



**HAL**  
open science

# Géochimie et minéralogie comparées d'associations magmatiques acide-basique de type magnésiopotassique et calco-alcalin. Exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales)

Ahmed Touil

## ► To cite this version:

Ahmed Touil. Géochimie et minéralogie comparées d'associations magmatiques acide-basique de type magnésiopotassique et calco-alcalin. Exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1994. Français. NNT : . tel-01052964

**HAL Id: tel-01052964**

**<https://theses.hal.science/tel-01052964>**

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**

**ECOLE NATIONALE SUPERIEURE  
DES MINES DE PARIS**

**N° D'ORDRE 102GD**



**THESE**

présentée par  
**AHMED TOUIL**

pour obtenir le titre de  
**DOCTEUR**

DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS ET DE SAINT-ETIENNE  
(Spécialité : Geologie et Recherche Minière)

**GEOCHIMIE ET MINERALOGIE COMPAREES D'ASSOCIATIONS  
MAGMATIQUES ACIDE-BASIQUES DE TYPE MAGNESIOPOTASSIQUE ET  
CALCO-ALCALIN : EXEMPLE DU MASSIF DE L'AGLY  
(Pyrénées Orientales)**

Soutenu à Saint-Etienne le 04 février 1994

Devant le Jury :

Monsieur  
Messieurs

B. Guy.....	Président
R. Capdevila.....	Rapporteur
P. Soler.....	Rapporteur
M. Fontailles.....	Examineur
R. P. Menot.....	Examineur
D. Garcia.....	Examineur



## **Avant propos**

Ce travail a été accompli au Laboratoire de Géologie de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne sous la direction de B. Guy, à qui je tiens à exprimer toute ma gratitude de m'avoir accueilli dans son laboratoire et puis d'accepter de présider mon jury.

Mes remerciements s'adressent particulièrement à M. Fonteilles qui m'a proposé ce sujet et qui a contribué à sa réalisation. Les discussions que nous avons pu avoir étaient toujours bénéfiques pour moi. Je le remercie également de son amitié et du soutien qu'il a su m'accorder au cours de ces années.

Je remercie D. Garcia d'avoir accepté de lire ce manuscrit. Ses discussions et ses critiques particulières m'ont aidé à améliorer l'état final du mémoire. Je le remercie également de l'aide qu'il m'a apporté pour la réalisation des dessins des lames minces.

R. Capdevila, P. Soler et R. P. Menot m'ont fait l'honneur de participer à mon jury. Je leur exprime toute ma reconnaissance.

Je tiens à remercier J.Y. Cottin qui m'a fait bénéficier de ses idées sur les granulites et les roches basiques. Il m'a communiqué à plusieurs reprises des documents qui m'ont été utiles.

E. Bilal m'a fait bénéficier de ses connaissances et de ses conseils constructifs. Il m'a gentiment offert son aide dans l'étape ultime de ce travail. Je lui exprime ici toute ma reconnaissance.

Je remercie également J. Moutte et J.L. Bouchardon qui m'ont apporté leur aide et leur conseil en informatique.

Je garderai un bon souvenir de mes collègues du laboratoire, B. Helal, C. Jiang, H. Jacquemin, N. Takeno, M. Nasraoui, A. Sedqui et H. Nalini qui ont formé mon environnement quotidien durant ces années de thèse. Je les remercie de la part qu'ils ont pu prendre à ce travail.

Je dois des remerciements à tous ceux qui m'ont apporté une aide technique au cours de cette thèse :

J.J. Gruffat, J. Moutte, C. David, Y. Baud, P. Benaben et P. Péchot pour la réalisation des analyses chimiques et leur sympathie.

M.T. Cherblanc pour la réalisation des lames minces.

M.C. Forette, H. Remy et M. Fialin pour leur assistance lors des analyses à la microsonde.

N. Hospital m'a gentiment offert une aide patiente et efficace pour la dactylographie des premières notes.

J. Verney pour son aide pour la pagination et la dactylographie de la bibliographie.

A. Loubet et P. Igier au service de la reprographie

Enfin une pensée affectueuse pour toute ma famille et pour Fatima.



## RESUME

Le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales) qui sert de cadre géologique à cette étude, comporte deux associations acide-basiques d'âge hercynien mises en place respectivement dans la catazone et dans la mésozone : le massif d'Ansignan et le massif de Saint-Amac. Ces associations sont caractérisées par une grande diversité de la composante basique ; il est intéressant de remarquer que cette diversité chimique ne peut être simplement liée à la distribution cartographique ou à l'état de déformation des roches basiques et intermédiaires. En dépit de cette diversité, on peut classer ces familles au moyen des rapports d'incompatibles. Quatre familles basiques ont été distinguées dans l'association catazonale : le groupe A de nature tholéiitique ; le groupe B de type calco-alcalin ; le groupe C de type calco-alcalin potassique et le groupe C1 qui est formé par des roches magnésiopotassiques analogues à certaines vaugnérites. S'ajoute à ces ensembles le groupe D qui ne contient que des termes intermédiaires ( $MgO < 4.5\%$ ) et qui est transitionnel entre le calco-alcalin et le tholéiitique. La différenciation par cristallisation et l'accumulation ont joué un rôle important dans les variations des compositions chimiques de ces roches. Le groupe B notamment montre des variations de type exponentielles compatibles avec l'idée que l'on observe des compositions des liquides. Le groupe C est relativement homogène et les tendances évolutives sont beaucoup moins nettes que celles de B. le groupe C1 montre des variations de type linéaires résultant d'une dilution d'un magma basique magnésiopotassique et riche en incompatibles par un magma acide.

Dans l'association mésozonale, les deux groupes chimiques distingués sont de type calco-alcalin avec un caractère plus ou moins potassique. La comparaison entre les différents groupes basiques et intermédiaires dans les deux associations montre une identité des rapports d'incompatibles entre le groupe B catazonal et le groupe basique mésozonal relativement pauvre en  $K_2O$ . L'autre groupe mésozonal n'a pas d'équivalent catazonal en ce qui concerne les rapports d'incompatibles. Il présente cependant certaines ressemblances avec le groupe C et C1 qui se caractérisent respectivement par un caractère calco-alcalin potassique et par une richesse en incompatibles (terres rares, Th et Zr) et en éléments de transition par rapports aux roches calco-alcalines.

Les roches basiques et intermédiaires de l'Agly montrent un lessivage variable de la chaux des clinopyroxènes. Ce lessivage de la chaux peut être mis en évidence dans l'association catazonale à l'aide des variations des compositions des orthopyroxènes. Dans les roches basiques où le clinopyroxène est absent, les teneurs en  $Al_2O_3$  des orthopyroxènes, liées aux variations de  $\mu Al_2O_3$  et de la basicité des plagioclases, sont tamponnées à une valeur basse comme s'il y avait du clinopyroxène.

Deux faciès acides ont été distingués dans le massif d'Ansignan : une granodiorite magnésienne à biotite et/ou orthopyroxène et/ou grenat ("granite charnockitique") et un granite blanc pauvre en biotite mais riche en grenat. Ces deux faciès sont alumineux ( $A/CNK \sim 1.1$ ) et présentent certaines caractéristiques des granites magnésiopotassiques c'est-à-dire un rapport Fe/Mg relativement faible, un caractère hypocalcique et des concentrations importantes en

terres rares légères, Zr et Th. La composition de la chamockite est peu variable et les principales variations chimiques sont liées à l'accumulation du feldspath potassique, du plagioclase et de la biotite. Le granite blanc montre par contre une certaine différenciation.

Les variations des éléments réfractaires (Ni, Cr et MgO) mais aussi Th et Ce montrent que la chamockite et le granite blanc ne peuvent être obtenus par différenciation des roches basiques A, B, C ou D. La relation entre le groupe C1 et la chamockite est plus complexe. Les variations linéaires observées dans le groupe C1 résultent d'une dilution d'un magma basique magnésiopotassique et riche en incompatibles par un magma acide leucocrate dont la composition serait voisine de celle du granite blanc à grenat. Ce magma acide leucocrate peut avoir une origine purement anatectique et produit sous l'impulsion de roches basiques ou peut être produit par différenciation et assimilation à partir de ces roches basiques. Le magma parent de la chamockite (faciès à orthopyroxène) est un terme hybride situé sur le trend de C1. Les variations que l'on observe dans la chamockite sont le produit d'une différenciation par cristallisation et accumulation à partir de ce magma hybride complètement homogénéisé par convection.

Dans le massif de St-Amac, trois faciès acides ont été distingués : une granodiorite, un granite porphyroïde et un faciès clair à muscovite secondaire (le granite de Lansac). Les granitoïdes de St-Amac présentent les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des faciès calco-alkalins à savoir un rapport Fe/Mg assez élevé, des concentrations modestes en terres rares, Zr et Th et un caractère calcique favorisant l'apparition de l'allanite au lieu de la monazite et une cristallisation abondante de l'apatite jusqu'au termes évolués, déprimés en phosphore. Les variations chimiques dans ces faciès indiquent un cogénéisme entre la granodiorite et le granite porphyroïde alors que le granite de Lansac constitue un faciès à part. La différenciation de ces granitoïdes se fait par cristallisation et accumulation ; la ségrégation entre les liquides et les solides formés se fait par extraction sélective des liquides résiduels. Dans le granite de Lansac, l'accumulation est beaucoup moins importante et les compositions ne s'éloignent pas trop de celles des liquides.

L'absence de termes intermédiaires entre les faciès basiques et acides font que les relations génétiques entre les granitoïdes et les roches basiques associées ne sont pas bien établies.

Les résultats géochimiques obtenus sur le magmatisme du massif de l'Agly révèlent la diversité chimique aussi bien des termes basiques que des termes acides ; ces associations acide-basiques ne peuvent de toute évidence être considérées comme bipolaires. Si l'image que la géochimie en donne est remarquablement claire, l'étude minéralogique, par contre, demeure impuissante à saisir cette diversité. Les minéraux sont souvent peu ou pas zonés ; la composition des pyroxènes du massif d'Ansignan, par exemple, reflète surtout les variations majeures de chimisme du milieu résultant de l'évolution magmatique (notamment les variations de l'activité de l'alumine) ; les compositions minérales semblent acquises pour l'essentiel à un stade tardi à postmagmatique.

## ABSTRACT

The Agly massif (Eastern Pyrenees) contains two hercynian acid-basic associations emplaced respectively in the catazone and the mesozone : the Ansignan massif and the Saint-Arnac massif. These associations show a great chemical diversity of the basic inclusions ; interestingly, this diversity is neither simply related to the spatial distribution nor to the degree of deformation of the basic and intermediate rocks. In spite of this difficulty, the ratios between incompatible elements evidence four distinct groups in the catazonal association : a tholeiitic group A ; a calc-alkaline group B ; a potassic calc-alkaline group C and a magnesiopotassic group (C1) similar to some vaugnerites. A last group D, which contains only intermediate rocks ( $2 < \text{MgO} < 4.5\%$ ), is transitional between the calc-alkaline and the tholeiitic series.

In the mesozonal association, two groups are evidenced ; both are calc-alkaline but variably enriched in potassium. The comparison of different groups in the two associations show the identity of the incompatible ratios between the group B in the catazone and the less potassic one in the mesozone. The mesozonal potassic group has no strict equivalent in the catazone. It shows however some similarities with C and C1 which are characterised respectively by a potassic calc-alkaline chemistry and high content in incompatible (REE, Th and Zr) and in transition elements, compared to calc-alkaline rocks.

In the basic and intermediate rocks, whole rocks CaO contents are variably depleted due to partial or complete retrogression of clinopyroxene. This is evidenced, in the catazonal basic rocks, by variations in the chemistry of orthopyroxenes : in spite of the absence of clinopyroxene, alumina content of orthopyroxenes, which lies to the activities of anorthite and  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , remain at a low level like in clinopyroxène-bearing rocks.

Two acidic rock types are distinguished in the Ansignan massif : a magnesian granodiorite which contain biotite and/or orthopyroxene and/or gamet ("chamockitic granite") and a gamet-rich granite (white granite). These rocks are aluminous ( $A/\text{CNK} \sim 1.1$ ) and display some characteristics of magnesiopotassic granites like low Fe/Mg, low Ca/Mg ratios ( $\text{CaO}/\text{MgO} \# 1$ ) and a high content of Ni, Cr, LREE, Zr and Th. The chamockite composition shows little internal variations which are mainly related to the accumulation of plagioclase, K-feldspath and biotite. The white granite shows some differentiation.

The variations of refractory (Ni, Cr and MgO) and incompatibles (Th and Ce) elements indicate that the chamockite and the white granite can not result from the differentiation of A, B, C or D basics groups. The relation between C1-group enclaves and the chamockitic granite is more complex. Linear variation in the C1-group is interpreted as a mixing trend between an enriched basic source and an acidic melt resembling the gamet-bearing white granite in composition. This acidic end member may be purely anatectic or, alternatively, a differentiated product by assimilation and crystallization of the basic melt. The bulk composition of the orthopyroxene bearing chamockitic granite belong to the C1 mixing trend and is interpreted as an hybridized rock. Internal variations within the chamockitic granite indicate that this hybrid



material was vigorously convected and homogenized and then further differentiated through crystallisation and accumulation.

In the Saint-Amac massif, three acidic rock types are distinguished : a granodiorite, a porphyritic granite and a leucocratic granite containing secondary muscovite (Lansac granite). These rocks show the mineralogical and geochemical characteristics of common calc-alkaline granites, i. e. high Fe/Mg and Ca/Mg ratios, as well as moderate Ni, Cr, LREE, Zr and Th contents. Their high CaO/MgO favours the stability of allanite instead of monazite and the abundant crystallisation of apatite ; so that differentiated, leucocratic members of this suite are phosphorus depleted. While the granodiorite and porphyritic granite are cogenetic, the Lansac granite must have a distinct source. Crystallisation and accumulation control the differentiation of these granitoids ; the segregation between liquid and solids occurs through the selective extraction of residual liquids. In the Lansac granite, accumulation is less important and the rock composition is closer to that of the liquid.

The relation between the basic and acid can not be established because intermediate rocks are lacking.

The geochemical results obtained on the Agly magmatism reveal the chemical diversity in both the basic and acidic rock types ; these acid-basic association can not be simply considered as bimagmatic. While geochemistry is remarkably efficient to reveal this complexity, the mineralogical study fails to show such primary features. Minerals are often unzoned or only slightly zoned. In the catazonal association, for example, the chemistry of pyroxenes is strictly determined by the chemistry of the whole rocks through its mineral paragenesis (and the related variations of the activity of alumina) ; in most cases mineral compositions seem to be acquired at a late to postmagmatic stage.

# **SOMMAIRE**



Liste des figures

Liste des tableaux

## INTRODUCTION GENERALE

<b>I- OBJET DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE.....</b>	<b>3</b>
<b>II- ETAT DES TRAVAUX ANTERIEURS.....</b>	<b>6</b>
<b>III- LES GRANITOIDES DE L'AGLY DANS LA CHAINE HERCYNIENNE.....</b>	<b>8</b>
<b>IV- DEFINITIONS PRELIMINAIRES.....</b>	<b>9</b>
<b>V- CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL.....</b>	<b>15</b>
<b>1- Cadre lithostratigraphique.....</b>	<b>15</b>
1-1 Le socle paragneissique	
1-2 Couverture paléozoïque	
<b>2- Orogenèse hercynienne et métamorphisme régional.....</b>	<b>17</b>
2-1 Tectonique souple hercynienne	
2-2 Tectonique cassante hercynienne et pyrénéenne	
2-3 Métamorphisme hercynien	
<b>3- Magmatisme hercynien.....</b>	<b>19</b>
<b>VI- LES TRANSFORMATIONS POST-MAGMATIQUES DANS LES GRANITES DU MASSIF DE L'AGLY.....</b>	<b>21</b>

## PREMIERE PARTIE : LE MASSIF D'ANSIGNAN

### I- ELEMENTS DE PETROGRAPHIE

#### 1- Introduction

<b>2-faciès porphyroïde.....</b>	<b>25</b>
<b>3- Granite blanc à grenat.....</b>	<b>32</b>
<b>4- Faciès basiques et intermédiaires.....</b>	<b>33</b>
4-1 Masse basique principale.....	34
4-2 Bancs basiques.....	42
4-3 Les veines tardives gabbrodioritiques.....	43
4-4 Les enclaves basiques.....	44
4-5 Ordre de cristallisation de la paragenèse précoce dans les roches basiques.....	45
<b>5- Cas particulier des échantillons 57B, 57D et 53B du granite blanc à grenat.....</b>	<b>46</b>
<b>6- Chronologie relative de mise en place des corps basiques et acides.....</b>	<b>46</b>

## II-GEOCHIMIE DES ROCHES

<b>1- Introduction.....</b>	<b>49</b>
<b>2- Distinction chimique des différentes familles de roches basiques et intermédiaires.....</b>	<b>51</b>
2-1 Conclusion.....	57
<b>3-Caractérisation géochimique des différentes familles de roches basiques</b>	
3-1 Biotitisation des enclaves basiques et des bords des bancs basiques en contact avec la charnockite.....	59
3-2 Etude des phénomènes d'accumulation dans les roches basiques et intermédiaires d'Ansignan.....	59
3-3 Nature des magmas des différentes familles de roches basiques.....	67
3-4 Variations chimiques à l'intérieur de chaque groupe de roches basiques	
3-4-1 Lessivage de la chaux des clinopyroxènes.....	80
<b>4-Conclusion.....</b>	<b>91</b>
<b>5- Variations chimiques dans les faciès acides</b>	
5-1 Accumulation de feldspath potassique, biotite et grenat dans le faciès porphyroïde de la charnockite et dans le granite blanc.....	93
5-2 Distinction de deux familles dans le faciès porphyroïde de la charnockite : rôle du grenat dans les variations de composition de la charnockite.....	98
5-3 Distinction entre les différents faciès acides de la catazone	
5-3-1 La charnockite de Palmade est un faciès différent de celui d'Ansignan.....	101
5-3-2 Distinction entre le granite de Cassagnes et la charnockite d'Ansignan et entre le granite de Felluns et le granite blanc de type Albas.....	102
5-3-3 Distinction entre la charnockite d'Ansignan et le granite blanc des Albas.....	102
5-3-4 Conclusion.....	107
5-4 Variations internes dans la charnockite et les granites blancs associés.....	107
5-5 Caractérisation des granites d'Ansignan par leurs spectres des terres rares.....	109
5-6 Conclusion.....	111
<b>6-Variations chimiques à l'échelle du massif</b>	
6-1 Contraintes sur les assemblages minéralogiques fractionnés au cours de la différenciation des roches basiques et des granitoïdes d'Ansignan.....	112
6-2 relation entre les faciès basiques et acides à l'aide des variations d'autres éléments.....	115
6-2-1 Introduction	
6-2-2 Relation entre les roches basiques A, B, C, D et la charnockite d'Ansignan.....	115
6-2-3 Relation entre les roches basiques C1 et la charnockite d'Ansignan.....	119
6-3 Relation entre la charnockite et les granites blancs de type Albas (Gbl).....	119
<b>7- Conclusion à l'étude des faciès acides.....</b>	<b>120</b>

## III COMPOSITION CHIMIQUE DES MINERAUX

<b>1- Les pyroxènes.....</b>	<b>121</b>
1-1 Zonation des pyroxènes.....	122
1-2 Les clinopyroxènes.....	129
1-3 Les orthopyroxènes.....	132

1-4 couple orthopyroxène-clinopyroxène : conditions de rééquilibrage des pyroxènes.....	142
1-5 Conclusion à l'étude des pyroxènes.....	145
<b>2- Les feldspaths.....</b>	<b>147</b>
<b>1- Plagioclase.....</b>	<b>147</b>
<b>3- Les amphiboles</b>	
3-1 Introduction	
3-2 Composition chimique.....	157
3-3 Conditions physiques de rééquilibrage des amphiboles.....	164
3-4 Conclusion à l'étude des amphiboles.....	165
<b>4- Les biotites.....</b>	<b>166</b>
4-1- introduction	
4-2 composition chimique.....	166
4-3- conclusion.....	179
<b>5- Le grenat</b>	
5-1- Composition chimique.....	181
5-2 Zonation des grenats.....	186
5-3 Partage Fe-Mg entre grenat et biotite.....	194
5-4 Conclusion à l'étude des grenats.....	195
<b>6- Les minéraux accessoires</b>	
6-1 les apatites.....	197
6-2 Les zircons.....	198
6-3 Les monazites.....	201
<b>IV CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DU MASSIF D'ANSIGNAN.....</b>	<b>202</b>

## DEUXIEME PARTIE : MASSIF DE SAINT ARNAC

### I-ELEMENTS DE PETROGRAPHIE

#### 1-Introduction

<b>2-Granodiorite de Saint-Arnac.....</b>	<b>210</b>
<b>3- Granite porphyroïde.....</b>	<b>212</b>
<b>4- Granite de Lansac.....</b>	<b>215</b>
<b>5- Roches "basiques".....</b>	<b>216</b>
<b>6- Diorite et granodiorite de Tournefort.....</b>	<b>224</b>
<b>7- Aplites et pegmatites.....</b>	<b>225</b>
<b>8- Conclusion à l'étude pétrographique et course de cristallisation des minéraux dans les roches basiques.....</b>	<b>226</b>

### II-GEOCHIMIE DES ROCHES

<b>1- Introduction.....</b>	<b>229</b>
-----------------------------	------------

<b>2- Discrimination chimique entre la diorite de Saint-Arnac et celle de Tournefort.....</b>	<b>234</b>
<b>3- Nature des magmas des diorites de Saint-Arnac et Tournefort.....</b>	<b>235</b>
<b>4- Variations chimiques à l'intérieur des divers faciès basiques et intermédiaires</b>	
4-1 Nature des phases accumulées dans les diorites de Saint-Arnac et de Tournefort.....	240
4-2 Variations chimiques au sein des enclaves basiques associées à la granodiorite de Saint-Arnac.....	244
4-2-1 Introduction	
4-2-2 Modifications chimiques accompagnant la transformation de la minéralogie primaire des enclaves .....	245
4-2-3 Magma parent à l'origine des enclaves.....	255
4-3 Variations chimiques dans les diorites de St-Arnac et de Tournefort.....	255
4-4 Conclusion.....	257
<b>5- Variations chimiques dans les différents faciès acides</b>	
5-1 Accumulation feldspathiques et biotitiques dans les granodiorites et granites porphyroïdes.....	259
5-2 Différenciation et évolution chimique des différents faciès acides	
5-2-1 caractères généraux.....	262
5-2-2 Discrimination chimique entre les gneiss de Riverole et les granites de Saint-Arnac.....	262
5-2-3 Distinction entre le granite de Lansac et le granite porphyroïde.....	263
5-2-4 Evolution chimique dans les différents faciès acides : problème de l'existence de deux faciès dans le granite porphyroïde.....	263
5-2-5 conclusions.....	268
<b>6- Mécanisme de différenciation dans les faciès acides et identification approchée des compositions des liquides</b>	
6-1 Introduction	
6-2 Fusion partielle.....	269
6-3 Modèle restitutive.....	269
6-4 Mélange magmatique	
6-5 Modèle de cristallisation.....	269
6-6 Identification des "liquides".....	270
<b>7- Relation entre les différents faciès du massif de Saint-Arnac</b>	
7-1 Contraintes sur l'assemblage minéralogique fractionné.....	274
7-2 Relation entre le granite de Lansac et le granite porphyroïde	
7-2-1 A l'aides des variations de certains éléments majeurs et traces .....	274
7-2-2 A l'aide des spectres des terres rares.....	275
7-3 Relation entre les roches basiques et les granites associés.....	279
7-3-1 Origine hybride des granitoïdes de Saint-Arnac.....	282
<b>8- Conclusion.....</b>	<b>284</b>
<b>III COMPOSITIONS CHIMIQUES DES MINERAUX</b>	
<b>1- Les amphiboles.....</b>	<b>285</b>
1-1 composition chimique.....	285
1-2 Substitutions.....	290
1-3 estimation des conditions de cristallisation des amphiboles.....	292
1-4 Conclusion.....	294

<b>2- Les biotites.....</b>	<b>295</b>
2-1 composition chimique.....	295
2-2 Partage de Fe/Mg entre biotite et amphibole.....	306
2-3 conclusion.....	307
<b>3- les feldspaths.....</b>	<b>309</b>
3-1 feldspath potassique	
3-2 plagioclase.....	309
<b>4- Les minéraux accessoires.....</b>	<b>318</b>
4-1 les apatites.....	318
4-2 Les allanites.....	318
4-3 Les zircons.....	326
<b>IV CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DU MASSIF DE SAINT ARNAC.....</b>	<b>327</b>

### TROISIEME PARTIE : COMPARAISON ENTRE LES DEUX MASSIFS

<b>I-LES ROCHES BASIQUES.....</b>	<b>331</b>
<b>1- Introduction</b>	
<b>2- Comparaison des magmas basiques dans les deux massifs</b>	
2-1 A l'aide des rapports d'incompatibles.....	332
2-2 A l'aide des variations de certains éléments compatibles.....	332
2-3 A l'aide des diagrammes multi-élémentaires de Thompson et al., 1982.....	332
2-4 Conclusion.....	339
<b>II- LES GRANITOIDES.....</b>	<b>340</b>
<b>1- caractères généraux et pétrographiques.....</b>	<b>340</b>
<b>2- Diagrammes de normalisation multi-élémentaires.....</b>	<b>341</b>
<b>III- COMPARAISON DES VARIATIONS CHIMIQUES DANS LES GRANITOIDES ET LES ROCHES BASIQUES DU MASSIF DE L'AGLY.....</b>	<b>343</b>
<b>1- Diagramme AFM</b>	
<b>2- Diagramme CaO : MgO ; comportement de Sr</b>	
<b>3- Diagramme K<sub>2</sub>O : MgO</b>	
<b>4- Diagramme Cr : MgO</b>	
<b>5- Diagramme Ce : MgO</b>	
<b>6- Conclusions.....</b>	<b>354</b>
<b>IV COMPARAISON ENTRE LES AMPHIBOLES ET LES BIOTITES DANS LES DEUX MASSIFS</b>	
<b>1- Les amphiboles.....</b>	<b>356</b>
<b>2- Les biotites.....</b>	<b>358</b>
<b>V- APPROCHE GENETIQUE DES GRANITOIDES ET DES ROCHES BASIQUES DE L'AGLY.....</b>	<b>360</b>
<b>1- Origine mantellique des roches basiques.....</b>	<b>360</b>
1-1 Origine des roches magnésio-potassiques du groupe C1	



<b>2- Origine de la charnockite : type de relation entre la charnockite et les roches magnésiopotassiques C1.....</b>	<b>362</b>
<b>3- Origine des granites blancs à grenat (Gbl).....</b>	<b>365</b>
<b>4- Evolution tectono-magmatique du massif de l'Agly.....</b>	<b>366</b>

## **CONCLUSION GENERALE**

**Références bibliographiques**

**Annexes**

## **LISTE DES FIGURES**



## INTRODUCTION GENERALE

**Figure 0. 1 :** Localisation du massif de l'Agly au sein des Pyrénées (d'après Bickle et al., 1988)

**Figure 0. 2 :** Carte géologique simplifiée du massif de l'Agly (d'après Fonteilles, 1970).

## PREMIERE PARTIE

### GEOCHIMIE DES ROCHES

- Figure I. 1A :** Distinction, dans le massif d'Ansignan, des différentes familles de roches basiques dont la teneur en MgO est supérieure à 4.5 %
- Figure I. 1B :** Distinction, dans le massif d'Ansignan, des différentes familles de roches basiques dont la teneur en MgO est supérieure à 4.5 %
- Figure I. 1C :** Distinction, dans le massif d'Ansignan, des différentes familles de roches basiques dont la teneur en MgO est supérieure à 4.5 %
- Figure I. 2A :** Distinction des différentes familles de roches basiques et intermédiaires dans le massif d'Ansignan .
- Figure I. 2B :** Distinction des différentes familles de roches basiques et intermédiaires dans le massif d'Ansignan .
- Figure I. 3 :** Position des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan dans le diagramme AIFM.
- Figure I. 4A :** Variations lineaires de Ce et Nb en fonction du Cr dans le groupe C1. Dans B et C, ces variations dessinent des courbes d'évolution. Les roches plus ou moins cumulatives sont décalées vers les faibles teneurs en Ce et Nb.
- Figure I. 4B :** Même légende que 4A ; variation de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Zr en fonction du Cr.
- Figure I. 4C :** Même légende que 4A ; variation de Th et La en fonction de Cr.
- Figure I. 5 :** Position des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme Th : Hf/3 : ta et Th : Zr/120 : Nb/17 de Woods et al. (1979).
- Figure I. 6A :** Position des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme Zr : Ti/100 : 3Y de Pearce et Cann (1973).
- Figure I. 6B :** Spectre des lanthanides normalisés aux chondrites dans les roches basiques et intermédiaires d'Ansignan (analyses par activation neutronique).
- Figure I. 6C :** Spectre des lanthanides normalisés aux chondrites dans les roches basiques et intermédiaires d'Ansignan (analyses par ICP-séquentiel).
- Figure I. 7A :** Utilisation du rapport TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> pour la distinction des roches basiques et intermédiaires des différentes séries alcalines, calco-alcalines et magnésiopotassiques.
- Figure I. 7B :** Position des différentes familles des roches basiques du massif d'Ansignan dans le diagramme TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

- Figure I. 8 :** Position des différents faciès du massif d'Ansignan dans le diagramme  $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$  en fonction de  $\text{SiO}_2$  de Miyashiro (1974) et dans le diagramme  $3\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ .
- Figure I. 9 :** Position des roches du groupe C1 dans le diagramme  $100\text{MgO}/\text{MgO}+\text{Fe}$  en fonction de  $100\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  (d'après Sabatier 1984).
- Figure I. 10 :** Diagramme de normalisation multi-élémentaire. Les valeurs de normalisation de Saunders et Tarney (1984).
- Figure I. 11 :** Variation de Ca a./f.u. en fonction de Al a./f.u. dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan.
- Figure I. 12 :** Variation de Sc en fonction de MgO et de Rb en fonction de  $\text{K}_2\text{O}$  dans les différents faciès du massif d'Ansignan.
- Figure I. 13 :** Variation de CaO et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.
- Figure I. 14 :** Variation de  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.
- Figure I. 15 :** Variation de  $\text{K}_2\text{O}$  et  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{at}}$  en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.
- Figure I. 16 :** Variation de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) et MnO en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.
- Figure I. 17 :** Variation de  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.
- Figure I.18 :** Position des différents faciès du massif d'Ansignan dans le diagramme AIFM de Besson et Fontelles (1974).
- Figure I.19 :** Variation de Yb et MnO en fonction de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) dans la chamockite et le granite blanc à grenat (type Albas). Effet de l'accumulation du grenat sur la teneur en Yb et MnO de la roche.
- Figure I. 20 :** Variation de la composition de la chamockite dans le diagramme  $\text{Ba}^{\text{IV}} : 50\text{K}_2\text{O} : \text{Rb}$ . Effet de l'accumulation du K-feldspath et de la biotite sur la composition de la chamockite.
- Figure I. 21A :** Variation de la composition de la chamockite d'Ansignan dans le diagramme Yb en fonction de Ce et Yb en fonction de Th.
- Figure I. 21B :** Variation de la composition de la chamockite d'Ansignan dans le diagramme Sc en fonction de Ce.
- Figure I. 22 :** Variation de la saturation en alumine en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.
- Figure I. 23 :** Distinction entre les différents faciès acides de la catazone.
- Figure I. 24 :** Variation lineaire de CaO en fonction de MgO dans la chamockite ; les variations de Sr, Pb et Ba sont indépendantes de celles de MgO. Augmentation de Sr avec la diminution de MgO dans les termes très différenciés du granite blanc à grenat (Gbl).

- Figure I. 25 :** Variation de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Y en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan. Augmentation de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans les termes différenciés du granite blanc (Gbl).
- Figure I. 26 :** Distribution des Lanthanides dans la chamockite et le granite blanc de type Albas (analyses par activation neutronique).
- Figure I. 27 :** Test de l'assemblage minéralogique fractionné au cours de la différenciation des roches basiques et acides du massif d'Ansignan.
- Figure I. 28 :** Discontinuités de teneurs en Ni et Cr entre la chamockite et les groupes basiques et intermédiaires A, B, C et D. Dans le groupe C1, les variations linéaires de Ni et Cr en fonction de MgO incluent le domaine de composition de la chamockite.
- Figure I. 29 :** Discontinuités de teneurs en Th et la entre la chamockite et les groupes basiques A, B, C et D.

#### CHIMIE DES MINÉRAUX

- Figure I. 30A :** Profil de variation chimique dans un clinopyroxène de l'échantillon 108D du groupe A ; (distance en µm).
- Figure I. 30B :** Profil de variation chimique dans un clinopyroxène de l'échantillon 52D du groupe B ; (distance en µm).
- Figure I. 30C :** Profil de variation chimique dans un orthopyroxène de l'échantillon 58A de la chamockite ; (distance en µm).
- Figure I. 31 :** Position des orthopyroxènes du massif d'Ansignan dans le diagramme de Bhattacharyya (1971).  
La droite séparant le champ des orthopyroxènes dans les roches ignées et dans les roches métamorphiques est donnée par l'équation :  
$$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + 0.775\text{Al}_2\text{O}_3 = 44.305.$$
- Figure I. 32 :** Position des pyroxènes des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme Mg/Ca/Fe+Mn.
- Figure I. 33 :** Comparaison des pyroxènes d'Ansignan avec ceux : du pluton calco-alkalin de la Sierra Morena (CA) (Pons, 1982), des granulites de Victoria (vic) (Tribaudino et Talarico, 1992), du massif alcalin de Fishtail Gulf (BNH) (Sharaton et al., 1992) et du lopolithe alcalino-calcique de Bjerkreim-Sokndal (BJS) (Wilmart, 1988).
- Figure I. 34 :** Distinction entre les clinopyroxènes magmatiques et ceux rééquilibrés dans les conditions de faciès granulite et amphibolite (d'après Binns, 1965).
- Figure I. 35 :** Comparaison entre le rapport XFe des orthopyroxènes et celui de la roche totale dans le massif d'Ansignan.
- Figure I. 36 :** Variation de Mn et Si a.f.u en fonction de XFe dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan.
- Figure I. 37 :** Variation de Al a.f.u en fonction de XFe dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan.

- Figure I. 38 :** Variation de Ca a./f.u en fonction de XFe dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan.
- Figure I. 39 :** Variation de Ca a./f.u en fonction de Al (total) dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan. Les teneurs en Alumine des orthopyroxènes des roches basiques sont tamponnées à une valeur basse en présence du clinopyroxène.
- Figure I.39bis :** Position des pyroxènes d'Ansignan dans le diagramme Wo-En-Fs de Tumock et Lindsley (1981) à P = 5Kbar.
- Figure I. 40 :** Composition des plagioclases d'Ansignan dans le diagramme Or-Ab-An.
- Figure I. 41A :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les plagioclases du massif d'Ansignan. b : bord, c: centre.
- Figure I. 41B :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les plagioclases du massif d'Ansignan. b : bord, c: centre.
- Figure I. 41C :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les plagioclases du massif d'Ansignan. b : bord, c: centre.
- Figure I. 42 :** Variation de la teneur en anorthite des plagioclases d'Ansignan en fonction du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}/\text{MgO}$  de la roche hôte.
- Figure I. 43 :** Variation de la teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  comparée à celle en  $\text{CaO}$  dans les plagioclases du massif d'Ansignan.
- Figure I. 44 :** Position des amphiboles des roches basiques du massif d'Ansignan dans le diagramme  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  en fonction de Si de Leake (1978).
- Figure I. 45 :** Variation de la composition des amphiboles des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme  $\text{Al}^{\text{IV}}$  en fonction de  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ .
- Figure I. 46 :** Variation de la composition des amphiboles des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme  $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{I}}$  et  $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Ti}$ .
- Figure I. 47 :** Variation de la composition des amphiboles des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme  $\text{Al}^{\text{VI}}$  et  $(\text{Na})_{\text{X}}$  en fonction de Ti.
- Figure I. 48 :** Comparaison entre le rapport XFe des biotites et celui de la roche totale dans le massif d'Ansignan.
- Figure I. 49 :** Comparaison entre le rapport XFe des orthopyroxènes et celui des biotites dans le massif d'Ansignan.
- Figure I. 51 :** Position des biotites du massif d'Ansignan dans le diagramme  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}$  de Nockolds (1947).
- Figure I. 51 :** Substitution dans les biotites : diagrammes  $\text{R}^{2+}$  en fonction de  $\text{R}^{3+}$  et Ti en fonction du site vacant ( $\square$ ).
- Figure I. 52 :** Substitution dans les biotites : diagrammes  $\text{R}^{2+}$  et  $\text{Al}^{\text{VI}}$  en fonction de Ti.
- Figure I.53A :** Variation de la teneur en Mn a./f.u. et Al a./f.u. dans les biotites et les grenats
- Figure I.53B :** Variation de Al a./f.u. des biotites en fonction de Ca a./f.u. des grenats.
- Figure I. 54 :** Variation des teneurs F et Cl a./f.u. en fonction de XFe dans les biotites du massif d'Ansignan.
- Figure I. 55 :** Position des grenats du massif d'Ansignan dans le diagramme Mn : Fe : Mg.

- Figure I. 56 :** Comparaison des grenats de la chamockite (Ans) et du granite blanc type Albas (Gbl) avec ceux des granites de la Galite (Tunisie).
- Figure I. 57A :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats des échantillons 56B et 158B de la chamockite d'Ansignan.
- Figure I. 57B :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats de l'échantillon 62E de la chamockite d'Ansignan.
- Figure I. 57C :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats des échantillons G30 et 77A de la chamockite d'Ansignan.
- Figure I. 57D :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats des échantillons 158E2 des granites blancs type Albas et 23 des granites de Felluns.
- Figure I. 57E :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats de l'échantillon 107 des granites de Felluns.
- Figure I. 57F :** Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats des échantillons 61A et 156A des gneiss de Caramany.
- Figure I. 58 :** Variation de la composition des monazites dans le diagramme Ce : Y : Th.

## DEUXIEME PARTIE

### GEOCHIMIE DES ROCHES

- Figure II. 1A :** Distinction entre les roches basiques (dont  $\text{MgO} > 4.5\%$ ) de Tournefort et de Saint-Amac dans les diagramme  $\text{TiO}_2$  (%) en fonction de Zr (ppm) et  $\text{Ce}/5 : \text{Nb} : 10\text{TiO}_2$ .
- Figure II. 1B :** Distinction entre les roches basiques et intermédiaires de Tournefort et de Saint-Amac dans les diagrammes  $\text{TiO}_2$  (%) en fonction de Zr (ppm) et  $\text{Ce}/5 : \text{Nb} : 10\text{TiO}_2$ .
- Figure II. 2 :** Distinction entre les roches basiques et intermédiaires de Tournefort et de Saint-Amac dans les diagrammes V (ppm) en fonction de MgO (%) et Ni (ppm) en fonction du Ce (ppm).
- Figure II. 3 :** Position des roches basiques de Tournefort et de Saint-Amac dans les diagrammes  $\text{Th} : \text{Hf}/3 : \text{Ta}$  et  $\text{Th} : \text{Zr}/120 : \text{Nb}/17$  de wood et al. (1979).
- Figure II. 4 :** Position des roches basiques de Tournefort et de Saint-Amac dans le diagramme  $\text{Zr} : \text{Ti}/100 : 3\text{Y}$  de Pearce et Cann (1973).
- Figure II. 5 :** Position des diorites de Saint-Amac et de Tournefort dans les diagrammes AIFM de Besson et Fontelles (1974) et dans le diagramme  $\text{AlTiMg}$ .
- Figure II. 6 :** Spectres de terres rares des diorites de Saint-Amac et de Tournefort (analyses par activation neutronique).
- Figure II. 7 :** Distinction des cumulats dans les diagrammes  $(2\text{Ca}-5\text{P}/3 : \text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg} : \text{Al})$  et  $(\text{Si} : \text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg} : \text{Al})$ .



- Figure II. 8 :** Augmentation de SiO<sub>2</sub> dans les cumulats ferromagnésiens des diorites de Saint-Amac. Lessivage de la chaux dans les roches basiques du massif de Saint-Amac : existence de 2 groupes dans la diorite de Toumefort (DT) à l'aide des variations de CaO alors que Sr montre des variations uniforme.
- Figure II. 9 :** Les variation linéaires de TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Na<sub>2</sub>O (éléments inertes) dans la diorite de saint-Amac (Dio) sont liées à l'accumulation de l'olivine.
- Figure II. 10 :** Variation de Ba, Ga, Zn et Pb en fonction de MgO dans les roches du massif de Saint-Amac. La cristallisation de la biotite entraine une diminution régulière Ba, Ga et Zn en fonction de MgO à la transition basique-acide.
- Figure II. 11 :** Variation de la saturation en alumine (Al/(Na+K+2Ca)) en fonction de MgO dans les roches du massif de Saint-Amac. l'augmentation de la saturation en alumine dans les enclaves et certains échantillons des roches basiques est liée à un lessivage de la chaux des clinopyroxènes et/ou des biotites transformées en biotites.
- Figure II. 12 :** Rôle de l'accumulation ferromagnésienne (olivine) dans les variations des compositions des diorites de saint-Amac. Les teneurs élevées en Cr indiquent que l'olivine n'est pas la seule phase accumulée.
- Figure II. 13 :** Variation de Nb en fonction de MgO dans les roches du massif de Saint-Amac.
- Figure II. 14 :** Diagrammes (2Ca-5P/3 : Fe+Mn+Mg : Al) et (Si : Fe+Mn+Mg : Al) pour la distinction des cumulats dans les faciès acides du massif de Saint-Amac.
- Figure II. 15 :** Position des roches du massif de Saint-Amac dans les diagrammes AIFM de Besson et Fontelles (1974).
- Figure II. 16 :** Position des roches du massif de Saint-Amac dans le diagramme SiO<sub>2</sub> : FeOT/MgO de Myashiro (1974).
- Figure II. 17 :** Distinctions entre les granitoïdes de St-Amac et les gneiss de riveroles (River).
- Figure II. 18 :** Discontinuité de tenurs en Ba, Al Ca et Sr entre le granite de Lansac (GLansac) et le granite porphyroïde (GPorph).
- Figure II. 19 :** Augmentation de Ce et Th dans les granitoïdes de Saint-Amac indiquant une cristallisation tardive de l'allanite. L'hétérogénéité de teneurs est liée à une répartition hétérogène de l'allanite.
- Figure II. 20A :** Géométrie du domaine de composition chimique produit par différenciation (loi de Rayleigh) et accumulation. A : construction des diagrammes de type ChCi. B : test du mode de ségrégation des cumulats. (d'après Garcia in Verkaeren et al., 1991).
- Figure II. 20B :** Evaluation de l'importance de l'accumulation dans les granites cogénétiques du massif de Saint-Amac.
- Figure II. 21 :** Evaluation de l'assemblage minéralogique fractionné au cours de la différenciation des roches du massif de Saint-Amac.
- Figure II. 22A :** Spectres de terres rares des roches basiques et des granites du massif de Saint-Amac (analyses par activation neutronique).
- Figure II. 22B :** Spectres de terres rares des granites représentatifs des liquides (analyses par ICP séquentiel).

**Figure II. 23 :** Relation entre les granites représentatifs des liquides et les roches basiques et intermédiaires du massif de Saint-Amac.

**Figure II. 24 :** Comparaison des variations du Ce et Y dans les granitoïdes du massif de Millas avec celles des granitoïdes de Saint-Amac.

#### CHIMIE DES MINÉRAUX

**Figure II. 25 :** Position des amphiboles des roches basiques du massif de Saint-Amac dans le diagramme  $Mg/(Mg + Fe)$  : Si de Leake (1978) et  $Al^{IV}$  en fonction de  $(Na+K)_A$ .

**Figure II. 26 :** variation de la teneur en titane et du rapport  $FeO/MgO$  des amphiboles en fonction de  $TiO_2$  et  $FeO/MgO$  des roches hôtes.

**Figure II. 27 :** Variation de la composition des amphiboles du massif de Saint-Amac. Les amphiboles de la diorite incluse dans la granodiorite de Saint-Amac se distinguent des amphiboles de la diorite de Tounefort par un rapport  $K/Na$  relativement élevé.

**Figure II. 28 :** Géothermomètre de Otten (1984) basé sur la teneur en titane des amphiboles. Application aux amphiboles du massif de Saint-Amac :  
 $T^{\circ}C = 1204Ti + 545$ .

**Figure II. 29A :** Position des biotites du massif de Saint-Amac dans le diagramme  $Al^{IV} : X_{Fe}$ .

**Figure II. 29B :** Comparaison entre le rapport  $FeO/MgO$  des biotites et celui des roches

**Figure II. 30 :** Position des biotites du massif de Saint-Amac dans le diagramme  $MgO : FeO : Al_2O_3$  de Nockolds (1947).

**Figure II. 31 :** Remplissage des couches octaédrique et interfoliaire des biotites du massif de Saint-Amac.

**Figure II. 32 :** Importance de la substitution muscovitique dans les biotites du massif de Saint-Amac. Variation de la teneur en titane des biotites en fonction de leurs rapport  $X_{Fe}$ .

**Figure II. 33 :** Substitution dans les biotites du massif de Saint-Amac . Variation de  $Ti$  (a./f.u) en fonction de  $Al^{VI}+Cr+ Fe+Mn+Mg$  (a./f.u) et de  $R^{2+}$  (a./f.u).

**Figure II. 34 :** Substitution dans les biotites du massif de Saint-Amac. Variation de  $Ti$  (a./f.u) en fonction de  $Al^{VI}$  (a./f.u) et de  $MnO$  (%) en fonction de  $X_{Fe}$ .

**Figure II. 35 :** Variation de la teneur en F et Cl (a./f.u) dans les biotites du massif de Saint-Amac en fonction de leur rapport  $X_{Fe}$ .

**Figure II. 36 :** Variation de la composition des plagioclases du massif de Saint-Amac dans le diagramme  $Or : Ab : An$ .

**Figure II. 37 :** Profil de variation de la teneur en anorthite des plagioclases en fonction de la distance (en  $\mu m$ ).

**Figure II. 38A :** Variation de la composition des plagioclases en fonction du rapport  $FeO/MgO$  des roches hôtes.

**Figure II. 38B :** Variation de la teneur en  $K_2O$  comparée à celle de  $Na_2O$  dans les plagioclases du massif de Saint-Amac.

- Figure II. 39 :** Variation de la composition des apatites du massif de Saint-Amac en fonction de MgO des roches hôtes.
- Figure II. 40 :** Profil de variations chimiques dans une apatite de l'échantillon 151A (GT) et de l'échantillon 22A (Dio).
- Figure II. 41 :** Profil de variations chimiques dans une allanite de l'échantillon 154 (GDio) et 31 (GPorph).
- Figure II. 42 :** Variations chimiques dans les allanites du massif de Saint-Amac.
- Figure II. 43 :** Substitution dans les allanites du massif de Saint-Amac.
- Figure II. 44 :** Variation de la somme totale des oxydes (en %) en fonction de SiO<sub>2</sub> dans les zircons du massif de Saint-Amac.

### TROISIEME PARTIE

- Figure III. 1 :** Comparaison entre les roches basiques de Saint Amac et celles du massif d'Ansignan.
- Figure III. 2 :** Comparaison entre les roches basiques de Saint Amac et celles du massif d'Ansignan.
- Figure III. 3 :** Comparaison entre les roches basiques de Saint Amac et celles du massif d'Ansignan à l'aide des variations du Cr en fonction du Ce.
- Figure III. 4A :** Diagrammes de normalisation multi-élémentaires de Thompson et al. (1982) pour les roches basiques de Saint-Amac et le groupe B d'Ansignan.
- Figure III. 4B :** Diagrammes de normalisation multi-élémentaires de Thompson et al. (1982) pour les groupes A, C et C1 d'Ansignan.
- Figure III. 4C :** Diagrammes de normalisation multi-élémentaires de Thompson et al. (1982) pour les gabbros de Millas (Clavières, 1990), Quérigut (Fourcade, 1981) et pour certains basaltes de références.
- Figure III. 5 :** Diagrammes de normalisation multi-élémentaires de Pearce et al. (1984) pour la granodiorite de St-Amac, le granite porphyroïde de St-Amac, le granite de Lansac dans le massif de St-Amac, la chamockite d'Ansignan, le granite blanc de type Albas dans le massif d'Ansignan et pour certains faciès équivalents dans le massif de Millas, de Quérigut et le granite de Barousse.
- Figure III. 6 :** Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme AFM.
- Figure III. 7 :** Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme CaO en fonction de MgO.
- Figure III. 8 :** Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Sr en fonction de MgO.
- Figure III. 9 :** Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme K<sub>2</sub>O en fonction de MgO.
- Figure III.10A :** Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Cr en fonction de MgO.

- Figure III. 10B** : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Ni en fonction de MgO.
- Figure III. 11** : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Ce en fonction de MgO.
- Figure III. 12** : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Zr en fonction de MgO.
- Figure III. 13** : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Th en fonction de MgO.
- Figure III. 14** : Comparaison entre les amphiboles des roches basiques de Saint-Amac (Dio et DT) et celles du groupe B d'Ansignan.
- Figure III.15** : Position des granites de l'Agly dans le diagramme Zr : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : TiO<sub>2</sub> (D'après Setiwan, 1993).

## LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES ET DES DESSINS DES LAMES

### MASSIF D'ANSIGNAN

**Planche I. 1A :** Aspect de la charnockite et du granite blanc riche en grenat à l'affleurement.

Relation entre les deux faciès.

**Planche I. 1B :** Texture des biotites symplectiques développées sur l'orthopyroxène par réaction avec le feldspath potassique.

Association complexe biotite-plagioclase avec quelques orthopyroxènes et zircons dans un phénocrystal de feldspath potassique.

**Planche I. 2 :** Aspect des roches basiques et intermédiaires d'Ansignan à l'affleurement

**Planche I. 3 :** Texture des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan.

**Planche I. 4 :** Texture de corrosion du clinopyroxène (cpx) par l'orthopyroxène (opx).

A : lame 87 ; B : lame 69

**Planche I. 5 :** Développement de la biotite (bi) sur l'orthopyroxène (opx) par réaction avec le feldspath potassique (FK). A : lame 69 ; B : lame 52A.

**Planche I. 6 :** Inclusions de biotites (bi) et d'orthopyroxène (opx) le long des clivages des clinopyroxènes (cpx). A : lame 69 ; B : lame 52A

### MASSIF DE SAINT-ARNAC

**Planche II. 1 :** Affleurement de diorites et d'enclaves basiques dans la granodiorite de Saint-Arnac.

**Planche II. 2 :** Relation entre l'allanite (all) et l'épidote (ep). A : lame 20 ; B : lame 31.

**Planche II. 3 :** Globule basique à biotite et plagioclase dans le granite porphyroïde (lame 94).

**Planche II.4A :** Association complexe cummingtonite-hornblende développée autour de la biotite (lame 19B).

**Planche II.4B :** Image X de l'association cummingtonite-hornblende.

**Planche II.5A :** Développement de la biotite le long des clivages d'une amphibole (lame 151B).

**B :** Développement de l'amphibole sur la biotite. Le titane exsolvé cristallise sous forme de rutile orienté le long des clivages de l'amphibole (lame 66A).

**Planche II. 6 :** plagioclase à coeur squelettique dans la granodiorite de Tournefort.

## LISTE DES TABLEAUX

### MASSIF D'ANSIGNAN

- Tableau I. 1 :** Récapitulation de la minéralogie et des caractéristiques géochimiques des différents faciès du massif d'Ansignan
- Tableau I. 2 :** Coefficient de partage minéraux/liquides d'après la compilation de Arth (1976) et Matsui et al (1977).
- Tableau I. 3 :** partage de Fe/Mg entre orthopyroxène et clinopyroxène dans les roches basiques d'Ansignan.
- Tableau I. 4 :** Géothermomètre de Wood et Banno (1973) appliqué aux couples orthopyroxène-clinopyroxène des roches basiques d'Ansignan.
- Tableau I. 5 :** Zonation dans les amphiboles d'Ansignan.
- Tableau I. 6 :** Partage de Fe/Mg entre clinopyroxène et hornblende dans les roches basiques
- Tableau I. 7 :** Comparaison entre les biotites secondaires et les biotites primaires dans le massif d'Ansignan.  
A<sub>1</sub> : biotite des symplectites se développant sur l'orthopyroxène  
A<sub>2</sub> : biotite se développant directement sur l'orthopyroxène (sans quartz)  
B : biotite ordinaire associée
- Tableau I. 8 :** Classification des grenats de la chamockite en deux groupes caractérisés par des rapports MnO/FeO différents.
- Tableau I. 9 :** partage de Fe/Mg entre biotite et grenat dans la chamockite d'Ansignan.
- Tableau I. 10 :** Zonation chimique dans une monazite de la chamockite de Palmade (variations bord-bord).

### MASSIF DE SAINT-ARNAC

- Tableau II. 1 :** Récapitulatif de la minéralogie et des caractéristiques géochimiques des différents faciès du massif de saint-Arnac.
- Tableau II. 2 :** Zonation dans les amphiboles du massif de Saint-Arnac.
- Tableau II. 3 :** Partage de Fe/Mg entre biotite et amphibole dans les roches basiques du massif d'Ansignan.

### COMPARAISON ENTRE LES DEUX MASSIFS

- Tableau III. 1 :** Comparaison entre les biotites du massif d'Ansignan et celles du massif de Saint-Arnac



## **INTRODUCTION GENERALE**





## I- OBJET DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE

L'objet de ce travail est d'apporter une contribution à l'étude des associations acide-basiques en contexte plutonique, c'est-à-dire en définitive à la compréhension du magmatisme orogénique. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale comporte d'innombrables exemples de ce type d'associations qui ont fait l'objet de très nombreuses études structurales, pétrologiques, géochimiques et radiochronologiques

Nous employons ici le terme association acide-basique pour désigner des complexes où les roches basiques sont toujours entourées d'une gaine granitique. Aucun équivalent de ces enclaves basiques ne se rencontre à l'extérieur du granite. Cette définition est assez large car elle n'implique ni le cogénéisme des différents termes (du point de vue isotopique), ni même que leur âge soit identique ; nous supposons ici, d'après les données structurales dont nous disposons, que les différents termes appartiennent au même cycle orogénique sans être nécessairement (strictement) contemporains.

Le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales), qui sert de cadre à cette étude, est un terrain fertile pour l'étude de ces associations dans la mesure où il fournit deux exemples de ce type présentant des caractéristiques géologiques relativement inhabituelles justifiant leur étude, au moins en tant que points de comparaison par rapports aux cas "classiques" du massif de Quérigut (Leterrier, 1972 ; Fourcade, 1981; Ben Othman et al., 1984) et du batholite Corso-Sarde (Orsini, 1980 ; Cocherie, 1984 ; Cocirta, 1986).

En premier lieu, les niveaux dans lesquels ces ensembles se sont mis en place au cours du cycle hercynien sont très contrastés. Ce niveau est relativement profond (faciès granulite) dans le cas du massif d'Ansignan et nettement plus superficiel (mésozone à épizone) dans le cas du massif de Saint-Amac. La comparaison entre ces deux associations contribuera à la compréhension de l'influence du niveau de mise en place (variations de P, T,  $\text{PH}_2\text{O}$ ) sur les variations des compositions des magmas.

Ensuite, les granitoïdes qui participent à ces associations, notamment ceux de la catazone, présentent un chimisme alumineux, ce qui les oppose aux granitoïdes les plus couramment associés à des roches basiques qui sont généralement métalumineux. La charnockite d'Ansignan constitue l'un des très rares exemples de granitoïdes alumineux hercyniens mis en place dans des conditions catazonales. La présence de termes basiques associés à ce type de granitoïdes n'a pas fait jusqu'ici l'objet d'aucune étude vraiment systématique.

Les associations acide-basiques sont souvent considérées comme bipolaires c'est-à-dire constituées d'un pôle basique simple et un pôle acide pouvant ou non être diversifié. Nous pensons qu'il convient de faire une étude systématique de ces deux associations, au minimum pour contrebalancer l'abondance des travaux portant sur

les autres associations acide-basiques. Nous espérons, à plus long terme, tirer de la comparaison entre divers cortèges basiques associées à divers types de granites un éclairage nouveau sur la nature de ces associations et par là apporter une contribution à une meilleure compréhension du magmatisme de la chaîne hercynienne.

Le dernier élément d'importance réside dans les particularités géologiques et pétrologiques du massif de l'Agly qui sont particulièrement attrayantes à savoir la - relativement- petite taille des objets étudiés et la qualité des affleurements qui nous ont permis de couvrir globalement l'ensemble du terrain par un échantillonnage assez serré.

Le travail qui suit s'attache donc essentiellement à :

- examiner à l'aide de la géochimie des éléments majeurs et traces la diversité des composantes basiques de ces deux associations.

- discuter les variations chimiques à l'intérieur de chaque faciès. Pour ceci nous devons tenir compte d'un certain nombre de phénomènes couramment décrits dans les associations acide-basiques tels que l'accumulation et les échanges chimiques entre les enclaves basiques et leurs encaissants granitiques. La caractérisation de l'évolution des liquides nécessite une étude préalable de ces phénomènes.

- essayer de caractériser du point de vue minéralogique les divers faciès.

- une comparaison géochimique et minéralogique de l'association catazonale et mésozonale en examinant l'influence du niveau de mise en place sur le chimisme des magmas.

La méthode adoptée dans ce travail consiste à utiliser d'abord les éléments traces incompatibles, dont les rapports sont caractéristiques des sources mantelliques, pour mettre en évidence la diversité de la composante basique. Les éléments majeurs et les traces nous ont permis d'étudier les variations internes dans les différents faciès basiques et acides. Dans certains cas, la géochimie est apparue incapable à elle seule de distinguer certains faciès ou d'expliquer les variations internes à l'intérieur d'un faciès, nous avons fait appel alors aux résultats minéralogiques.

La minéralogie vient après la géochimie et permet dans certains cas de caractériser les différents objets géochimiques en relation avec les variations des compositions des roches.

Il n'est pas fait appel au cours de cette étude ni à l'analyse structurale ni aux isotopes radiogéniques, dont l'étude pourrait constituer une extension éventuelle du présent travail. Nous nous sommes appuyés pour ceci, dans une première étape, sur la cartographie de Fontailles (1/100 000). La diversité des faciès basiques et

intermédiaires, notamment dans le massif d'Ansignan, nous a obligé à procéder à un échantillonnage plus intense et à une cartographie plus détaillée (1/10 000) du massif charnockitique et du secteur de Tournefort.

Les outils utilisés pour la réalisation de ce travail sont :

- la pétrographie et la minéralogie.
- la géochimie sur roches totales des éléments majeurs et traces utilisant la fluorescence X, l'ICP et l'activation neutronique.
- la géochimie des minéraux.

Le mémoire est constitué de trois parties. Après un bref rappel sur le contexte géologique régional du massif de l'Agly d'après la bibliographie, la première partie est consacrée à l'étude du massif d'Ansignan, la deuxième au massif de Saint-Amac et la troisième partie est une comparaison entre les deux massifs principaux dans laquelle, nous essayerons de dégager les caractéristiques spécifiques à chacune de ces associations et de proposer un modèle pétrogénétique.

## II- ETAT DES TRAVAUX ANTERIEURS

Les Pyrénées Orientales ont fait l'objet d'une étude géologique et pétrologique générale (Fonteilles, 1970 ; Autran et al, 1970) qui a permis de caractériser les différentes unités lithostratigraphiques et de classer les différents ensembles granitiques suivant leur niveau de mise en place (granites en massifs supérieurs, intermédiaires et inférieurs) ; structurale (Pascal et al, 1976 ; Delay et Paquet, 1989 ; Paquet et Delay, 1989 ; Bouhallier et al, 1991 ; Paquet et Mansy, 1991 ; Barbey et al., 1994 et Althoff et al., 1994), géochronologique (Vitrac-Michard et Allègre, 1975 ; Postaire, 1982 ; Respault et Lancelot, 1983), d'inclusions fluides (Touret, 1974) et une étude géochimique de l'ensemble des terrains sédimentaires et éruptifs dans la couverture paléozoïque et le socle antécambrien (Fonteilles, 1976). Cette étude géochimique des éléments majeurs a permis :

- d'attribuer une origine paradérivée aux gneiss du socle (gneiss de Caramany et de Belesta)

- d'identifier, aussi bien dans le socle que dans la couverture, deux séries basiques et intermédiaires associées aux granitoïdes l'une calco-alcaline, l'autre intermédiaire entre la série calco-alcaline et tholéitique. Les roches basiques et intermédiaires interstratifiées dans le socle sont de type tholéitique

- d'examiner l'effet de la métasomatose sur les roches basiques et de ses conséquences minéralogiques et chimiques.

Contrairement à l'idée initialement proposée par Autran et al. (1970), selon laquelle les granitoïdes pyrénéens seraient le produit de la différenciation en profondeur de magmas basiques dont les enclaves contenues dans les granites sont les témoins, Fonteilles (1976 et 1981) a conclu que les deux massifs granitiques principaux de l'Agly ( massif de Saint-Amac et d'Ansignan) classés comme de type calco-alcalin résultent de la fusion généralisée de leur encaissant au voisinage des intrusions basiques fonctionnant comme source de chaleur. Cette fusion est facilitée par la percolation des terrains encaissants par de la vapeur d'eau transportant en solution des alcalins (de la potasse notamment).

Plus tard, une étude géochimique des éléments traces et isotopique a été entreprise par Fourcade (1981) et Pin (1989) qui concluent que la charnockite d'Ansignan résulte d'une fusion partielle des gneiss de Caramany.

Une étude thermobarométrique basée sur les calibrations minéralogiques a été entreprise par Andrieux (1982) et Vielzeuf (1984) sur le massif charnockitique d'Ansignan. Au terme de celle-ci, la cristallisation de la charnockite dans des conditions de faciès granulite en équilibre avec l'encaissant immédiat est estimée entre 700 et 800°C pour des pressions de 6 ( $\pm$ 1) Kbar. Pour expliquer la situation actuelle de la charnockite au sein d'une série métamorphique de basse pression,

Andrieux a été amené à invoquer un changement structural de l'ensemble du bâti catazonal par remontée diapirique. Ces résultats ont été critiqués par Barbosa et Fontelles (1986) qui imputent ces pressions élevées à une mauvaise calibration des géobaromètres usuels.

### III- LES GRANITOÏDES DE L'AGLY DANS LA CHAÎNE HERCYNIENNE

L'évolution tectonométamorphique de la chaîne hercynienne est complexe. Elle débute aux environs de 430-400 Ma par des phénomènes de subduction/obduction auxquels se succèdent une période de distension et de compression ; la collision continentale proprement dite ne se produit qu'aux environs de 350 Ma. Les stades ultérieurs (carbonifère supérieur à permien inférieur) correspondent à la surrection et à la dislocation de la chaîne hercynienne et sont accompagnés d'un métamorphisme thermique de pression intermédiaire auquel se rattachent les granulites du massif de l'Agly.

Les granitoïdes engendrant la formation de la chaîne hercynienne sont de trois types (Autran, 1980 ; Lameyre, 1980 et Lagarde et al., 1992) : les leucogranites mise en place entre 370 et 300 Ma, les granitoïdes calco-alcalins et les granitoïdes magnésiopotassiques ayant une mise en place qui s'échelonne entre 360 et 280 Ma. Les granitoïdes magnésiopotassiques peuvent être classés, selon leur degré de saturation en alumine, en deux types : les granitoïdes métaalumineux à amphiboles (Crêtes, Corse, Balagne, Vosges....) et les granitoïdes peralumineux (ou faiblement peralumineux) caractérisés par la présence de cordiérite et/ou des silicates d'alumine (Margeride, Guéret, Velay, Huelgoat, Brignogan....). Les granitoïdes de l'Agly datés à 314 Ma pour la charnockite et 290 Ma pour Saint-Amac sont donc post-collision et se rattachent respectivement aux granitoïdes magnésiopotassiques et calco-alcalins. L'équivalent du point de vue chimique aux granitoïdes de Saint-Amac sont : Millas, Quérigut.... Dans le cas de la charnockite, si l'on considère que celle ci est formée essentiellement d'un faciès à orthopyroxène (faciès dominant) et que le faciès à grenat est limité aux zones de bordures contaminées par l'encaissant gneissique au cours de la mise en place de la charnockite (Fontailles, 1976 et 1981), son équivalent dans la chaîne hercynienne sont les granitoïdes magnésiopotassiques faiblement alumineux (Crêtes, Corse...). En revanche si ce grenat est lié au chimisme alumineux du magma lors de son extraction, l'équivalent de la charnockite serait les granitoïdes magnésiopotassiques à cordiérite (Margeride, Guéret...).

#### IV- DEFINITIONS PRELIMINAIRES

Nous donnons dans ce paragraphe quelques éléments de vocabulaire de certains termes utilisés au cours de cette étude.

##### 1-Notion de charnockites

La notion de charnockite remonte à 1900 où Holland les considérait comme des roches de composition granitique caractérisées minéralogiquement par la présence d'orthopyroxène. Pichamuthu (1969) a précisé par la suite que ces roches cristallisent dans des conditions de haut degré de métamorphisme et que nombreuses sont les charnockites qui contiennent du grenat.

Cet auteur a fait remarquer que la présence de l'orthopyroxène peut résulter soit :

- a- d'une faible pression partielle de H<sub>2</sub>O
- b-d'une différence de composition plutôt que de teneur en volatils.

Les charnockites sont donc des granitoïdes à orthopyroxène situés dans le faciès granulite. Si actuellement il semble admis que les charnockites sont des roches formées sous faible pression partielle d'eau, et qu'à la fin de leur cristallisation les magmas charnockitiques sont proches de la saturation en eau (Martignole, 1979), leur origine est encore sujette à des controverses. Cinq modèles (dans Wendlandt, 1981) ont été proposés pour expliquer la formation des charnockites dont chacun s'intègre dans l'une ou l'autre des principales voies métamorphique ou magmatique:

- a- intrusion d'un magma sous-saturé en eau dans le faciès granulite
- b- les charnockites seraient des solides résiduels après l'extraction d'un liquide granitique
- c- les charnockites sont des cumulats produits par cristallisation fractionnée
- d- une anatexie sèche "in situ" au cours du métamorphisme granulitique
- e- métamorphisme granulitique développé à un niveau profond de la croûte et engendré par la circulation d'un fluide contenant essentiellement du CO<sub>2</sub>

Les charnockites et le faciès granulite en général sont caractérisés par la présence d'une phase fluide complexante. Cette phase est à dominante de CO<sub>2</sub> (Touret, 1971) mais aussi H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> et H<sub>2</sub> (Clemens, 1988). L'abondance de CO<sub>2</sub> dans les faciès granulites peut être attribué à trois phénomènes principaux :

- a-oxydation du graphite
- b-décarbonatation de l'encaissant (réaction entre le liquide silicaté et les carbonates)
- c- origine juvénile.

Les faibles pressions de H<sub>2</sub>O sont dues à :

- une absorption de l'eau par les liquides anatectiques (Quensel, 1951)
- dilution de H<sub>2</sub>O initial par CO<sub>2</sub> (Condie et al, 1982).



## 2- Notion de vaugnérites

Les vaugnérites sont connues en divers points de la chaîne varisque d'Europe et plus particulièrement dans le Massif Central français. Elles désignent des roches grenues micacées des terrains granitiques et cristallophylliens. Cette définition a été précisée par Sabatier (1984) qui définie les vaugnérites comme des roches d'aspect dioritique riches en micas noirs. Elles se présentent comme des petits corps plutoniques enclavés dans les granites et les terrains métamorphiques. Min ralogiquement ces roches sont à biotite et hornblende actinolitique magnésiennes auxquelles s'ajoutent souvent le quartz, le feldspath alcalin et parfois du clinopyroxène. Du point de vue chimique, les vaugnérites montrent beaucoup d'affinités avec les laves basiques potassiques (shoshonites, certains lamprophyres, lampro tes). Ce sont des monzodiorites magnésiennes, riches en potassium et caractérisées par la relation  $MgO > CaO$ .

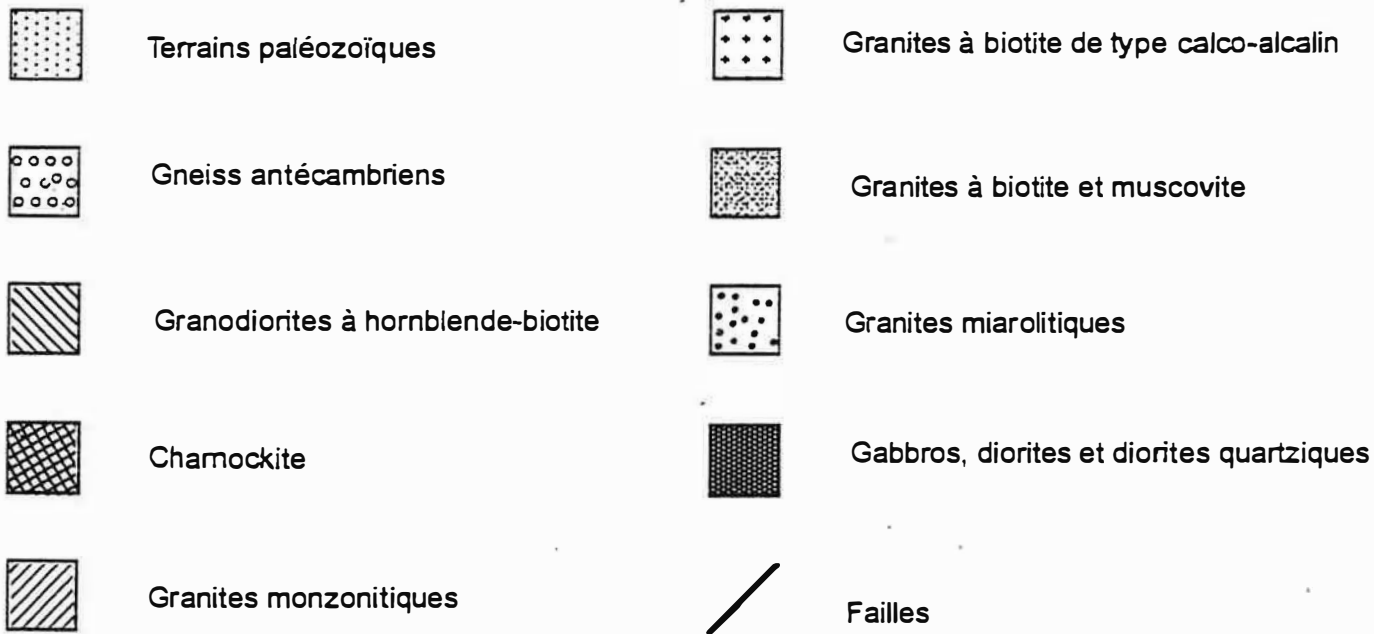
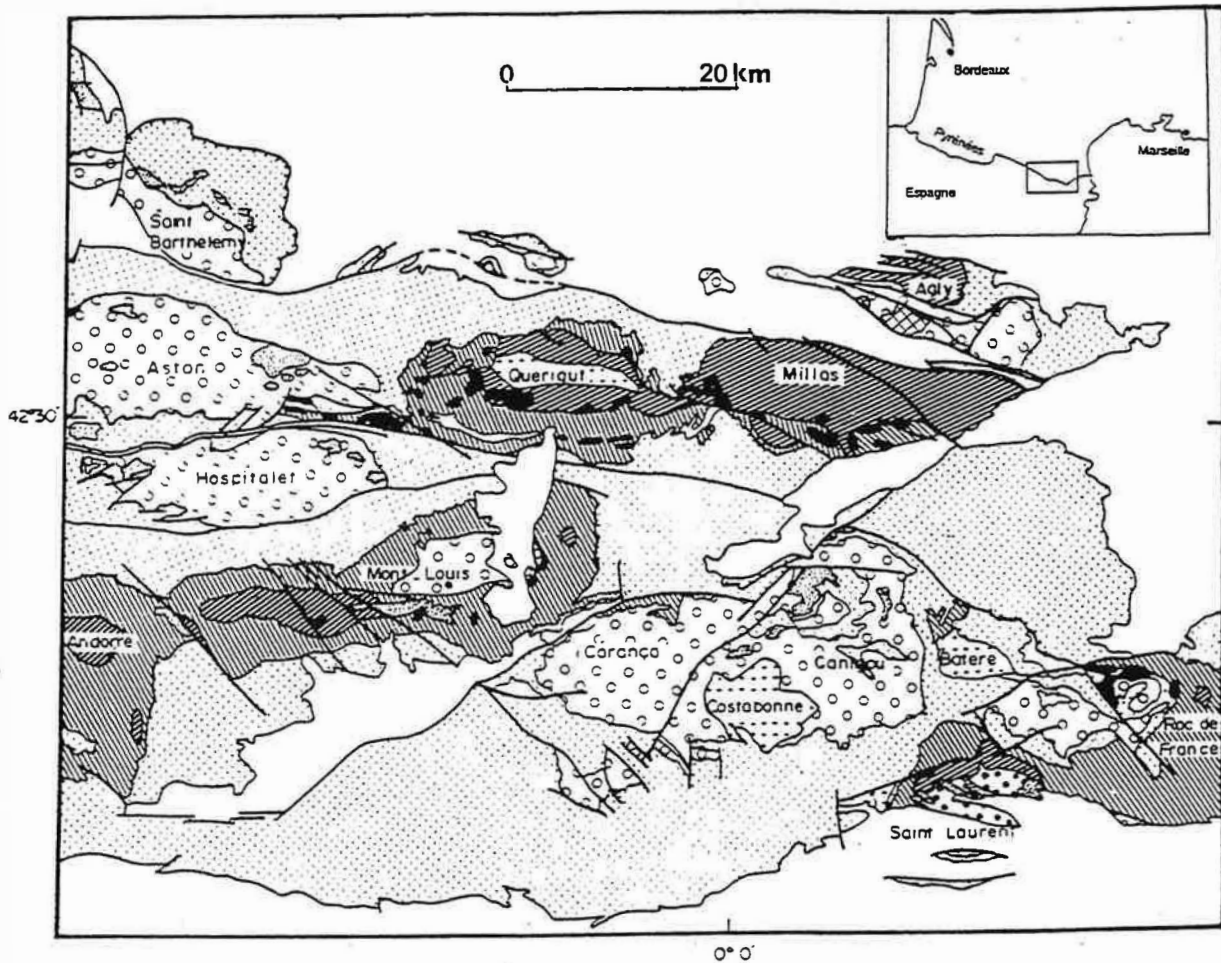
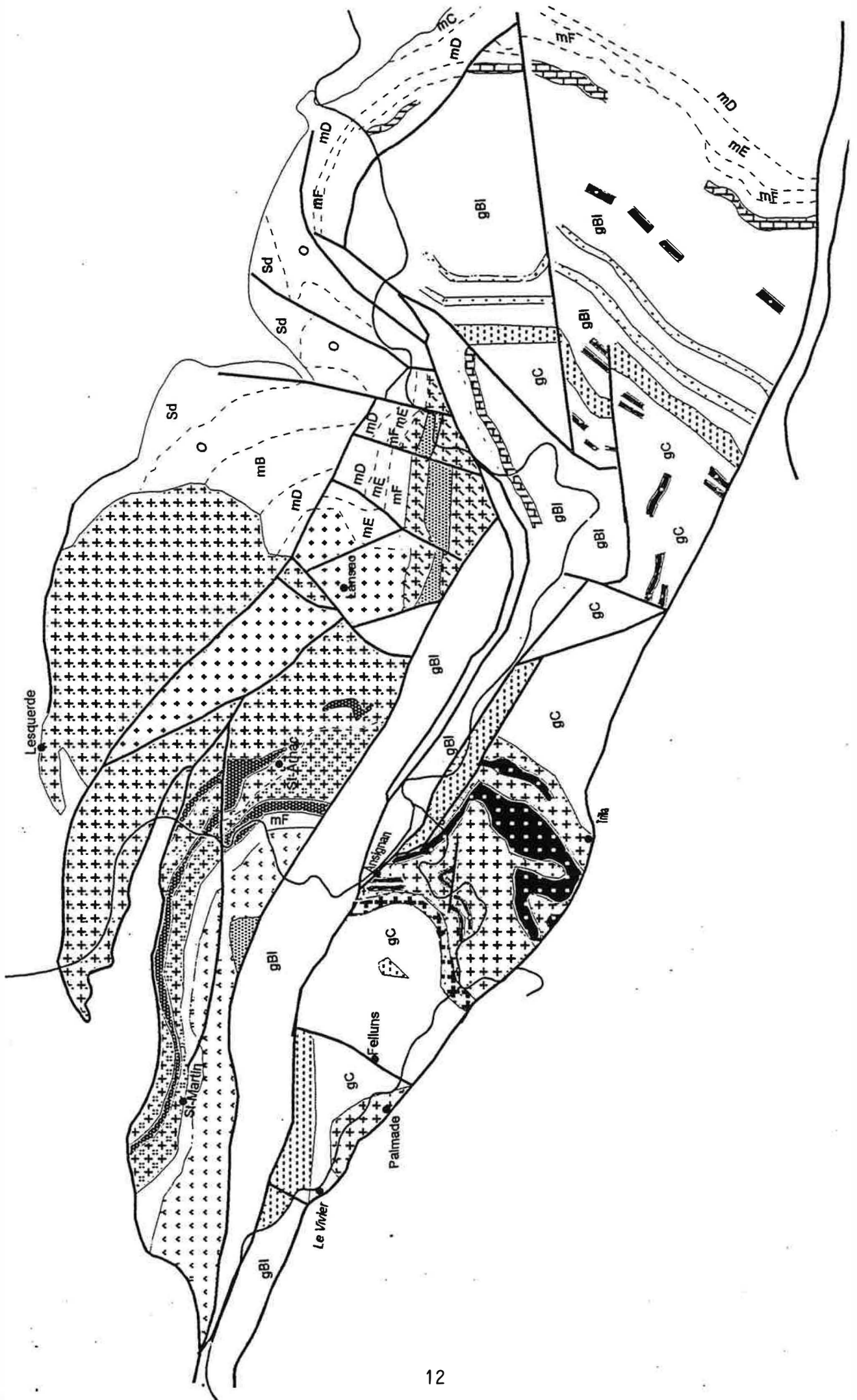


Figure 0-1 : Carte géologique des Pyrénées Orientales (d'après Autran et al., 1970)



## Unité supérieure de l'Agly



Granite porphyroïde de Saint Amac



Granodiorite de Saint Amac



Granite non porphyroïde de Lansac



Granodiorite de Tournefort



Gneiss de Riverole



Diorites de Saint Amac



Diorites de Tournefort

Sd Série schisto-gréseuse du paléozoïque supérieur (Dévonien et Silurien)

O, mB, mC, mD, mE, mF : Série schisto-gréseuse du paléozoïque inférieur (Ordovicien et Cambrien)



Marbres

## Unité inférieure de l'Agly



Granite charnockitique d'Ansignan



Alternances de Bancs de charnockite et de granite clair à grenat



Granite de Cassagnes



Gneiss basiques à hypersthène et roches basiques associées à la charnockite



Granite Clair à grenat de type Felluns

gBl

Gneiss de Bélesta

gC

Gneiss de Caramany



Faille

Figure 0.2 : Carte géologique modifiée de l'Agly (d'après Fonteilles 1970)

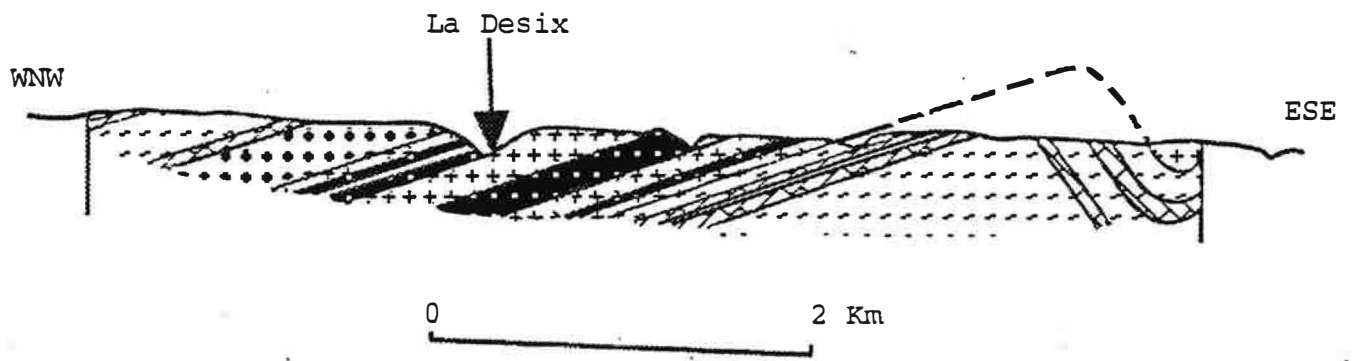


Figure 0-2B : coupe WNW-ESE à travers la masse principale de la charnockite d'Ansignan (d'après Fonteilles, 1970).

## V- CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

### 1- Cadre lithostratigraphique (fig. 0-1 et 2)

Le massif de l'Agly, appartenant à la zone nord pyrénéenne, apparaît en boutonnière d'érosion au sein des terrains post hercyniens mésozoïques. Il est limité au nord par le crétacé inférieur non métamorphique formant le synclinorium de Saint Paul de Fenouillet et au NE par le Jurassique (jurassique de la Tourèze). Vers le Sud, la faille Trilla-Belesta le met en contact avec le crétacé inférieur formant le synclinal de la forêt de Boucheville.

Le massif est découpé par de nombreuses failles de direction générale E-W et NE-SW probablement tardihercyniennes et ayant pour la plupart joué au Pyrénéen (crétacé-eocène), provoquant ainsi une accentuation de la structure anticlinale tardihercynienne (Fonteilles, 1970).

La phase d'érosion et de pénépléation miocène qui a suivi l'orogénèse pyrénéenne a fait apparaître les terrains profonds.

Une étude lithostratigraphique en particulier dans la partie orientale du massif, a permis par comparaison avec d'autres massifs pyrénéens, la distinction de deux grandes unités lithostratigraphiques :

- un socle précambrien,
- une couverture paléozoïque.

#### 1-1 Le socle paragneissique

Le socle paragneissique du massif de l'Agly est essentiellement quartzofeldspathique, dérivant de grauwackes et accessoirement de pélites (Fonteilles, 1976, 1981). Du bas vers le haut on distingue deux grandes unités lithostratigraphiques :

- Les gneiss de Caramany à la base de ce socle caractérisés par un métamorphisme régional catazonal. Des intercalations de niveaux de marbres, de gneiss à silicates calciques, kinzigites et de nombreux bancs basiques peuvent y être rencontrées.

Ces gneiss sont caractérisés par une richesse notable en grenat qui parfois est accompagné de cordiérite. La variété la plus commune est granoblastique et elle est à quartz + K-feldspath + plagioclase (oligoclase, andesine) + grenat + biotite.

- Au sommet les gneiss de Belesta : ce sont des gneiss clairs massifs assez homogènes et métamorphisés dans le faciès amphibolite de haut degré à granulite. La variété la plus courante présente des grains feldspathiques de quelques millimètres de diamètre allongés en amande ou arrondis. Ils sont à plagioclase + K-feldspath + quartz + biotite + grenat ± silicates d'alumine. L'existence d'une faible quantité de grenat ou de silicate d'alumine, traduit leur caractère peu alumineux.

Dans la série des gneiss de Belesta se trouvent intercalés :

- des gneiss à sillimanite, cordiérite et grenat (kinzigites).
- des gneiss à silicates calciques et marbres.
- des niveaux basiques.
- des sills d'un granite porphyroïde : le granite de Cassagnes.

Nous ne reviendrons pas sur l'origine et la composition de ces gneiss qui ont fait l'objet d'une étude détaillée par Fonteilles (1976 et 1981). Une isochrone composite (Rb/Sr) sur roche totale dans les gneiss de Caramany et de Belesta indique un âge de 565 Ma (Vitrac-Michard et Allègre, 1975).

La transition gneiss de Belesta-Caramany se fait souvent par des granites très leucocrates : les granites de Felluns (d'après la dénomination de Fonteilles, 1981). Ces granites sont à grenat (phase ferro-magnésienne principale), la biotite est rare. Les affleurements les plus importants se rencontrent dans quatre situations différentes :

a- Vers le village du Vivier et au Nord de Felluns. Ils sont à grain relativement grossier et caractérisés par la présence de quelques cristaux d'andalousite et de sillimanite.

b- Un petit pointement qui constitue le sommet du roc de l'Arque à l'Est de Felluns. Il se distingue du précédent par une foliation plus marquée.

c- A l'Est d'Ansignan et au Sud de la vallée de l'Agly. Ces granites sont caractérisés par une foliation très marquée et une certaine hétérogénéité (schlieren).

d- Dans la région du village de Cassagnes, ce type de granite est très tectonisé et mylonitisé.

Dans le bloc Ouest du massif de l'Agly, à la base du paléozoïque inférieur, on rencontre sur une épaisseur d'environ 600 à 700 m des gneiss clairs homogènes, peu anatectiques et à foliation crénelée : ce sont les orthogneiss de Riverole appartenant du point de vue lithostratigraphique à la série de transition socle-couverture. Ces gneiss clairs riches en microcline quadrillée montrent souvent une association à quartz + microcline + biotite + plagioclase ± muscovite hystérogène. La déformation majeure dans ces gneiss est marquée par des plis décimétriques soulignés par les lits biotitiques et d'axe N-S à NE-SW.

A la base de ces gneiss apparaît un petit pointement basique dont le grain est fin et orienté.

## **1-2 Couverture paléozoïque**

La couverture paléozoïque reposant en discordance sur le socle antécambrien est subdivisée d'après Fonteilles (1970) en deux grandes séries qui sont du bas en haut :

- Un paléozoïque inférieur (Cambro-Ordovicien) non fossilifère formé de terrains de type flysch, d'une puissance moyenne d'environ 1600m avec à la base quelques niveaux de quartzites, de gneiss plagioclasiqque et un niveau calcaro-dolomitique (marbre de base).

- Le paléozoïque supérieur est par contre fossilifère et d'une puissance moyenne d'environ 500m. Il débute par une série schisto-gréseuse d'âge ashgillien qui passe graduellement au sommet à des shales, grès et conglomérats de type épicontinental. Cette série flyshoïde se continue au moins jusqu'au Wenlock avec des intercalations calcaires. Le Dévonien inférieur et moyen est caractérisé par contre par des intercalations de shales, grès, des tufs, des calcshistes et des calcaires.

## **2- Orogenèse hercynienne et métamorphisme régional**

### **2-1 Tectonique souple hercynienne**

L'étude des plissements hercyniens dans la couverture paléozoïque du massif de l'Agly (Pascal et al. 1976) a montré l'existence de 5 phases de plissement :

- La 1ère phase (F1) forme des plis ouverts antéschisteux. Cette première phase est rarement visible car elle est masquée par les phases postérieures.

- La 2ème phase (F2) est caractérisée par des plis couchés associés à une schistosité.

- La 3ème phase (F3) forme des plis couchés synschisteux à flancs longs (de l'ordre du Km), accidentés par nombreux plis parasites.

- Les phases 4 et 5 ont joué un rôle important dans la structuration en dôme du massif. Elles sont caractérisées par des plis ouverts qui reprennent les plis précoces et sont accompagnés d'une schistosité de strain slip.

### **2-2 Tectonique cassante hercynienne et pyrénéenne**

La tectonique cassante se traduit dans le massif de l'Agly par de nombreuses failles qui le hachent en plusieurs secteurs. Ces failles orientées généralement E-W ou NE-SW, sont d'importance variable et sont responsables de la juxtaposition de terrains de natures et d'âges variables.

Parmi ces failles, la plus importante est la faille Planèzes de direction générale NE-SW. Elle découpe le massif en deux grandes parties :

- Une partie orientale peu disloquée (bloc de Cassagnes-la Tour) et dont la colonne lithostratigraphique apparaît complète des gneiss de Caramany jusqu'au Dévonien.

- Une partie occidentale affectée par trois failles de direction générale N100 à N120 et dont la plus importante est celle de Fosse-Ansignan caractérisée par un rejet



latéral de plusieurs Km et qui met en contact les terrains hercyniens avec le mésozoïque (région entre Fosse et Fenouillet).

Une autre faille de même direction que la précédente, la faille du Rentadou, limite vers le Nord des terrains métamorphisés dans le faciès schiste vert à amphibolite (granite de Saint-Amac + enveloppe paléozoïque). Les terrains situés au Sud de cette faille montrent principalement un métamorphisme de faciès granulite.

La schistosité régionale d'orientation moyenne N30 est bien marquée dans les deux unités lithostratigraphiques. Elle est liée à une tectonique tangentielle à vergence sud qui représente la phase majeure de déformation hercynienne (Bouhallier et al., 1991). Les phases de déformations tardives correspondent à un régime distensif et sont responsables des failles normales, des mylonites et des ultramylonites.

### **2-3 Métamorphisme hercynien**

Le métamorphisme hercynien de basse pression qui affecte le massif de l'Agly croît en intensité du sommet à la base de la série lithostratigraphique.

La série pélitique du paléozoïque est toujours transformée à sa base en micaschistes dont le degré de métamorphisme est variable avec zone de la chlorite, de la biotite, de la cordiérite, de l'andalousite, de la sillimanite + muscovite et zone de la sillimanite + feldspath potassique. Cette dernière zone est considérée comme appartenant déjà à la catazone.

Fonteilles et Guittard (1968) et Autran et al. (1970) ont insisté sur la continuité des zones métamorphiques depuis l'épizone dans la couverture paléozoïque jusqu'à la catazone dans le socle antécambrien, sur l'étroitesse des isogrades de métamorphisme et leur concordance approximative avec les limites lithologiques. Le gradient thermique est estimé dans la couverture à 150°C/Km. Ce gradient intense associé à une zonéographie métamorphique parallèle à la lithologie et à la limite socle-couverture a été interprété de plusieurs façons :

- effet de socle (Autran et al. 1970)
- remontée diapirique de la charnockite et de son enveloppe migmatitique (Andrieux, 1982)
- une forte extension ayant permis la juxtaposition d'une unité faiblement métamorphique avec le domaine anatexique. cette hypothèse suppose qu'une bonne partie de la base de la série paléozoïque actuelle a été supprimée (Bouhallier et al. 1991).

Dès 1958, Guittard et Raguin ont mis en évidence un métamorphisme granulitique dans le massif de l'Agly. L'isograde d'anatexie qui coïncide avec la limite externe de la zone à sillimanite + feldspath potassique est situé à 50 ou 100 m au dessus du socle. L'anatexie affecte donc aussi bien le socle précambrien que la base de la couverture paléozoïque.

La présence exceptionnelle de disthène dans les gneiss du socle (Fontailles, 1981) serait un témoin d'un métamorphisme Cadomien ayant affecté ces terrains.

### 3- Magmatisme hercynien

Les granitoïdes du massif de l'Agly peuvent être classés, d'après la dénomination d'Autran et al. (1970), en deux catégories :

a- les granitoïdes en massifs supérieurs" dont le sommet se trouve dans l'épizone (ex.granite de Saint-Arnac). Celui-ci contient dans le secteur de Saint Martin à Saint-Arnac de nombreux septas de micaschistes appartenant aux zones de la sillimanite et de l'andalousite du métamorphisme régional. La texture de ces septas suggère un métamorphisme intense précédant la mise en place du granite. Dans les micaschistes de contact, on peut observer une superposition de l'auréole du contact avec le granite sur les zones du métamorphisme régional.

