80	1.81	1.83	1.89	2.99	1.72	1.89	1.65
Fe3+	0.204	0.195	0.167	0.105	0.115	0.269	0.117	0.142
Fe2-	0.221	0.220	0.264	0.160	0.158	0.140	0.154	0.233
Mn2+	0.092	0.085	0.136	0.072	0.065	0.092	0.055	0.159
Mg2+								
Ca2+	2.71	2.59	2.60	2.77	2.78	2.77	2.79	2.61
Ti4+								0.002
Sn4+								0.004

Poles purs

Alm	0.067	0.073	0.088	0.053	0.053	0.047	0.051	0.073
Sp	0.031	0.028	0.045	0.024	0.022	0.031	0.018	0.053
Andr	0.102	0.097	0.084	0.053	0.057	0.134	0.059	0.071
GrAl	0.800	0.801	0.783	0.870	0.868	0.798	0.872	0.789
GrCa	0.300	0.301	0.783	0.370	0.868	0.738	0.872	0.797
TiGt								0.001
SnGt								0.002

Formule structurale calculée sur 5 cations, silice imposée à 3 programme j.l. Bouchardon.

IDOCRASE

formule structurale calculée sur 50 cations

numero lame	28 CR36A	503 CR47	510 CR47	512 CR47	514 CR47	34 CR25B	40 CR25B	41 CR25B	42 CR25B	45 CR25B
Poids d'oxydes										
CaO	35.10	35.40	35.30	35.30	35.30	35.70	35.50	35.90	35.40	35.10
SiO2	36.40	36.20	36.10	36.40	36.10	35.50	35.80	35.90	36.20	36.40
Al2O3	18.10	16.20	15.80	16.50	15.90	14.80	15.10	15.50	16.20	15.70
FeO	5.29	5.97	6.52	6.18	6.16	5.34	5.88	5.44	5.36	5.97
MgO	0.700	2.08	1.91	1.74	1.94	2.17	1.86	2.05	1.98	2.19
MnO	0.400	0.120	0.390	0.200	0.460	0.750	0.790	0.120	0.430	0.760
TiO2	< l.d.	0.110	0.217	0.030	0.100	0.150	0.080	0.060	0.210	< l.d.
SnO2	n.d.	0.070	0.050	0.077	0.053	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO	n.d.	0.015	0.093	0.043	0.073	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	2.90	1.73	2.25	1.80	2.01	2.45	2.56	2.76	2.00	2.43
Cl	< l.d.	0.110	< l.d.	< l.d.	0.080	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.160	< l.d.
Total	98.89	98.00	98.63	98.27	98.18	96.86	97.57	97.73	98.44	98.55

Formules structurales

Ca	18.80	19.10	19.10	18.90	19.10	19.70	19.40	19.60	19.00	18.90
Si	18.20	18.20	18.20	18.20	18.20	18.20	18.30	18.30	18.20	18.30
Al	10.70	9.59	9.38	9.74	9.45	8.97	9.09	9.29	9.58	9.31
F2	2.21	2.51	2.75	2.59	2.60	2.30	2.51	2.31	2.46	2.51
Mg	0.521	1.56	1.43	1.30	1.46	1.66	1.42	1.55	1.48	1.64
Mn	0.169	0.051	0.166	0.085	0.197	0.327	0.342	0.052	0.183	0.324
Ti	n.d.	0.042	0.082	0.011	0.038	0.058	0.031	0.023	0.079	n.d.
F	4.16	2.55	3.28	2.65	2.95	3.61	3.74	4.00	2.92	3.52
Cl	n.d.	0.087	n.d.	n.d.	0.063	n.d.	n.d.	n.d.	0.125	n.d.
Total	54.76	53.69	54.39	53.48	54.06	54.82	54.83	55.12	54.03	54.50

IDOCRASE

formule structurale calculée sur 50 cations

numero lame	18 CR33	19b CR33	535 CR33	536 CR33	47 CR33	529 CR56	530 CR56	533 CR56	534 CR56	106 CR23
Poids d'oxydes										
CaO	35.60	35.40	35.30	35.50	34.20	35.70	35.20	35.90	36.10	35.70
SiO2	36.00	35.80	36.10	36.00	36.30	35.90	36.10	36.30	34.50	36.10
Al2O3	15.40	15.20	16.40	16.30	15.50	16.50	16.60	17.00	17.00	17.20
FeO	5.63	5.38	6.08	5.84	7.12	4.71	6.24	3.76	4.44	4.43
MgO	1.96	1.91	1.68	1.78	1.75	2.25	1.41	2.33	1.90	1.73
MnO	0.620	0.570	0.680	0.670	0.810	0.200	0.440	0.260	0.290	0.130
TiO2	0.050	< l.d.	0.042	< l.d.	0.300	0.336	0.030	0.510	0.610	0.300
SnO2	n.d.	n.d.	0.079	0.107	n.d.	0.071	0.042	0.058	0.021	n.d.
ZnO	n.d.	n.d.	0.033	0.033	n.d.	0.092	0.014	0.095	0.088	n.d.
F	2.34	2.14	1.92	2.08	2.46	1.81	2.01	1.75	1.41	2.54
Cl	< l.d.	< l.d.	0.078	0.058	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.020	< l.d.	< l.d.
Total	97.60	96.40	98.39	98.37	98.44	97.57	98.09	97.98	96.36	98.13