Outre les septas de micaschistes, la base du granite englobe de nombreuses injections de pegmatites périanatectiques. Ces pegmatites se développent aussi dans les micaschistes encaissants. Certaines d'entre elles sont affectées par la phase de plissement synschisteux. Leur mise en place est très antérieure à celle du granite.

Plusieurs masses basiques, dont certaines nettement antérieures au granite, se prolongent d'une façon plus ou moins continue du Sud de Saint-Arnac jusqu'au secteur de Saint Martin. Ces niveaux basiques sont soit sous forme d'enclaves allongées soit sous forme de bancs massifs dont certains montrent une foliation nette.

b- les granitoïdes "en massifs inférieurs" sont situés dans la catazone. La principale masse granitique est représentée par "la charnockite" d'Ansignan. Il s'agit d'une épaisse lentille interstratifiée dans les gneiss de Caramany. Comme dans le cas du granite de St-Arnac, des roches basiques en bancs ou en masses lenticulaires se trouvent englobées dans la charnockite. Contrairement au granite en massif supérieur, les enclaves métasédimentaires ne sont pas d'une part très abondantes dans la charnockite (quelques poissons allongés dans le plateau de Trilla). D'autre part la relation mise en place du granite et métamorphisme régional est encore sujette à des controverses. Pour Autran et al, 1970, et comme le granite en massif supérieur, la charnockite d'Ansignan serait postérieure au pic métamorphique et à la phase de déformation majeure. Les études microstructurales de Bouhallier et al., 1991 suggèrent que mise en place de la charnockite, déformation majeure et métamorphisme régional sont synchrones. Delay (1990) suppose que le pic thermique du métamorphisme anté-foliation majeure coïncide avec le développement du magma charnockitique. Pour Barbey et al. (1994) et Althoff et al. (1994), la mise en place de la charnockite synchrone du pic thermique du métamorphisme régional serait produite dans un régime distensif post-déformation majeure.

Des sills métriques à décamétriques très réguliers d'un granite qui serait proche du granite d'Ansignan (la seule différence est l'absence d'orthopyroxène) se rencontrent dans les gneiss de Belesta : c'est le granite de Cassagnes.

Les datations U-Pb sur zircons (Vitrac, 1972) et plus récemment U-Pb sur zircons et monazites (Respault et Lancelot, 1983) concordent avec l'âge hercynien ( $314 \pm 7\text{Ma}$ ) proposé par Guittard (1968), pour le granite d'Ansignan, sur la base des relations géologiques. Le granite de Saint-Amac peut être daté par analogie avec les autres granites pyrénéens (Millas, Quérigut) à 280-290Ma (Vitrac-Michard et Allègre, 1975 et Ben Othman et al., 1984).

## **VI- LES TRANSFORMATIONS POST-MAGMATIQUES DANS LES GRANITES DU MASSIF DE L'AGLY**

Les transformations post-magmatiques dans les granitoïdes de l'Agly sont nombreuses :

1- Chloritisation de la biotite

2- Séricitisation des plagioclases qui peut s'accompagner de la formation de la calcite et de l'épidote

3- Rétromorphose de l'ilménite en sphène

4- Albitisation des granites et des roches basiques (Pascal, 1979)

5- Myrmékisation du feldspath potassique

Les 4 premiers types d'altérations sont développées uniquement dans les granitoïdes de Saint-Amac.

La myrmékite est présente dans les différents faciès des granites de l'Agly mais elle est relativement mieux développée dans les granitoïdes catazonaux (et même dans les gneiss de Caramany) où certains phénocristaux d'orthose de la charnockite sont réduits parfois à l'état de relique. Becke (1908), Spencer (1945), Shelly (1964), Philips et al (1972) (cités par Hibbard, 1979) ont interprété la formation de la myrmékite comme étant des remplacements tardifs de feldspath potassique s'accompagnant d'une exsolution de quartz. Hibbard (1979) a suggéré que la myrmékite est le résultat d'une cristallisation eutectique tardi-magmatique, après extraction d'une phase aqueuse potassique, de quartz et de plagioclase sodique. La liaison étroite de la myrmékite avec le K-feldspath indique que sa formation se fait plutôt au dépens de celui-ci.

D'après Garcia et Pascal (1993), La transformation du feldspath potassique en un assemblage de plagioclase et de quartz vermiculé (myrmékite) dans les enclaves du granite du Velay est liée à la circulation de fluides post-magmatiques. Son développement exclusif dans les enclaves suggère que sa formation est plutôt liée à un déséquilibre chimique entre le fluide et la roche, induit par le contraste entre les compositions des plagioclases de l'enclave et ceux du granite encaissant.

Bien qu'elle soit incapable d'expliquer la formation des myrmékites dans le massif de l'Agly, cette dernière hypothèse témoigne surtout de circulations de fluides hydrothermaux dans les granitoïdes d'Ansignan en dépit de leur situation dans la catazone. Le développement d'autre part, dans la région de Viviers, de quelques skarns à grenat et à indices de scheelite est un argument en faveur de cette hypothèse.

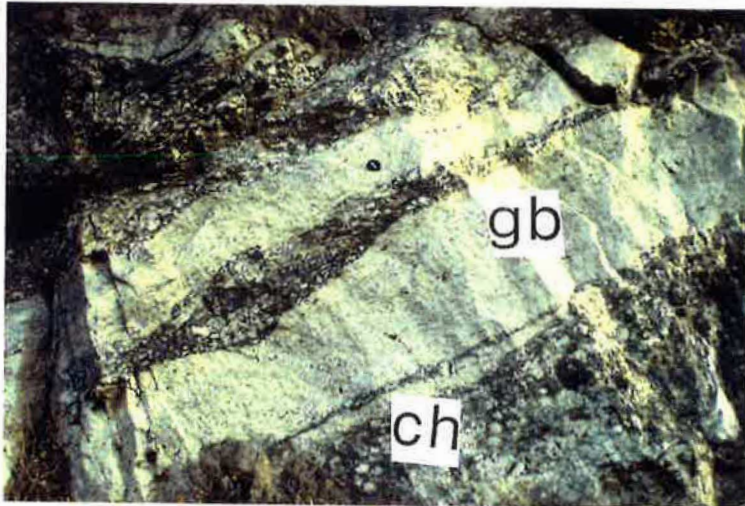
Pour identifier les différentes familles géochimiques, il convient donc de n'utiliser que les éléments à caractère inerte.



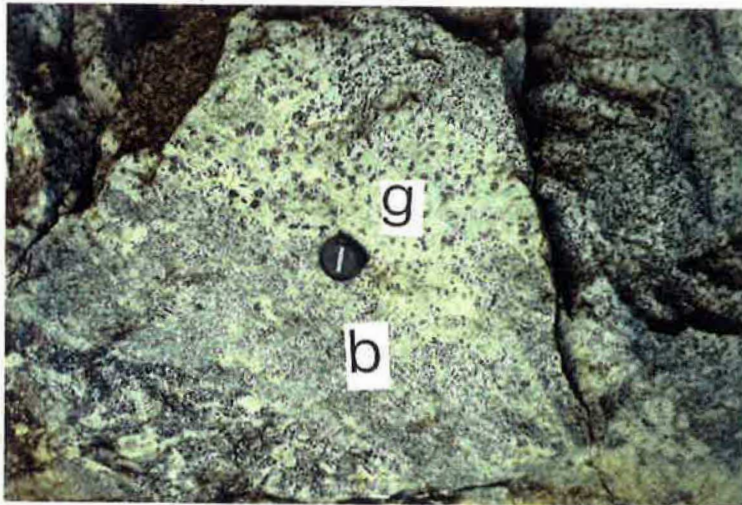
**PREMIERE PARTIE : LE MASSIF D'ANSIGNAN**



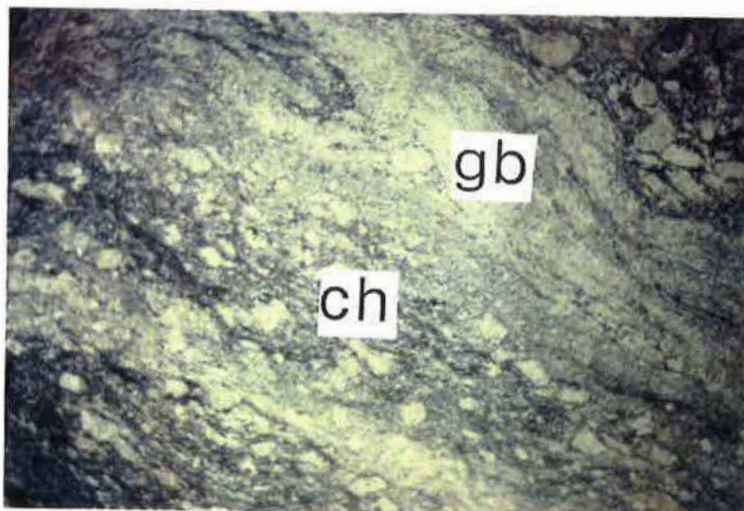
Aspect de la charnockite à l'affleurement : orientation très marquée des phénocristaux du feldspath potassique.



Relation entre la charnockite (ch) et le granite blanc à grenat (gb) : bancs de granite blanc recoupant la charnockite.



Caractère rubané du granite blanc avec une zone clair riche en grenat (g) et une zone sombre pauvre en grenat (b).



Relation entre la charnockite (ch) et le granite blanc (gb) : absence de contacts intrusifs.

## I- ELEMENTS DE PETROGRAPHIE

### 1- Introduction

Le granite "chamockitique" d'Ansignan affleure sous forme d'un laccolithe au sein des gneiss du faciès granulite de Caramany (zone à hypersthène du métamorphisme régional).

Les contacts supérieur et inférieur de cette masse granitique sont concordants avec l'encaissant. Le toit et la base sont constitués d'une zone mixte composée de granite porphyroïde sombre à biotite (faciès de la chamockite s.s) et de granite très clair riche en grenat (carte en annexes).

Trois faciès macroscopiques peuvent être distingués :

- une granodiorite porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique : la chamockite proprement dite (1).
- un granite leucocrate non porphyroïde riche en grenat : le granite blanc à grenat.
- un ensemble de faciès basiques et intermédiaires à grain relativement fin de type gabbro-diorite, norite et quartzdiorite.

Dans le faciès porphyroïde se trouve emballé, sous forme de boules, un faciès vert sombre pauvre en phénocristaux (échantillon 58A) et des poches de cumulats de feldspath potassique (échantillon 58C).

Vers le village de Palmade, apparaît un pointement d'un granite porphyroïde semblable au faciès porphyroïde d'Ansignan. Les contacts de ce granite sont concordants avec les gneiss de Caramany qui en constituent l'encaissant immédiat. Ce granite se caractérise par une richesse en biotite qui lui donne une teinte plus sombre que celui d'Ansignan. Des enclaves basiques à grain fin de taille métrique à supramétrique s'y trouvent englobées.

### 2-faciès porphyroïde

Ce faciès grenu porphyroïde constitue l'essentiel de la masse intrusive d'Ansignan. Il est caractérisé par la présence de mégacristaux jaunes verdâtres de feldspath potassique qui, associés à l'orthopyroxène vert sombre, donnent à la charnockite sa couleur "cassonade" caractéristique.

Ces phénocristaux sont idiomorphes et leur taille peut atteindre 10 cm (planche I.1A). A l'échelle du massif, la répartition de ces phénocristaux est très hétérogène. La distance séparant deux phénocristaux varie de 0 à environ 10 cm. Des inclusions de petites biotites organisées en zones et orientées selon les plans cristallographiques des phénocristaux sont souvent visibles à l'oeil nu.

*(1) Dans ce qui suit nous réserverons le mot chamockite au faciès porphyroïde.*



Le long du contact aussi bien supérieur qu'inférieur de la charnockite d'Ansignan, on peut observer sur plusieurs mètres une orientation extrêmement marquée des phénocristaux de feldspath potassique. Cette orientation peut s'expliquer de deux façons :

1- une fluidalité dynamique de la charnockite au moment de sa mise en place.

2- une foliation conforme à celle des paragneiss encaissant. Elle est acquise au stade magmatique (Delay, 1990, Bouhallier et al., 1991, Barbey et al., 1994 et Althoff et al., 1994) lors d'une mise en place syndéformation majeure.

Au cours de l'étude pétrographique, nous avons pu distinguer (aussi bien dans le faciès d'Ansignan que celui de Palmade) quatre types d'associations minérales :

une association à quartz + orthose perthitique + plagioclase antiperthitique + biotite à laquelle peut s'adjoindre selon les cas :

- orthopyroxène.
- grenat.
- grenat + orthopyroxène.

Les minéraux accessoires sont par ordre d'abondance : apatite, zircon et monazite. Les opaques sont l'ilménite, la pyrite et exceptionnellement pyrrhotite et chalcopyrite.

Les caractéristiques texturales de ces phases sont décrites ci-dessous dans l'ordre de leur apparition au cours de la séquence de cristallisation.

### **2-1 Le feldspath potassique**

Il forme des grands cristaux automorphes, mésoperthitiques, bourgeonnés de myrmékite développée au contact des plagioclases avoisinants. Ces mégacristaux suggèrent une cristallisation précoce même par rapport à l'orthopyroxène.

Les inclusions de biotites et de plagioclases sont souvent orientées et leurs plans (010) sont parallèles à celui du feldspath hôte.

Des inclusions de zircon, orthopyroxène, grenat et apatite peuvent être rencontrées dans les bordures des phénocristaux.

Contrairement à ce que l'on observe dans beaucoup de granites porphyroïdes, on ne distingue pas de K-feldspath interstitiel dans la matrice de la roche ; ici, les seuls germes sur lesquels les feldspaths potassiques tardifs ont cristallisé sont les phénocristaux eux mêmes.

### **2-2 L'orthopyroxène**

L'orthopyroxène est la première phase ferromagnésienne à cristalliser. Il se présente sous deux formes :

- en cristaux xénomorphes à subautomorphes, de taille variable (lorsqu'ils sont de petite taille (millimétriques), ils sont généralement subautomorphes), souvent

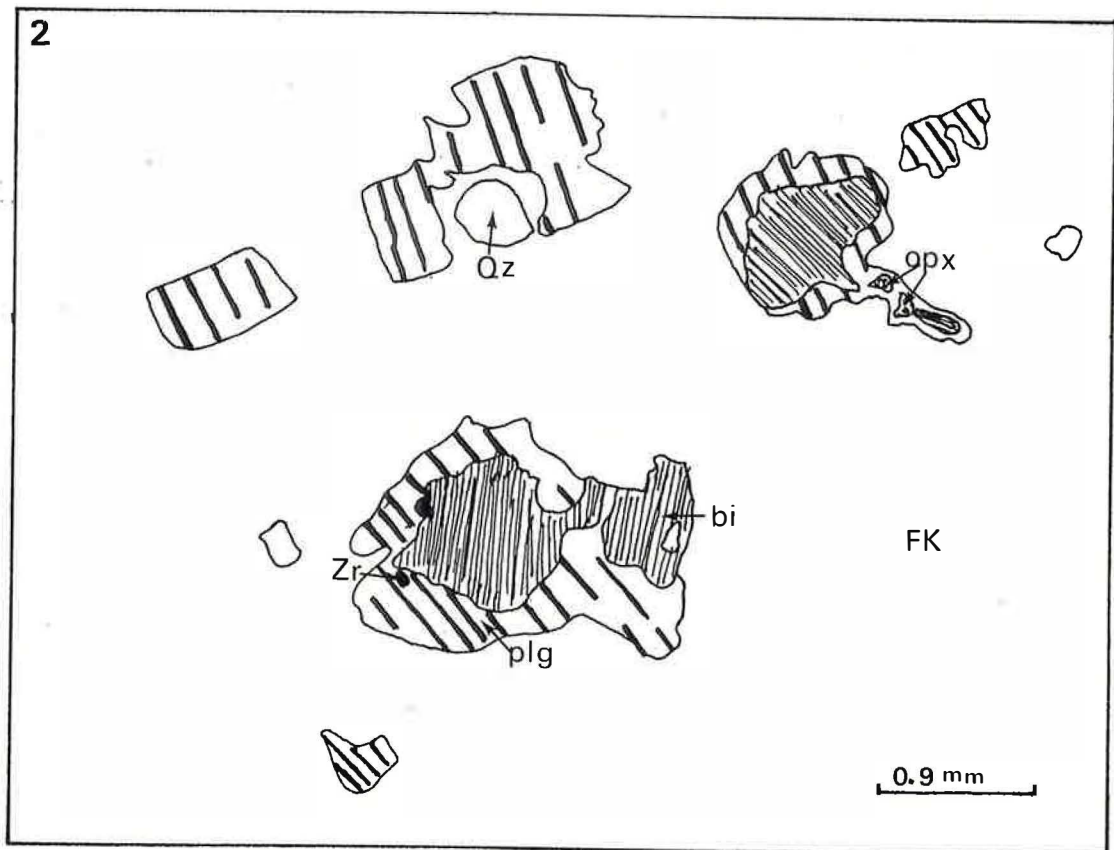
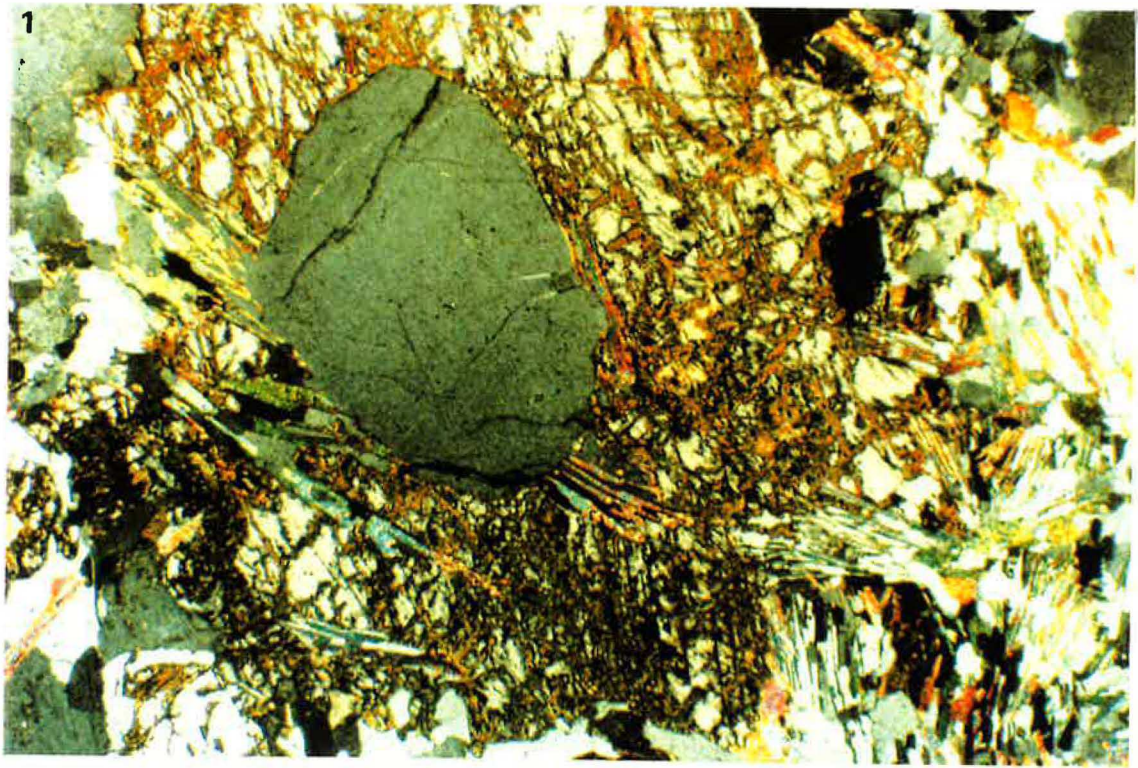


Planche I.1B1 : texture des biotites symplectiques développées sur l'orthopyroxène (opx) par réaction avec le feldspath potassique (FK) (lame G42 de la charnockite).

2 : association complexe biotite (bi)-plagioclase (pl) avec quelques orthopyroxènes (opx) et zircons (Zr) dans un phénocrystal de feldspath potassique.



rassemblés en nodules polycristallins centimétriques. Des inclusions de petits plagioclases automorphes ou de quartz arrondi sont souvent observées dans ces orthopyroxènes, exceptionnellement de la biotite, mais jamais de grenat

- rarement en inclusions au bord des phénocristaux de feldspath potassique, dans les plagioclases et dans le quartz.

Ces orthopyroxènes sont incolores à très faiblement pléochroïques. Il arrive assez souvent qu'ils montrent un début de transformation partielle en une biotite symplectique selon la réaction :



Cette réaction est favorisée par la présence et l'abondance du feldspath potassique et surtout par sa situation à proximité d'un orthopyroxène.

Un autre type d'hydratation de l'orthopyroxène est représenté par la rétro-morphose de celui-ci en cummingtonite, biotite phlogopitique et/ou en talc.

### **2-3 Le grenat**

Il est transparent, de couleur rose à rouge et présente une répartition hétérogène à l'échelle du massif. Le grenat est surtout caractéristique des faciès de bordure où il peut former des éponges centimétriques (4 à 5 cm) sur une centaine de mètres aussi bien au toit qu'à la base de la charnockite ; l'orthopyroxène est beaucoup moins abondant dans ces faciès. Cette distribution suggère que la formation du grenat serait lié en partie (dans le faciès de bordure) à l'assimilation de l'encaissant.

L'étude pétrographique montre que le grenat se présente indépendamment de l'orthopyroxène sous 3 aspects :

1- petits cristaux millimétriques à micrométriques automorphes à subautomorphes dispersés

2- grandes plages poecilites à inclusions de biotite, plagioclase, quartz ("éponges")

3- rarement en inclusion automorphes dans les plagioclases (échantillon 47A) ou au bord du feldspath potassique.

Dans les deux premiers cas, ce grenat peut être ou non en contact avec la biotite. Il contient fréquemment des quartz globuleux. L'ordre de cristallisation du grenat par rapport à l'orthopyroxène est mal connu car ces deux minéraux n'ont jamais été observés cote à cote.

### **2-4 Le plagioclase**

C'est la phase dominante, il représente environ 30% du volume total de la roche(2). Elle cristallise juste après l'orthopyroxène et se présente sous deux formes.

1- Des cristaux subautomorphes pouvant atteindre 7 mm souvent antiperthitiques à exsolutions rectangulaires.

Ces cristaux sont faiblement zonés et des inclusions de petites biotites souvent orientées (leur plan (010) est parallèle à celui du plagioclase hôte), de quartz (bipyramidé ou arrondi) et d'apatite y sont souvent observés.

Vogel et al (1968) ont indiqué que le développement des antiperthites dans les charnockites du "New Jersey" est lié d'une part à la structure des plagioclases et d'autre part à la cristallisation précoce des feldspaths alcalins par rapport aux plagioclases.

Les petits plagioclases automorphes en inclusion dans les autres phases minérales peuvent être rattachés à cette génération. En fait l'analyse de ces deux types morphologiques de plagioclases ("phénocristaux" et petits plagioclases en inclusion), montre que dans les deux cas c'est une andésine An 30-40.

2- Des petits cristaux subautomorphes dans la matrice et dont la composition est de l'ordre de (An35).

Notons un développement très important de la myrmékite (~An30) dans les contacts plagioclase-feldspath potassique.

## 2-5 La biotite

La biotite est le minéral ferro-magnésien le plus abondant. Sa cristallisation débute après celle du plagioclase et avant celle du quartz. Elle présente une répartition très hétérogène.

Trois types pétrographiques de biotites peuvent être distingués.

1- Petites biotites automorphes micrométriques en inclusion dans les feldspaths et les quartz. Ces biotites peuvent souligner une auréole de croissance à l'intérieur des phénocristaux de feldspath potassique.

2- Biotites en lames millimétriques automorphes à subautomorphes à inclusions de petits zircons et d'apatite. Ces biotites sont souvent rassemblées en amas orientés parallèlement aux mégacristaux feldspathiques.

Ces deux types de biotites sont présumés représenter les générations primaires de biotite. Elles sont très pléochroïques (pléochroïsme passant du brun rouge au brun très clair) et caractérisées, comme c'est le cas de nombreux massifs granulitiques (Leelandam 1970), par une forte concentration en titane de 4 à 6%.

*(2) Une analyse modale (environ 1500 points) effectuée sur un échantillon typique de charnockite à orthopyroxène seul a donné :*

*Quartz = 24%, plagioclase = 31%, biotite = 23%, K-feldspath = 15%, orthopyroxène = 6% et accessoires = 1% (Andrieux 1982). Il faut toutefois noter que ces proportions peuvent être très variables car la répartition des phénocristaux de feldspath potassique est très hétérogène.*

Les relations biotite-grenat sont de plusieurs types : dans les paragenèses à grenat, on peut constater un développement en couronne de la biotite autour du grenat et dans les clivages de celui-ci. Dans d'autres cas, ce contact est soit très net ou il est souligné par un liseré d'oxydes de titane.

Les biotites en inclusion dans le grenat ainsi que les bords des cristaux en contact avec celui-ci sont déprimés en fer. Ceci témoigne d'un échange subsolidus entre ces deux phases.

3- Une dernière génération de biotites se présente toujours en association symplectique avec le quartz (planche I.1B), exceptionnellement avec le grenat. La répartition de ce type de biotite montre leur association étroite avec l'orthopyroxène et le feldspath potassique. En fait cette biotite se développe sur l'orthopyroxène en présence ou non du feldspath potassique.

Dans les phénocristaux de feldspath potassique se trouve englobée une biotite xénomorphe associée à des plagioclases, des zircons et des orthopyroxènes (planche I.1C).

## **2-6 Le quartz**

Le quartz est la phase la plus abondante après le plagioclase. Sa cristallisation débuterait après celle du plagioclase pendant que l'orthopyroxène et le grenat continuent à cristalliser. Il se présente sous 4 aspects.

1- Grandes plages xénomorphes à extinction ondulante à inclusions de biotite, plagioclase, orthopyroxène, zircon et apatite.

2- Petits cristaux automorphes ou de forme arrondie ou bipyramidée, en inclusion surtout dans les plagioclases mais aussi dans le grenat et l'orthopyroxène.

3- Quartz des symplectites en liaison avec la réaction de transformation partielle de l'orthopyroxène en biotite.

4- Quartz des myrmékites.

## **2-7 Minéraux accessoires**

L'apatite est le minéral accessoire le plus abondant. Elle peut former des gros cristaux automorphes et limpides. Elle se trouve soit englobée par la biotite, soit dans les plagioclases et les quartz de type 1. Elle se rencontre exceptionnellement incluse dans l'orthopyroxène.

Le zircon est abondant et de forme ovoïde (forme classique des zircons du faciès granulite). Il est souvent associé à la biotite ou plus rarement dans l'orthopyroxène et dans les bordures des feldspaths.

La monazite est probablement beaucoup moins abondante que le zircon. Elle est assez souvent de même taille que celui-ci, mais il arrive fréquemment qu'elle forme de gros cristaux maclés.

Notons que la répartition et l'abondance de l'une ou l'autre phase est très variable d'un échantillon à l'autre.

L'ilménite est le minéral opaque de loin le plus abondant. Elle se trouve souvent associée à la biotite, dans les clivages de celle-ci ou en cristaux isolés, mais rarement associée à l'orthopyroxène ou au grenat. Elle est parfois associée à des sulfures dont le plus courant est la pyrite, mais on peut trouver aussi la pyrrhotite et plus rarement la chalcopyrite.

## **2-8 Conclusion**

La "charnockite" d'Ansignan ne présente pas les caractéristiques typiques des charnockites s.s. dans la mesure où la biotite est pratiquement absente dans celles-ci alors que dans le massif d'Ansignan la biotite est très abondante. Il convient ainsi de qualifier "la charnockite" d'Ansignan comme un granite d'affinité charnockitique.

## **3- Granite blanc à grenat**

Ce faciès est surtout développé au toit de la charnockite, mais on peut le trouver aussi à la base et au sein de la charnockite elle même. Son aspect très blanc contraste avec celui de la charnockite "cassonade".

L'observation locale, notamment aux affleurements des Albas, évoque et sur une cinquantaine de mètres, un caractère intrusif du faciès porphyroïde en "veines" recoupant cette formation avec tantôt des lits plus ou moins "anastomosés", tantôt des alternances successives et plus ou moins continues de bancs de granite leucocrate et de bancs charnockitiques (planche I.1A). Toutefois, cet aspect intrusif s'atténue localement, et l'ensemble constitue une sorte de "migmatite" sans que l'on puisse distinguer la partie liquide de la partie solide (planche I.1A). Ailleurs, cette régularité disparaît et on observe des sortes de "veines" de granite clair plus ou moins biotitique. L'aspect "migmatitique" n'a jamais été observé ailleurs qu'au toit de la charnockite. Il est intéressant de remarquer qu'aucune intrusion de ce granite n'a été observée dans les gneiss de Caramany loin du contact avec la charnockite. Contrairement à ce qui a été suggéré dans les papiers antérieurs de Fontailles, le contact entre cette formation et les gneiss de Caramany n'est pas graduel.

La texture est grenue, équi-granulaire, et l'assemblage minéralogique comprend : K-feldspath + quartz + grenat + biotite + plagioclase (la paragenèse à biotite seule sans grenat est rare). L'orthopyroxène est exceptionnel (quelques rares phénocristaux altérés ont été observés dans l'échantillon 46). Les minéraux accessoires sont le zircon (arrondi), l'apatite de forme automorphe et la monazite. Les opaques sont presque exclusivement des ilménites. Au cours de cette étude aucune autre phase alumineuse que le grenat ou la biotite n'a été observée.

- Le feldspath potassique est la phase la plus abondante. Il forme des cristaux de 1 à 3 mm xénomorphes parfois microperthitiques et pouvant montrer des bourgeons de myrmékite.

- Le grenat est très abondant et son habitus est très caractéristique de ce faciès. Sa répartition est très hétérogène aussi bien à l'échelle de l'échantillon qu'à l'échelle de l'affleurement et donne à la roche, notamment aux affleurements des Albas, une structuration subhorizontale conforme aux limites du massif charnockitique et un aspect rubané avec tantôt des zones à grenat tantôt des zones plus ou moins sombres à biotite (planche I.1A).

Le grenat peut se présenter soit sous forme d'éponges de 3 à 4 cm de diamètre entourées d'une auréole claire quartzo-feldspathique, soit sous forme de grains arrondis ou subautomorphes de taille variable (allant du cm au mm), associés ou non à la biotite.

Ce faciès se caractérise aussi par l'existence d'une auréole quartzo-feldspathique centimétrique dépourvue de biotite autour des grenats qui indique l'ordre de grandeur des échanges par diffusion dans ce magma.

- Le plagioclase est beaucoup moins abondant que le feldspath potassique. Il forme soit des cristaux subautomorphes, de même taille que le feldspath potassique, pouvant ou non être antiperthitiques à exsolutions rectangulaires, soit des cristaux de taille beaucoup plus petite.

Ces plagioclases sont assez homogènes et ne montrent pratiquement pas de zonation, leur composition est en moyenne une andésine (An<sub>26</sub> à 33).

- La biotite est beaucoup moins représentée dans ce faciès que dans le faciès porphyroïde. Elle se réduit parfois à des petites lames automorphes en inclusion dans les autres phases minérales ou à des taches xénomorphes très dispersées à inclusions de zircons.

- Le quartz est la phase la plus abondante après le feldspath potassique. Il se présente sous deux habitus :

- 1- cristaux xénomorphes de même taille que le K-feldspath,
- 2- petits cristaux inclus dans le feldspath potassique ou le plagioclase souvent de forme arrondie mais aussi en cristaux automorphes bipyramidés.

- L'ilménite est pratiquement le seul minéral opaque présent. Elle est souvent associée à la biotite.

#### **4- Faciès basiques et intermédiaires**

Dans le faciès porphyroïde d'Ansignan, se trouvent englobées des roches basiques et intermédiaires. Sur le terrain, ces roches basiques peuvent être classées en quatre catégories (planche I.2).



1- Une importante masse lenticulaire de roches basiques plus ou moins continue développée dans la moitié inférieure de la chamockite et entièrement englobée par celle-ci. Ces roches sont généralement à grain grossier et d'aspect verdâtre, tachetées de lattes de biotites.

Les petites intrusions de "l'Homme mort" et celle situé à la base de la chamockite au nord de "al Roucatas" se rattachent du point de vue pétrographique et textural à "la masse basique principale".

2- Des bancs métriques plus ou moins continus découpés par la chamockite. Les veines de chamockite suivent des plans régulièrement espacés (~10cm à 1m) et subhorizontaux. Ces veines se réduisent localement à un liseré très fin entre deux bancs et finissent par disparaître complètement. Ces roches basiques sont assez sombres et à grain fin.

Ces bancs basiques se rencontrent essentiellement dans la partie supérieure de la chamockite et surtout sur les routes Ansignan-le Vivier et Ansignan-Trilla dans la vallée de la Desix.

3- Des veines tardives plus basiques à grain très fin (0.5 mm environ) recoupent la masse de Trilla. Elles sont localement envahies par des granites leucocrates (échantillon 57B et D) et des veines de pegmatite. Une auréole biotitique autour des roches basiques souligne leur contact avec la chamockite.

4- Des enclaves basiques inframétriques de forme arrondie ou fusiforme.

Ces roches sont caractérisées par une richesse considérable en plagioclase. L'association orthopyroxène + plagioclase + biotite est constante dans tous les termes à laquelle peut s'adjoindre selon les cas : clinopyroxène ± feldspath potassique ± quartz ± amphibole.

Les accessoires sont le zircon et l'apatite. Les opaques sont presque exclusivement de l'ilménite, rarement de la magnétite, pyrite, pyrrhotite et bravoïte (sulfure de nickel).

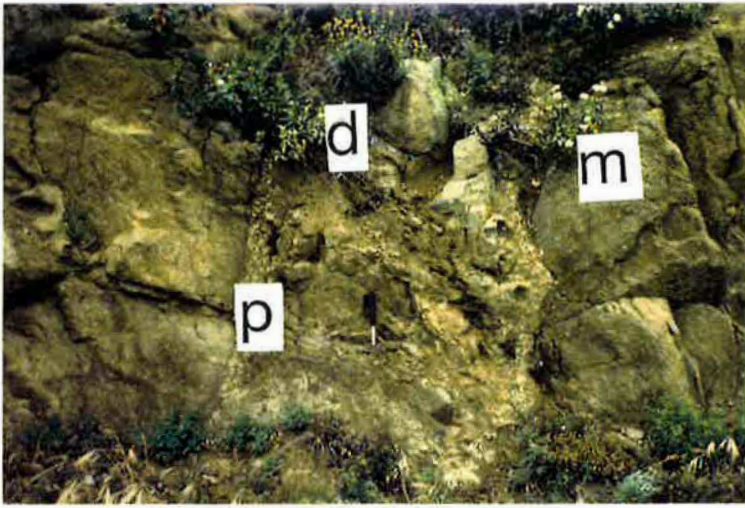
Comme minéraux secondaires, on trouve : hornblende, cummingtonite, rutile et sphène.

Certains échantillons (ex. G25) montrent des textures cumulatives : cristaux subautomorphes de pyroxènes plus ou moins jointifs. Le plagioclase est interstitiel.

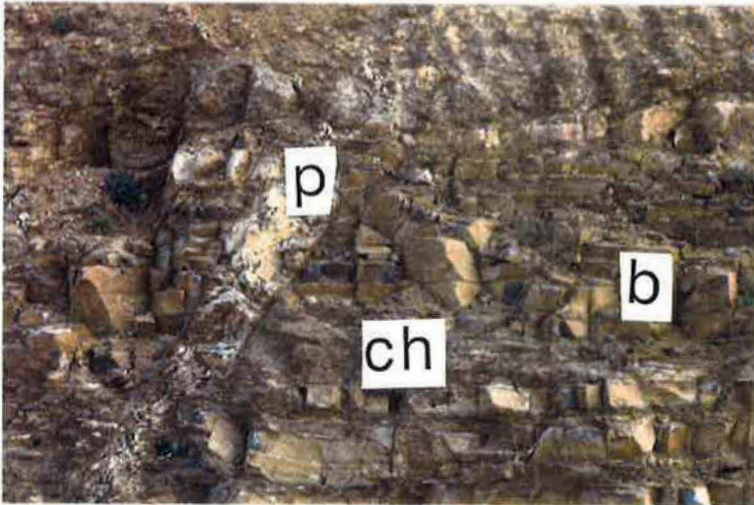
#### **4-1 Masse basique principale**

La masse basique principale ainsi que les petites intrusions de "l'Homme mort" et celle au nord de "al Roucatas" (fig. 0-2 et carte 1 en annexes) sont caractérisées par un grain grossier et par une association constante à deux pyroxènes. Le feldspath potassique est souvent présent.

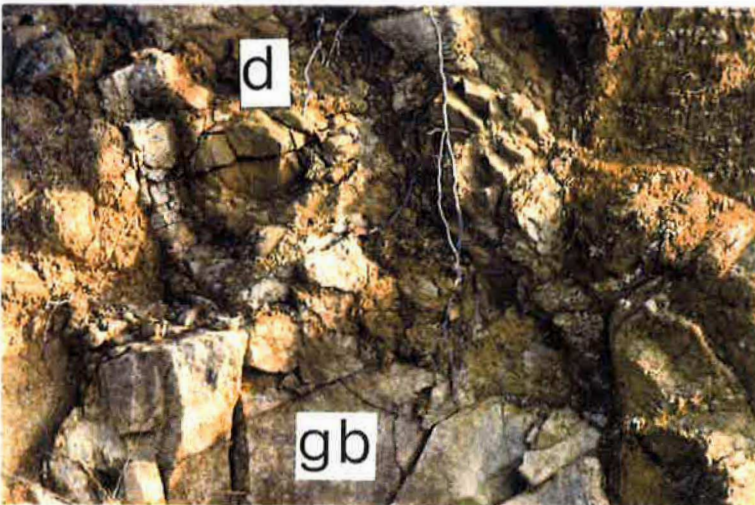
- L'orthopyroxène peut former soit des cristaux isolés associés ou non à d'autres ferro-magnésiens soit se rassembler en amas de 2 à 3 cristaux. Les inclusions de



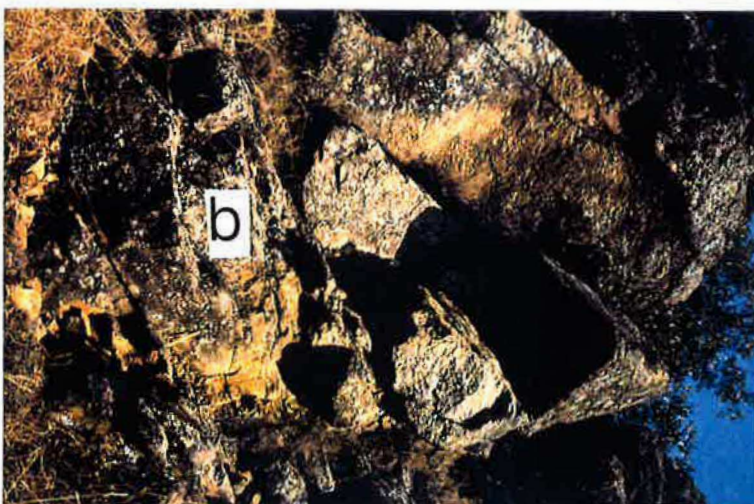
Dyke basique (d) recoupant la masse basique principale (m) ; pegmatites (p) aux épontes.



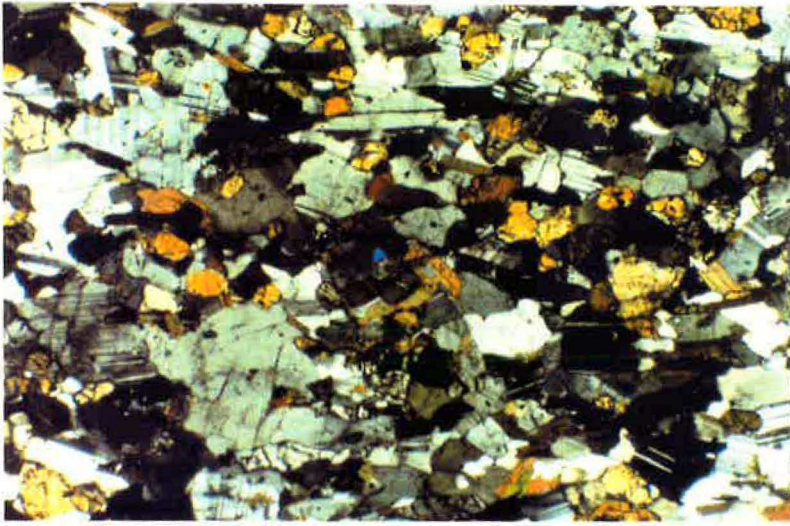
Bancs basiques (b) subhorizontaux découpés par la charnockite (ch) ; veine de pegmatites (p) recoupant la charnockite et les bancs. (route Ansignan-Trilla)



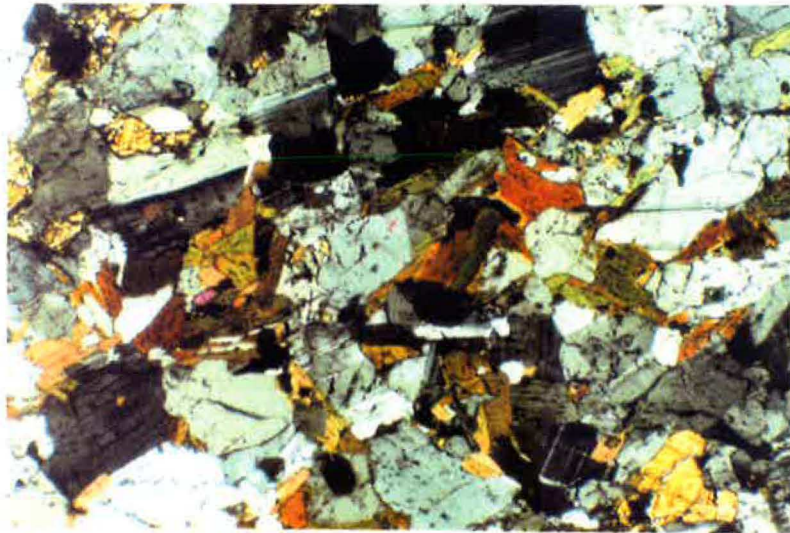
Veine de granite blanc (gb) qui recoupe la masse basique principale et englobe des roches tardives de même type que les dykes (d).



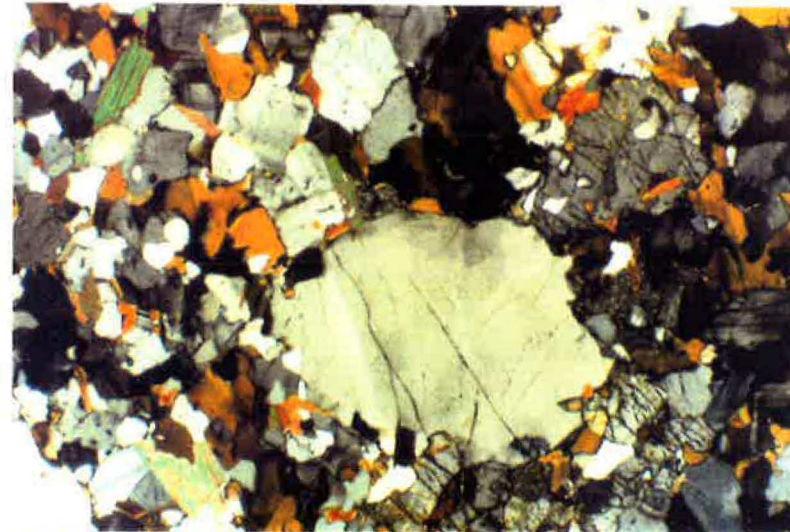
Bancs basiques (b) de la route Ansignan-Le Vivier.



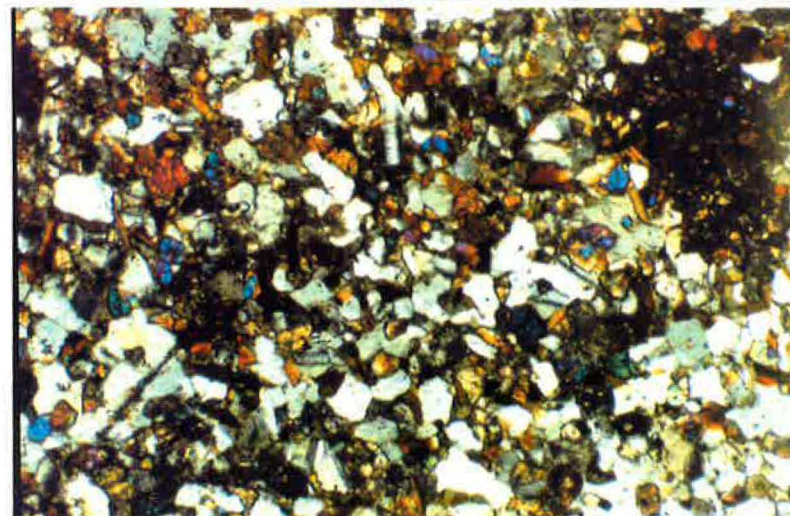
Texture des bancs basiques de la route Ansignan-Trilla. Le clinopyroxène est réduit à des cristaux blindés dans les plagioclases.



Textures des roches intermédiaires en bancs le long de la route Ansignan-Le Vivier.



Texture d'un banc basique au toit de la charnockite caractérisé par la présence de deux types de Quartz (lame 78).



Texture des roches tardives gabbro-dioritiques caractérisées par la présence d'amas de pyroxènes.

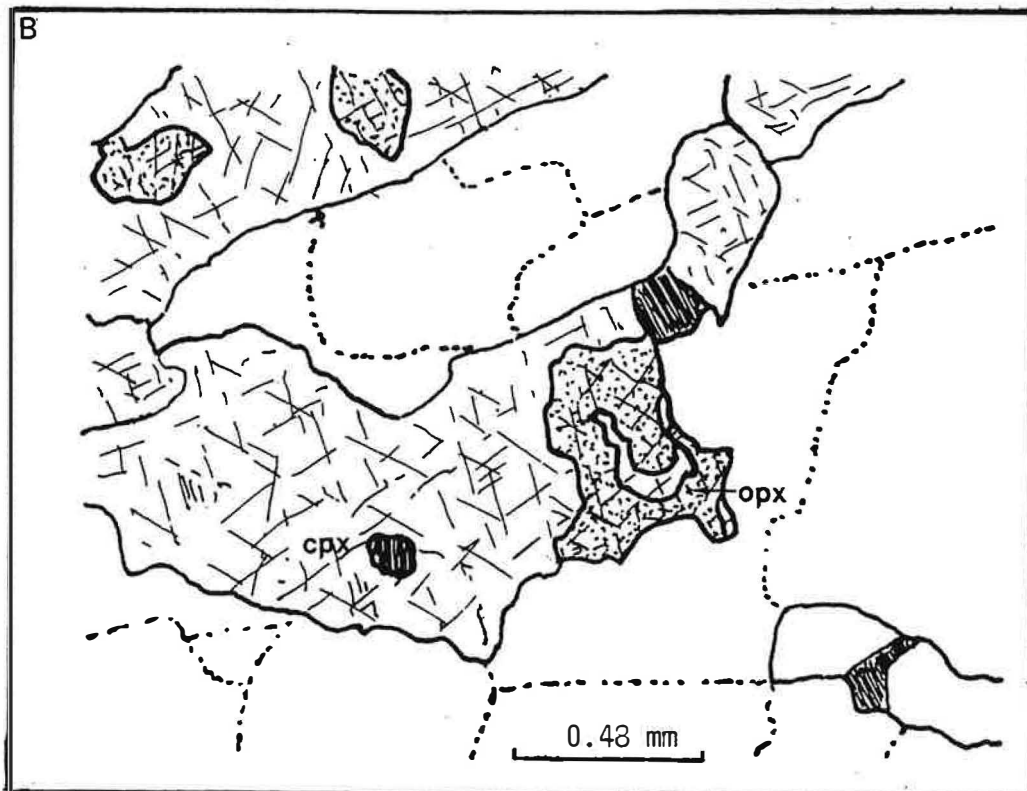
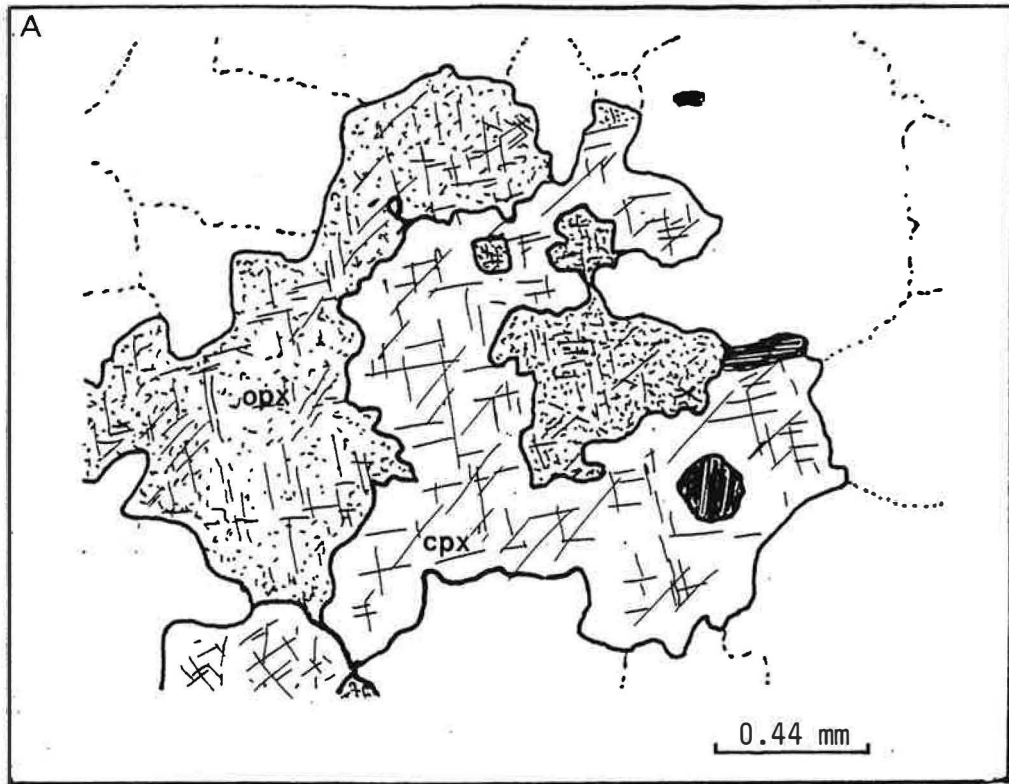


Planche I.4 : Texture de corrosion du clinopyroxène (cpx) par l'orthopyroxène (opx). A : lame 87 ; B : lame 69

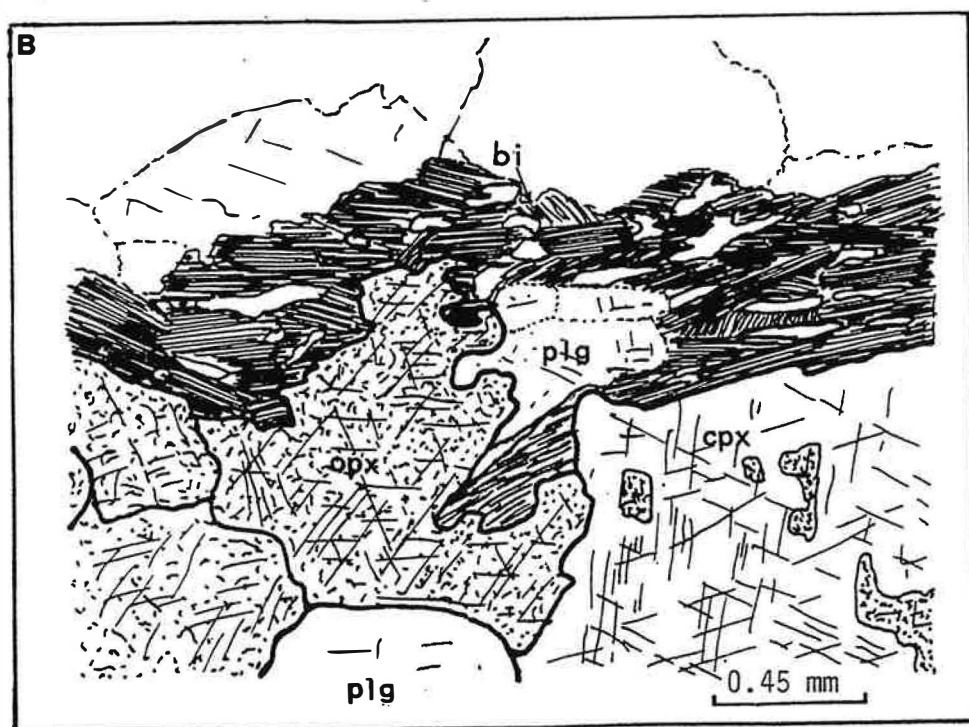
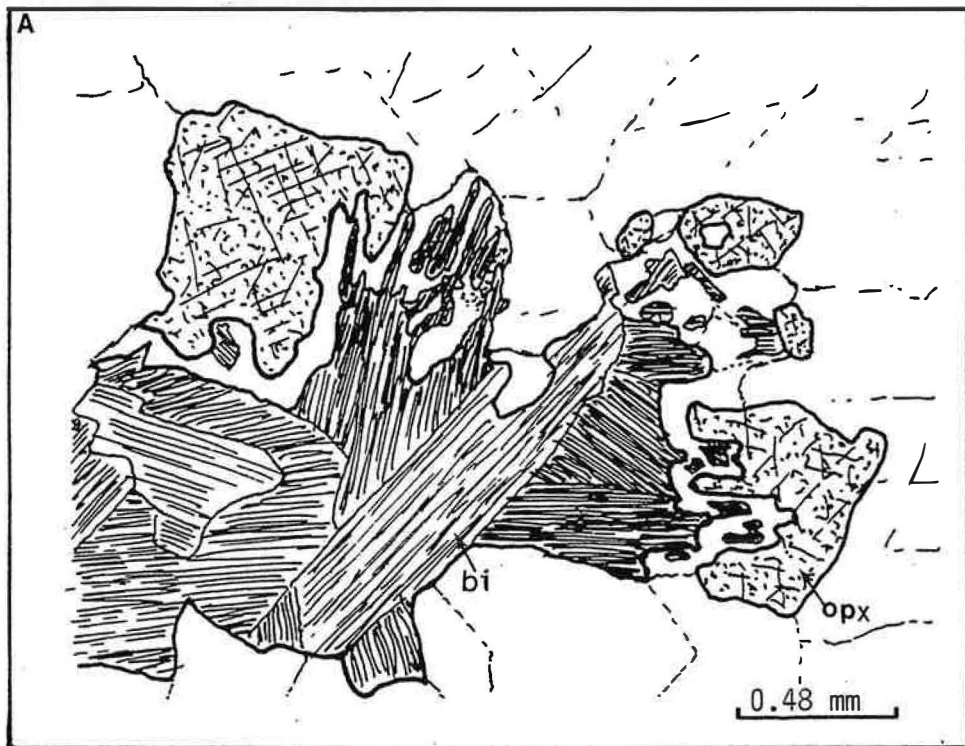


Planche I.5 : Développement de la biotite (bi) sur l'orthopyroxène (opx) par réaction avec le feldspath potassique (FK). A : lame 69 ; B : lame 68

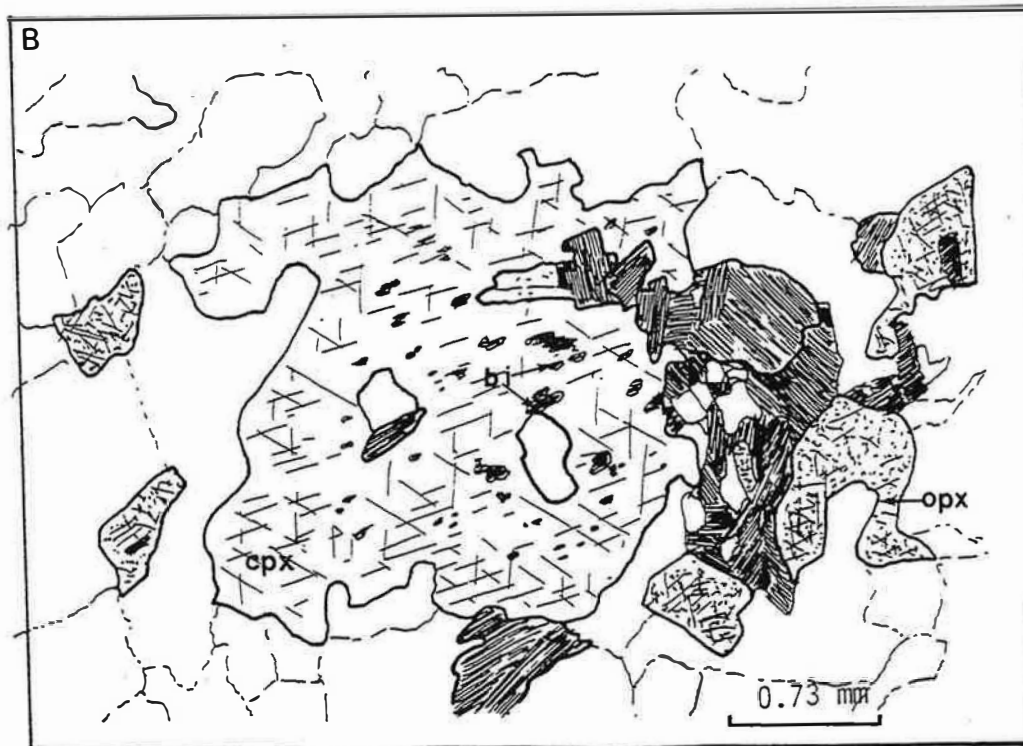
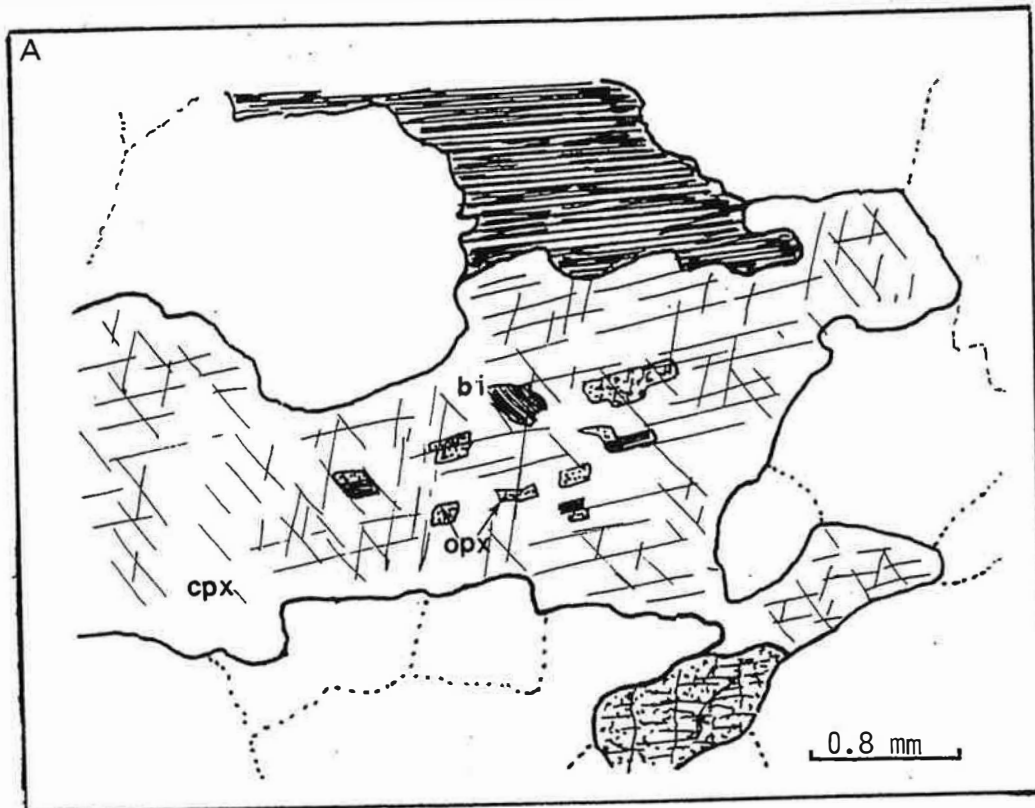


Planche I. 6 : Inclusions de biotites (bi) et d'orthopyroxène (opx) le long des clivages des clinopyroxènes (cpx). A : lame 69 ; B : lame 52A

biotite ou d'amphiboles automorphes dans l'orthopyroxène sont rares (seule une petite inclusion d'amphibole magmatique ( $\text{TiO}_2 = 2.34\%$ ) dans un orthopyroxène de l'échantillon 53A provenant de l'intrusion de "l'Homme mort" à été observée). Lorsque le feldspath potassique est assez abondant, surtout dans les roches intermédiaires, l'orthopyroxène peut être transformé en une association symplectique à quartz + biotite, comme celle décrite dans le faciès porphyroïde de la charnockite.

L'existence de reliques d'orthopyroxène dans la cummingtonite et le développement de la biotite (outre la biotite symplectique) aux dépens de celui-ci, indiquent une augmentation de  $\text{pH}_2\text{O}$  à la fin de cristallisation favorisant le développement de phases hydratées aux dépens de l'orthopyroxène.

- Le clinopyroxène est assez abondant dans ces roches mais sa proportion reste modeste par rapport à l'orthopyroxène. La taille des cristaux varie de 0.5 à 1.5 mm, ils sont associés ou non à d'autres ferro-magnésiens. Certains clinopyroxènes contiennent des inclusions de biotites subautomorphes ou de forme  $\pm$  arrondie orientées le long des clivages des clinopyroxènes. La recristallisation d'une augite alumineuse et titanifère pourrait être à l'origine de ces biotites. L'association de ces biotites, notamment dans la lame 69, à des exsolutions d'orthopyroxène, totalement ou partiellement biotitisées, suggère que ces biotites représentent, au moins en partie, des exsolutions d'orthopyroxène transformées en biotites (planche I.6). La teneur élevée en titane de ces biotites ( $\text{TiO}_2 = 5$  à  $6\%$  en poids d'oxydes), suggère que cette transformation est assez précoce. Il faut toutefois noter que ces exsolutions d'orthopyroxène (biotite) dans le clinopyroxène sont rares et ne montrent pas de zonation à l'échelle du cristal. Ceci suggère l'existence d'au moins deux types de clinopyroxènes : l'un magmatique à exsolutions préservées, l'autre métamorphique ?.

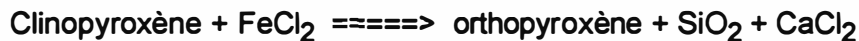
L'existence de cristaux d'orthopyroxène partiellement englobés par le clinopyroxène ainsi que des inclusions de plagioclase dans le clinopyroxène montre que la cristallisation de celui-ci continue pendant que le plagioclase et l'orthopyroxène cristallisent.

Les relations texturales (clinopyroxène relique dans l'amphibole verte actinolitique) indiquent un remplacement tardif de celui-ci par une amphibole calcique de couleur verte et à forte biréfringence. Ce remplacement tardi à post-magmatique peut être dû à une augmentation de  $\text{pH}_2\text{O}$ . Notons d'ailleurs que dans certains cas cette réaction se limite à des fractures le long de la roche.

La faible abondance du clinopyroxène par rapport à l'orthopyroxène est certainement accentuée par la transformation tardive du clinopyroxène en orthopyroxène comme en témoigne la présence de cristaux de clinopyroxènes corrodés par l'orthopyroxène (planche I.4). Sachant que cette transformation ne s'accompagne de la formation d'aucun minéral calcique, ni siliceux (au moins à l'échelle du cristal), ces roches seraient déprimées en CaO par lessivage de la chaux des clinopyroxènes. Le caractère ferrifère de l'orthopyroxène par rapport au

clinopyroxène suppose, dans l'hypothèse où MgO est inerte, un apport du fer par les solutions.

L'équation de la réaction peut être écrite comme suit :



- Le plagioclase est la phase la plus abondante. Sa cristallisation serait légèrement tardive par rapport à celle de l'orthopyroxène. Sa taille est très variable et peut atteindre 3mm. La zonation est peu marquée dans les plagioclases de la masse principale : la teneur en anorthite est généralement peu variable au sein d'un même échantillon.

Des inclusions d'orthopyroxène, de biotite, d'amphibole et même de clinopyroxène automorphes y sont fréquemment observées.

Dans les roches où le feldspath potassique est assez abondant, les exolutions antiperthitiques rectangulaires sont observées ainsi que des excroissances myrmékitiques.

- La biotite est assez abondante dans la masse basique. Elle cristallise tardivement par rapport aux pyroxènes et aux plagioclases. Plusieurs types pétrographiques de biotites ont été distingués :

1- des petites lamelles automorphes en inclusion dans les plagioclases ou en cristaux isolés dans la trame ;

2- des inclusions de forme plus ou moins arrondie, rarement automorphes, le long des clivages des clinopyroxènes ;

3- des lamelles subautomorphes dont la taille peut atteindre 7 mm. Ces biotites dépourvues d'inclusions peuvent être associées à l'ilménite et sont rassemblées en amas polycristallins avec une tendance à l'orientation.

Ces trois types de biotites sont caractérisées par des teneurs élevées en titane allant de 4 à 6% en poids d'oxydes.

Les biotites de type 2 représenteraient des exolutions d'orthopyroxènes transformées en biotites comme le montre le dessin de la lame 69 (planche I.6). Il est probable que certaines biotites représentent des exolutions de titane et d'alumine résultant de la recristallisation d'une augite titanifère et alumineuse.

Les relations texturales entre les biotites de type 3 et l'orthopyroxène (planche I.5) suggèrent que ces biotites proviendraient d'une transformation de l'orthopyroxène par réaction avec le feldspath potassique. Leurs teneurs élevées en titanes (semblables à celles des biotites primaires en inclusions dans les plagioclases) indiquent que cette transformation est probablement magmatique.

Au cours de cette étude, nous avons distingué deux autres types de biotites :

- une biotite en association symplectique avec le quartz ; ce type de biotite se développe surtout dans les roches intermédiaires où le feldspath potassique forme des cristaux individualisés ;



- une biotite se développant directement sur l'orthopyroxène.

Dans ces deux derniers types de biotite, la teneur en titane est beaucoup plus faible : elle est de l'ordre de 2.7% dans le 1er type alors que dans le second, elle varie de 3 à 4%. Nous supposons que ces transformations sont relativement tardives et sont probablement produites à un stade post et tardi-magmatique dans le 1er et le 2ème type respectivement.

- Le feldspath potassique est généralement peu abondant et il est toujours interstitiel sauf dans quelques échantillons (52A et B) où il peut former de gros cristaux de quelques millimètres individualisés.

- Le quartz est généralement absent dans ces roches.

Parmi les minéraux accessoires l'apatite est fréquente. Elle forme des cristaux trapus interstitiels. Le zircon forme des cristaux dont les faces du prisme sont peu développées. Il est souvent de type interstitiel mais aussi en inclusion dans la biotite.

L'association ilménite-biotite est la plus courante, mais d'autres associations avec pyrite; pyrrhotite peuvent exister.

#### **4-2 Bancs basiques**

Les bancs basiques englobés dans la charnockite peuvent être subdivisés en trois types.

1- Les bancs de la route Ansignan-Trilla (planche I.2) qui se caractérisent par un grain fin et par une paragenèse à orthopyroxène ± clinopyroxène sans amphibole ni feldspath potassique (planche I.3). Dans ces roches l'orthopyroxène est très abondant. Il se réduit à des cristaux minuscules dans les parties en contact avec la charnockite. Sa taille est très variable et il montre généralement une orientation préférentielle. La présence du clinopyroxène se réduit dans ces bancs à de rares petits cristaux généralement blindés dans des plagioclases. La quasi absence du clinopyroxène dans ces roches indiquerait un lessivage de la chaux des pyroxènes. Ceci expliquerait les faibles teneurs en chaux de cette famille (c.f. géochimie).

La biotite est généralement beaucoup moins abondante que l'orthopyroxène. Sa présence se réduit parfois à quelques lamelles dispersées. Toutefois, il faut noter que la proportion biotite\orthopyroxène est très variable d'un échantillon à l'autre. Elle constitue la phase ferro-magnésienne dominante dans les bancs basiques de petite taille et dans les bords basiques en contact avec la charnockite. Sa proportion diminue généralement, tandis que celle de l'orthopyroxène augmente, en allant vers le coeur des bancs.

Le plagioclase est la phase claire la plus abondante. La zonation est bien visible et forme des auréoles de croissance idiomorphes.

Le quartz est peu abondant et de type interstitiel. Les accessoires sont le zircon et l'apatite. Dans ces roches, l'apatite souvent de forme aciculaire témoigne d'un refroidissement rapide du magma (Wyllie, 1968). L'association ilménite-biotite est la plus courante, mais d'autres associations avec pyrite, pyrrhotite peuvent exister. Le rutile et le sphène sont rares. Ils n'ont été observés que dans un seul échantillon (G25) où leur existence est liée à des phénomènes secondaires en relation par exemple avec la déstabilisation de la biotite ou des pyroxènes en amphibole. La magnétite est exceptionnelle. Elle est présente soit en inclusion dans le clinopyroxène soit dans la matrice. Une inclusion d'un sulfure de nickel (bravoïte à 34% de nickel) a été observée dans la magnétite (échantillon G25).

2- Les bancs basiques de la route Ansignan- le Vivier se distinguent des précédents par un grain légèrement plus grossier et par l'absence de clinopyroxène. Le feldspath potassique peut être présent.

3- L'étude géochimique et pétrographique nous a permis de distinguer un autre type de banc basique de puissance décimétrique (~10 cm) au toit de la charnockite à une dizaine de mètres du contact avec les gneiss de Caramany. Macroscopiquement, il s'agit de roches sombres grenues à grain fin, la foliation est visible et elle est marquée par l'orientation des cristaux d'orthopyroxène et de biotite. Au microscope ces roches sont constituées d'une paragenèse à orthopyroxène + plagioclase + biotite + quartz. L'orthopyroxène forme de grands cristaux dont la taille peut dépasser 3.5mm. Il contient diverses inclusions de biotites plus ou moins automorphes à arrondies et il est parfois entouré d'une auréole de biotite. Le plagioclase (An 35-60) forme rarement des gros cristaux contenant des inclusions de biotite et d'apatite aciculaire. La biotite très abondante forme soit des lamelles subautomorphes soit des plages xénomorphes associées ou non à l'orthopyroxène. Ce banc se caractérise par l'existence de deux types de quartz : l'un sous forme "d'ocelles" (ces ocelles diffèrent de celles décrites dans les roches hybrides par l'absence d'auréole ferromagnésienne) dépourvues d'inclusions et l'autre de type interstitiel à inclusions d'apatite et de zircon (planche I.3). Les accessoires sont par ordre d'abondance apatite, zircon et monazite.

#### **4-3 Les veines tardives gabbrodioritiques**

Ces roches sont caractérisées par un grain très fin et par une association constante à deux pyroxènes et amphiboles (planche I.3). Dans ces roches le clinopyroxène est assez abondant. L'existence d'inclusions d'amphibole dans les clinopyroxènes indique que la cristallisation du clinopyroxène continue pendant que l'amphibole cristallise.

L'amphibole est assez abondante, elle se présente sous deux habitus : des cristaux de homblende magnésienne automorphes, incolores à faiblement colorés

souvent en inclusions dans le plagioclase ou même dans les pyroxènes. Des cristaux de hornblende magnésienne à actinolitique de forme aciculaire ou en taches xénomorphes verdâtres à vert jaunâtres, parfois à reliques de clinopyroxène.

L'existence de reliques de pyroxènes dans l'amphibole ainsi que le développement de celle-ci sur les bordures de ce minéral indiquent une cristallisation tardive de l'amphibole aux dépens des phases précoces. Toutefois, l'existence de petits cristaux automorphes de hornblende magnésienne riche en titane (~2% TiO<sub>2</sub>) en inclusion dans les plagioclases et les pyroxènes indiquent qu'il existe au moins une amphibole précipitant directement à partir du magma.

La cummingtonite qui se développe toujours aux dépens de l'orthopyroxène est souvent xénomorphe.

La biotite est très abondante ce qui donne aux roches une teinte très sombre. Ses relations texturales avec les autres phases ferro-magnésiennes indiquent un développement tardif de la biotite au dépens de l'orthopyroxène et de l'amphibole.

Le plagioclase est caractérisé par une zonation bien visible et formant des auréoles de croissance idiomorphes. L'existence de cristaux de plagioclase englobés par les clinopyroxènes indique que sa cristallisation est relativement précoce.

Le développement important de l'amphibole dans les roches tardives gabbro-dioritiques, la rétro-morphose de l'orthopyroxène en cummingtonite et le développement de la biotite au dépens des phases anhydres précoces indiquent que ces roches sont caractérisées par des teneurs en eau relativement importantes.

Parmi les minéraux accessoires l'apatite est omniprésente, souvent de forme aciculaire en inclusions dans les plagioclases.

Le zircon forme soit des gros cristaux xénomorphes interstitiels, soit des cristaux plus ou moins arrondis souvent interstitiels mais aussi en inclusion dans la biotite.

L'ilménite est la seule phase opaque observée.

#### **4-4 Les enclaves basiques**

La charnockite d'Ansignan renferme, en plus des bancs et des masses basiques, des enclaves basiques à grain fin. Leur dimension est généralement décimétrique et elles sont fusiformes. Des phénocristaux de quartz et/ou plagioclase sont souvent visibles à l'œil nu.

Ces enclaves sont caractérisées par une orientation très marquée des phases minérales et par une paragenèse à biotite + plagioclase + quartz + orthopyroxène qui les rapprochent des bancs de type 3.

Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et rarement la monazite. L'ilménite est le seul opaque présent.

- La biotite est le ferro-magnésien dominant dans les enclaves de petite taille. Elle est orientée, forme parfois une auréole complète ou partielle autour de

l'orthopyroxène. Ces biotites contiennent souvent des oxydes de titane le long du clivage (010) et sont caractérisées par des teneurs en titane d'environ 3%.

- L'orthopyroxène est peu abondant par rapport à la biotite. Sa quantité est variable d'un échantillon à l'autre, mais elle est toujours complémentaire de celle de la biotite. Les cristaux automorphes à subautomorphes montrent une orientation parallèle à celle de la biotite.

- Le plagioclase est la phase claire la plus abondante. Il se présente sous deux habitus :

1- des phénocristaux pouvant atteindre 7mm à inclusions de biotite et d'apatite et où la zonation est bien visible au microscope. La zonation peut être normale ou inverse et la variation de teneurs en anorthite peut être importante (ex. dans l'enclave 55B, la teneur en anorthite varie de An35 au coeur à An60 vers la bordure) ;

2- des petits cristaux subautomorphes dans la matrice dont la teneur en anorthite est de l'ordre de An37 à 50.

- Le quartz est assez abondant dans ces roches. Il est présent sous deux formes :

1- en grandes plages globuleuses généralement dépourvues d'inclusions;

2- en petits cristaux interstitiels à inclusions d'apatite aciculaire.

- Le K-feldspath est généralement absent dans ces roches sauf dans les termes évolués ou il forme des petits cristaux interstitiels et très dispersés.

- L'apatite est toujours de forme aciculaire, conforme à la texture grenue à grain fin des enclaves. Le zircon est de petite taille et il est toujours dans la biotite. La monazite est peu fréquente et ne se rencontre que dans les termes intermédiaires. L'ilménite est fréquente.

A la suite de cette étude, on constate que la minéralogie primaire des enclaves est modifiée notamment par biotitisation de l'orthopyroxène. Cette modification est semblable à celle observée dans les bancs basiques de petite taille et dans les bords des roches basiques en contact avec la charnockite. Dans ces enclaves on n'a jamais observé de clinopyroxène.

Outre ces enclaves à grain fin qui, d'après leur texture, ont une origine magmatique, des enclaves très sombres arrondies ou plus ou moins allongées dont la taille ne dépasse pas les dizaines de centimètres sont présentes dans la charnockite d'Ansignan. Ces enclaves sont très alumineuses et sont à grenat seul ou à grenat + sillimanite + cordiérite + spinelle.

#### **4-5 Ordre de cristallisation de la paragenèse précoce dans les roches basiques**

Bien qu'une bonne partie des roches basiques d'Ansignan aient perdues leur texture magmatique originelle, certaines caractéristiques pétrographiques

(plagioclases en inclusions en bordure des clinopyroxènes) ainsi que l'existence de cumulats ferromagnésiens à pyroxènes subautomorphes et plagioclases interstitiels indiquent que la séquence de cristallisation de la paragenèse précoce dans les roches basiques d'Ansignan est clinopyroxène, orthopyroxène puis plagioclase.

La disparition de l'olivine de la séquence de cristallisation suggère, d'après les données expérimentales de Kushiro (1975), une cristallisation des roches basiques d'Ansignan à haute pression (>10 Kbar) à partir d'un basalte primitif pauvre en H<sub>2</sub>O.

#### **5- Cas particulier des échantillons 57B, 57D et 53B du granite blanc à grenat**

Les échantillons 57B et D montrent une texture micropegmatitique, c'est-à-dire des inclusions de quartz ± arrondis au coeur des cristaux de feldspath potassique. Les bords sont dépourvus d'inclusions. La texture micropegmatitique suggère une cristallisation rapide du magma granitique. Sur le terrain ces deux échantillons appartiennent à un filon recoupant la masse basique principale (planche I.2). Ces granites englobent des boules de matériel basique fin rappelant les dykes tardifs, recoupant la masse principale. Ces granites clairs sont associés à une activité pegmatitique très importante. La répartition de ces roches basiques tardives, englobées dans ce granite, montre qu'il ne s'agit pas d'un dyke continu qui a été découpé postérieurement par le granite. Leur mise en place serait plus moins contemporaine à celle du granite à grenat qui les englobe. La cristallisation de ce dernier semble se dérouler en deux temps : au début une cristallisation rapide due un déséquilibre thermique du magma granitique avec l'encaissant basique plus froid puis une cristallisation finale en équilibre thermique avec l'encaissant qui donne à la roche la texture d'un granite banal.

L'échantillon 53B représente un faciès leucocrate à grosses biotites. La biotite qui montre une association symplectique avec le quartz forme des amas locaux suggérant la transformation d'un ancien ferromagnésien (orthopyroxène).

#### **6- Chronologie relative de mise en place des corps basiques et acides**

Les observations de terrains suggèrent une mise en place tardive de la charnockite par rapport aux roches basiques. En effet, le long de la route Ansignan-Trilla, les roches basiques sont découpées par la charnockite qui suit des plans parallèles subhorizontaux mais peut aussi être nettement sécante sur ces bancs. Dans le cas de la masse principale, les contacts nets entre la charnockite et les roches basiques ainsi que l'absence de bordures figées dans les roches basiques suggèrent que celles-ci étaient presque entièrement solides lors de la mise en place de la charnockite. Les observations de terrain ne permettent pas d'établir un ordre chronologique entre les bancs et la masse basique. Cependant l'orientation minérale très marquée que présentent les roches des bancs basiques par rapport à celles de la

masse principale indique une mise en place relativement précoce des bancs basiques.

Les dykes tardifs gabbrodioritiques sont contemporains au granite blanc des Albas et donc à la charnockite probablement.

Faciès basique groupe géochimique	Masse de Trilla	Intrusion de "l'homme mort" + intrusion de "Al Roucatas"	Bancs basiques de la route Ansignan-Trilla	Bancs de la route Ansignan-Vivier	Dykes tardifs Gabdioritique	bancs et enclaves sombres de type Lamprophyre	Basiques dans socle	Charnockite d'Ansignan	Granite blanc à grenat (Gbl)	Charnockite de Palmade	Enclave basique de Palmade
Minéraux	C	B	B	D	B	C1	a				
cpx	+	+	(+)	-	+	-	(+)	-	-	-	-
opx	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+
amph I (Hbl)	-	(+)	-	-	+	-	-	-	-	-	-
Biot	+	+	(+)	+	+	-	(+)	+	(+)	+	+
grenat	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	(+)
plg	An 45 - 60	An 45 - 55	An 45 - 72	An 38 - 57	An 48 - 70	An 35 - 60	An 40 - 55	An 28 - 40	An 25 - 33	+	+
FK	+	+	-	(+)	-	-	-	+	+	+	(+)
QZ	+	+	+	+	(+)	+	+	+	+	+	+
amph II (Hbl à actinote)	(+)	(+)	-	-	+	-	(+)	-	-	-	-
Apatite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Zircon	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
monazite	-	-	-	-	-	+	-	+	+	+	-
ilménite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
SiO <sub>2</sub>	51,31 - 55,60	52,30 - 52,85	51,52 - 57,74	51,08 - 64,88	50 - 51,90	53,39 - 63,6	46,84 - 51,37	63,2 - 68,2	65 - 74,50	57,57 - 65,03	58,20 - 58,77
TiO <sub>2</sub>	0,77 - 1,33	0,92 - 1,01	1,36 - 1,79	0,87 - 2,27	1,23 - 1,29	0,8 - 1,33	1,31 - 3,05	1,28 - 0,66	0,8 - 0,08	1,24 - 0,67	1,59 - 0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,21 - 19,20	17,80 - 19,38	17,62 - 18,80	16,48 - 18,95	15,90 - 17,10	13,9 - 17,73	14,36 - 17,21	14,5 - 16,8	13,50 - 15,08	17 - 15,31	16,70 - 16,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,52 - 7,97	7,1 - 7,31	7,31 - 10,2	9,52 - 4,09	10 - 10,60	5,57 - 9,02	14,76 - 11,82	5,81 - 3,77	3,6 - 0,41	6,95 - 3,79	7,27 - 6,63
MgO	4,45 - 7,35	6,21 - 6,70	6,73 - 4,55	4,22 - 1,49	8,02 - 7,64	3,85 - 7,74	7,9 - 4,23	3,42 - 1,27	1,67 - 0,13	3,75 - 2,19	5,17 - 2,89
CaO	6,01 - 8,15	7,88 - 9,24	5,94 - 8,40	5,1 - 7,12	8,04 - 9,09	3,46 - 7,45	7,15 - 9,85	2,28 - 3,61	1,21 - 2	2,51 - 3,93	3,72 - 4,23
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3,73 - 5,48	2,49 - 4,5	2,63 - 4,5	4,73 - 6,15	2,55 - 4,12	3,44 - 8,42	0,78 - 3,09	5,91 - 8,27	8,13 - 11,72	5,7 - 7,4	6,5 - 6,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,5 - 1,48	0,22 - 0,28	0,26 - 0,47	0,45 - 0,92	0,21 - 0,22	0,37 - 0,62	0,15 - 0,78	0,38 - 0,04	0,24 - 0,74	0,15 - 0,06	0,61 - 0,35

Tableau I.1 : Récapitulation de la minéralogie et des caractéristiques géochimiques des différents faciès du massif d'Ansignan.

## II-GEOCHIMIE DES ROCHES

### 1- Introduction

Les roches basiques et intermédiaires présentes dans la catazone du massif de l'Agly peuvent être classées, suivant leur mode de gisement, en 3 grands groupes :

- masse basique à grain grossier correspondant au plateau de Trilla. Les petites intrusions de "l'Homme Mort" et celle au nord de "al Roucatas" se rattachent du point de vue texture et minéralogie à la masse de Trilla. Ces roches sont formées d'une paragenèse à orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + biotite.

- des enclaves et des bancs plus ou moins continus à grain fin et d'épaisseur allant du décimètre au mètre. Ces roches sont à orthopyroxène + plagioclase + biotite. Le clinopyroxène n'a jamais été observé dans les enclaves. Il est rare (sous forme de petits cristaux minuscules) dans quelques bancs.

- dykes centimétriques à grain très fin recoupant la masse précédente. Ces roches sont à clinopyroxène + orthopyroxène + hornblende + biotite + plagioclase. Elles sont localement impliquées (à l'état d'enclaves) dans des filons composites dont la matrice est constituée en partie de granite micropegmatitique (57B et D).

Nous avons proposé précédemment au cours de l'étude pétrographique que les roches basiques d'Ansignan sont en grande partie modifiées, aussi bien du point de vue minéralogique que chimique et notamment par lessivage de la chaux des pyroxènes et par biotitisation. Ainsi une classification en fonction des paragenèses est inadéquate.

Les proportions de plagioclase dans chaque échantillon sont très variables. D'autre part, la taille des grains feldspathiques est plus ou moins uniforme et leurs faces de bordures sont rarement développées. Ainsi l'identification dans ce cas des roches cumulatives est très délicate. Cependant, les variations dans l'abondance des plagioclases se répercutent sur la composition de la roche totale par des teneurs très variables en alumine et en Sr. La teneur en alumine des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan est dans la grande majorité des échantillons supérieure à 18%. Il est probable que ces échantillons soient constitués d'un mélange en proportions variables de cristaux feldspathiques formés par séparation partielle et accumulation locale, et de liquide résiduel. Nous serons donc amenés par la suite, dans l'étude chimique, à tenir compte de la présence éventuelle dans ces roches de termes cumulatives.

L'un des buts fixés dans ce travail était de tester la complexité du matériel basique associé aux granitoïdes hercyniens du massif de l'Agly. Ainsi, au cours de cette étude géochimique, nous allons dans une première étape identifier les différents ensembles géochimiques de roches basiques et ce indépendamment de leur mode de gisement et de leur paragenèse. Pour cela nous devons faire appel aux éléments



incompatibles. Ces éléments ont la propriété de se concentrer dans les liquides au cours de la cristallisation magmatique. Ainsi, les rapports de ces éléments, caractéristiques des sources mantelliques, restent constants dans une famille issue d'un même liquide. Sur des diagrammes barycentriques (par exemple les diagrammes triangulaires), les termes cumulatifs conservent sensiblement les mêmes proportions entre les éléments hygromagmaphiles que les liquides dont ils sont issus. Cette hypothèse suppose bien entendu que :

1- il y a une proportion assez importante de liquide intercumulus car les teneurs en certains éléments chimiques sont conditionnées par la proportion des minéraux accumulés. Ainsi une identification des séries magmatiques à partir des roches intensément cumulatives est inadéquate. L'absence de roches typiquement cumulatives, d'après la définition de Wager et al. (1960), dans les roches basiques du massif d'Ansignan nous permet de surmonter cette première difficulté.

2- les éléments pris en compte ont un comportement inerte. Notre choix d'éléments hygromagmaphiles se portera sur des éléments que l'on suppose suffisamment inertes dans les processus métasomatiques pour que leurs rapports ne soient pas modifiés au cours des échanges chimiques avec l'encaissant.

3- ces éléments aient effectivement un caractère hygromagmaphile. Dans la plupart des séries magmatiques de référence, par exemple les séries calco-alcalines et tholéïtiques du Japon (Aramaki, 1963), les séries calco-alcalines des Andes (Deruelle, 1978) le titane et le phosphore sont compatibles à partir de  $MgO = 4\%$  pour  $TiO_2$  et de 3 à 4% pour  $P_2O_5$ . Ainsi pour éviter les perturbations que peut provoquer une accumulation des phases porteuses de ces éléments, ne seront portées dans une première étape que les roches dont la teneur en  $MgO$  est supérieure à 4,5%. Nous porterons par la suite les roches plus évoluées sur ces diagrammes pour examiner le type de variation que peut introduire la compatibilité de l'un ou l'autre élément.

Dans une seconde étape, nous examinerons les variations à l'intérieur de chaque faciès géochimique à l'aide de diagrammes plus simples du type Harker. Dans ce type de diagramme, l'évolution des compositions globales des roches est perturbée par les modifications métasomatiques que peut subir un élément et par les variations liées au processus d'accumulation, ce qui fait apparaître des discordances par rapport à l'évolution des compositions des liquides. Dans ces conditions, le problème majeur est d'identifier d'une part les teneurs primaires du "liquide" et d'autre part l'importance de l'accumulation dans celui-ci, ce qui revient à déterminer les compositions des liquides s.s.

La dernière étape consiste à discuter les variations à l'échelle du massif après la caractérisation des différents faciès géochimiques des roches acides.

## 2- Distinction chimique des différentes familles de roches basiques et intermédiaires

Lorsque nous employons le terme "de roches basiques", c'est par opposition aux faciès acides et à la chamockite notamment.

Les analyses des roches sont présentées dans le tableau I.1 en annexes et sont classées par ordre alphabétique croissant des différentes familles géochimiques et par ordre numérique croissant des échantillons au sein d'une même famille. Nous avons aussi analysé quelques échantillons de la série tholéitique ( $\alpha$ ) de Fonteilles (1976) qui est constituée par des bancs basiques intercalés dans le socle. Ces échantillons sont représentés par le groupe (a).

L'utilisation des diagrammes triangulaires utilisant les constituants incompatibles : Ce, Zr, Y,  $P_2O_5$  et  $TiO_2$ , qui sont réputés inertes au cours du métamorphisme et de la métasomatose (Floyd et Winchester, 1978 ; Fonteilles, 1981 ; Cabanis, 1986 ; Holden et al., 1991), nous a permis de mettre en évidence quatre groupes géochimiques de roches basiques.

1- Les groupes A et a se caractérisent sur les diagrammes ( $TiO_2$ , Y, Zr) et ( $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Zr) par un rapport  $TiO_2$  (%)/Zr (ppm) élevé ( $\sim 0.025$  dans A et a contre  $\sim 0.007$  dans B et C et 0.003 dans C1) (fig. I.1A). Le rapport  $TiO_2/P_2O_5$  élevé dans (a) (teneurs absolues faibles en  $P_2O_5$ ), indique que le groupe A ne peut être identifié à la lignée ( $\alpha$ ) de Fonteilles. La constance du rapport  $TiO_2/Zr$  ainsi que leurs teneurs absolues très voisines en certains éléments ( $TiO_2$ , Ce, Zr...) indiqueraient une certaine affinité entre les deux groupes et qu'ils peuvent être regroupés au sein d'une grande famille subdivisée elle-même en sous groupes.

2- Le groupe B est assez homogène et caractérisé par un rapport  $P_2O_5/Y$  relativement faible (fig. I.1B). Le rapport  $P_2O_5/TiO_2$  est en moyenne plus bas dans le groupe B que dans les groupes C et C1.

3- Les groupes C et C1 sont moins bien séparés sur ces diagrammes. Les seuls rapports discriminants entre eux sont :  $Zr/Y$ ,  $Zr/TiO_2$  et  $Ce/Y$  (fig. I.1). Bien que les champs des 2 groupes se superposent, nous constatons que pour des rapports Fe/Mg voisins, les rapports  $Zr/Y$ ,  $Zr/TiO_2$  et  $Ce/Y$  sont très différents. Les roches du groupe C1 sont d'autre part caractérisées par des teneurs absolues élevées en Cr,  $P_2O_5$ , Th, Ce, Zr, Nb (fig I.4) qui ne s'accordent pas avec leur rattachement à C.

Dans le groupe C, nous constatons que les rapports  $P_2O_5/TiO_2$  et  $Y/TiO_2$  sont constants alors que les rapports  $Zr/Y$  et  $Zr/P_2O_5$  sont variables, ce qui pourrait suggérer un caractère plus ou moins compatible du Zr. Or l'examen pétrographique montre que dans ce faciès le zircon forme de gros cristaux interstitiels de répartition très hétérogène (certaines lames en sont pratiquement dépourvues). D'autre part,

## Liste des symboles et des abréviations des figures I. 1 à I. 58

**A :** }

**B :** } groupes géochimiques des roches basiques

**C :** }

**D :** }

**a :** }

**An.opx** : charnockite d'Ansignan : faciès à orthopyroxène + biotite

**An.gt** : charnockite d'Ansignan : faciès à grenat + biotite

**An.pgt** : charnockite d'Ansignan : faciès à orthopyroxène + grenat + biotite

**An.bio** : charnockite d'Ansignan : faciès à biotite seule

**Pal** : charnockite de Palmade

**Pal.enc** : enclaves basiques dans la charnockite de Palmade

**Gbl** : granite blanc à grenat

**Fel** : granite de Felluns

**cas** : granite de Cassagnes

**caram** : gneiss de Caramany

**enc.sed** : enclave sédimentaire

**2pyr** : paragenèse à 2 pyroxènes

**opx** : paragenèse à opx seul

**pyr + am1** : paragenèse à 2 pyroxènes + amphibole primaire

**pyr + am2** : paragenèse à 2 pyroxènes + amphibole secondaire

**CA** : association calco-alcaline de Millas (Clavières, 1990 et Messaoudi, 1990)

**T** : lignée tholéiitique du Japon (Aramaki, 1963)

**MgK** : association magnésio-potassique des Crêtes (Verkaeren et al., 1991)

groupe = ■ A □ B ▼ C ◇ C1 ○ a

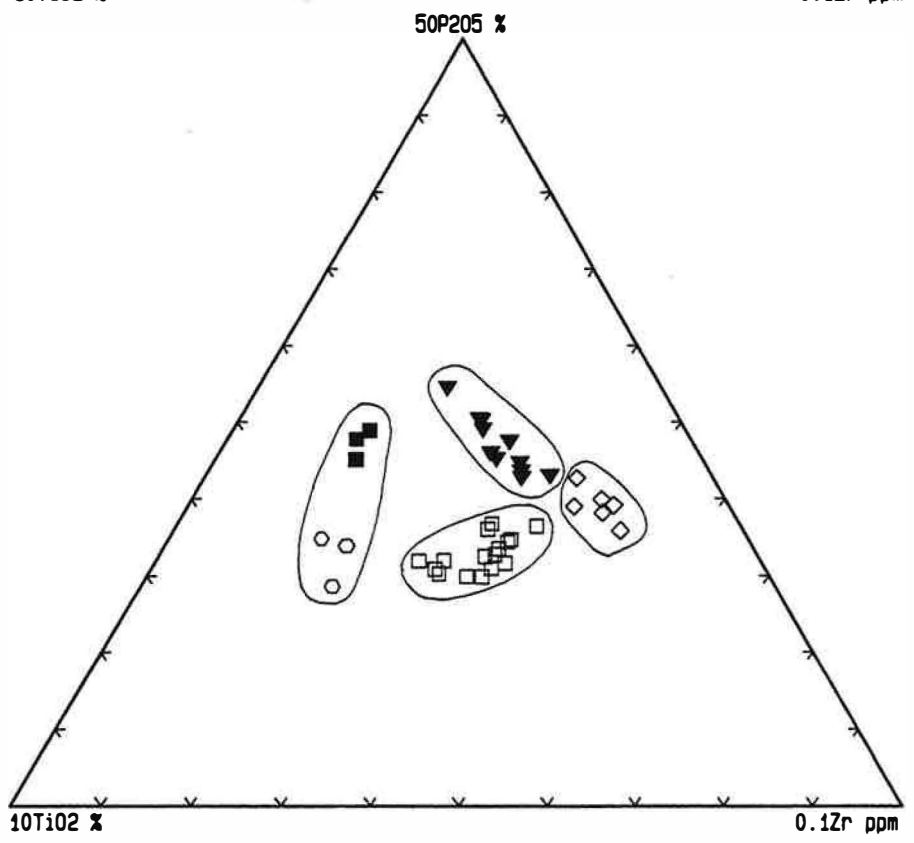
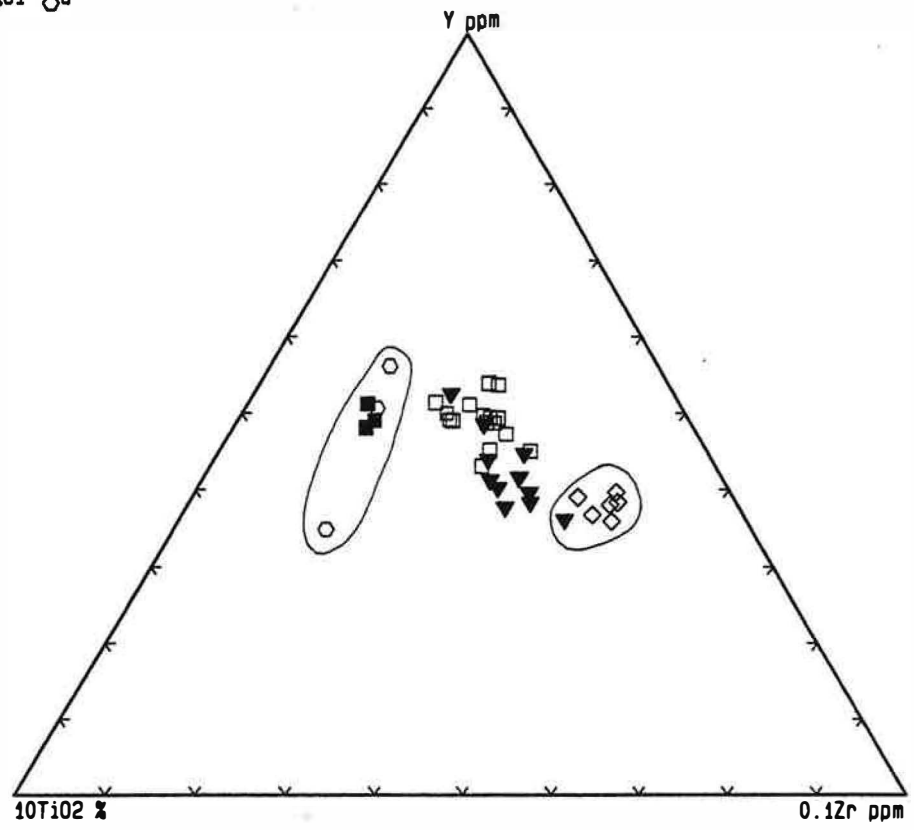
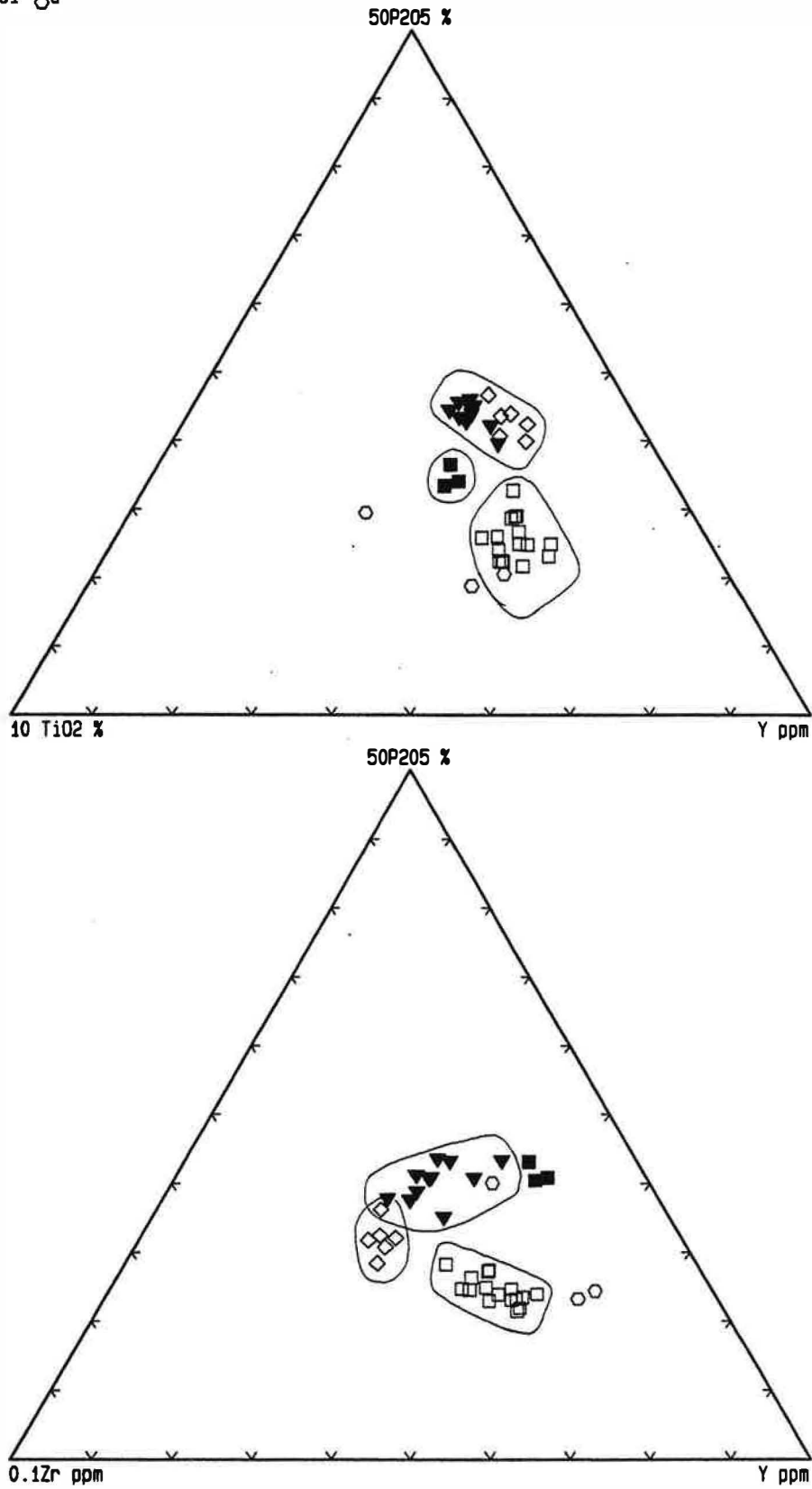


Figure I . 1A : Distinction, dans le massif d'Ansignan, des différentes familles de roches basiques dont la teneur en MgO est supérieure à 4.5 % .

groupe = ■ A □ B ▼ C ◇ C1 ○ a



**Figure I . 1B** : Distinction, dans le massif d'Ansignan, des différentes familles de roches basiques dont la teneur en MgO est supérieure à 4.5 %.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ○ a

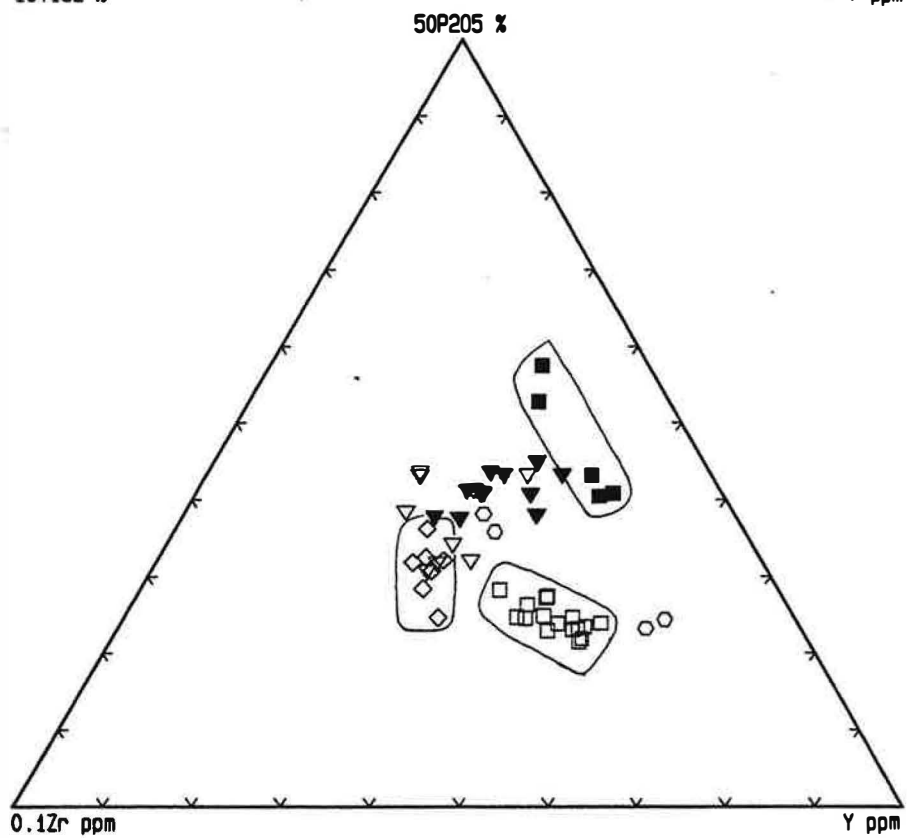
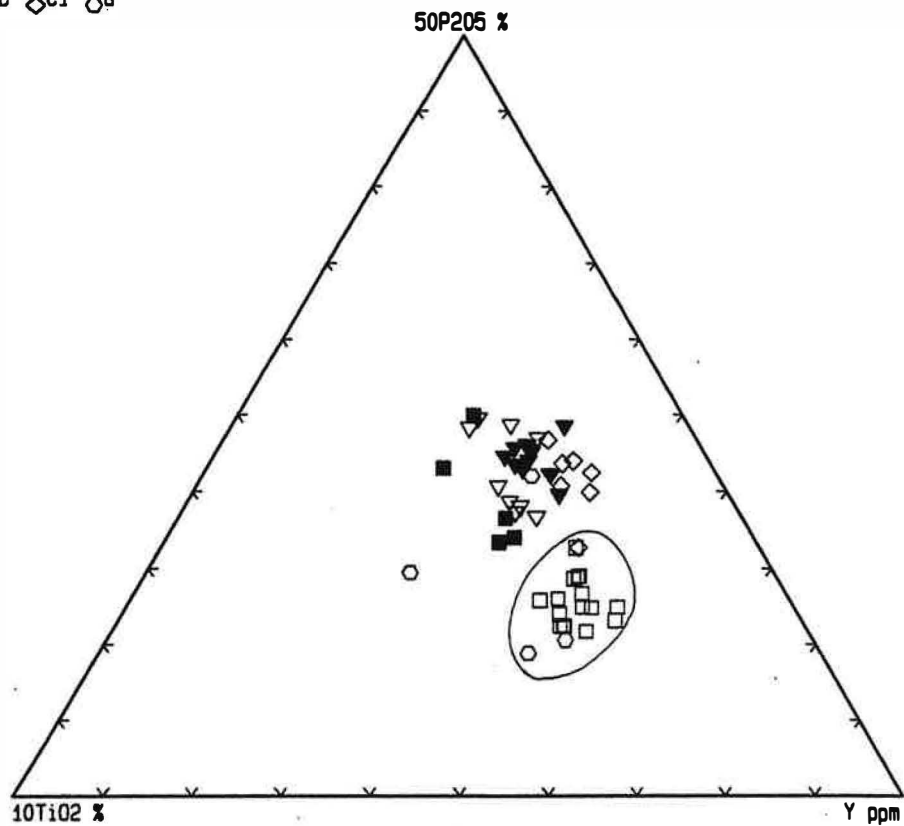


Figure I . 2A : Distinction des différentes familles de roches basiques et intermédiaires dans le massif d'Ansignan .

groupe = ■A □B ▼C ▽D ◇C1 ○a

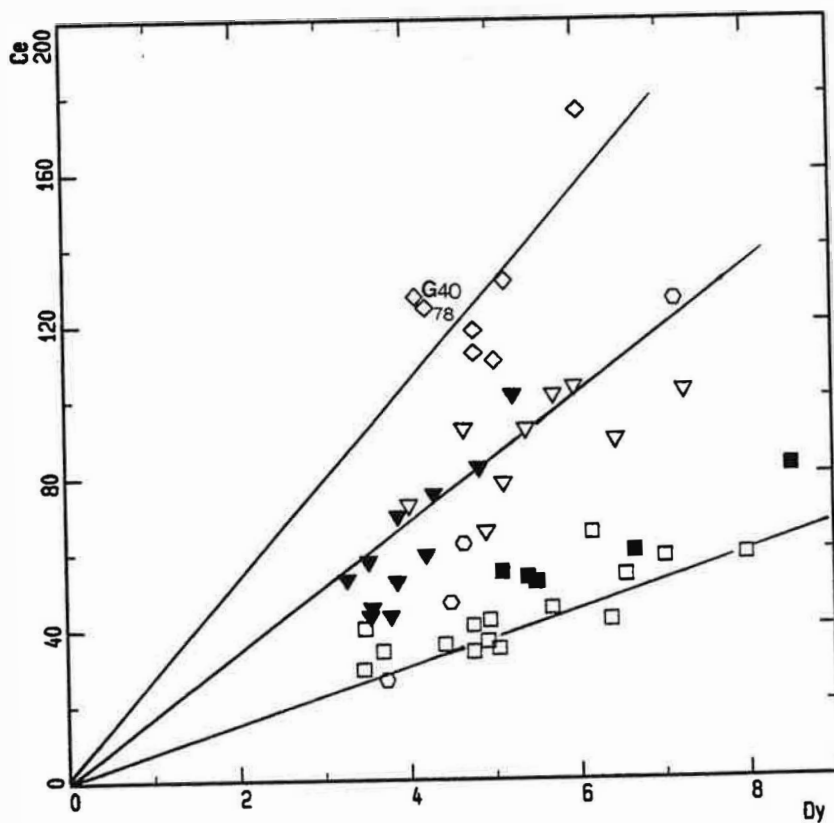
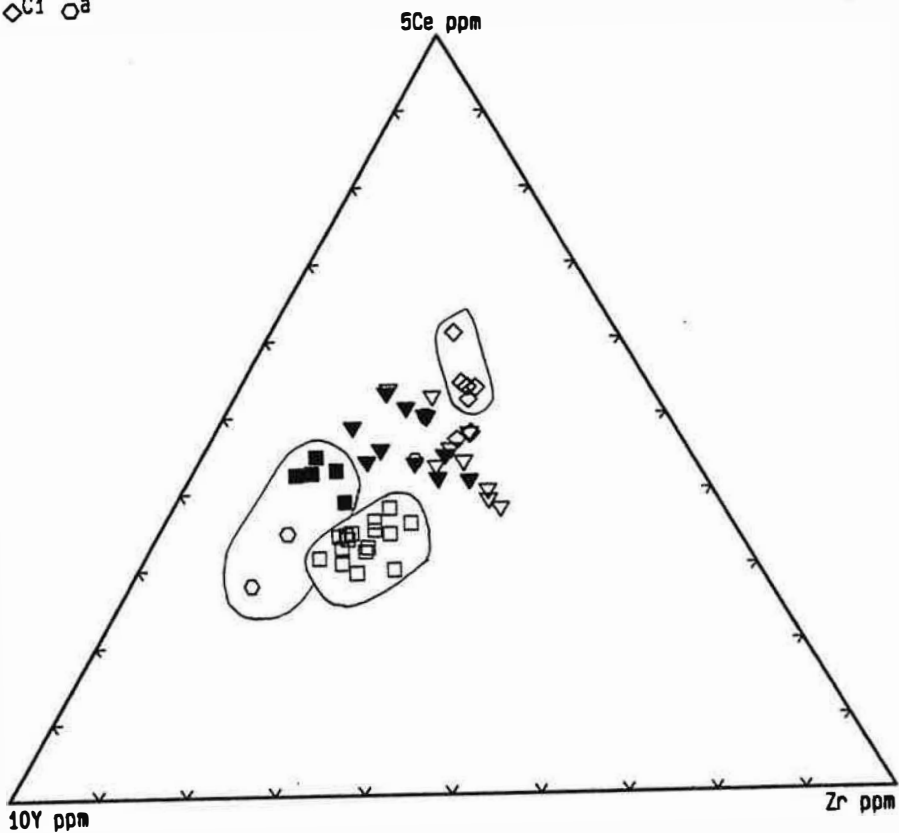


Figure I .2B : Distinction des différentes familles de roches basiques et intermédiaires dans le massif d'Ansignan .

nous constatons que pour une même teneur en MgO la teneur en Zr est très variable, en particulier l'échantillon 52B est riche en cet élément (Zr = 228 ppm pour MgO = 5,27 dans G33, Zr = 148 pour MgO = 5,36, dans 110, Zr = 178 pour MgO = 5,10%). Cette hétérogénéité des teneurs en Zr pourrait s'expliquer par un effet de pépité. Les variations des rapports Ce/Y et  $P_2O_5/Y$  dans ce groupe sont probablement aussi liées aux variations de Zr (Y est un élément concentré dans le zircon).

En reportant sur ces diagrammes l'ensemble des roches intermédiaires dont  $MgO < 4.5$  (fig. I.2), il apparaît un nouveau groupe D qui ne contient que des termes intermédiaires. Le groupe B qui n'est constitué que par les roches dont  $MgO > 4.5\%$  se distingue nettement de D. En revanche la distinction entre D d'une part et C1 ou C d'autre part n'est pas évidente. Trois hypothèses peuvent être évoquées pour expliquer les relations entre ces trois groupes :

- 1- le groupe D est un terme différencié de C1
- 2- les roches de D sont des termes évolués de C
- 3- le groupe D est différent de C et C1.

Le groupe D ne peut être un terme évolué de B car ces deux groupes sont caractérisés par des rapports Ce/Dy et Ce/Y différents (fig. I.2B). Les variations de CaO,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  et  $Fe_2O_3$  ne s'accordent pas non plus avec cette hypothèse (fig. I.13, 14 et 16).

L'examen de la figure I.3 (voir discussion § 3-2 pour les modalités d'utilisation de ce diagramme) montre que l'hypothèse 2 implique que le groupe C représenterait des cumulats plagioclasiques précoces de D et dont le magma parent serait absent ou bien que les termes ferrifères de D sont des cumulats éclatés à ilménite de C. Cette hypothèse est invraisemblable car les roches de type D sont caractérisées par des teneurs en alumine identiques à ceux de C, les termes peu magnésiens de C sont même moins alumineux que les roches de D (fig. I.13). Les variations de  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  et CaO ne s'accordent pas non plus avec l'interprétation de C comme des cumulats plagioclasiques de D (fig. I.16 et 17).

Le groupe C1 est caractérisé par des teneurs absolues élevées en Th, Nb, Ce,  $P_2O_5$  et Zr par rapport aux autres roches basiques (fig. I.4). Le rapport Ce/Dy est élevé dans C1. Il est de l'ordre de 25 dans C1, 15 dans C et D et 8 dans B (fig. I.2B). Nous considérons donc que D constitue une famille individualisée différente de C et C1.

## 2-1 Conclusion

Les rapports d'incompatibles sont un outil intéressant pour la discrimination des séries magmatiques. L'utilisation de Ce, Zr, Y,  $P_2O_5$  et  $TiO_2$  nous a permis de mettre en évidence quatre familles de roches basiques aux quels s'adjoint un autre groupe qui ne contient que des termes intermédiaires. Le caractère inerte de ces éléments



que nous étions amenés à postuler se trouve justifié a posteriori. Il est intéressant de remarquer que ces groupes géochimiques définis ne peuvent pas être reliés simplement à la distribution cartographique des différents termes (carte en annexes):

- le groupe A est formé essentiellement par des roches basiques à grain variable. Il est grossier (type la masse principale) dans 73, 88 et 108D et beaucoup plus fin dans 167A, B. En fait, dans l'affleurement du point 73 où nous avons pu observer le contact avec la chamockite, ces roches se présentent sous forme d'une grosse enclave à grain grossier au coeur, les bords en contact avec la chamockite sont à grain fin et sont bordés de pegmatite.

- le groupe B contient les bancs basiques à grain fin situés près d'Ansignan, ceux qui se prolongent le long de la route Ansignan-Trilla, mais aussi les roches tardives gabbrodioritiques en dykes subverticaux recoupant la masse basique de Trilla et les petites intrusions basiques à grain grossier de "l'Homme mort" et celle située vers la base de la chamockite au nord de "al Roucatas".

- le groupe C est formé essentiellement par la masse basique principale formant le plateau de Trilla et par un banc basique à grain moyen situé au toit de la chamockite.

- le groupe D est formé par les bancs basiques à grain moyen au toit de la chamockite et qui longent la route Ansignan- Le Vivier.

- le groupe C1 est formé par des roches à grain fin et qui forment soit des bancs, d'une puissance d'environ 20 cm au toit de la chamockite près du contact avec les gneiss de Caramany (échantillons 78, G40 et 157C), soit des petites enclaves décimétriques disséminées dans la chamockite (59A, 59B, 55B et 56A).

### **3-Characterisation géochimique des différentes familles de roches basiques**

Comme nous l'avons souligné plus haut, la caractérisation des différents ensembles de roches basiques et intermédiaires nécessite de prendre garde à un certain nombre de phénomènes que l'on peut considérer comme normaux dans les associations plutoniques acide-basiques. Parmi ces phénomènes, on peut signaler l'accumulation à laquelle peut se superposer des phénomènes de mélange et de métasomatose par échanges chimiques avec l'encaissant granitique. Ces échanges chimiques sont d'autant plus accentuées que le contraste chimique entre les roches basiques et le granite encaissant est important. Ils se traduisent surtout par une transformation des paragenèses primaires des roches basiques et notamment par leur biotitisation.

### **3-1 Biotitisation des enclaves basiques et des bords des bancs basiques en contact avec la charnockite**

Nous avons suggéré au cours de l'étude pétrographique que les assemblages minéralogiques primaires des enclaves et des bancs basiques de petite taille (décimétriques) sont modifiés par biotitisation et lessivage de la chaux des pyroxènes. Dans ces roches, nous constatons un développement de la biotite au dépens de l'orthopyroxène. La biotite constitue la phase ferromagnésienne dominante. Dans certains "poissons" basiques le pyroxène a complètement disparu. Ce phénomène est observé aussi dans les contacts des roches basiques avec la charnockite.

Les échantillons 157C et 59A du groupe C1 montrent une proportion importante de biotite dont certaines sont liées à la transformation des phases précoces (orthopyroxènes). Cette transformation est beaucoup moins accentuée dans les échantillons G25 et G19 du groupe B, dans les roches tardives gabbrodioritiques (52C,D et 57C) appartenant aussi au groupe B et dans l'échantillon 113B du groupe D. Toutes ces roches sont caractérisées par un rapport  $K_2O/Na_2O$  très élevé que nous considérons comme acquis de façon secondaire par biotitisation.

### **3-2 Etude des phénomènes d'accumulation dans les roches basiques et intermédiaires d'Ansignan**

Les roches "basiques" d'Ansignan se caractérisent par des teneurs élevées en alumine. Elles sont dans la majorité des échantillons supérieures à 17.5% (fig. I.13). Nous pouvons ainsi envisager, à titre d'hypothèse de travail, que ces roches sont constituées d'un mélange entre une fraction solide plagioclasique formée à un stade donné de l'évolution magmatique et le liquide résiduel.

Dans le diagramme AIFM utilisé par Fonteilles (1976) pour la distinction des cumulats, cet auteur avait distingué deux types de cumulats :

- les cumulats "totaux" formés par accumulation locale de tous les cristaux formés et ségrégation partielle des phases solides accompagnée d'une partie du liquide résiduel ;
- les cumulats "éclatés", caractérisés par un tri plus ou moins sélectif des phases accumulées. Ceci conduit à la formation de deux types de cumulats : l'un enrichi en plagioclase (cumulat feldspathique), l'autre appauvri en plagioclase (cumulat ferromagnésien).

Ce diagramme est utile pour la distinction des cumulats "éclatés" feldspathiques et ferromagnésiens mais ne permet pas la distinction des cumulats totaux (ferromagnésiens + feldspathiques) qui sont difficilement séparables des liquides. Pour ceci, nous ferons appel à des diagrammes binaires en coordonnées normales et faisant intervenir un constituant compatible en fonction d'un incompatible. Dans ce genre de diagrammes l'évolution des liquides est matérialisée par une courbe alors

que les roches cumulatives (feldspathiques et/ou ferromagnésiennes) relativement appauvries en liquide résiduel s'en éloignent vers des teneurs plus basses en constituants incompatibles.

Le report des analyses de roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan dans le diagramme AIFM (fig. 1.3), montre que les ensembles géochimiques distingués à l'aide des éléments traces se retrouvent sur celui-ci. Ceci suggère un caractère inerte de ces éléments. Les groupes a, D et les échantillons 88 et 108D (groupe A) sont plus riches en fer que C et B. Cet enrichissement est beaucoup plus marqué dans A (88 et 108D) et (a) que D. Le groupe C est par contre décalé vers le pôle magnésien. En fait, l'étude des pyroxènes et des biotites montre que, indépendamment des phénomènes d'accumulation, le rapport XFe de ces minéraux est beaucoup plus élevé dans les groupes A et D que dans B et C. Le caractère ferrifère de ces groupes est donc primaire.

Dans le diagramme AIFM, nous constatons que le rapport Fe/Mg est assez variable dans les groupes B et C1. Il l'est beaucoup moins dans C et D. Cette variation du rapport Fe/Mg ainsi que les variations d'autres éléments tel que Cr (fig. 1.4) mais aussi Ni et V suggèrent un caractère différencié des groupes B et C1.

Dans le groupe A, le nombre réduit d'échantillons nous ne permet pas d'aborder l'étude des phénomènes d'accumulation. Dans le groupe D qui est relativement différencié, nous constatons que les variations des teneurs en constituants incompatibles s'accompagnent d'une faible variation de Cr (fig. 1.4) et de MgO. Ceci suggère que les variations que l'on observe dans ce groupe sont dues à des variations dans les proportions des phases accessoires porteuses de ces éléments (apatite et zircon), ou autrement à une variation de la quantité de liquide résiduel dans chaque échantillon.

#### Etude des phénomènes d'accumulation dans le groupe B

L'échantillon G25 qui montre une texture de cumulat ferromagnésien (adcumulat à pyroxène d'après la définition de Wager et al., 1960) est à  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9,99\%$ ,  $\text{MgO} = 12,9\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,3\%$ .

Pour un rapport Fe/Mg constant, les points 53A, (57A), F787 et 87 du groupe B sont décalés vers le pôle alumineux dans le diagramme AIFM (fig. 1.3). L'enrichissement marqué en Sr des points 53A, 87 et F787 reflète le caractère fortement cumulatif en plagioclase de ces échantillons. L'absence d'un tel enrichissement dans 57A suggère une composition intermédiaire de celle-ci (roche modérément cumulative).

Ces échantillons sont par contre appauvris en constituants ferromagnésiens :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO, MnO,  $\text{TiO}_2$  et (Sc). Leurs faibles rapports Fe/Mg par rapport à celui des roches tardives gabbro-dioritiques (52C, 52D, 57C et G19) (groupe B) indiquent qu'ils

proviendraient d'un liquide moins évolué que ces derniers. En effet les pyroxènes de 53A et 87 ont des compositions en moyenne plus magnésiennes que ceux des roches tardives gabbro-dioritiques (52C,D et 57C). Ces roches tardives sont à grain très fin et sont dépourvues de phénocristaux plagioclasiques. Sous réserve des modifications qu'auraient subies leurs teneurs en alcalins, notamment par biotitisation, leur composition peut être identifiée à celle d'un liquide.

Il faut toutefois remarquer que si les teneurs en Ni et Cr de F787 s'accordent avec son interprétation comme un cumulat précoce (rapports Cr/Mg et Ni/Mg relativement élevés), les faibles teneurs en ces éléments de 53A et 87 sont incompatibles avec cette hypothèse.

L'échantillon 57A représenterait un cumulat éclaté enrichi en plagioclase d'un liquide dont la composition serait proche de celle des roches gabbrodioritiques.

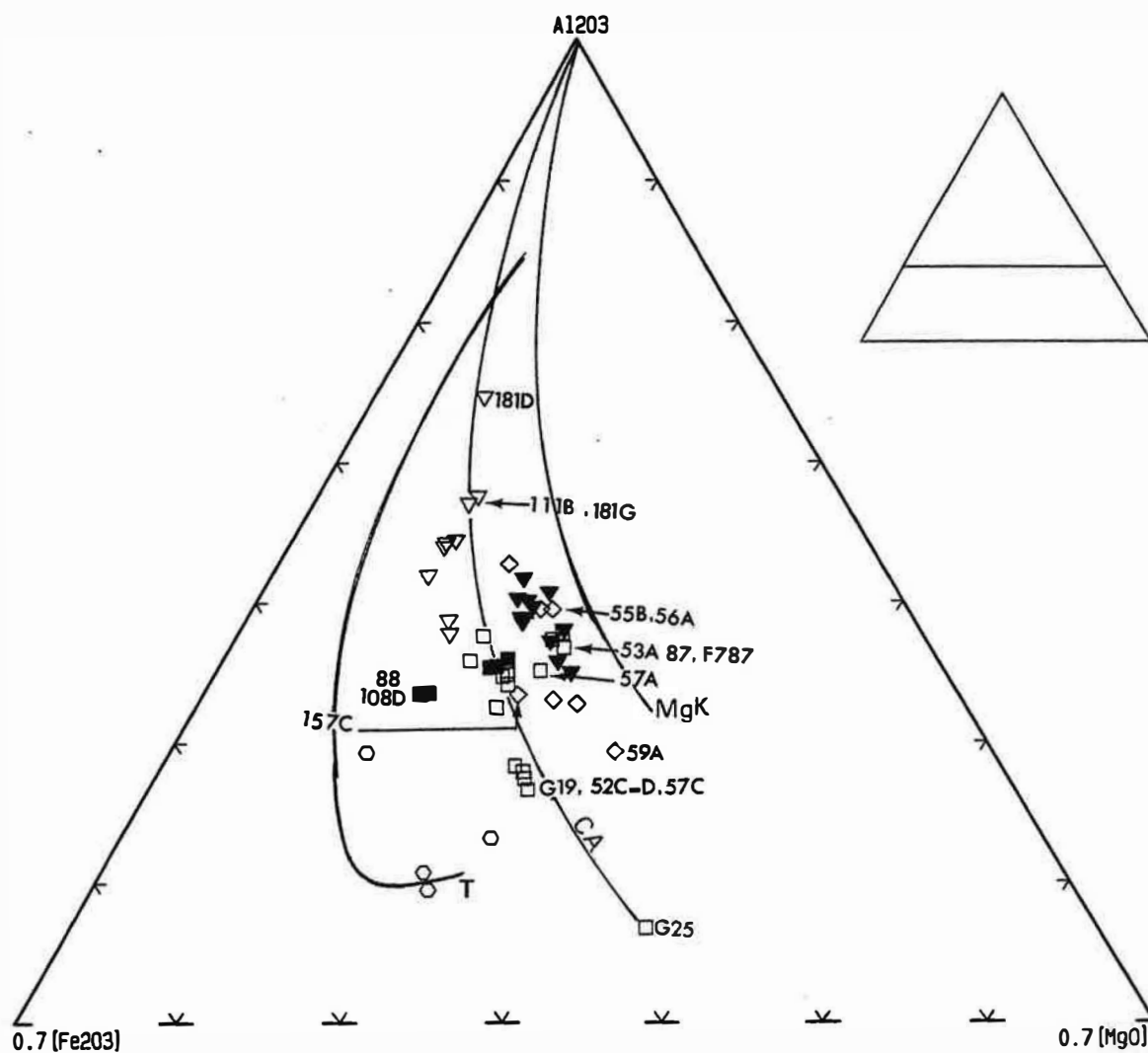
Les échantillons cumulatifs distingués ci dessus sont caractérisés, pour une même teneur en Cr (constituant compatible), par des concentrations en constituants incompatibles (Ce, Nb, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Zr) relativement basses (fig. I.4). Dans ces diagrammes, l'échantillon 81 qui a une position normale sur le diagramme AIFM est décalé vers les faibles teneurs en constituants incompatibles (pour des teneurs en Cr constantes). Si l'on excepte ces échantillons, nous constatons que les roches des groupes B peuvent être identifiées à des "liquides" évoluant par cristallisation progressive. Dans ces diagrammes les teneurs en constituants incompatibles du groupe B dessinent des courbes d'évolution.

Le groupe B présente donc une famille différenciée évoluant par cristallisation plus ou moins fractionnée. Cette différenciation s'accompagne d'une variation du rapport Fe/Mg du magma, de la formation de cumulats ferromagnésiens (G25) et plagioclasiques (53A, 87 et F787) ; les liquides résiduels, après extraction de ces cumulats, suivent des courbes d'évolution caractéristiques. En effet, le grain relativement fin des roches de B suggère que leurs compositions peuvent être identifiées à celles des liquides.

#### Etude de l'accumulation dans le groupe C

Ce groupe est relativement homogène par rapport à B. Les échantillons 68, 71 et 110 (les teneurs en Zr et Ce de cet échantillon sont normales) sont décalés dans les diagrammes de la figure I.4 vers les faibles teneurs en constituant incompatible (pour des teneurs en Cr données). Ceci suggère une faible accumulation plagioclasique dans ces roches bien que leurs teneurs en alumine ne soit pas particulièrement élevée. Si l'on excepte ces échantillons, nous constatons que, comme dans le cas de B, les variations observées peuvent être identifiées à des "liquides" évoluant par cristallisation progressive. Les tendances évolutives sont beaucoup plus nettes dans B que dans C.

groupe = ■A □B ▼C ▽D ◇C1 ○a



**Figure I. 3 :** Position des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan dans le diagramme AIFM (d'après Besson et Fontelles, 1974).

CA : association calco-alcaline de Millas (Clavières, 1990)

T : lignée tholéiitique du Japon (Aramaki, 1963)

MgK : association magnésiopotassique des Crêtes (Données dans Verkaeren et al., 1991)

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ○ a

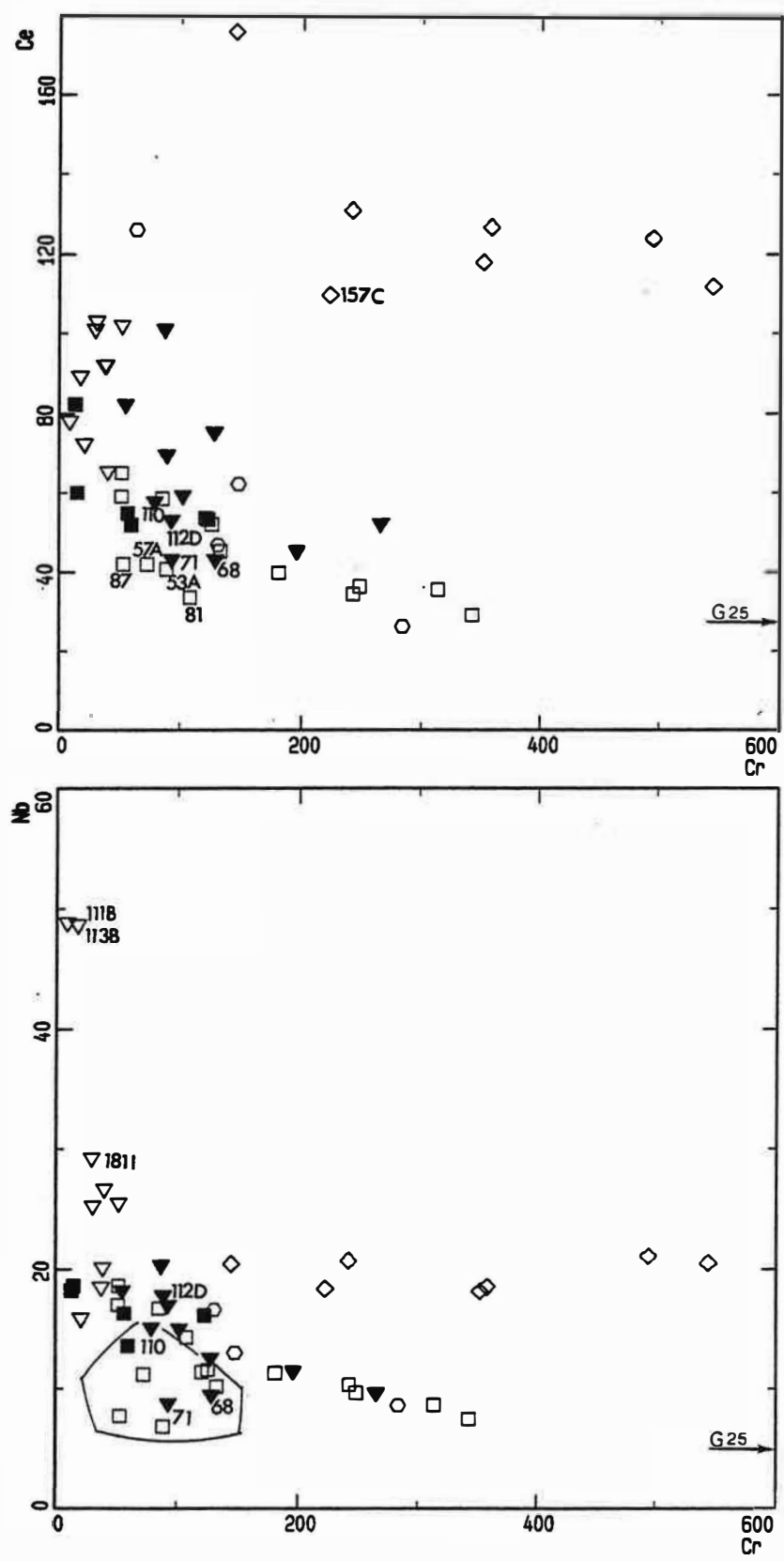


Figure I 4A : Variations lineaires de Ce et Nb en fonction du Cr dans le groupe C1.  
 Dans B et C, ces variations dessinent des courbes d'évolution. Les roches plus ou moins cumulatives sont décalées vers les faibles teneurs en Ce et Nb.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ○ a

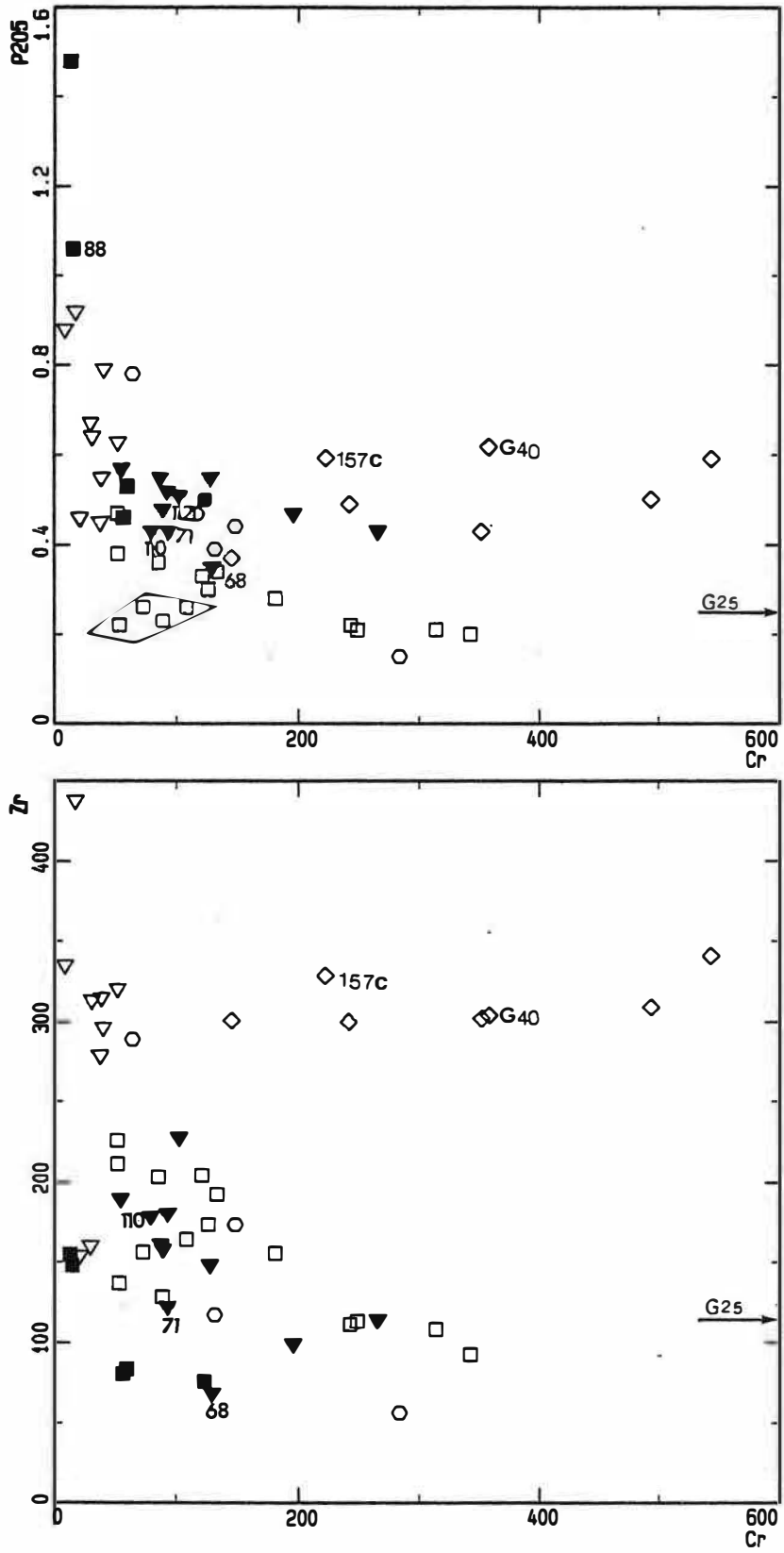


Figure I .4B : Même légende que 4A ; variation de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Zr en fonction du Cr.

groupe = ■A □B ▼C ▽D ◇C1 ○a

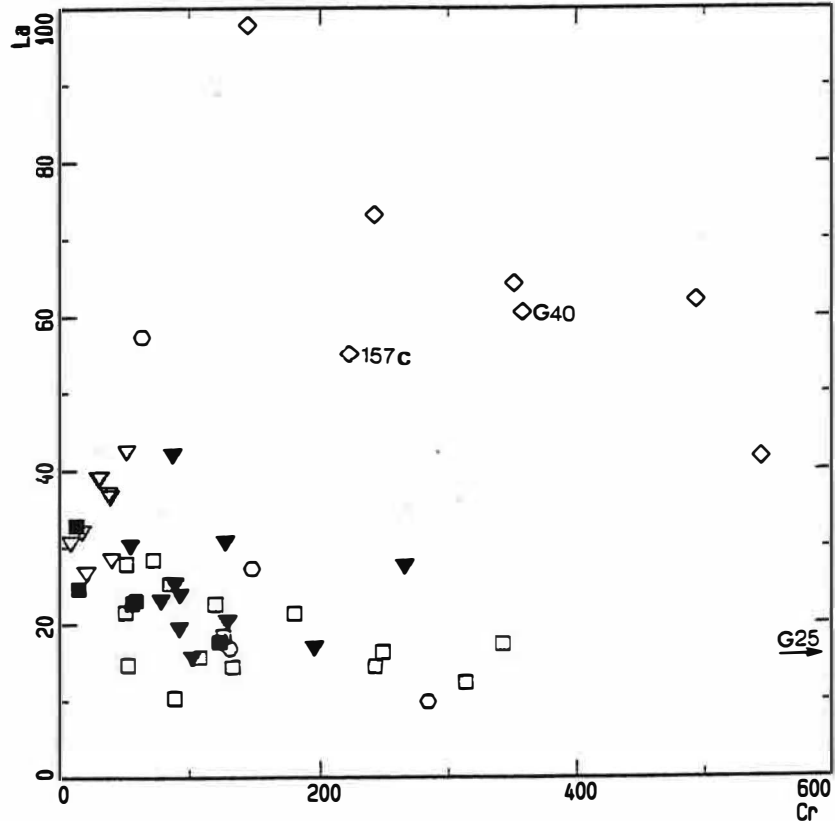
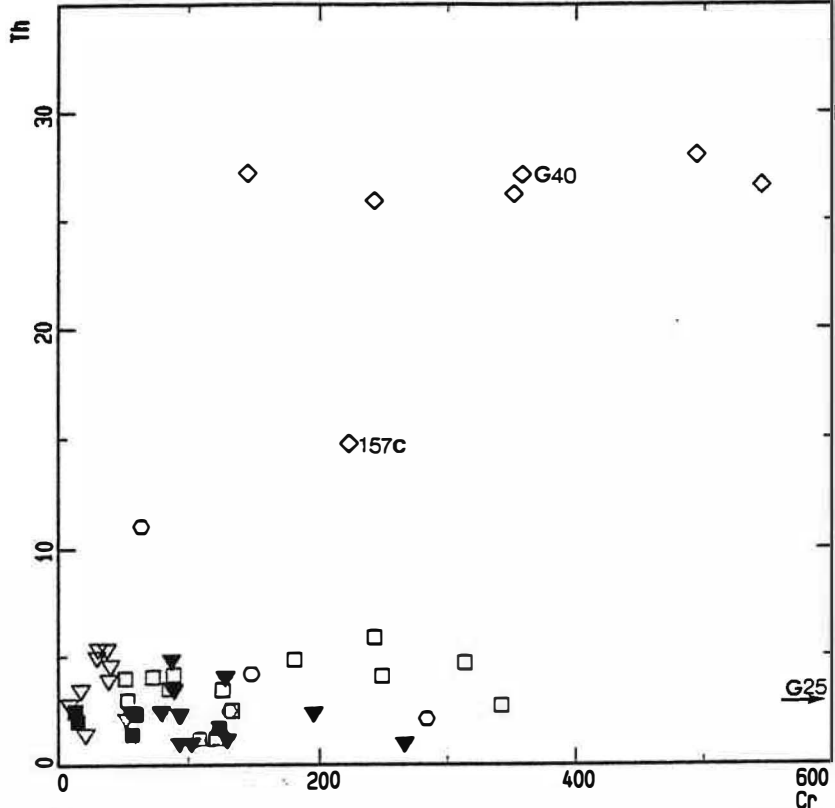


Figure I.4C : Même légende que 4A ; variation de Th et La en fonction de Cr.



## Etude de l'accumulation dans le groupe C1

Le groupe C1 qui se caractérise par des concentrations très élevées en incompatibles, montre une évolution où les teneurs en Zr, Nb,  $P_2O_5$ , Th et Y restent presque constantes alors que les variations de Cr sont énormes (Cr varie de 544 à 145 ppm) (fig. I.4).

Si l'on examine en détail les variations au sein de ce groupe, nous pouvons distinguer le cas particulier de 157C et G40. Ces deux échantillons sont caractérisés par des teneurs relativement élevées en  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , CaO et faibles en  $SiO_2$  (fig. I.13, 14, 16 et 17). Ceci suggère que le mécanisme de différenciation dans ces deux échantillons est différent de celui des autres roches de la même famille.

Le grain fin des roches du groupe C1 suggère que leur composition peut être identifiée à celle des liquides. La constance des teneurs en Th et Zr dans ce groupe suggérerait une saturation des liquides en Th et Zr et qu'à  $MgO = 7.74\%$ , la monazite et le zircon sont au liquidus. ceci paraît invraisemblable car la saturation en zircon et monazite pour des roches aussi magnésiennes ne peut être atteinte (Watson et al, 1983). Les variations importantes d'éléments compatibles (Cr et Ni) dont les concentrations sont liées à MgO par une loi linéaire ainsi que les variations très faibles en incompatibles rendent difficile leur interprétation comme une suite de liquides évoluant par cristallisation progressive. Ces variations ne peuvent non plus être expliquées par une simple accumulation car ces roches sont d'une part à grain fin et d'autre part les termes les plus magnésiens sont les plus riches en Zr, Th et Nb.

La variation légèrement différente du Ce par rapport au La est probablement d'ordre analytique.

L'hypothèse qui permet de rendre compte des variations relativement linéaires de Cr et Ni par rapport à MgO, de l'absence de variations pour un certain nombre de constituants incompatibles (Zr, Th,  $P_2O_5$  et Nb) est de considérer que ces variations sont le résultat d'une dilution d'un magma basique, initialement riche en incompatibles, par un magma de composition plus acide. Nous chercherons pas dans cette partie à déterminer l'origine et la composition de ce pôle acide de mélange qui fera l'objet d'une discussion détaillée dans la troisième partie. Nous nous contenterons seulement de faire remarquer que pour la plupart des éléments majeurs et traces, les termes intermédiaires du groupe C1 rejoignent le domaine de composition de la charnockite.

Dans ce qui suit, pour discuter l'évolution des liquides, nous serons amenés à ne pas tenir compte des roches intensément cumulatives ou très modifiées qui entraînent des variations non significatives de certains éléments. Nous examinerons par la suite (§. 6-1) la nature des assemblages minéralogiques responsables de la différenciation des roches basiques et intermédiaires.

### **3-3 Nature des magmas des différentes familles de roches basiques**

#### **3-3-1 Diagramme Th-Hf/3-Ta (fig. I.5)**

Ce diagramme proposé par Wood et al. (1979) et Wood (1980) permet surtout de séparer les séries orogéniques (arcs insulaires, marges continentales actives) caractérisées par un rapport Th/Ta élevé et généralement supérieur à 5. Cependant les études récentes de Thompson et al., 1982 montrent qu'une contamination crustale peut être à l'origine d'une variation du rapport Th/Ta. Il faut donc être prudent quant à l'application de ce diagramme aux roches plutoniques.

L'application de ce diagramme aux roches basiques de l'Agly sera réduit aux seuls échantillons analysés par activation neutronique. L'extrapolation de ces résultats à l'ensemble des échantillons de chaque groupe semble logique dans la mesure où les rapports d'incompatibles restent globalement constants au sein d'un même groupe.

Dans ce diagramme, les groupes B, C et C1 sont situés dans le champ des séries volcaniques des zones convergentes. Leur richesse en Th suggère un caractère nettement orogénique.

Pour pouvoir appliquer ce diagramme à l'ensembles des roches basiques, nous avons remplacé le Ta par Nb et Hf par Zr en les affectant d'un coefficient, déterminé à partir des rapports entre ces éléments dans les MORB (Bougault et al., 1978). Le rapport Nb/Ta = 16 et Hf/Zr = 40.

Les roches basiques de type B, C et C1 s'inscrivent clairement dans le domaine orogénique. La variation du rapport Zr/Th est probablement accentuée par les incertitudes sur les analyses de Th qui ne sont pas très fiables à basses teneurs.

#### **3-3-2 Diagramme triangulaire Zr - Ti/100 - 3.Y (fig. I.6A)**

Ce diagramme de Pearce et Cann (1973) utilisé pour la discrimination géodynamique des roches basaltiques a été par un certain nombre d'auteurs. Holm (1982) a indiqué que dans ce diagramme les tholéïites intracontinentales se situent dans le domaine des Morbs et des basaltes alcalins.

Dans le massif de l'Agly, les roches basiques du groupe B se placent dans le domaine des basaltes calco-alcalins (CAB) caractérisés par une pauvreté relative en titane et une richesse en zirconium. Le groupe A est à la limite entre le champ des basaltes intraplaques (WPB) et celui des tholéïites d'arc (IAT). Le caractère ferrifère et titanifère nous amène à considérer ces roches comme des tholéïites d'arc bien que les teneurs en titane soient relativement élevées dans A.

Le groupe C est en partie situé dans le domaine des CAB alors que les termes riches en Zr sont à l'extérieur des champs des différents sites géotectoniques. Nous pouvons considérer cependant que la moyenne de ce groupe C est dans le champ

des (CAB). Ce diagramme n'est pas adapté pour les séries atypiques qui peuvent être enrichies en Zr comme c'est le cas des groupes C et C1 dans lesquels le rapport  $TiO_2/Y$  est identique à celui des basaltes calco-alcalins mais les concentrations en Zr sont nettement plus élevées.

### 3-3-3 Spectres de terre rares (fig. I.6B)

Les terres rares (REE) sont essentiellement portées par l'apatite, la monazite et les feldspaths pour l'Eu. La somme des REE dans les roches basiques est corrélée négativement à MgO. Ceci s'explique dans un modèle de cristallisation progressive par une cristallisation tardive de l'apatite et la monazite.

Les spectres des lanthanides des roches basiques et intermédiaires d'Ansignan montrent un enrichissement important en terres rares cériques (LREE) par rapport aux terres rares yttriques (HREE). Cet enrichissement est plus marqué dans C1 (échantillons 78 et 55B), A (échantillon 108D) et D (échantillon 111B) que C (échantillon 114) et B (85 et 57C).

Les spectres des terres rares (fig. I.6B et C) confirment la discrimination entre les différents groupes géochimiques. Ils sont relativement plats dans le groupe B et se rapprochent de ceux des basaltes calco-alcalins. Ceux de C et de C1 notamment sont plus pentés et s'apparentent à ceux des basaltes alcalins. Cette affinité alcaline est aussi confirmée par les variations du rapport Nb/Y qui est nettement plus élevé dans C et C1 que dans les autres groupes basiques. Les rapports La/Yb et Nb/Y des différents groupes basiques varient comme suit :

groupe	La/Yb	Nb/Y
A	7-10	0.51-0.63
B	4-9	0.27-0.62
C	6-19	0.49-0.94
C1	16-58	0.62-0.93

Seuls les spectres du groupe C1 montrent une anomalie négative en Eu qui suggère un fractionnement du plagioclase compatible avec la décroissance de Sr avec la baisse de MgO. Par opposition aux terres rares légères, les terres lourdes ne montrent pratiquement pas de différence entre les groupes A, C et D (fig. I.6C).

### 3-3-4 Diagramme P: Ti (fig. I.7)

Le rapport  $P_2O_5/TiO_2$  s'avère un bon outil pour la caractérisation des séries volcaniques dans leur site géotectonique (Mullen, 1983). Pour caractériser les magmas des différentes familles de roches basiques d'Ansignan par leur rapport  $P_2O_5/TiO_2$ , nous avons reporté sur le même diagramme diverses séries de référence (fig. I.7A) (les leucogranites ne sont pas portés sur ce diagramme) :

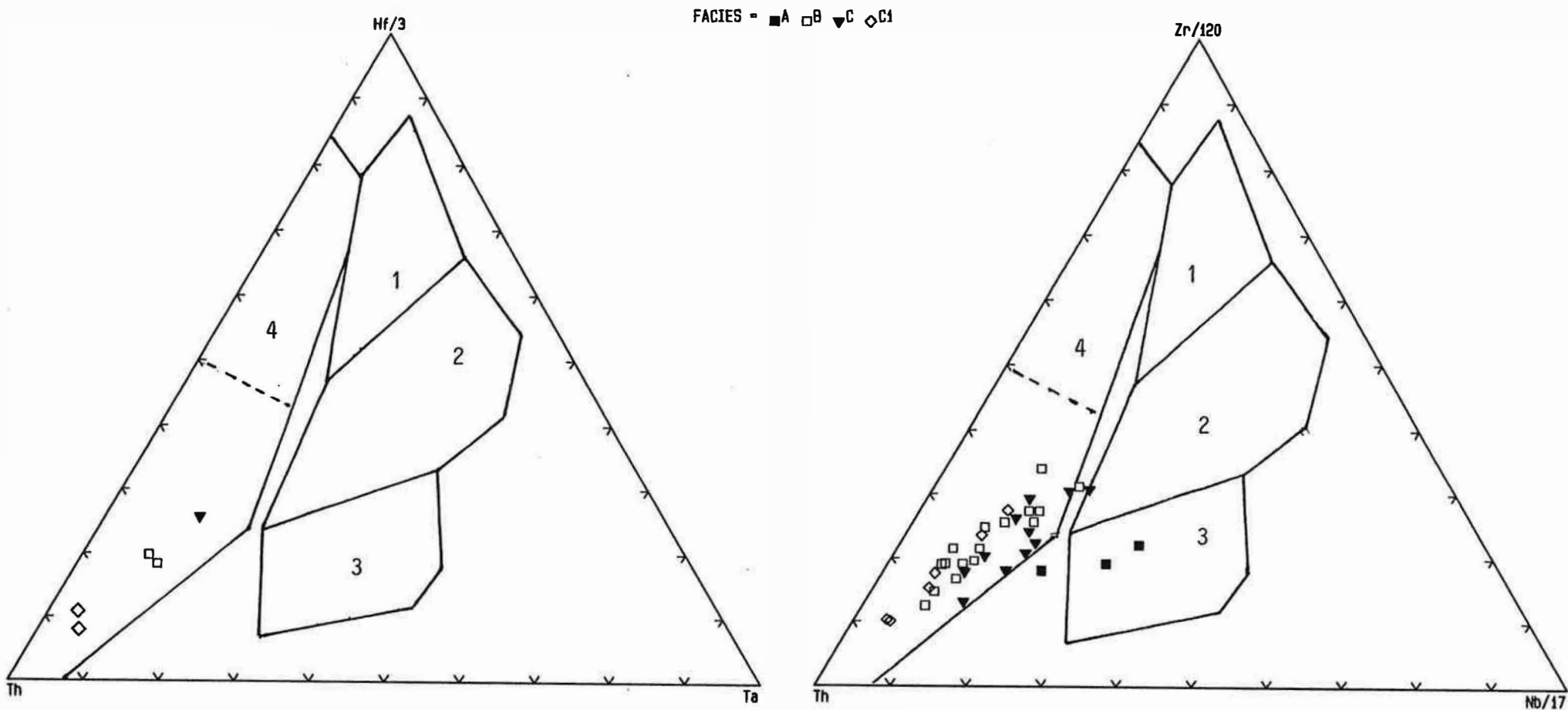
- associations calco-alkalines de Millas (Clavières, 1990), de Corse (Orsini, 1980), de Quérigut (Fourcade, 1981) (dans ces complexes plutoniques, nous avons préféré utiliser le terme association plutôt que suite ou série car les analyses dont nous disposons ne sont pas censées représenter, d'après les auteurs, une suite de liquides).

- association magnésio-potassique des Crêtes (dans Verkaeren et al., 1991).
- association magnésio-potassique de Balagne (Laporte et al. 1991).
- granites à cordiérites et enclaves associées du massif de Brignogan (Georget, 1986)
- Roches basiques magnésio-potassiques du Velay (Michon, 1979)
- série alcaline de la presqu'île de la Société de géographie (îles Kerguelen) (Beaux, 1986) et les basaltes alcalins de l'île océanique de Suiko (Emporor seamount Chain (leg 55)) (Cambon et al 1980).

Sachant que l'on veut par ce diagramme mettre en évidence le contraste qu'il peut y avoir entre les roches calco-alkalines, magnésio-potassiques et alcalines du point de vue du rapport  $P_2O_5/TiO_2$ , notre choix pour ces séries se justifie par plusieurs raisons. En plus de leur âge hercynien, certaines associations présentent un caractère magnésio-potassique très poussé (Crêtes et Balagne), un caractère alumineux (Brignogan) ; d'autres (Millas, Quérigut, Corse) par un chimisme calco-alkalin typique les rapprochant des granitoïdes de l'Agly.

Dans ce diagramme, nous constatons que les roches alcalines se caractérisent par un rapport  $TiO_2/P_2O_5$  de l'ordre de 9.5. Ce rapport est de  $\sim 3.5$  dans les roches calco-alkalines ( $TiO_2/P_2O_5 = 4.5$  dans les gabbros et les diorites de Millas, 2.26 dans la Corse et 3.5 dans Quérigut) alors que dans les roches magnésio-potassiques, il est de  $\sim 1$  ( $TiO_2/P_2O_5 = 0.97$  dans Balagne et 1.1 dans Crêtes ; dans les enclaves magnésio-potassiques du massif de Brignogan ce rapport est plus élevé et est de l'ordre de 2)). Ce diagramme s'avère donc discriminant entre les termes basiques et intermédiaires (dont  $TiO_2 > 0.5\%$  et  $P_2O_5 > 0.25\%$  : dans les termes plus évolués le rapport  $P_2O_5/TiO_2$  des différentes associations n'est pas très différent) des séries calco-alkalines, alcalines et magnésio-potassiques. En revanche, il ne permet pas de discriminer les séries tholéitiques qui se superposent aux séries calco-alkalines.

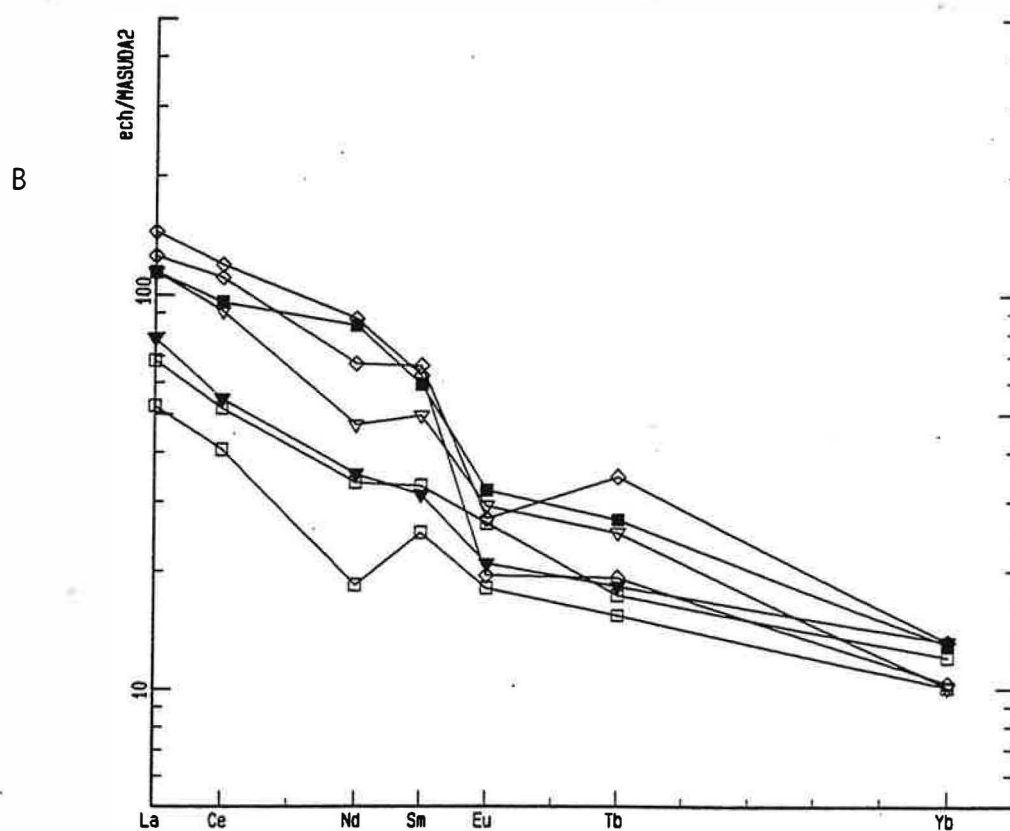
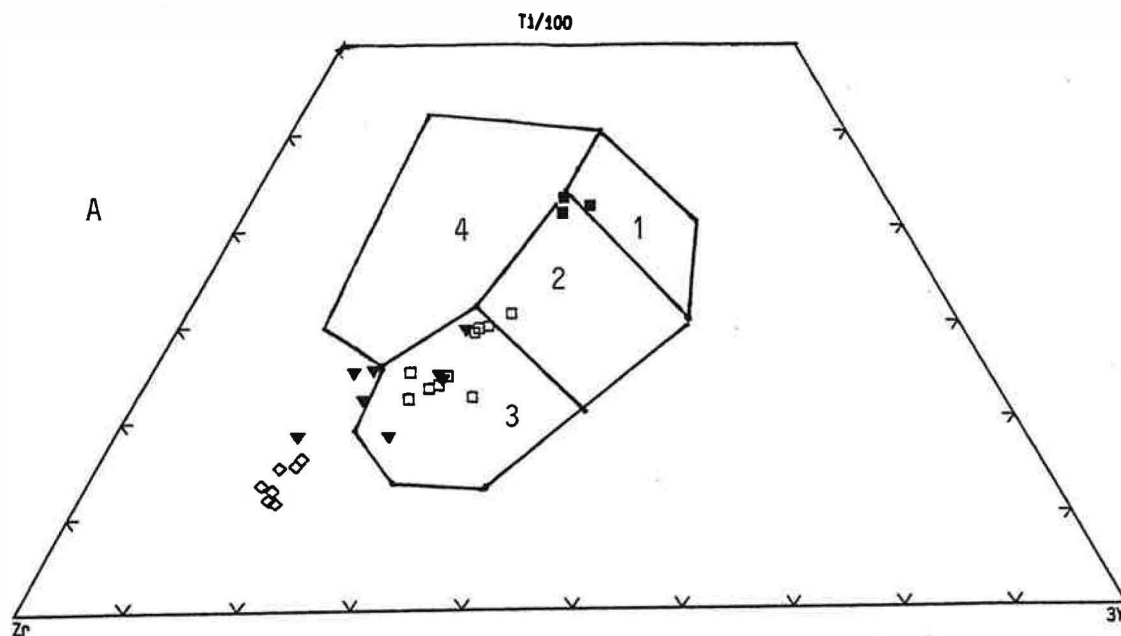
En reportant les analyses des roches basiques d'Ansignan dans ce diagramme, nous constatons que dans le groupe B ce rapport est variable et il est en moyenne de l'ordre de 4.5. Ce rapport est plutôt proche de celui des roches calco-alkalines de Millas alors que dans le groupe C et C1, il est de  $\sim 2.1$ . Ce rapport est intermédiaire entre celui des séries calco-alkalines et des séries magnésio-potassiques (fig. 1.8B).



**Figure I.5** : Position des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme Th : Hf/3 : Ta et Th : Zr/120 : Nb/17 de Wood et al. (1979).

- 1 : Morb "appauvri" ou de type "N"
- 2 : Morb "enrichi" ou de type "E" et basaltes transitionnels
- 3 : Volcanisme alcalin
- 4 : Volcanisme orogénique

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1



**Figure I.6 A :** Position des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme Zr : Ti/100 : 3Y de Pearce et Cann (1973).

- 1 : Low K-tholéiites (L-KT)
- 2 : Ocean floor basalts (OFB)
- 3 : Calc-alkaline basalts (CAB)
- 4 : Within plate basalts (WPB)

B : Spectre des lanthanides normalisés aux chondrites dans les roches basiques et intermédiaires d'Ansignan. (analyses par activation neutronique). Les valeurs de normalisation de Musuada et al. (1973) sont : La = 0.315, Ce = 0.813, Nd = 0.597, Sm = 0.192, Eu = 0.072, Tb = 0.052, Yb = 0.208.

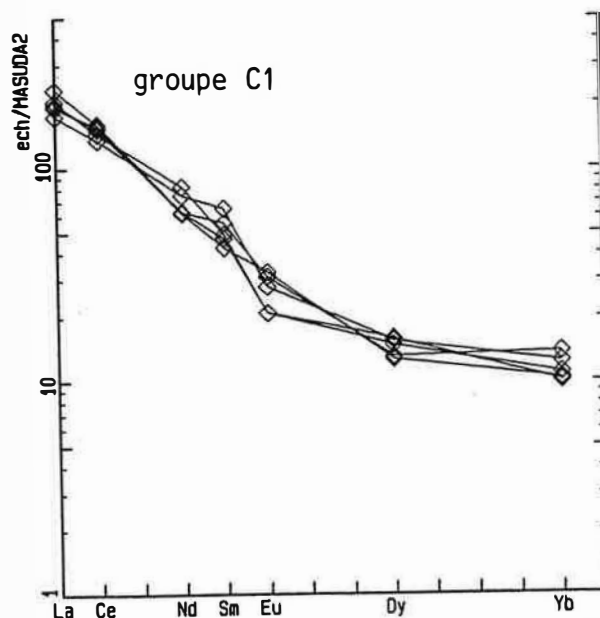
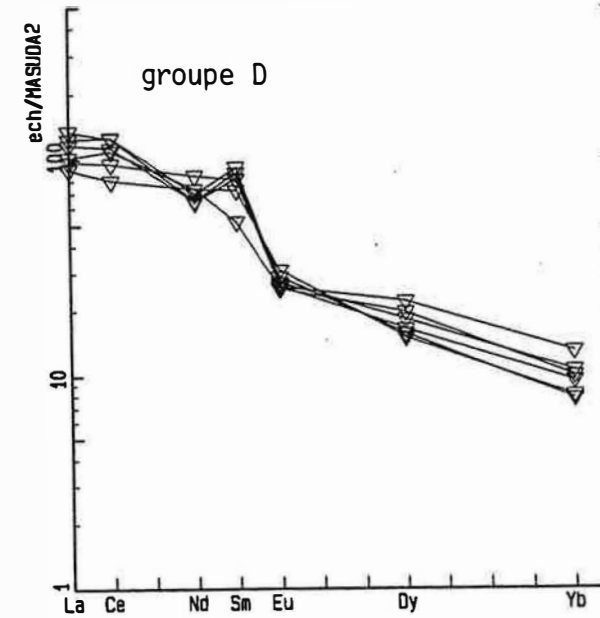
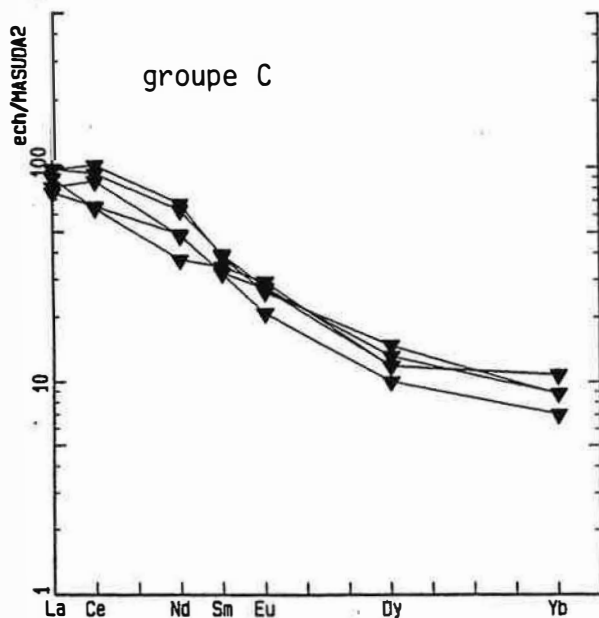
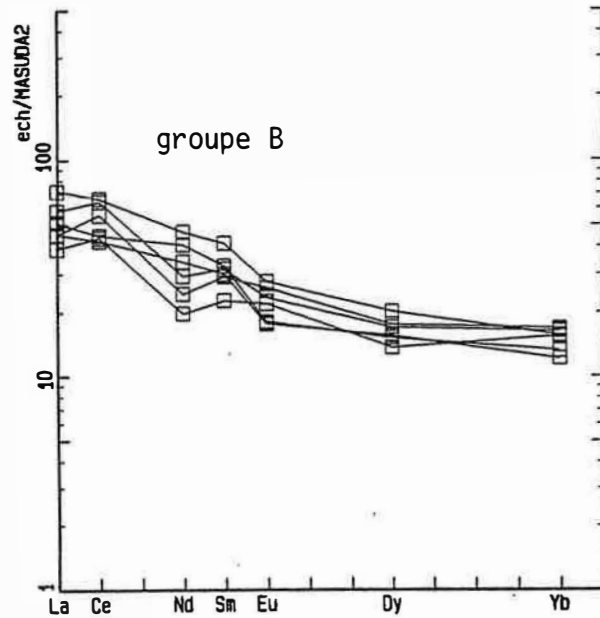
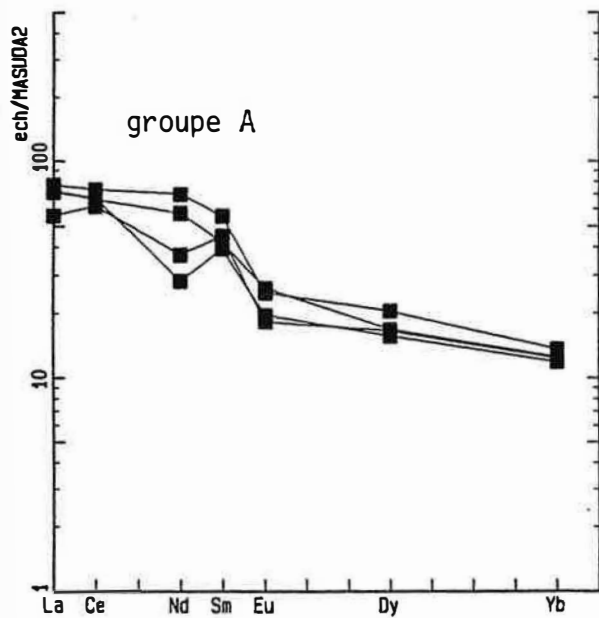
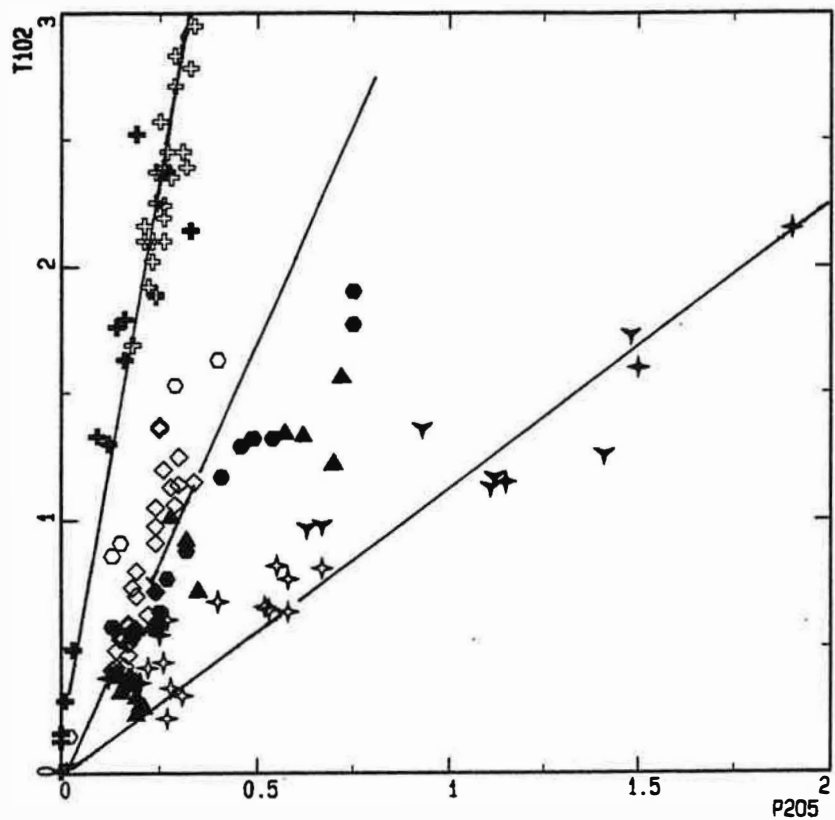


Figure I.6C : Spectre des lanthanides normalisés aux chondrites dans les roches basiques et intermédiaires d'Ansignan (analyses par ICP-séquentiel).

massif =  $\diamond$  Millas  $\bullet$  Cors-CA  $\circ$  Guer  $+$  Kerguel  $\oplus$  Suiko  $\star$  Balagne  $\blacktriangledown$  Cretes  $\blacktriangle$  Brign  
 $\blacktriangledown$  Velay



groupe =  $\blacksquare$  A  $\square$  B  $\blacktriangledown$  C  $\diamond$  C1

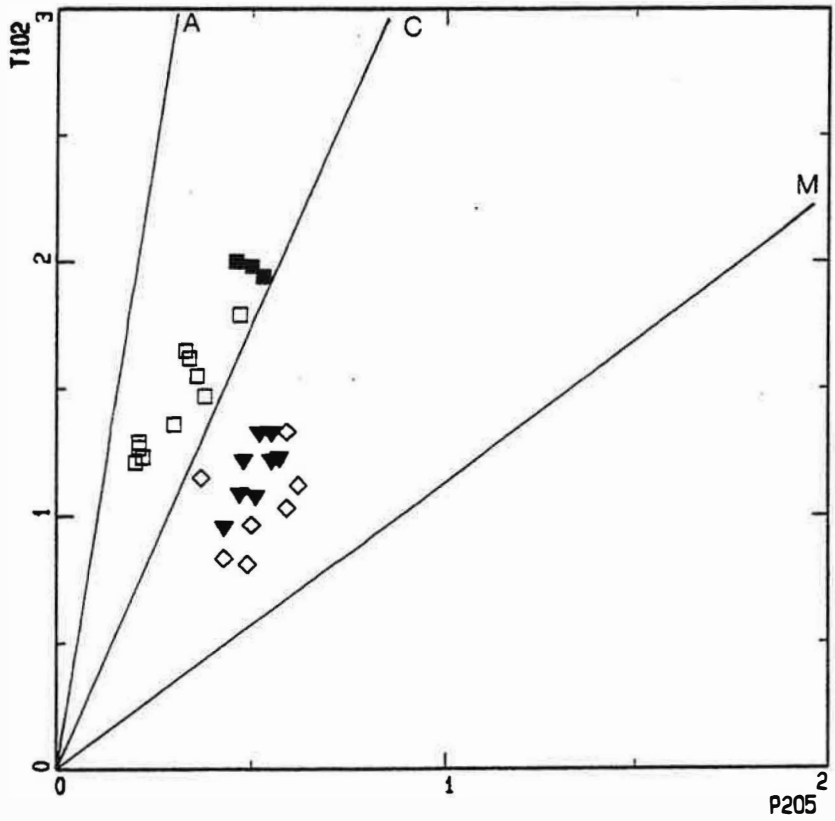
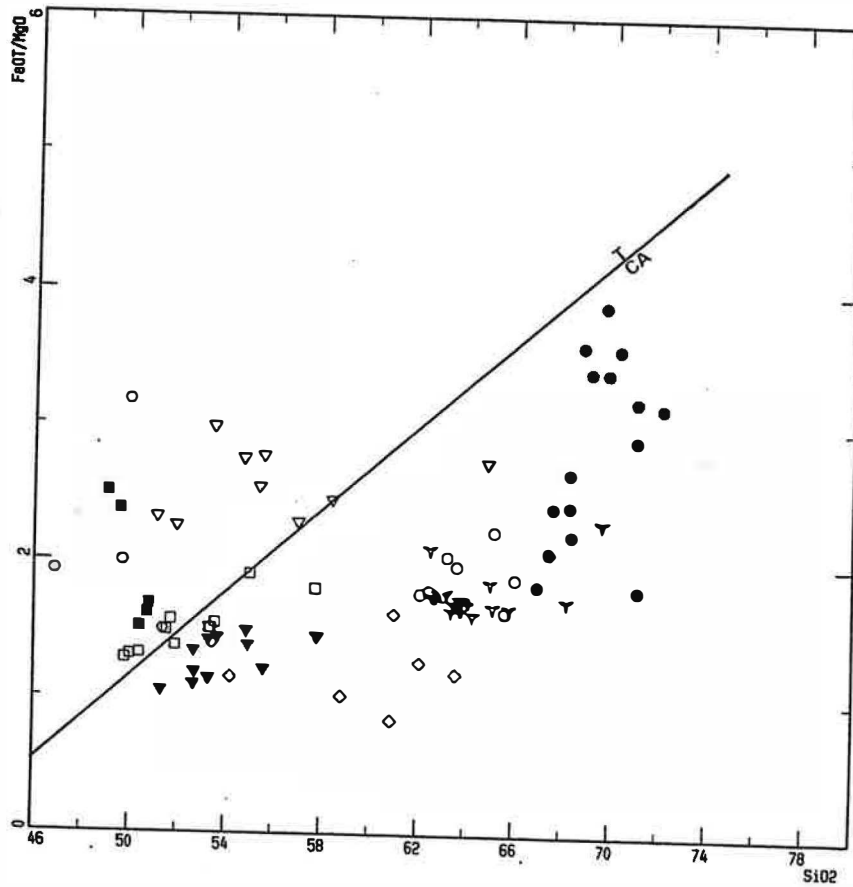


Figure I.7 : Utilisation du rapport TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> pour la distinction des roches basiques et intermédiaires des différentes séries alcalines, calco-alcalines et magnésiopotassiques.

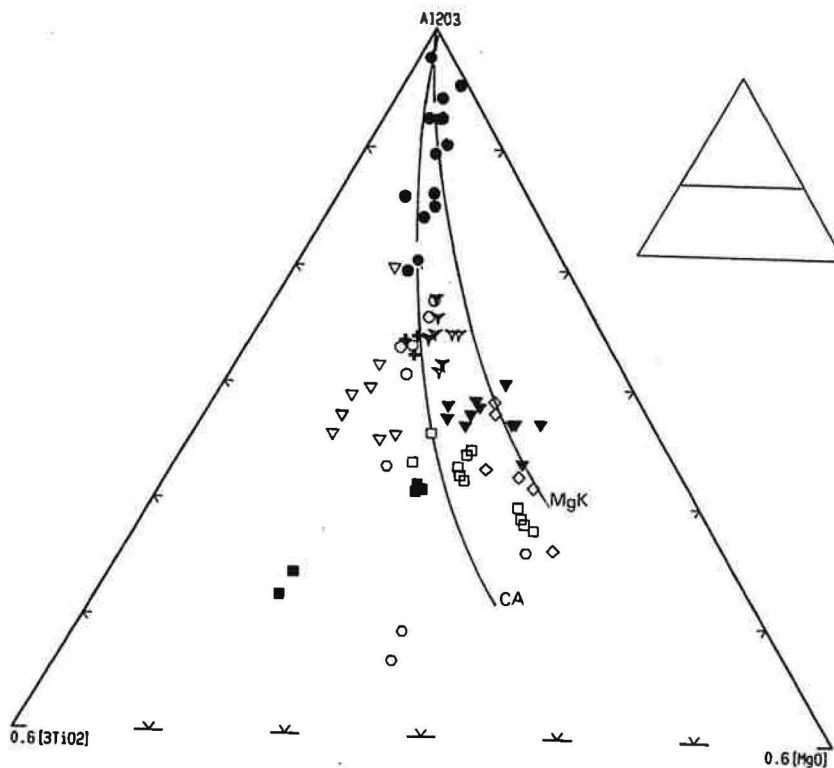
- Alc : TiO<sub>2</sub> = 9.5P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>
- CA : TiO<sub>2</sub> = 3.5P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>
- MgK : TiO<sub>2</sub> = 1P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>



groupe =  $\blacksquare$  A  $\square$  B  $\blacktriangledown$  C  $\triangleleft$  D  $\diamond$  Cl  $\blacktriangledown$  An.opx  $\blacktriangledown$  An.pgt  $\bullet$  Gbl  $\circ$  An.gt  
 $\blacktriangle$  An.bio  $\circ$  a



**Figure 1.8A :** Position des différents faciès du massif d'Ansignan dans le diagramme FeOtotal/MgO en fonction de SiO<sub>2</sub> de Miyashiro (1974) (T : domaine des roches tholéitiques ; CA : domaine des roches calco-alcalines).



**Figure 1.8B :** Position des différents faciès du massif d'Ansignan dans le diagramme 3TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO (même série de référence que la figure 1.3).

### 3-3-5 diagramme AIFM (fig. 1.3)

Pour une raison de commodité et pour ne pas nous encombrer de trop de diagrammes nous avons portés sur les mêmes diagrammes les faciès acides dont la discussion chimique sera entaminé plus tard (voir §5 pour la signification des différents faciès).

Notre choix des séries de références reportées sur le diagramme AIFM est porté sur celles qui présentent des affinités avec les roches de l'Agly et notamment du point de vue des rapports d'incompatibles. Nous avons reportés que l'association magnésiopotassique des Crêtes qui présentent un caractère magnésien très marqué. Les roches du massif de brignogan présentent un rapport Fe/Mg intermédiaire entre celles de Millas et des Crêtes.

La comparaison des différents groupes des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan avec ces séries de référence montre que :

- Les groupes A et (a) se caractérisent par un enrichissement en fer comparable à celui de la série tholéiitique du Japon (Aramaki, 1963) (courbe T).

- le groupe D qui montre un enrichissement en fer moins marqué que dans A, est légèrement décalé vers le pôle ferrifère par rapport à l'association calco-alcaline de Millas (Clavières, 1990 et Messaoudi, 1990) (courbe CA).

- Le groupe B correspond à une série calco-alcaline. Il est confondu avec la série calco-alcaline précédente.

- le groupe C est décalé vers le pôle magnésien par rapport aux associations calco-alcalines de référence. Il est caractérisé par un enrichissement en fer par rapport à la série magnésio-potassique des Crêtes (courbe MgK). Il se superpose par contre aux enclaves magnésiopotassiques du massif de Brignogan. Ceci confirme le caractère intermédiaire de ce groupe entre les roches calco-alcalines et magnésio-potassiques observé dans le diagramme  $P_2O_5 : TiO_2$  (fig. 1.7B).

### 3-3-6 Diagramme FeOT/MgO : SiO<sub>2</sub> (fig. 1.8A)

Miyashiro a indiqué un croisement des trends des séries calco-alalines (CA) et tholéiitiques (T) dans le domaine  $FeOT/MgO < 2$ . D'autre part les trends des deux séries CA et T peuvent montrer une courbure et un changement de direction dans le domaine  $FeOT/MgO > 5\%$ . Les caractères calco-alcalin de B et C, tholéiitique de A, a et D se manifestent aussi sur le diagramme de Miyashiro (1974).

La totalité de A, a et D se placent dans le domaine tholéiitique. Les groupes B, C et C1 sont dans le domaine calco-alcalin. Les roches les moins siliceuses de B sont dans le champ des roches tholéiitiques.

### **3-3-7 diagramme AlTiMg (fig. 1.8B)**

Dans ce diagramme les groupes A, a et D qui présentent sur le diagramme AIFM un enrichissement en fer typique des séries tholéitiques se caractérisent par un enrichissement en  $TiO_2$  par rapport aux séries calco-alcalines (CA) confirmant ainsi leur caractère tholéitique.

Dans ce diagramme les groupes B, C et C1 montrent des rapports Ti/Mg semblables et sont situés entre les courbes CA et MgK.

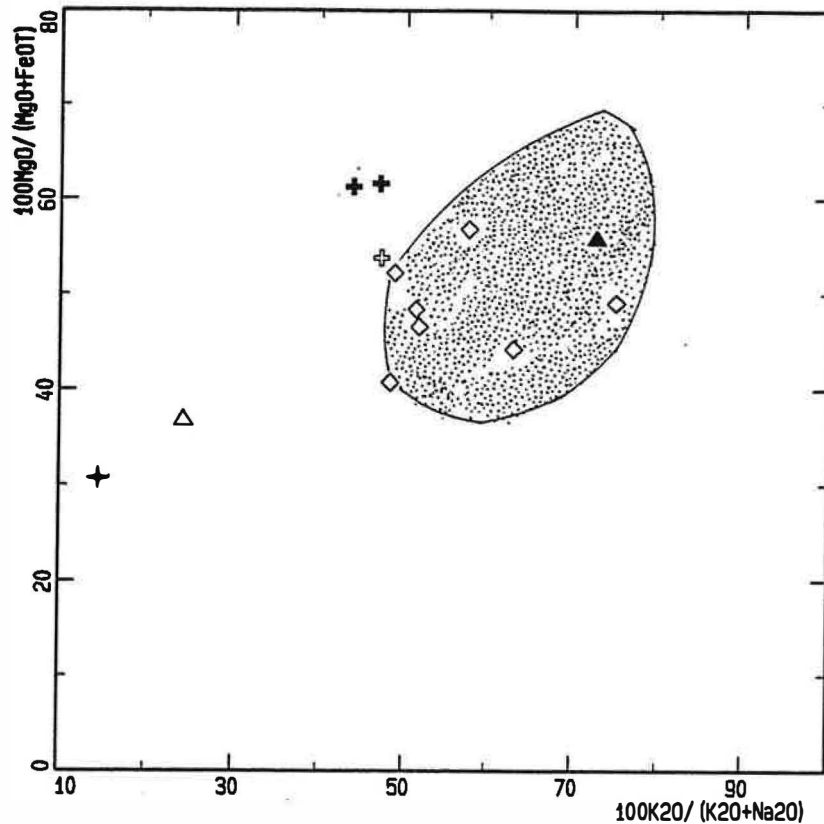
### **3-3-8 Cas particulier du groupe C1 : découverte de roches magnésio-potassiques de type vaugnérite dans le massif d'Ansignan**

Pour examiner le problème de l'existence de roches de type vaugnérites dans le massif de l'Agly, il nous semble utile de rappeler quelques caractéristiques pétrographiques de ces roches (groupe C1). Macroscopiquement, il s'agit de roches grenues à grain fin ; une orientation est visible et marquée par l'alignement des cristaux d'orthopyroxène et de biotite. Au microscope ces roches sont constituées de grands cristaux d'orthopyroxènes xénomorphes dont la taille est beaucoup plus réduite dans les enclaves (59A, B et 55B). Les orthopyroxènes contiennent diverses inclusions de biotites plus ou moins automorphes à arrondies et sont parfois entourés d'une auréole de biotite. Le plagioclase (An 35-60) forme rarement des gros cristaux moyennement zonés contenant des inclusions de biotite et d'apatite aciculaire. La biotite très abondante forme soit des lamelles subautomorphes ou des plages xénomorphes associées ou non à l'orthopyroxène. Le quartz, omniprésent, forme des "ocelles" ou de type interstitiel. Les accessoires sont par ordre d'abondance apatite, zircon et monazite.