Formules structurales

Ca	19.40	19.50	19.00	19.20	18.50	19.20	19.00	19.10	19.70	19.20
Si	18.30	18.40	18.10	18.10	18.40	18.00	18.20	18.10	17.60	18.10
Al	9.23	9.19	9.71	9.67	9.24	9.78	9.85	9.97	10.20	10.20
F2	2.39	2.31	2.56	2.46	3.01	1.98	2.63	1.56	1.89	1.86
Mg	1.48	1.46	1.26	1.34	1.32	1.69	1.06	1.73	1.44	1.29
Mn	0.267	0.248	0.289	0.286	0.347	0.085	0.188	0.110	0.125	0.055
Ti	0.019	n.d.	0.016	n.d.	0.114	0.127	0.011	0.191	0.233	0.113
F	3.43	3.19	2.82	3.04	3.59	2.67	2.96	2.57	2.12	3.68
Cl	n.d.	n.d.	0.061	0.046	n.d.	n.d.	n.d.	0.016	n.d.	n.d.
Total	54.52	54.30	53.82	54.14	54.52	53.53	53.90	53.35	53.31	54.50

IDOCRASE

formule structurale calculée sur 50 cations

numero lame	5. CR39	6. CR39	8. CR39	9. CR39	20 CR39	21 CR39	23 CR39	24 CR39	94 134050	12 134050
Poids d'oxydes										
CaO	36.30	35.50	35.90	35.70	35.10	35.50	34.90	34.80	35.20	35.80
SiO2	35.90	35.80	36.10	36.00	36.60	37.20	36.80	36.20	36.20	36.00
Al2O3	15.40	17.70	15.10	17.90	18.70	19.60	18.80	19.20	19.00	17.10
FeO	4.03	4.16	4.93	4.50	4.70	3.98	4.70	4.90	4.46	5.01
MgO	2.71	0.570	2.66	0.610	0.800	0.700	0.600	0.300	0.470	0.800
MnO	0.100	0.300	0.200	0.290	0.400	0.270	0.300	0.300	0.360	0.240
TiO2	0.160	< l.d.	0.340	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
SnO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	1.75	2.30	2.26	2.28	2.06	1.22	2.71	2.79	2.01	3.50
Cl	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Total	96.35	96.33	97.49	97.28	98.36	98.47	98.81	98.49	97.70	98.45

Formules structurales

Ca	19.80	19.30	19.50	19.30	18.60	18.60	18.50	18.60	18.80	19.40
Si	18.20	18.20	18.30	18.10	18.10	18.10	18.20	18.00	18.00	18.20
Al	9.22	10.60	9.01	10.60	10.90	11.30	11.00	11.30	11.20	10.20
F2	1.71	1.77	2.09	1.90	1.95	1.62	1.95	2.04	1.86	2.12
Mg	2.05	0.432	2.01	0.458	0.591	0.509	0.443	0.223	0.349	0.604
Mn	0.043	0.129	0.086	0.124	0.168	0.112	0.126	0.127	0.152	0.103
Ti	0.061	n.d.	0.129	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	2.61	3.41	3.31	3.35	3.01	1.81	3.90	4.02	2.96	4.98
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	53.69	53.84	54.43	53.83	53.32	52.05	54.12	54.31	53.32	55.61

IDOCRASE

formule structurale calculée sur 50 cations

numero lame	521 CR20	522 CR20	523 CR20	524 CR20	525 CR20	526 CR20	528 CR20	76 CR35	77 CR35	103 CR7B
Poids d'oxydes										
CaO	34.90	36.10	36.00	35.50	35.00	35.80	35.10	34.50	34.80	35.50
SiO2	35.80	36.40	36.50	36.30	35.80	36.60	36.10	36.80	36.80	36.20
Al2O3	18.40	17.30	17.10	18.60	18.50	16.80	18.40	16.10	16.20	16.10
FeO	5.51	3.82	4.12	4.72	5.67	4.34	4.95	5.87	5.71	5.92
MgO	0.500	2.21	2.21	1.04	0.430	2.22	1.03	2.23	2.22	2.15
MnO	0.470	0.120	0.150	0.340	0.510	0.100	0.530	1.37	1.55	0.760
TiO2	< l.d.	0.269	0.320	< l.d.	0.070	0.370	0.040	< l.d.	0.240	< l.d.
SnO2	0.069	0.109	0.104	0.086	0.096	0.045	0.087	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO	0.148	0.021	0.073	0.134	0.103	0.055	0.156	n.d.	n.d.	n.d.
F.	2.31	1.80	1.93	2.35	2.38	1.79	2.37	3.00	3.12	1.60
Cl	0.020	0.030	< l.d.	< l.d.	0.050	0.030	< l.d.	< l.d.	0.110	0.090
Total	98.13	98.18	98.51	99.07	98.61	98.15	98.76	99.87	101	98.32

Formules structurales

Ca	18.80	19.20	19.10	18.90	18.80	19.10	18.70	18.40	18.50	19.10
Si	18.00	18.10	18.10	18.00	17.90	18.20	18.00	18.30	18.20	18.10
Al	10.90	10.10	10.00	10.90	10.90	9.84	10.80	9.46	9.46	9.51
F2	2.32	1.59	1.71	1.96	2.38	1.80	2.06	2.45	2.37	2.48
Mg	0.374	1.64	1.63	0.768	0.321	1.65	0.765	1.66	1.64	1.61
Mn	0.200	0.050	0.063	0.143	0.216	0.042	0.224	0.579	0.651	0.323
Ti	n.d.	0.100	0.119	n.d.	0.026	0.138	0.015	n.d.	0.089	n.d.
F.	3.38	2.64	2.81	3.39	3.47	2.63	3.44	4.25	4.37	2.36
Cl	0.016	0.024	n.d.	n.d.	0.039	0.024	n.d.	n.d.	0.083	0.071
Total	53.99	53.44	53.53	54.06	54.05	53.42	54.00	55.10	55.36	53.55

IDOCRASE
formule structurale calculée sur 50 cations

numero	119	122	123	124
lame	9220	9220	9220	9220

Poids d'oxydes

CaO	34.80	34.00	34.50	34.50
SiO2	35.70	36.00	36.00	36.00
Al2O3	16.40	16.60	16.40	16.70
FeO	5.91	5.76	6.10	5.63
MgO	0.670	0.690	0.670	0.900
MnO	0.450	0.540	0.440	0.660
TiO2	1.56	1.54	1.57	1.28
SnO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	2.13	2.40	2.00	2.40
Cl	0.150	0.200	0.280	0.130
Total	97.77	97.73	97.96	98.20

Formules structurales

Ca	18.90	18.40	18.60	18.60
Si	18.10	18.20	18.10	18.10
Al	9.77	9.89	9.74	9.91
F2	2.50	2.43	2.57	2.37
Mg	0.505	0.520	0.503	0.675
Mn	0.193	0.231	0.188	0.281
Ti	0.593	0.585	0.595	0.485
F	3.15	3.53	2.96	3.51
Cl	0.119	0.158	0.222	0.102
Total	53.83	53.94	53.48	54.03

ACTINOTES
programme de formule structurale de J.L. BOUCHARDON base 23 oxygènes

numero lame origine	165	165	167	168	169	173	177	178	179	180
	HR RSTS	HR RSTS	HR RSTS	HR RSTS	HR RSTS	HR RSTS	HR RSTS	HR RSTS	HR RSTS	HR RSTS
Poids d'oxydes										
Na2O	0.370	0.350	0.430	0.230	0.310	0.490	0.100	0.400	0.450	0.140
SiO2	51.66	51.39	49.85	52.71	51.61	50.66	45.13	52.07	50.66	49.04
F.	0.900	0.900	0.300	1.15	0.510	0.390	0.180	0.170	0.190	< 1.1
MgO	12.98	12.71	12.87	13.54	13.47	12.30	12.63	13.03	12.42	12.97
Al2O3	3.30	3.36	4.30	2.04	1.63	4.23	4.20	3.55	1.76	1.44
K2O	0.250	0.300	0.360	0.170	0.260	0.270	< 1.4	0.260	0.220	< 1.1
CaO	12.17	12.26	11.75	12.38	12.04	12.21	15.71	12.21	11.01	11.52
FeO	15.98	15.67	15.96	15.52	15.73	15.12	15.63	15.64	15.20	15.63
MnO	0.600	0.570	0.530	0.550	0.550	0.600	0.600	0.500	0.600	0.530
TiO2	0.200	0.100	< 1.d.	0.240	< 1.d.	0.160	0.160	< 1.d.	0.100	< 1.d.
TOT	98.31	97.34	96.90	98.49	97.17	98.08	96.74	98.84	97.74	98.47

Formules structurales

Na	0.106	0.101	0.139	0.066	0.039	0.141	0.030	0.114	0.133	0.043
Si	7.61	7.60	7.47	7.75	7.67	7.50	7.04	7.63	7.53	7.31
F.	0.007	0.007	0.006	0.009	0.005	0.007	0.001	0.000	0.007	n.d.
Mg	2.93	2.93	2.87	2.96	2.97	2.71	2.92	2.85	2.75	2.92
Al	0.573	0.590	0.759	0.353	0.464	0.761	0.755	0.613	0.711	2.14
K.	0.047	0.057	0.069	0.032	0.049	0.051	n.d.	0.049	0.051	n.d.
Ca	1.92	1.96	1.99	1.93	1.92	1.94	2.73	1.92	1.91	0.937
Fe	1.97	1.95	2.00	1.91	1.95	2.00	2.02	1.92	2.01	3.15
Mn	0.075	0.072	0.067	0.068	0.059	0.075	0.078	0.062	0.075	0.084
Ti	0.022	0.011	n.d.	0.027	n.d.	0.018	0.018	n.d.	0.011	n.d.

ACTINOTES
programme de formule structurale de J.L. BOUCHARDON base 23 oxygènes

numero lame origine	100	78	79
	CR13 RSTS	CR35 SK	CR35 SK

Poids d'oxydes

Na2O	0.120	< 1.d.	0.150
SiO2	49.88	53.04	53.17
F.	< 1.d.	< 1.d.	< 1.d.
MgO	6.34	12.69	12.30
Al2O3	2.63	1.65	1.90
K2O	0.120	0.100	0.150
CaO	11.57	12.23	12.03
FeO	25.26	15.89	15.65
MnO	2.01	2.00	2.09
TiO2	< 1.d.	< 1.d.	< 1.d.
TOT	97.93	97.60	97.44

Formules structurales

Na	n.d.	0.043	0.036
Si	7.82	7.84	7.69
F.	n.d.	n.d.	n.d.
Mg	2.79	2.70	1.46
Al	0.287	0.330	0.478
K.	0.019	0.028	0.024
Ca	1.93	1.90	1.91
Fe	1.96	1.93	3.25
Mn	0.250	0.261	0.262
Ti	n.d.	n.d.	n.d.