Du point de vue chimique ces roches sont caractérisées par des teneurs en silice variant de 53 à 63% et en MgO de 3.85 à 7.74%. Les teneurs en éléments de transition, en terres rares légères, Zr, Th et en alcalins sont très élevées :  $Na_2O + K_2O$  est comprise entre 3.44 et 8.42%. Parmi les roches basiques d'Ansignan, seules celles du groupe C1 montrent un rapport  $MgO/CaO > 1$  et un rapport  $K_2O/Na_2O$  en moyenne supérieur à 1.

Les compositions chimiques de ces roches sont donc très voisines de certains lamprophyres calco-alcalins (minettes, kersantites et durbachites) (Rocks, 1981) et de certaines vaugnérites (Sabatier, 1984 et Montel, 1988) dont l'affinité avec les lamprophyres a été d'ailleurs signalée par Sabatier (1984). Les roches du groupe C1 se distinguent cependant des lamprophyres et des vaugnérites par l'assemblage minéralogique et notamment par l'absence de l'amphibole et la présence d'orthopyroxène. Les biotites du groupe C1 ne montrent pas non plus de zonation typique des lamprophyres c'est-à-dire un coeur jaune pale et une bordure jaune brunâtre pléochroïque. Nous ne disposons pas d'analyses permettant de quantifier les

type =  $\diamond$  C1  $+$  Vaugn  $\oplus$  Ker  $\blacktriangle$  Minet  $\triangle$  SBA  $+$  B. Alc



**Figure 1.9 A** : Position des roches du groupe C<sub>1</sub> dans le diagramme 100MgO/MgO+Fe en fonction de 100K<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O ( d'après Sabatier 1984).

-  : Domaine des vaugnérites d'après Sabatier
- Vaugn : Vaugnérites à orthopyroxène (Montel, 1988)
- Ker : Moyenne de 8 kersantites (Turpin et al., 1988)
- Min : Moyenne des minettes de Colorado (Montel, 1988)
- SBA : Moyenne des andésites basaltiques shoshonitiques (Bacon, 1986)
- B. Alc : Moyenne des basaltes alcalins d'arcs (Lée, 1982)

groupe C1

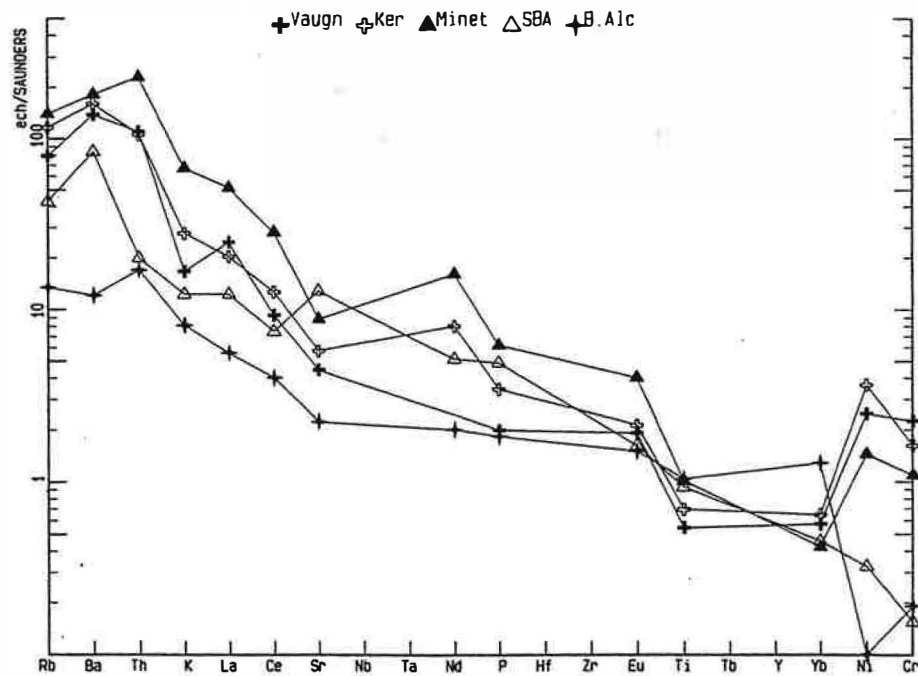
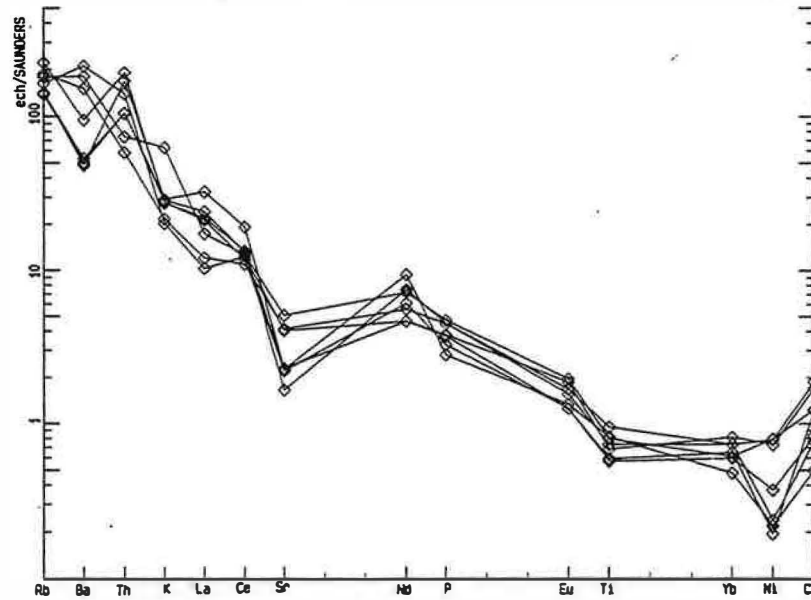


Figure I.10 : Diagramme de normalisation multi-élémentaire. Les valeurs de normalisation (en ppm) de Saunders et Tarney (1984) sont : Rb = 1, Ba = 12, Th = 0.2, K = 0.1, La = 3, Ce = 10, Sr = 136, Nd = 8, P = 0.131, Eu = 1.2, Ti = 1.4, Yb = 3.5, Ni = 138, Cr = 290.

teneurs en Rb et Ba des biotites, cependant l'absence de K-feldspath (sauf anthipertites) dans ces roches ainsi que leur teneurs élevées en Ba (et Rb) suggèrent que ces éléments sont concentrés principalement dans la biotite. Ainsi le caractère magnésien des biotites et leur richesse en Ba confirment l'affinité de ces roches avec les lamprophyres. Dans le diagramme de la figure I.9A, les roches du groupe C1 se superposent au champ des vaugnérites définis par Sabatier (1984). Dans ce diagramme, nous avons aussi portés pour comparaison la composition moyenne de 7 kersantites (Turpin et al, 1988), la moyenne des minettes du Colorado (Alibert et al., 1986) (nous avons choisi que les roches présentant la même teneur en MgO que les roches de C1), une vaugnérite à orthopyroxène (Montel, 1988), la moyenne d'une andésite basaltique shoshonitique (Bacon, 1990) et des basaltes alcalins d'arc (Lée, 1982). Nous constatons que les rapport  $K_2O/(K_2O+Na_2O)$  et  $MgO/(MgO+FeOT)$  sont faibles dans les basaltes shoshonitiques et alcalins. Les spectres d'éléments en traces des roches du groupe C1 (fig. I.10B) peuvent être identifiés à ceux des kersantites, des minettes et des vaugnérites. La richesse en Th, K et Ni des roches de C1 est plus faible que celui des minettes. Les roches de C1 sont aussi plus pauvres en Ni que les kersantites et les vaugnérites. Les teneurs en incompatibles sont plus élevées que celles des basaltes alcalins et des shoshonites qui sont notamment appauvries en Rb, K, Ni et Cr.

En conclusion, les roches du groupe C1 présentent des caractéristiques chimiques voisines de certains lamprophyres (kersantites et minettes) et des vaugnérites. En revanche ces roches n'ont pas le faciès pétrographique banal ni des lamprophyres ni des vaugnérites qui se caractérisent par une zonation des micas (dans le cas des lamprophyre), par la présence d'amphiboles et par l'absence de l'orthopyroxène (Rock, 1981). Elles ont des caractéristiques d'une diorite à orthopyroxène. Bien que Montel (1988) ait décrit une vaugnérite à orthopyroxène, les durbachites semble représenter les roches plutoniques potassiques les plus proches de celles de C1. Les durbachites peuvent en effet, contenir de l'orthopyroxène (Holub, 1977). L'affinité entre des roches de composition voisine de C1 et la série durbachitique a été suggéré par Cocherie et al. (1994).

### **3-4 Variations chimiques à l'intérieur de chaque groupe de roches basiques**

Les variations des éléments sont exprimées en fonction de MgO choisi comme indice de différenciation. Ce mode de représentation inspiré de celui de Harker se justifie par :

- le caractère réputé inerte de MgO (Fontailles, 1976) ;
- son caractère discriminant entre les différents faciès principaux ;
- la précision sur le dosage de cet élément par les deux méthodes d'analyses ;
- les modifications de la teneur en silice, dans le sens d'un apport, que peuvent subir certaines roches basiques.

Les différents groupes géochimiques définis précédemment se distinguent à l'aide d'autres éléments majeurs et traces : Sc,  $K_2O$ , Rb et  $Al_2O_3$ . Dans le diagramme Sc : MgO (fig. I.12), les roches potassiques (groupes C et C1) se caractérisent par des faibles teneurs en Sc. La décroissance de Sc avec la baisse de MgO s'explique par un fractionnement des pyroxènes.

Les groupes A, C et D montrent un même rapport Rb/ $K_2O$ , alors que dans B, il est assez variable et légèrement plus élevé que celui des groupes précédents (fig. I.12). Ceci s'explique par l'existence d'une certaine quantité de feldspath potassique dans les autres groupes. Dans B la quasi-absence du K-feldspath suggère que les variations de Rb/ $K_2O$  dans celui-ci sont secondaires. Dans le groupe C1 nous distinguons deux ensembles qui se caractérisent par des rapports Rb/ $K_2O$  très différents. Les échantillons 59A, 78, G40 et 157C sont caractérisés par l'absence du K-feldspath et par un rapport Rb/ $K_2O$  plus élevé que celui de la charnockite ; dans les autres échantillons où le K-feldspath est présent, ce rapport est identique à celui de la charnockite. Dans le 1er groupe, ce rapport supérieur même à celui des biotites de la charnockite (le rapport Rb/ $K_2O$  des biotites de la charnockite est déterminé à partir d'une biotite séparée et analysée par XRF) suppose que l'augmentation de Rb/ $K_2O$  dans ces roches n'est pas tamponnée par celui des biotites de la charnockite. Ces échantillons (59A, 78, G40 et 157C) riches en Rb sont aussi riches en Ba.

### 3-4-1 Lessivage de la chaux des clinopyroxènes

Dans le diagramme CaO en fonction de MgO, les courbes des séries calco-alcalines et tholéiitiques sont confondues alors que les séries magnésiopotassiques sont relativement déprimées en chaux. Dans ce diagramme les groupes B et C sont tous en dessous des courbes de l'association calco-alcaline de référence (courbe CA) (fig. I.13). Les groupes B et C sont caractérisés par des teneurs identiques en chaux alors que dans C1, CaO est très bas. Bien que dans le groupe C, le clinopyroxène soit assez abondant, l'existence de cristaux de clinopyroxène corrodés par l'orthopyroxène suggère un lessivage, quoique faible, de la chaux. Il est probable que seul le groupe B qui est pratiquement dépourvu de clinopyroxène et qui présente un caractère calco-alcalin soit fortement déprimé en chaux. Cette hypothèse de lessivage de la chaux des clinopyroxènes dans B est confirmée par l'étude minéralogique des orthopyroxènes et des biotites qui suggère la présence du clinopyroxène dans la paragenèse primaire de ces roches : dans les roches où le clinopyroxène n'a pas été observé, les biotites et les orthopyroxènes se caractérisent par un même degré de saturation en alumine que les biotites et les orthopyroxènes qui coexistent avec le clinopyroxène (fig. I.11).

Dans le groupe A où le clinopyroxène est abondant, les teneurs en chaux sont comparables à celles des séries calco-alcaline et tholéiitique du Japon. Seule la

hornblendite 1340B du groupe (a) semble être normale en CaO. Notons d'ailleurs que seul l'échantillon F787A qui est pris à l'intérieur du granite d'Ansignan contient du clinopyroxène en quantité assez importante alors que F890A et F890 qui sont intrusifs dans le socle en sont dépourvus. Ceci suppose que les transformations métasomatiques sont plus accentuées dans les roches basiques intercalées dans les gneiss à cause du contraste chimique très aigu entre les paragneiss peralumineux et les roches basiques métaalumineuses.

Contrairement à l'idée courante que les faibles teneurs en chaux de certaines séries magmatiques sont uniquement le résultat des transformations métasomatiques par lessivage de la chaux, les variations des teneurs en CaO dans les roches basiques du massif d'Ansignan sont très intéressantes et supposent l'existence de roches magmatiques initialement appauvries en chaux.

Avant de pouvoir expliquer les modalités de ce lessivage, il est nécessaire de voir les modifications géochimiques qui l'accompagnent. Rappelons que les observations pétrographiques ne décèlent la formation d'aucun minéral calcique accompagnant cette altération des clinopyroxènes.

#### Effet du lessivage de la chaux sur la silice

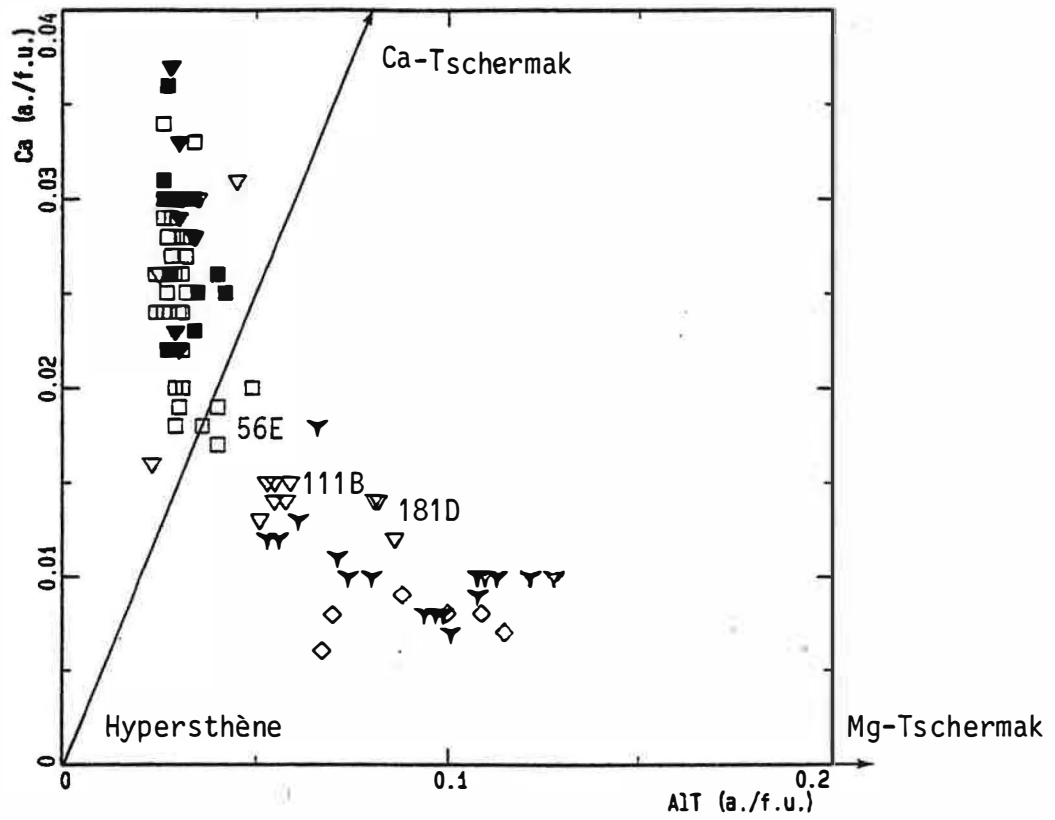
Les variations des teneurs en silice dans B et C dessinent une courbe montrant une augmentation régulière de  $\text{SiO}_2$  avec la chute de MgO (fig. I.14). Ceci est compatible avec l'idée que l'on observe des compositions des liquides non modifiées.

Dans le groupe C1 les échantillons 55B, 56A, 78 et 59A sont caractérisés par des teneurs élevées en silice. Seule  $\text{SiO}_2$  de 59B semble être normale. La comparaison des compositions des roches du groupe C1 (excepté 59B) avec celles des roches vaugnéritiques de compositions voisines (Sabatier, 1984 et Michon, 1979), montre que les teneurs en silice de C1 sont en moyenne relativement élevées. Les échantillons 55B et 56A qui paraissent riches en silice ne sont pas particulièrement riches en  $\text{K}_2\text{O}$ . La teneur en  $\text{SiO}_2$  de l'échantillon 157C qui est cependant riche en  $\text{K}_2\text{O}$  est normale. La biotitisation n'est donc pas responsable de l'augmentation de la silice dans ces échantillons.

L'enrichissement en silice n'est donc observé que dans les roches du groupe C1 qui présente la particularité d'être relativement riches en éléments de transition (Cr, Ni et V) (fig. I.4). L'interprétation qui permet de rendre compte de ces teneurs anormalement élevées en  $\text{SiO}_2$  des roches de telle composition (riche en Ni et Cr) consiste à considérer que ces roches étaient initialement déficitaires en silice. Une diffusion de la silice (ou une contamination crustale par assimilation de  $\text{SiO}_2$ ) de l'encaissant saturé en silice vers ces roches est favorisée par un potentiel chimique ( $\mu\text{SiO}_2$ ) très bas. Cette addition de la silice entraînerait dans un premier stade une transformation de l'olivine en orthopyroxène (alumineux). La transformation tardive des orthopyroxènes en biotite est probablement isochimique pour  $\text{SiO}_2$  et



groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ An.opx ▼ An.pgt



facies = + 2pyrox ○ opx ◇ opx+gt + px+amp2 △ px+amp1

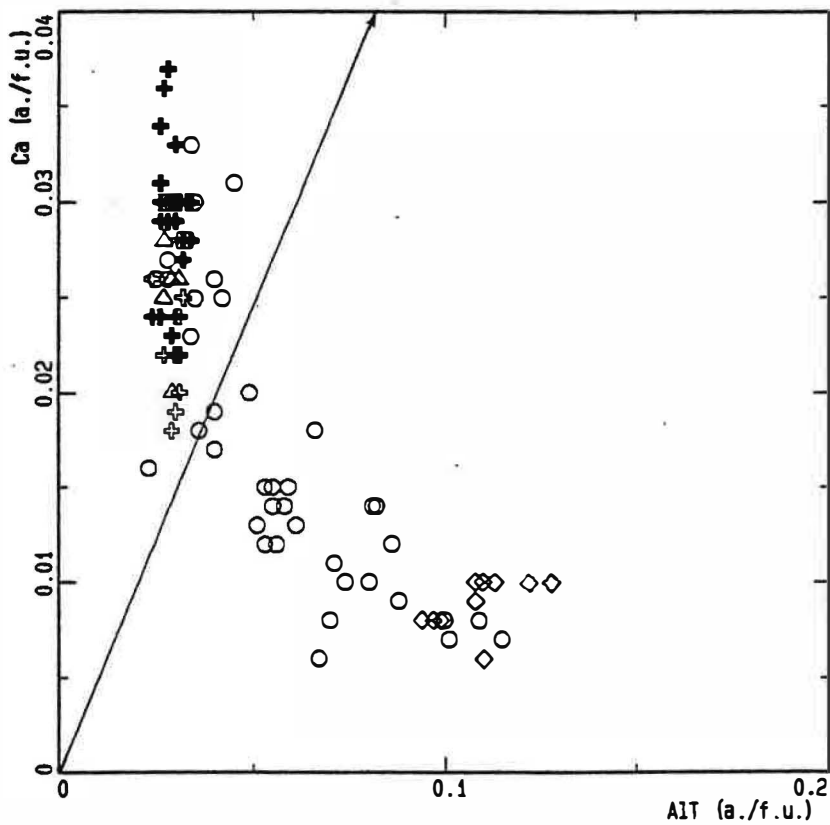


Figure I.11 : Variation de Ca a./f.u en fonction de Al (total) dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan. Les teneurs en Alumine des orthopyroxènes des roches basiques sont tamponnées à une valeur basse en présence du clinopyroxène. (opx : orthopyroxène seul ; px+amp2 : 2pyroxènes + actinolite ; px+amp1 : 2pyroxènes + hornblende).

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1  
 ○ An.gt + An.bio ▼ An.opx ▼ An.pgt ● Gbl

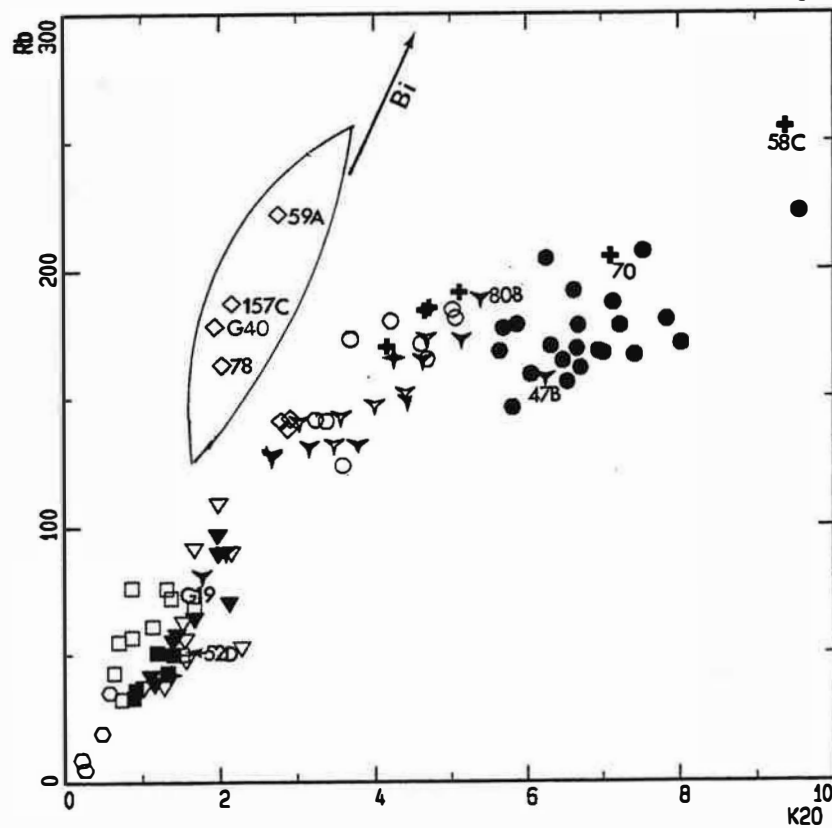
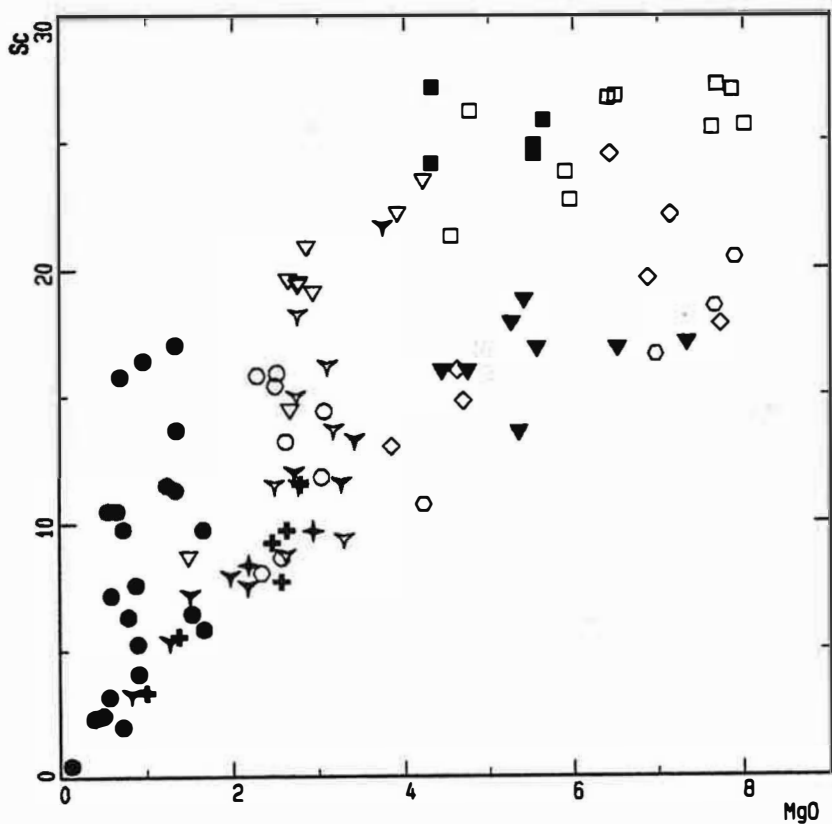


Figure I . 12 : Variation de Sc en fonction de MgO et de Rb en fonction de K<sub>2</sub>O dans les différents faciès du massif d'Ansignan.  
 Bi : rapport Rb/K<sub>2</sub>O dans une biotite de la charnockite

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1  
 ○ An.gt + An.bio ○ a ▼ An.opx ▼ An.pgt ● Gbl

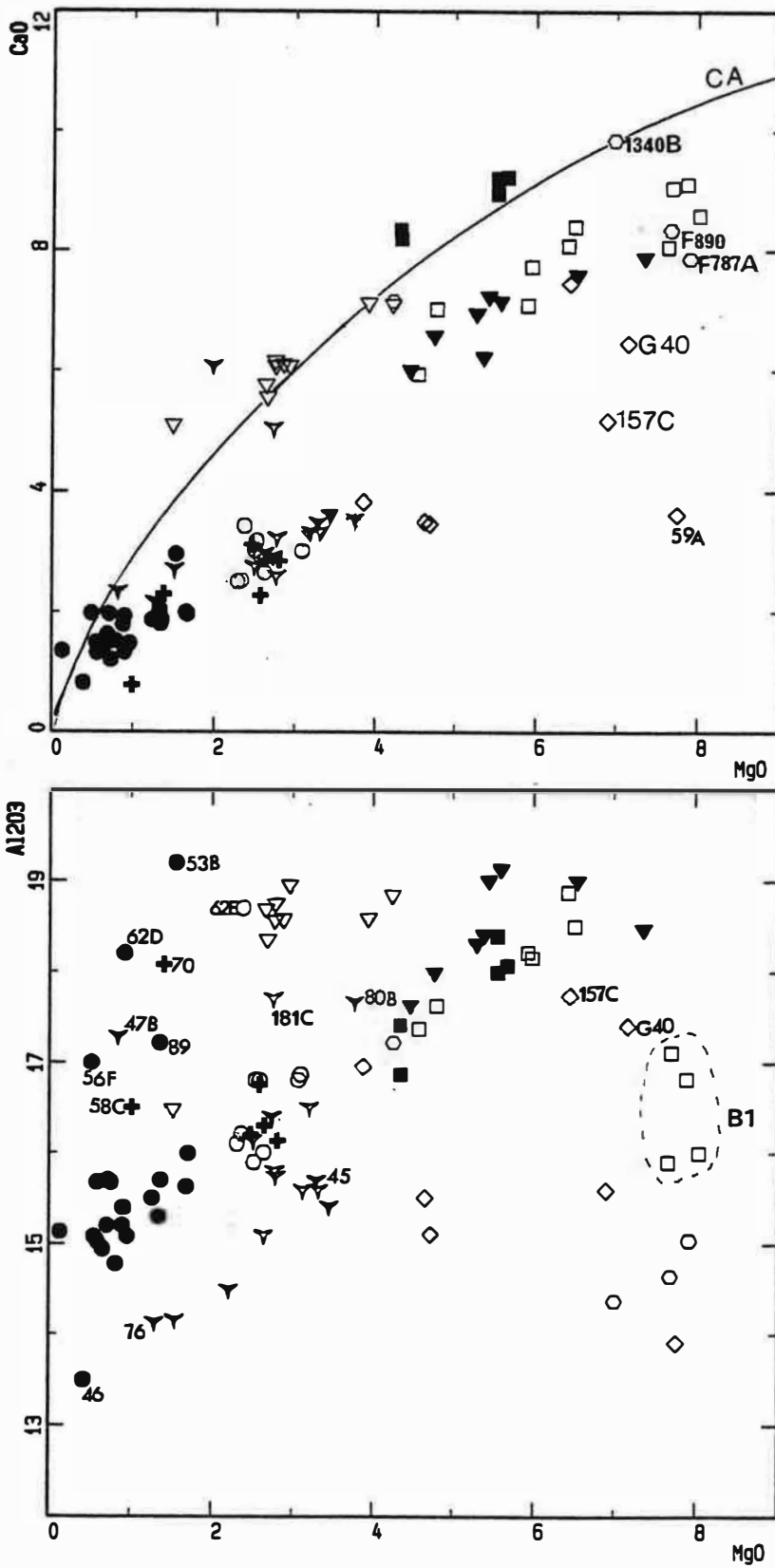


Figure I . 13 : Variation de CaO et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1  
 ○ An.gt + An.bio ◊ An.opx ◊ An.pgt ● Gbl

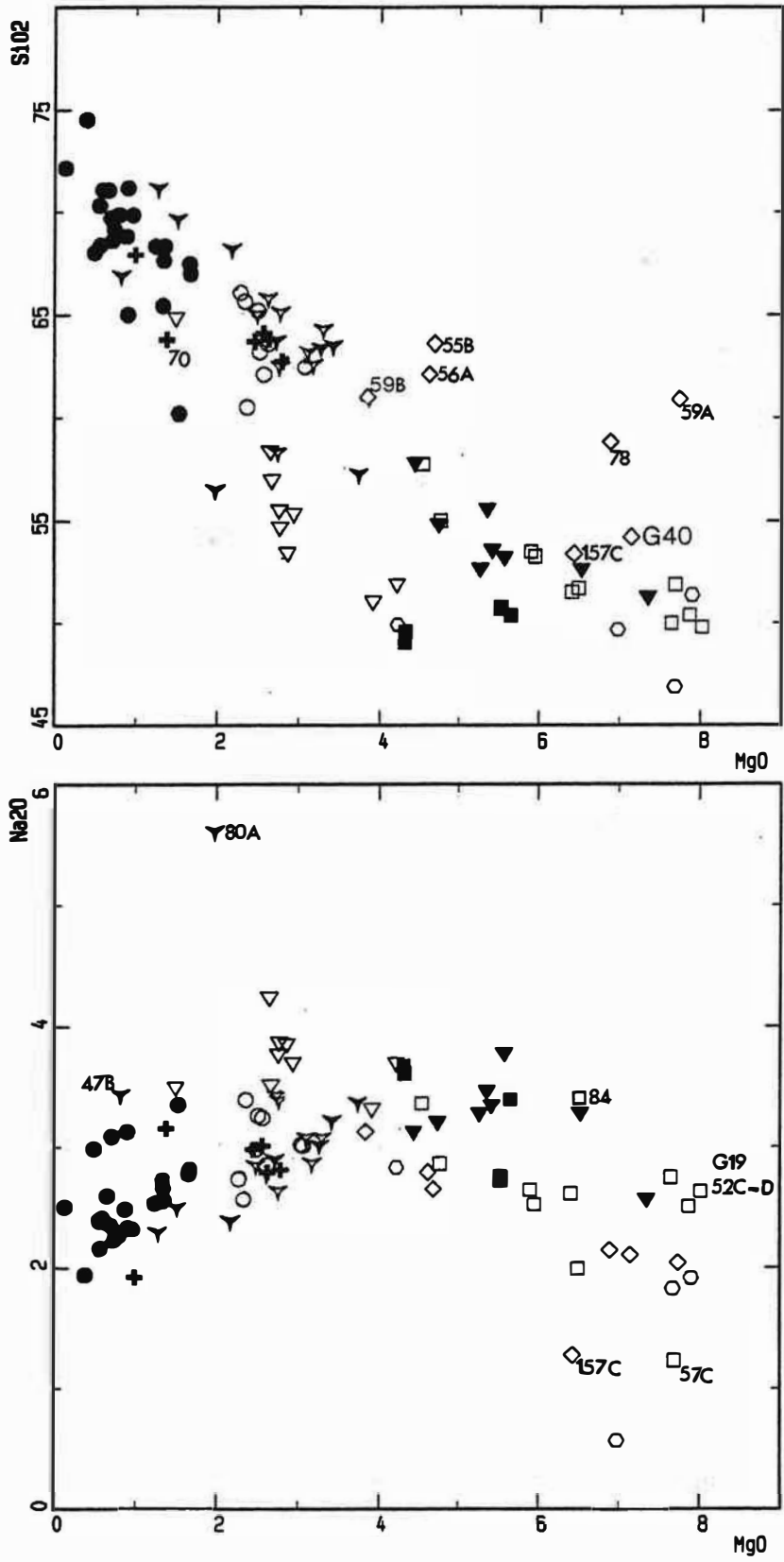


Figure I . 14 : Variation de SiO<sub>2</sub> et Na<sub>2</sub>O en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ○ C1  
 ○ An.gt + An.bio ▾ An.opx ▿ An.pgt ● Gbl

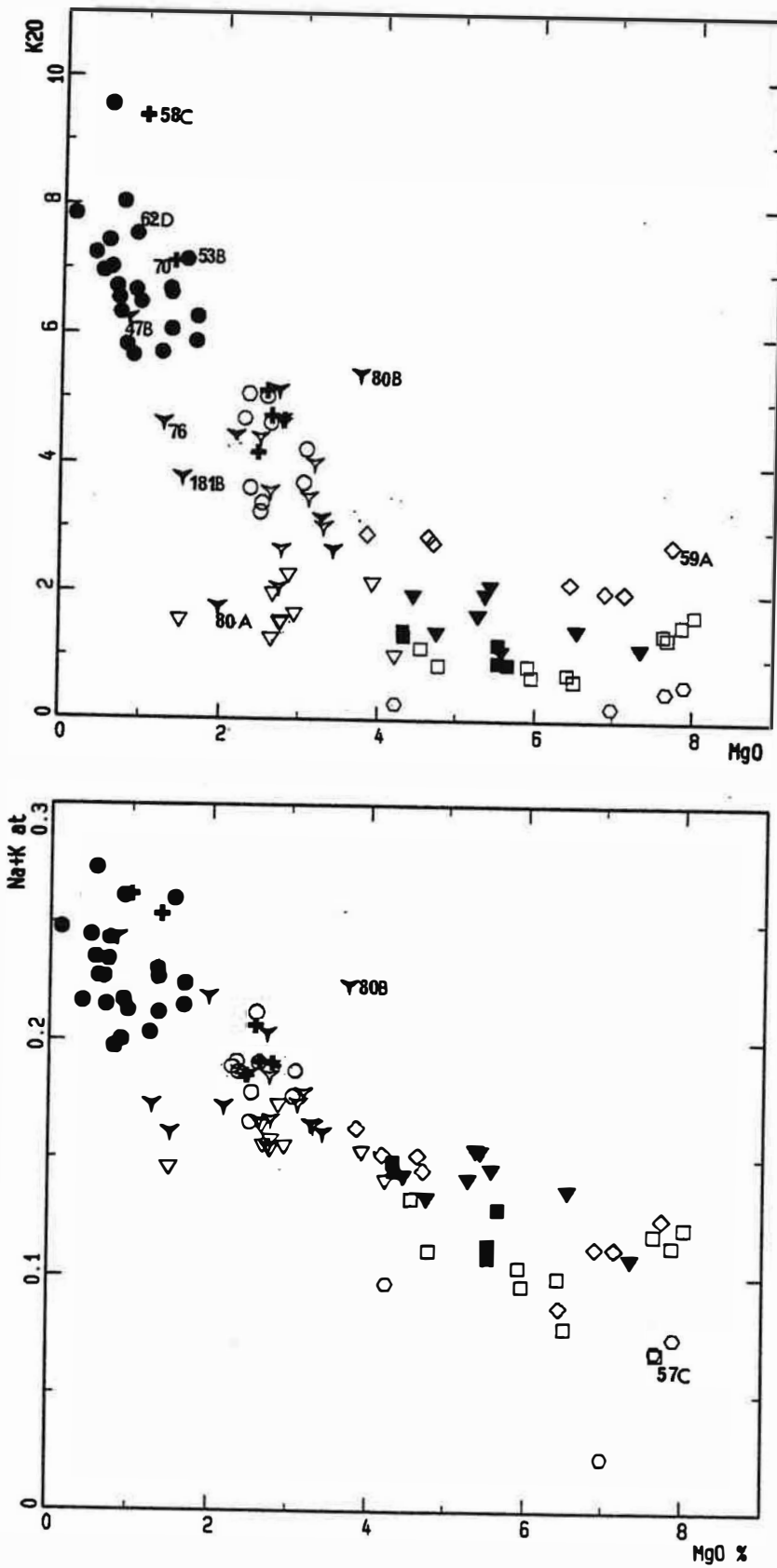


Figure I . 15 : Variation de K<sub>2</sub>O et (Na+K)at en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ○ C1  
 ○ An.gt + An.bio ○ a ▼ An.opx ▼ An.pgt ● Gbl

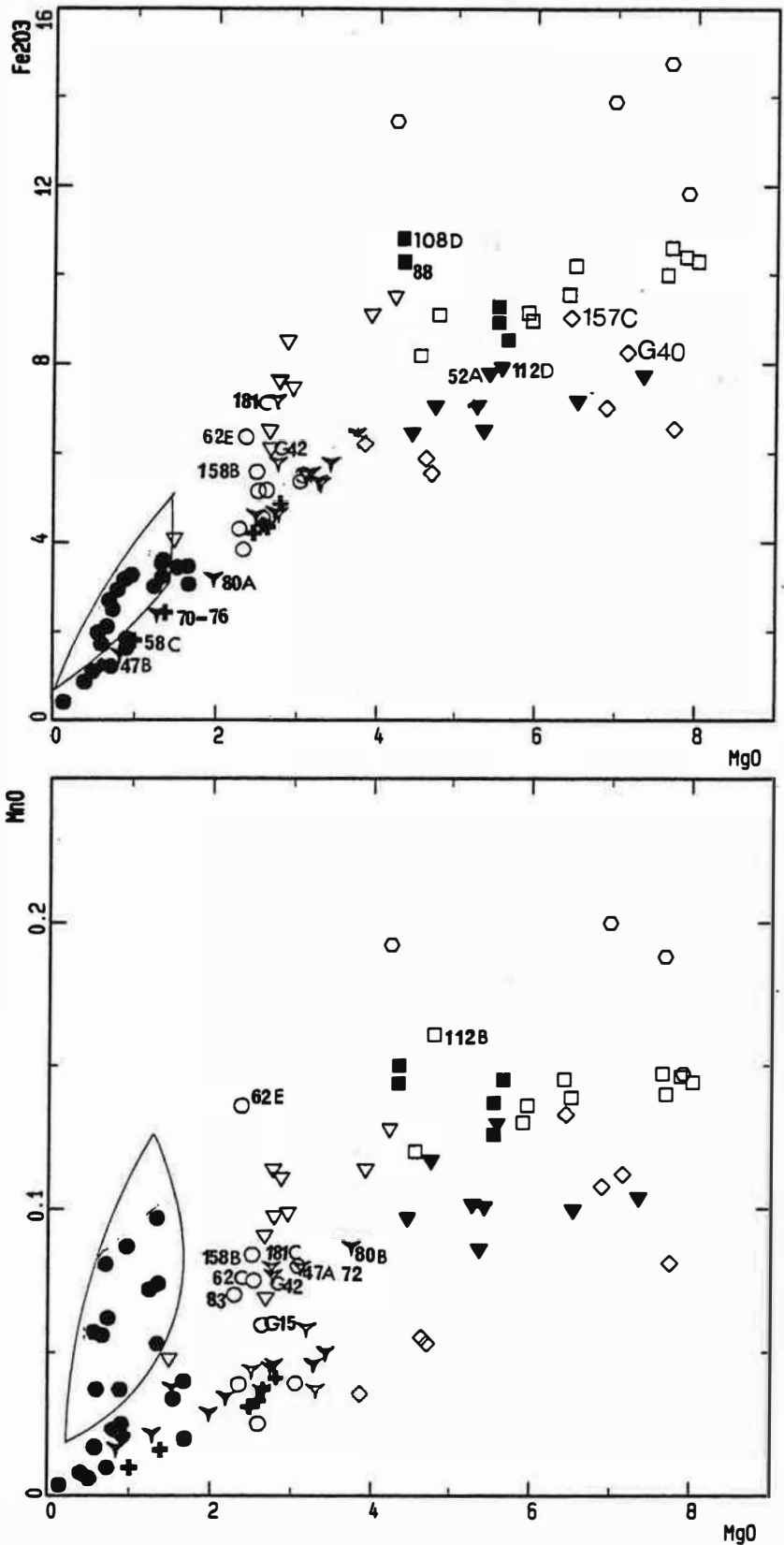


Figure I. 16 : Variation de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (total) et MnO en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ○ Cl  
 ○ An.gt + An.bio ○ a ▼ An.opx ▼ An.pgt ● Gbl

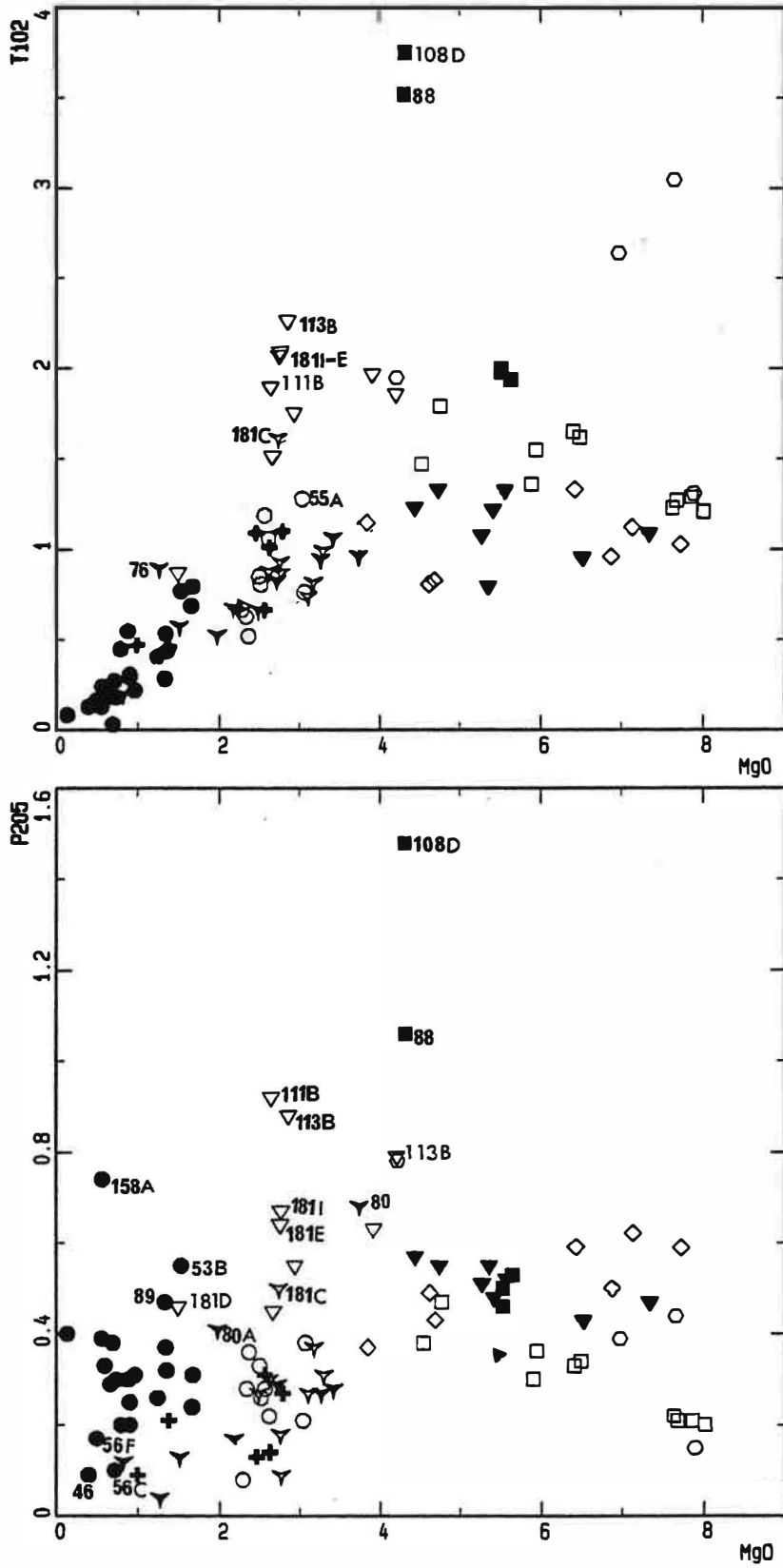


Figure I . 17 : Variation de TiO<sub>2</sub> et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.

s'accompagne de la formation des grandes plages de quartz. Remarquons que cette hypothèse ne se base sur aucun argument pétrographique par exemple la richesse de la biotite en Ni, présence de chromite, d'autre part ces grandes plages de quartz ne se trouvent pas systématiquement à proximité d'agrégats de biotites représentant un ancien orthopyroxène rétrotransformé ce qui la laisse sujette à des controverses.

Dans l'hypothèse suggérée auparavant qui consiste à considérer que la variation de la composition dans ces roches est en partie liée à une contamination de ce magma basique par du matériel acide, ces grandes plages de quartz pourraient représenter des xénocristaux. Cette hypothèse n'explique pas l'absence d'autres xénocristaux et l'absence de texture de corrosion dans ces roches.

#### Relation entre le lessivage de CaO et les teneurs en $Al_2O_3$

Les roches basiques d'Ansignan sont caractérisées par des teneurs élevées en alumine (fig. I.13). Dans le groupe C,  $Al_2O_3$  montre une évolution assez régulière qui semble marquée par une légère augmentation des teneurs en alumine (typique des termes basiques des séries calco-alcalines) avant de diminuer avec la décroissance de MgO. Les teneurs élevées en  $Al_2O_3$  de C sont probablement primaires (magma alumineux) et ne peuvent s'expliquer par une assimilation de matériel alumineux qui favoriserait une cristallisation plus abondante de l'orthopyroxène par rapport au clinopyroxène (Hatch et al, 1909 et Lacroix, 1916) car l'augmentation de Sr avec la diminution de MgO indique une cristallisation tardive des plagioclases par rapport aux clinopyroxènes.

Dans le groupe B, nous pouvons distinguer deux sous groupes, d'une part les roches tardives gabbrodioritiques (groupe B1) caractérisées par des teneurs relativement faibles en  $Al_2O_3$  et d'autre part les autres échantillons du groupe B qui montrent une diminution régulière de  $Al_2O_3$  avec la décroissance de MgO. Il est probable que les faibles teneurs en  $Al_2O_3$  dans B1 soient liées à une légère accumulation de clinopyroxène et olivine dont témoignent leurs teneurs élevées en Ni et Cr (fig. I.4 et 28) et la présence d'agrégats locaux de cristaux automorphes de clinopyroxène.

#### Modification de la teneur en alcalins

1- Dans le groupe B, les diagrammes des teneurs en alcalins (fig. I.14) montrent une dispersion importante des teneurs en  $Na_2O$  notamment dans le groupe B. Cette variation de  $Na_2O$  ne peut être liée à des altérations post-magmatiques de type séricitisation car les plagioclases sont frais. Ainsi deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer les variations de  $Na_2O$  dans B :



- la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  de 57C et 56D sont normales, dans ce cas  $\text{Na}_2\text{O}$  est modifiée dans le sens d'un apport notamment dans les échantillons G19, 52C, 52D et 84.

- les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  de 52C, D et G19 sont normales. Dans ces conditions, 57C et 56D sont anormalement appauvries en  $\text{Na}_2\text{O}$  alors que 84 y est enrichie.

Les faibles teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  de 57C et 56D ne peuvent pas s'expliquer par une proportion plus importante de plagioclase calcique car leurs teneurs en alumine ne sont pas particulièrement élevées (par exemple 57C et 52D d'une part et 84 et 56D d'autre part qui ont les mêmes teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  alors que la différence de  $\text{Na}_2\text{O}$  est respectivement de 1.27% et 1.55%).

Sachant que les plagioclases de 57C et 56D sont plus calciques que ceux de 52C, 52D, G19 et 84, il est probable que ces derniers échantillons soient enrichis tardivement en  $\text{Na}_2\text{O}$ . Un processus d'acidification des plagioclases peut être à l'origine de ces teneurs élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$  car le plagioclase est le principal porteur de  $\text{Na}_2\text{O}$ .

2- Dans C, l'évolution de  $\text{Na}_2\text{O}$ , semblable à celle de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , suggère que les teneurs en cet élément ne sont pas modifiées. Les concentrations en  $\text{Na}_2\text{O}$  de C sont plus élevées que celles de B. Cette différence de teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  reflète la différence de compositions des plagioclases qui sont en moyenne plus sodiques dans C que B.

Dans le groupe C1, seul 157C est pauvre en  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Si l'on excepte les roches intensément modifiées par biotitisation et acidification des plagioclases (G19, 52C, D et 84 du groupe B), la somme K + Na en atome (fig. I.15) augmente régulièrement avec la diminution de MgO. Ceci suppose que l'on peut expliquer en partie la dispersion des teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  par des échanges subsolidus entre Na et K.

Les diagrammes en alcalins montrent d'autre part que le groupe C est plus potassique et sodique que B.

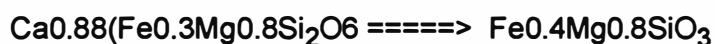
### Variations de $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , $\text{TiO}_2$ et $\text{P}_2\text{O}_5$

Les teneurs en fer total (exprimé sous forme de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) des groupes B et C montrent une évolution typique des séries calco-alcalines (fig. I.16). Les groupes C et C1 se caractérisent cependant par des teneurs en fer relativement faibles.

Les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de (a) sont conformes à celles des roches appartenant à la série tholéiitique alors que dans A, elles sont nettement plus faibles à cause de l'accumulation plagioclasique notamment dans 73, 167A et 167B.

Nous avons suggéré auparavant au cours de l'étude pétrographique que la transformation des clinopyroxènes en orthopyroxène suppose un apport de fer. Ainsi, dans les roches où le clinopyroxène est peu abondant ou absent les concentrations

doivent être élevées. Cette hypothèse ne peut être vérifiée dans le cas du groupe B car tous les échantillons sont pratiquement dépourvus de clinopyroxènes. Elle est difficile à vérifier dans le cas de C qui est peu différencié. Dans ce dernier groupe, nous constatons que dans les échantillons 112D où le clinopyroxène n'a pas été observé et dans 52A où la proportion de cette phase est nettement plus faible que dans les autres échantillons, les concentrations en fer ne sont pas très élevées. En fait, si nous considérons le couple orthopyroxène-clinopyroxène de la lame 87 (voir dessin planche I.4), comme exemple de cette transformation, le fer apporté représenterait environ le 1/4 du fer total des orthopyroxènes :



Cette quantité paraît donc faible pour produire d'énormes variations relatives.

Les concentrations en titane des roches basiques d'Ansignan sont assez élevées. Elles sont de l'ordre de 1% dans C et C1, 1 à 1.5% dans B, 1.5 à 2% dans D et sont supérieures à 2% dans A et a (fig. I.17). Dans D, les variations de  $\text{TiO}_2$  comme celle d'autres incompatibles s'accompagnent d'une faible variation de MgO.

Les teneurs en phosphore des roches basiques d'Ansignan sont assez élevées (>0.2%). Elles sont plus élevées dans C que B et augmentent régulièrement avec la chute de MgO (fig. I.17). Les teneurs élevées en  $\text{P}_2\text{O}_5$  de 88 et 108D de A indiquent une accumulation d'apatite dans ces roches.

Nous constatons ainsi que dans la majorité des roches basiques (excepté dans C1), le titane et le phosphore ont un comportement incompatible dans le domaine  $\text{MgO} > 4\%$ , ce qui justifie notre coupure à  $\text{MgO} > 4.5\%$ .

#### 4-Conclusion

Le massif charnockitique d'Ansignan est caractérisé par une grande diversité de sa composante basique. Ces roches basiques et intermédiaires se répartissent en 5 groupes géochimiques qui ne peuvent être simplement reliées à leur distribution cartographique.

- Le groupe A de type tholéiitique est formé par des roches à grain moyen macroscopiquement voisin de celles de la masse basique de Trilla.

- Le groupe B de type calco-alcalin contient les bancs basiques de la route Ansignan-Trilla, un banc basique au toit de la charnockite et les dykes tardifs gabbrodioritiques.

- Le groupe C de type calco-alcalin potassique est formé par la masse basique de Trilla et un banc basique au toit de la charnockite.

- Le groupe C1 contient des roches magnésiopotassiques chimiquement de type vaugnérites formant des bancs au toit de la charnockite ou des enclaves disséminées dans celle-ci.

- Le groupe D de type transitionnel entre le calco-alcalin et le tholéïitique, ne contient que des termes intermédiaires formant des bancs le long de la route Ansignan-Le Vivier.

Les groupes A, B, C et D sont caractérisés par des teneurs élevées en alumine et des concentrations variables en CaO (fig. I.13). Les faibles teneurs en chaux de B par rapport aux séries calco-alcalines de référence sont liées à un lessivage de la chaux des clinopyroxènes. Dans C1 les teneurs en chaux et en alumine sont relativement faibles. Cette variation de teneur en chaux d'un groupe basique à l'autre suppose l'existence de roches magmatiques initialement appauvries en chaux.

Les teneurs en  $Ti_2O$  et  $P_2O_5$  des roches basiques et intermédiaires d'Ansignan sont plus élevées par rapport à ceux de leurs équivalents des arcs insulaires. Ces deux éléments sont incompatibles dans le domaine  $MgO > 4,5\%$ . Les teneurs en terres rares, Zr et Th sont très variables d'un groupe à l'autre et augmentent généralement au cours de la différenciation de ces roches dans le domaine  $MgO > 4,5\%$ .

La différenciation et l'accumulation ont joué un rôle important dans B que C. Les variations chimiques dans le groupe C1 ne correspondent pas à une différenciation par cristallisation progressive. Ces variations généralement de types linéaires sont liées à une contamination par un magma acide. Le groupe D n'est pas très différencié ; le nombre réduit des échantillons dans A et l'abondance de l'accumulation ne nous ont pas permis d'examiner les tendances évolutives dans ce groupe.

## 5- Variations chimiques dans les faciès acides

Pour étudier les variations chimiques à l'intérieur des faciès acides du massif d'Ansignan nous avons, dans un premier temps, utilisé une classification paragenétique pour la charnockite ce qui revient à la décomposer en 4 faciès principaux : faciès à orthopyroxène + biotite (An.opx) (l'assemblage plagioclase + feldspath potassique + quartz + accessoires est constant) ; faciès à orthopyroxène + grenat (An.pgt) ; faciès à grenat + biotite (An.gt) et faciès à biotite seule (An.bio).

Dans le granite blanc de type Albas (Gbl), seuls quelques échantillons (53B et 56F) sont dépourvus de grenat. Nous avons préféré ainsi pour des raisons de commodité (nombre important de faciès) de ne pas les séparer.

### 5-1 Accumulation de feldspath potassique, biotite et grenat dans le faciès porphyroïde de la charnockite et dans le granite blanc

Les caractéristiques texturales et pétrographiques du faciès porphyroïde d'Ansignan suggèrent l'existence dans ces roches de cristaux formés à un stade plus précoce et plus ou moins séparés du liquide magmatique. A l'échelle du massif, la répartition des phénocristaux de feldspath potassique est très hétérogène, La distance moyenne entre deux phénocristaux peut varier de 0 à 10 cm environ. Ce phénomène est certainement à l'origine d'une certaine dispersion des compositions et de discordances apparentes autour des tendances évolutives moyennes. La 1ère approximation dans l'étude de ces roches est de les considérer comme des liquides.

Nous essayerons dans ce qui suit de distinguer les roches où cette accumulation est très intense. Nous traiterons tout d'abord la charnockite d'Ansignan puis le granite blanc de type Albas et en dernier la charnockite de Palmade.

Dans le diagramme AIFM (fig. I.18), les variations en  $Al_2O_3$  dans le faciès porphyroïde de la charnockite se font à rapport  $Fe_2O_3/MgO$  globalement constant. Les échantillons 47B, 58C, 70, 80A et 76 sont nettement décalés vers le pôle alumineux. Parmi ces échantillons, 80A est un cumulat plagioclasique typique. Il est très alumineux, calcique et riche en Sr (22,7%  $Al_2O_3$  ; 6,1% CaO ; 5,62%  $Na_2O$ , 1,98% MgO et 517ppm de Sr). Les concentrations en  $K_2O$ , Rb et Ba sont relativement faibles (1,78%  $K_2O$ , 881ppm de Rb, 855 ppm de Ba). Les échantillons 47B, 58C et 70 sont riches en  $Al_2O_3$ , Rb, Ba, Sr, Pb et  $K_2O$ , éléments concentrés préférentiellement dans le K-feldspath (fig. I.12, 13, 14 et 15). Ils sont par contre pauvres en constituants ferro-magnésiens ( $Fe_2O_3$ , MnO, MgO,  $TiO_2$ ) (fig. I.16 et 17).

L'échantillon 80B est un cumulat total à biotite, orthopyroxène et feldspath potassique. Il est riche en alumine (17,7%  $Al_2O_3$  pour 3,74% MgO), en MnO, Rb, Ba,  $K_2O$ , Pb et Sc (fig. I.12, 13, 15 et 16).

Dans le diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  : MgO et AIFM (fig. I.16 et 18) et pour des teneurs en MgO constantes, les points 62E, G42, 158B, 181C, G15 et 62C montrent des teneurs en fer plus fortes que la moyenne. Ces échantillons sont caractérisés aussi par des fortes teneurs en MnO, Y et Yb (fig. I.16 et 19). Il s'agit de roches où la proportion de grenat est très importante. Dans ces roches le grenat forme de grosses éponges macroscopiques.

Dans les échantillons 111A, 58C<sub>1</sub>, 58C<sub>2</sub> et 55A où la proportion modale de biotite semble être élevée, les teneurs en  $\text{TiO}_2$  et Nb sont élevées.

Dans les granites blancs (Gbl), nous pouvons distinguer deux groupes ayant des rapports Fe/Mg différents (fig. I.16 et 18). Le groupe ferrifère est également riche en Y, Yb et MnO. Une proportion relativement importante de grenats entraîne une augmentation du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  car les grenats de ce faciès, comme d'ailleurs dans les autres faciès, sont de type almandin et se caractérisent par des teneurs en fer d'environ 31% contre 4% MgO. Les teneurs en fer dans ces échantillons sont corrélées à celles de Y et Yb et à celles de MnO (fig. I.19). Ceci indique des proportions variables de grenat. Pour une même teneur en Yb (même quantité de grenat), les variations des teneurs indiquent des proportions variables de biotites sachant qu'elle est le seul ferro-magnésien associé aux grenats. La proportion d'ilménite reste négligeable.

Les points 53B, 56F, 62D et 89 montrent une nette accumulation feldspathique. Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Rb, Ba,  $\text{K}_2\text{O}$  (surtout 53B) et Sr sont élevées (fig. I.13 et 15).

Dans la charnockite de Palmade et ses enclaves associées, l'échantillon 103B qui macroscopiquement est riche en biotite, montre des teneurs élevées en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , Nb et Rb (éléments portés par la biotite) (voir tableau I.1 en annexes).

L'enclave 103C, caractérisée par l'association orthopyroxène + grenat + biotite, est riche en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Y,  $\text{TiO}_2$  et Nb (éléments liés au grenat, à la biotite et à l'ilménite). Cependant, les concentrations en Ba, Rb et  $\text{K}_2\text{O}$  sont particulièrement faibles. Un effet modal de la biotite est donc improbable.

Dans les enclaves 51B et 51C de Palmade, les teneurs en Rb, Ba et  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  sont particulièrement élevées avec des rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$  et un rapport  $\text{CaO}/\text{MgO}$  qui n'est pas très différent de 1. Cependant les teneurs en Ni, Cr et V ne sont pas particulièrement élevées (Ni = 29.1 et 31.9 ppm ; Cr = 147 et 310 ppm dans 51B et C respectivement). Nous constatons toutefois que par rapport aux roches de C1, les concentrations en Rb, Ce et Th sont relativement faibles. L'affinité chimique de ces roches avec les vaugnérites est incertaine.

Pour visualiser l'importance de l'accumulation feldspathique et biotitique dans la charnockite, nous avons reporté sa composition ainsi que les compositions d'une biotite et d'un feldspath potassique de l'échantillon 62B et 112C respectivement dans un diagramme Ba/Rb/ $\text{K}_2\text{O}$  (fig. I.20). La biotite et le feldspath potassique ont été

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ An.opx ▼ An.pgt ● Gb1  
 ○ An.gt + An.bio ○ a

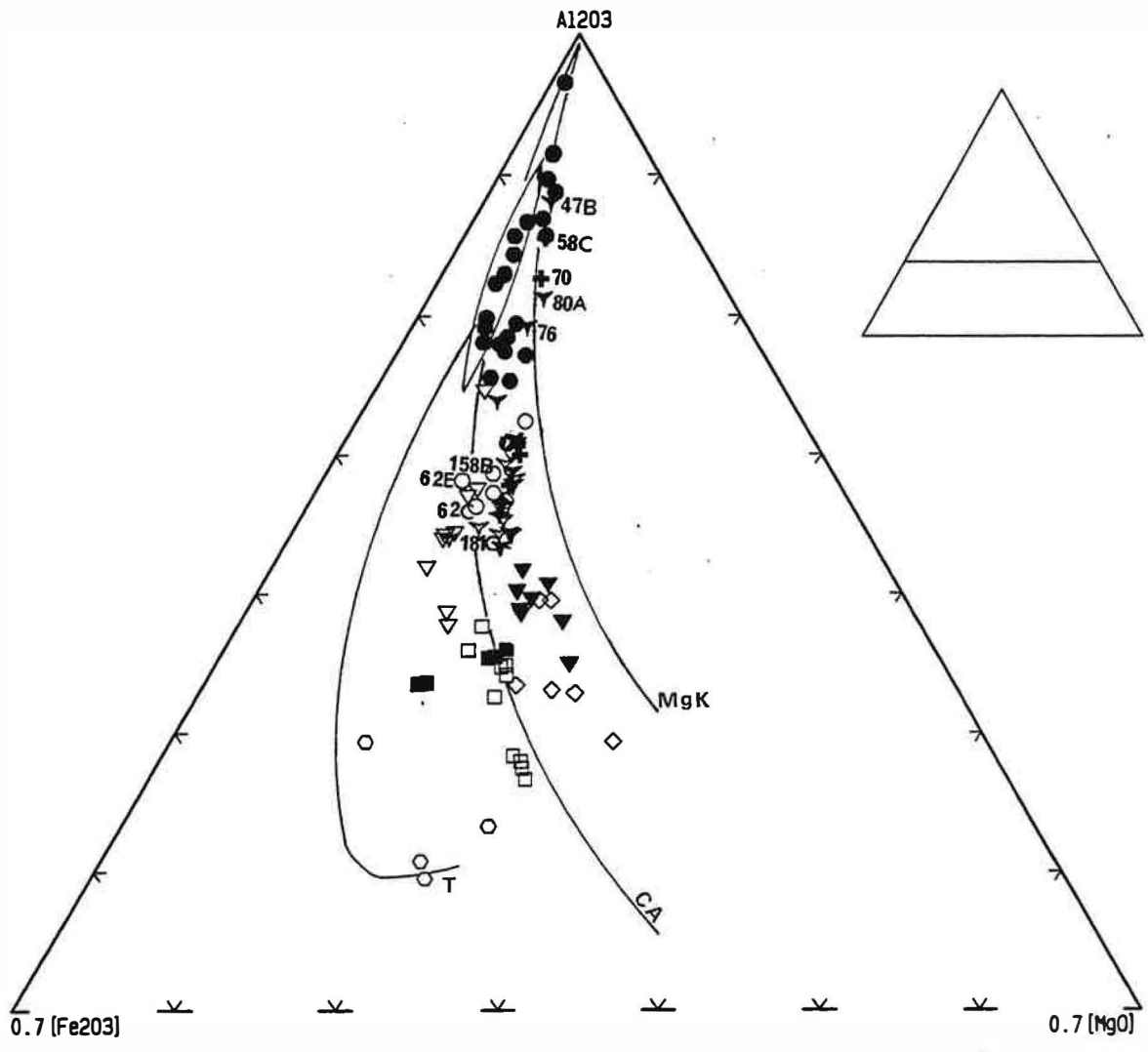


Figure . I . 18 : Position des différents faciès du massif d'Ansignan dans le diagramme AIFM de Besson et Fontelles (1974).

groupe = ▾ An.opx ▾ An.pgt

● Gbl ○ An.gt + An.bio

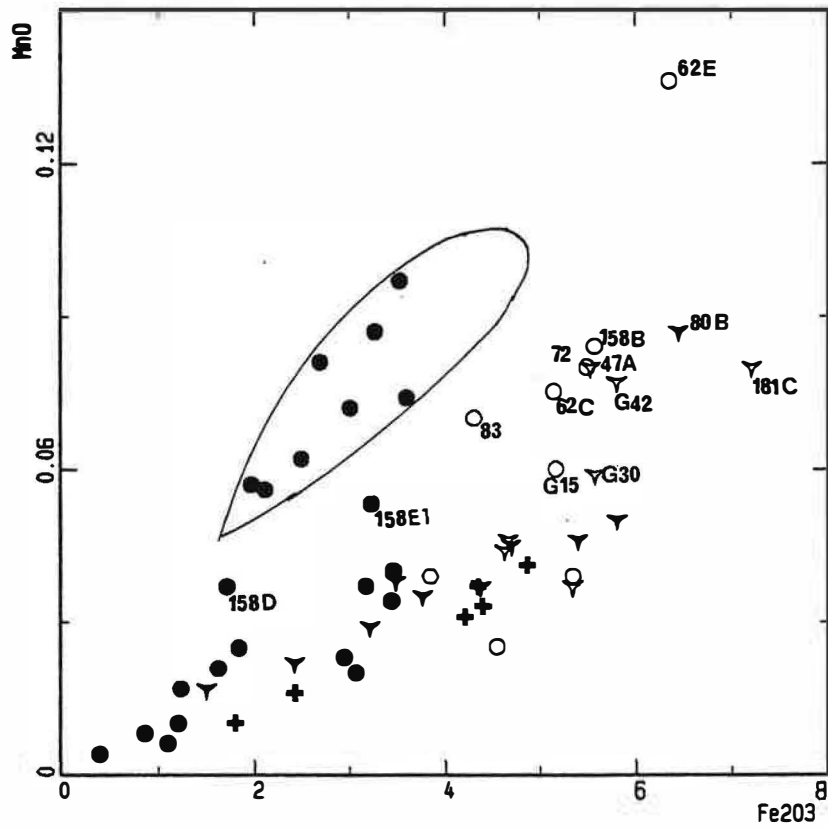
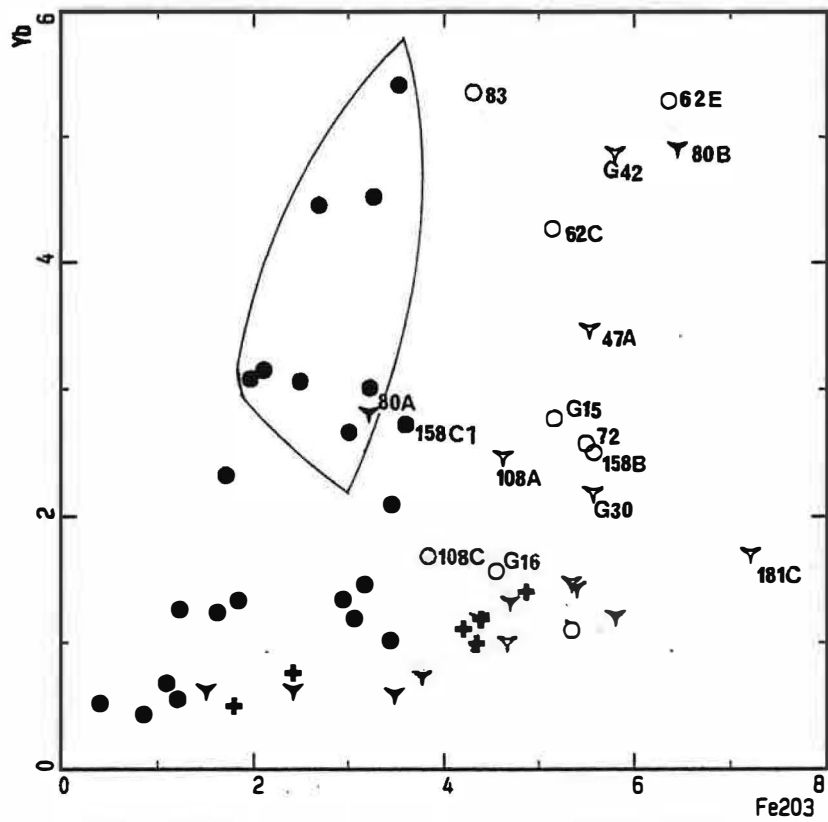
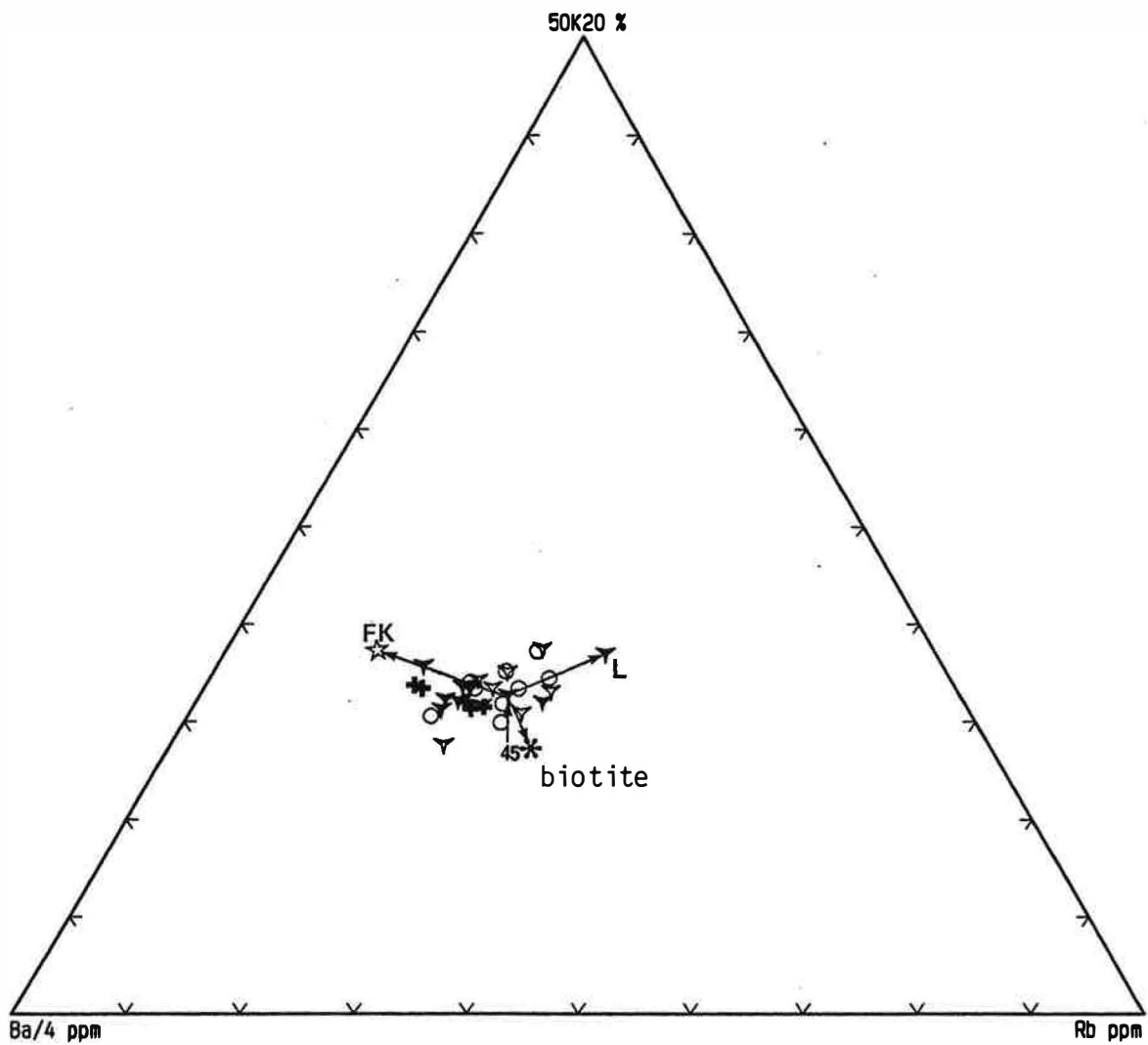


Figure . I . 19 : Variation de Yb et MnO en fonction de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (total) dans la charnockite et le granite blanc à grenat (type Albas). Effet de l'accumulation du grenat sur la teneur en Yb et MnO de la roche

groupe = ▾An.opx ▾An.pgt ○An.gt +An.bio



**Figure I . 20 :** Variation de la composition de la charnockite dans le diagramme Ba/4 : 50K<sub>2</sub>O : Rb. Effet de l'accumulation du K-feldspath et de la biotite sur la composition de la charnockite.



séparés par séparateur magnétique puis aux liqueurs denses et ont été analysés par XRF. Dans ce diagramme nous constatons que les variations dans la charnockite sont le résultat de deux mécanismes ; d'une part l'accumulation du feldspath potassique et de la biotite qui produit un enrichissement en Ba, et d'autre part la variation dans les proportions du liquide résiduel (L) introduisant une diminution de Ba et un enrichissement simultanément en Rb et  $K_2O$ . Ce dernier trend ne peut être lié ni à une mobilité secondaire de ces éléments car les teneurs en Sr, Ca et Na ne sont pas modifiées ni à une accumulation de grenat, de plagioclase ou d'orthopyroxène car aucun de ces éléments ne rentre dans la structure de ces minéraux.

Le diagramme AIFM (fig. 1.18) montre que la charnockite d'Ansignan et le granite blanc (Gbl) ne peuvent correspondre à une association typiquement calco-alcaline. Ils sont situés dans le prolongement du groupe C1 et décalés vers le pôle magnésien par rapport au trend de l'association calco-alcaline de Millas (Clavières, 1990). Il se superposent au champ des granitoïdes magnésio-potassiques du massif de Brignogan (Georget, 1986).

Dans le diagramme  $Fe_2O_3(\text{total})/MgO$  en fonction de  $SiO_2$  de Miyashiro (1974), Les charnockites et les Gbl se placent dans le domaine calco-alcalin (fig. 1.8).

## **5-2 Distinction de deux familles dans le faciès porphyroïde de la charnockite : rôle du grenat dans les variations de composition de la charnockite**

La charnockite d'Ansignan (s.s.) a une composition globale de tonalite à granodiorite magnésienne et potassique :  $SiO_2$  (62 à 68%),  $MgO$  = 1.51 à 3.42%,  $CaO$  = 2.28 à 3.61%,  $Al_2O_3$  = 14 à 17%,  $Fe_2O_3$  = 3.48 à 5.81% et  $Na_2O + K_2O$  = 5,9 à 8,27%. La présence d'une phase alumineuse telle que le grenat indique un certain degré de sursaturation en alumine. Zen (1988) a noté que cette phase n'est stable dans les magmas siliceux que si le milieu est très alumineux. Dans la charnockite d'Ansignan, nous constatons que dans les paragenèses où se manifeste le grenat, le rapport atomique  $A/CNK$  ( $Al/2Ca+Na+K$  qui représente l'alumine non feldspathisable) est supérieur ou égal à 1,1 (granite peralumineux d'après la définition de Clarke (1981). La présence du grenat se traduit surtout sur les compositions des biotites associées par un degré relativement élevé de sursaturation en alumine. Ainsi pour un même rapport  $XFe$  dans les biotites, celles associées aux grenats sont décalées vers le pôle alumineux (fig. 1.21B).

L'étude de la composition du grenat (c.f. III.5) nous a permis de distinguer deux types de grenat : un grenat manganésifère et un grenat relativement pauvre en manganèse.

L'ensemble des charnockites reportées sur le diagramme  $Ce : Yb$  et  $Yb : Th$  (fig. 1.21A) utilisant le rapport des terres rares légères et lourdes montre l'existence de deux groupes :

groupe = ▾ An.opx ▾ An.pgt ✦ Pal ○ An.gt ✦ An.bio

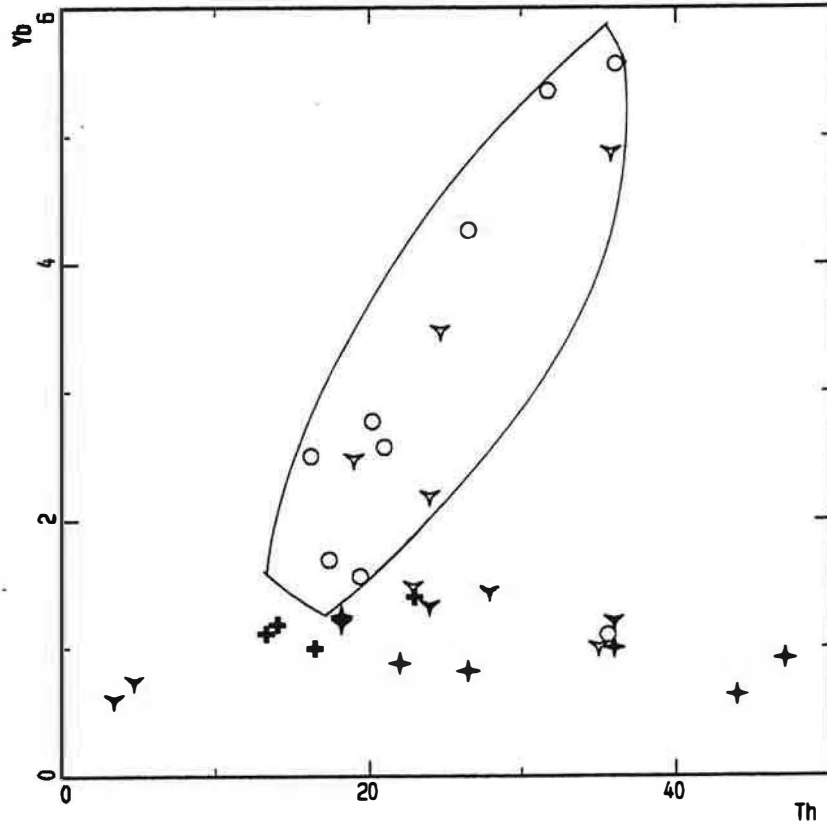
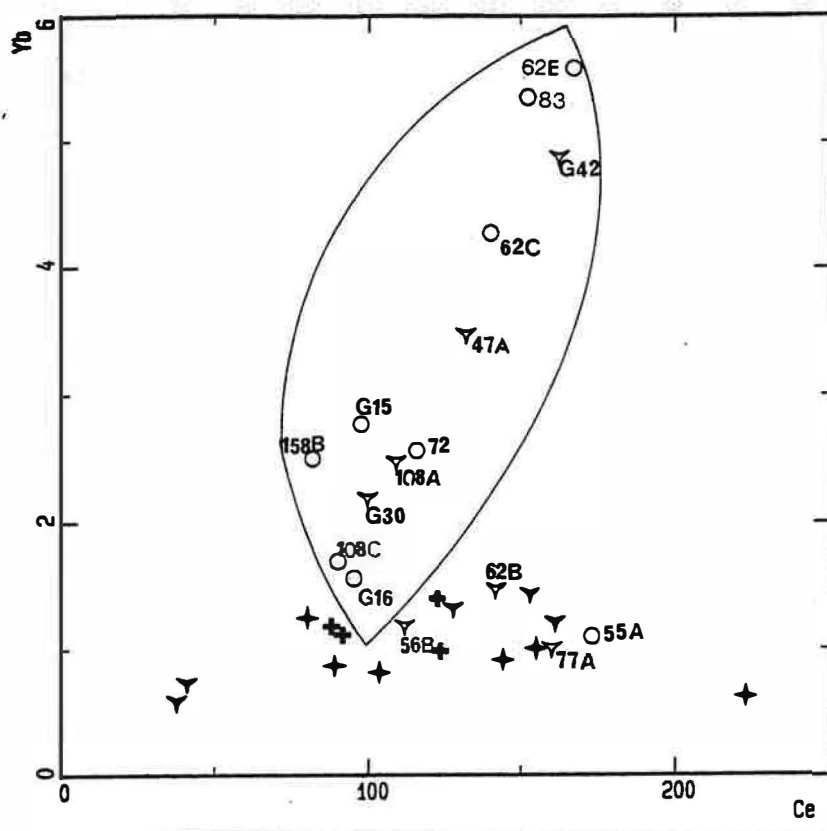


Figure I . 21A: Variation de la composition de la chamoekite d'Ansignan dans le diagramme Yb en fonction de Ce et Yb en fonction de Th.

groupe = ▽ An.opx ▽ An.pgt ○ An.gt

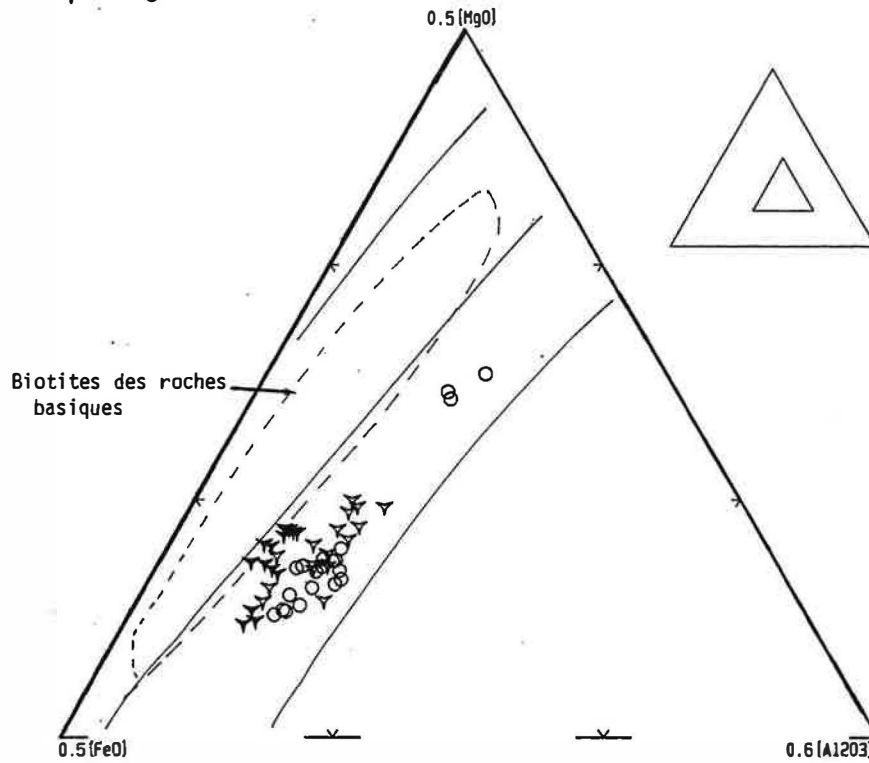


Figure I.21B : Variation de la teneur en alumine des biotites de la charnockite d'Ansignan en fonction de la paragenèse.

Anopx : orthopyroxène + biotite ; Anpgt : orthopyroxène + biotite + grenat ;  
 Angt : biotite + grenat.

groupe = ■ A □ B ▽ C ▽ D ◇ C1 ▽ An.opx ▽ An.pgt ▽ Pal ▽ Pal.enc ● 6b1

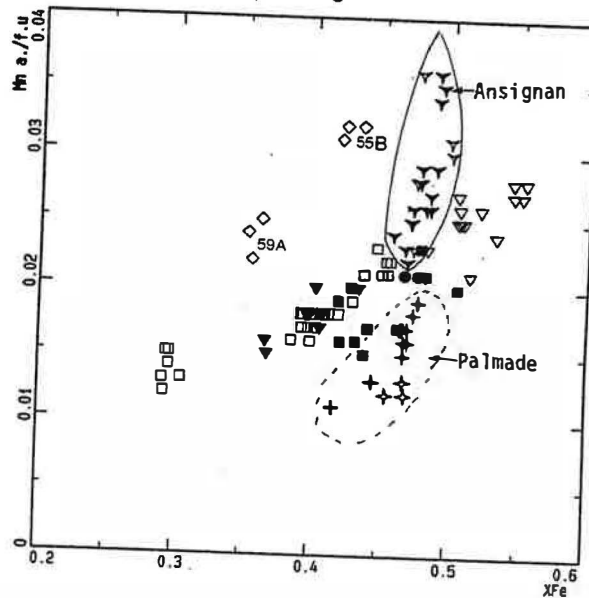


Figure I.21C : Distinction entre les orthopyroxène de la charnockite d'Ansignan et ceux de la charnockite de Palmade à l'aide des variations de leurs teneurs en Mn.

1- Dans le faciès à grenat + biotite (An.gt.) et certains faciès à orthopyroxène + grenat + biotite, les teneurs en Ce(La) et Th sont corrélées à celles de Yb.

2- Dans les faciès à orthopyroxène et/ou biotite plus un échantillon 55A à grenat + biotite et 3 échantillons à orthopyroxène + grenat + biotite (62B,77A et 56B), les teneurs en Ce et Th varient à Yb constant.

Dans l'échantillon 55A à grenat + biotite, le grenat ne forme pas de gros cristaux coalescents comme ce que l'on observe dans le faciès de bordure. Le grenat de cet échantillon est d'autre part de type manganésifère. Dans les trois échantillons à orthopyroxène + grenat + biotite appartenant au groupe 2 pauvre en Yb, les grenats de 56B et 62B où l'orthopyroxène est plus abondant que le grenat sont de type manganésifère alors que dans 77A où le grenat est dominant, il est pauvre en Mn. Les grenats de l'échantillon G42 appartenant au groupe 1 sont manganésifères. Les deux groupes géochimiques de la charnockite ne correspondent donc pas aux deux groupes de grenats distingués au cours de l'étude minéralogique. L'existence de deux groupes géochimiques au sein de la charnockite n'est donc pas contrôlée par la composition des grenats.

Ces deux groupes de charnockites sont d'autre part caractérisés par les mêmes types d'accessoires (monazite principal porteur de Y ainsi que le zircon et l'apatite en quantité beaucoup plus faible). Les compositions de ces phases, notamment du point de vue des teneurs en Y, sont quasiment identiques. L'existence donc d'un groupe d'échantillons riche en Y dans la charnockite ne serait que la conséquence d'une proportion plus ou moins abondante du grenat dans celui-ci bien que nous ne disposions pas de termes intermédiaires entre ces deux groupes.

Pour faciliter la lecture des diagrammes et pour ne pas nous encombrer de trop de symboles, nous avons préféré dans ce qui suit symboliser la charnockite d'Ansignan par ces deux groupes géochimiques. Ainsi le groupe 1 qui est constitué par les faciès (Angt) et (Anpgt) sera représenté par Angt : faciès à grenat dominant. Le groupe 2 constitué par Anbiot, Anopx et certains échantillons de Angt et Anpgt sera représenté par Anopx : faciès à orthopyroxène et/ou biotite dominants.

### **5-3 Distinction entre les différents faciès acides de la catazone**

#### **5-3-1 La charnockite de Palmade est un faciès différent de celui d'Ansignan**

Le faciès de Palmade se caractérise par des compositions en moyenne plus magnésiennes que celles d'Ansignan et par des teneurs absolues en Sc et  $P_2O_5$  et relativement faibles (fig. I.12 et 17). Le Nb varie aussi dans le même sens. Les teneurs en Zn sont par contre légèrement plus élevées. Les variations corrélées de Th et Ce (fig. I.23) permettent de séparer la charnockite de Palmade de celle d'Ansignan.

Cette distinction est confirmée au cours de l'étude des pyroxènes qui montre que les orthopyroxènes de la charnockite de Palmade (Pal) et des enclaves associées (Pal.enc.) se caractérisent par des teneurs relativement élevées en alumine et par un rapport Mn/Fe différent de ceux d'Ansignan (fig. I.21B).

### **5-3-2 Distinction entre le granite de Cassagnes et la charnockite d'Ansignan et entre le granite de Felluns et le granite blanc de type Albas**

Les variations de CaO et K<sub>2</sub>O sont très discriminantes entre les différents faciès acides de la catazone. Dans le diagramme K<sub>2</sub>O : CaO (fig. I.23), les granites de Cassagnes (Cas) et ceux de Felluns (Fel) qui se caractérisent par une saturation en alumine relativement élevée s'alignent sur un trend différent de celui de la charnockite et de Gbl et décalé vers les faibles teneurs en CaO et K<sub>2</sub>O. Le rapport Na<sub>2</sub>O/CaO relativement faible dans la charnockite traduit la différence de composition des plagioclases qui sont effectivement plus acides dans les granites de Cassagnes (fig. I.23). La charnockite d'Ansignan se distingue aussi des granites de Cassagnes (cas) par des teneurs en V relativement faibles.

Le granite de Felluns se distingue de celui des Albas (Gbl) par un rapport Na<sub>2</sub>O/CaO relativement élevé (fig. I.23) (l'échantillon 63A de Fel est cumulatique en plagioclase, il est riche en CaO, Sr) et par des teneurs en Ba, Sr, Pb et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> qui sont particulièrement basses dans (Fel) (fig. I.23). La distinction entre Gbl et Fel est très remarquable sur le diagramme K<sub>2</sub>O/Zr : K<sub>2</sub>O. Le rapport K<sub>2</sub>O/Zr est relativement élevé dans (Fel) (faibles teneurs en Zr dans Fel). Ce rapport est légèrement plus élevé dans les granites de Cassagnes que ceux d'Ansignan (fig. I.23).