CHLORITES SKARNS
formule structurale calculée sur la base de 20 cations

NUMERO LAME TYPEROCK	51 RC1340 SK	57 RC1340 SK	59 CR13 RST3	511 CR13 SK	512 CR13 SK	513 CR13 SK	514 CR13 SK	515 CR13 SK
----------------------------	--------------------	--------------------	--------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------

Poids d'oxydes

SiO2	19.10	20.00	19.10	19.10	19.10	19.10	19.10	19.10
MgO	16.30	11.00	16.30	16.30	16.30	16.30	16.30	16.30
Al2O3	16.40	16.00	16.40	16.40	16.40	16.40	16.40	16.40
FeO	1.10	1.40	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10
MnO	0.400	0.260	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400
CaO	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
NaO	0.450	0.330	0.450	0.450	0.450	0.450	0.450	0.450
Total	55.49	59.72	59.40	59.40	59.40	59.40	59.40	59.40

Formules structurales

Si	5.770	6.76	5.770	5.770	5.770	5.770	5.770	5.770
Al	4.400	4.22	4.400	4.400	4.400	4.400	4.400	4.400
Mg	4.400	3.30	4.400	4.400	4.400	4.400	4.400	4.400
Fe	0.275	1.48	0.275	0.275	0.275	0.275	0.275	0.275
Mn	0.100	0.030	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
Ca	0.100	0.030	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
Na	0.534	0.500	0.534	0.534	0.534	0.534	0.534	0.534
Fe/Fe+Mg	0.534	0.500	0.340	0.250	0.500	0.500	0.530	0.540
Total	20.55	19.97	20.43	16.22	20.47	20.46	20.50	20.50

SAPONITE
formule structurale calculée sur la base de 14 cations

NUMERO LAME	52 CR33B	56 CR33B	59 CR33B	531 CR56	532 CR56
----------------	-------------	-------------	-------------	-------------	-------------

Poids d'oxydes

SiO2	59.50	53.10	47.50	53.70	49.50
MgO	25.90	20.10	22.10	24.30	22.40
FeO	5.84	12.70	3.82	6.34	3.75
MnO	0.270	0.160	0.170	0.470	0.250
CaO	0.220	0.630	3.29	0.850	0.300
Al2O3	0.170	0.150	0.230	2.87	17.00
Na2O	0.140	0.130	0.150	0.170	0.190
F	1.00	1.55	1.74	0.220	0.250
K2O	< 1.d.	0.330	0.200	0.290	< 1.d.
TiO2	< 1.d.	< 1.d.	< 1.d.	< 1.d.	< 1.d.

Formules structurales

Si	8.05	7.88	7.26	7.51	6.51
Al	0.003	0.026	0.040	0.470	2.63
Mg	5.20	4.45	5.03	5.05	4.39
Fe	0.590	1.42	1.01	0.660	3.370
Mn	0.030	0.020	0.020	0.050	0.020
Ca	0.032	0.100	0.530	0.130	0.100
Na	0.042	0.040	0.040	0.045	0.048
X	n.d.	0.060	0.040	0.050	n.d.

ANNEXE III

ANALYSES PAR ACTIVATION NEUTRONIQUE DE MINERAUX SEPARES

Analyste : L. Rimbault.

	%	CR 4	CR 5	CR 19	CR 33	CR 35	CR 38	CR 39	RO 4	25-10.70
		sk / M	sk / M	sk / M	sk / M	sk / M	sk / M	sk / M	sk / M	sk / M
W		65.33	64.07	60.41	21.82	35.31	13.96	64.91	63.35	49.83
Fe		.099	.184	2.529	27.33	16.23	.422	.663	.25	8.46
Zn		.017	.001	.048	.03	---	.014	.013	.011	.276
Mo	ppm	162	556	300	166	115	57	803	361	246
Sr		424	502	556	248	---	58	627	270	635
Co		---	---	---	14.7	---	---	---	.96	16
Ag		.74	<.2	1.5	4.4	---	1.6	1.5	---	---
Sb		---	---	---	---	---	---	---	.13	1
La		7.7	2.1	5.1	1.19	3.9	1.7	2.4	4.7	3.7
Ce		12.6	4.4	8.2	3.2	6.2	1.7	4.5	3.7	15.9
Sm		.64	1.02	1.82	.18	1.4	.32	.52	1.1	1.6
Eu		1.33	1.68	3.77	.165	3.3	1.83	1.02	1.23	1.91
Gd		1.4	---	2.9	---	---	.81	.9	---	---
Tb		.19	.22	.15	.077	.11	.085	.15	.07	.27
Yb		.64	.35	.49	.58	.63	.33	.53	.21	.59
Lu		.065	<.08	<.07	.13	<.06	<.05	<.12	.025	.11
Th	ppb	110	36	93	360	---	170	65	111	1770
Hf		10	8	9	<400	---	12	23	30	<600
Ta		210	100	150	<200	---	65	97	65	420
Sc		7	46	33	52	---	24	12	46	47

	%	HY-5K	RO 13	950-3	950-5
		RSTS	RSTS	RSTS	RSTS
W		55.77	36.46	1.164	6.95
Fe		3.94	20.4	42.31	34.34
Zn		.22	.129	.02	---
Mo	ppm	14	1606	30	40
Sr		---	268	156	102
Cr		19.3	---	65	56
Co		12.7	31.2	77.7	53.6
Ag		1.7	6	11.6	7.1
Au		---	.29	---	---
Sb		.41	.42	6.7	2.9
La		12	5.7	2.2	7.2
Ce		19	14.5	8.2	12.2
Sm		2.7	1.9	.56	1.44
Eu		31.5	.63	.23	.67
Tb		.77	.19	.33	.29
Yb		2.42	.68	.72	.83
Lu		.43	.16	.19	.23
Th	ppb	440	660	850	890
Hf		320	<300	440	920
Ta		122	1120	230	350
Sc		1250	111	3810	3000

TABLEAU de composition de fractions enrichies en SCHEELITE.