### **5-3-3 Distinction entre la charnockite d'Ansignan et le granite blanc des Albas**

Les variations de Zr sont très discriminantes entre la charnockite et le granite blanc à grenat (Gbl) (fig. I.23). Elles dessinent deux trends distincts sans point commun. Les rapports Zr/TiO<sub>2</sub> sont plus élevés dans (Gbl) que dans la charnockite ; la différence de teneurs en Zr entre les deux faciès peut dépasser 100 ppm.

Les variations de La et Th montrent une discontinuité de même type que Zr entre les deux faciès (fig. I.29). Le Dy et Y sont aussi discriminants entre les deux faciès (fig. I.25). Les teneurs élevées en terres rares, Zr et Th dans Gbl indiquent des températures plus élevées que la charnockite.

Le diagramme K<sub>2</sub>O/Zr : K<sub>2</sub>O (fig. I.23), montre aussi une discontinuité entre la charnockite et les (Gbl). Les trends de variations des deux faciès sont discordants entre eux.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ Anopx ○ Angt ● Gbl ⊕ Cas △ Fel ○ a

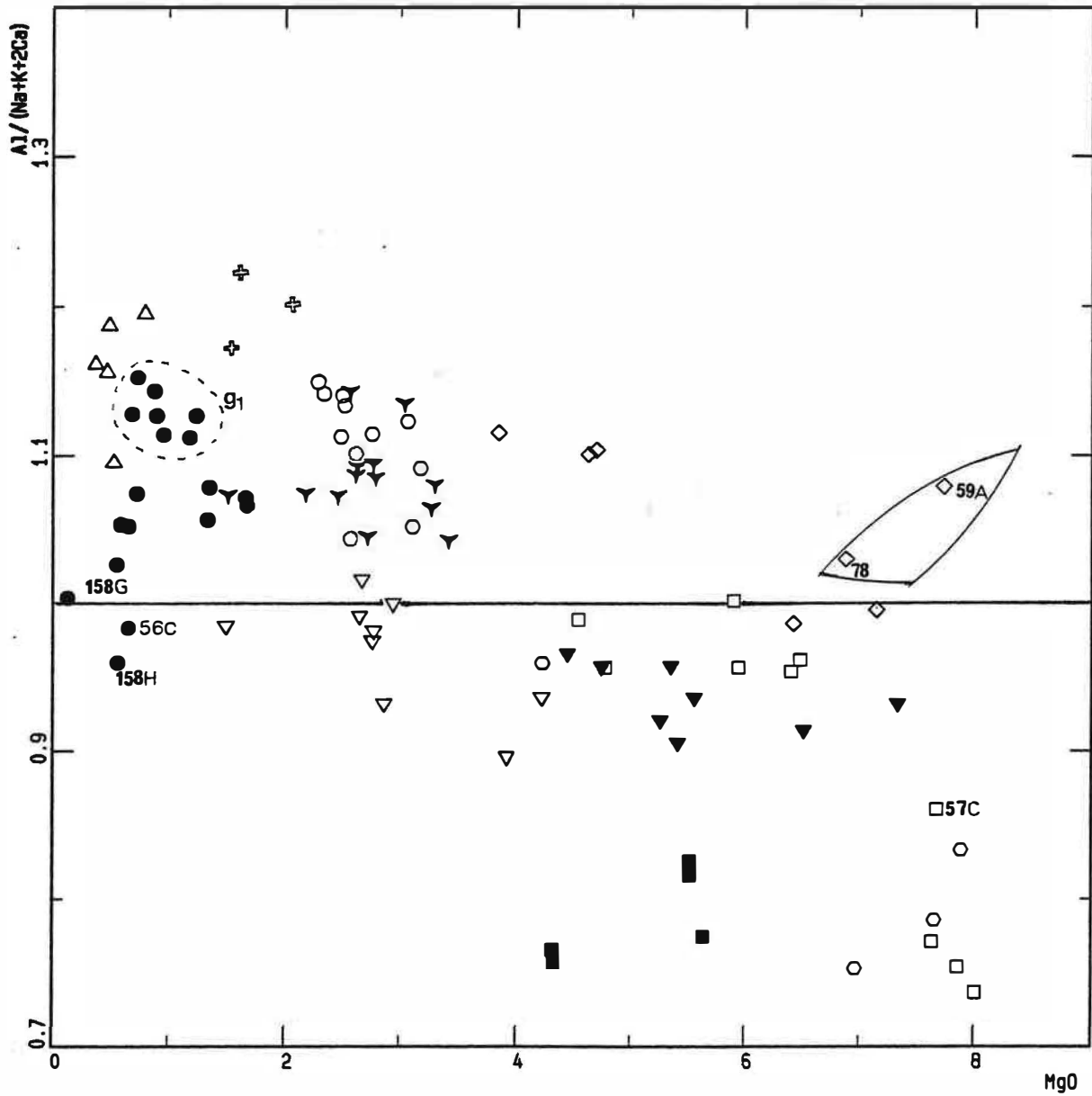


Figure 1. 22 : Variation de la saturation en alumine en fonction de MgO dans les différents faciès du massif d'Ansignan.

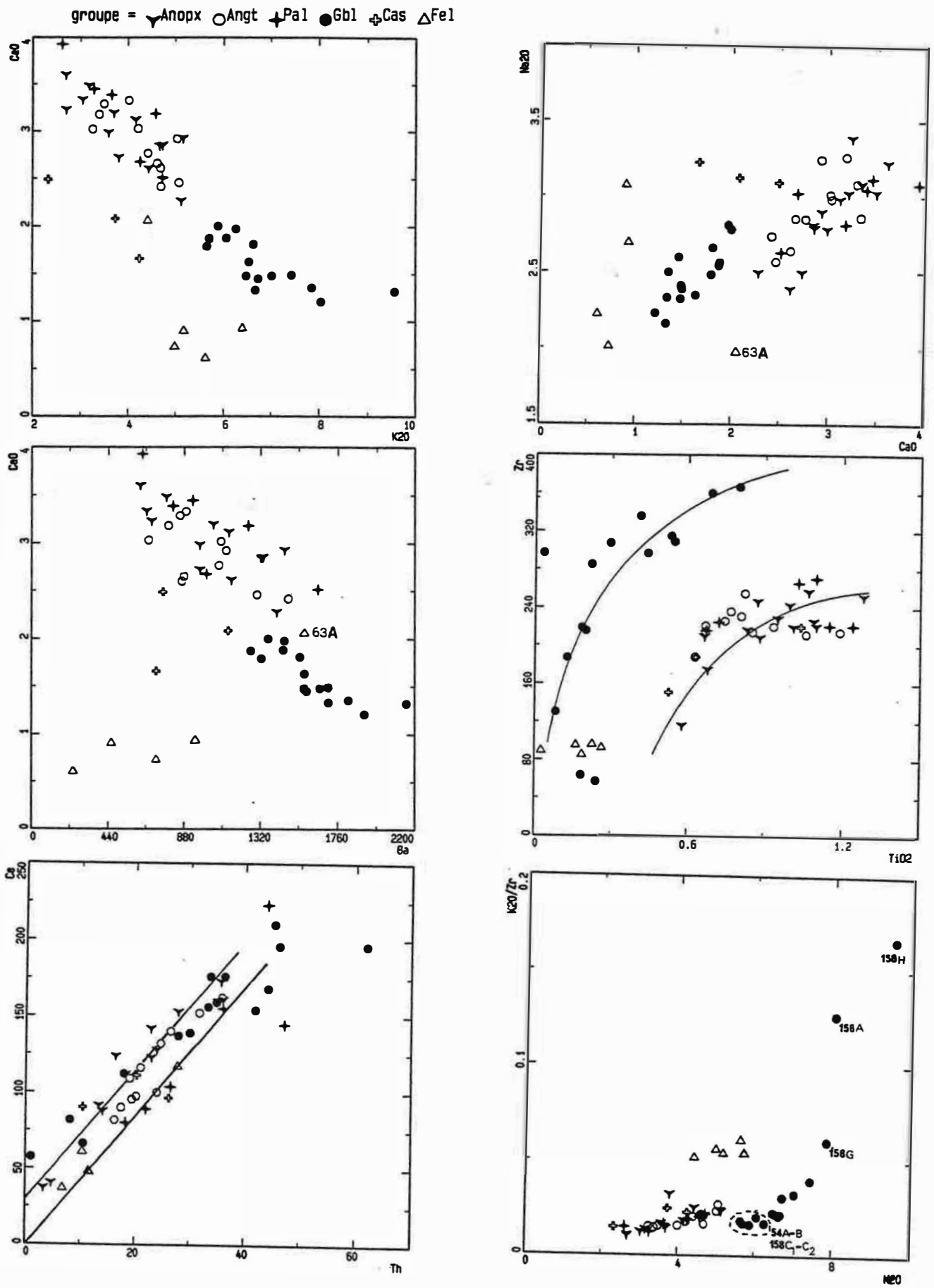
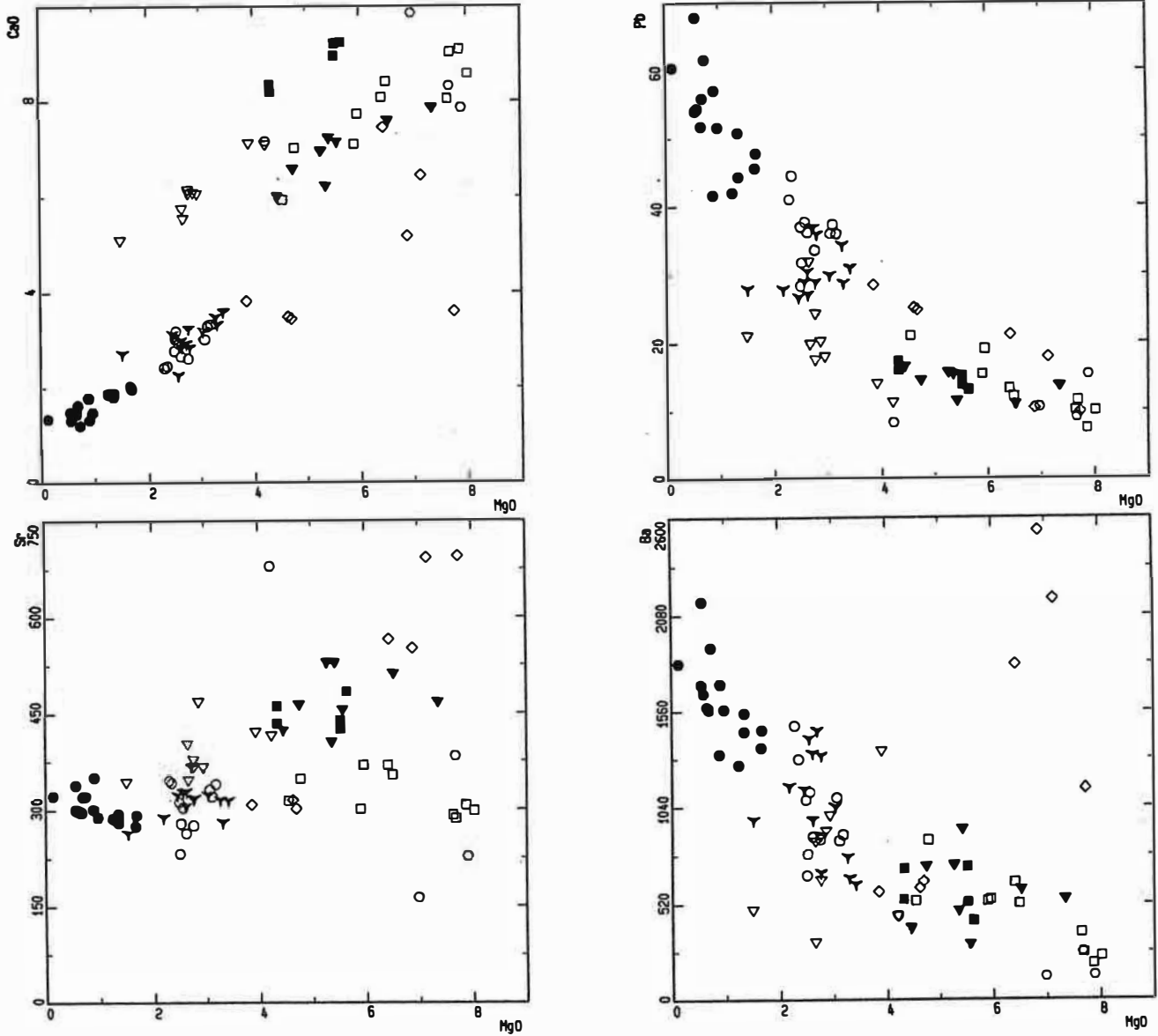


Figure I. 23 : Distinction entre les différents faciès acides de la catazone.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ Cl ▼ Anopx ○ Angt ● Gbl ○ a



**Figure I.24 :** Variation lineaire de CaO en fonction de MgO dans la charnockite ; les variations de Sr, Pb et Ba sont independantes de celles de MgO. Augmentation de Sr avec la diminution de MgO dans les termes très différenciés du granite blanc à grenat (Gbl).



groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ∇ Anopx ○ Angt ● Gb1 ○ a

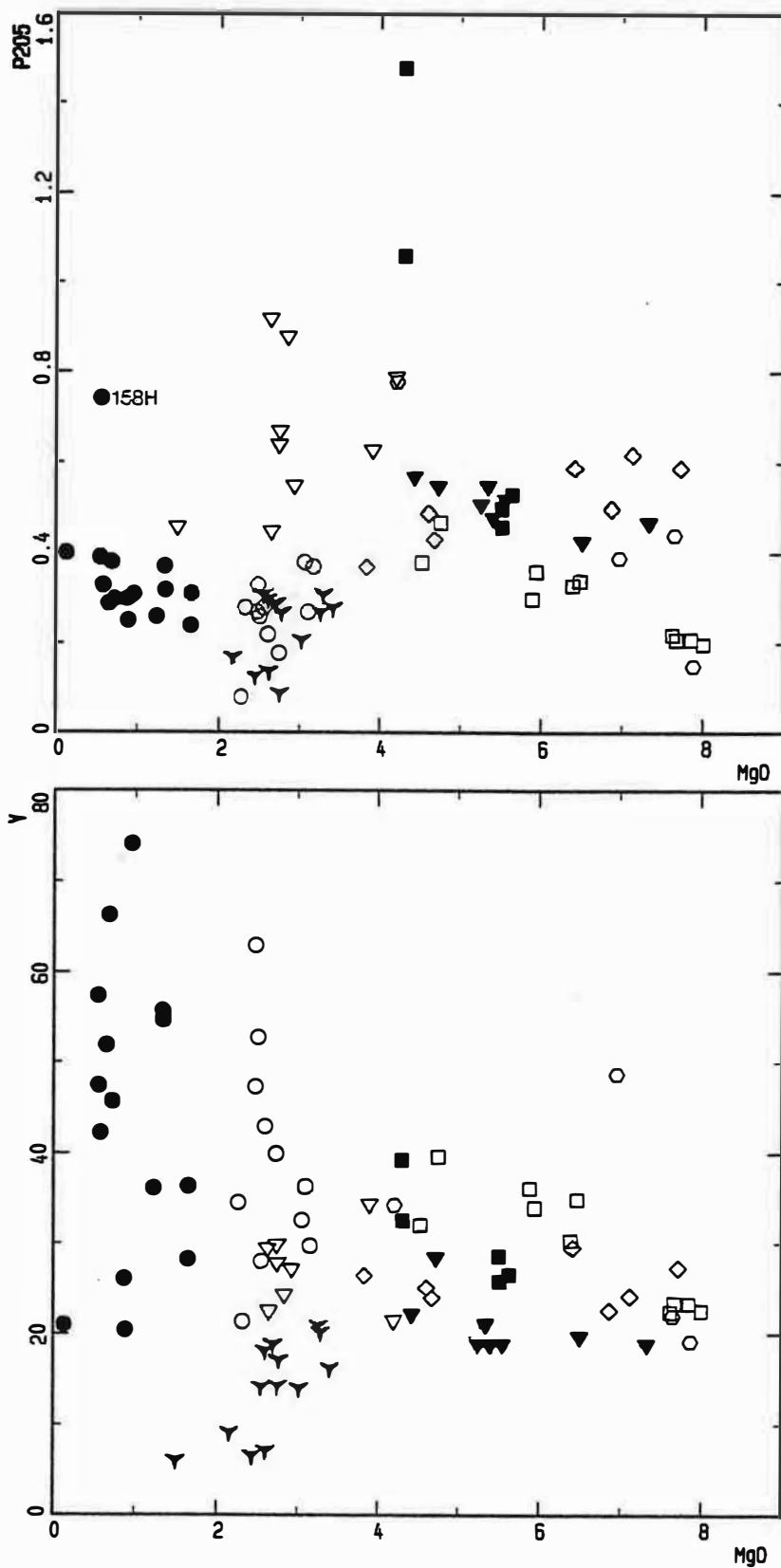


Figure I . 25 : Variation de  $P_2O_5$  et  $Y$  en fonction de  $MgO$  dans les différents faciès de la catazone.

$P_2O_5$  montre une discontinuité au passage charnockite-granite blanc (fig. I.25). Pour des teneurs en MgO très voisines,  $P_2O_5$  est en moyenne légèrement plus élevé dans (Gbl) que dans la charnockite.

### **5-3-4 Conclusion**

Ces discontinuités entre ces différents faciès (charnockite d'Ansignan, charnockite de Palmade, granite de Cassagne, granite de Felluns et le granite blanc de type Albas) suggèrent que ces faciès ne peuvent être homologués. Ils constituent des entités différentes dont chacune présente sa propre évolution.

## **5-4 Variations internes dans la charnockite et les granites blancs associés**

### **5-4-1 Dans la charnockite**

Le groupe "Anopx" de la charnockite est caractérisé globalement par une faible sursaturation en alumine (fig. I.22) et par des biotites en moyenne moins alumineuses que celles de "Angt" (fig. I.21A).

Les diagrammes de la figure I.24 montrent que dans la charnockite, les variations de Sr, Pb et Ba sont indépendantes de celles de MgO. En revanche les variations de Ca, Mg, Fe, Mn, Ti, Ca, Co, Sc, Zr, Ce..... montrent des corrélations étroites qui ne peuvent s'expliquer par une accumulation feldspathique. Il semble donc logique de considérer les variations dans la charnockite comme un effet d'accumulation totale (plagioclase, K-feldspath, orthopyroxène et/ou biotite).

Si l'on considère le faciès à orthopyroxène de la charnockite, les variations de Zr en fonction de  $TiO_2$  (fig. I.23) dessinent une courbe parallèle à celle de Gbl et suggèrent une certaine différenciation dans ce faciès. Il est probable que les liquides résiduels de la charnockite soient représentés par 181B et 58A qui sont relativement déprimés en tous les éléments traces et aussi en Ba.

### **5-4-2 Dans les granites blancs**

Les granites blancs à grenat (Gbl) sont caractérisés par un degré variable de saturation en alumine (A/CNK varie de 0.96 à 1.15). Les échantillons 54A, 54B, 62A, 86, 89, 115 et 158E2 (g1) où la saturation en alumine est relativement élevée montrent des teneurs élevées en Fe, Mn, Y, Yb et Sc (excepté dans 115) qui indiquent la présence d'une proportion importante de grenat. Il faut toutefois noter que dans certains échantillons où le rapport Fe/Mg est identique à celui de g1, la saturation en alumine n'est pas particulièrement élevée. Une coupe systématique a été réalisée sur un bloc d'une cinquantaine de centimètres et montrant une alternance de faciès avec des texture allant du faciès banal à concentration variable de grenat et biotite (158A à E3) jusqu'au faciès clair à texture pegmatitique à grosses biotites

(158G). Dans ce bloc, le rapport A/CNK est particulièrement bas dans le granite pegmatitique où il est de 0.96.

Le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> (fig. 1.23) est particulièrement intéressant car il montre que dans Gbl le rapport Zr/TiO<sub>2</sub> est variable. Ces variations ne peuvent être attribuées à des variations dans les proportions de solides accumulés car elles ne sont pas linéaires. La différenciation a priori par cristallisation a donc joué un rôle déterminant dans la variation de la composition chimique de Gbl.

Dans (Gbl), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> a un comportement différent des autres éléments traces. Les teneurs en cet élément augmentent des termes magnésiens vers les termes clairs. L'augmentation de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans (Gbl) avec la décroissance de MgO ne peut être expliquée par une baisse de l'activité de la silice dans le magma (la solubilité du phosphore dans les magmas augmente quand la silice diminue (Harrison et Watson, 1984)) car la teneur en silice augmente régulièrement avec la baisse de MgO. L'augmentation de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans les termes évolués de Gbl correspond donc à la cristallisation d'une très faible quantité d'apatite en raison d'une faible activité de la chaux dans le magma. En fait, l'examen des variations de Sr montre que, comme P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, celui-ci augmente dans (Gbl) des termes relativement magnésiens vers les termes différenciés (fig. 1.24). Cette augmentation de Sr ne peut être due aux variations du coefficient de partage de Sr entre plagioclase et magma liées aux variations des compositions des plagioclases car la composition des plagioclases de Gbl n'est pas très variable. L'augmentation de Sr dans Gbl indique que l'on cristallise une faible quantité de plagioclase à cause d'une faible activité de la chaux dans le liquide, ce qui favorise l'augmentation des teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans le liquide.

Une conséquence de l'augmentation de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans les termes relativement différenciés de Gbl est la présence d'une certaine quantité de phosphore allant jusqu'à 0.15% en poids d'oxydes dans leurs feldspaths potassiques alors que ceux des échantillons moins évolués en sont dépourvus. L'introduction du phosphore dans ces feldspaths se fait par substitution de AlPO<sub>4</sub> (constituant berlinite) à Si<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. Cette substitution est favorisée par une faible activité de la chaux dans le magma et par le caractère peralumineux de celui-ci (London et al., 1990, Helal, 1992 et Bea et al, 1992).

## **5-5 Caractérisation des granites d'Ansignan par leurs spectres des terres rares**

Les terres rares (REE) sont essentiellement portées par l'apatite, la monazite et les feldspaths pour l'Eu. Dans les charnockites et le granite blanc, les terres rares lourdes sont aussi portées par le grenat. La somme des terres rares est plus élevée dans la charnockite que dans les roches basiques associées (excepté C1).

Dans le faciès An.opx de la charnockite (échantillons 56B, 75 et 112C), l'anomalie en Eu est peu prononcée ; seules les terres rares montrent une certaine variation d'un échantillon à l'autre. Le faciès à grenat (An.gt) (échantillons 47A et 62C) montre une concentration importante des terres rares lourdes par rapport au faciès précédent et se caractérise ainsi par des spectres relativement "cassés" avec une anomalie nette en Eu (fig. I.26).

Le faciès de Palmade (échantillons 51A et 103A) se distingue de celui d'Ansignan par l'absence complète d'anomalie en Eu et par un enrichissement plus important en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres lourdes (HREE). Les teneurs en La et Yb normalisées sont respectivement de 200 à 300 et de 2 à 3 dans Palmade, contre 120 à 240 et 3 à 19 dans Ansignan.

Dans Gbl, nous pouvons distinguer deux groupes : le 1er correspondant à 54B, 158C<sub>2</sub> et 158D<sub>2</sub> est caractérisé par des teneurs élevées en HREE et une anomalie négative en Eu très prononcée. Le second groupe correspond à l'échantillon 46 et une roche très claire 158G et est caractérisé par un fractionnement important des HREE et une absence d'anomalie en Eu (fig. I.26). Cette discontinuité dans Gbl n'est pas réelle ; elle est due à un manque d'échantillons intermédiaires. En fait, les teneurs en terres rares dans ce faciès diminuent régulièrement avec la chute de MgO et leur fractionnement est accompagné d'une augmentation de Eu. En d'autres termes ceci revient à une cristallisation abondante de monazite, d'apatite et de grenat et une cristallisation très faible de plagioclase ; en accord avec le résultat annoncé ci dessus.

L'augmentation des teneurs en Eu des granitoïdes d'Ansignan avec celles de Sr, indique que l'évolution de Eu<sup>2+</sup> (rayon ionique 1.12) est similaire à celle de Sr<sup>2+</sup> (rayon ionique 1.13). Ainsi la corrélation négative de Eu avec MgO dans Gbl est liée à l'augmentation de Sr.

En comparant les spectres des granitoïdes d'Ansignan avec ceux de la littérature, nous constatons que ceux du faciès An.opx de la charnockite d'Ansignan, des échantillons 46 et 158G (Gbl) et ceux de la charnockite de Palmade sont différents de ceux des faciès "équivalents" des complexes calco-alcalins qui se caractérisent par une brisure nette en Eu et Gd. Ils s'approchent de ceux des monzogranites (Cocherie, 1984, Tindle et Pearce, 1981). Cependant ceux du faciès An.gt et des échantillons 54B, 158C<sub>2</sub> et 158D<sub>2</sub> de Gbl sont plutôt identiques à ceux des complexes calco-alcalins.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ Cf ▼ Anopx ○ Angt ✦ Pal ● Gb1

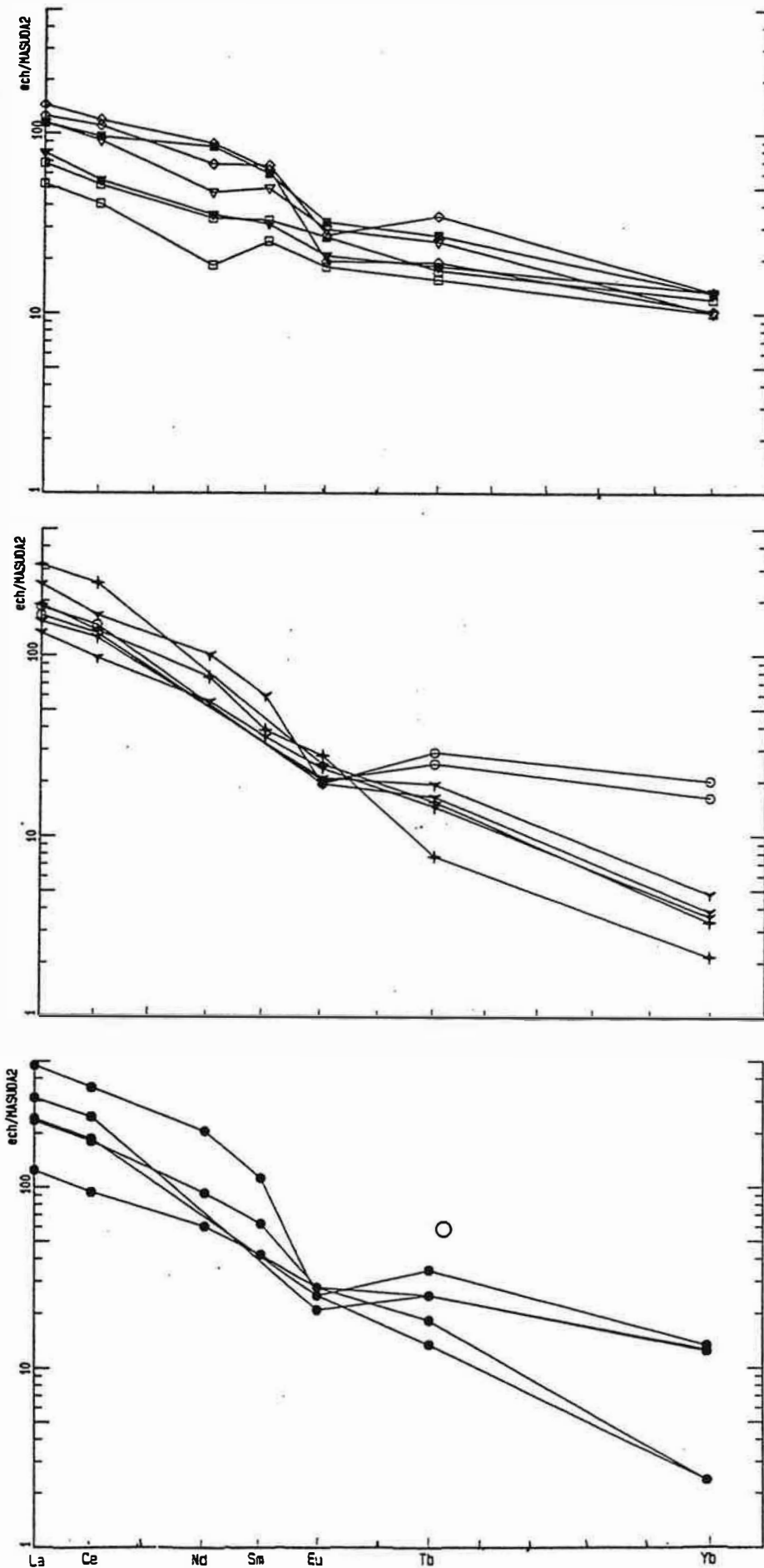


Figure I . 26 : Distribution des Lanthanides dans les différents faciès du massif d'Ansignan (analyses par activation neutronique ; mêmes valeurs de normalisation que dans le diagramme I.8B).

Il faut donc être prudent quant à la caractérisation des magmas granitiques par leur spectres de terres rares car certaines discontinuités artificielles (par exemple opposition entre An.opx et An.gt) peuvent apparaître au sein d'un même faciès géochimique.

#### **5-6 Conclusion**

Les variations de CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O et Ba indiquent que ni le granite de Cassagne, ni la charnockite de Palmade ne peut être l'équivalent de la charnockite d'Ansignan, mise en place à des niveaux différents. Le granite de clair à grenat de Felluns ne peut non plus être identifié à celui des Albas.

Les variations de Zr et TiO<sub>2</sub> montrent que le granite blanc des Albas (Gbl) et la charnockite d'Ansignan se projettent sur des courbes parallèles. La différenciation et l'accumulation a joué un rôle important dans les variations des compositions de Gbl. Dans la charnockite par contre les principales variations chimiques sont l'effet d'une accumulation de plagioclase, de K-feldspath, d'orthopyroxène et/ou de biotite.

## 6-Variations chimiques à l'échelle du massif

### 6-1 Contraintes sur les assemblages minéralogiques fractionnés au cours de la différenciation des roches basiques et des granitoïdes d'Ansignan

Nous avons suggéré précédemment que la différenciation par cristallisation et accumulation a joué un rôle déterminant dans les variations des compositions chimiques des roches basiques et acides du massif d'Ansignan. Nous testerons dans ce qui suit cette hypothèse en essayant de quantifier les assemblages minéralogiques susceptibles d'être séparés pour rendre compte des variations chimiques internes dans ces roches. Nous examinerons parallèlement la transition entre les roches basiques et acides. Les alcalins et les alcalino-terreux sont particulièrement utiles dans les modélisations pétrogénétiques car ils sont incorporés dans les phases majeures ; leur faible concentration dans ces phases nous permet de leur appliquer la loi de Henry (loi des solutions diluées). Cette loi ne peut être appliquée aux lanthanides, Zr et Th dont le comportement est contrôlé par des minéraux accessoires car ces éléments ne sont plus en traces dans ces phases, ils deviennent des constituants majeurs.

Nous avons vu que dans le groupe C1 les teneurs en Rb et Ba de certains échantillons ne sont pas primaires et d'autre part que les variations chimiques dans ce groupe sont difficilement interprétables en termes d'une différenciation par cristallisation fractionnée. Les variations dans ce groupe ne seront donc pas prises en compte dans ces diagrammes.

Les vecteurs visualisant l'effet du fractionnement de l'orthopyroxène, clinopyroxène, olivine, biotite, plagioclase et feldspath potassique ont été tracés sur les diagrammes de la figure 1.27 en utilisant la loi de Rayleigh sur la cristallisation fractionnée sous l'hypothèse  $D_i = C_{te}$  :

$$C_i/C_0 = F(D_i - 1)$$

où  $C_i$  = concentration de l'élément  $i$  dans le liquide résiduel

$C_0$  = concentration de l'élément  $i$  dans le liquide initial

$F$  = fraction du liquide résiduel

$D_i$  = coefficient de partage global de l'élément  $i$  ( $D_i = \sum_j K_{ij} X_j$  ;  $K_{ij}$  est le coefficient de partage de l'élément  $i$  dans la phase  $j$  ;  $X_j$  la proportion de la phase  $j$  dans la fraction solide).

Nous avons utilisé les coefficients de distribution de la compilation de Arth (1976) pour l'olivine (ol), l'orthopyroxène (opx), le clinopyroxène (cpx), le plagioclase (plg), la biotite (bio) et le feldspath potassique (FK) et de Matsui et al. (1977) pour la hornblende (hbl) (tableau 1. 2).

	ol	opx	cpx	plg	bio	FK	hbl
Ba	0.01	0.008	0.079	0.36	6.36	6.12	0.42
Rb	0.098	0.012	0.032	0.048	3.26	0.34	0.44
Sr	0.014	0.013	0.318	2.84	0.12	3.87	0.46

Tableau I.2 : coefficient de partage minéraux/liquides d'après la compilation de Arth (1976) et Matsui et al (1977).

Etant donnée que la barre d'erreur sur ces coefficients est assez grande l'orientation de ces vecteurs est assez approximative.

Deux trends principaux peuvent être identifiés sur les diagrammes de la figure I.27. Le trend 1 correspond aux roches basiques A, B et D dans lesquelles Rb et Ba augmentent et Sr diminue. Dans C, Sr et Ba passent par un maximum avant de décroître. Nous n'avons pas tenu compte dans ce diagramme des roches tardives gabbrodioritiques du groupe B qui montrent des teneurs élevées en Rb par biotitisation. Le trend 2 contient la charnockite et les granites blancs associés dans lesquels seul Ba semble varier alors que Sr (et Rb) sont pratiquement constants. Tenant compte du caractère cumulatif de la charnockite en K-feldspath, en plagioclase et en biotite, nous considérons que le trend 2 relie plutôt les compositions moyennes de la charnockite et celle du granite blanc.

Les variations dans le trend 1 sont contrôlées par la cristallisation des plagioclases et des pyroxènes. L'augmentation de Ba avec Rb suggère que le feldspath potassique ne participe pas à la différenciation du magma de ces roches. La diminution de Ba dans les termes évolués de C indique que le K-feldspath est au liquidus.

Les variations de CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fig. I.13 et 16) sont compatibles avec un fractionnement des plagioclases et des pyroxènes dans les roches basiques. Dans C, l'augmentation de Sr dans les termes magnésiens alors que Ca diminue suggère une cristallisation précoce des clinopyroxènes par rapport aux plagioclases.

Les variations du trend 2 dans le diagramme Ba/Rb sont particulièrement intéressantes car le fractionnement d'un assemblage minéralogique à orthopyroxène, biotite, plagioclase, K-feldspath (phases constitutives de la charnockite) ne peut pas produire une augmentation du rapport Ba/Rb. Si l'on considère que les teneurs en ces éléments sont primaires, un processus de cristallisation est incompatible avec les variations dans ce trend. Nous trouvons ici un argument pour exclure l'hypothèse d'une différenciation des magmas de type Gbl par cristallisation cotectique des minéraux de la charnockite.

La transition roches basiques-charnockite ou Gbl est compliquée. Une différenciation de la charnockite ou de Gbl à partir du groupe C ne peut être



groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D

▼ Anpx ○ Angt ● Gbl

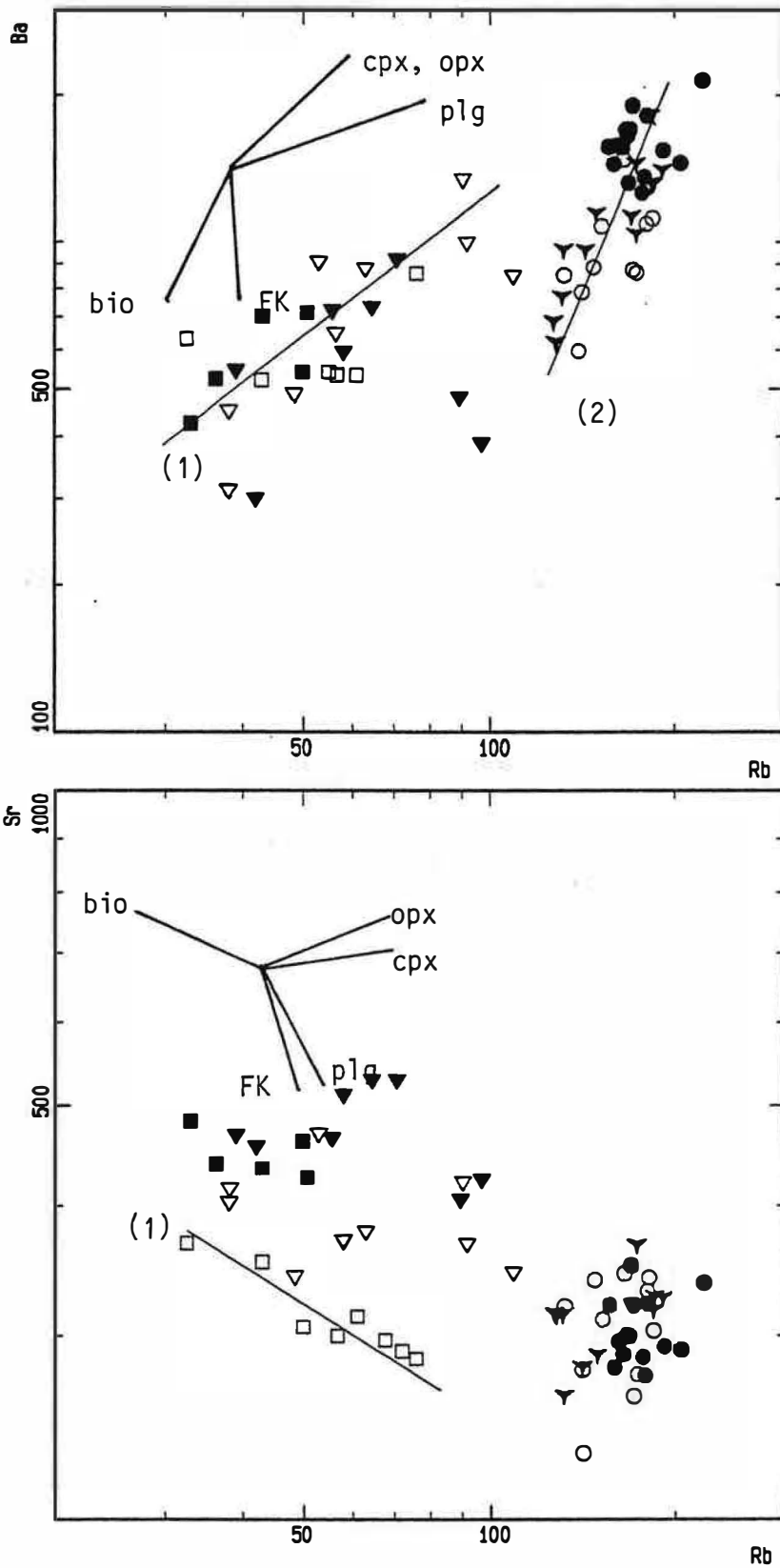


Figure I . 27 : Evaluation de l'assemblage minéralogique fractionné au cours de la différenciation des roches basiques et acides du massif d'Ansignan.

envisagée car l'augmentation de Ba à la transition groupe C-charnockite ou Gbl suppose une interruption de la cristallisation des K-feldspaths. Dans le diagramme Sr/Rb où les variations internes dans chaque groupe basique et intermédiaire sont différentes, le passage groupe B-charnockite ou Gbl est impossible car ceci suggère une interruption de la cristallisation des plagioclases. Il est par contre possible d'imaginer un passage des groupes A ou D à la charnockite ou au granite blanc (Gbl) par cristallisation des plagioclases et des pyroxènes. C'est ce point qui fera l'objet du paragraphe suivant.

## **6-2 relation entre les faciès basiques et acides à l'aide des variations d'autres éléments**

### **6-2-1 Introduction**

Les observations de terrain ainsi que les caractéristiques pétrographiques de l'association acide-basique du massif d'Ansignan ne montrent pas de "chilled margin" (ou bordures figées) du côté des enclaves basiques comme c'est le cas dans les innombrables plutons calco-alkalins : massif de Quérigut (Fourcade, 1981), pluton de Bono (Sardaigne) (Cocirta, 1986), massif d'Adamello en Italie (Blundy et Holland, 1990). Dans le cas des bancs basiques, les relations charnockite-basique (charnockite découpant les bancs basiques en bancs décimétriques) indiquent que pendant la mise en place de la charnockite, ces roches basiques étaient entièrement cristallisées.

Les minéraux des différents faciès du massif d'Ansignan sont presque entièrement rééquilibrés. L'examen des relations génétiques entre les roches basiques et la charnockite, sur la base d'une étude minéralogique, est très délicat. Seule la géochimie nous permettra ainsi d'examiner les relations entre ces roches basiques et la charnockite.

### **6-2-2 Relation entre les roches basiques A, B, C, D et la charnockite d'Ansignan**

Dans ce paragraphe la discussion d'une relation génétique entre ces roches basiques et la charnockite doit tenir compte des considérations ci dessus c'est-à-dire que la transition entre les roches basiques A, C, D et la charnockite peut être assurée par cristallisation des plagioclases et des pyroxènes. Les variations des éléments de transition (Cr et Ni), sont particulièrement intéressantes pour discuter cette relation.

L'évolution des teneurs en Ni et Cr dans les suites magmatiques est contrôlée par le fractionnement des pyroxènes, des spinelles et des olivines. Hart (1978) a indiqué que les variations du rapport Ni/MgO dans les basaltes sont dues à un fractionnement de l'olivine. Le coefficient de partage Ni(olivine)/Ni(magma) n'est pas

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ∇ Anopx ○ Angt ● Gbl ○ a

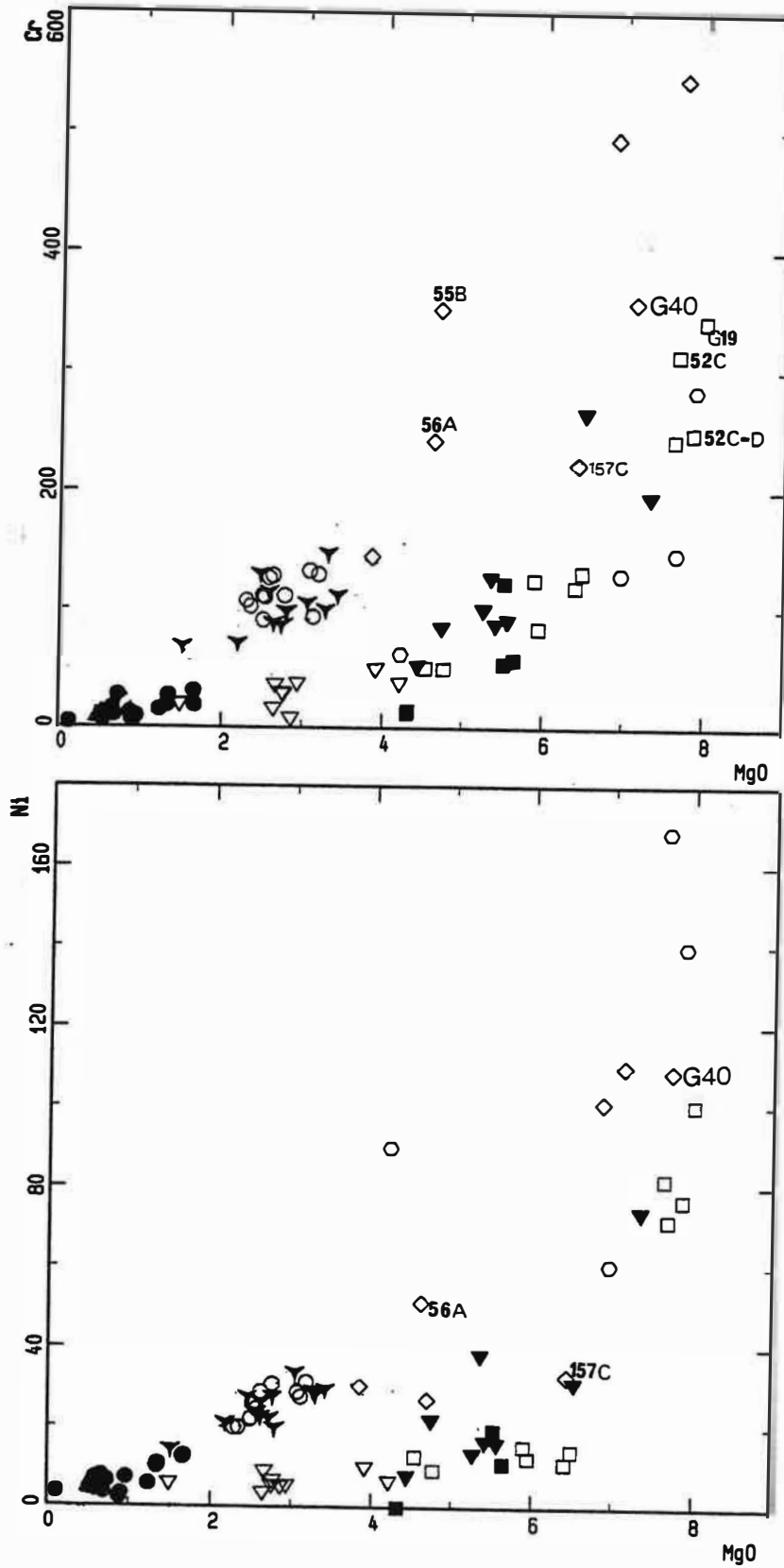
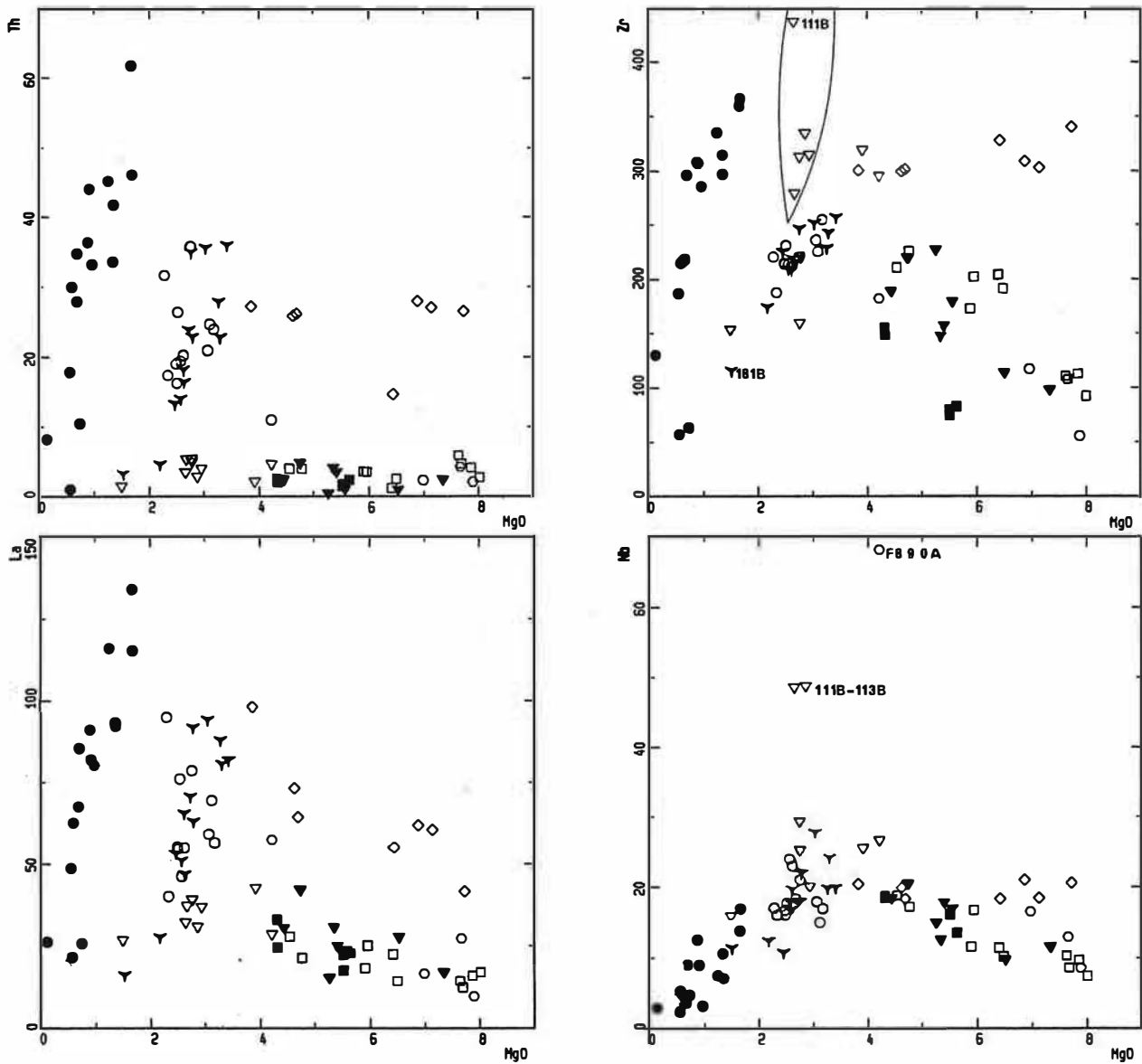


Figure I . 28 : Variation de Ni et Cr en fonction de MgO dans les différents faciès de la catazone.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▲ Anopx ○ Angt ● Gbl ○ a



**Figure I. 29 :** Discontinuités de teneurs en Th et la entre la charnockite et les groupes basiques A, B, C et D.

Dans le groupe C1, les variations linéaires de Th, La et Nb en fonction de MgO incluent le domaine de composition de la charnockite ; celles de Zr sont par contre à l'extérieur du domaine de composition de la charnockite.

lié à la concentration de Ni dans le magma ; il est par contre étroitement lié à la composition du magma et en particulier à sa teneur en MgO : ce coefficient augmente linéairement avec le rapport 1/MgO.

Le pyroxène joue un rôle non négligeable dans le fractionnement de Ni. Le coefficient de répartition Ni(augite)/Ni(basalte) est de l'ordre de 3.5 (Jensen, 1973). Ce coefficient est de ~4 pour la bronzite.

Les concentrations en Ni et Cr dans l'ilménite sont nulles. Le rôle de l'ilménite dans le fractionnement de ces éléments est donc négligeable. La présence par contre d'un sulfure de nickel en inclusion dans la pyrite, dans les roches basiques, indique par contre que les sulfures pourraient jouer un rôle déterminant dans l'évolution de la composition des liquides basiques.

Les éléments de transition Ni et Cr montrent une discontinuité de teneurs très nette entre la chamockite et les roches basiques de type A, B, C et D : les teneurs en Ni et Cr de la chamockite sont 2 à 3 fois supérieures à celles de ces roches basiques (à MgO constant). Dans un modèle de cristallisation progressive, la cristallisation d'un assemblage à 2 pyroxènes et plagioclase, comme le suggère les diagrammes de la figure I.27 produit plutôt une diminution de Ni et Cr avec MgO. En aucun cas, nous ne pouvons imaginer le fractionnement d'un assemblage minéralogique qui puisse produire une augmentation aussi forte des rapports Ni/Mg et Cr/Mg à la transition roches basiques (A, B, C, D)-chamockite. Nous considérons ainsi qu'une origine de la chamockite par différenciation progressive à partir des groupes A, B, C ou D ne peut être envisagée.

L'absence d'une relation génétique entre la chamockite et ces roches est aussi confirmée par les variations de Th (fig. I.29) qui montrent une discontinuité de teneurs importantes entre les roches basiques A, B, C et D et la chamockite. Les concentrations en Th dans ces roches basiques sont très faibles (~5 ppm) et augmentent légèrement avec la chute de MgO. Dans la chamockite la composition moyenne des roches est à environ 25 ppm de Th. Ces teneurs diminuent jusqu'à 5 ppm lorsque MgO passe de 3.42 à 1.27%. Ces variations sont très contraignantes car le passage des roches basiques (A, B, C et D) implique des variations importantes du taux de cristallisation F. Si l'on considère que le Th est incompatible (tout le Th est porté par le liquide), F devrait varier d'un facteur de 5. Ceci est incompatible avec les variations certains éléments traces incompatibles (Zr, Nb...) et des éléments réfractaires (Fe, Mn, Mg, V, Sc Co) qui varient très peu à la transition basiques-chamockite.

Nous considérons ainsi qu'une origine de la chamockite par différenciation progressive à partir des groupes A, B, C ou D ne peut être envisagée.

Nous pouvons exclure pour les mêmes raisons une relation entre ces roches basiques et Gbl.

### **6-2-3 Relation entre les roches basiques C1 et la charnockite d'Ansignan**

Dans le groupe C1, la dispersion des teneurs en Ni et Cr est très importante. Les échantillons G40 et 157C qui présentent, comme nous l'avons remarqué auparavant, une variation différente des autres échantillons du groupe C1 pour  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$  (fig. I.13, 14, 15 et 16) sont également caractérisés par des teneurs relativement faibles en Cr et Ni (pour 157C).

Dans le diagramme I.28 (Ni et Cr en fonction de MgO), le domaine de composition de la charnockite est situé dans le prolongement de celui de C1. La majorité des éléments majeurs et traces montrent ce même type de relation. Il faut toutefois remarquer que les compositions du groupe C1 ne montrent pas de fractionnement entre Ni/Mg et Cr/Mg ; ce qui suggère dans le cadre d'une différenciation par cristallisation que ni le clinopyroxène ni l'olivine n'ont participé à la différenciation de C1. Les variations dans ce groupe sont compatibles avec l'hypothèse d'une contamination d'un magma basique magnésiopotassique par un magma acide.

Nous considérons pour l'instant l'existence d'une parenté génétique entre la charnockite et les roches de type C1 sans que l'on puisse préciser la nature de cette relation qui fera l'objet d'une discussion détaillée au chapitre III.2. Nous précisons cependant qu'une différenciation de la charnockite à partir d'un magma de type 59B, par fractionnement de labiotite de l'orthopyroxène et des feldspaths, peut être envisagée et que cette hypothèse ne nous engage pas à considérer C1 comme une suite de liquides différenciés.

### **6-3 Relation entre la charnockite et les granites blancs de type Albas (Gbl)**

Nous avons vu que la charnockite et le granite blanc (Gbl) forment dans le diagramme Zr (Ce)/ $\text{TiO}_2$  (fig. I.23) deux ensembles différenciés évoluant sur des courbes parallèles. Gbl se caractérise d'autre part par des rapports  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$  et Ba/Rb plus élevés que ceux de la charnockite (fig. I.23 et 27). Ces variations indiquent, comme nous l'avons signalé ci-dessus, que Gbl ne peut être le produit d'une différenciation par cristallisation de la charnockite.

## 7- Conclusion à l'étude des faciès acides

La chamockite d'Ansignan et le granite blanc de type Albas sont alumineux ( $A/CNK \sim 1$ ) et présentent certaines caractéristiques des granites magnésio-potassiques c'est-à-dire un rapport Fe/Mg plus faible que celui de leurs équivalents calco-alcalins ; un caractère hypocalcique ( $Ca/Mg \# 1$ ). Les concentrations en terres rares légères, Zr et Th sont élevées.

La chamockite montre des compositions globalement homogènes. Les principales variations chimiques sont liées à l'accumulation feldspathique et ferromagnésienne. Les variations du rapport Ce/Yb dans la chamockite d'Ansignan montre l'existence de deux groupes qui ne sont pas contrôlés par les compositions des grenats. Dans le granite blanc de type Albas nous pouvons par contre observer une certaine différenciation.

Le faciès de Palmade se distingue de celui d'Ansignan par des compositions plus magnésiennes et par des teneurs absolues plus faibles en  $P_2O_5$ , Nb et Sc.

Les granites de Cassagnes diffèrent de la chamockite d'Ansignan par des teneurs plus faibles en Ca, K et Ba et plus élevées en Na (fig. I.23).

La distinction entre le granite blanc (Gbl) et la chamockite d'Ansignan est très remarquable à l'aide des variations de Zr, Ce et Th en fonction de MgO ou  $TiO_2$ .

Le granite de Felluns (Fel) se distingue de (Gbl) par des teneurs plus faibles en Ca, K, Ba, Sr, Zr et en terres rares (fig. I.23).

A l'échelle du massif, les distributions de Ni et Cr montrent un rapport Ni (Cr)/Mg plus élevé dans la chamockite que dans les groupes basiques A, B, C et D (fig. I.28). Les variations de ces deux éléments ainsi que celles du Th (fig. I.29), indiquent qu'une différenciation de la chamockite ou de Gbl à partir de ces roches basiques est impossible. En revanche les variations chimiques dans la chamockite et le groupe C1 supposent une certaine relations entre les deux faciès.

L'augmentation du rapport Ba/Rb de la chamockite vers Gbl indique qu'une différenciation de Gbl par cristallisation ne peut être admise.

### III COMPOSITION CHIMIQUE DES MINERAUX

Dans l'étude minéralogique qui suit, nous avons adopté une classification géochimique des ensembles basiques. Nous avons vu au cours de l'étude géochimique que les roches basiques d'Ansignan se répartissent en cinq groupes géochimiques :

- le groupe A est formé essentiellement par des roches basiques à grain moyen à l'intérieur de la chamockite. Dans ces roches le clinopyroxène est assez abondant.

- le groupe B est formé par les bancs basiques près d'Ansignan, par les bancs qui longent la route Ansignan-Trilla, mais aussi par les roches tardives gabbrodioritiques en dykes subverticaux recoupant la masse basique de Trilla et par les petites intrusions basiques à grain grossier de "l'Homme mort" et celle située au nord de "al Roucatas". Le clinopyroxène est présent uniquement dans les intrusions à grain grossier et dans les roches tardives. Il est rare dans les bancs basiques et sa présence est réduite à des cristaux minuscules.

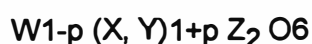
- le groupe C est formé essentiellement par la masse basique principale, à grain grossier, formant le plateau de Trilla. Dans ces roches le clinopyroxène est omniprésent, mais sa proportion est variable d'un échantillon à l'autre.

- le groupe C1 est formé par des roches très sombres à grain fin et qui forment soit des bancs décimétriques (~20cm) au toit de la chamockite près du contact avec les gneiss de Caramany soit des petites enclaves décimétriques disséminées dans la chamockite. Le clinopyroxène n'a jamais été observé dans ces roches.

- le groupe D est formé par les bancs "basiques" (ce groupe ne contient que des roches intermédiaires), à grain moyen, au toit de la chamockite et qui longent la route Ansignan- Le Vivier. Le clinopyroxène n'a jamais été observé dans ces roches.

#### 1- Les pyroxènes

Nous avons choisi pour l'étude des pyroxènes la formule structurale :



W = Ca, Na

X = Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Ni, Li

Y = Al, Fe<sup>3+</sup>, Cr, Ti

Z = Si, Al

pour les orthopyroxènes p= 1 (dans Deer et al 1963).

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 6 oxygènes. Le fer ferrique est évalué en assurant la neutralité des charges. Ce mode de calcul est très sensible aux variations de la silice et donne des valeurs de Fe<sup>3+</sup> élevées que nous considérons comme surestimées.



Pour la décomposition en pôles purs, notre choix s'est porté sur les molécules suivantes :

(1)	(Fe, Mn, Mg) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	hypersthène
(2)	Ca (Fe, Mn, Mg)Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	diopside
(3)	Ca <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	wollastonite
(4)	CaAlAlSiO <sub>6</sub>	molécule de Ca- Tschermak
(5)	(Fe, Mn, Mg)AlAlSiO <sub>6</sub>	molécule de Mg-Tschermak

Ces pôles ne sont pas indépendants et leur choix n'implique qu'un changement du mode de représentation des compositions chimiques.

Nous n'avons pas tenu compte des autres pôles responsables de l'introduction de Na et Ti dont les concentrations sont très faibles dans nos pyroxènes. Les analyses sont données en annexes (tableau I.2)

### 1-1 Zonation des pyroxènes

Certains échantillons ont fait l'objet d'une étude systématique de zonation des pyroxènes. Des traversées (bord-bord) ont été réalisées dans deux cristaux subautomorphes de clinopyroxène (52D et 108D) et un cristal subautomorphe d'orthopyroxène de l'échantillon 58A (An.opx) (fig. I.30).

Les pyroxènes du massif d'Ansignan ne sont pratiquement pas zonés, les variations de teneurs entre coeurs et bordures sont généralement trop faibles pour être significatives (les écarts de teneurs en poids d'oxyde sont inférieures à 0.5%). Le bord des clinopyroxènes en contact avec une phase ferromagnésienne telle que l'ilménite montre un léger enrichissement en fer et en titane témoignant d'un échange subsolidus par diffusion entre les phases solides en contact.

Les profils de la figure I.30 montrent que seuls TiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montrent des variations significatives. Dans le clinopyroxène de l'échantillon 108D (fig. I.30A) (il s'agit d'un cristal subautomorphe d'environ 1 mm de taille), la zonation magmatique est plus ou moins préservée ; le coeur est plus riche en titane et en alumine que le bord. Par analogie avec le profil de TiO<sub>2</sub> nous pouvons nous servir des analyses significatives en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pour établir le profil de variation de cet élément (fig. I.30A). Les teneurs en MgO et MnO sont pratiquement constantes. FeO et CaO sont perturbés par les phénomènes de diffusion et/ou des échanges subsolidus. Dans le clinopyroxène de 52D (fig. I.30B) (cristal de taille moins importante que le précédent : ~ 0.6 mm), le coeur est homogène, vers les bords nous observons sur une centaine de microns une diminution de TiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Dans le cas des orthopyroxènes le profil établi (fig. I.30C) ainsi que les variations coeurs-bordures dans d'autres cristaux montrent que les coeurs sont généralement légèrement plus calciques et alumineux que les bords (les variations de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> du profil établi sont difficilement interprétables). Les teneurs en TiO<sub>2</sub>, MnO et

MgO sont constantes ou montrent parfois des petites variations irrégulières. Les variations de FeO sont non significatives.

L'absence de zonations significatives dans les pyroxènes d'Ansignan indique que, comme ceux de nombreux massifs granulitiques (Wilmart, 1988), mais aussi plutoniques (Pons, 1982), ces pyroxènes ont été presque parfaitement rééquilibrés. Dans ces conditions la distinction entre les associations magmatiques et celles d'origine métamorphique est très délicate car les températures de cristallisation ou de rééquilibrage sont quasiment identiques.

Bhattacharyya (1971), en se servant de la teneur en fer et en magnésium des orthopyroxènes en fonction de leur teneur en alumine, a classé les orthopyroxènes du domaine métamorphique et ceux des roches ignées dans deux champs différents séparés par une droite :  $MgO + FeO + Fe_2O_3 + 0.75Al_2O_3 = 44.304$ . Cet auteur a ajouté que les orthopyroxènes ayant une somme  $FeO + Fe_2O_3 + MgO > 44.3\%$  sont métamorphiques.

En reportant sur ce même diagramme des données de la littérature des différentes familles de roches magmatiques et métamorphiques (données de Deer et al, 1963), nous constatons qu'en fait les aires de répartition de ces deux types d'orthopyroxènes se chevauchent largement et que cette discrimination ne peut être décrite par une simple droite.

Dans le cas du massif d'Ansignan, la somme  $FeO + MgO$  est dans une grande majorité des orthopyroxènes supérieure à la valeur limite définie par Bhattacharyya pour les roches magmatiques (fig. I.31). Cette somme est de l'ordre de 49% dans le cas du massif de Bungeer Fishtail Gulf, 46% dans les orthopyroxène des granulites de Victoria et 46 à 49% dans ceux du lopolithe de Bjerkreim-Sokndal. Dans le pluton de la Sierra Morena, elle est de l'ordre de 44.5% pour des teneurs en  $Al_2O_3$  de 1%. Il faut toutefois signaler que les orthopyroxènes d'Ansignan présentent certains caractères pétrographiques et chimiques des roches magmatiques (cristaux automorphes en inclusion ou non dans d'autres phases coexistantes, zonation chimique normale bien qu'elle soit très faible). L'existence de cristaux xénomorphes de composition assez homogène n'exclut pas par contre une origine métamorphique par recristallisation d'une partie des pyroxènes.

La compilation par Binns (1965) de nombreuses données sur les clinopyroxènes coexistant avec l'orthopyroxène ou la pigeonite des roches ignées de type peridotites, gabbros et dolerite ou diorite ainsi que sur ceux des roches de faciès granulite et de faciès amphibolite, montre qu'il y a une nette différence entre les clinopyroxènes des roches ignées et ceux des roches métamorphiques alors que la limite entre les clinopyroxènes du faciès amphibolite et ceux du faciès granulite n'est pas bien définie (fig. I.32).

La projection des clinopyroxènes du massif d'Ansignan sur ce diagramme, montre que les clinopyroxènes des groupes B et C se superposent à ceux du faciès

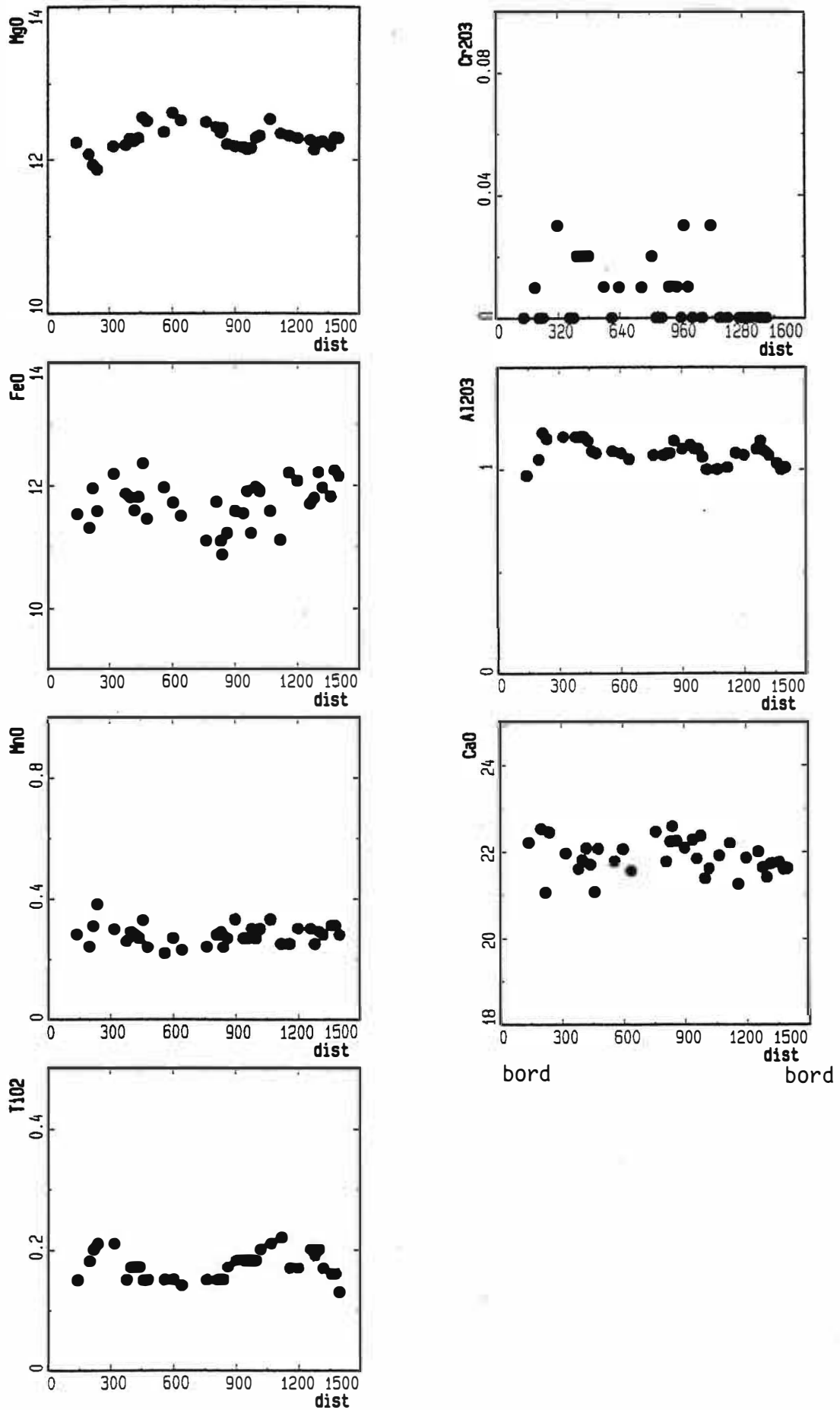
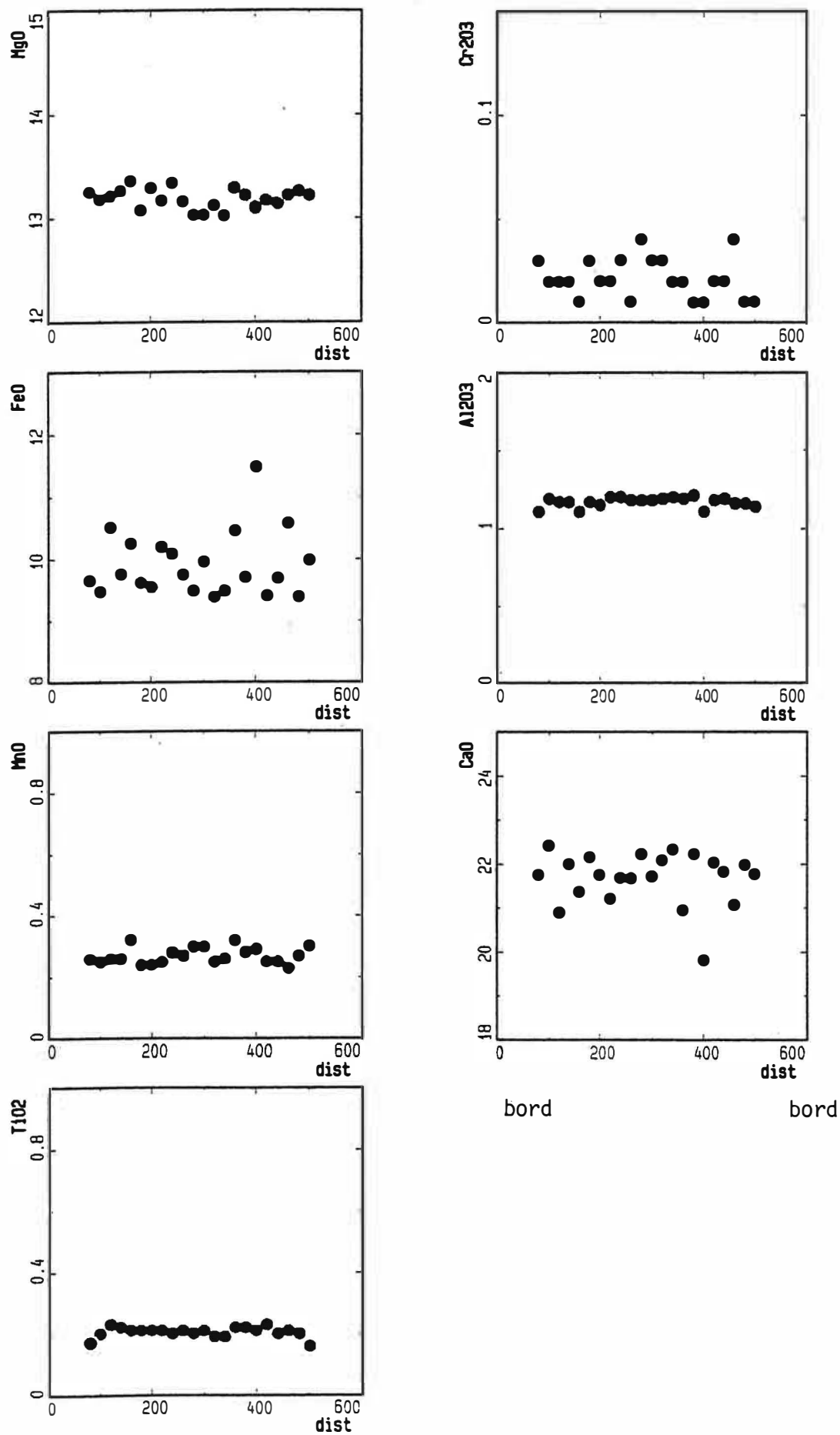


Figure I.30A : Profil de variation chimique dans un clinopyroxène de l'échantillon 108D du groupe A ; (distance en  $\mu\text{m}$ ).



**Figure I.30B :** Profil de variation chimique dans un clinopyroxène de l'échantillon 52D du groupe B ; (distance en  $\mu\text{m}$ ).

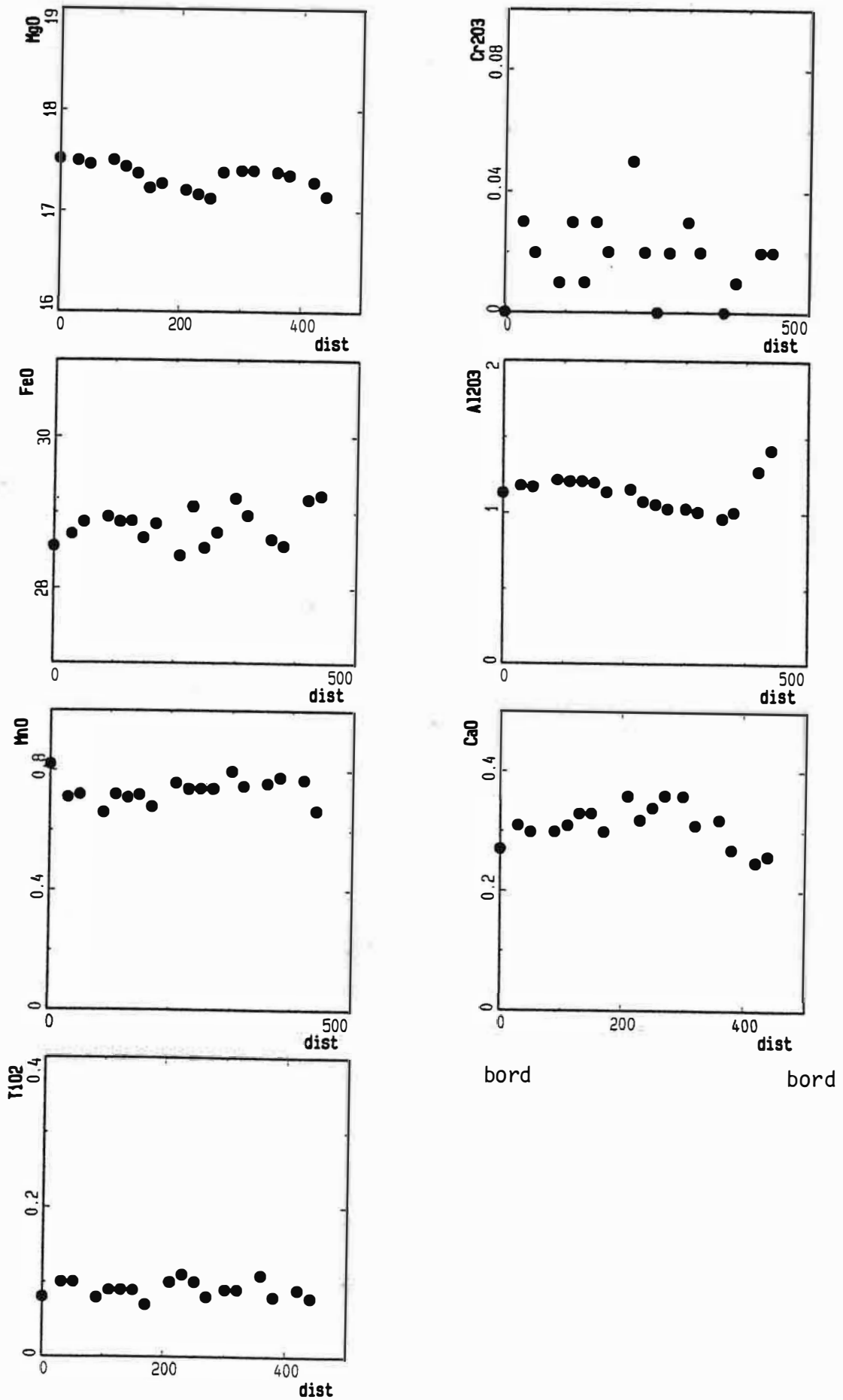
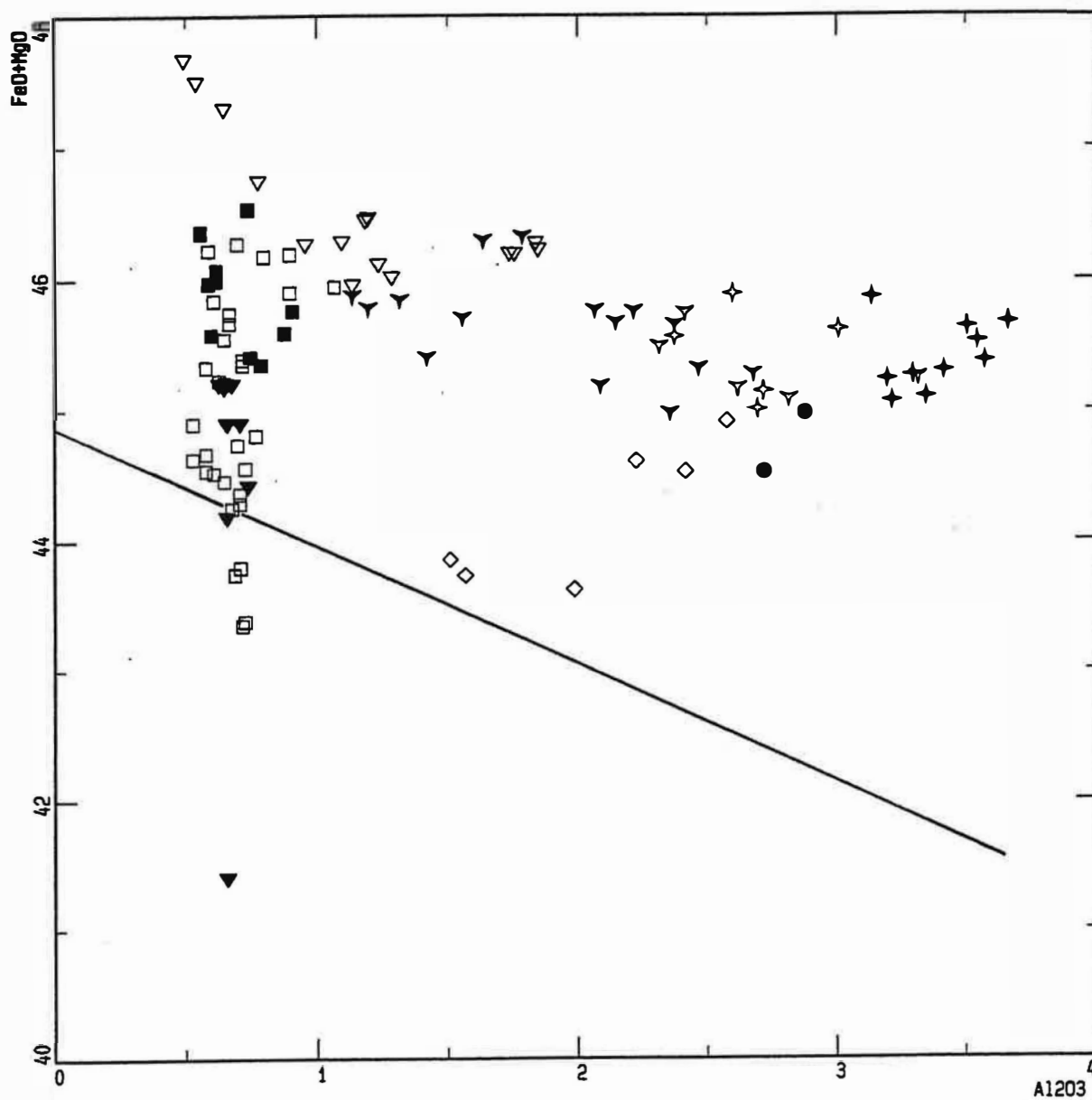


Figure I.30C : Profil de variation chimique dans un orthopyroxène de l'échantillon 58A de la charnockite ; (distance en  $\mu\text{m}$ ).

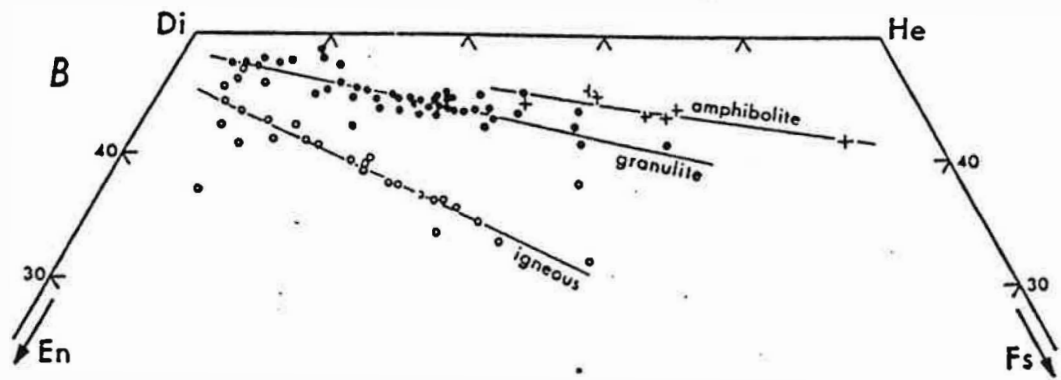
groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ An.opx ▼ An.pgt ✦ Pal ✦ Pal.enc ● Gbl



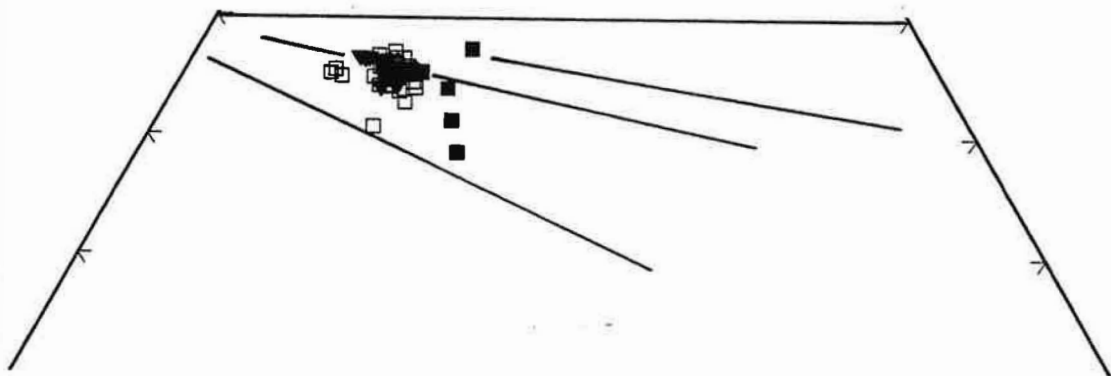
**Figure I.31 :** Position des orthopyroxènes du massif d'Ansignan dans le diagramme de Bhattacharyya (1971).

La droite séparant le champ des orthopyroxènes dans les roches ignées et dans les roches métamorphiques est donnée par l'équation :

$$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + 0.775\text{Al}_2\text{O}_3 = 44.305.$$



groupe = ■ A □ B ▼ C



**Figure I.32 :** Distinction entre les clinopyroxènes magmatiques et ceux rééquilibrés dans les conditions de faciès granulite et amphibolite (d'après Binns, 1965).

granulite, alors que ceux du groupe A vont du faciès amphibolite jusqu'aux roches ignées.

En conclusion, les pyroxènes d'Ansignan montrent des compositions globalement homogènes indiquant leur rééquilibrage presque parfait. Les compositions magmatiques sont peu ou pas préservées et se superposent ainsi à celles des pyroxènes des roches métamorphiques et plutoniques. Dans ces conditions les compositions des pyroxènes ne dépend pas des variations des conditions et de la composition chimique du milieu de cristallisation mais plutôt des conditions de rééquilibrage et de la composition de la roche hôte.

### 1-2 Les clinopyroxènes

La composition chimique des clinopyroxènes des roches ignées est fonction de la composition chimique du milieu dans lequel se trouvent. Les teneurs en Al, Ti et Ca sont fonction de la composition chimique de la roche ainsi que des conditions physiques de cristallisation (Kushiro 1960; LeBas 1962; Fodor 1971; Saxena 1976 et Gasparik 1984).

L'ensemble des points représentatifs des clinopyroxènes des roches basiques du massif d'Ansignan est reporté sur le diagramme de Poldervaart et Hess (1951) (fig. I.33). Ils se répartissent en trois ensembles distincts :

1- les clinopyroxènes des groupes B et C ont une composition assez homogène et sont situés à la limite entre salite et augite tout en s'approchant plutôt du pôle diopsidique,

2- dans le groupe A, les clinopyroxènes ont des compositions plus ferrifères et moins calciques que ceux des faciès précédents. Leurs compositions varient d'une salite à une augite calcique.

3- les clinopyroxènes de l'échantillon G25 qui est un cumulat à pyroxène (c.f géochimie) forment un groupe à part. Sur le terrain cet échantillon se présente en banc d'une puissance de 1.5 m au toit de la charnockite. Ce banc se distingue des autres bancs situés au toit de la charnockite par sa couleur sombre et par son grain grossier proche du grain des roches de la masse basique principale. Les pyroxènes de cet échantillon sont situés à la limite entre salite et diopside.

Dans l'ensemble, le rapport XFe est peu variable et est compris entre 0.16 et 0.26. A l'exception de ce point, les clinopyroxènes montrent des valeurs XFe pratiquement constantes au sein d'un même échantillon et très peu variables d'un échantillon à l'autre.

Les teneurs en alumine et en titane sont faibles (0.83 à 1.34 % pour  $Al_2O_3$  et 0.07 à 0.31 % pour le titane). Dans le groupe A, l'alumine varie de 1.13 à 1.34%,  $TiO_2$  est compris entre 0.07 et 0.2%. Ces faibles teneurs en ces éléments ont été



■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1

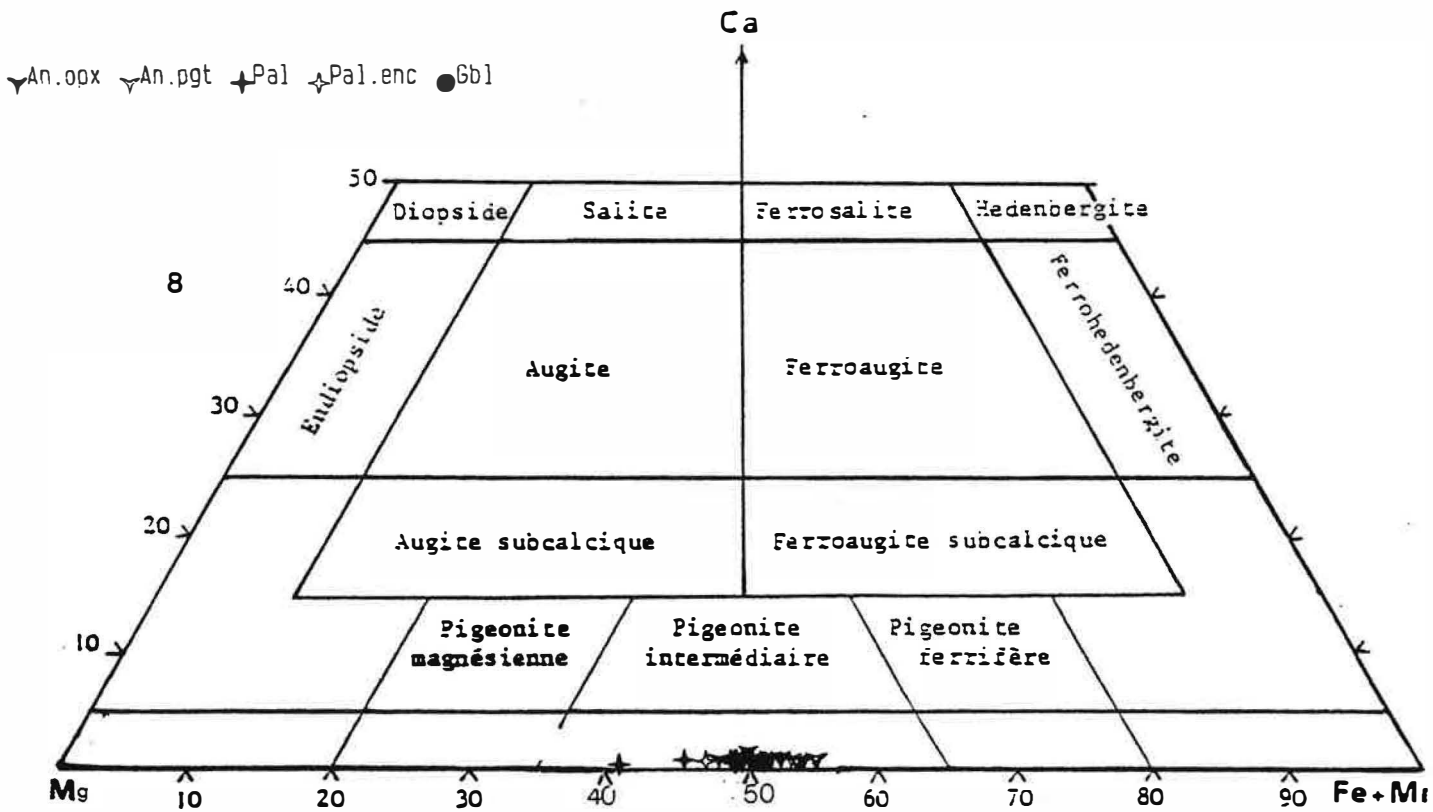
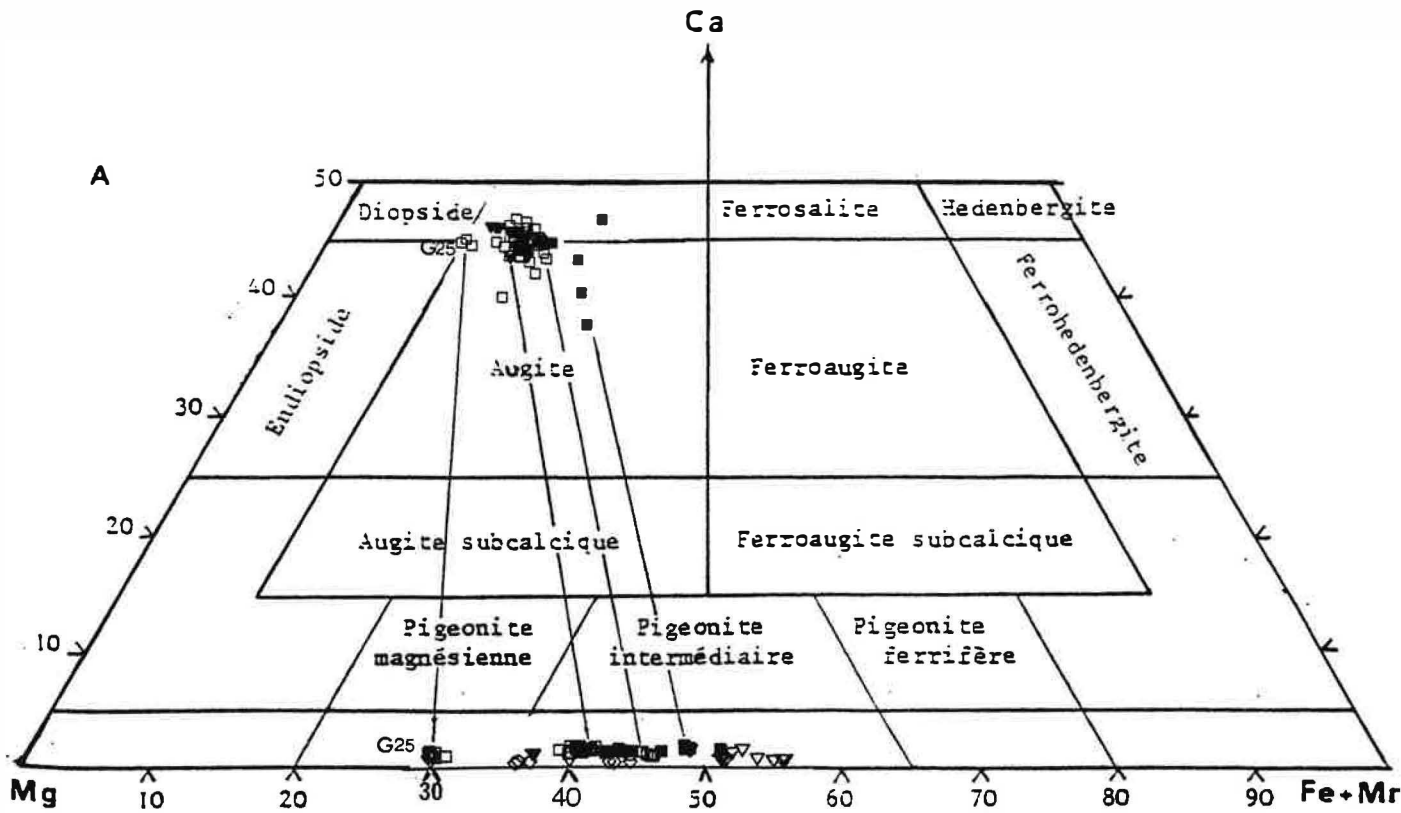
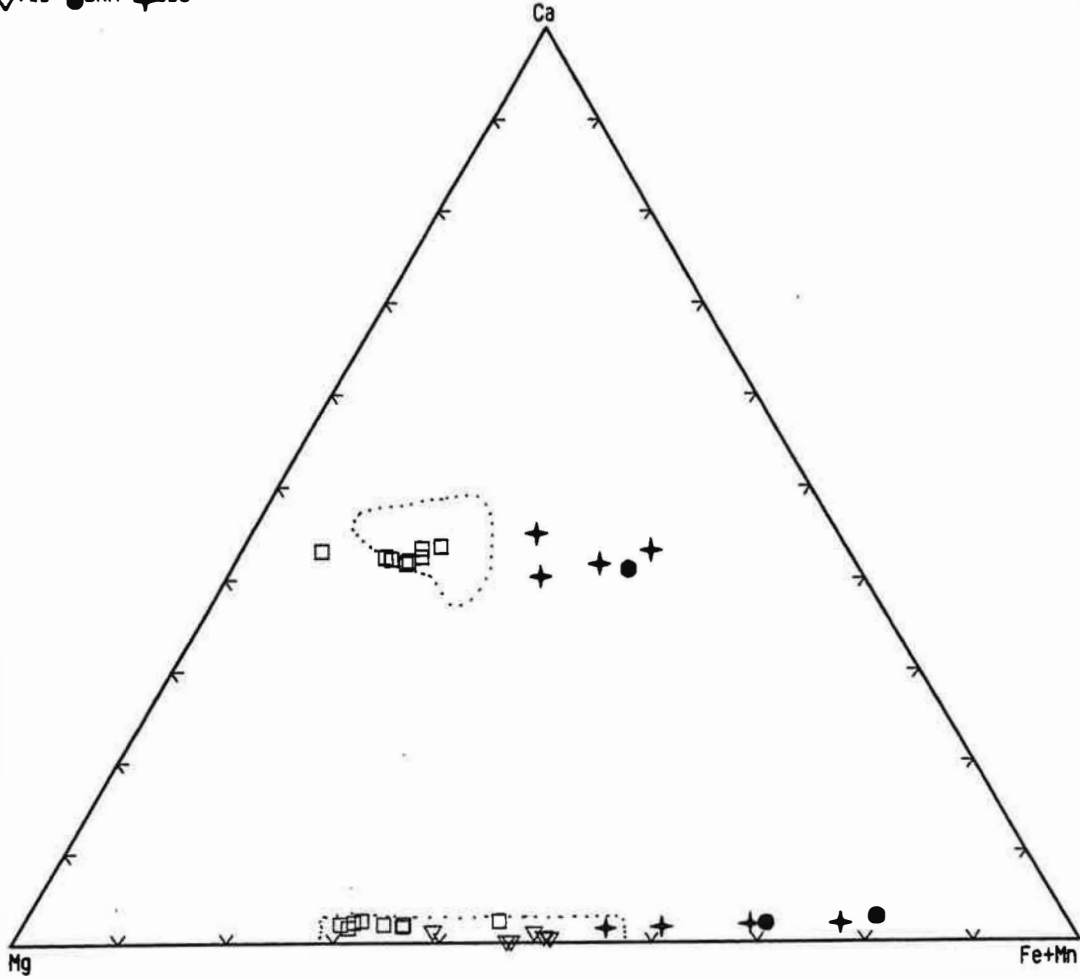


Figure I.33: Position des pyroxènes des roches basiques d'Ansignan dans le diagramme Mg/Ca/Fe+Mn.

facies = □ CA ▽ vic ● BNH + BJS



**Figure I.34 :** Comparaison des pyroxènes d'Ansignan ( : ) avec ceux : du pluton calco-alcalin de la Sierra Morena (CA) (Pons, 1982), des granulites de Victoria (vic) (Tribaudino et Talarico, 1992), du massif alcalin de Fishtail Gulf (BNH) (Sharaton et al., 1992) et du lopolithe alcalino-calcique de Bjerkreim-Sokndal (BJS) (Wilmart, 1988).

interprétées par Kushiro, (1960) et par LeBas, (1962), comme étant liées à une forte activité de la silice. Cette interprétation peut être valable pour les pyroxènes dont les compositions magmatiques sont plus ou moins préservées. Dans notre cas, ces faibles teneurs sont liées à de basses températures d'équilibre. La teneur en alumine de nos clinopyroxènes, indépendamment des faciès géochimiques et pétrographiques, est relativement constante.

Les clinopyroxènes sont des minéraux qui sont réputés avoir une grande affinité pour le chrome. Ceux du massif d'Ansignan en sont pratiquement dépourvus (les teneurs en chrome sont très faibles et atteignent rarement 0.03%). Ceci indique, conformément aux résultats géochimiques, que le magma parent de ces roches est différencié.

Les teneurs en fer ferrique, bien qu'elles soit surestimées, sont très faibles. Ceci correspond probablement à une cristallisation sous des conditions peu oxydantes. En tenant compte des valeurs en  $Fe^{3+}$  calculées, le rapport XFe des clinopyroxènes est faible et le coefficient de partage de Fe/Mg entre clinopyroxène et orthopyroxène est très faible même par rapport aux roches magmatiques.

La comparaison des compositions de nos clinopyroxènes avec des données de la littérature montre que les clinopyroxènes d'Ansignan se distinguent de ceux du complexe plutonique calco-alkalin de la Sierra Morena occidentale d'Espagne (Pons 1982) par des teneurs en chaux légèrement plus élevées. Par rapport aux clinopyroxènes des massifs alcalins de Fishtail Gulf (Bunger Hills en Antarctique) (Sheraton et al, 1992) et de ceux du lopolithe de Bjerkreim-Sokndal en Norvège (Wilmart, 1988), les clinopyroxènes d'Ansignan montrent des teneurs basses en Fe et Mn. La teneur en chaux est dans tous les cas, en moyenne, plus élevée dans les clinopyroxènes du groupe B et C alors que dans le groupe A, les teneurs sont identiques ou légèrement plus basses (fig. I.34). Ces résultats sont intéressantes et sont en accord avec l'étude géochimique sur roches totales qui indique l'absence de roches alcalines dans le massif d'Ansignan.

### 1-3 Les orthopyroxènes

La composition des orthopyroxènes des roches ignées est fonction de la composition chimique et des conditions physiques du milieu à partir duquel ils cristallisent. Les teneurs en Ca et Al sont fonction de la composition du milieu mais aussi de la température et de la pression de cristallisation. Ainsi la teneur en CaO des orthopyroxènes coexistant avec le clinopyroxène est surtout influencée par la température et augmente avec celle-ci (Atlas, 1952 ; Lindsley, 1983).

Les orthopyroxènes des roches basiques d'Ansignan sont des hypersthènes relativement ferrifères (fig. I.33). Leur composition varie peu au sein d'un même échantillon mais elle est très variable d'un échantillon à l'autre. Le domaine de

composition varie entre un pôle magnésien (Fs 27) qui est celui du cumulat à pyroxène (G25) et un pôle ferrifère (Fs 45) (échantillon 56E).

Comme pour les clinopyroxènes de A, les orthopyroxènes des groupes A et D sont plus riches en fer (Fs 41.5 à 49.53 et Fs 46.11 à 53.86 pour les groupes A et D respectivement) que les orthopyroxènes des groupes B et C. Toutefois, nous constatons qu'il existe un domaine où les compositions de ces groupes se chevauchent. Le rapport XFe des orthopyroxènes augmente parallèlement à celui de la roche hôte (fig. I.35). Le caractère plus magnésien de l'échantillon 59A (groupe C1) par rapport aux orthopyroxènes serait lié à l'existence d'une certaine quantité d'olivine (et/ou clinopyroxène) dans la paragenèse primaire de la roche (teneurs élevées en Ni et Cr de la roche). Vers l'aval du diagramme et plus particulièrement dans les échantillons 113B (groupe D), F890 et 108D (groupe A) et 103C (Pal. enc), le caractère ferrifère de la roche par rapport aux orthopyroxènes s'explique par une proportion relativement importante d'ilménite dans 113B, F890 et 108D et par la présence de grenat dans 103C.

Les concentrations en Ti, Cr et Na sont très faibles et sont juste à la limite de détection. Les concentrations en alcalins des orthopyroxènes du groupe C1 sont identiques à celles des orthopyroxènes des autres groupes.

Les teneurs en manganèse des orthopyroxènes augmentent avec leurs rapports XFe (fig. I.36). Les rapports Mn/Fe des groupes B et C sont plus élevés que ceux de A et D. Les orthopyroxènes de C1 sont caractérisés par des concentrations élevées en MnO. Pour un rapport XFe constant la différence de teneurs en Mn entre les orthopyroxènes de C1 et ceux de B et C peut atteindre 0.01 a./f.u.. Ces teneurs élevées en MnO ne peuvent être le résultat d'un rééquilibrage post-magmatique avec l'encaissant granitique car le rapport Fe/Mg de ces orthopyroxènes ne l'est pas ou ne l'est que partiellement. Les biotites associées à ces orthopyroxènes notamment celles de 55B sont aussi relativement manganésifères. Ainsi une variation de coefficient de partage de Mn entre biotite et orthopyroxène avec un partage de Mn en faveur de ce dernier ne peut être à l'origine des teneurs relativement élevées en MnO de ces orthopyroxènes.

Le rapport Mn/Fe des orthopyroxènes est donc préservé et sa variation d'un groupe à l'autre est liée à sa variation dans les magma parents.

Dans le faciès acide, l'orthopyroxène est présent dans une grande partie de la charnockite. L'étude pétrographique montre qu'il existe deux paragenèses à orthopyroxène, l'une à grenat, l'autre à biotite. Il faut toutefois signaler que dans la paragenèse décrite comme à orthopyroxène et grenat, les deux minéraux n'ont jamais été observés côte à côte (les deux phases sont toujours éloignées). Dans le cas de la charnockite de Palmade par contre, un couple orthopyroxène-grenat a été analysé dans l'échantillon 134A.

Dans le granite blanc riche en grenat l'orthopyroxène n'a été trouvé que dans un seul échantillon pris dans le contact de ce granite avec la charnockite.

La composition chimique des orthopyroxènes de la charnockite se caractérise par sa richesse en fer (Fs 44.50 à 48) et en alumine et sa pauvreté en calcium par rapport à ceux des roches basiques. La teneur en fer des orthopyroxènes de la charnockite reste cependant inférieure à celle des orthopyroxènes du groupe D (fig. I.33 et 35).

Les orthopyroxènes en inclusions dans le feldspath potassique (points 540, 541 et 542 de l'échantillon 47A) (fig. I.37) ont des teneurs en Ca, Fe, Mg et en Ti voisines de celles de leurs équivalents de la matrice. Seule l'alumine est légèrement plus basse (2.07 à 2.15% contre 2.22 à 2.68% dans les orthopyroxènes en inclusions et de matrice respectivement). Cette variation des teneurs en alumine reflète l'effet de l'assemblage minéralogique sur les orthopyroxènes de la matrice.

Les orthopyroxènes de la charnockite de Palmade se distinguent de ceux d'Ansignan par un rapport Mn/Fe plus bas. Les orthopyroxènes des enclaves basiques associées montrent des rapports XFe semblables à ceux des orthopyroxènes de la charnockite environnante. Cependant les teneurs en alumine et en Mn sont différentes. Dans l'enclave 51B, les teneurs en Mn sont plus élevées que ceux de la charnockite associée.

Les analyses des orthopyroxènes du granite blanc riche en grenat (Gbl), sont pratiquement confondues avec les orthopyroxènes de la charnockite d'Ansignan sur tous les diagrammes. Les variations du rapport Mn/Fe entre les orthopyroxènes de la charnockite et ceux du granite blanc indiquent que l'hypothèse d'un xéno cristal de la charnockite pris par ce granite ne peut être admise.

#### **Variations de la teneur en alumine dans les orthopyroxènes**

Pour des valeurs XFe inférieures à 0.42, l'alumine des orthopyroxènes des groupes A, B et C est pratiquement constante. Elle est de l'ordre de 0.025 a./f.u. (fig. I.37). Dans le groupe B, et pour des valeurs XFe supérieures à 0.42,  $Al_2O_3$  augmente légèrement en fonction de XFe. Dans le groupe D,  $Al_2O_3$  est corrélée positivement à XFe. Les orthopyroxènes du groupe C1 montrent des teneurs en alumine relativement élevées et semblables à celles de la charnockite.

Bien que les variations du rapport Fe/Mg soient très faibles, les teneurs en alumine passent de 1.14 à 3.58% (en poids d'oxydes) alors que les teneurs en CaO diminuent de 0.44 à 0.17% (fig. I.37 et 38).

Les variations des teneurs en alumine (et de Ca parallèlement) reflètent les variations de l'assemblage minéralogique des roches hôtes dans la mesure où les teneurs les plus basses en alumine (plus élevées en Ca) se rencontrent dans les orthopyroxènes des roches basiques à deux pyroxènes et les plus élevées dans les orthopyroxènes associés au grenat dans le faciès acide. Pour interpréter ces

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ Cl ▼ An.opx ▼ An.pgt ✦ Pal ✦ Pal.enc ● Gbl

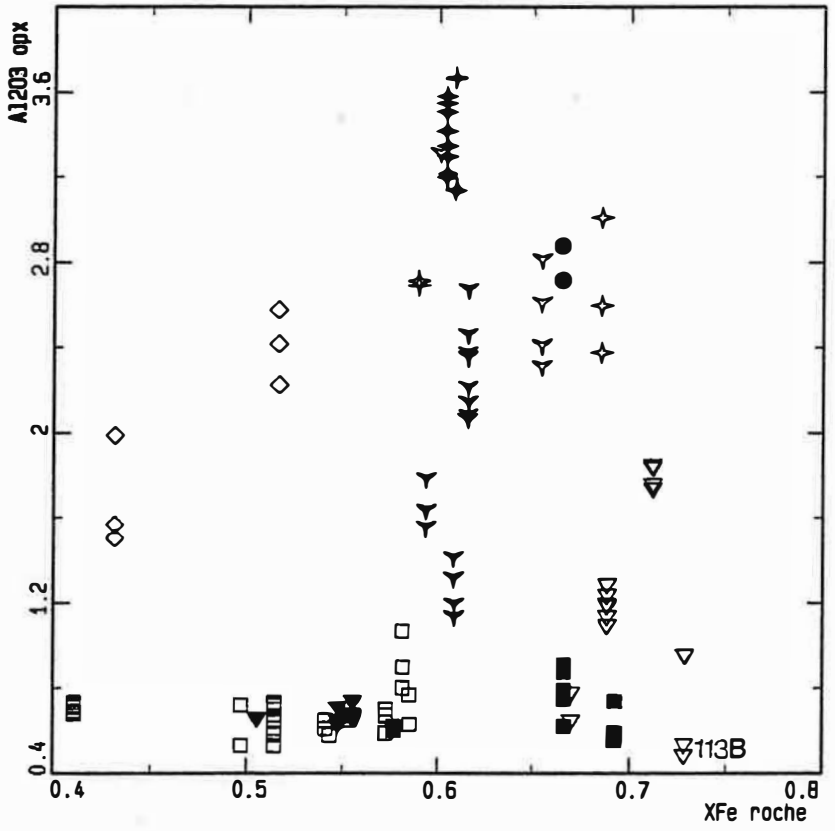
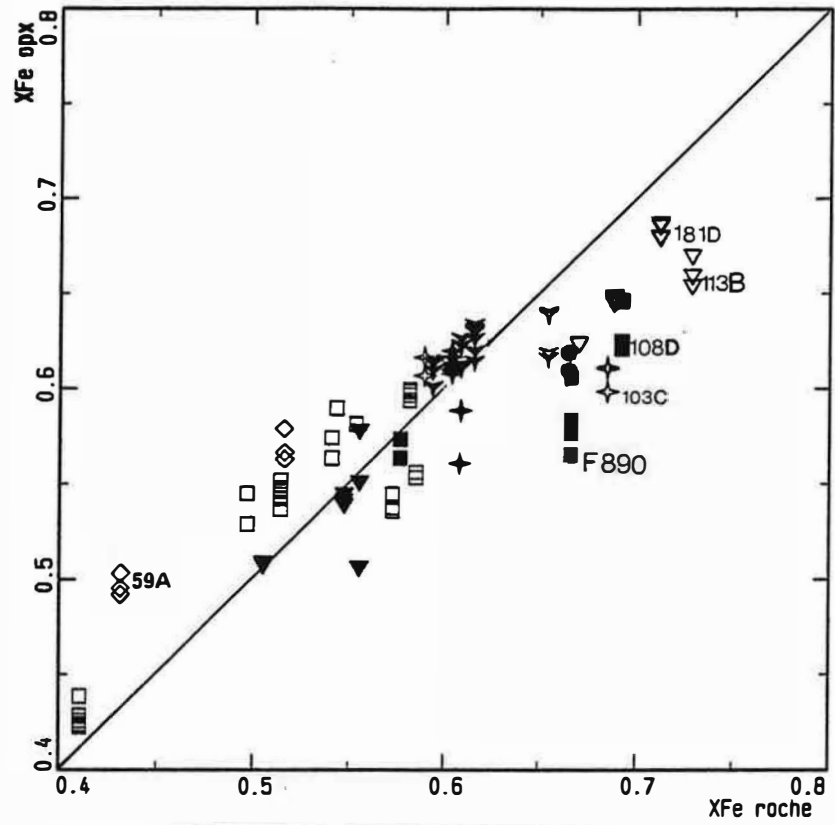


Figure I.35 : Comparaison entre le rapport XFe des orthopyroxènes et celui de la roche totale dans le massif d'Ansignan.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ An.opx ▼ An.pgt + Pal + Pal.enc ● Gbl

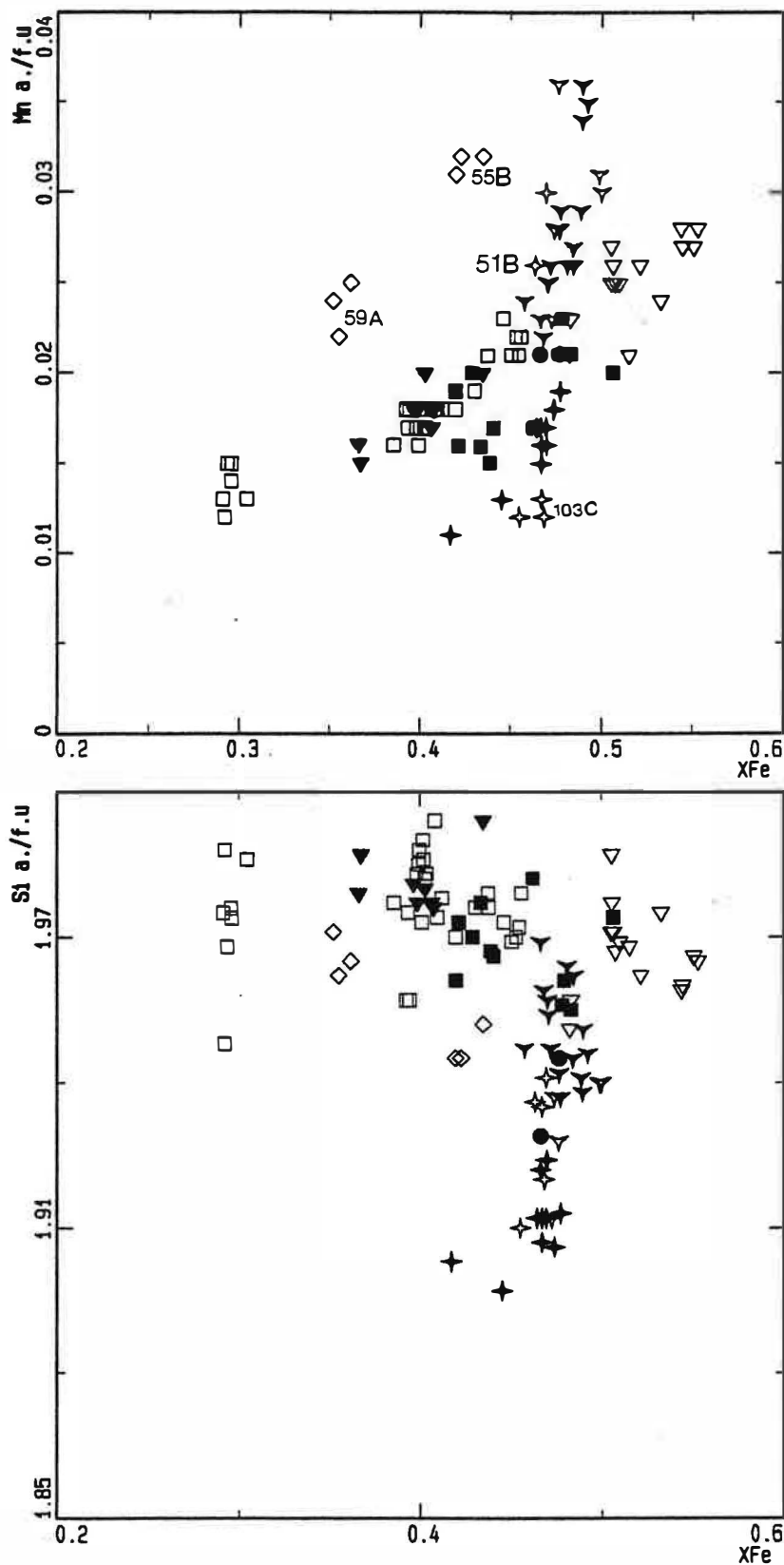
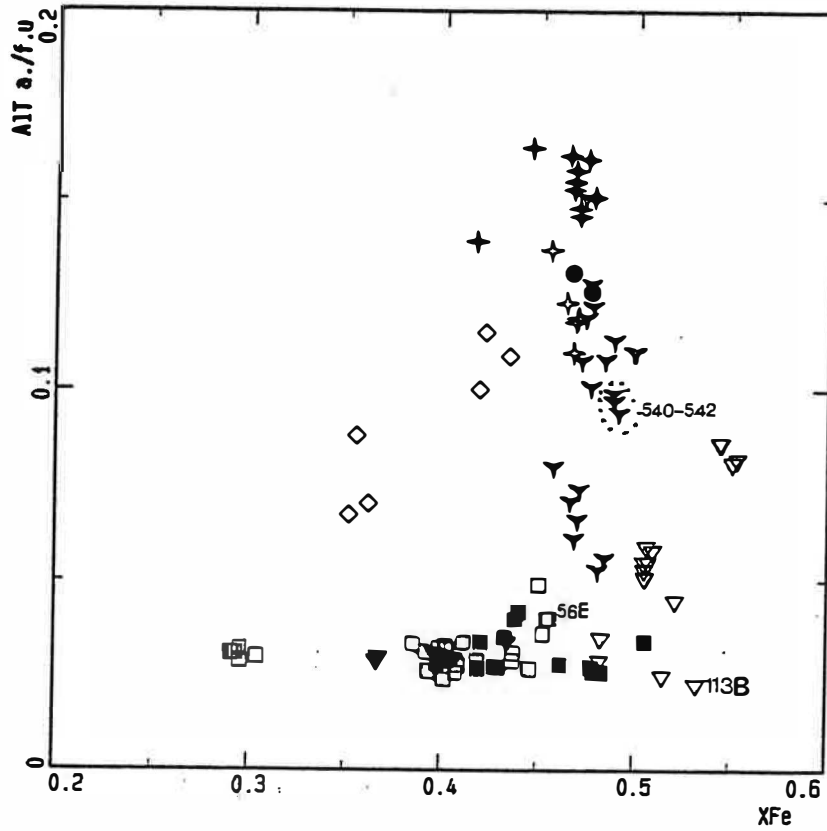


Figure I.36 : Variation de Mn et Si a.f.u en fonction de XFe dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▽ An.opx ▽ An.pgt + Pal + Pal.enc ● Gbl



facies = +2pyrox ○ opx ◇ opx+gt + px+amp2 △ px+amp1

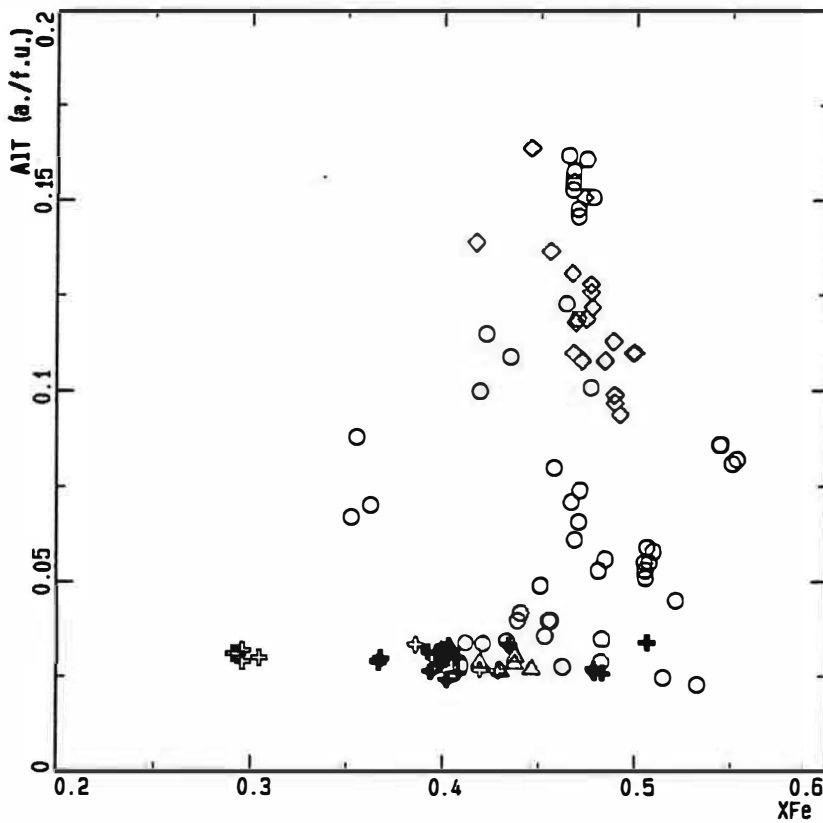
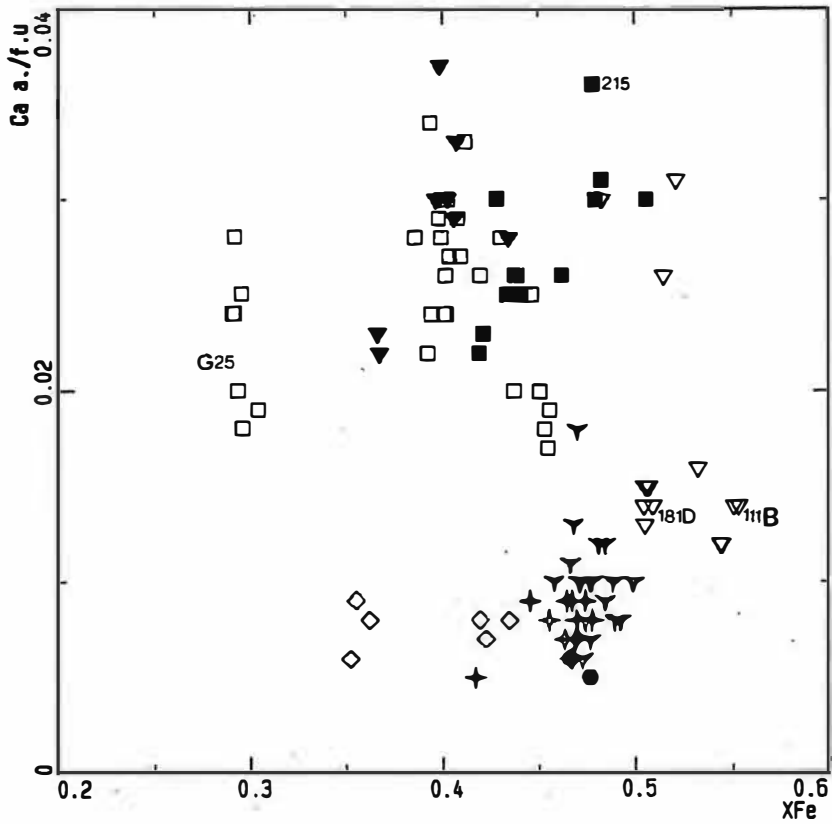


Figure I.37 : Variation de Al a./f.u en fonction de XFe dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan. 2pyrox : paragenèse contenant les deux pyroxènes ; opx : orthopyroxène + biotite ; px+amp2 : 2pyroxènes + actinolite ; px+amp1 : 2pyroxènes + hornblende ; opx+gt : orthopyroxène + grenat.



groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ An.opx ▼ An.pgt + Pal + Pal.enc ● Gbl



facies = + 2pyrox ○ opx ◇ opx+gt + px+amp2 △ px+amp1

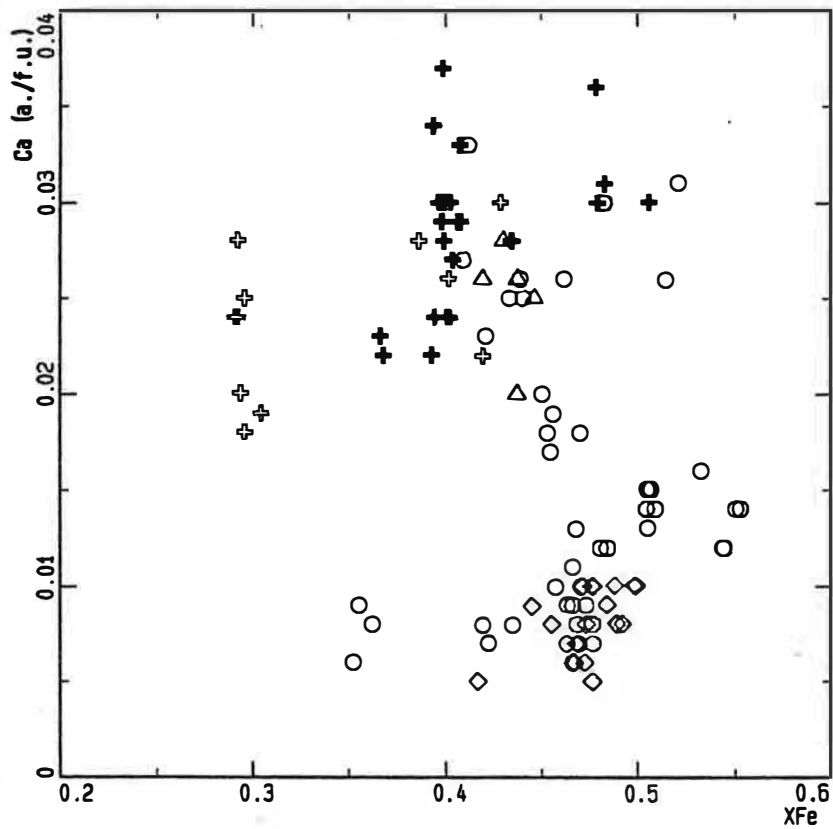
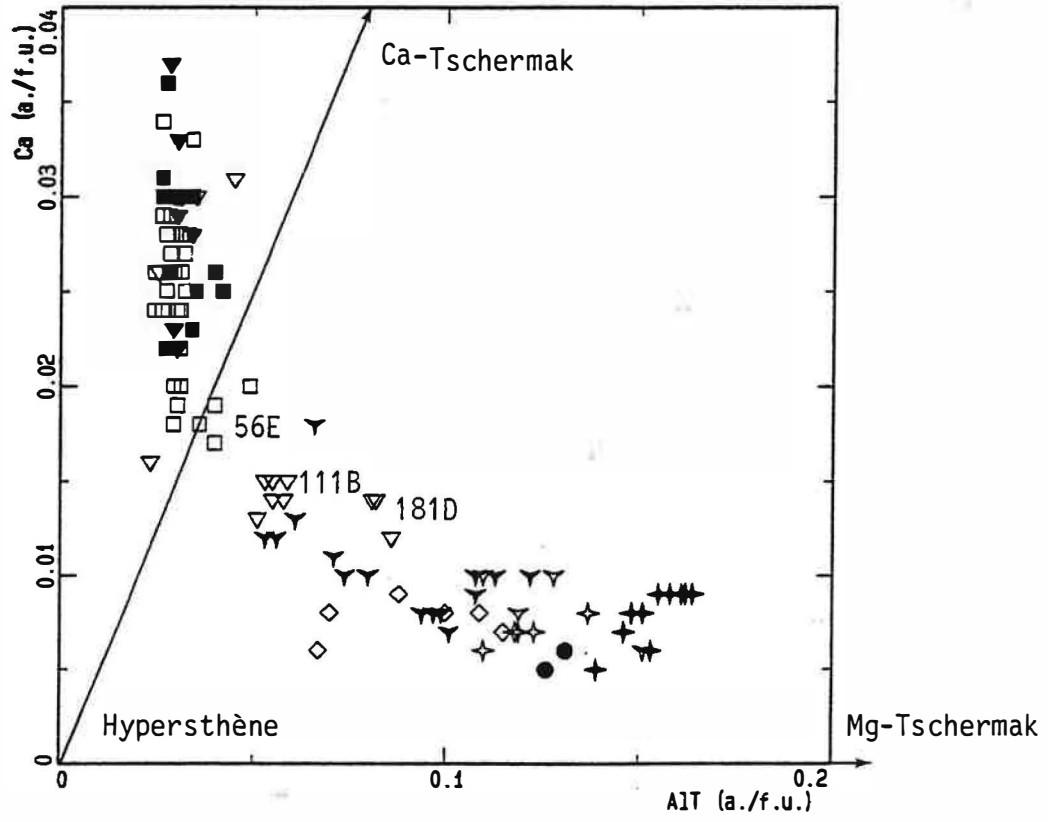


Figure I.38 : Variation de Ca a./f.u en fonction de XFe dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan. (même légende que I.37).

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ An.opx ▼ An.pgt ✦ Pal ✦ Pal.enc ● Gbl



facies = + 2pyrox ○ opx ◇ opx+gt ✦ px+amp2 △ px+amp1

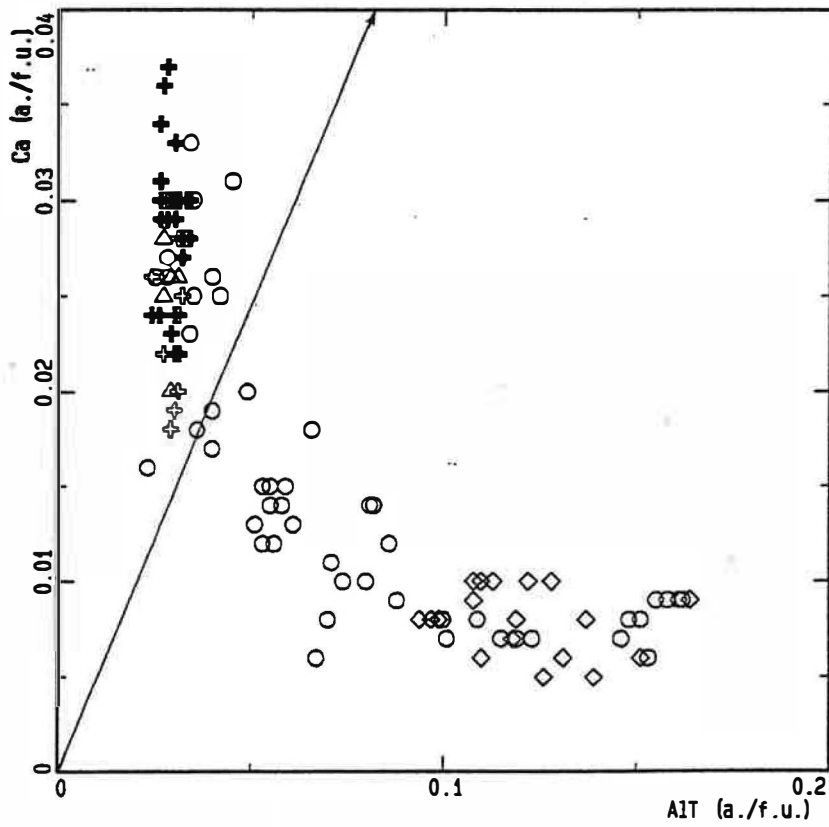


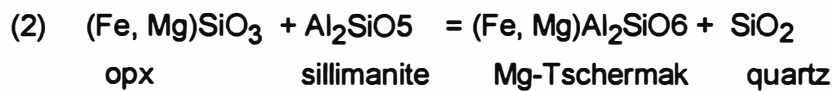
Figure I.39 : Variation de Ca a.f.u en fonction de Al (total) dans les orthopyroxènes du massif d'Ansignan. (même légende que I.37)

variations, on commencera par remarquer que le paramètre chimique essentiel, qui varie d'une paragenèse à l'autre, est l'activité de l'alumine. En effet, dans les roches basiques à deux pyroxènes, ce paramètre est tamponné à une valeur basse par le jeu de la réaction :



Lorsque le clinopyroxène disparaît (dans les roches acides), l'activité de l'alumine peut croître jusqu'à atteindre, éventuellement, le niveau correspondant à la saturation en sillimanite (en présence de quartz).

On remarquera ensuite que l'alumine peut entrer dans l'orthopyroxène sous deux formes :



Ces réactions indiquent que l'introduction de l'alumine dans les orthopyroxènes dépend de la teneur en anorthite des plagioclases et de  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ . Dans le diagramme Ca/Al (fig. I.39) où nous avons porté les pôles principaux des pyroxènes, les orthopyroxènes des groupes A, B et C sont tous situés dans le domaine des associations sous-saturées en alumine. Le joint hypersthène-Ca-Tschermakite (minéraux saturés en alumine) matérialise la limite entre les orthopyroxènes du domaine métaalumineux (associations à orthopyroxène + clinopyroxène calcique ou hornblende) et ceux du domaine alumineux et peralumineux étalés vers le pôle Mg-tschermak (associations à orthopyroxène + minéraux alumineux).

Dans ce diagramme les variations de Ca dans les orthopyroxènes des roches basiques se font à Al constant. Seules les variations de la molécule wollastonite sont responsables de la variation de la composition des orthopyroxènes.

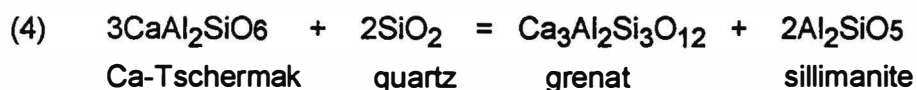
Dans le massif d'Ansignan, les teneurs en alumine des orthopyroxènes des groupes B et C sont indépendantes de la présence ou non du clinopyroxène (fig. I.37 et I.39). Dans certains échantillons où nous n'avons pas observé de clinopyroxène, les orthopyroxènes montrent des teneurs en alumine semblables à ceux des paragenèses à deux pyroxènes. Ceci suggère que dans les roches où le clinopyroxène n'a pas été observé la teneur en alumine des orthopyroxènes est tamponnée par le clinopyroxène qui n'a pas été observé en raison de son caractère relictuel ou bien que le clinopyroxène a disparu complètement alors que la teneur en alumine est encore tamponnée à un degré très bas autrement dit les orthopyroxènes de ces roches sont en déséquilibre chimique du point de vue des teneurs en alumine avec la paragenèse actuelle de la roche. Dans les deux cas, ces faibles teneurs en alumine indiquent que l'assemblage minéralogique de ces roches contenait

initialement du clinopyroxène qui a été lessivé tardivement. L'existence de cristaux de clinopyroxène corrodés par l'orthopyroxène appuie cette hypothèse.

Les orthopyroxènes du groupe C1 sont tous dans le domaine alumineux (fig. I.39). Ces fortes teneurs en alumine suggèrent que ces roches n'ont jamais contenu de clinopyroxène ou que ses orthopyroxènes sont rééquilibrés après disparition du clinopyroxène.

Dans l'échantillon 56E la présence ou l'absence de clinopyroxène primaire ne peut être confirmée car ses orthopyroxènes sont situés à la limite entre le domaine métaalumineux et peralumineux. Les orthopyroxènes des échantillons 181D et 111B du groupe D sont caractérisés par des teneurs faibles en CaO et relativement élevées en  $Al_2O_3$ . Ces échantillons n'ont probablement jamais contenu du clinopyroxène.

Les orthopyroxènes des différents faciès acides sont tous situés dans le domaine peralumineux. La substitution Mg-Tschermak a joué un rôle important dans l'introduction de l'alumine dans ces orthopyroxènes (réaction 2). La substitution Ca-Tschermak est beaucoup moins importante :



En présence de quartz, ces deux réactions dépendent essentiellement de  $\mu Al_2O_3$  et de l'activité de la fraction grossulaire dans le grenat.

En examinant de plus près les variations de l'alumine dans les orthopyroxènes des faciès acides, nous constatons que les teneurs les plus élevées en alumine se rencontrent dans les orthopyroxènes de la charnockite de Palmade qui n'est pas différente du point de vue de l'assemblage minéralogique (orthopyroxène associé à grenat) de celle d'Ansignan (fig. I.37 et 39). Ces teneurs élevées en alumine indiquent une forte activité d'alumine dans le faciès de Palmade car  $X_{Ca} \text{ gt}$  est identique et quasi constant dans les deux faciès.

**En conclusion**, nous pouvons remarquer que bien que les orthopyroxènes d'Ansignan montrent des compositions globalement homogènes, les variations des rapports Mn/Fe et Fe/Mg permettent de caractériser certains groupes géochimiques. Le corollaire de cette observation est que les interactions entre les enclaves basiques et leur encaissant granitique ne parvient pas à effacer la signature primaire de ces enclaves. Nous assistons donc à un rééquilibrage entre les différents phases minérales à l'échelle de la roche. Les compositions des pyroxènes sont étroitement liées aux variations des compositions des roches hôtes.

#### **1-4 couple orthopyroxène-clinopyroxène : conditions de rééquilibrage des pyroxènes**

Les échanges subsolidus entre orthopyroxènes et clinopyroxènes sont particulièrement visibles dans l'échantillon (G25) où les orthopyroxènes en inclusion dans le clinopyroxène sont plus enrichis en CaO que ceux de la trame. Dans l'échantillon 108D, le point 215 (fig. I.38) qui est riche en CaO a été pris en contact d'un clinopyroxène.

L'étude du partage Fe, Mg et Ca entre clinopyroxène et orthopyroxène constitue un outil intéressant pour l'estimation des conditions physiques de cristallisation (ou de rééquilibrage) de ces deux phases. D'autre part la variation très faible du rapport  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$  avec la pression fait des clinopyroxènes un excellent géothermomètre (Gasparik, 1984).

Kretz (1963), au cours de son étude sur le partage Fe/Mg entre l'orthopyroxène (ou pigeonite) et le clinopyroxène des roches granulitiques (y compris les chamockites) et des roches ignées, a indiqué que les échanges de  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  entre les deux phases sont fonction de la température et que les pyroxènes cristallisant à partir d'un liquide magmatique se caractérisent par un coefficient de partage KFe-Mg variant de 0.65 à 0.86 avec une fréquence maximale de 0.73, alors que dans les roches granulitiques, ce coefficient varie de 0.51 à 0.65 avec une fréquence maximale de 0.54. Les études ultérieures de Sen et Rege (1966), Saxena (1968) ont confirmé cette idée. Hewins (1975) à la suite d'une étude d'un grand nombre d'associations granulitiques, a indiqué que la température d'équilibre des pyroxènes des granulites est couramment de l'ordre de  $800 \pm 50^\circ\text{C}$ .

Saxena (1968) en étudiant la distribution du calcium entre orthopyroxène et clinopyroxène dans les roches ignées et métamorphiques de haut degré a montré que la concentration en calcium croît dans l'orthopyroxène et décroît dans les clinopyroxènes lorsque la température augmente.

Les couples orthopyroxènes-clinopyroxènes des roches basiques d'Ansignan ont un KFe-Mg variant de 0.5 à 0.56 (Tableau I.3). Cette valeur est caractéristique des roches granulitiques.

lame	X <sub>Mg</sub> <sup>opx</sup>	X <sub>Mg</sub> <sup>cpx</sup>	K <sub>D</sub>
G25	0.7	0.81	0.55
52B	0.6	0.75	0.5
53A	0.61	0.75	0.52
57C	0.57	0.71	0.54
73	0.57	0.71	0.54
108D	0.52	0.66	0.56
68	0.6	0.73	0.55

Tableau I.3 : partage de Fe/Mg entre orthopyroxène et clinopyroxène dans les roches basiques d'Ansignan.

La comparaison des teneurs en calcium de ces pyroxènes avec ceux de Saxena (1968) montre des concentrations identiques dans les orthopyroxènes alors que dans les clinopyroxènes ces teneurs sont relativement élevées. Cette richesse en calcium pourrait s'expliquer par un rééquilibrage de ces pyroxènes à relativement basse température.

Le géothermomètre de Wood et Banno (1973) basé sur des modèles de solution solides idéales dans les pyroxènes permet d'estimer la température de cristallisation ou de rééquilibrage de ces deux minéraux. La loi liant la température à la composition de ces deux phases s'écrit de la façon suivante :

$$T^{\circ}\text{K} = -10202/\ln(a_{\text{cpx}}/a_{\text{opx}}) - 7.65X_{\text{opxFe}} + 3.88(X_{\text{opxFe}})^2 - 4.6$$

avec :

$$a_{\text{en}} = [\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+} + \text{Na}^{+})]_{\text{M}_2} \cdot [\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}^{4+} + \text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+})]_{\text{M}_1}$$

$$X_{\text{opxFe}} = [\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})]_{\text{opx}}$$

la précision de géothermomètre est de l'ordre de 60°C.

En supposant une distribution aléatoire de Fe<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> entre les sites M1 et M2, on a :

$$[\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})]_{\text{M}_1} = [\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})]_{\text{M}_2} = [\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})]_{\text{minéral}}$$

L'application de ce géothermomètre aux couples orthopyroxène- clinopyroxène du massif d'Ansignan donne des températures allant de 720 à 840 °C (tableau I.4) :

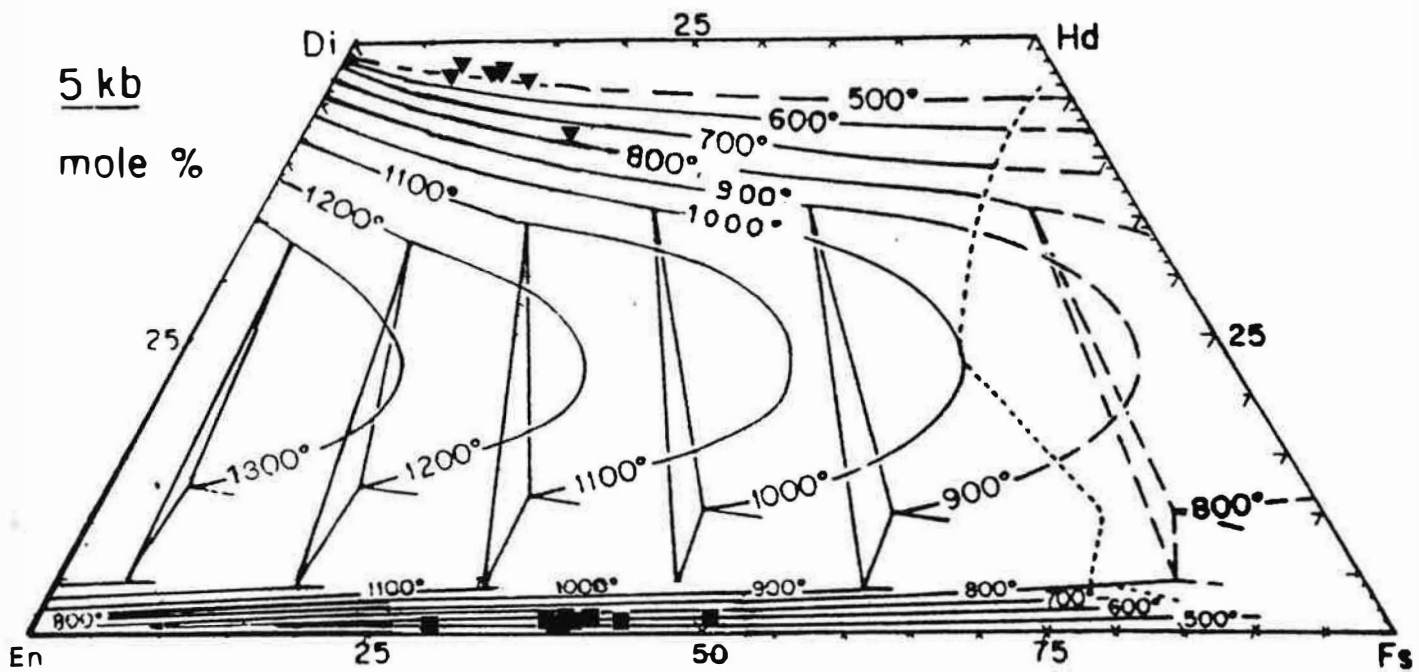


Figure I.39bis : Position des pyroxènes d'Ansignan dans le diagramme Wo-En-Fs de Turnock et Lindsley (1981) à P = 5Kbar.

lame	faciès	groupe	T° (C)
G25	bpyr	B	720
52B	MNor	C	840
53A	MNor	B	840
57C	GabDio	B	838
108D	MNor	A	835
68	MNor	C	804

Tableau I.4 : Géothermomètre de Wood et Banno (1973) appliqué aux couples orthopyroxène-clinopyroxène des roches basiques d'Ansignan. (bpyr : banc basique à deux pyroxènes, MNor : masse basique, GabDio : roche tardive gabbrodioritiques).

Le géothermomètre précédent présentent le défaut de ne pas tenir compte de l'influence de la composante calcique dans les pyroxènes. Les travaux de Turnock et Lindsley (1981), Lindsley et Anderson (1983), Lindsley (1983) ont permis de définir avec une certaine précision la position du solvus des pyroxènes dans le diagramme (Wo, En, Fs) en tenant compte de la pression.

Ce géothermomètre utilisé pour une pression totale de 5Kbar donne dans notre cas des températures de 600°C pour B et C alors que pour les pyroxènes de l'échantillon 108D (groupe A), cette température est de l'ordre de 700 à 800°C (fig. I.39bis).

Sachant que ce géothermomètre tient compte du composant calcique, ces températures plus basses que celles obtenues par le géothermomètre de Wood et Banno sont liées aux rééquilibrages plus faciles de Ca par rapport à Fe et Mg. Il faut aussi signaler que ce géothermomètre est calibré en fonction du solvus diopside-enstatite et ferrosilite-hedenbergite dans le système (Ca, Fe, Mg). L'effet de l'alumine et d'autres constituants n'a donc pas été pris en compte. D'autre part, dans le cas du massif d'Ansignan, une pression de 5Kbar peut difficilement être atteinte (Barbosa et Fonteilles, 1986).

### 1-5 Conclusion à l'étude des pyroxènes

- Les pyroxènes du massif d'Ansignan ne sont que peu ou pas zonés.
- La répartition des éléments Ca, Fe et Mg entre orthopyroxène et clinopyroxène indique un rééquilibrage dans des conditions de faciès granulite.
- Les pyroxènes du massif d'Ansignan sont relativement riches en fer. Cette richesse en fer, la pauvreté en Cr sont directement le reflet des compositions des roches hôtes.



- La richesse relative en fer des pyroxènes des groupes A et D ne correspond pas à une roche typiquement calco-alkaline, celle-ci présenterait plutôt une affinité tholéiitique conformément aux résultats géochimiques.
- Les orthopyroxènes du groupe C1 sont caractérisés par des teneurs relativement élevées en MnO et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, basses en CaO et SiO<sub>2</sub>. Les teneurs en ces éléments sont voisines de celles de la chamockite. Cependant, le rapport XFe est relativement faible. Ceci indique que, malgré la taille modeste des enclaves, le rééquilibrage des orthopyroxènes de ces enclaves avec l'encaissant n' a été que partiel. Ce résultat est particulièrement intéressant dans la mesure où il nous permettra de caractériser les roches hôtes, du point de vue géochimie des roches totales, par leur teneurs en Mn, Fe, Mg, Al...
- Les variations de la composition des orthopyroxènes notamment CaO et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont liées par le jeu des rééquilibrages subsolidus, aux variations locales de  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ .
- Les pyroxènes des groupes B et C sont comparables à ceux des complexes plutoniques calco-alkalin de la Sierra Morena occidentale en Espagne (Pons, 1982).
- Les orthopyroxènes de la chamockite de Palmade se distinguent de leurs équivalents d'Ansignan par leurs teneurs basses en Si (élevées en alumine) et en Mn. Ce petit affleurement qui du point de vue texture et paragenèse n'est pas différent de celui d'Ansignan s'en distingue par la composition de ses orthopyroxènes.
- La déstabilisation des pyroxènes en amphibole et biotite et l'abondance de celles-ci dans les roches tardives gabbro-dioritiques indiquent une augmentation de la teneur en eau du magma et que la limite de stabilité des amphiboles a été rapidement franchie sachant qu'on trouve aussi de l'amphibole magmatique (forme automorphes et à fortes teneur en titane : TiO<sub>2</sub> = 1.5 à 2%) en inclusion dans les pyroxènes et le plagioclase.

## 2- Les feldspaths

### 1- Plagioclase

Le plagioclase apparaît généralement en cristaux automorphes à subautomorphes. Dans les roches basiques, la taille des cristaux est généralement assez uniforme. Dans le faciès porphyroïde de la charnockite, les cristaux de plagioclase contiennent dans leurs bordures diverses inclusions surtout de biotites mais aussi de quartz, d'apatite et d'orthopyroxène. Les zonations pétrographiques sont idiomorphes.

Les compositions des plagioclases (tableau I.3 en annexes) ; les formules structurales sont calculées sur la base de 8 oxygènes) reportés sur le diagramme de la figure I.40 montrent que :

- dans les roches basiques, la composition des plagioclases est variable d'un faciès à l'autre. Les plagioclases les plus calciques (An<sub>46</sub> à An<sub>72</sub>) sont rencontrés dans les bancs basiques à grain très fin (56D et 85) et dans un échantillon des roches tardives gabbrodioritiques (57C). Ces roches appartiennent toutes au groupe B. Les échantillons 85 et 57C sont à deux pyroxènes alors que 56D est à orthopyroxène seul.

- la zonation est normale dans les bancs basiques (56D et 85 (groupe B) : seul le profil de 85 a été établi) (fig. I.41). La teneur en anorthite diminue régulièrement du centre vers la bordure. Dans les roches tardives (52D et 57C du groupe B) (fig. I.41), le coeur est généralement plus calcique que le bord. La teneur en anorthite décroît régulièrement en allant du centre vers la bordure. Vers les bords, et sur environ une centaine de microns, la teneur en anorthite augmente légèrement.

- les plagioclases du groupe C sont relativement moins calciques et montrent des compositions variant respectivement de An<sub>60</sub> à An<sub>45</sub> et de An<sub>60</sub> à An<sub>37</sub> (fig. I.41 et 42). La zonation peut être normale ou inverse. Elle est normale dans les plagioclases de 52B et 112D. En allant du centre vers la bordure, la teneur en anorthite augmente légèrement (d'environ 5%An) avant de décroître de façon régulière. Les plagioclases de l'échantillon 68 montrent des compositions relativement homogènes.

- dans le groupe C1, les plagioclases sont assez calciques (An<sub>60</sub> à 35). Le profil établi dans un gros cristal de l'enclave 55B montre une zonation inverse très régulière (fig. I.42). Notons que dans ce groupe, les zonations observées ne sont pas systématiquement inverses (des zonations normales peuvent aussi être rencontrées) et que dans le cas particulier de ce phénocristal, le contraste de basicité entre le coeur homogène et la bordure est particulièrement accentué.

GROUPE =  $\blacksquare$ A  $\square$ B  $\blacktriangledown$ C  $\triangledown$ D  $\diamond$ C1  $\blacktriangledown$ An.opx  $\blacktriangledown$ An.pgt  $\blackstar$ Pal  $\blackstar$ Pal.enc  $\bullet$ Gbl  
 $\circ$ An.gt

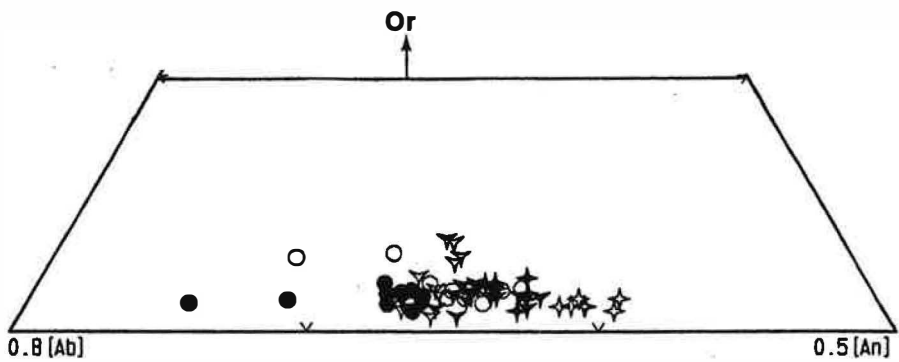
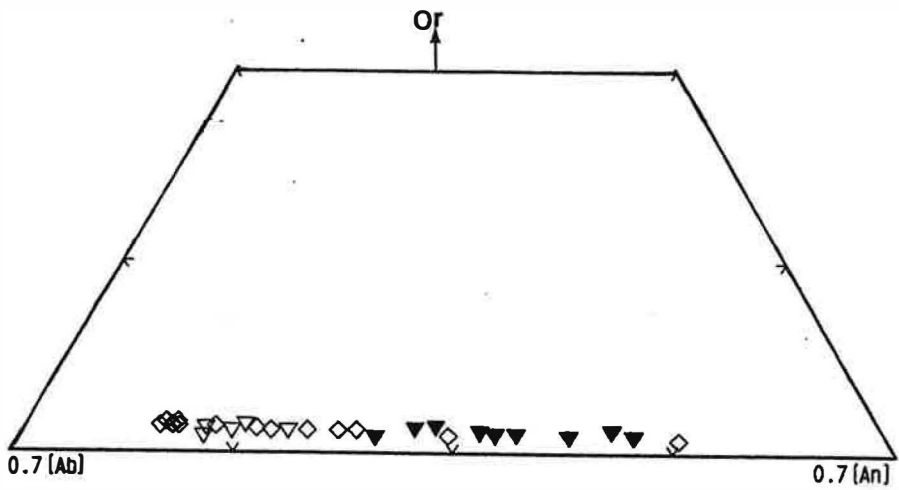
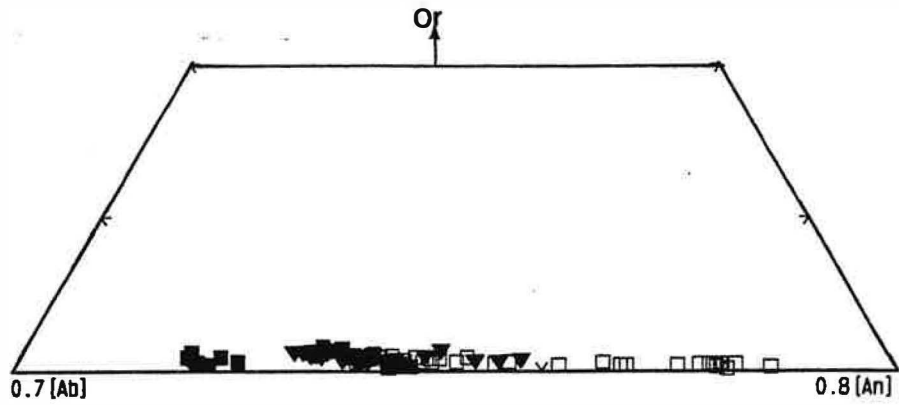
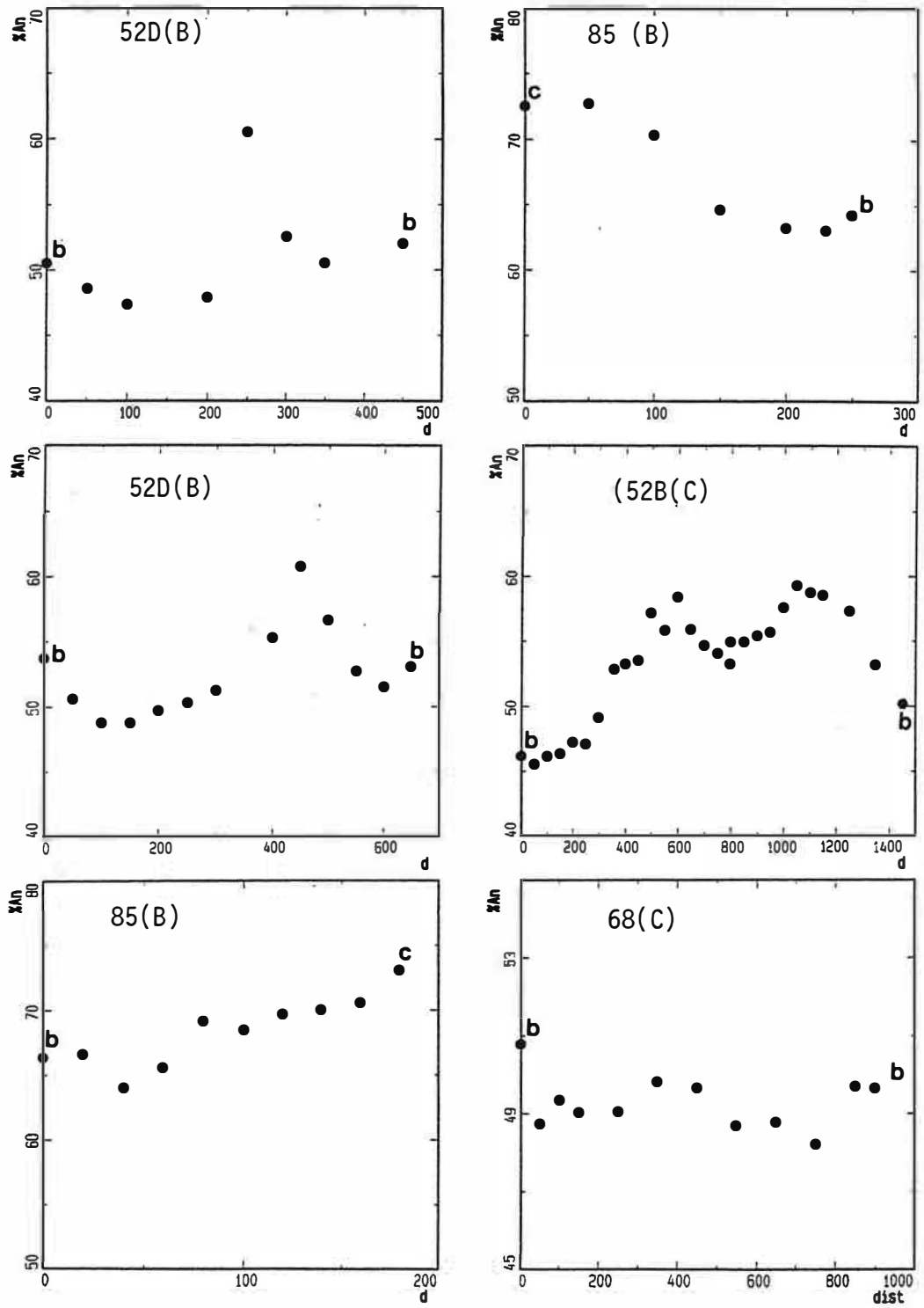
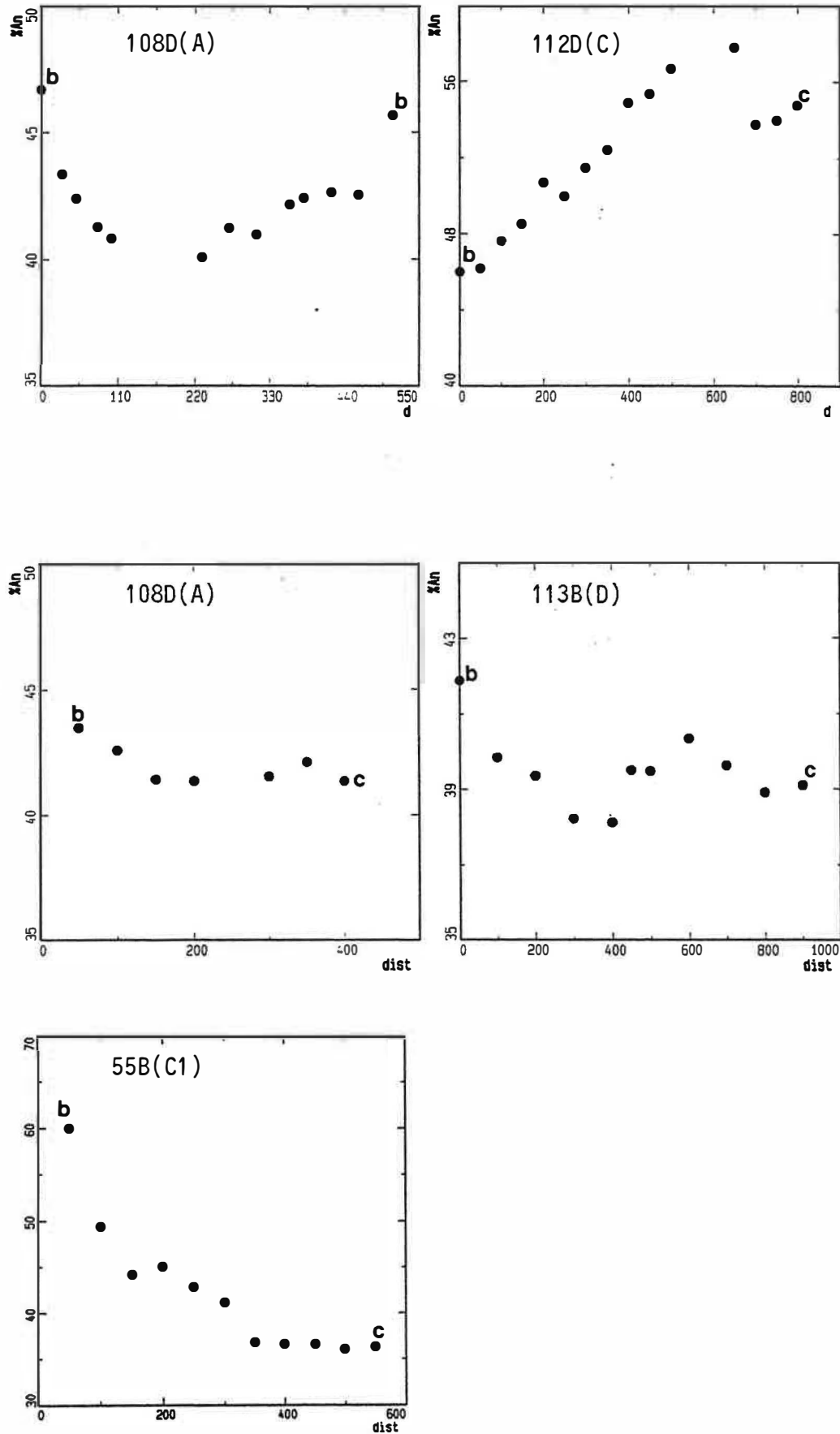


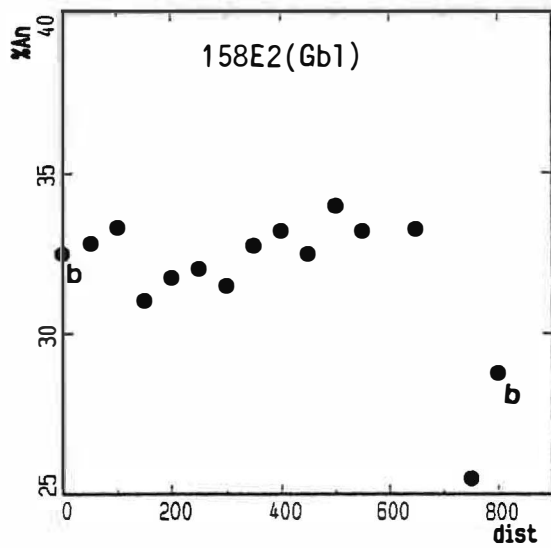
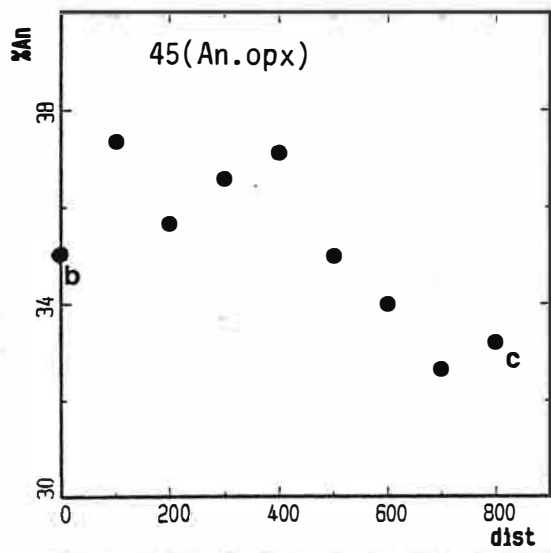
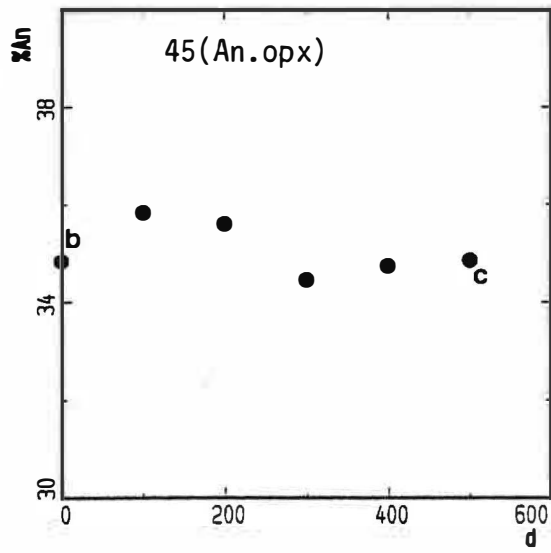
Figure I.40 : Composition des plagioclases d'Ansignan dans le diagramme Or-Ab-An.



**Figure I.41** : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les plagioclases du massif d'Ansignan. b : bord, c: centre.



**Figure I.42** : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les plagioclases du massif d'Ansignan. b : bord, c: centre.



**Figure I.43** : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les plagioclases du massif d'Ansignan. b : bord, c: centre.

- dans le groupe D, la zonation est inverse dans 113B. Les variations des teneurs en anorthite entre les coeurs et les bords passent par un minimum avant de d'augmenter vers le bord (fig. I.42).

- dans le groupe A (échantillon 108D, 73 et F890), les plagioclases sont très peu ou pas zonés et la différence de teneurs en anorthite ne dépasse pas 5%. Dans le cas de 108D (fig. I.42), cette zonation peut être caractérisée par l'existence d'un maximum de teneurs en anorthite entre le coeur et le bord. Ce maximum est toutefois peu prononcé et le coeur est généralement plus sodique que le bord.

Il semble donc d'après ces profils que les plagioclases des roches basiques et intermédiaires d'Ansignan sont caractérisés par une zonation normale ou inverse. Dans les deux cas (excepté 108D et 55B), en allant du coeur vers la bordure, la teneur en anorthite passe par un maximum avant de décroître ou d'augmenter, selon les cas, vers le bord. Nous constatons d'autre part que les plagioclases des groupes B et C sont caractérisés vers leurs bordures et sur une distance d'environ 50 $\mu$  par une légère augmentation des teneurs en anorthite.

Si la zonation normale est très courante dans les roches magmatiques, la zonation inverse est un peu plus rare. Un processus de cristallisation peut être à l'origine d'une zonation normale et régulière si la diffusion à l'intérieur du cristal est très faible. Au cours de la croissance, le liquide est toujours en équilibre avec la surface de croissance du cristal. La zonation normale est favorisée par un refroidissement rapide et par l'absence de volatils (Loomis, 1982).

Les travaux expérimentaux de Smith et Lofgren (1983), ont montré que l'augmentation de la vitesse de refroidissement entraîne une variation d'aspect plus linéaire et un intervalle de variation très réduit.

La zonation inverse, bien qu'elle soit rarement décrite dans les systèmes naturels, a été observé expérimentalement par Smith et Lofgren (1983). Ces auteurs indiquent que la zonation inverse peut être développée au cours d'une période isotherme précédée par une diminution rapide de la température.

Selon Loomis (1982), la zonation inverse peut se développer au cours d'une période de refroidissement très lent ou dans un liquide riche en volatils.

Besson et Fontelles (1974) en se basant sur l'effet de PH<sub>2</sub>O sur le système diopside-anorthite, ont indiqué qu'une variation de la pression d'eau au cours de l'ascension des magmas peut être à l'origine de la zonation inverse dans les plagioclases. L'augmentation de PH<sub>2</sub>O dans le magma entraîne un déplacement de l'eutectique vers des compositions beaucoup plus riches en anorthite.

La zonation inverse peut alors être expliquée par la réponse du cristal à un changement brutal dans le degré de surfusion ou de sursaturation ou par des variations de PH<sub>2</sub>O.

Nous avons proposé au cours de l'étude pétrographique, géochimique et de l'étude des pyroxènes que les roches basiques d'Ansignan sont sujettes à un lessivage de la chaux des clinopyroxènes. Les variations des alcalins et en particulier  $\text{Na}_2\text{O}$  (fig. I.14) suggèrent que ces roches basiques ont aussi été sujettes à un lessivage de la chaux des plagioclases. C'est ce dernier mécanisme que nous essayerons d'examiner dans ce qui suit.

La figure I.44 montre qu'à l'échelle du faciès et pour des rapport Fe/Mg (roche globale) très voisins (cas des échantillons 56D et 56E), les plagioclases montrent des compositions variables. Ils sont calciques dans 56D (An70) alors que ceux de 56E sont plutôt sodiques (An55) (une évaluation microscopique des compositions des plagioclases de 56E donne des valeurs légèrement inférieures et de l'ordre de An45 à 50). Dans le cas de 57C les valeurs obtenues optiquement sont toujours supérieures à An55. En revanche les échantillons 68, 53A et 87 sont caractérisés par des rapports Fe/Mg (roche globale) très bas et leurs plagioclases sont plus sodiques que ceux des roches dont les rapports Fe/Mg sont plus élevés. Si l'on considère un même mécanisme de cristallisation dans l'ensemble de ces roches (notamment celles appartenant à un même faciès géochimique), cette différence de composition ne peut pas être expliquée dans le cadre d'une cristallisation magmatique.

Dans ces roches la texture primaire est conservée et aucune altération de type séricitisation, muscovitisation ou chloritisation n'est observée. La modification de la chaux des plagioclases serait liée à une altération métasomatique de type :



Cette réaction nécessite un apport de Na par les solutions alors que la silice proviendrait d'une remobilisation de la silice libérée au cours du lessivage de la chaux des pyroxènes. Ces altérations métasomatiques aussi bien des pyroxènes que des plagioclases n'entraînent la formation d'aucun minéral calcique. Nous admettons donc une évacuation, par les fluides, de la chaux de ces roches et que celles ci seraient anormalement pauvres en CaO.

L'étude géochimique montre que l'échantillon 56E est effectivement plus déprimé en CaO que 56D (CaO = 8.4 et 7.09% dans 56D et E respectivement). Dans ces roches toute la chaux est portée par les plagioclases étant donné qu'il est le seul minéral calcique présent. En revanche dans les échantillons 68, 53A et 87, le plagioclase est associé au clinopyroxène (échantillon 68) ou au clinopyroxène + amphibole secondaire calcique (53A et 87). Dans ce dernier cas notre hypothèse concernant la modification de la composition des plagioclases par acidification est difficilement acceptable car la persistance du clinopyroxène suppose que les solutions n'étaient pas très sous-saturées en chaux pour attaquer les plagioclases. Il est donc très probable que la composition des plagioclases de 68, 87 et 53A soit primaire et que seule celle de 56E est modifiée. Sachant que ces roches appartiennent à la



GROUPE =  $\blacksquare$  A  $\square$  B  $\blacktriangledown$  C  $\triangledown$  D  $\diamond$  C1  $\blacktriangledown$  An.opx  $\blacktriangledown$  An.pgt  $\blackstar$  Pal  $\blackstar$  Pal.enc  $\bullet$  Gbl  
 $\circ$  An.gt

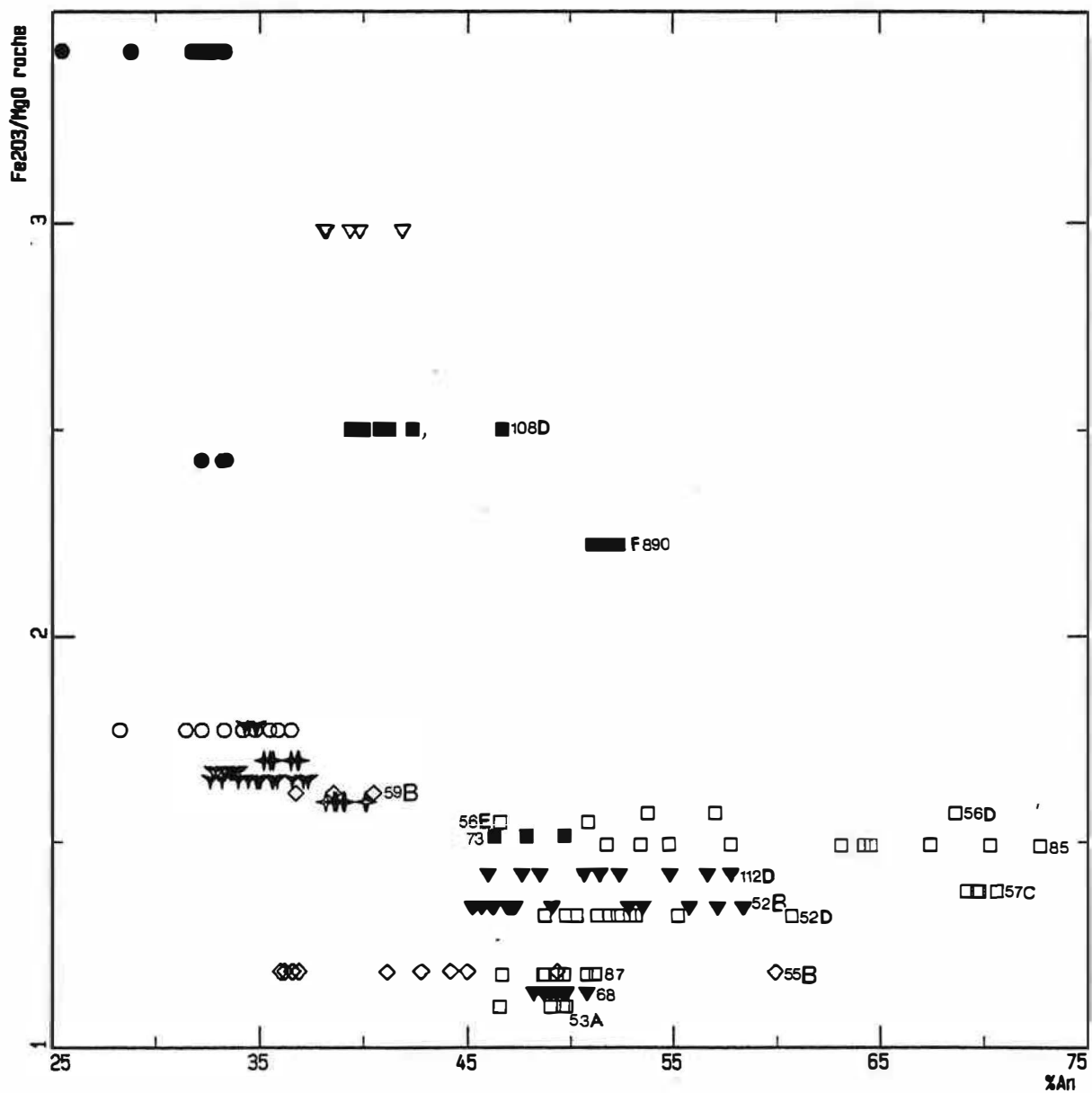
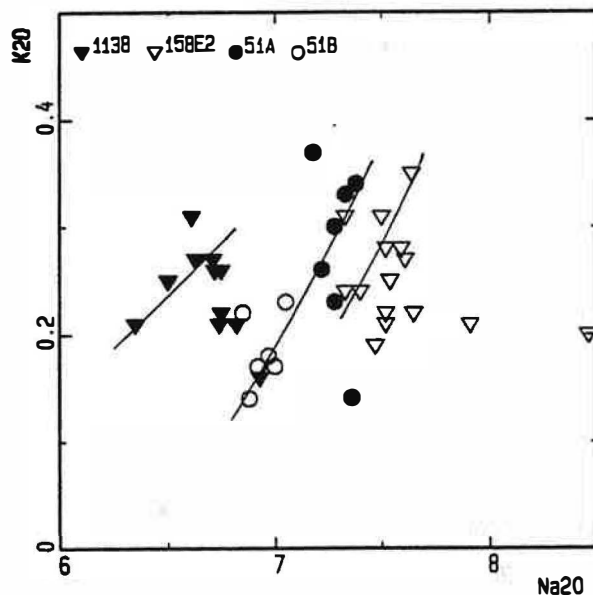
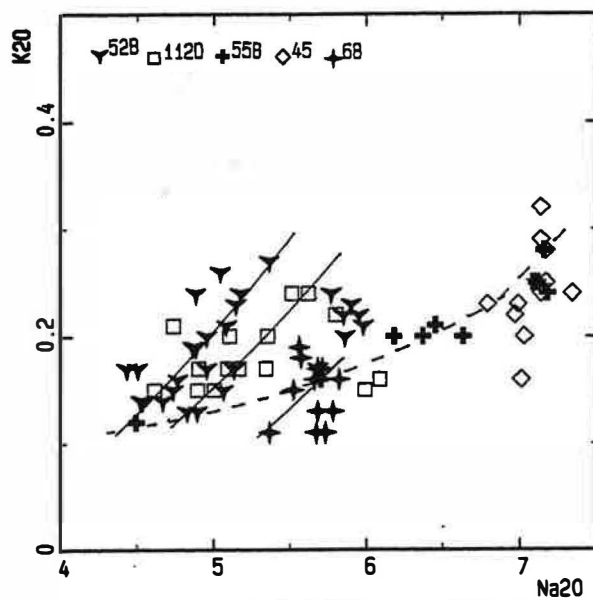
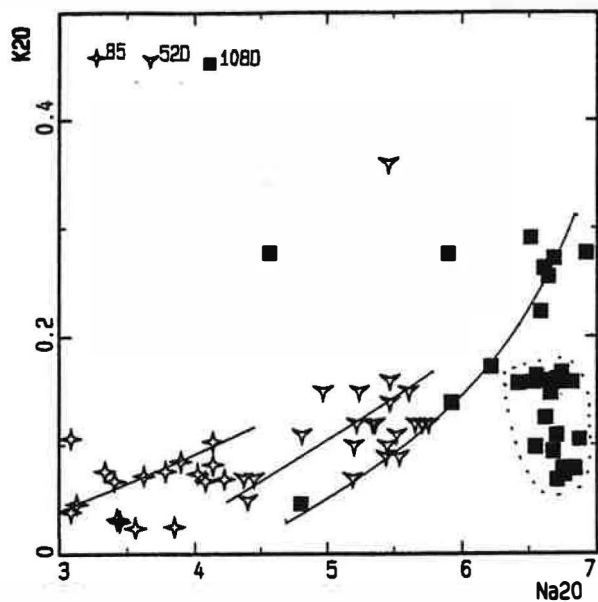


Figure I.44 : Variation de la teneur en anorthite des plagioclases d'Ansignan en fonction du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  de la roche hôte.



**Figure I.45 :** Variation de la teneur en  $K_2O$  comparée à celle en  $CaO$  dans les plagioclases du massif d'Ansignan.  
 85, 52D (groupe B) ; 108D (groupe A) ; 52B, 112D, 68 (groupe C) ; 55B (groupe C1) ; 45 (An.opx) ; 158E2 (Gbl) ; 51A (Pal) et 51B (Pal.enc).  
 Seuls les plagioclases des échantillons 52B, 45, 68, 113B, 158E2, 51A et 52B sont associés au K-feldspath.

masse basique principale de Trilla s.l., on admet que vue leur taille importante, les plagioclases de ces échantillons étaient épargnés de toute acidification éventuelle. Ceci explique la composition assez homogène des plagioclases et des pyroxènes de l'ensemble de la masse principale. Dans les bancs basiques de la route de Trilla (56D et 85), le refroidissement rapide dont atteste le grain fin de ces roches et l'habitus aciculaire de l'apatite a permis une fossilisation des zonations précoces des plagioclases.

Dans la charnockite, les différents types plagioclases distingués au cours de l'étude pétrographique montrent une composition homogène de type andésine (An31 à An37) (fig I.40 et 43). La zonation est souvent de type normale ou oscillatoire. Les plagioclases de la charnockite de Palmade sont en moyenne plus basiques que ceux d'Ansignan.

Dans les granites blancs à grenat (Gbl), les plagioclases sont un peu plus acides que ceux de la charnockite d'Ansignan. Leur composition assez homogène varie de An34 à An 25.

Les teneurs en  $K_2O$  des plagioclases augmentent avec les concentrations en albite (fig. I.45). Cette augmentation est assez régulière dans le groupe B (85 et 52D), C (52B et 112D) et C1 (55B). Elle l'est moins dans A (108D) et D (113B). A l'intérieur de chaque faciès, ces variations dessinent des courbes plus ou moins parallèles correspondant probablement à des variations des conditions de leurs rééquilibres.

Les teneurs en  $K_2O$  sont relativement élevées dans les plagioclases des groupes C, D et C1, basses dans A et B. Dans les groupes A, C et D, la dispersion des teneurs en  $K_2O$  est liée à l'effet des antiperthites.

Dans la charnockite et Gbl, l'abondance des exsolutions dans le plagioclase rend ce paramètre très délicat à utiliser. Nous n'observons pas d'organisation simple le long d'une courbe, comme c'est le cas pour la plupart des roches basiques et intermédiaires, mais des variations de  $K_2O$  à  $Na_2O$  quasi constant.

### 3- Les amphiboles

#### 3-1 Introduction

L'amphibole est surtout abondante dans les roches tardives gabbrodioritiques (GabDio) du groupe B. L'étude pétrographique montre l'existence de trois types d'amphiboles :

- une amphibole secondaire probablement tardi-magmatique se développant sur les bordures des clinopyroxènes (amplIM). Elle est caractérisée par des teneurs en titane comprises entre 0.71 et 1.23%.

- une amphibole de forme idiomorphe souvent en inclusion dans le plagioclase et le pyroxène et qui est sans aucun doute magmatique (ampl). Elle se caractérise par des teneurs en titane comprises entre 1.33 et 2.71%. L'existence d'amphibole automorphe en inclusion dans le plagioclase indique une coprécipitation des amphiboles et des plagioclases.

- dans certains cas, la présence de l'amphibole est réduite à des veinules le long desquelles le clinopyroxène est déstabilisé (amplIV). Les teneurs en titane de ces amphiboles sont faibles (<0.45%). Elles sont probablement post-magmatiques et leur développement est lié à des circulations de fluides.

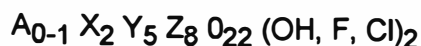
Les analyses des amphiboles de type ampl et amplIM proviennent des roches gabbrodioritiques (groupe B) (une seule analyse de type ampl a été effectuée dans l'échantillon 53A (groupe B). Les amphiboles en veines (amplIV) ont été analysées dans l'échantillon 53A appartenant à la petite intrusion de "l'Homme Mort" (groupe B).

Les analyses sont données dans le tableau I.4 en annexes.

#### 3-2 Composition chimique

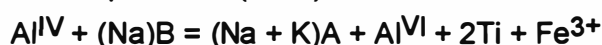
L'amphibole est une phase courante dans les complexes plutoniques et volcaniques calcoalcalins. La sensibilité de sa composition aux conditions physico-chimiques et à la composition du milieu à partir duquel elle cristallise permet d'utiliser ce minéral comme témoin de l'histoire des roches ignées. Ceci explique l'abondance des travaux réalisés pour tenter d'expliquer ces variations chimiques (Eggler, 1972 ; Heltz, 1973 ; Cawthorn et al., 1976 ; Jenkis, 1983 et Hollister et al., 1987).

Au cours de cette étude, nous avons adopté la nomenclature de l'IMA (Leake, 1978). La formule standard d'une amphibole est :



Le calcul est réalisé sur la base de 23 oxygènes.

Pour évaluer la teneur en  $Fe^{3+}$ , nous avons appliqué l'équation d'équilibre des charges de Papike et al (1974) :



Les valeurs obtenues sont nulles pour les amphiboles primaires, alors que pour les amphiboles secondaires, surtout "en veine", ces valeurs sont comprises entre 0.01 et 0.02. Nous avons donc considéré tout le fer comme ferreux. Le remplissage des sites structuraux est fait suivant la méthode de Leake (1978) selon la séquence.

Z <sub>8</sub>	Y <sub>5</sub>	X <sub>2</sub>	A <sub>0-1</sub>
Si			
Al	Al		
	Ti		
	Cr		
	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	
	Mg	Mg	
	Mn	Mn	
		Ca	
		Na	Na
			K

Les amphiboles du massif d'Ansignan sont des amphiboles calciques. Leurs teneurs en Ca sont comprises entre 1.82 et 1.91 at./f.u.

Les amphiboles de type ampl sont caractérisées par des teneurs faibles en silice ( $6.69 < \text{Si} < 6.96$ ) et en alcalins ( $(\text{Na} + \text{K})\text{A} < 0.5$ ). le rapport XMg est pratiquement constant. Selon la classification de Leake, il s'agit de hornblendes magnésiennes.

En revanche, la composition des amphiboles secondaires est variable : les teneurs en silice sont relativement élevées ( $6.9 < \text{Si} < 7.79$ ),  $(\text{Na} + \text{K})\text{A} < 0.5$  et le rapport XMg est très variable selon le type d'amphibole ( $0.67 < \text{XMg} < 0.8$ ). Leur composition varie depuis la hornblende magnésienne pour les amphiboles secondaires de "matrice" jusqu'à l'actinolite en passant par la hornblende actinolitique pour les amphiboles en "veine" (fig. I.46).