On vérifiera la pureté de la scheelite par la quantité de W dosé, sachant que la scheelite pure en contient 63,8%. Les impuretés sont dues essentiellement aux sulfures. Ceci est montré par les teneurs en fer et en zinc.

TABLEAU de composition de fraction enrichie en FLUORINE

	DR 18	DR 19	DR 39	DR 50	25-9.90	25-10.70
Ca %	49.26	49.88	46.17	42.86	44.61	48.14
Fe	.341	.178	.333	.792	1.139	---
Zn	.1	.003	.033	.257	.014	---
W	.022	.214	1.059	.682	.185	.123
Sr ppm	461	745	332	1048	428	---
La ppb	720	236	920	650	4750	1720
Ce	1480	560	2400	1420	6750	2370
Nd	---	---	---	---	2800	---
Sm	252	29	442	49	179	512
Eu	176	33	715	103	387	670
Tb	46	16	54	18	32	---
Yb	105	50	82	57	172	153
Lu	20	13	13	10	20	21
Sc	189	24	37	50	318	---
Th	77	45	56	70	244	---

Rappel : la fluorine contient théoriquement 51,3% de Ca.

TABLEAU de composition de fraction enrichie en APATITE

		RO 13	CR 13
		skarn	apatite
Ca %		16.23	24.72
Fe		14.57	1.767
Zn		.402	.019
W		.86	---
Sr ppm		---	671
As		4.9	3.5
Sb		.63	.52
U		2.5	6.5
Th		2	3.59
Sc		3.12	2.21
Co		21.5	.73
La		3.7	15.7
Ce		10.1	30.4
Nd		---	11
Sm		.64	3.22
Eu		.472	1.87
Tb		.11	.231
Tm		---	.117
Yb		.089	.91
Lu		.043	.135
Cr		12.6	15.7
Ag		14.8	6.4
Hf		.78	.77
Ba		770	641
Cs		14	12.6
Ta		23.2	.4

Rappel: l'apatite pure contient 39,7% de Ca.

		25-10.70
		grenat skarn
Fe ₂ O ₃	%	8.24
ZnO		.14
CaO		34.55
Sc	ppm	1.380
Cr		3.0
Co		4.27
Sr		<27
Sb		3.42
La		5.78
Ce		10.79
Sm		.80
Eu		.312
Tb		.07
Yb		.35
Lu		.056
Hf		.78
Ta		1.47
W		175
Th		.42
U		5.2
Au	ppb	23.3

ANNEXE IV

DESCRIPTION DES LAMES MINCES DU SKARN PRINCIPAL

Légende :

A	=	Abondant
P	=	Présent (un ou deux individus)
I	=	Idiomorphe (idocrase)
SI	=	Subidiomorphe
Asp	=	Arsénopyrite
B	=	Blende
Cp	=	Chalcopyrite
Co	=	Covellite
Ep	=	Epidote
He	=	Hématite
Ox	=	Oxydes
P	=	Pyrite
C	=	Contact
Cc	=	Calcite
Musc	=	Muscovite
Sch	=	Scheelite

Le nom donné aux diverses roches se réfère à la minéralogie dominante.

Gt-id	=	Grenato-idocrasite
Px	=	Pyroxénite
Gt	=	Grenatite
id	=	Idocrasite
RM	=	Roche magnésienne
Ma	=	Marbre
Ap	=	Apatite

	CR3	CR3	CR4	CR5	CR6	CR7'A	CR7'B	CR7
Wollastonite (pseudomorphosée)								
Pyroxène			X ? cc + Chl en fibres					
idocrase	X	X		X SI	X SI	P	P	X
Grenat	X	X	X	X	X			
Scheelite	A	X		A	X	P	P	
A Apatite	X		X		P			
L Fluorine		P	X	X	X	X	X	X
T Quartz	X	X	X	X	X		X	
E Epidote	P			X	P		X	
R calcitisation du pyroxène			X ou idocrase					
A Altération grenat				X cc + Ep				
I Chlorite	associés			X	X	X saponite	X saponite	A saponite
O en								
N Calcite	fibres			fracture	fibreuse + Qtz	X	X	X
S Silicification du marbre						Fractures + fond de la roche		
Sulfures		P				Cp	B Cp He	
Position/Marbre		Contact Sch/Gtid				30 cm	30 cm	Contact
Remarques		Musc en rosettes						
Analyses RT			X	X				X
lame mince	2	1	1	1	1	1	2	1
Analyses de TR minéraux			Sch	Sch				
NOM	Gt-id		Gt	Gt-id	Gt-id	RM	RM	RM

	CR8	CR9'	CR9	CR10	CR11	CR15	CR17	CR18
Wollastonite (pseudomorphosée)			X	X			X	
Pyroxène							X	
idocrase		X I	X	X	X		X	
Grenat		X	X	X	X	X	X	X
Scheelite		A	X	P	X		A	
A Apatite						X		
L Fluorine		X	X	X	X		X	X
T Quartz		X	X				X	P
E Epidote								
R Calcitisation du pyroxène								
A Altération grenat								X Cc
I Chlorite		X	X		saponite	X	X	X
O Calcite	X	X	filon	X	filon	X	X	X
N Silicification du marbre							?	
S Sulfures		X		X	X		X - OX	X
Position/Marbre	Marbre				40 cm		Volante	
Remarques		2 zones: Gt+id+Sch Gt massif			Contact RM/Gt-id			très altérée
Analyses RT	X							
lame mince	2	1	2	1	3	2	1	
Analyses de TR minéraux						Apatite		Fluorine
NOM	Ma	Gt-id	Gt-id	G-id	RM	Ap	Gt-id	Gt