Les teneurs élevées en titane de ampl (0.13 à 0.3 a./f.u) suggèrent une cristallisation sous une faible  $f\text{O}_2$  (Heltz, 1973). L'absence du  $\text{Fe}^{3+}$  est en faveur de cette hypothèse. Sachant que la teneur en titane des amphiboles est liée à leur température de cristallisation (Heltz, 1973), les faibles teneurs en cet élément des amphiboles secondaires sont compatibles avec les observations pétrographiques (développement le long de veinules ou en taches xénomorphes parfois avec reliques de clinopyroxène). Les amphiboles secondaires en veines que nous avons considéré comme étant les plus tardives sont effectivement les plus pauvres en titane ( $\text{TiO}_2$  varie de 0.17 à 0.45%).

L'augmentation de la teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  des amphiboles d'Ansignan avec la diminution du rapport XMg est liée à son augmentation dans le magma. Cawthorn (1976) a indiqué que la teneur en alcalins des amphiboles est fonction de la composition des liquides.

mineral = +ampI ⊕ampIIM ▼ampIIV

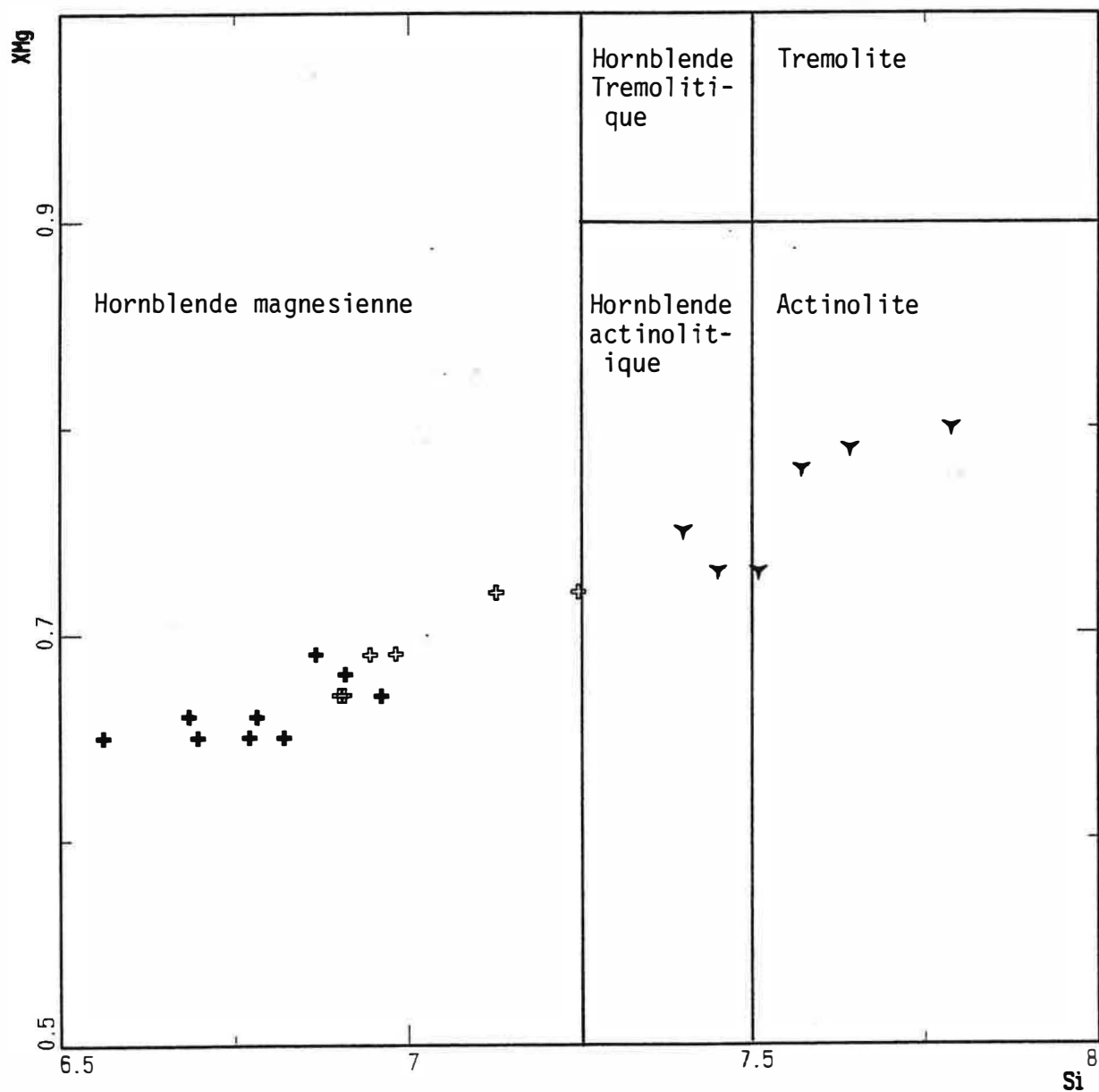


Figure I.46 : Position des amphiboles des roches basiques du massif d'Ansignan dans le diagramme Mg/(Mg + Fe) en fonction de Si de Leake (1978).

ampI : amphiboles primaires, ampIIM amphiboles secondaires à reliques de clinopyroxènes, ampIIV : amphiboles secondaires développées sur le clinopyroxène le long des veinules

mineral = +ampI ◊ampIIM ▼ampIIV

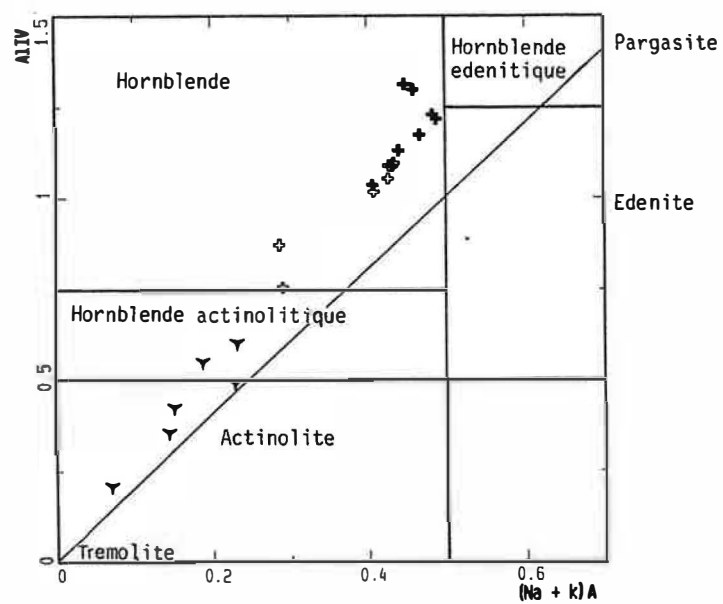
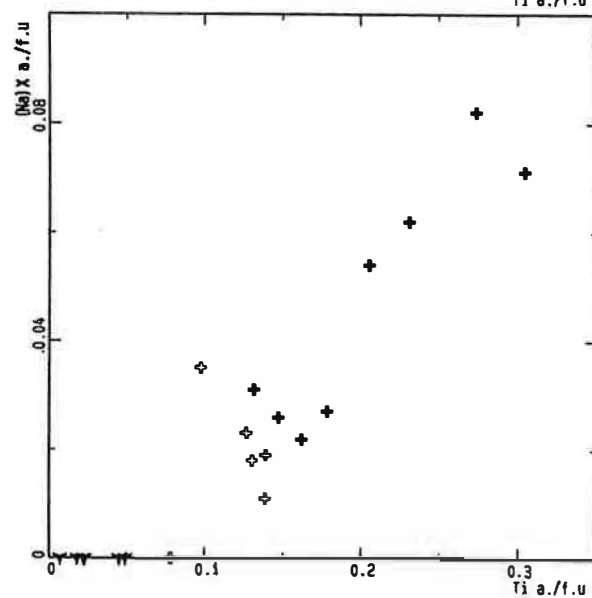
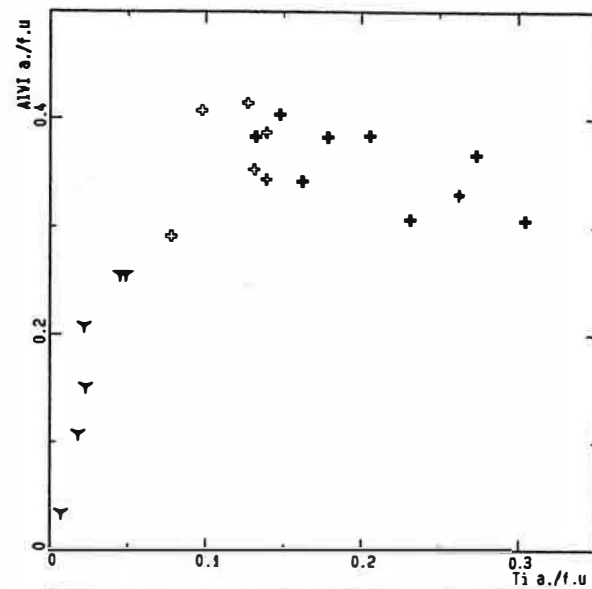
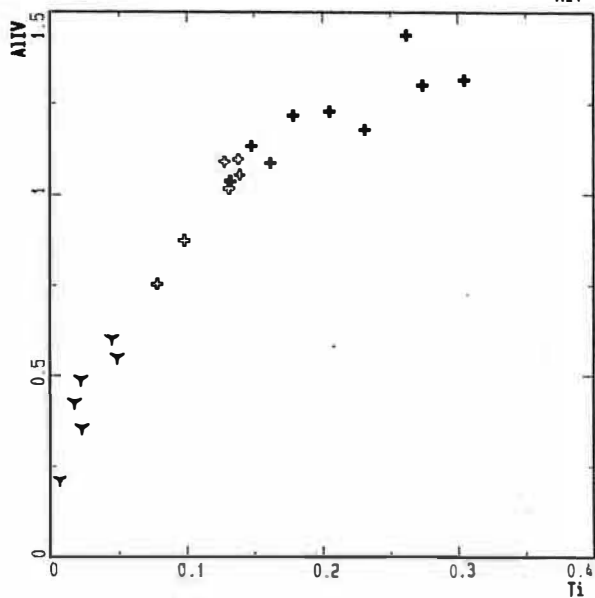
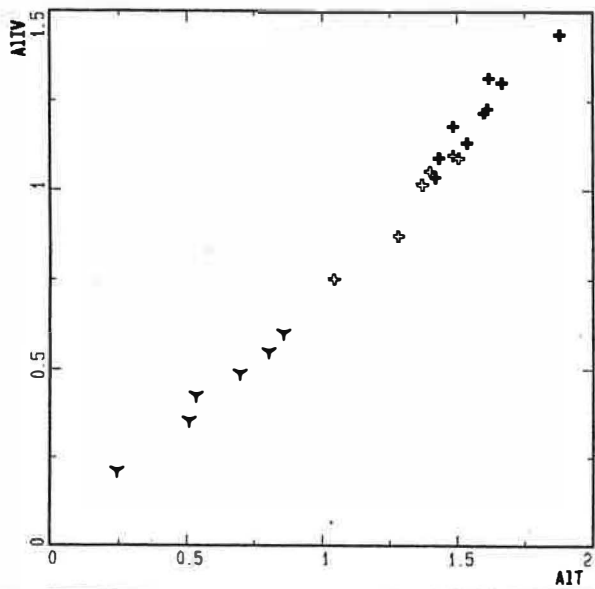


Figure I.47 : Variation de la composition des amphiboles des roches basiques d'Ansignan

La petitesse des cristaux des amphiboles primaires ne nous permet pas d'étudier la zonation dans ce minéral. Seul un cristal en inclusion dans un plagioclase de l'échantillon 52D (GabDio, groupe B) semble préserver cette zonation (tableau I.5).

	coeur	bordure
(Si) <sup>Z</sup>	6.78	6.96
(Al) <sup>Z</sup>	1.22	1.04
(Al) <sup>Y</sup>	0.383	0.383
(Ti) <sup>Y</sup>	0.179	0.132
(Cr) <sup>Y</sup>	0.016	0.014
(Fe <sup>2+</sup> ) <sup>Y</sup>	1.5	1.47
(Mg) <sup>Y</sup>	2.92	3
(Fe <sup>2+</sup> ) <sup>X</sup>	0.107	0.083
(Mn) <sup>X</sup>	0.012	0.02
(Ca) <sup>X</sup>	1.85	1.87
(Na) <sup>X</sup>	0.027	0.031
(Na) <sup>A</sup>	0.323	0.275
(K) <sup>A</sup>	0.165	0.132
Cl	0.03	0.02
Total	15.52	15.43
XMg	0.66	0.67

Tableau I.5 : Zonation dans les amphiboles d'Ansignan.

Les variations coeur-bordure indiquent une augmentation de SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO et MnO et une diminution de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, K<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub>. Le rapport XMg est pratiquement constant. A fO<sub>2</sub> constante, la diminution des teneurs en titane et l'augmentation de MgO s'expliquent par une diminution de la température (Heltz, 1973 ; Cawthorn, 1976). Le bord de ce cristal a une composition semblable aux amplIM à reliques de clinopyroxènes, ce qui suppose un rééquilibrage de ces amphiboles avec le liquide à partir duquel ont cristallisé les amphiboles primaires.

#### Substitutions :

Le diagramme Al<sup>IV</sup> : (Na+K)A (fig. I.47) met en évidence l'importance de la substitution édénitique dans ces amphiboles et confirme la nomenclature adoptée ci dessus.

La composition des amphiboles des roches basiques d'Ansignan s'écarte légèrement du joint Tremolite-Pargasite vers le pôle Tschermakite. Il faut cependant



remarquer que la discrimination basée sur Al<sup>IV</sup>, comme c'est le cas pour le présent diagramme, est fonction de la confiance accordée au dosage de la silice.

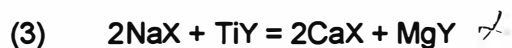
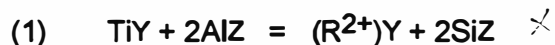
Le diagramme AIT : Al<sup>IV</sup> (fig. 1.47) montre que 75% de l'alumine est sous forme de Al<sup>IV</sup> (Al<sup>IV</sup> est compris entre 0,57 et 1,33 a./f.u., alors que Al<sup>VI</sup> varie de 0,12 à 0,33 a./f.u.).

Les expériences de Heltz (1973) indiquent que l'incorporation de l'alumine octaédrique dans les amphiboles est favorisée par une augmentation de la pression ou un abaissement de température. Les faibles teneurs en Al<sup>VI</sup> dans les amphiboles d'Ansignan s'expliqueraient par de faibles pressions.

Dans les amphiboles primaires, la diminution du titane est accompagnée d'une augmentation de Al<sup>VI</sup>. Cette augmentation de Al<sup>VI</sup> s'explique par une diminution de température.

Le diagramme Al<sup>IV</sup> en fonction de Ti (fig. 1.47) montre une diminution linéaire du titane avec Al<sup>IV</sup> dans les amphiboles secondaires alors que dans les amphiboles primaires le titane diminue plus rapidement que Al<sup>IV</sup>. Sachant que les amphiboles primaires sont pour la plupart en inclusion dans les pyroxènes et les plagioclases, les "coeurs" de ces amphiboles ont été probablement moins sensibles aux phénomènes de rééquilibrage. Elles ont cristallisé à des températures beaucoup plus élevées que les autres amphiboles. La forme de la courbe Al<sup>IV</sup> : Ti est compatible avec les données expérimentales de Heltz (1973) qui indiquent une baisse rapide du titane des amphiboles à températures relativement élevées et une baisse beaucoup plus lente à des températures plus basses.

La fixation du titane dans la structure des amphiboles se fait généralement selon les lois :



Le diagramme de la figure 1.47, suggère que la substitution (1) a joué aussi bien dans les amphiboles secondaires que primaires. Dans le cas des amphiboles primaires l'augmentation de Ti avec (Na)X et de Al<sup>VI</sup> avec la diminution de Ti (fig. 1.47) indiquent que la substitution Ti-tschermakite (1) est accompagnée respectivement des substitutions (3) et (2).

L'augmentation de Fe + Mn avec la baisse de Ti et Mg indique que la substitution Mg = Fe + Mn est couplée aux substitutions précédentes.

### Partage Fe - Mg entre clinopyroxène et amphibole :

La compilation par Onuks (1966) (dans Heltz, 1973) de nombreuses données portant sur la distribution du Fe et Mg entre hornblende et clinopyroxène coexistants a montré que le rapport :

$$KD = \frac{(Fe/Fe+Mg)}{(Mg/Mg+Fe)_{hbl}} \times \frac{(Mg/Mg+Fe)}{(Fe/Fe+Mg)_{cpx}}$$

avec Fe : Fer total, hbl : hornblende, cpx : clinopyroxène

est de l'ordre de :

- + 1,2 dans les amphibolites
- + 1,6 dans les granulites
- + 2 dans les roches ignées

Les couples hornblende-clinopyroxène du massif d'Ansignan, en particulier pour l'échantillon 52D où de nombreuses inclusions idiomorphes d'amphiboles dans le clinopyroxène sont observées, donnent une valeur moyenne de 1,38 (le bord d'une amphibole en inclusion dans un clinopyroxène donne une valeur égale à 1,26) (tableau I.6) :

point	X <sub>Mg</sub> <sup>cpx</sup>	X <sub>Mg</sub> <sup>Hbl</sup>	K <sub>D</sub>
243	0.72	0.63	1.37
254	0.71	0.64	1.38
265c	0.71	0.64	1.38
266b	0.71	0.66	1.26

Tableau I.6 : Partage de Fe/Mg entre clinopyroxène et hornblende dans les roches basiques d'Ansignan.

Les valeurs obtenues indiquent que ces amphiboles sont rééquilibrées dans des conditions intermédiaires entre le faciès amphibolite et le faciès granulite.

Rappelons que l'échantillon 52D est une roche basique tardive caractérisée par une richesse notable en biotite et en amphibole. Nous avons suggéré au cours de l'étude pétrographique et au cours de l'étude des pyroxènes que la cristallisation des roches basiques d'Ansignan s'accompagne d'une augmentation de PH<sub>2</sub>O. Tous ces arguments plaident en faveur d'un rééquilibrage tardif de ces roches dans un milieu relativement riche en eau, donc à des températures plus basses que celles correspondant au faciès granulite. Ceci explique la valeur KD calculée pour les couples hornblende clinopyroxène du massif d'Ansignan.

### 3-3 Conditions physiques de rééquilibrage des amphiboles

L'existence d'amphiboles en inclusion dans les plagioclases indique une coprécipitation de ces deux phases.

Les travaux expérimentaux de Yoder et Tilley (1962), Egger (1972) montrent que la coprécipitation amphibole-plagioclase se réalise vers 925°C pour des pressions d'eau voisines de 2,5 à 4 kbar (la transformation du clinopyroxène en amphibole traduit théoriquement des pressions d'eau plus élevées).

Blundy et Holland (1990) ont montré que la répartition de l'alumine entre le site tétraédrique de l'amphibole et le plagioclase est fonction de la température de cristallisation des deux minéraux et de la pression :

$$T(^{\circ}\text{k}) = (0,677P - 48,98 + Y) / (- 0,0429 - 0,008314 / k)$$

$$\text{avec } k = [(Si-4) / (8-Si)] X_{ab}$$

P : pression en kbar

X<sub>ab</sub> : fraction d'albite dans le plagioclase

Si : teneur cationique en silice de l'amphibole

Y = 0 si X<sub>ab</sub> est inférieur à 0,5

Y = - 8,06 + 25,5 (1-X<sub>ab</sub>) si X<sub>ab</sub> est supérieur à 0,5

L'utilisation de ce géothermomètre pour des plagioclases à X<sub>ab</sub> = 0,47 et Si = 6,7 donne les résultats suivants :

P (Kbar)	T °(C)
2	841
3	825
4	809

Les températures obtenues correspondent au champ de stabilité de la hornblende établi par Hollister et al. (1987).

Ces résultats sont compatibles avec les températures obtenues à l'aide du géothermomètre de Wood et Banno pour les pyroxènes et indiquent que les amphiboles magmatiques du massif d'Ansignan se sont rééquilibrées à des températures de 830°C (± 10°C) correspondant à des pressions de 3kbar.

Les amphiboles secondaires à reliques de clinopyroxènes (amplIM) rééquilibrées avec les amphiboles magmatiques ont cristallisé à des températures de cet ordre ou légèrement inférieures.

Les amphiboles les plus tardives "en veine" et leurs équivalents "de matrice" ont cristallisé par contre à des températures et des pressions plus faibles.

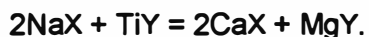
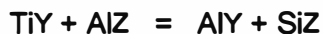
### 3-4 Conclusion à l'étude des amphiboles

Les amphiboles d'origine magmatique des roches basiques du massif d'Ansignan ont une composition d'une hornblende magnésienne. Ces amphiboles sont modérément alumineuses et titanifères ; leur composition évolue progressivement vers des hornblendes actinolitiques et des actinolites en "veine" qui sont moins alumineuses mais plus riches en silice et en Mg.

La circulation des fluides tardi à post magmatiques serait à l'origine des amphiboles localisées uniquement le long des veinules.

Les variations progressives des compositions chimiques des amphiboles magmatiques aux amphiboles secondaires d'une part et les variations des compositions entre les coeurs et les bordures qui évoluent dans le même sens indiquent que les liquides responsables de la transformation des clinopyroxènes étaient en équilibre avec les amphiboles magmatiques précipitant directement à partir du magma.

L'introduction du titane est variable selon le type d'amphibole : essentiellement de type Ti-tschermakite ( $TiY + 2AlZ = (R^{2+})Y + 2SiZ$ ) dans les amphiboles secondaires alors que dans les amphiboles magmatiques, l'introduction du titane est contrôlée aussi par les substitutions :



Le coefficient de partage KD (Fe/Mg) entre amphibole et clinopyroxène est de l'ordre de 1,38. Cette valeur indique un rééquilibrage des roches tardives gabbrodioritiques dans des conditions intermédiaires entre le faciès granulite et amphibolite. Sachant que ces amphiboles sont présentes dans les roches tardives gabbrodioritiques recoupant la masse basique principale de Trilla, il est probable que la mise en place des roches basiques d'Ansignan s'est accompagnée d'un changement de niveau structural du faciès granulite au faciès amphibolite supérieur.

## 4-Les biotites

### 4-1- introduction

La biotite est une phase commune dans les différents faciès du massif d'Ansignan. Elle est surtout abondante dans la charnockite où elle se présente sous deux aspects :

- petits cristaux automorphes en inclusion dans les feldspaths
- grosses lamelles automorphes à subautomorphes rassemblées en amas.

Ces biotites contiennent souvent des inclusions de zircon, monazite et apatite qui suggèrent leur cristallisation magmatique (Clarke, 1981).

Dans les bancs basiques, la présence de la biotite est réduite parfois (loin des bords en contact avec la charnockite) à des petites lamelles automorphes interstitielles. Elle est présente en quantité relativement importante dans la masse basique où elle se présente :

- en inclusions automorphes au bord des plagioclases ou parfois même dans les pyroxènes

- en inclusions de forme plus ou moins arrondie, rarement automorphes, le long des clivages des clinopyroxènes que nous avons interprétées comme, des remplacements tardifs d'exsolutions d'orthopyroxènes dans le clinopyroxène. Ces biotites sont assez riches en titane ( $\text{TiO}_2 = 4.97$  et  $5.09\%$  dans 301 et 304 (échantillon 53A) respectivement).

- en amas polycristalins à bordures dentelées dépourvues d'inclusions. Ces biotites proviendraient d'une transformation péritectique de l'orthopyroxène.

La proportion de biotite augmente de façon plus importante dans les roches tardives gabbrodioritiques (GabDio). Dans ces roches la biotite est associée à l'amphibole.

Dans les bancs et les enclaves basiques de type C1, la biotite est la phase ferromagnésienne dominante. Elle se présente sous divers formes :

- des petites inclusions non orientées dans le plagioclase ;
- des lamelles arrondies à subautomorphes dans les orthopyroxènes ;
- des taches xénomorphes associées ou non à l'orthopyroxène et parfois même le corrodant.

### 4-2 composition chimique

La composition et la stabilité de la biotite dépend non seulement des conditions physiques de cristallisation (Wones et Eugster, 1965 ; Robert, 1976) mais aussi de la composition chimique du milieu et de l'assemblage minéralogique (Speer, 1981 ; Nockolds, 1947). Ainsi la teneur en alumine des biotites augmente parallèlement au

degré de saturation en alumine ( $Al/(2Ca + Na + K)$ ) des minéraux associés (Clarke 1981).

Les travaux expérimentaux de Clemens et Wall (1981), ont montré qu'au cours de la cristallisation des granites, la biotite est une phase proche du solidus pour des teneurs en eau du magma inférieures ou égales à 2% alors qu'elle cristallise près du liquidus pour des teneurs en eau de 4 à 6%. Les biotites cristallisant près du liquidus sont alumineuses et titanifères.

Nous avons distingué au cours de l'étude des pyroxènes trois grands groupes de roches basiques : les pyroxènes des groupes A et D qui se caractérisent par un enrichissement en fer permettant de les rapprocher des pyroxènes des séries tholéitiques, les pyroxènes des groupes B et C dont les compositions correspondent plutôt aux pyroxènes des plutons calco-alcalins et les orthopyroxènes de C1 dont les compositions, notamment les concentrations en Ca, Al et Mn, sont relativement élevées.

Nous allons voir si au cours de cette étude du chimisme des biotites on peut caractériser ces grands groupes géochimiques et examiner en particulier les relations entre la chamockite et les roches basiques associées.

Les formules structurales sont calculées sur la base de 22 oxygènes en considérant tous le fer comme ferreux ; les analyses sont données en annexes (tableau I.5).

#### **4-2-1 cas des roches basiques et intermédiaires**

Comme pour les pyroxènes, les biotites des différents faciès de roches basiques et intermédiaires ne montrent pratiquement pas de zonation. Le rapport XFe des biotites des groupes B et C est proche de celui de la roche hôte. Dans les groupes A et D par contre et plus particulièrement dans les échantillons F890 et 108D (groupe A) et 111B et 113B (groupe D), XFe de la roche est plus élevé que celui de la biotite (fig. I.48). Cette différence est probablement liée à l'effet de l'ilménite dont témoignent les teneurs élevées en  $TiO_2$  de la roche totale.

Dans tous les faciès basiques, la biotite coexiste avec l'orthopyroxène. Ces biotites sont caractérisées par un rapport XFe légèrement inférieur à celui de l'orthopyroxène associé (fig. I.49). Ces résultats sont en accord avec les études expérimentales de Fonarev et Konilov (1986) sur l'équilibre entre biotite et orthopyroxène. Ces auteurs ont indiqué que pour des températures comprises entre 700 à 800°C, l'orthopyroxène est généralement plus ferrifère que la biotite.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ An.opx ▼ An.pgt ✦ Pal ✦ Pal.enc ● Gbl  
 ○ An.gt

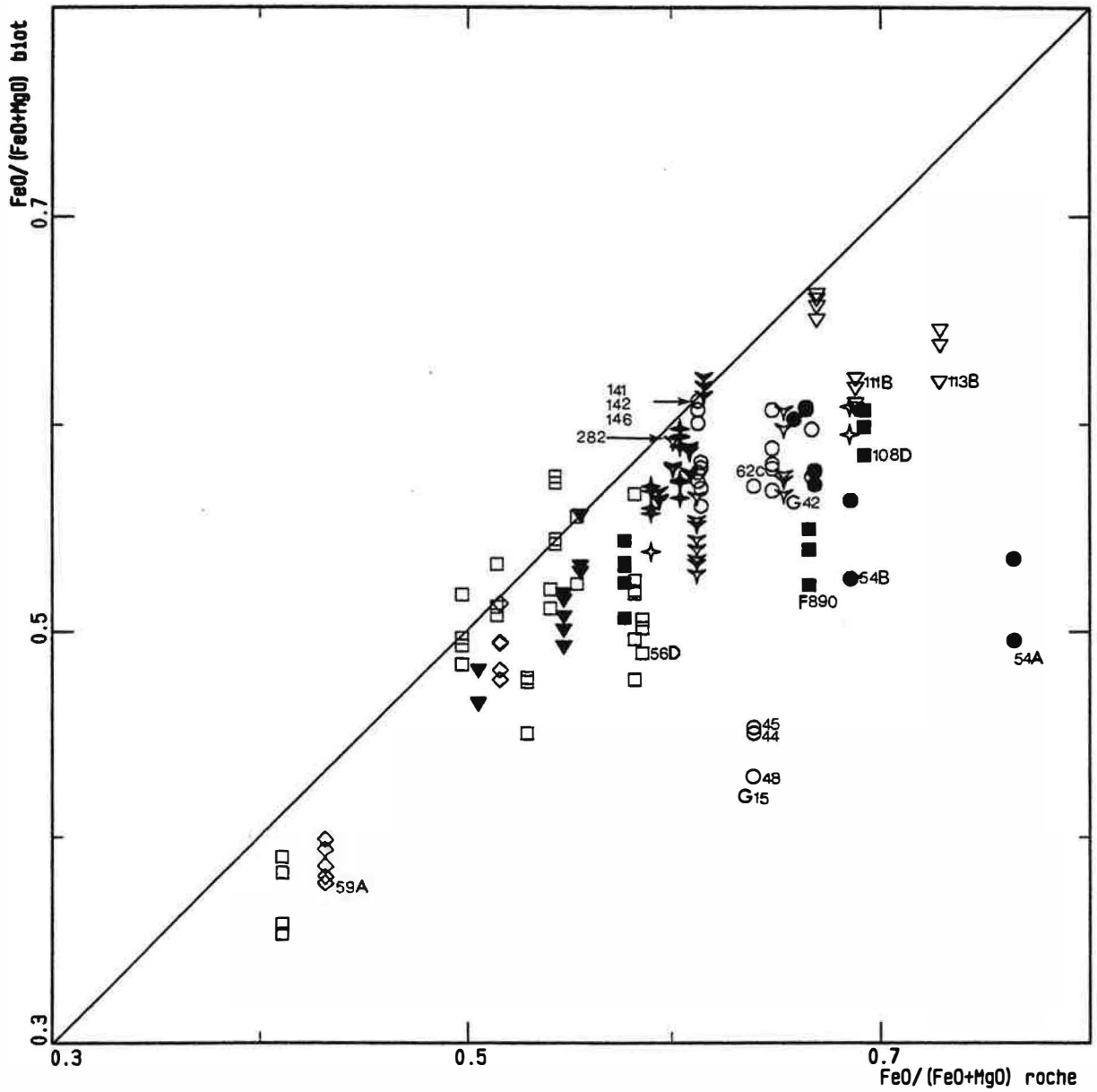
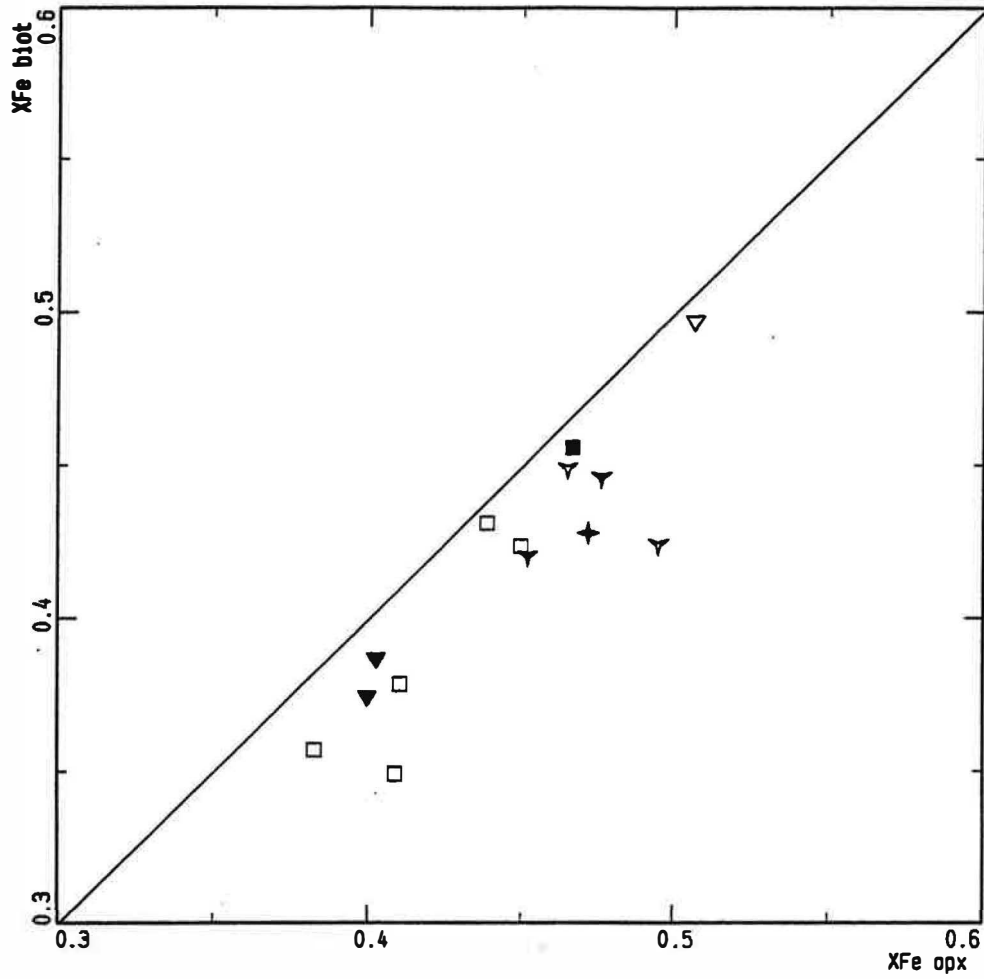


Figure I.48 : Comparaison entre le rapport XFe des biotites et celui de la roche totale dans le massif d'Ansignan.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ▼ An.opx ▼ An.pgt ✦ Pal



**Figure I.49** : Comparaison entre le rapport XFe des orthopyroxènes et celui des biotites dans le massif d'Ansignan.



groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ▼ An.opx ▼ An.pgt + Pal + Pal.enc ● Gbl  
 ○ An.gt + Caram △ GFe1

FACIES = ○ 2pyrox ● opx ◇ px+amp2 ▼ px+amp1 ▼ opx+gt + gt+bio ● biot  
 + gt+sill

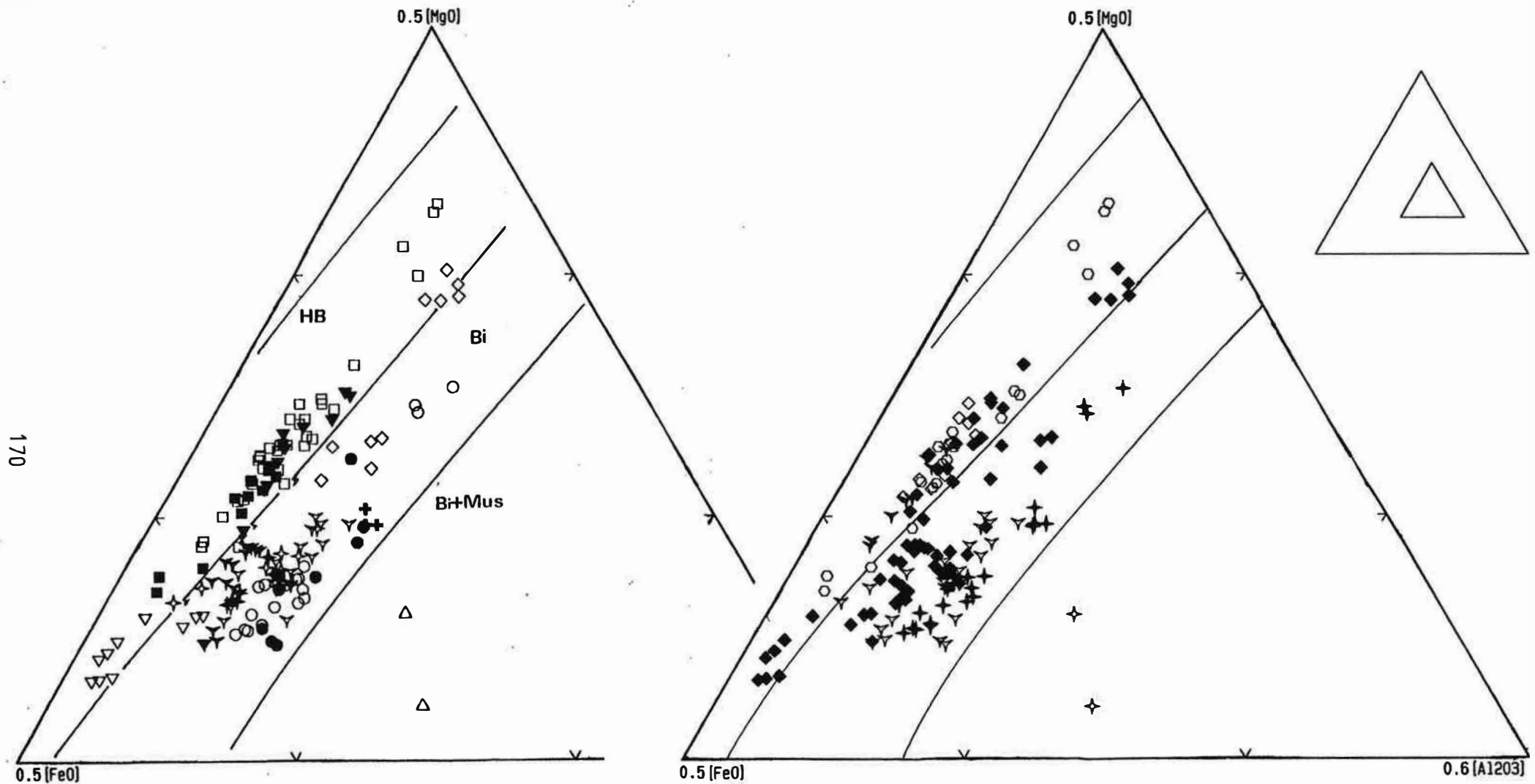


Figure I.50 : Position des biotites du massif d'Ansignan dans le diagramme MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO de Nockolds (1947).

HB : champ des biotites associées à la homblende,

Bi : biotites seules, Bi+Mus : biotites associées à la muscovite.

2pyrox : biotite + 2 pyroxènes ; opx : biotite + orthopyroxène ; px+amp2 : biotite + 2 pyroxènes + actinolite ; px+amp1 : biotite + 2 pyroxènes + homblende ; opx+gt : biotite + orthopyroxène + grenat ; gt+bio : biotite + grenat ; biot : biotite seule ; gt+sill : biotite + sillimanite + grenat.

## Teneurs en alumine des biotites : effet tampon du clinopyroxène

Nous avons vu au cours de l'étude des pyroxènes que l'uniformité des teneurs en alumine et en calcium des orthopyroxènes des roches basiques (excepté le groupe C1 et 111B et 181D du groupe D) suggère que les compositions des phases de ces roches est sont tamponnées par un même assemblage minéralogique et notamment par la présence du clinopyroxène. Si notre interprétation est correcte, toutes les biotites de ces roches devraient être au même degré d'activité de l'alumine. Dans le diagramme de Nockolds (1947) (fig. I.50) où nous avons fait apparaître la paragenèse des roches hôtes, nous constatons que dans les roches basiques (A, B et C), les biotites coexistantes avec les deux pyroxènes montrent une gamme de teneurs en alumine semblable à celle des biotites associées à l'orthopyroxène seul. L'évolution de ces biotites est réglée par une diminution de MgO et une augmentation de FeO. Cette augmentation de FeO semble être accompagnée d'une légère décroissance des teneurs en alumine. Dans ce diagramme, le champ de nos biotites se superpose à celui des biotites associées à la hornblende (Chevremont et al, 1988). Ceci explique les faibles teneurs en  $Al^{VI}$  de ces biotites ( $Al^{VI} < 0.2$  a./f.u).

Comme les orthopyroxènes, les biotites de l'échantillon 111B sont caractérisées par des teneurs relativement élevées en  $Al_2O_3$ . L'effet d'un rééquilibrage ou une recristallisation post-magmatique de ces biotites sous l'influence du magma chamockitique encaissant paraît invraisemblable car les teneurs en titane de ces biotites sont élevées ( $TiO_2$  compris entre 5.5 et 6%). Ceci conforte l'hypothèse avancée au cours de l'étude des pyroxènes et qui suggère que cet échantillon n'a jamais contenu du clinopyroxène.

Les biotites de C1, aussi bien les biotites en inclusion que celles de la matrice, montrent des teneurs relativement élevées en alumine, proches de celles des granites, alors que leurs rapports XFe sont plus faibles. Les teneurs relativement faibles en titane de ces biotites ne correspondent pas probablement à un rééquilibrage tardif avec l'encaissant car, comme dans le cas des orthopyroxènes, les rapports XFe de ces biotites sont conservés ; elles indiqueraient des rééquilibrages internes (à l'échelle de l'échantillon).

### Substitutions

Le diagramme  $R^{2+}/R^{2+}$  (fig. I.51) ( $R^{2+} = Fe+Mn+Mg$  et  $R^{3+} = Al^{VI}+Ti+Cr$ ), montre une corrélation négative qui correspond à la substitution :



L'augmentation de  $R^{2+}$  s'accompagne d'une diminution de Ti (fig. I.52) selon une pente de corrélation égale à (-2) dans A, B, C et D et à (-7/2) dans C1. Ceci indique qu'une substitution :



est couplée à la substitution précédente et que le caractère lacunaire de la biotite augmente avec l'introduction du titane comme le montre le diagramme de la figure I.51.

Dans les biotites de A, B, C et D, l'augmentation de  $Al^{VI}$  avec la diminution de Ti (fig. I.52) suppose qu'une substitution entre Ti et  $Al^{VI}$  selon la loi :



est couplée aux précédentes. Dans C1, l'augmentation de  $Al^{VI}$  à Ti constant indique que cette substitution n'a pas joué.

L'augmentation de Fe + Mn avec la diminution de Mg, indique qu'une substitution Fe + Mn = Mg est couplée aux substitutions précédentes.

Les biotites des roches basiques d'Ansignan sont caractérisées par des faibles teneurs en  $Al^{VI}$  ( $Al^{VI} < 0.2$  a.f.u). Pour examiner la substitution principale responsable de l'introduction de l'alumine dans les biotites d'Ansignan, nous avons calculé l'expression  $R = 2 - (Al^{IV} - Al^{VI})$ , exprimant la quantité de muscovite dans les biotites ( $R = 0$  et  $4$  dans les biotites et muscovites respectivement). Dans les biotites des roches basiques d'Ansignan R est franchement négatif. Ceci indique que la quantité de muscovite en solution solide dans ces biotites est nulle. Ainsi, l'introduction de l'alumine dans ces biotites se fait essentiellement selon la substitution  $Si^{IV} + (R^{2+})^{VI} = Al^{IV} + Al^{VI}$  (substitution eastonitique). Leur caractère lacunaire est donc lié essentiellement à l'introduction du titane.

#### 4-2-2 cas de la charnockite et du granite blanc associé

Le rapport XFe des biotites est voisin de celui de la roche hôte dans les paragenèses à orthopyroxène + biotite (An.opx) de la charnockite. Les biotites des paragenèses à orthopyroxène + grenat + biotite (An.pgt) et grenat + biotite (An.gt) ainsi que celles des granites blancs (Gbl) sont caractérisées par un rapport XFe plus faible que celui de la roche (fig. I.48). L'écart entre les deux rapports XFe est d'autant plus important que le grenat est abondant.

Les biotites 44, 45 et 48 de G15 (An.gt) et 414, 416 de 54A (Gbl) prises en contact avec le grenat sont déprimées en fer par rapport à celles de la matrice. Ceci témoigne d'un échange subsolidus entre grenat et biotite.

Les biotites de la charnockite se répartissent dans le diagramme de Nockolds en deux groupes (fig. I.50) :

1- les biotites des roches à orthopyroxène + biotite (An.opx) caractérisées par des teneurs relativement faibles en alumine ( $Al_2O_3$  varie de 14.72 à 15.82%).

2- les biotites des paragenèses à orthopyroxène + grenat + biotite (An.pgt) et grenat + biotite (An.gt) dans lesquelles la teneur en alumine varie de 15.5 à 16.82% en poids d'oxydes.

groupe = ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ Cl ▼ An.opx ▼ An.pgt ✦ Pal ✦ Pal.enc ● Gbl  
 ○ An.gt

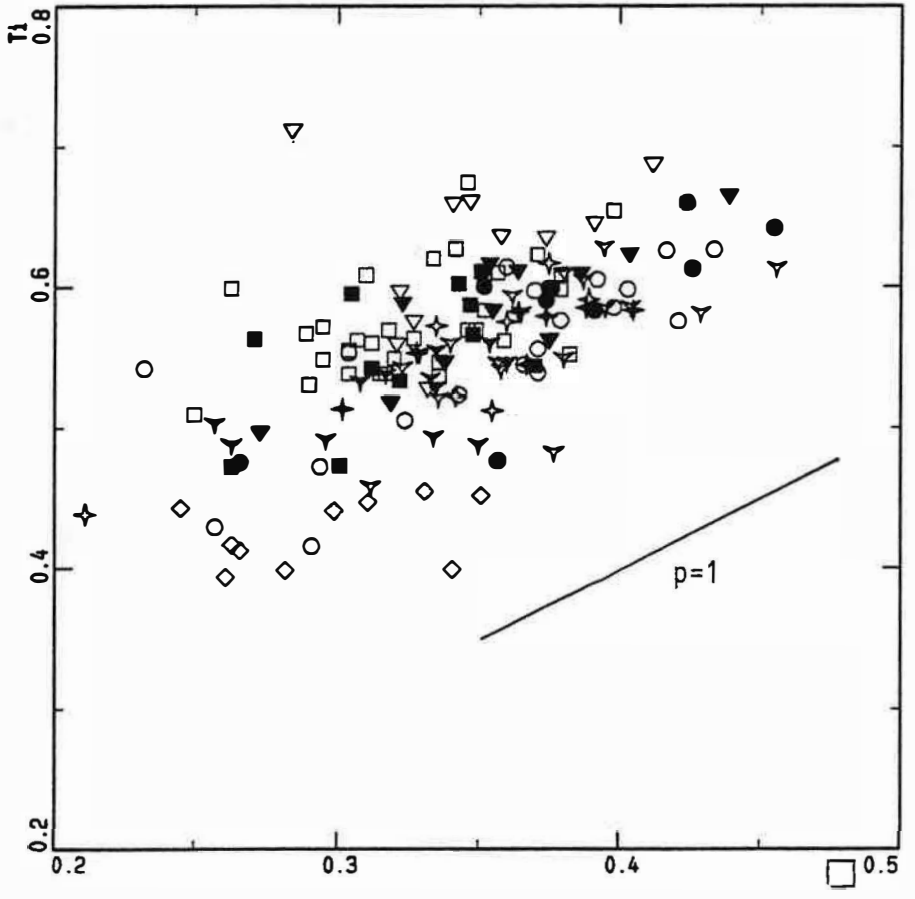
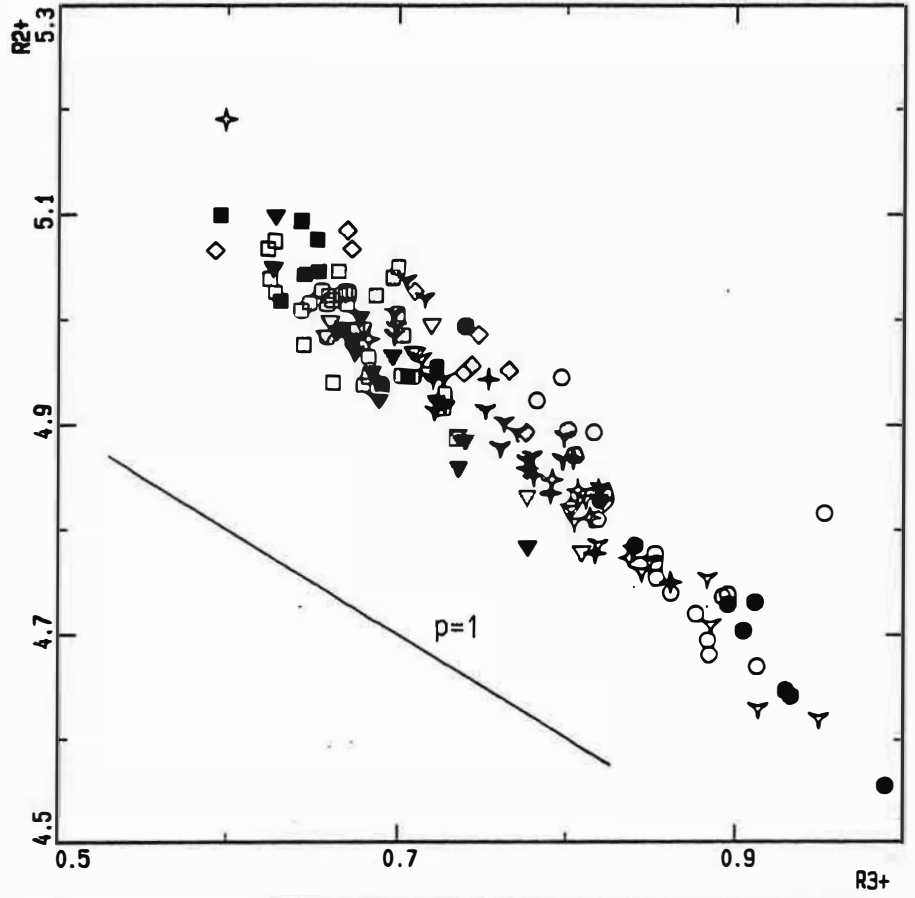


Figure I.51 : Substitution dans les biotites : diagrammes  $R^{2+}$  en fonction de  $R^{3+}$  et Ti en fonction du site vacant ( □ ).

groupe =  $\blacksquare$  A  $\square$  B  $\blacktriangledown$  C  $\triangledown$  D  $\diamond$  Cl  $\blacktriangledown$  An.qpx  $\blacktriangledown$  An.pgt  $\blackstar$  Pal  $\blackstar$  Pal.enc  $\bullet$  Gbl  
 $\circ$  An.gt

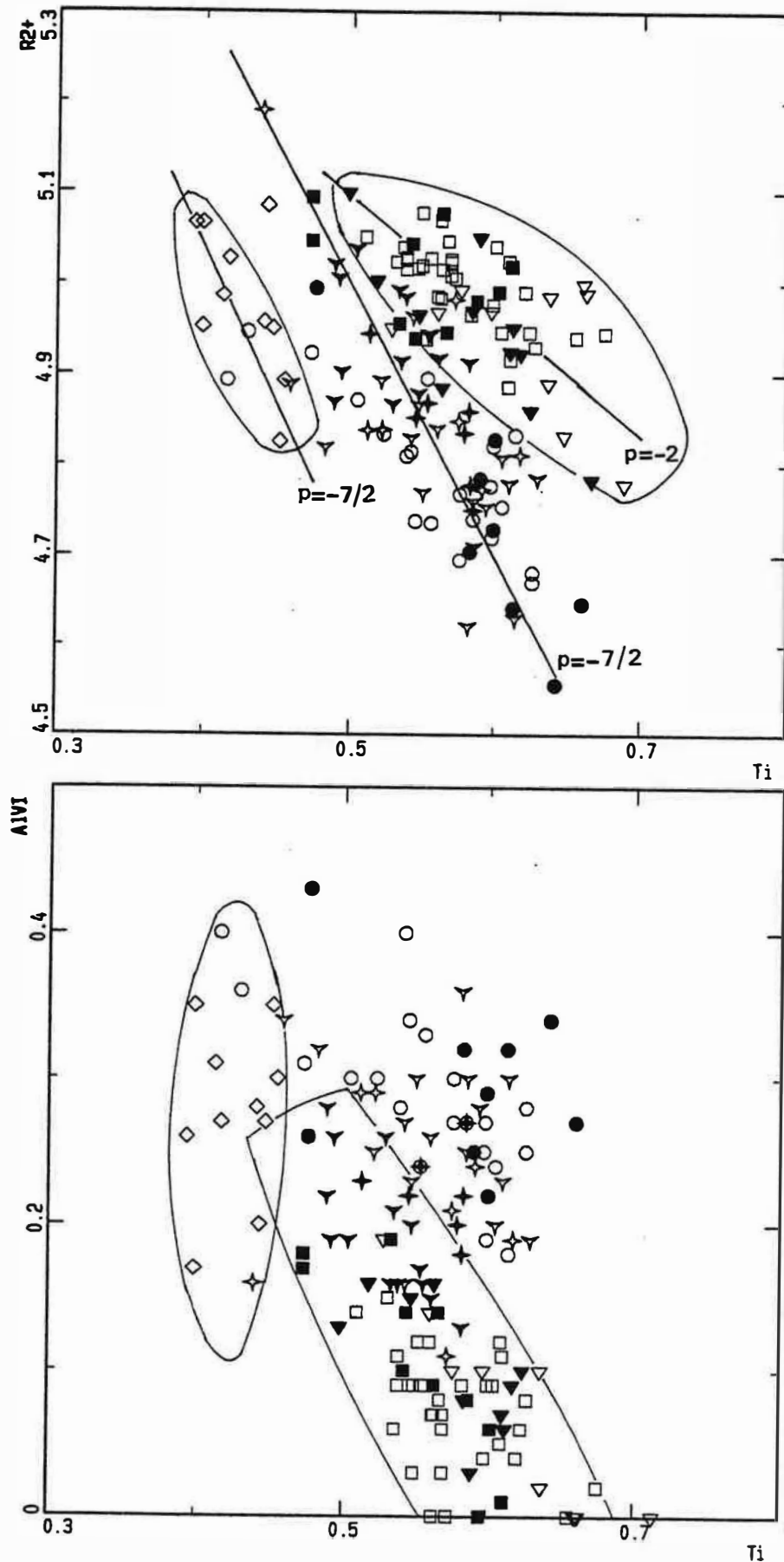
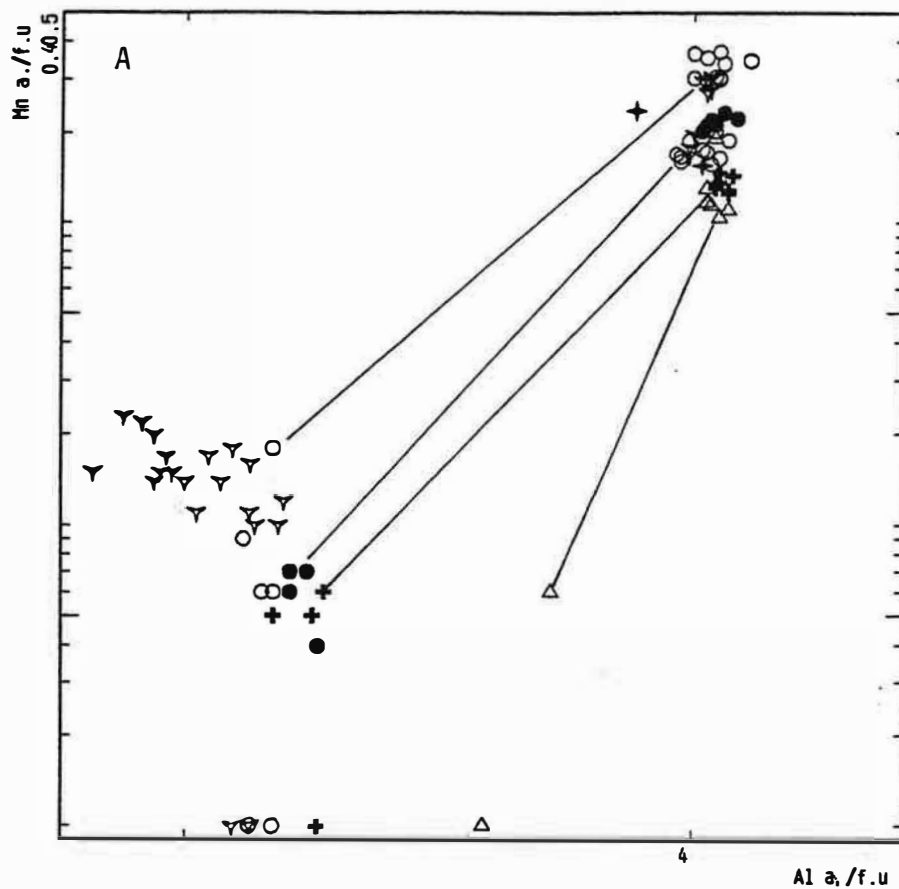


Figure I.52 : Substitution dans les biotites : diagrammes  $R^{2+}$  et  $Al^{VI}$  en fonction de Ti.

facies = ▾ An.opx ▾ An.pgt + Pal ● Gbl ○ An.gt + Caram △ Fel



facies = ▾ An.pgt ○ An.gt ● Gbl △ Fel + Caram

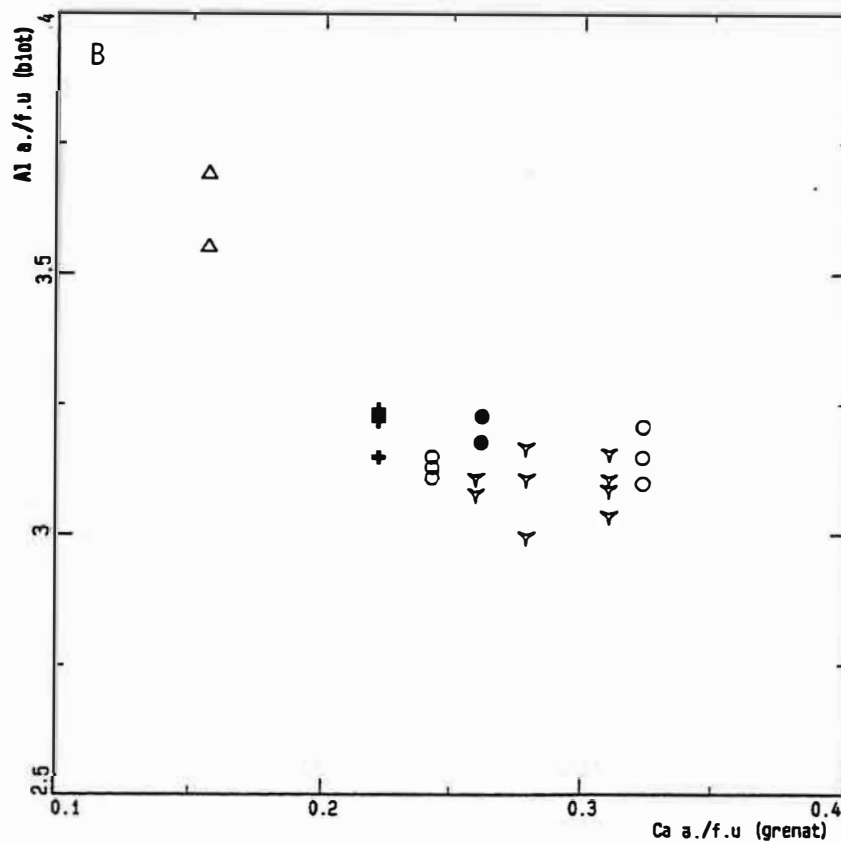


Figure I.53A : Variation de la teneur en Mn a./f.u. et Al a./f.u. dans les biotites et grenat  
 B : de Al a./f.u. des biotites en fonction de Ca a./f.u. des grenats.

L'influence de l'assemblage minéralogique sur la composition de la biotite est particulièrement visible dans (An.pgt) et (An.gt). Les biotites en inclusion dans les feldspaths et quartz sont moins alumineuses que leurs équivalentes de "matrice" et la différence de teneur en alumine entre les deux biotites peut atteindre 1%. D'autre part le rapport XFe dans ces biotites n'est pas très différent de celui de la roche hôte (analyses 141, 142 et 146 (55A) et 282 (56B)).

Dans la charnockite de Palmade (Pal), les biotites en inclusion sont identiques à celles du groupe 1 de la charnockite d'Ansignan. Celles de la matrice sont légèrement plus alumineuses et se superposent à celles du groupe 2.

Les biotites du granite blanc à grenat (Gbl) et des gneiss de Caramany (caram) se superposent à celles du groupe 2 de la charnockite, alors que celles des granites de Felluns (Fel), associées au grenat + sillimanite, sont nettement plus alumineuses.

La teneur en  $Al^{VI}$  des biotites de la charnockite est faible. Elle est inférieure à 0.2 a./f.u dans An.opx, comprise entre 0.2 et 0.4 a./f.u dans les biotites associées au grenat (an.gt, An.pgt et Gbl) et elle est supérieure à 0.6 a./f.u dans Fel.

Cette différence de teneurs en alumine des biotites des granitoïdes d'Ansignan et plus particulièrement entre (Fel) et les autres faciès implique, a priori, que la teneur en alumine des biotites est étroitement liée à l'activité d'alumine dans le système et notamment à la présence d'un silicate d'alumine (sillimanite) et à l'activité de la fraction grossulaire dans le grenat. L'alumine des biotites diminue avec l'augmentation de Ca et la diminution de Mn dans le grenat (fig. 1.53). Ainsi les teneurs relativement faibles en alumine des biotites des charnockites sont liées à la présence d'une quantité non négligeable de la fraction grossulaire dans ces grenats. Nous reviendrons plus loin, au cours de l'étude du grenat, sur les problèmes de variation de Mn dans les biotites. Il faut toutefois remarquer que certaines biotites en équilibre avec la cordiérite dans les gneiss de Caramany ne sont pas plus alumineuses que les biotites ci dessus associées au grenat (nous nous disposons dans ce faciès que de biotites associées au grenat). Ainsi l'hypothèse selon laquelle les biotites de Felluns (Fel) sont plus alumineuses que celles des gneiss de Caramany à cause de la présence de la sillimanite, comme le laisse penser le diagramme de la figure 1.50, ne peut être convaincante. En effet, la quantité de muscovite en solution solide dans les biotites des faciès acides d'Ansignan est très faible. L'expression  $R = 2 - (Al^{IV} - Al^{VI})$  est négative dans la charnockite et le granite blanc ; elle est comprise par contre entre 0.15 et 0.28 dans Fel. Ceci explique les faibles teneurs en  $Al^{VI}$  dans les biotites de la charnockite et des granites blancs (Gbl). Ainsi, bien qu'elles soient associées à des silicates d'alumine, les biotites rééquilibrées dans les conditions de faciès granulite ne sont pas fortement peralumineuses. En fait, dans le faciès granulite, la muscovite est instable ( $p_{H_2O}$  est faible) et la substitution principale responsable de l'introduction de l'alumine est la substitution eastonitique.

groupe =  $\blacksquare$ A  $\square$ B  $\blacktriangledown$ C  $\triangledown$ D  $\diamond$ C1  $\blacktriangledown$ An.opx  $\blacktriangledown$ An.pgt  $\blackstar$ Pal  $\blackstar$ Pal.enc  $\bullet$ Gbl  
 $\circ$ An.gt

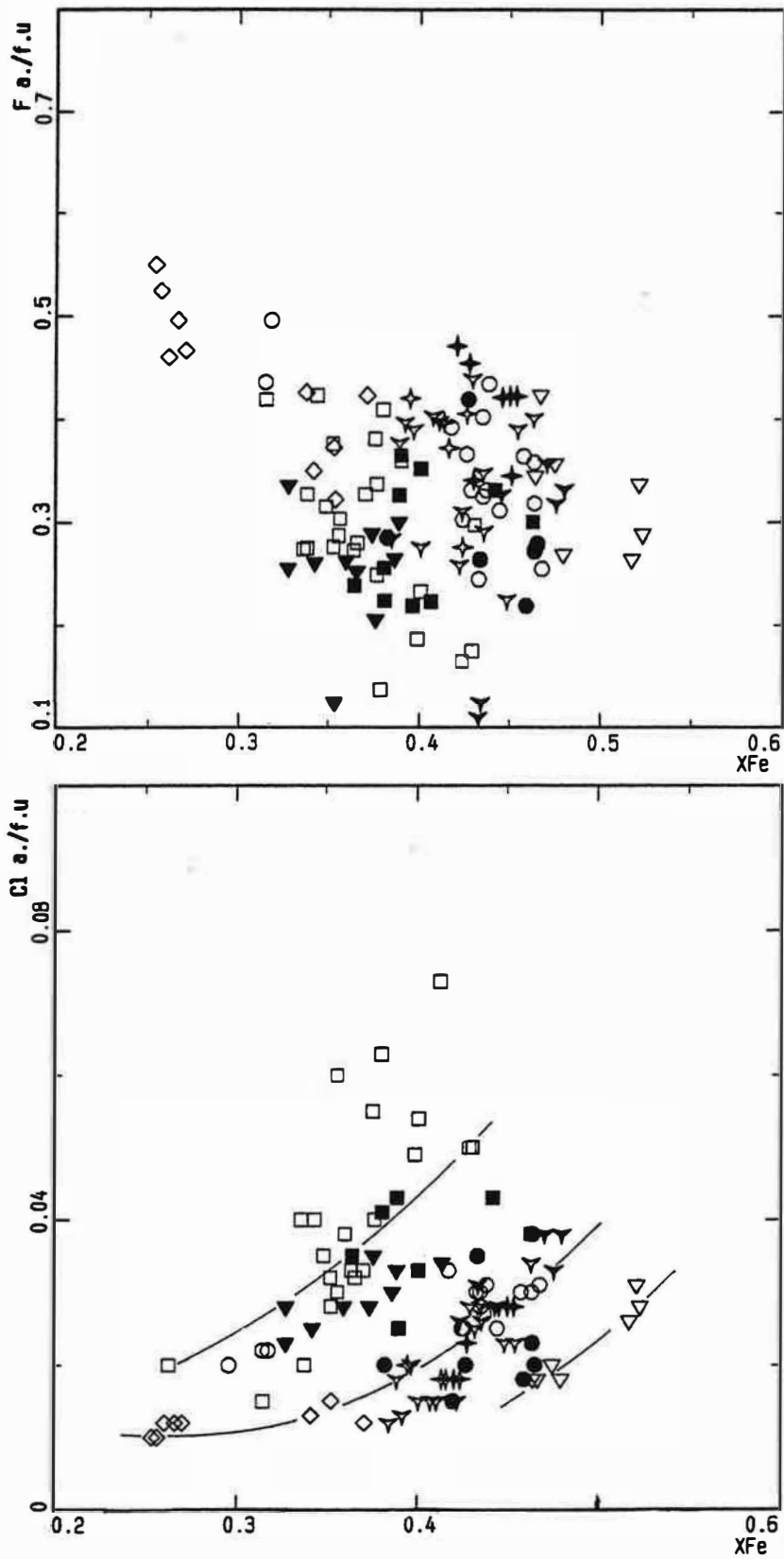


Figure I.54 : Variation des teneurs F et Cl a./f.u. en fonction de XFe dans les biotites du massif d'Ansignan.



L'introduction du titane dans les biotites de la charnockite est contrôlée par les mêmes types de substitution que celles décrites pour les roches basiques. La substitution (2) a joué dans les différents faciès de la charnockite, alors que la substitution (3) n'intervient que dans le faciès An.opx. La pente de corrélation est différente de celle des roches basiques dans (2) et est identique dans (3).

Les teneurs en fluor des biotites de la charnockite et des groupes basiques A, B, C et D sont identiques. Elles sont de l'ordre de 0.3 a./f.u (elles sont en général comprises entre 0.1 et 0.6 a./f.u). Dans les biotites des groupes B et C1 les concentrations en F diminuent avec le caractère ferrifère de la biotite.

Les teneurs en Cl des biotites augmentent avec leur XFe (fig. I.27). A XFe = Cte, les concentrations XCl dans D < XCl dans la charnockite et C1 < XCl dans A, B et C, correspondrait à des concentrations différentes de Cl dans les fluides au cours des rééquilibrages de ces biotites.

La richesse en fluor et la pauvreté en Cl des biotites du groupe C1 notamment celles de l'échantillon 59A témoignent, comme nous l'avons suggéré auparavant, de l'absence de rééquilibrage (ou bien le rééquilibrage n'était que partiel) entre ces enclaves et la charnockite encaissante.

### **Les biotites secondaires**

1- Les biotites symplectiques des charnockites issues de la transformation d'orthopyroxène sont moins riches en titane que les biotites primaires ( $\text{TiO}_2$  généralement inférieur à 4%). Les concentrations en fer et le rapport XFe sont plus faibles dans ces biotites (tableau I.7).

2- Les biotites secondaires des roches basiques et intermédiaires se développant directement sur l'orthopyroxène sont caractérisées par des teneurs relativement faibles en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO et  $\text{TiO}_2$ , élevées en MnO et FeO. Les compositions de ces biotites et notamment leur rapport XFe élevé traduit le caractère ferrifère de l'orthopyroxène sur lequel elles se développent .

3- Dans la lame G15, nous avons observé des biotites en association symplectique avec le grenat. Elles sont très déprimées en titane par rapport aux biotites précédentes ( $\text{TiO}_2 \sim 1.5\%$ ). Elles sont légèrement plus magnésiennes et moins ferrifères que les autres biotites.

lame/faciès	G42	An.pgt	47A	An.opx
	A1	B	A1	B
FeO	16.1-16.7	17.4-17.6	16.3	18.6
MgO	12.8-13.6	11.4-11.7	13.1	11.4
MnO	0-0.12	0.1-0.12	0.13	0.12
TiO <sub>2</sub>	3.09-3.61	4.55-4.76	4.3	4.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.1-16.4	15.3-15.4	15.7	15.8
XFe	0.39-0.42	0.45-0.46	0.41	0.47

lame/faciès	52D	GabDio	53A	MNor
	A <sub>2</sub>	B	A <sub>2</sub>	B
FeO	18.9-19.5	15.8-16.7	17.5	13.9-15
MgO	11.5-11.8	12.4-13.4	14	14.4-14.8
MnO	0.14-0.23	0.04-0.07	0.07	0.05-0.06
TiO <sub>2</sub>	3.37-3.65	4.4-4.9	2.74	4.9-5.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.5-13.7	13.9-14.2	12.7	14-14.6
XFe	0.48	0.39-0.43	0.41	0.35-0.37

Tableau I.7 : Comparaison entre les biotites secondaires et les biotites primaires dans le massif d'Ansignan.

A1 : biotite des symplectites se développant sur l'orthopyroxène

A<sub>2</sub> : biotite se développant directement sur l'orthopyroxène (sans quartz)

B : biotite ordinaire associée

#### 4-3- conclusion

Les biotites d'Ansignan ne montrent pratiquement pas de zonation. Leurs rapports XFe est fonction de celui de la roche. Les biotites coexistant avec l'orthopyroxène montrent un rapport Fe/Mg légèrement inférieur à celui-ci.

Les biotites du faciès à biotite et/ou orthopyroxène de la charnockite et celles des roches "basiques" de type B et C montrent une variation chimique correspondant à une augmentation simultanée de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeO (fig. I.50). Cependant la transition entre les biotites de ces roches "basiques" et celles du faciès riche en grenat de la charnockite se fait essentiellement par augmentation de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> reflétant ainsi l'effet tampon du grenat. Les teneurs en alumine des biotites des faciès à grenat sont fonction de la composition de celui ci et en particulier de sa teneur en MnO et CaO.

Les biotites des granites de Felluns sont différentes de celles du (Gbl). Ces deux faciès qui se caractérisent par leur aspect très clair et leur richesse en grenat sont différents aussi bien du point de vue géochimique que minéralogique.

Les biotites du massif d'Ansignan sont caractérisées par des faibles teneurs en alumine octaédrique. La substitution principale responsable de l'introduction de l'alumine dans ces biotites est la substitution eastonitique car la muscovite est instable dans le faciès granulite.

## 5- Le grenat

C'est un minéral présent uniquement dans le faciès porphyroïde de la charnockite et dans les granites blancs. L'étude pétrographique montre que le grenat se présente, dans le faciès porphyroïde, indépendamment de l'orthopyroxène sous deux formes :

- petits cristaux millimétriques à micrométriques, automorphes à subautomorphes;
- "macrocristaux" poecilites à inclusions de biotite, plagioclase et quartz.

### 5-1- Composition chimique

Le grenat est un minéral fréquemment décrit aussi bien dans les roches métamorphiques qu'ignées. Le grenat de ces roches est de type alumineux-almandin, pyrope, spessartine. L'almandin en est le constituant principal.

Miyashiro (1955) a indiqué que le grenat se présente dans les complexes calco-alcalins sous deux formes :

- sous forme de phénocristaux ;
- dans les cavités des laves et dans les pegmatites associées aux plutons calco-alcalins.

Il ajoute que le grenat du 1er type est riche en almandin avec un peu de pyrope mais pauvre en spessartine, alors que celui du 2ème type appartient à la série almandin - spessartine, pauvre en pyrope.

Miller et Stoddart (1981) ont indiqué que le manganèse est le facteur principal contrôlant l'apparition du grenat dans les roches granitiques et que celui-ci cristallise souvent en réponse à une augmentation du rapport Mn/Fe+Mg du magma alumineux. D'autre part, la compilation par ces auteurs de nombreux grenats de roches plutoniques a montré que, dans leur grande majorité, ces grenats contiennent plus de 10% de MnO.

Nous avons analysé les différents types de grenats distingués dans l'étude pétrographique aussi bien dans la charnockite que dans le granite blanc riche en grenat.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 24 oxygènes. Les analyses sont données en annexes (tableau I.6).

Il s'agit dans tous les cas d'une solution solide almandin-pyrope avec un pôle almandin dominant. Les pourcentages en spessartine et grossulaire sont faibles (<10%) et se superposent au champ des grenats pauvres en MnO des roches plutoniques défini par Miller et Stoddart (1981).

### Dans la charnockite :

Le tableau I.8 et le diagramme de la figure I.55 montrent que, indépendamment de leur forme et de la présence ou non de l'orthopyroxène, les grenats se répartissent en deux groupes. Le rapport MnO/FeO est plus élevé dans le groupe 1 que 2, alors que les domaines de variation des rapports MgO/FeO se chevauchent largement ; les grenats du groupe 2 sont en moyenne plus magnésiens que ceux du groupe 1.

	groupe1	groupe2
FeO	30.63- 33.11	29.23 -31.99
MgO	4.33 - 5.93	4.31 - 7.62
MnO	1.95 - 2.86	1.2 - 2.02
CaO	1.54 - 1.92	1.43 - 1.64
MnO/FeO	0.06 - 0.086	0.04 - 0.06

Tableau I.8 : Classification des grenats de la charnockite en deux groupes caractérisés par des rapports MnO/FeO différents.

Les grenats de la charnockite de Palmade (134A) et de l'enclave basique alumineuse qui lui est associée (103C) se superposent à ceux du groupe 2 de la charnockite d'Ansignan alors que ceux du granite de Felluns (Fel) sont légèrement appauvris en MnO et surtout en CaO (fig. I.55).

Les grenats des granites blancs sont identiques à ceux du groupe 2 de la charnockite. Ceux des gneiss de Caramany (caram) sont proches du point de vue composition à ceux du groupe 2 d'Ansignan. Toutefois, ils s'en distinguent par un léger appauvrissement en Mn et Ca.

Nous remarquons que tous ces échantillons sont à peu près au même degré de saturation en alumine (les rapports Al/Na+K+2Ca des roches totales sont pratiquement identiques). Nous remarquons d'autre part qu'à l'échelle de la lame, les compositions des grenats sont assez homogènes et que dans tous les cas ils sont soit de type 1 ou 2, alors qu'à l'échelle de l'affleurement cette variation de composition peut être observée à l'échelle du décimètre (cas de 158B et 158E<sub>2</sub> qui sont pris à 20cm environ l'un de l'autre).

Le groupe 1 contient les échantillons 55A (An.gt), 158B (An.gt), 56B (An.pgt) et G42 (An.pgt). Le groupe 2 contient F680, 62C, G15, G16 (An.gt) et G30 (An.pgt). Dans les échantillons 55A et 158B (An.gt) appartenant au groupe 1, le grenat ne forme pas de gros cristaux coalescents comme c'est le cas dans le faciès de bordure. Dans l'échantillon G30 (An.pgt) par contre, le grenat forme des gros cristaux poecilites ; seul un petit cristal d'orthopyroxène isolé a été observé. Il semble donc que le grenat de type 2 est formé essentiellement dans le faciès à éponges de grenat

facies = ▽ An.pgt ○ An.gt ● Gbl ✦ Pal ✦ Pal.enc △ FeI ✦ Caram ▲ enc.sed

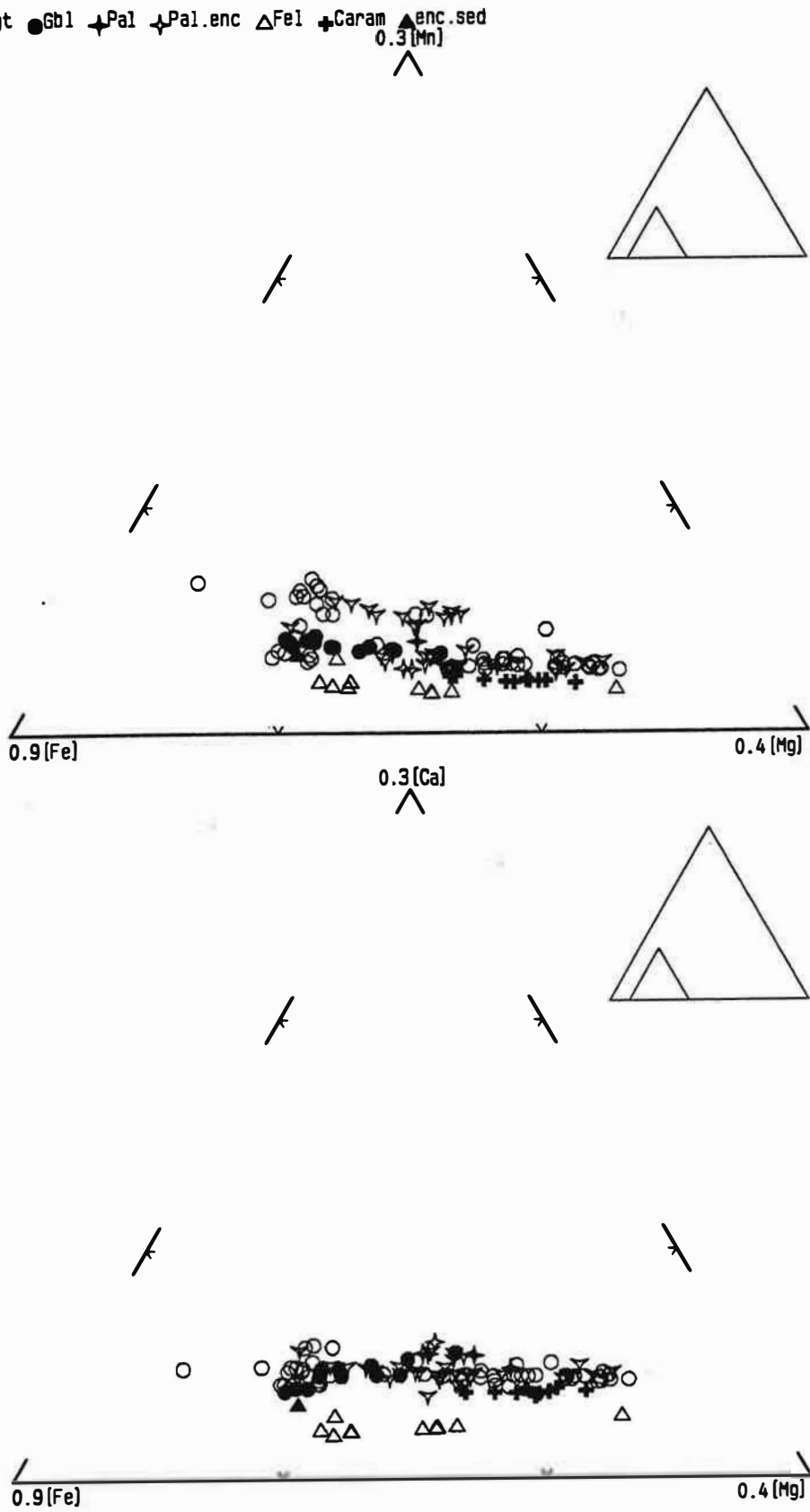
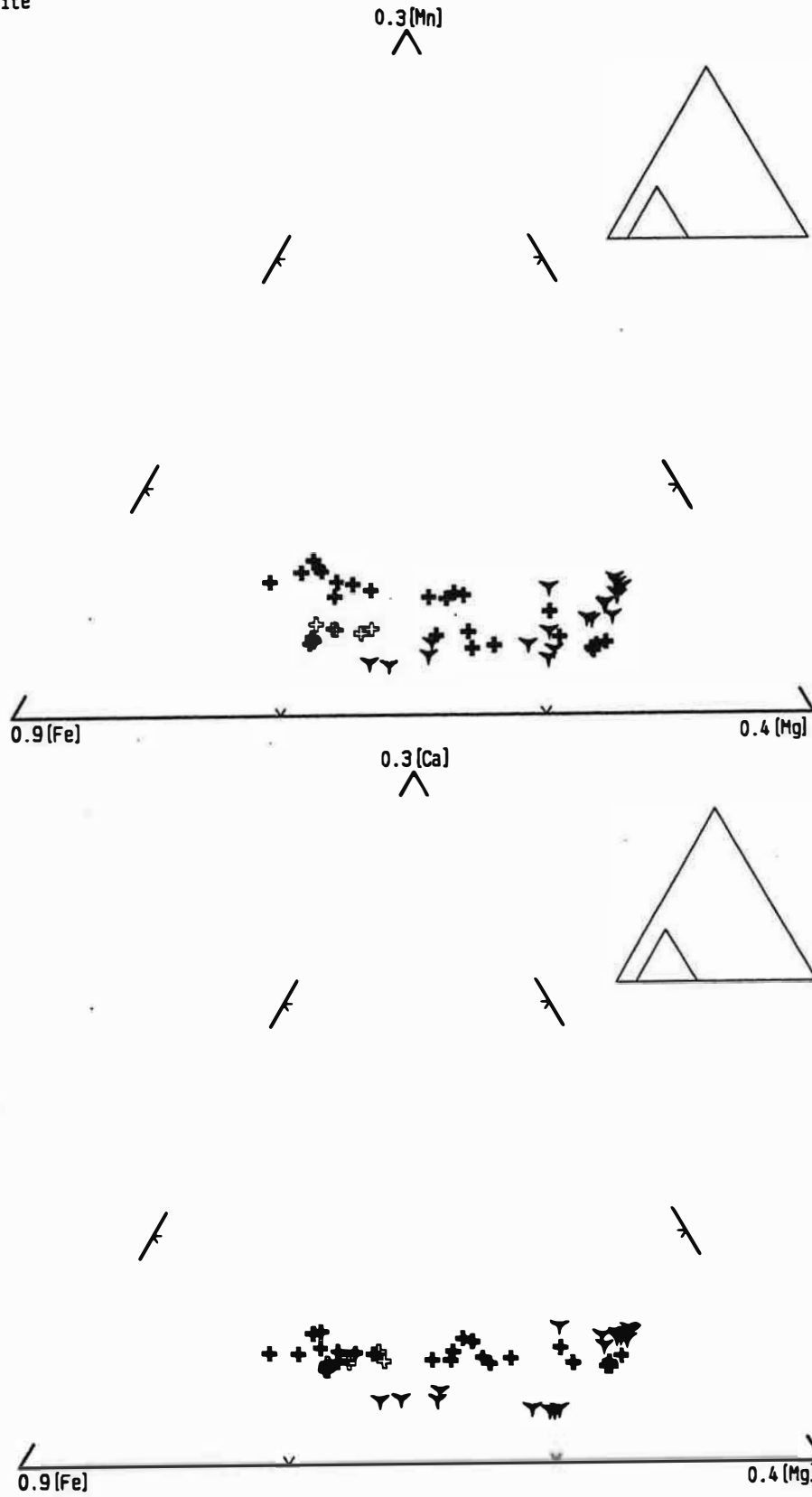


Figure I.55 : Position des grenats du massif d'Ansignan dans le diagramme Mn : Fe : Mg.

SITE = + Ans    + Gbl    ▼ Galite



**Figure I.56 :** Comparaison des grenats de la chamockite (Ans) et du granite blanc type Albas (Gbl) avec ceux des granites de la Galite (Tunisie).

de la charnockite alors que celui de type 1 se rencontre plutôt dans les paragenèses pauvre en grenat notamment celles à orthopyroxène + grenat (An.pgt).

Deux facteurs principaux peuvent être invoqués pour expliquer l'apparition du grenat :

- une forte activité d'alumine qui entraîne la formation d'un grenat pauvre en MnO ;
- une augmentation du rapport Mn/Fe+Mg dans le magma malgré la faible activité d'alumine. Ceci entraîne la formation d'un grenat manganésifère.

Pour examiner chacune des deux hypothèses, nous devons examiner parallèlement l'évolution des teneurs en MnO des biotites associées au grenat. Ainsi, dans le diagramme Mn : Al (fig. 1.53) où nous avons reporté aussi les compositions des biotites non associées au grenat, nous constatons que les biotites associées aux grenats manganésifères ont des teneurs en MnO en moyenne plus élevées que celles associées aux grenats de type 2. D'autre part, les biotites non associées aux grenats (An.opx) sont aussi assez manganésifères et chevauchent le domaine des biotites associées aux grenats<sup>1</sup>.

Si l'on considère que dans les roches dépourvues de grenat, l'assimilation de matériaux alumineux est très faible, l'apparition du grenat dans les roches hôtes du groupe 1 serait une conséquence de l'augmentation du rapport Mn/Fe+Mg du magma au cours de la cristallisation de ces roches. L'apparition du grenat de type 2 serait la conséquence de l'assimilation par les roches hôtes de matériaux alumineux.

L'affinité entre les compositions des grenats de type 2 d'une part et ceux des gneiss de Caramany et d'une enclave métasédimentaire englobée par la charnockite d'autre part est en accord avec cette hypothèse.

Si notre interprétation est correcte, la cristallisation des grenats manganésifères serait d'une plus tardive par rapport à l'autre type. Ceci est en accord avec le caractère relativement magnésien des grenats pauvres en MnO. Cette hypothèse suppose d'autre part une certaine différenciation (augmentation du rapport Mn/Mn+Fe) au sein de la charnockite. Or, l'étude géochimique que nous n'observons pas de différenciation au sein de la charnockite ; les principales variations chimiques au sein de celle ci sont liées à l'accumulation. Nous nous demandons ainsi, sans que l'on puisse le confirmer, si l'existence de deux groupes de grenats dans la charnockite ne serait pas lié à l'hétérogénéité du sédiment assimilé (grauwacke contre shales). Cette hétérogénéité du matériel sédimentaire peut être soutenue par la zonation dissymétrique des grenats dans les gneiss de Caramany (c.f. 5-2 zonation des grenats ci après).

Les grenats d'Ansignan sont comparables aux grenats magmatiques de la microgranodiorite à hypersthène de la Gallite (Tunisie) (Chelly 1989) (fig. 1.56). Les



teneurs en Fe, Mg et Mn sont semblables, celles en Ca sont en moyenne inférieures à ceux d'Ansignan mais sont identiques à ceux des granites de Felluns.

## 5-2 Zonation des grenats

Cinq échantillons de la charnockite d'Ansignan ont fait l'objet d'une étude systématique pour caractériser le type de variation chimique de certains éléments à l'intérieur des deux groupes précédemment définis. Nous avons analysé, pour comparaison, des grenats dans les granites blancs à grenats (Gbl), dans les granites de Felluns (Fel) et dans les gneiss de Caramany (caram) .

### dans la charnockite :

*Dans les grenats du groupe 1* : deux échantillons correspondant à ce groupe ont été analysés. L'échantillon 56B à grenat + orthopyroxène et 158B à grenat seul (fig. 1.57A).

Les variations les plus importantes sont celles observées en Fe et en Mg où la différence en poids d'oxyde entre le bord et le coeur peut atteindre 1,5%. La zonation est normale. Le coeur est riche en MgO alors que les bords sont ferrifères et manganésifères.

Dans l'échantillon 56B, les teneurs en MgO diminuent plus ou moins régulièrement du centre vers la bordure. Les variations de MnO et FeO sont moins régulières. En allant du centre vers la bordure, les teneurs en ces éléments diminuent légèrement sur une cinquantaine de micromètres puis elles augmentent régulièrement (surtout pour MnO). Le profil du fer se termine par un palier vers le bord. Le comportement du CaO peut être, dans une certaine mesure, comparé à celui de FeO bien qu'il soit beaucoup moins prononcé (fig. 1.57A).

Dans l'échantillon 158B, les variations en MgO entre le coeur et le bord sont caractérisées par l'existence de deux maxima. Les profils des teneurs en MnO et FeO sont moins bien définis que celles de MgO. Le centre est plus magnésien que le bord. Cette diminution de MgO est compensée par une augmentation de FeO et MnO. L'absence d'inclusions de biotite dans ce cristal indique que ces variations ne peuvent être post-magmatiques mais reflètent des variations de conditions physiques de cristallisation correspondant probablement à deux pics thermiques.

Les variations en  $Y_2O_3$  sont erratiques.

*Dans les grenats du groupe 2* : Deux cristaux adjacents subautomorphes de l'échantillon 62E, un cristal de l'échantillon G30 et de 77A ont fait l'objet d'une étude systématique.

Dans l'échantillon 62E (fig. 1.57B) les profils établis peuvent être identifiés à ceux de 56B, seul MgO montre une variation significative avec un coeur homogène

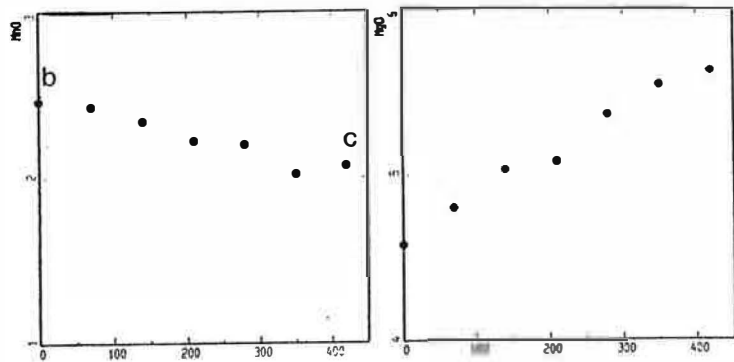
où MgO reste constant. Le bord du cristal est caractérisé par une décroissance régulière de MgO. Les variations de FeO, MnO, CaO et Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont moins significatives : MnO et CaO restent constants. Dans l'autre section (fig. I.57D) et l'échantillon 77A (fig. I.57C), la différence avec la section précédente est que dans ce cas, le coeur du cristal montre une augmentation de MgO sur une centaine de micromètres avant de décroître de façon régulière vers le bord. Le profil de CaO est similaire à celui de MgO, mais avec une légère augmentation de CaO vers le bord. MnO montre un profil opposé à celui de MgO bien que la différence de teneurs en MnO entre coeur manganésifère et bord appauvri soit très faible. Les variations de FeO et Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont erratiques. Le rapport FeO/MgO diminue sur environ 100 micromètres de 7,25 à 6,75, puis augmente régulièrement jusqu'à 7,6.

Dans l'échantillon G30 (fig. I.57C), les profils en FeO et MgO sont identiques à ceux de 158B (existence de deux maxima en MgO). La chute de MgO du coeur vers la bordure est compensée par une augmentation de FeO. Le profil de FeO est cependant moins symétrique que celui de MgO. Les teneurs en MnO et CaO restent constantes.