	CR19	CR20	CR21	CR22	CR23	CR24	CR25A	CR25B
Wollastonite (pseudomorphosée)								X
Pyroxène					X (Di)	X	X	X
idocrase		X I			X	X	X	
Grenat	X	X	X			X		X
Scheelite	X	X	X			X	X	
A Apatite								X
L Fluorine	X	X	X		X	X		
T Quartz	P		X		X	X	X	
E Epidote			X					
R Calcitisation du pyroxène	+ actinote							X
A Altération grenat	X							
T Chlorite	X		saponite					
I Calcite	X	X	X	X		X	X	X
O Silicification du marbre							X	
N Sulfures	X		P		Cp + B	OX		
S								
Position/Marbre	30 cm	50 cm	C RM/Gt	Marbre			Contact	
Remarques	très altérée				Volante			
Analyses RT	X	X		X	X		X	X
lame mince	1	1	1		1	1		
Analyses de TR minéraux	Sch Fluorine							
NOM	Gt	Gt-id	RM	Ma	Px	Gt-id	RM	Px

	CR25C	CR28	CR29	CR30	CR32	CR33	CR34B	CR35
Wollastonite (pseudomorphosée)	X					X		
Pyroxène	X	X	X			X		
idocrase	P		X	X I		X	X	X
Grenat	X	X		X		X		
Scheelite			A	A		X	X	A
A Apatite						X		
L Fluorine	X	X	X	X		X		
T Quartz		X	X		P	X		
E Epidote		filons		X				
R Calcitisation du pyroxène								
A Altération grenat		Chl + Cc		X cc				
I Chlorite			X saponite			saponite		
O Calcite		X	X	X filons	X	X	X	
N Silicification du marbre			X			Cp - B Co	Cp	P - Cp B Asp
S Sulfures			X	Cp				
Position/Marbre			contact Ma/RM/Gt		marbre			
Remarques				en macro id à CR28		petites musc		Actinote
Analyses RT	X	X			X	X		X
lame mince	1	1	3	2		2	1	1
Analyses de TR minéraux						Sch		Sch
NOM	Gt	Px	Id	Gt-id	Ma	RM	Id	Id

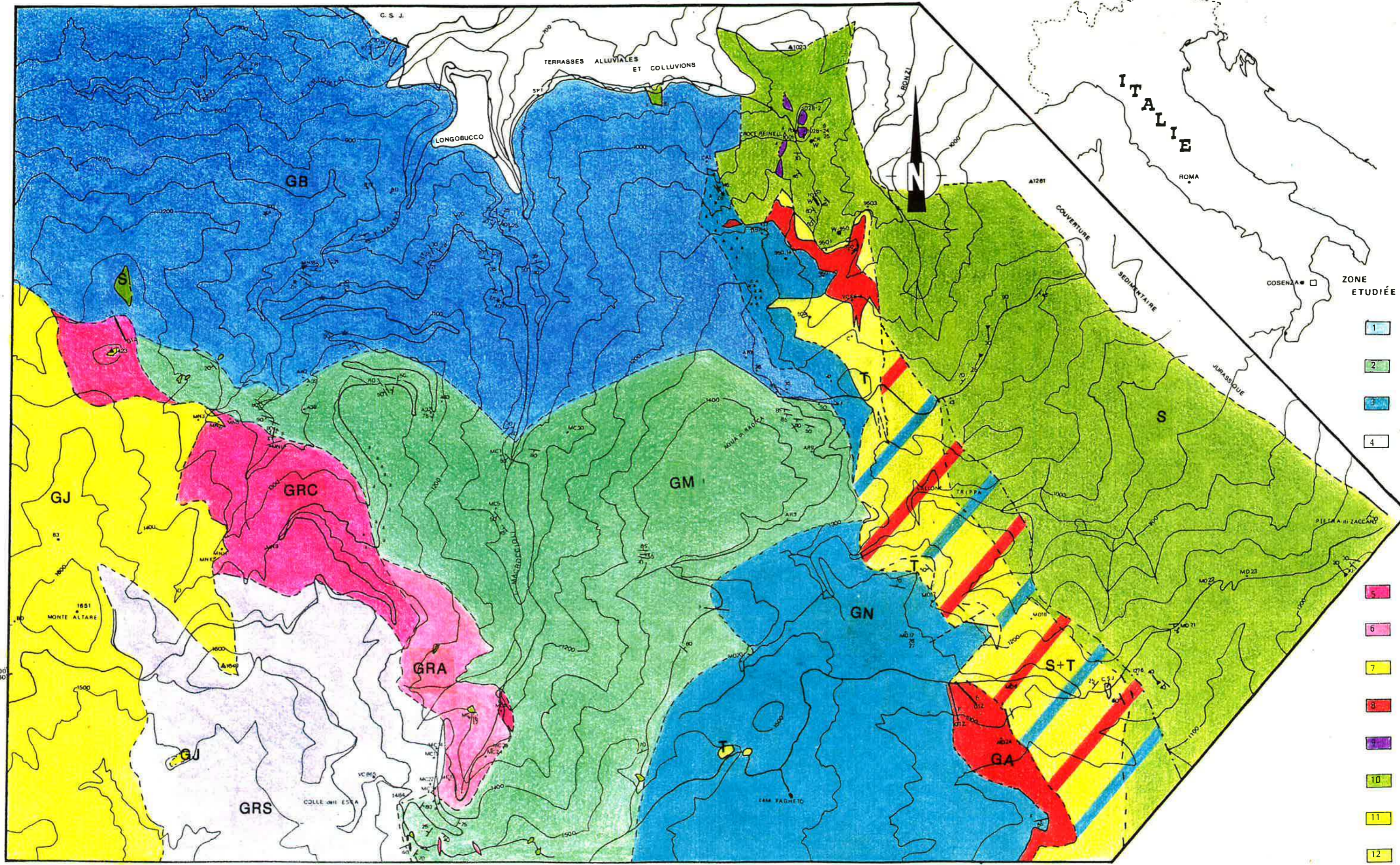
	CR36	CR37	CR38	CR39	CR42	CR44	CR45	CR46
Wollastonite (pseudomorphosée)								
Pyroxène	X							X
idocrase	S SI			X I	X	P	X	
Grenat	X	X	X	X		X	X	X
Scheelite	X		X	X		X	X	X
A Apatite		X						
L Fluorine	X			X	X	X	X	X
T Quartz		X	X	X	X	X	X	X filon
E Epidote	X		X					
R Calcitisation du pyroxène								
A Altération grenat	X Cc					Act+Cc X	X	
I Chlorite			X		saponite	filons	X	
O Calcite	filon +			X	X	filons		X filon
N Silicification du marbre					X			
S Sulfures	P - Cp B	P - (B)				Cp OX		X
Position/Marbre					C			C
Remarques			Axinite					
Analyses RT	X		X	X		X (2)		
lame mince	3	2	1	1	1	1	3	1
Analyses de TR minéraux			Sch	Sch fluorine				
NOM	Gt-id	Ap	Axinite	Gt-id	RM	Gt	Gt-id	Px

	CR47	CR48	CR50	CR51	CR53	CR56	CR57	CR58
Wollastonite (pseudomorphosée)	X							
Pyroxène	X	X						
idocrase	X			X I		X		P
Grenat	X			X	X			
Scheelite	X			P		P	X	
A Apatite								
L Fluorine	X	X	X			X	X	X
T Quartz		X	X	X	X	P	X	X
E Epidote					X			
R Calcitisation du pyroxène								
A Altération grenat								
I Chlorite			saponite	X		saponite	X	X
O Calcite	filons		X	X	X	X	X	X
N Silicification du marbre			X					X
S Sulfures	X		Cp B	Act			X	
Position/Marbre	C		C			C	C	C RM/Ma
Remarques		Eq CR28		très altérée				
Analyses RT			X			X		
lame mince	2	1	1	1	1	1	1	1
Analyses de TR minéraux			fluorine					
NOM	RM	Px	RM	RM	Gt	RM	RM	RM

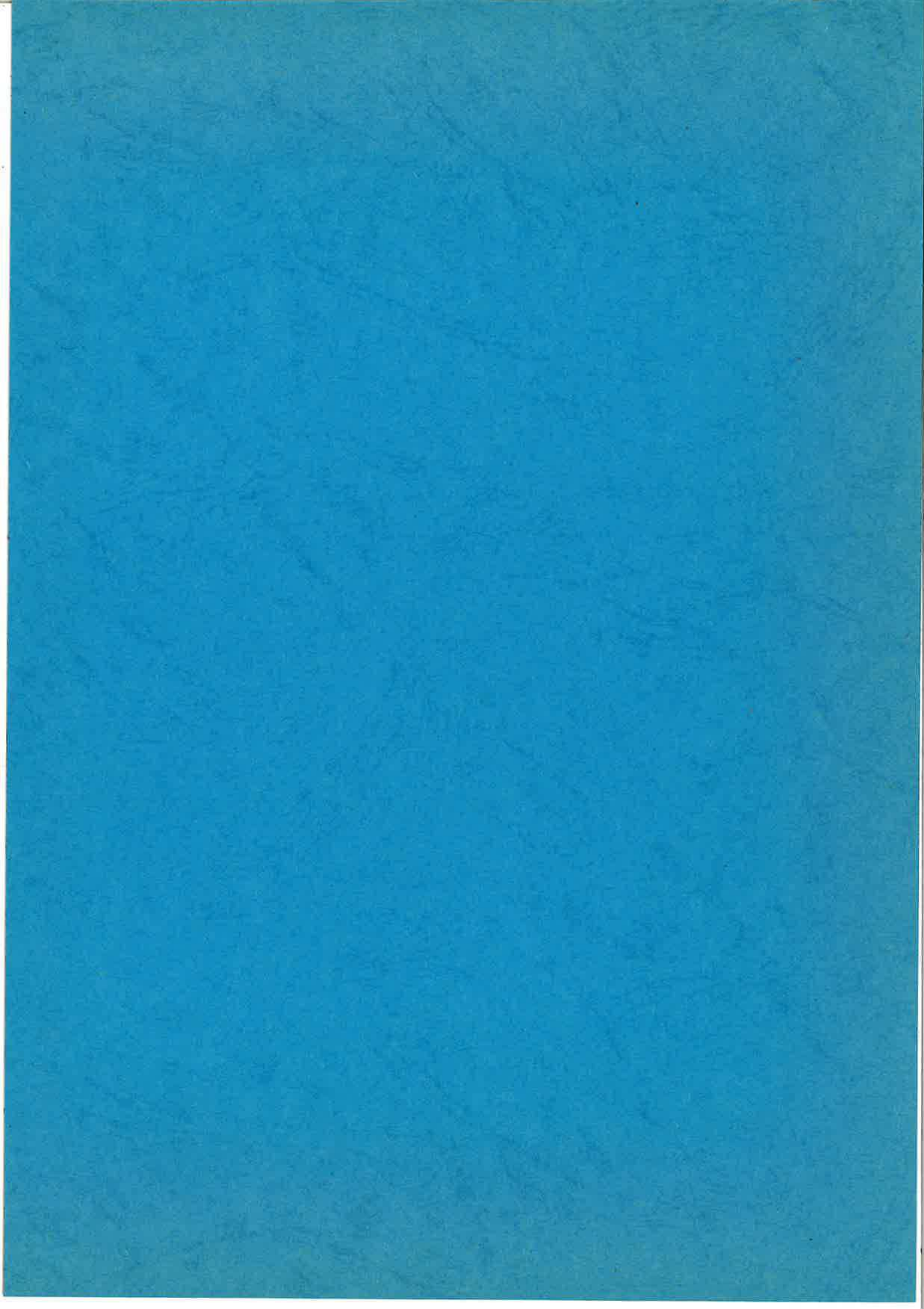
LEGENDE

de la carte au 1/20 000e

- 1 -GB- Granodiorite bleue à biotite, gros grain et enclaves dioritiques abondantes. ★ Zones d'enclaves dioritiques abondantes.
- 2 -GM- Granodiorite bleue à biotite et mégacristsaux de FK à gros grain présence d'enclaves dioritiques mais de petite taille et infiniment moins abondantes que dans GB. • Aplites abondantes
- 3 -GN- Granite noir à deux micas à gros grain à rares FK automorphes, présence d'enclaves. Ce granite devient à grain fin sur la bordure et dans les filons. --- Courbe enveloppe des filons GA et GN.
- 4 -GRS- Faciès sombre sans aucune enclave sombre. -GR- Granite à gros grain à FK roses et à deux micas. / Direction de fluidalité magmatique pour les granites et de schistosité principale pour les schistes.
- 5 -GRC- Faciès clair à andalousite sporadique sans aucune enclave et à pegmatites et aplites abondantes. \ Direction et plongement des axes de plis dans les schistes.
- 6 -CRA- masse filonienne -illitopegmatitique. F Faille, avec ou sans quartz.
- 7 -GJ- Granite à grain fin à deux micas et à andalousite (parfois visible à l'oeil) sans enclaves sombre. w Indices de skarns à tungstène.
- 8 -GA- Granite blanc à grain fin à muscovite grenat (Mn) et à minéraux à formes anguleuses. * Pb Filons de calcite à sulfures.
- 9 -MG- Microgranite à biotite, grenat (Mg). C.S.J. Couverture sédimentaire jurassique.
- 10 Schistes SPI Echantillon analysé.
- 11 Zone intermédiaire où schistes et tufs sont intercalés.
- 12 Tufs







TITRE

Etude du skarn à tungstène de Longobucco
(Calabre, Italie) dans son environnement granitique.
Pétrographie et géochimie.

AUTEUR

Véronique CROZE

TYPE

Thèse de l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
soutenue le 27 novembre 1989

ADRESSE

Laboratoire de géologie
Ecole des mines de St ETIENNE
158 Cours Fauriel
42023 SAINT ETIENNE cedex

MOTS CLES

Skarns-Tungstène-Granites-Géochimie-Isotopes-
Terres rares-Calabre-Italie

RESUME

Les skarns à tungstène de Longobucco sont encaissés dans la série grésopélitique et volcanosédimentaire de Bocchigliero à proximité du batholite silan d'âge hercynien. Trois types de substrats ont été reconnus comme support de la minéralisation : des marbres calcitiques, des roches basiques et des schistes faiblement calcareux. La zonation minéralogique des skarns sur marbre est la plus complexe. On observe successivement dans l'espace : de la wollastonite (rétrormorphosée en quartz et calcite), de l'hédenbergite et une zone à grossulaire et idocrases associés. Les deux premières zones sont d'épaisseur très réduite. Plusieurs phases d'altération ont favorisé la cristallisation abondante des minéraux suivants, dans l'ordre : fluorine, apatite, quartz ; chlorite, calcite et sulfures cristallisant à la fin du processus sans relations chronologiques bien précises entre eux. Les deux autres types de substrats ne présentent que des reliques du stade primaire à pyroxène et grenat, les phases d'altérations citées précédemment s'y manifestent mais de façon peu importante ; une intense altération à séricite est surimposée. Dans tous les cas, le dépôt majeur de la scheelite est associé au développement des minéraux primaires (Px-Gt-Id).

L'étude géochimique (éléments majeurs et traces) des trois substrats met en évidence un apport prédominant de W Sn Cu Zn Mn P F dans les trois cas.

Les autres éléments ont un comportement variable en fonction du substrat. L'analyse de la composition chimique des minéraux et des roches totales a permis de mettre en évidence l'action d'un fluide de composition chimique identique pour les trois substrats.

L'étude des isotopes stables C et O dans les carbonates et des terres rares en roche totale et sur minéraux séparés permettent de préciser qu'il y a nécessairement eu mélange de fluides d'origine différente et dont le contenu en terres rares est très bas avec un fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes.

Sept types de granites ont été reconnus, cartographiés et étudiés. Seulement deux d'entre eux, dénommés GN et GA, présentent un lien étroit faisant penser à leur cogénéisme. La cristallisation fractionnée est un modèle qui globalement permet d'expliquer les relations entre ces deux faciès.

Ces deux granites respectivement à biotite-muscovite (GN) et à muscovite-grenat (Mn) (GA) sont toujours situés à proximité des skarns. Ils présentent en outre un enrichissement inhabituel en Nb, Sn, Be, Mn, Li, tout à fait caractéristique des granites très évolués et porteurs de minéralisations à Sn-W. Leur association est proposée comme guide de prospection pour la bordure du batholite Silan.