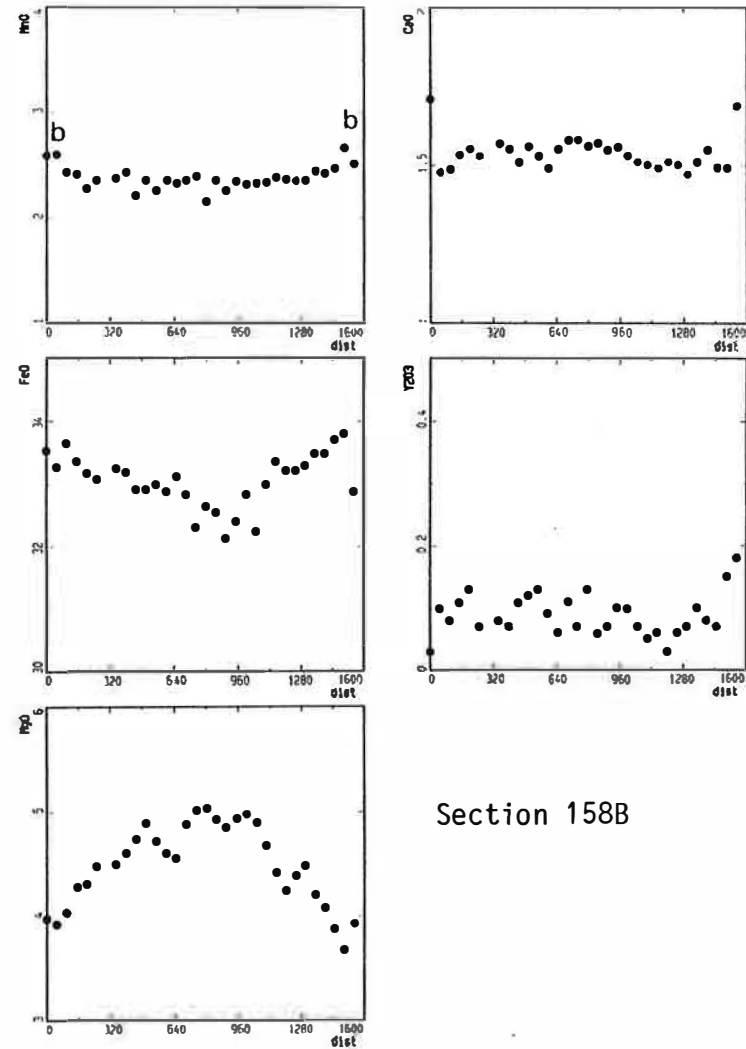
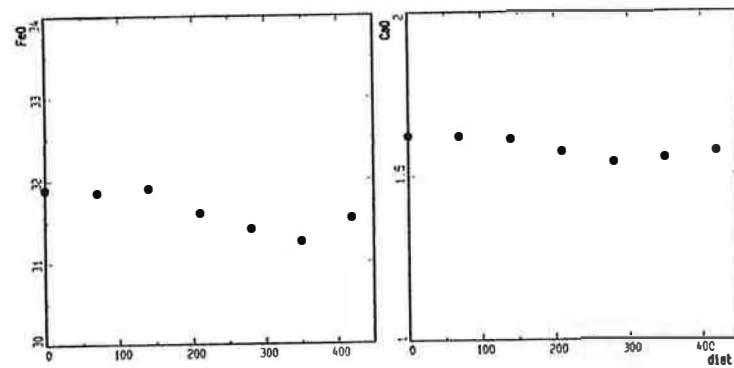
Les variations en MgO et FeO/MgO peuvent être comme précédemment caractéristiques des conditions physiques de cristallisation. Les variations moins significatives de FeO et CaO que MgO peuvent correspondre à des phénomènes de rééquilibres post-magmatiques qui affectent ces éléments. Seuls donc les profils en MgO refléteraient les conditions physiques et chimiques de croissance de cette phase.

- **Dans le granite blanc à grenat (Gbl)** (section 158E<sub>2</sub>)(fig. I.57D), le profil de variation établi dans un cristal subautomorphe montre un coeur homogène où la teneur en MgO reste constante (le coeur qui correspond aux deux pics de MgO a été recoupé deux fois) au début sur une centaine de micromètres, puis elle décroît régulièrement de 5,36 à 4,7%. FeO et MnO montrent des profils semblables et opposés à celui de MgO. Toutefois, et comme dans les sections précédentes, ces profils sont moins significatifs que ceux de MgO. Les variations de CaO sont non significatives.

- **Dans le granite de Felluns (Fel)**, les profils établis dans l'échantillon 23 et 107 (fig. I.57D et E) montrent un coeur assez homogène magnésien et calcique et un bord manganésifère et ferrifère. Si nous comparons ces profils à ceux des faciès précédents, notamment à ceux de 158B et G30 (fig. I.57A et C), nous constatons que ceux de Fel pourraient correspondre au premier épisode de croissance des grenats de 158B et G30 c'est-à-dire au premier maximum de MgO.



Section 56B



Section 158B

**Figure I.57A : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats des échantillons 56B et 158B de la charnockite d'Ansignan.  
b : bord, c : centre.**

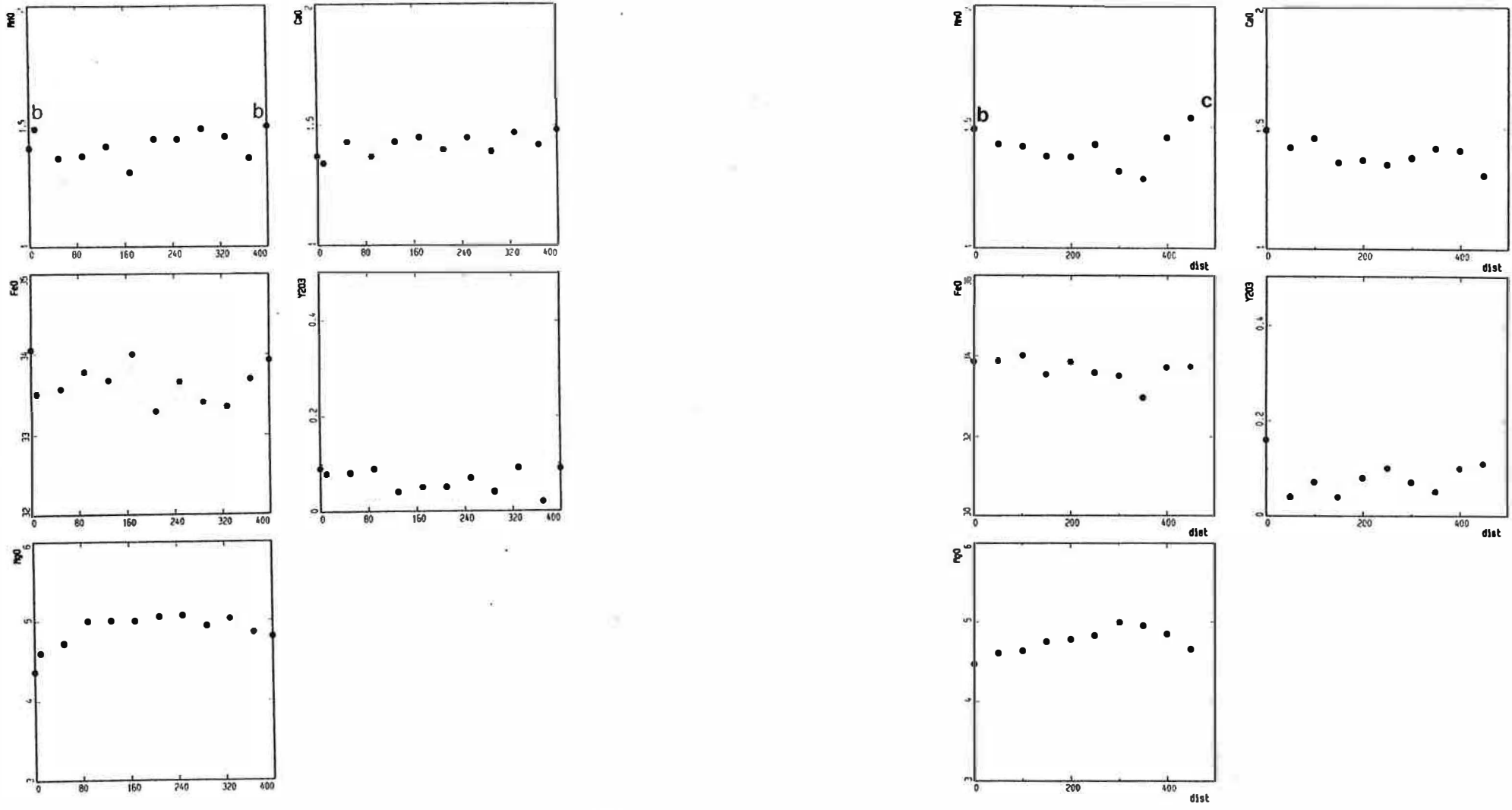
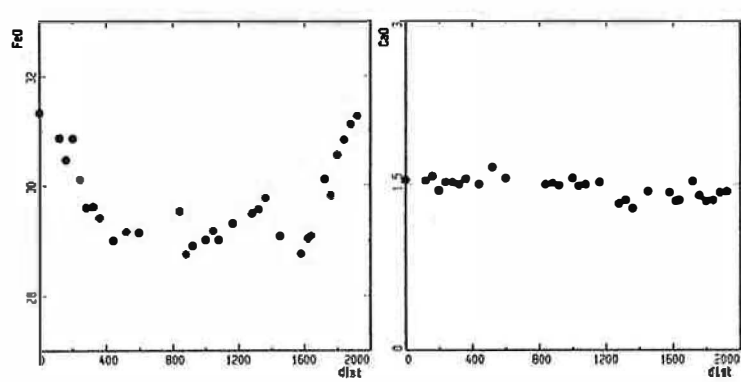
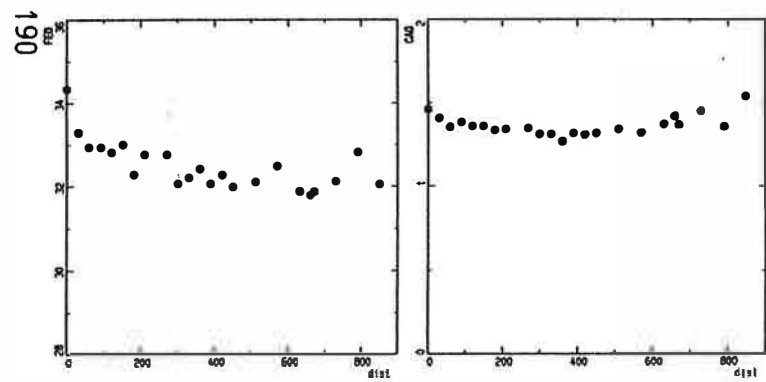
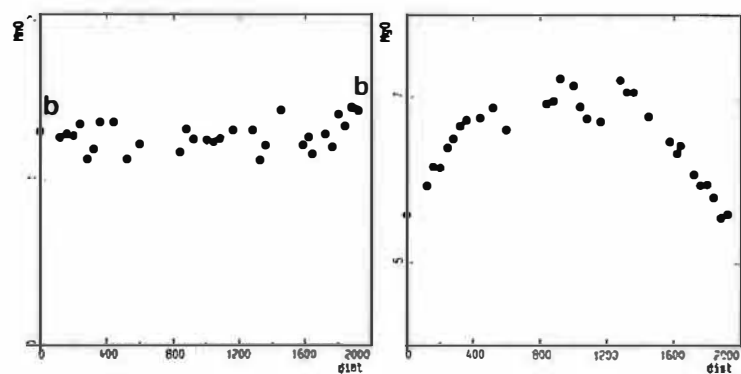
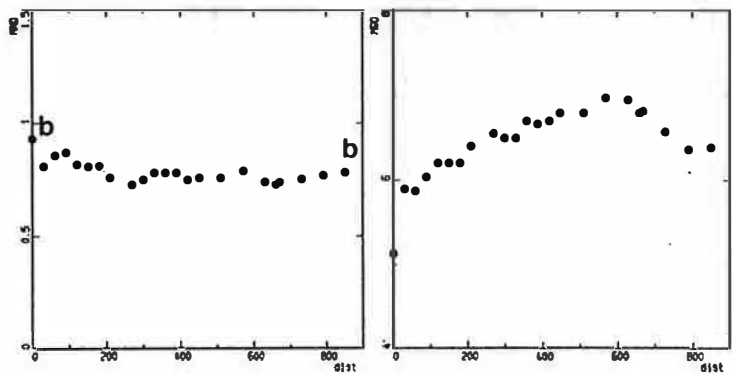


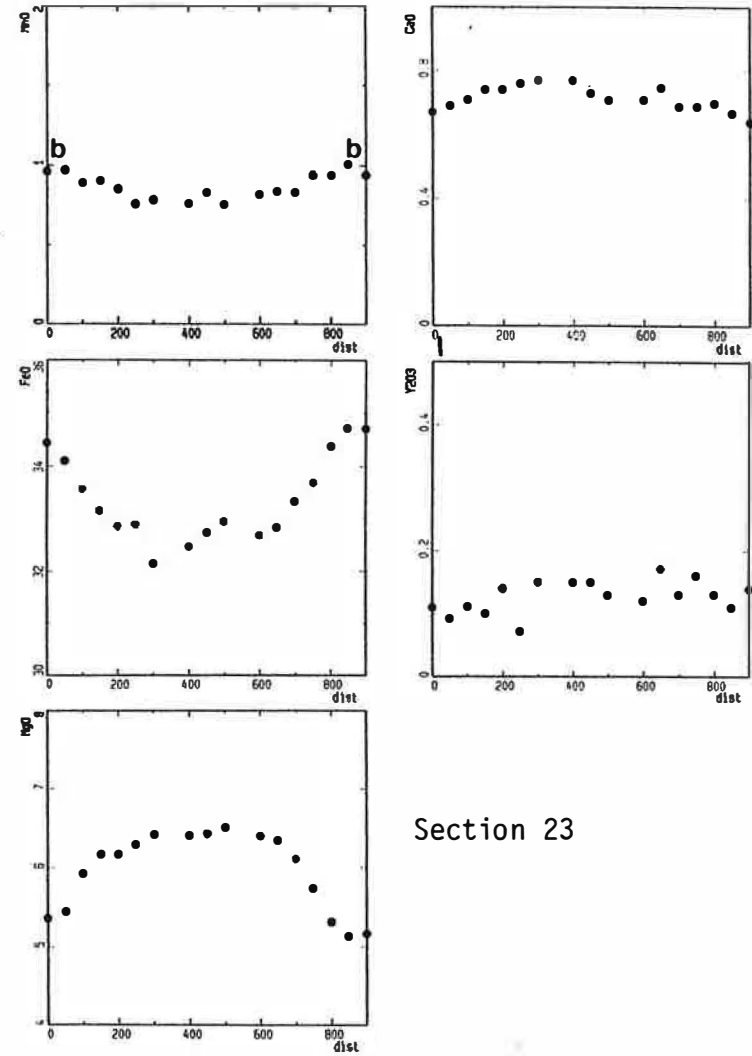
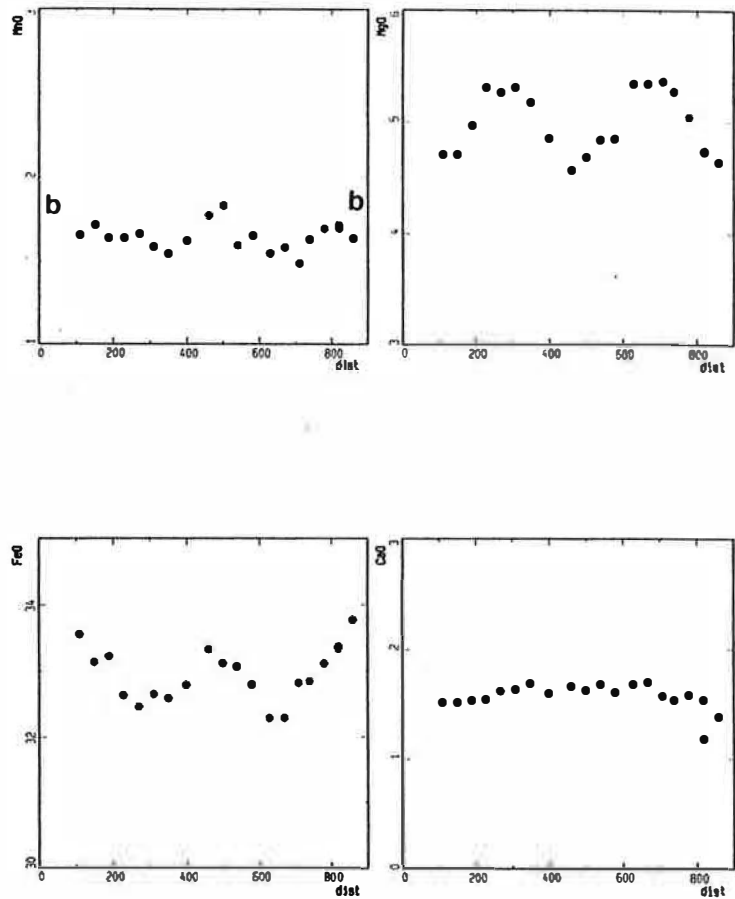
Figure I.57B : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats de l'échantillon 62E de la chamoockite d'Ansignan.



Section G30

Section 77A

Figure I.57C : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats des échantillons G30 et 77A de la charnockite d'Ansignan.



**Figure I.57D** : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats des échantillons 158E2 des granites blancs type Albas et 23 des granites de Felluns.

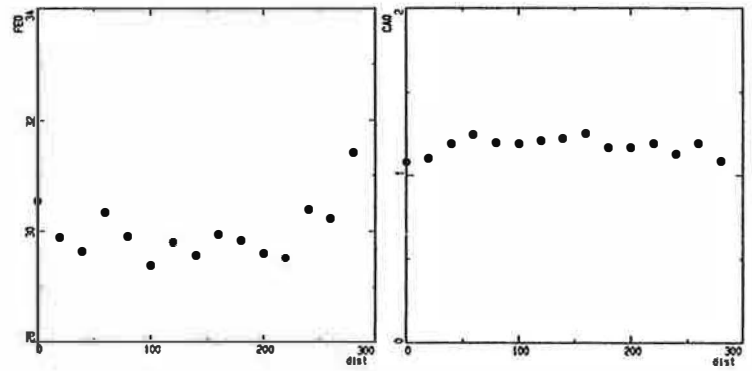
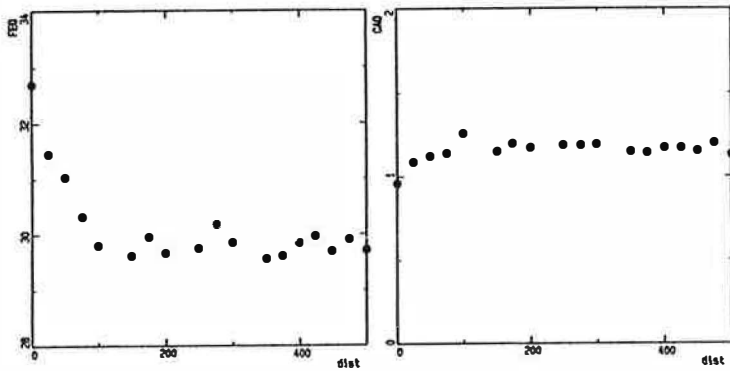
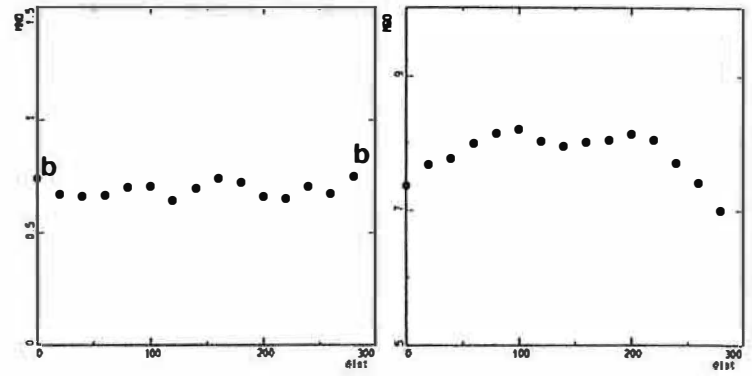
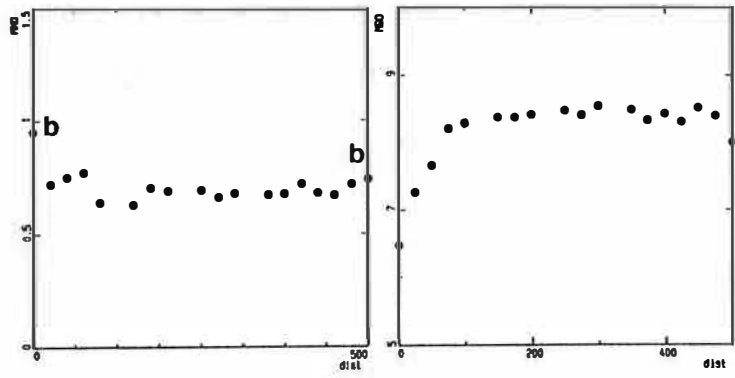


Figure I.57E : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats de l'échantillon 107 des granites de Felluns.

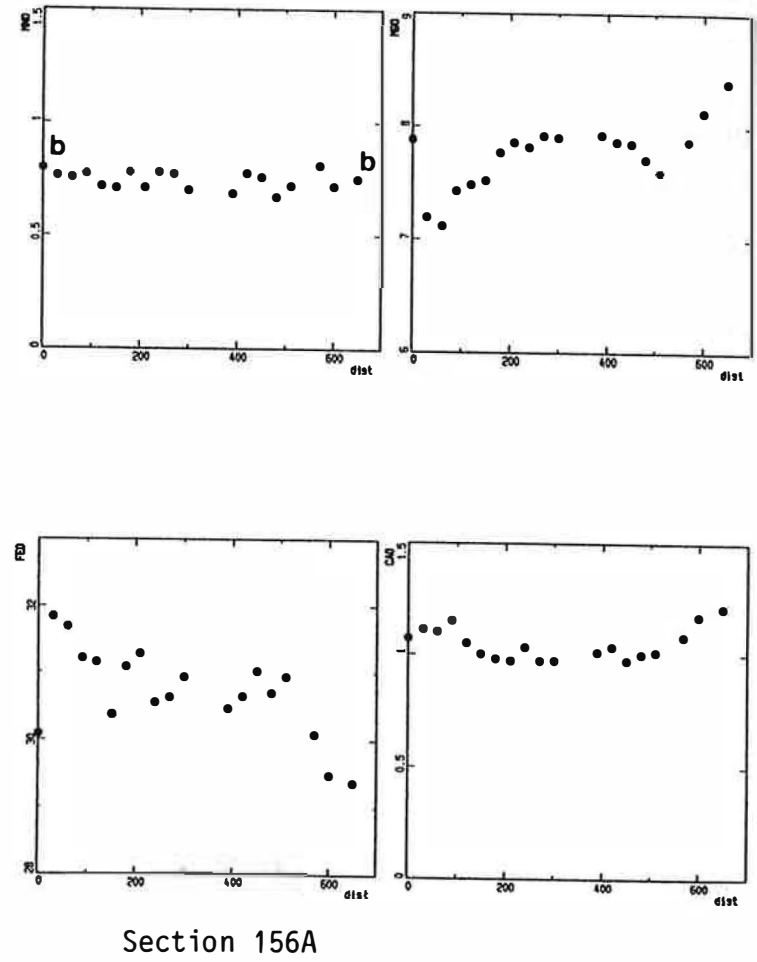
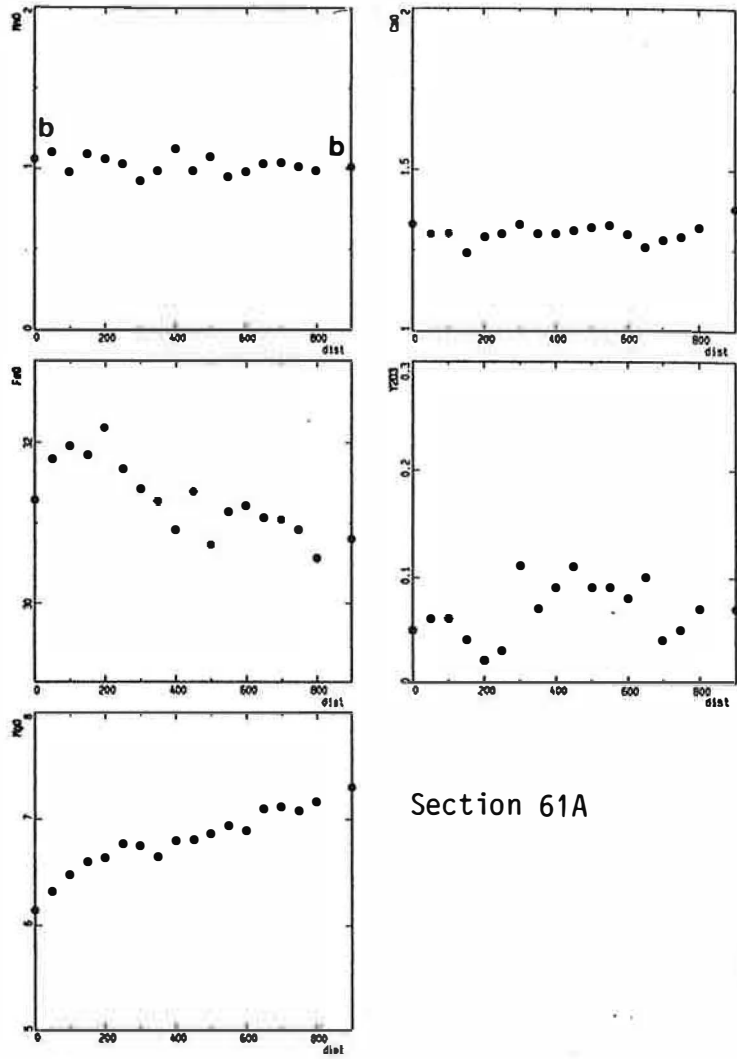


Figure I.57F : Profil de variation chimique en fonction de la distance (en  $\mu\text{m}$ ) dans les grenats des échantillons 61A et 156A des gneiss de Caramany.



- Dans les échantillon 61A et 156A des gneiss de Caramany (fig. I.57F), les profils établis sont dissymétriques. La zonation est très différente de celle des grenats précédents. L'échantillon 156A est caractérisé par un coeur relativement homogène. MgO diminue légèrement du centre vers la bordure sur quelques centaines de microns avant d'augmenter vers les bords de façon plus régulière d'un côté que l'autre. Les variations de FeO, inverses à celles de MgO sont beaucoup moins régulières. MnO reste constant alors que CaO semble augmenter légèrement vers les bords.

Dans l'échantillon 61A, le profil obtenu pourrait correspondre à la partie externe du profil de 156A (partie où MgO augmente vers le bord).

Cette zonation dans les gneiss de Caramany et en particulier l'augmentation de MgO vers les bords des grenats est probablement le résultat d'une surcroissance métamorphique d'un grenat préexistant. La zonation dissymétrique refléterait l'hétérogénéité de leur milieu de croissance (matériel paradérivé).

### 5-3 Partage Fe-Mg entre grenat et biotite

La répartition de Fe et Mg entre la biotite et le grenat est fonction de la température et de la composition chimique du milieu. L'effet de la pression est négligeable par rapport à celui de la température. En présence de grenat manganésifère, la valeur KD est fonction de la teneur en Mn du grenat (Deer et al, 1982). Elle dépend aussi de la substitution dans ces deux phases de Fe et Mg par Ca, Ti et Al.

Saxena (1968) a indiqué que les couples grenats-biotites cristallisant dans des conditions de faciès épidote-amphibolite sont caractérisés par un  $KD = 0,111$ . Cette valeur est de 0,179 dans les conditions de faciès amphibolite supérieur à granulite. De même Lyons et Morse (1970) ont obtenu des  $KD = 0,204$  et 0.32 à 0.34 pour les grenats coexistant avec les biotites dans les granulites et les roches plutoniques respectivement.

Les valeurs de  $KD = (Mg/Fe)_{gt} / (Mg/Fe)_{biot}$  dans neuf couples grenat-biotites dans 4 lames différentes (55A et G42 pour le groupe 1, G15, G16 et G30 pour le groupe 2) sont résumées dans le tableau I.9.

Les valeurs obtenues varient de 0,15 à 0,23 et attestent d'un équilibre de ces deux minéraux dans des conditions du faciès granulite. Le KD diminue du coeur vers la bordure. Cette variabilité du coefficient de partage s'explique par un échange subsolidus de Fe/Mg entre biotite et grenat sachant que les biotites en inclusion ou en contact avec le grenat sont déprimées en fer.

point	lame	groupe	Mg/Fe biotite	Mg/Fe grenat	$K_D$
151-149 b	55A	G1	1.321	0.255	0.193
152-148 c	55A	G1	1.399	0.313	0.224
155-154	55A	G1	1.325	0.237	0.179
450-449	G30	G2	1.595	0.342	0.214
16-15 c	G30	G2	1.658	0.342	0.206
17-19 b	G30	G2	1.575	0.306	0.194
50-44 c	G15	G2	2.174	0.386	0.178
49-48 b	G15	G2	2.37	0.371	0.157
66-67	G42	G1	1.366	0.321	0.235

Tableau I.9 : partage de Fe/Mg entre biotite et grenat dans la charnockite d'Ansignan.

#### 5-4 Conclusion à l'étude des grenats

1- Les grenats de la charnockite d'Ansignan se répartissent en deux groupes caractérisés par des teneurs en Mn et des rapports Mn/Fe différents. Ces deux groupes de grenats ne représentent pas chacun un faciès géochimique particulier (diagramme La/Yb (fig. I.21)).

2- Le coefficient de partage Fe/Mg entre grenat et biotite est compris entre 0.15 et 0.23 et atteste d'un équilibre de ces deux phases dans des conditions de faciès granulite.

3- L'étude des zonations de ces grenats montre des profils globalement assez semblables. Seuls les profils en MgO reflètent avec précision l'allure générale de la zonation. Dans les charnockites et les granites blancs, les grenats sont caractérisés généralement par l'existence de deux maxima en MgO et une bordure pauvre en MgO et riche en FeO. Dans les granites de Felluns le coeur est homogène et montre ainsi des teneurs constantes ; seule la bordure est déprimée en MgO.

Les profils en FeO, CaO et MnO montrent souvent des teneurs non significatives. L'allure générale des zonations reste cependant assez nette pour être interprétée.

Ces grenats sont caractérisés dans tous les cas par une diminution des teneurs en MgO du centre vers la bordure. Les teneurs en MnO et FeO varient en sens inverse. Cette zonation est fréquemment décrite dans les grenats des roches magmatiques (Green et Ringwood, 1968 ; Stoddart et al, 1980).

Les grenats des gneiss de Caramany se caractérisent surtout vers leurs bordures par une zonation inverse de celle décrite précédemment : augmentation de MgO et diminution de FeO et MnO. Les coeurs montrent sur quelques centaines de microns une légère diminution de MgO compensée par une augmentation de FeO. Ce type de zonation est probablement le résultat d'une surcroissance métamorphique autour d'un grenat préexistant.

Cette étude de zonation des grenats vient en faveur de l'hypothèse sur l'origine des grenats dans la chamockite d'Ansignan. Dans tous les cas, il s'agit d'un grenat magmatique, mais les raisons d'apparition de celui-ci seraient différentes. Dans une partie de la chamockite, certains faciès à orthopyroxène surtout, le grenat apparaîtrait dans la séquence normale de cristallisation à la suite de l'augmentation du rapport Mn/Fe+Mg du magma (ou par assimilation d'un matériel manganésifère). Dans d'autres cas, notamment le faciès de bordure à gros grenat, l'apparition du grenat serait liée à l'augmentation de l'activité d'alumine dans le magma par assimilation de matériaux alumineux.

## 6- Les minéraux accessoires

Dans le massif d'Ansignan, les minéraux accessoires sont par ordre d'abondance : apatite, zircon et monazite.

### 6-1 les apatites

Nous avons analysé les apatites de deux groupes basiques : 108D (groupe A) et 52B (groupe C), d'une charnockite à grenat et de deux granites blancs (Gbl) l'un à grenat (62A), l'autre à texture pegmatitique (53B). La taille de certaines apatites notamment dans le groupe B ne nous a pas permis une analyse à la microsonde. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 26(O, OH, F, Cl). Les analyses sont reportées en annexes (tableau I.7).

Les apatites du massif d'Ansignan se caractérisent par des concentrations importantes en fluor (2.87 à 3.52%). Les teneurs en chlore sont très variables : elles sont élevées dans l'échantillon de Palmade (0.36 à 0.74% contre 0.08 à 0.15% dans celles d'Ansignan. Ceci ne correspondrait pas à une concentration plus importante en Cl du magma de Palmade que celui d'Ansignan car les teneurs en Cl des biotites sont quasiment identiques.

Dans le granite blanc, les apatites de l'échantillon riche en biotite (53B) sont pauvres en Cl (0.04 à 0.08%). Dans l'autre échantillon 62A (Gbl) l'apatite en inclusion dans le K-feldspath est plus riche en chlore que celle de la trame (0.46 à 0.49% contre 0.23 à 0.24% respectivement). Les teneurs en fluor varient dans le même sens. L'augmentation simultanée des teneurs en F + Cl avec la somme totale des oxydes indique que les teneurs relativement faibles en halogènes des autres apatites par rapport à celles en inclusion n'est probablement que le résultat des échanges F-Cl par OH.

Les concentrations en FeO, MnO et MgO des apatites augmentent des roches basiques vers les roches acides.

Les teneurs en Ce sont légèrement plus élevées dans les apatites des roches basiques que dans celles des termes acides (0.15 à 0.32% dans 108D et 52B contre 0 à 0.08% dans les charnockites et 0 à 0.2% dans Gbl). Dans les roches basiques l'apatite est le seul porteur du Ce alors que dans les roches acides l'apatite est associée à la monazite.

Les apatites d'Ansignan montrent une faible zonation en FeO, MnO qui augmentent vers les bords des cristaux. Le Ce et Y varient généralement en sens inverse mais de façon assez irrégulière.

## 6-2 Les zircons

Le zircon est souvent de forme arrondie dans la charnockite et le faciès blanc à grenat. Il est associé à la monazite en proportions variables. Il est soit en inclusion dans les biotites, le quartz et dans les bordures des plagioclases et du feldspath potassique. Le développement épitaxial de l'apatite sur le zircon indique une cristallisation relativement précoce de celui-ci.

Dans les roches basiques, le zircon forme souvent des gros cristaux sans forme définie et répartis de façon très irrégulière.

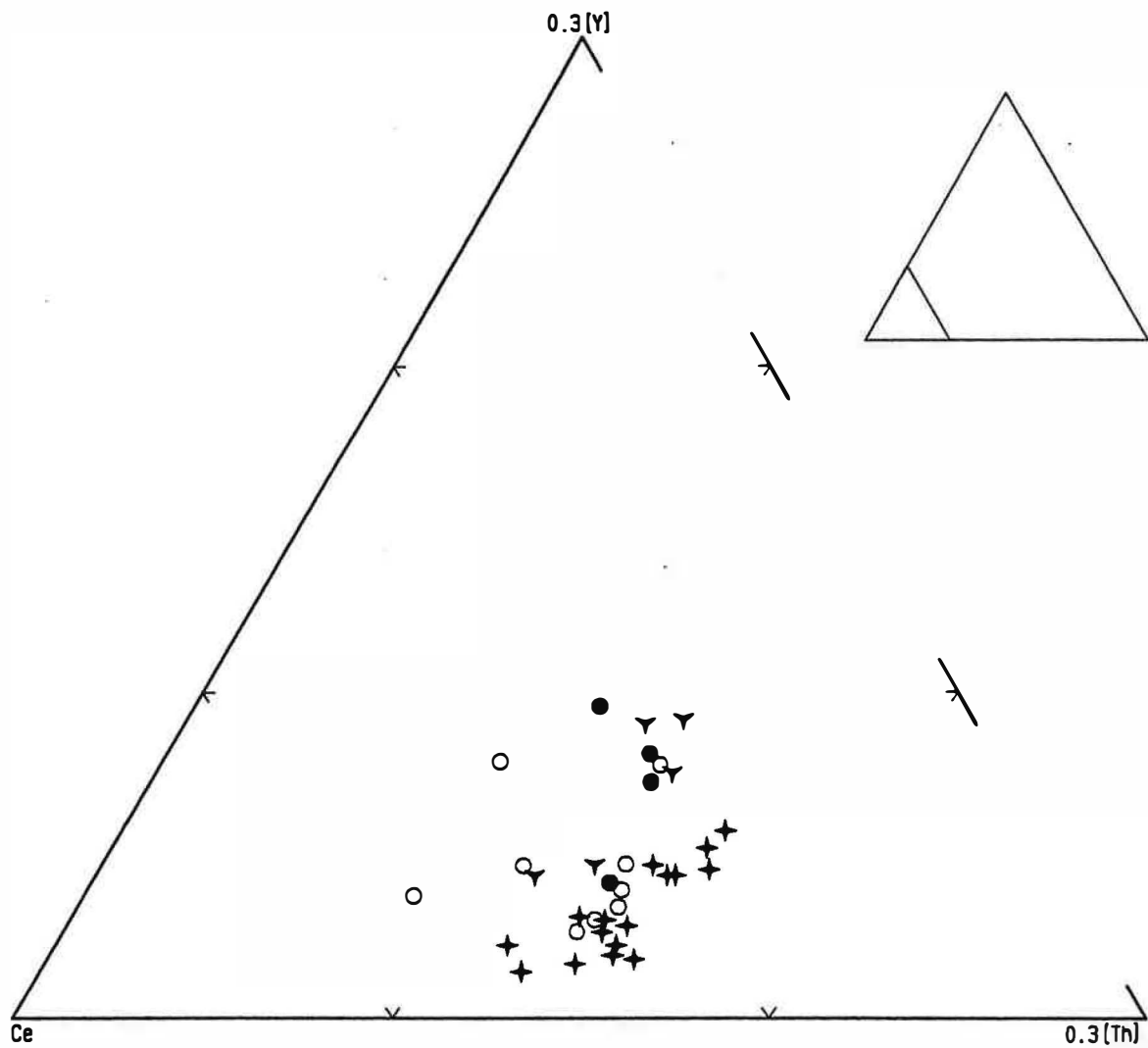
Nous avons analysé les zircons dans les deux faciès principaux de la charnockite : faciès à grenat + biotite (An.gt) et faciès à orthopyroxène + biotite (An.opx). Nous avons aussi analysé des zircons dans le faciès de Palmade (Pal), dans le granite blanc à grenat (Gbl) et dans les différents faciès de roches basiques. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 16 oxygènes. Les analyses sont en annexes (tableau I.8).

La grande majorité des zircons analysés montrent une somme totale des oxydes dosés supérieure à 98%. Seuls ceux des échantillons 111B du groupe D, 158B et 47A de la charnockite montrent une somme totale des oxydes dosés comprises entre 94 et 97%. La somme totale des oxydes est corrélée à la teneur en silice des zircons. Nous considérons que le déficit à 100% (de la somme des poids d'éléments) est une mesure approchée de la teneur en eau des zircons (les teneurs en  $P_2O_5$  sont nulles). L'introduction de  $H_2O$  dans la structure du zircon produit une augmentation du rapport Zr/Si (Zr/Si a.f.u est supérieur à l'unité). Dans notre cas, seuls les échantillons 158B et 111B montrent un rapport  $Zr/Si > 1$ . Nous admettons ainsi un remplacement de  $(SiO_4)^{4-}$  par  $4(OH)^-$  comme le suggérerait Frondel et Colette (1957).

Les teneurs en terres rares sont faibles, la somme  $La_2O_3 + Ce_2O_3 + Sm_2O_3 + Nd_2O_3 + Y_2O_3$  est globalement inférieure à 0.5% sauf dans l'échantillon 56E où elle atteint 1.46%. Les teneurs en  $Y_2O_3$  de cet échantillon sont particulièrement élevées ; elles varient de 0.05 à 1.34%. Ces zircons contiennent aussi une faible quantité de  $P_2O_5$  variant de 0.09 à 0.2%.

Les teneurs en thorium et en uranium sont faibles ( $UO_2 < 0.46\%$  et  $Th_2O_3 < 0.26\%$ ). Ces variations ne sont pas liées à celles de la silice et du zirconium. Le rapport Hf/Zr est variable et augmente avec le rapport Fe/Mg de la roche. A l'échelle du cristal, les teneurs en hafnium augmentent de façon considérable du coeur vers la bordure ( par exemple dans les analyses 39 et 40 (G37), la différence de teneurs atteint 0.8%  $HfO_2$ ). Le Th et U varient généralement dans le même sens que Hf. Les teneurs en Y augmentent généralement du coeur vers la bordure mais les variations inverses sont parfois observées.

facies = ○ An.gt ▼ An.opx ✦ Pal ● Gbl



**Figure I.58** : Variation de la composition des monazites d'Ansignan dans le diagramme Ce : Y : Th.

**Composition chimiques des monazites du massif d'Ansignan**

point	21	22	23	24	25	26
lame	134A	134A	134A	134A	134A	134A
facies	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal

**Poids d'oxydes**

ZrO2	0.01	n.d.	0.04	0.03	0.08	0.10
P2O5	28.86	28.70	28.95	28.94	29.28	28.90
ThO2	8.64	8.62	8.06	8.27	6.71	7.45
U2O	n.d.	n.d.	0.16	n.d.	n.d.	0.07
La2O3	13.88	13.66	14.15	13.99	15.44	14.95
Ce2O3	26.45	26.90	26.79	27.01	28.29	27.82
Nd2O3	11.91	11.12	11.14	11.56	11.45	11.08
Sm2O3	1.52	1.60	1.44	1.75	1.31	1.45
Y2O3	1.33	1.22	1.00	1.01	0.33	0.38
SiO2	0.70	0.61	0.58	0.55	0.45	0.50
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	0.02
CaO	1.45	1.45	1.46	1.45	1.34	1.43
Total	94.75	93.90	93.76	94.59	94.69	94.16

**Formules structurales**

Zr	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.01	0.01
P	3.97	3.99	4.01	3.99	4.02	4.00
Th	0.32	0.32	0.30	0.31	0.25	0.28
U	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.00
La	0.83	0.83	0.85	0.84	0.92	0.90
Ce	1.57	1.62	1.60	1.61	1.68	1.67
Nd	0.69	0.65	0.65	0.67	0.66	0.65
Sm	0.08	0.09	0.08	0.10	0.07	0.08
Y	0.11	0.11	0.09	0.09	0.03	0.03
Si	0.11	0.10	0.09	0.09	0.07	0.08
Fe	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00
Ca	0.25	0.25	0.26	0.25	0.23	0.25
Total	7.95	7.96	7.94	7.96	7.95	7.96

**Tableau I.10: Zonation chimique dans une monazite de la charnockite de Palmade (variations bord-bord)**

### 6-3 Les monazites

Nous décrivons les monazites sur la base de la formule  $ABO_4$  avec  $A = (REE)^{3+}, Th^{4+}, Zr^{4+}, U^{4+}, Ca^{2+}$  et Fe en traces ;  $B = P^{5+}$  et  $Si^{4+}$ . Les formules structurales ont été calculées sur la base de 16 oxygènes (les analyses sont en annexes tableau I.9).

Dans le diagramme triangulaire Ce-Y-Th (fig. I.58) mettant en jeu les trois principaux pôles des monazites, les monazites de la charnockite de Palmade se distinguent de celles d'Ansignan par des teneurs relativement élevées en Th et moyennement basses en Y. Cette différence de composition des monazites serait liée à la composition du milieu de croissance.

Dans les différentes monazites analysées la somme Si + P est comprise entre 3.95 à 4.11 a.f.u. Le site B est donc saturé. L'augmentation des teneurs en P dans les monazites est corrélée à une diminution de la silice. Si rentre dans les monazites par substitution à P.

La somme des terres rares cériques est supérieure à 50% en poids d'oxydes de la somme totale des différents éléments. Ils sont par ordre d'abondance  $Ce > La > Nd > Sm$ .

Les teneurs en  $ThO_2$  sont comprises entre 4.8 et 7.55% dans la charnockite d'Ansignan, 6.71 à 8.64% pour Palmade et 5.88 à 7.39% pour Gbl. Ces teneurs sont corrélées négativement à celles du Ce. Les concentrations en Ca sont variables (0.9 à 1.56%) et sont corrélées négativement à celles du Ce.

A l'échelle du cristal, la concentration des différents éléments est variable. La différence de teneurs peut atteindre 1.78%  $La_2O_3$ , 1.83%  $Th_2O_3$ , 1%  $Y_2O_3$  (ex. analyses 21 et 25 de l'échantillon 134 (Pal)). Ces variations sont irrégulières et en dents de scie ; on examinera par exemple les variations coeur-bordure dans une monazite de l'échantillon G37 (Pal) (tableau I.10).



#### IV CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DU MASSIF D'ANSIGNAN

Le massif charnockitique d'Ansignan est formé de trois faciès principaux :

- une granodiorite porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique (charnockite s.s.). Elle est constituée d'un assemblage constant à quartz + orthose + plagioclase + biotite + zircon + apatite + monazite + ilménite auquel peut s'adjoindre selon les cas l'orthopyroxène, le grenat ou le grenat + l'orthopyroxène.
- un faciès clair riche en grenat : le granite blanc à grenat (Gbl) développé surtout au toit de la charnockite mais aussi à la base de celle ci. Il est formé d'une association à K-feldspath + grenat + plagioclase + quartz ± biotite + zircon + apatite + monazite + ilménite.
- des roches basiques et intermédiaires englobées dans la charnockite. Elles peuvent être classées sur le terrain en 4 familles :

+ la masse basique principale à grain grossier occupant tout le plateau de Trilla. Elle est caractérisée par une association constante à 2 pyroxènes + plagioclase + K-feldspath + biotite + zircon + apatite + ilménite. Dans ces roches le clinopyroxène est omniprésent mais sa proportion reste nettement plus faible que celle de l'orthopyroxène.

+ les bancs basiques pouvant à leur tour être subdivisés en deux types, tout d'abord les bancs basiques décimétriques au sein de la charnockite (le long de la route Ansignan Trilla). Ils sont caractérisés par un grain fin et par une association à orthopyroxène + plagioclase + quartz ± biotite ± clinopyroxène + zircon + apatite + ilménite. Dans ces roches la présence du clinopyroxène est réduite à des cristaux minuscules souvent en inclusion dans les plagioclases et dans les quartz.

Ensuite les bancs basiques de taille métrique au toit de la charnockite. Ils sont caractérisés par une association à orthopyroxène + plagioclase + biotite + quartz ± K-feldspath + zircon + apatite + ilménite.

+ les enclaves de taille décimétrique en petits "poissons" déssiminées dans la charnockite. Elles montrent une association à orthopyroxène + plagioclase + biotite + quartz + zircon + apatite + ilménite.

+ les dykes tardifs gabbrodioritiques recoupant la masse basique de Trilla. Ils sont caractérisés par une association à orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + hornblende + biotite + apatite + zircon + ilménite.

L'étude du partage Fe/Mg entre orthopyroxène et clinopyroxène dans les roches basiques et entre grenat et biotite dans la charnockite attestent d'un rééquilibrage de ces minéraux dans des conditions du faciès granulite.

L'utilisation des rapports de teneurs en éléments incompatibles supposés inertes indiquent une grande diversité de la composante basique dans le massif d'Ansignan. Il est intéressant de remarquer que cette diversité chimique ne peut être simplement relié à la distribution cartographique de ces roches (voir carte en

annexes). Quatre familles basiques présentant des signatures géochimiques spécifiques ont été distinguées :

- un groupe tholéiitique (A) formé par des roches macroscopiquement voisines de celles de la masse principale.

- un groupe calco-alkalin (B) formé par les bancs basiques dans la charnockite et notamment par ceux de la route Ansignan-Trilla, des bancs près d'Ansignan, les dykes tardifs gabbrodioritiques et par les petites intrusions de "l'homme Mort" et celle au nord d'Al Roucatas" qui du point de vue texture et minéralogie sont identiques à la masse de Trilla.

- un groupe calco-alkalin potassique (C) qui contient la masse de Trilla et un banc au toit de la charnockite.

- un groupe C1 magnésio-potassique chimiquement de type vaugnérite contient des bancs au toit de la charnockite et les petites enclaves déssiminées.

S'ajoute à ces ensembles un groupe D qui ne contient que des termes intermédiaires et qui est transitionnel entre le calco-alkalin et le tholéiitique.

La différenciation et l'accumulation ont joué un rôle important dans les variations des compositions chimiques de ces roches. Le groupe B notamment qui est essentiellement formé par des roches basiques à grain fin montre des variations de type exponentielles. Ces variations sont compatibles avec l'idée que l'on observe des compositions des liquides. Le groupe C est relativement homogène et les tendances évolutives sont beaucoup moins nettes que celles de B. Le groupe C1 est très riche en incompatibles, les teneurs en Th par exemple sont 5 fois plus élevées que celles des autres roches basiques et intermédiaires. Les teneurs en K, Rb, Sr et Ba sont aussi très élevées. Ces caractéristiques chimiques suggèrent une affinité chimique des roches du groupe C1 avec certaines laves potassiques et notamment avec les roches vaugnéritiques du Massif Central français. Le groupe C1 montre des variations importantes des compatibles à teneurs en incompatibles relativement constantes. Les termes magnésiens sont légèrement riches en incompatibles que les termes différenciés. Ces variations ne correspondent pas à une suite de liquides évoluant par cristallisation et accumulation ; elles sont liées à une contamination d'un magma basique riche en incompatible par un magma acide dont la composition se rapproche de celle de la charnockite. Le groupe D n'est pas très différencié. Le nombre réduit des échantillons dans A ne nous a pas permis d'examiner les tendances évolutives dans celui-ci.

Ces roches basiques et intermédiaires montrent un lessivage variable de la chaux des clinopyroxènes. Ce lessivage est plus accentué dans le groupe B où la présence du clinopyroxène est réduite à de rares cristaux minuscules en inclusion dans les plagioclases et les quartz. La présence de cristaux de clinopyroxènes corrodés par l'orthopyroxènes dans les roches du groupe C suggère un certain degré de lessivage de la chaux dans ce groupe. Ce lessivage de la chaux peut être mise en

évidence à l'aide des variations des compositions de l'orthopyroxène. En effet les teneurs en  $Al_2O_3$  des orthopyroxènes liées aux variations de  $\mu Al_2O_3$  et de la basicité des plagioclases sont tamponnées à une valeur basse comme s'il restait du clinopyroxène.

La composante acide n'est pas très diversifiée ; les deux faciès acides distingués (la chamockite et le granite blanc à grenat) présentent un caractère alumineux : la saturation en alumine est atteinte pour des compositions intermédiaires. Ces granitoïdes ont des caractères chimiques proches de ceux des granites magnésio-potassiques à savoir un rapport Fe/Mg relativement faible, un caractère hypocalcique et des teneurs élevées en terres rares légères, Zr et Th.

La composition de la chamockite est homogène ; les principales variations chimiques sont liées à l'accumulation des feldspaths et de la biotite et/ou de l'orthopyroxène. Les variations des rapports entre les terres rares légères et lourdes (Ce/Yb mais aussi Th/Yb) permettent de distinguer deux familles géochimiques au sein de la chamockite. Ces deux familles correspondent grossièrement aux roches à grenat dominant d'une part et à celles à biotite et/ou orthopyroxène dominant d'autre part. Ces deux groupes géochimiques ne sont pas contrôlés par la composition des grenats. En fait, les variations chimiques dans les grenats de la chamockite montrent l'existence de deux groupes qui se différencient par des teneurs en Mn et des rapports Mn/Fe différents.

Dans le granite blanc, on peut observer une certaine différenciation. Le caractère hypocalcique de ces faciès se manifeste par une augmentation de  $P_2O_5$  et Sr avec la diminution de MgO (indice de différenciation) dans les termes très différenciés du granite blanc et par l'introduction d'une certaine quantité de phosphore dans les feldspaths potassiques de ces termes.

Les variations de Zr, Ce, Th en fonction de  $TiO_2$  indiquent que la chamockite et le granite blanc qui sont spatialement associés ne sont pas comagmatiques. Ces rapports nettement plus élevés dans le granite blanc que la chamockite suggèrent des températures de genèse relativement élevées.

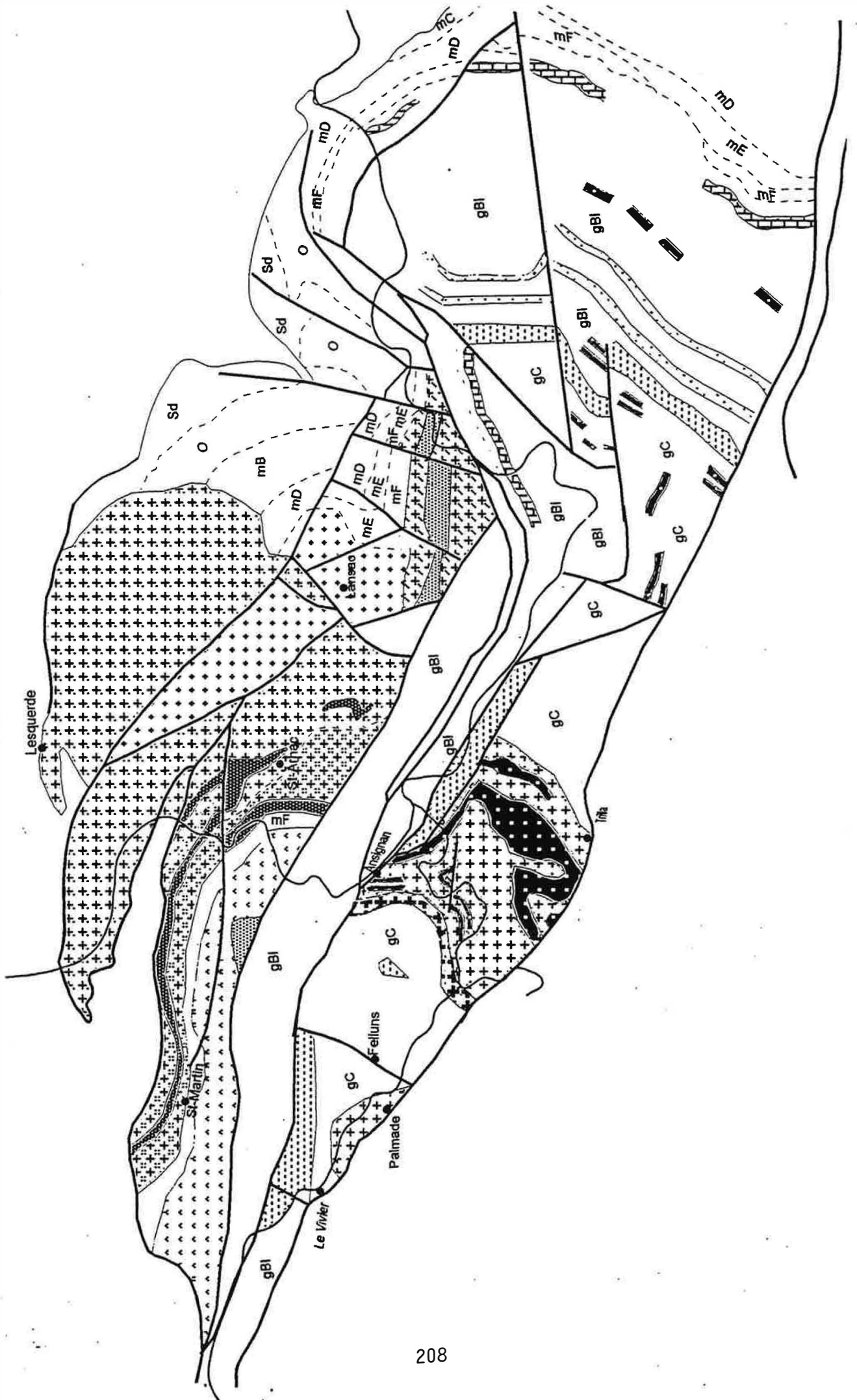
Les variations des éléments réfractaires (Ni, Cr) mais aussi Th et Ce indiquent que ni la chamockite ni le granite blanc ne peuvent être obtenus par différenciation des roches basiques A, B, C ou D. Pour des teneurs en MgO constantes, les teneurs en Ni et Cr de la chamockite sont 2 à 3 fois supérieures à celles de ces roches basiques. Dans le groupe C1 par contre, les variations linéaires observées dans celui-ci incluent le domaine de composition de la chamockite suggérant une certaine forme de cogénéisme entre ces deux faciès.

En conclusion à l'étude de cette association catazonale, il est intéressant de remarquer qu'un certain nombre de phénomènes (hybridation magmatique, processus


de "mingling") invoqués pour rendre compte de la diversité chimique des associations plutoniques acide-basiques ne jouent ici qu'un rôle très restreint. Ces processus ne peuvent être responsable de la diversité chimique du matériel basique ou bien qu'ils ne parviennent pas effacer leur signature mantellique. Nous considérons ainsi que les modifications chimiques subies par les roches basiques se réduisent essentiellement à des transformations postmagmatiques par échanges chimiques avec l'encaissant granitique.



## **DEUXIEME PARTIE : MASSIF DE SAINT ARNAC**



## Unité supérieure de l'Agly

 Granite porphyroïde de Saint Amac

 Granodiorite de Saint Amac

 Granite non porphyroïde de Lansac

 Granodiorite de Tournefort

 Gneiss de Riverole

 Diorites de Saint Amac

 Diorites de Tournefort

Sd Série schisto-gréseuse du paléozoïque supérieur (Dévonien et Silurien)

O, mB, mC, mD, mE, mF : Série schisto-gréseuse du paléozoïque inférieur (Ordovicien et Cambrien)

 Marbres

## Unité inférieure de l'Agly

 Granite charnockitique d'Ansignan

 Alternances de Bancs de charnockite et de granite clair à grenat

 Granite de Cassagnes

 Gneiss basiques à hypersthène et roches basiques associées à la charnockite

 Granite Clair à grenat de type Felluns

gBl Gneiss de Bélesta

gC Gneiss de Caramany

 Faille

Figure 0.2 : Carte géologique modifiée de l'Agly (d'après Fonteilles 1970)



## I-ELEMENTS DE PETROGRAPHIE

### 1-Introduction

Le complexe plutonique de Saint-Arnac est, d'après la définition de Autran et al. (1970) un massif supérieur stratoïde à base plane et concordante (secteur Saint Martin - Saint-Arnac).

A la base, le granite est en contact avec des micaschistes à sillimanite (micaschistes du plancher) qui sur une épaisseur presque régulière le séparent des gneiss de Riverole. Sa bordure Est se trouve verticalisée dans la région de Lansac et subverticalisée vers les Bordes où il englobe des septa de micaschiste. Dans ce secteur, et notamment dans la région de Serre Liaourou au Nord des Bordes, le granite discordant sur les limites stratigraphiques atteint le paléozoïque supérieur.

A l'Est du "Roch de Lansac", le bord Sud du granite est en contact par faille avec la granodiorite de Tournefort. Ailleurs, les contacts avec les terrains mésozoïques se font souvent par faille, mais on peut trouver aussi vers le toit des structures de type "roof pendant".

Le contact du granite avec les micaschistes provoque :

- un métamorphisme de contact s.s produisant notamment de la cordiérite et de l'andalousite,

- une hydratation et une rétro-morphose des silicates d'alumine et de la cordiérite en agrégats fins de micas blancs, une chloritisation de la biotite et le développement de la muscovite en grandes lames poecilites, particulièrement dans la zone de la sillimanite.

Le granite de Saint-Arnac est constitué de trois grandes variétés (fig. 0-2) : un faciès sombre non porphyroïde ayant une composition de tonalite et de granodiorite (GDio) situé à la base du massif granitique et constituant le bloc de St-Martin - St-Arnac, un granite porphyroïde (GPorph) et un granite clair non porphyroïde formant le bloc de Lansac (GLansac).

Les roches basiques "dioritiques et diorites quartziques" (Dio) englobées dans le granite forment un faisceau plus ou moins continu de St Martin à St-Arnac. La granodiorite englobe à l'ouest de Taïchac des roches ultramafiques de type cortlandite (Cortl). Le secteur de Tournefort est constitué d'une diorite globalement orientée (DT) englobée dans une granodiorite sombre déformée (GT).

### 2-Granodiorite de St-Arnac

La granodiorite apparaît exclusivement à la base du complexe granitique dans le bloc de St Martin - St-Arnac. Elle forme une lame E-W qui s'infléchit vers le sud dans sa partie orientale. Elle est séparée, à sa base, des gneiss de Riverole par un faisceau de mésozoïque. Il s'agit d'une roche grenue assez sombre dont le grain ne dépasse pas 0.7 cm. La granodiorite contient localement des petits phénocristaux

automorphes de feldspath potassique rose (~1,5 cm de taille) renfermant des inclusions orientées de biotites. Dans le secteur de Saint-Amac, le passage granodiorite - granite porphyroïde est progressif et marqué par l'apparition sporadique de phénocristaux assez dispersés de feldspath potassique qui peuvent être de même taille ou de taille inférieure à ceux du granite porphyroïde. Ces petits phénocristaux peuvent aussi se rencontrer loin du contact de la granodiorite avec le granite porphyroïde.

La granodiorite est caractérisée à sa base par une texture planaire très prononcée et par des schlierens biotitiques (planche II.1). Elle est formée d'une paragenèse à plagioclase + K-feldspath + biotite + quartz + apatite + zircon + allanite + ilménite ± sulfures.

Les caractéristiques de ces différentes phases sont décrites ci dessous. Nous avons préféré pour une question de commodité décrire les plagioclases et les feldspaths potassiques des différents faciès du massif de St-Amac dans le chapitre minéralogie.

### **2-1 La biotite**

La biotite est assez abondante, elle se présente sous deux aspects :

1- des lames pouvant atteindre 3,5 mm ; les cristaux montrent souvent une orientation préférentielle et sont groupés en amas polycristalins.

2- des petites biotites automorphes en inclusion dans le plagioclase sont souvent organisées en zones et sont orientées parallèlement aux faces de croissance.

La biotite lamellaire (type 1) contient des inclusions de zircon et d'apatite qui attestent d'une croissance magmatique (Clarke, 1981). Elle est fréquemment altérée en chlorite + rutile et en muscovite.

### **2-2 Le quartz**

Il se présente sous deux aspects :

- le quartz de matrice est le plus abondant ; il forme des grandes plages xénomorphes à subautomorphes à extinction roulante et contient des inclusions de biotite, plagioclase automorphes, d'apatite et de zircons ;

- en petits cristaux bipyramidés ou arrondis en inclusion dans le K-feldspath et le plagioclase.

S'ajoute fréquemment à ces deux types principaux le quartz vermiculaire des myrmékites.

### **2-3 Minéraux accessoires**

L'apatite est l'accessoire le plus abondant. Elle forme des cristaux trapus généralement interstitiels ou des cristaux à tendance aciculaire en inclusion dans le plagioclase, le quartz et la biotite.

L'allanite est le minéral le plus abondant après l'apatite. Elle forme des cristaux interstitiels dont la taille peut atteindre 0,7 cm et montrant fréquemment une zonation de couleur : coeur brun clair entouré d'une bordure jaunâtre. Sa répartition est hétérogène aussi bien à l'échelle de la lame qu'à l'échelle du faciès. L'existence d'inclusions de zircons et d'apatite au coeur même des allanites indique une cristallisation relativement tardive de celle-ci. Les relations entre l'allanite et l'épidote sont complexes et suggèrent lorsque les contacts entre les deux minéraux sont nets un développement épitaxial de l'épidote autour de l'allanite. Dans d'autres cas, ces contacts diffus suggèrent un développement de l'épidote au dépens de l'allanite (planche II.2).

Le zircon est fréquent. Il est souvent de petite taille en inclusion dans les biotites, les plagioclases et l'allanite. La monazite n'a pas été observée.

Les opaques sont de l'ilménite et accessoirement de la pyrite. L'ilménite montre fréquemment une altération en sphène qui la corrode totalement ou partiellement. Les cristaux de sphène formés sont parfois de taille plus grande que celle de l'ilménite transformée. Ceci suppose une mobilité du titane au moins à l'échelle du grain.

### **3- Granite porphyroïde**

Il représente la masse la plus importante du massif granitique. Il est limité au sud-ouest par la granodiorite de Saint-Amac, à l'est, dans la région des Bordes, par les micaschistes, au nord, dans le bloc de Lesquerde, par une faille le mettant en contact avec le mésozoïque. Le contact avec le granite de Lansac est faillé.

Le granite porphyroïde banal est une roche grenue assez claire caractérisée par des mégacristaux de feldspaths potassiques dont la taille moyenne est de 5 à 6 cm de long. La concentration de ces mégacristaux est variable mais à la différence de ce qu'on observe dans le granite d'Ansignan, ils ne sont jamais jointifs. Les phénocristaux sont idiomorphes. Ils contiennent souvent des inclusions orientées de biotites bien visibles à l'oeil nu. La matrice grenue est constituée de biotites, plagioclase, K-feldspath et quartz. Vers sa "base", près de son contact avec la granodiorite, le granite porphyroïde contient des enclaves et des masses basiques plus ou moins importantes mais aussi des septa de micaschistes. Dans le bloc de Lesquerde (vers le toit), le granite est pratiquement dépourvu d'enclaves.

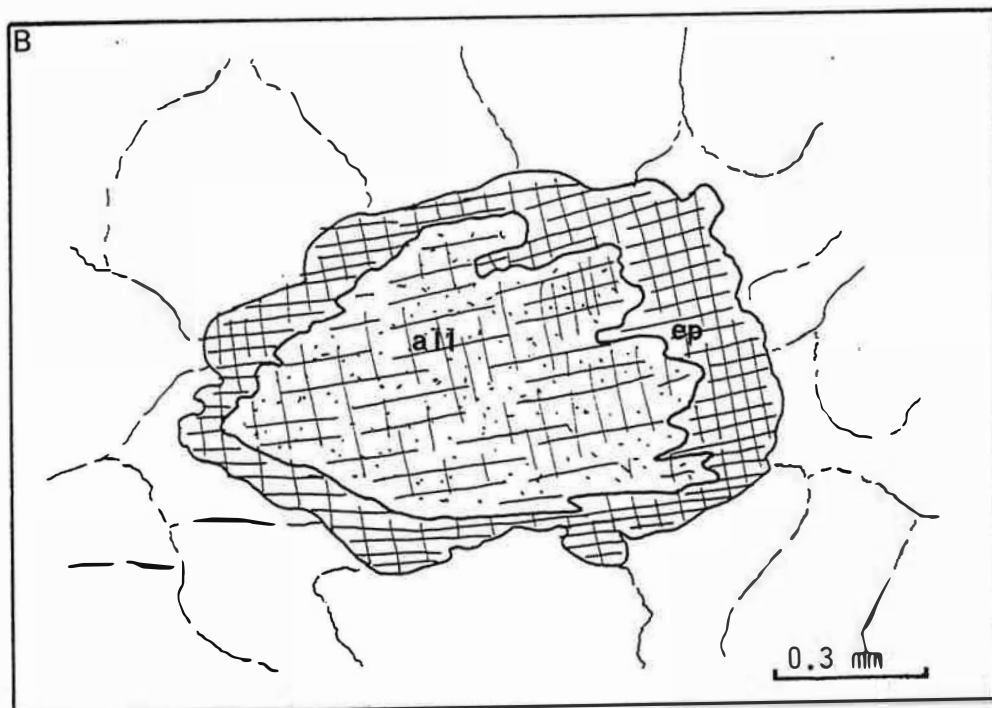
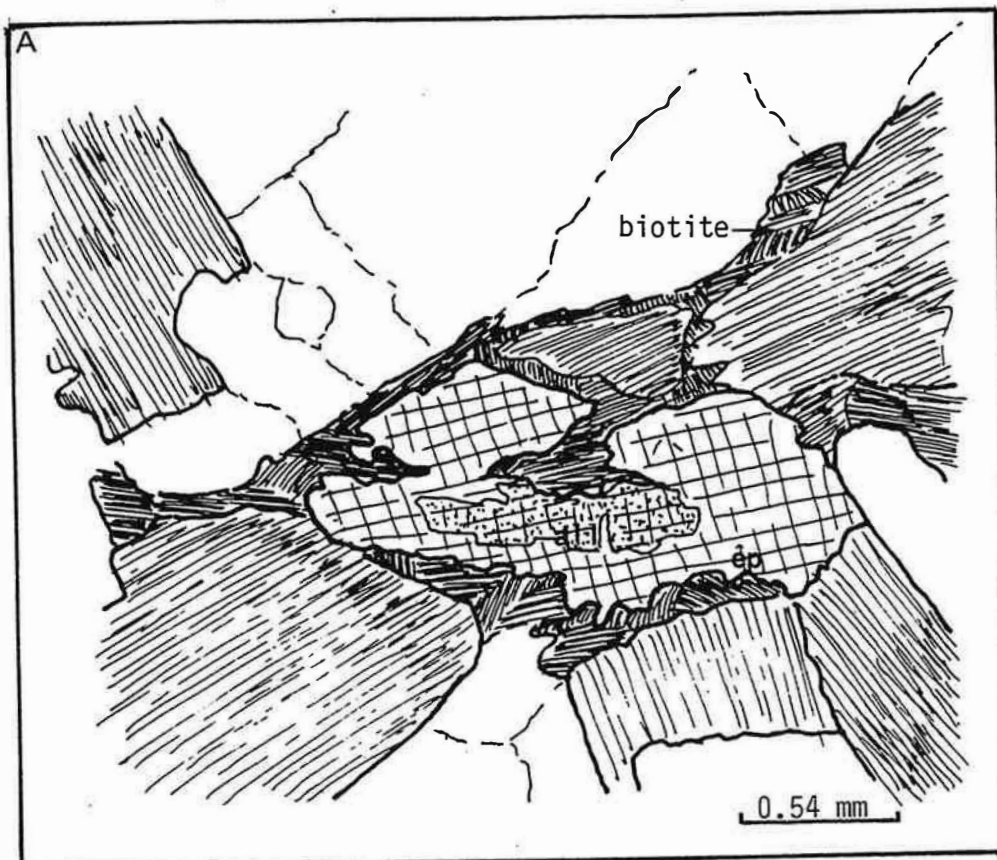


Planche II.2 : Relation entre l'allanite (all) et l'épidote (ep).

A : lame 20 ; B : lame 31.

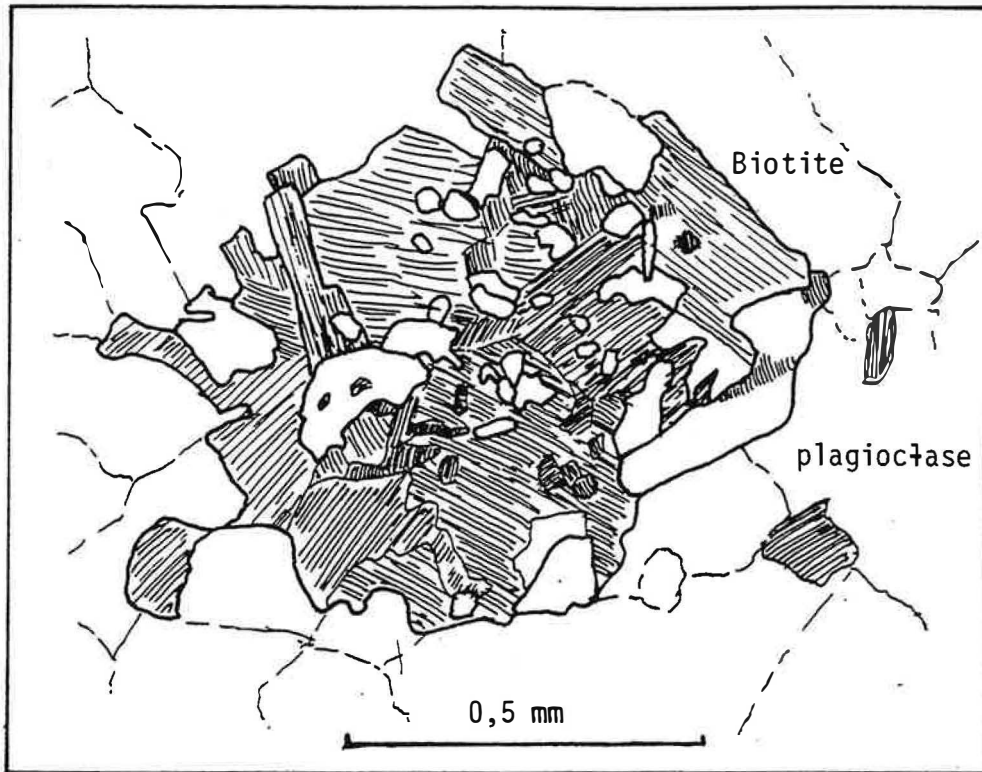


Planche II.3 : Globule basique à biotite et plagioclase dans le granite porphyroïde (lame 94).

### **3-1 Le quartz**

Il présente en général les mêmes caractéristiques que celui de la granodiorite.

### **3-2 La biotite**

Elle est moins abondante que dans la granodiorite. Elle forme des cristaux pouvant atteindre 3 mm souvent rassemblés en amas polycristalins (3 à 5 cristaux). La biotite contient des inclusions d'apatite et de zircon. Elle est souvent transformée en chlorite + rutile ou leucoxène. Cette transformation est la plus courante, mais il arrive parfois que cette chloritisation s'accompagne de la formation de quartz ou d'ilménite.

### **3-3 Accessoires**

Ils sont par ordre d'importance : apatite, allanite, zircon et du sphène provenant de l'ilménite.

Les opaques sont presque exclusivement de type ilménite, mais on peut trouver aussi de la pyrite.

Dans la région des Bordes, on distingue une variété assez sombre. Ce granite diffère du granite porphyroïde banal par sa richesse en feldspath potassique et quartz; ce dernier forme de gros cristaux (~0,8 mm) gris arrondis. Ce granite englobe de nombreuses enclaves basiques et parfois des globules basiques de taille millimétrique. Ces globules sont à grain relativement fin et sont formées essentiellement de biotites et de plagioclases contenant des apatites aciculaires (planche II.3).

Au microscope ce granite est formé d'une matrice presque exclusivement d'orthose englobant des cristaux automorphes de plagioclase et biotite. Les gros quartz arrondis sont formés d'un noyau millimétrique autour duquel s'est développée une auréole quartzique de diamètre variable.

## **4- Granite de Lansac**

C'est un granite non porphyroïde clair et d'apparence homogène développé aux alentours de la région de Lansac. Ses relations avec le faciès porphyroïde ne sont pas connues car les contacts sont faillés. Vers le sud, son contact avec la granodiorite est probablement direct (carte 2 en annexes). Ce granite est pratiquement dépourvu d'enclaves excepté près du village de Lansac où l'on observe quelques enclaves basiques sous forme de boules de taille décimétrique. Le contact du granite avec les micaschistes à l'est (vers Rasiguères) est marqué, dans ce granite, par l'apparition du

grenat et par le développement d'une muscovite secondaire associée à la biotite ou aux plagioclases.

Au microscope, le granite est caractérisé par l'assemblage à quartz + microcline quadrillé + plagioclase + biotite. Les accessoires sont : le zircon, l'apatite, l'allanite et rarement de la monazite. Ce granite est très altéré . Les phases secondaires sont la chlorite, l'épidote, la séricite et les carbonates.

## 5- Roches "basiques"

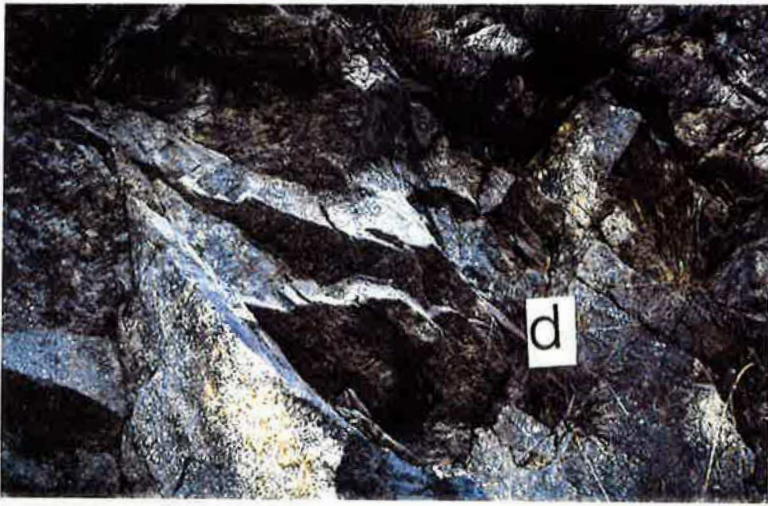
Le massif de St-Arnac, comme de nombreux massifs pyrénéens (Millas, Quérigut), englobe des roches basiques. Ces roches sont des diorites et des diorites quartziques avec localement, dans la région de Taïchac, des roches ultramafiques (cortlandites). L'emploi ici du terme général "diorite" trouve sa justification dans le fait que leurs plagioclases sont caractérisés par des teneurs en anorthite en moyenne inférieures à An50 et que le clinopyroxène est complètement absent. D'après Fontailles (1976 et 1981), ces diorites sont le résultat d'une modification métasomatique par destruction des clinopyroxènes et acidification des plagioclases de roches initialement gabbroïques.

Les masses basiques cartographiables affleurent tout au long de la vallée de l'Agly, sur la route St Martin-Taïchac en allant vers St-Arnac, à l'est du village de St-Arnac et au nord de Planals. Elles sont caractérisées par la présence locale d'amas de ferromagnésiens visibles à l'oeil nu. Ces masses basiques peuvent passer latéralement à des enclaves basiques de taille décimétrique. Ces enclaves sont abondantes dans la formation granodioritique et deviennent de plus en plus rares en allant vers le toit du granite dans la région de Lesquerde.

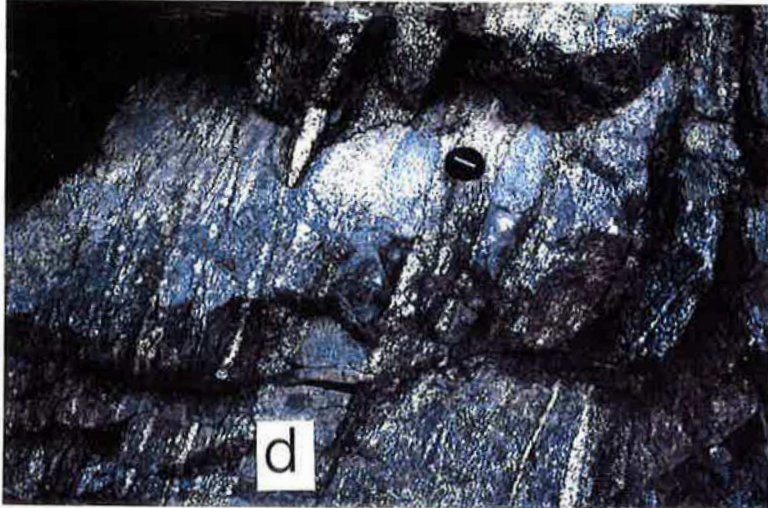
Ces masses et enclaves basiques sont caractérisées localement notamment près du Moulin de St-Arnac par une texture porphyrique et par une déformation apparente. La texture porphyrique est particulièrement nette dans les enclaves basiques dont le fond fin mésocrate contraste avec les phénocristaux idiomorphes de plagioclase de taille largement supérieure leur donnant un aspect perlé (planche II.1).

Les masses basiques sont constituées globalement d'une paragenèse à amphibole calcique + plagioclase + biotite ± quartz ± cummingtonite ± K-feldspath + accessoires. Les minéraux secondaires sont la chlorite, la séricite, la calcite et le sphène.

L'échantillon 19B montre une texture typique de cumulat c'est-à-dire des phénocristaux ferromagnésiens plus ou moins jointifs, transformés ultérieurement en biotite et amphibole. Cette accumulation est certainement moins accentuée dans les échantillons 22A, 22B, 22C et 190 où les phénocristaux, abondants, ne sont que rarement jointifs.



Affleurement des diorites (d) à la base du granite de Saint-Arnac.



Affleurement de bancs de diorites (d) découpés par la granodiorite de Saint-Arnac.



Enclave basique dans la granodiorite de Saint Arnac.



Affleurement de diorites correspondant aux cumulats ferromagnésiens à la base du granite porphyroïde.





## 5-1 L'amphibole

L'amphibole calcique est très abondante dans les masses basiques. Certains échantillons (19B notamment mais aussi 22A, 22B et 190) sont des hornblendites à plagioclase et quelques biotites. La proportion de la hornblende diminue en faveur de la biotite dans les termes de plus en plus différenciés. L'amphibole calcique des masses "basiques" de St-Arnac se présente sous trois formes :

- des lamelles subautomorphes généralement rassemblées en amas polycristalins ; elles peuvent être associées à du sphène. Ces amas d'amphiboles représentent des anciens phénocristaux de pyroxènes rétrotransformés en amphiboles;

- des cristaux subautomorphes à xénomorphes ; certains sont formés d'un cœur brunâtre entouré d'une auréole plus claire ;

- des actinotes se développant au dépens de la biotite. L'excès du titane ne pouvant rentrer dans la structure de l'amphibole est cristallisé sous forme d'ilménite.

Les diorites de St-Arnac et plus particulièrement le cumulat ferromagnésien 19B est caractérisé par une association complexe hornblende-cummingtonite (planche II.4). La cummingtonite forme généralement une auréole plus ou moins continue autour de la hornblende soit des taches prenant parfois la forme "d'exsolutions". Le cœur de cette association contient souvent de la biotite. Cette hornblende est caractérisée par un rapport XMg élevé ( $XMg = 0.78$ ) et des teneurs relativement faibles en silice ( $Si = 7.25$  a./f.u) (hornblende magnésienne à actinolitique). Cette association est probablement précoce et proviendrait de la transformation de la cummingtonite par réaction avec la biotite.

Indépendamment de cette association complexe actinote-hornblende, la cummingtonite, assez abondante, forme des lames subautomorphes associées ou non à l'amphibole calcique. Ces cummingtonites traduisent l'existence d'une certaine quantité d'orthopyroxène dans la paragenèse primaire de ces roches.

L'amphibole n'est pas présente dans toutes les enclaves basiques de St-Arnac. Ainsi nous avons classé les enclaves du massif de Saint-Arnac en fonction de la présence ou non de l'amphibole : (ampenc pour les enclaves à amphibole + biotite et bioenc pour les enclaves à biotite seule). L'amphibole est abondante dans les enclaves 189B et C et montre les mêmes caractéristiques texturales que dans les roches basiques alors que dans les enclaves 10B et 17B, sa présence est réduite à des petits cristaux automorphes blindés dans le plagioclase et le quartz. L'absence d'amphibole dans la trame de ces deux derniers échantillons est certainement dû à une rétrotransformation tardive de celle-ci en biotite.

## 5-2 La biotite

La quantité de biotite augmente au détriment de celle de l'amphibole. Elle se présente sous plusieurs formes.

- Des lamelles subautomorphes plus ou moins dispersées dans la matrice et dont la taille peut atteindre 1,5 mm. Ces biotites sont associées ou non à l'amphibole et contiennent des inclusions d'apatite et de zircon.

- Des amas monominéraux de biotites enchevêtrées dépourvues d'inclusions. Ces amas représentent probablement des anciens phénocristaux ferromagnésiens (orthopyroxène et/ou olivine) rétrotransformés en biotites. Ces amas sont corrodés par l'amphibole calcique qui forme une auréole autour de ceux-ci.

- Des petites biotites automorphes en inclusion dans le plagioclase et le quartz. Lorsqu'elles sont en inclusion dans les plagioclases, elles peuvent être organisées en zones et orientées parallèlement aux faces de croissance.

- Des biotites le long des clivages des amphiboles (planche II.5) et qui représentent soit des anciennes exsolutions d'orthopyroxène dans un clinopyroxène transformé en amphibole soit des exsolutions de titane et d'alumine résultant de la recristallisation d'une hornblende titanifère et alumineuse.

La biotite est la seule phase ferromagnésienne dans les enclaves de type (bioenc). Elle coexiste avec l'amphibole dans (ampenc). Dans (bioenc), la taille des biotites est beaucoup plus réduite que dans les masses basiques (<1 mm). Ces enclaves sont caractérisées d'autre part par l'existence de grosses biotites (~2 mm) flottant dans une matrice fine. Dans les enclaves surmicacées, la biotite est associée à de la muscovite.

Les biotites, aussi bien des enclaves que des masses basiques, montrent souvent une altération en chlorite.

## 5-3 Le quartz

Il est absent dans les hornblendites ; il est omniprésent dans les enclaves et dans les autres échantillons de la "masse" basique qui ne montrent pas d'accumulation ferromagnésienne évidente. Le quartz se présente souvent sous forme de cristaux interstitiels de petite taille, mais il peut former aussi de grandes plages à inclusions de biotites.

Les enclaves basiques sont caractérisées par la présence de grandes plages de quartz dont la taille peut atteindre 7 mm contrastant avec la texture grenue fine de l'enclave. Ces caractères texturaux (gros cristaux de biotite et de quartz flottant dans une matrice fine) sont courants dans les roches décrites comme d'origine hybride (Cocirta, 1986 ; Cocirta et Orsini, 1989 et Galan, 1987). En l'absence de données sur les compositions de ces xénocristaux de biotites, nous ne pouvons pas opter pour cette hypothèse.

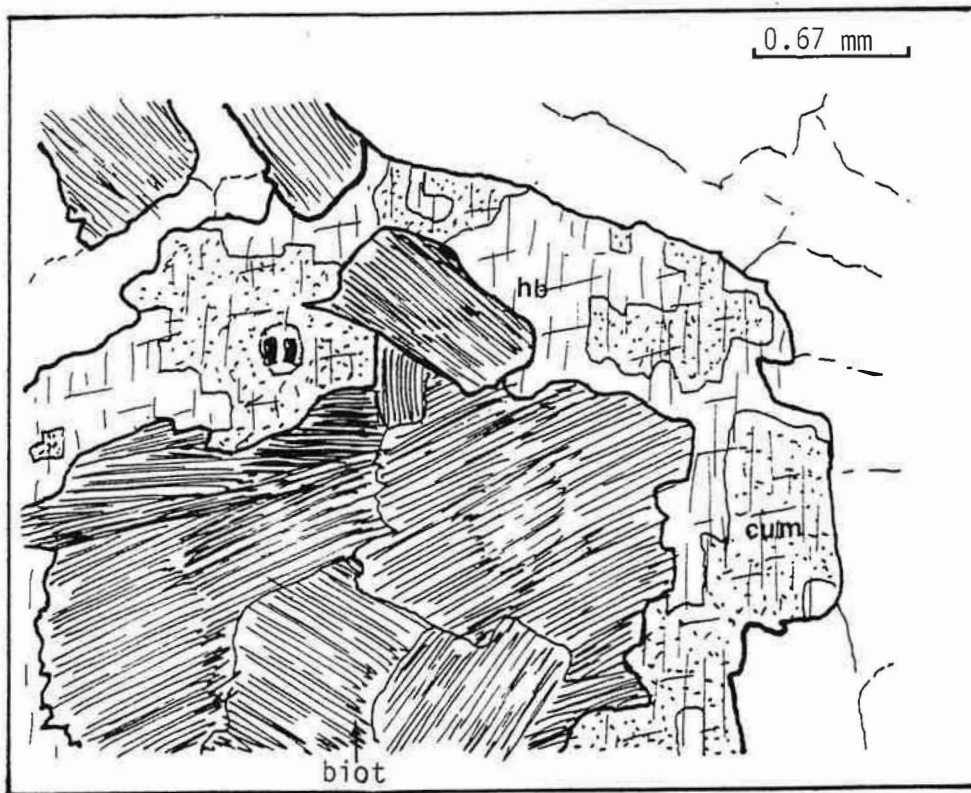
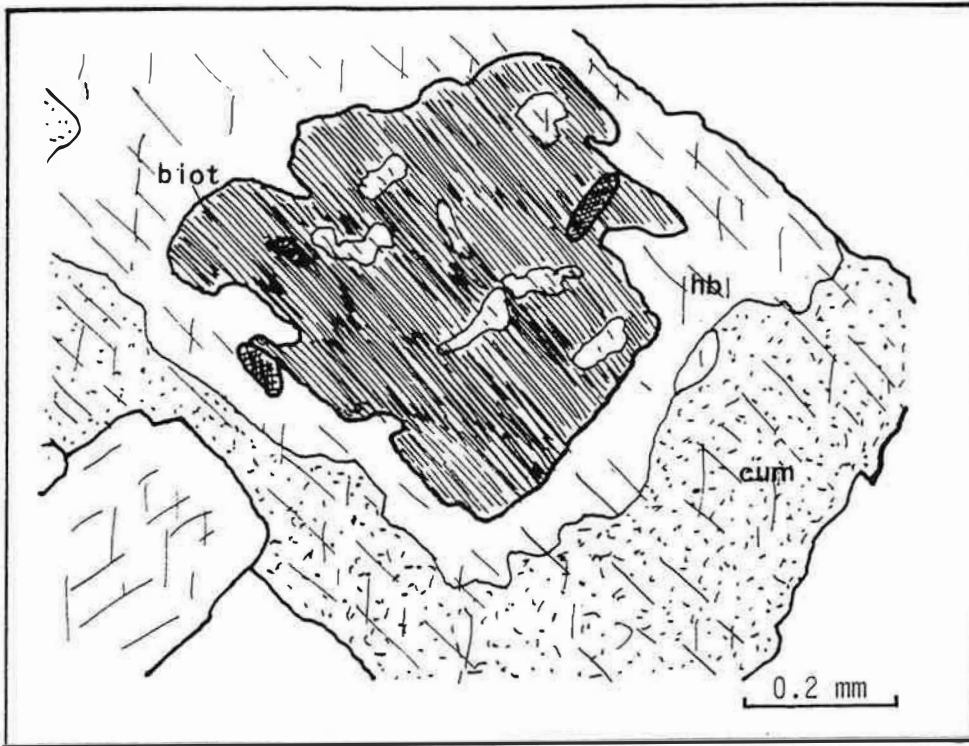
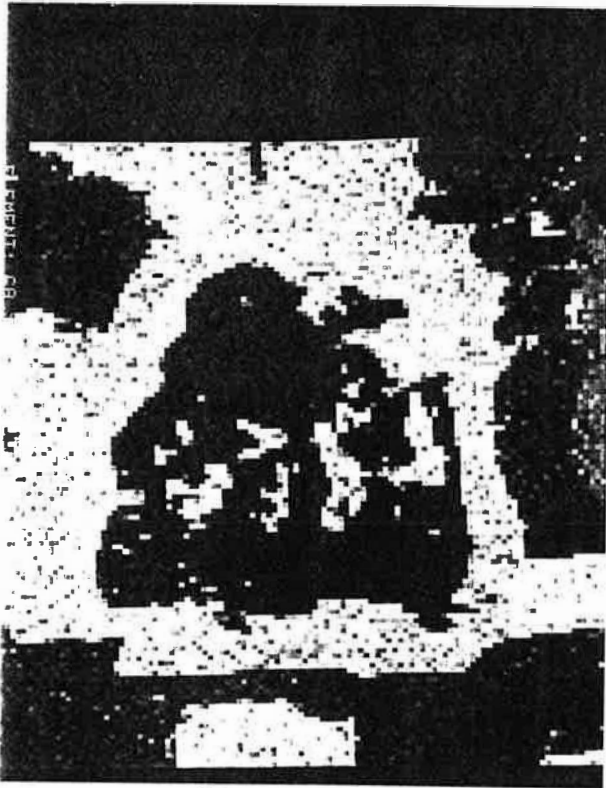


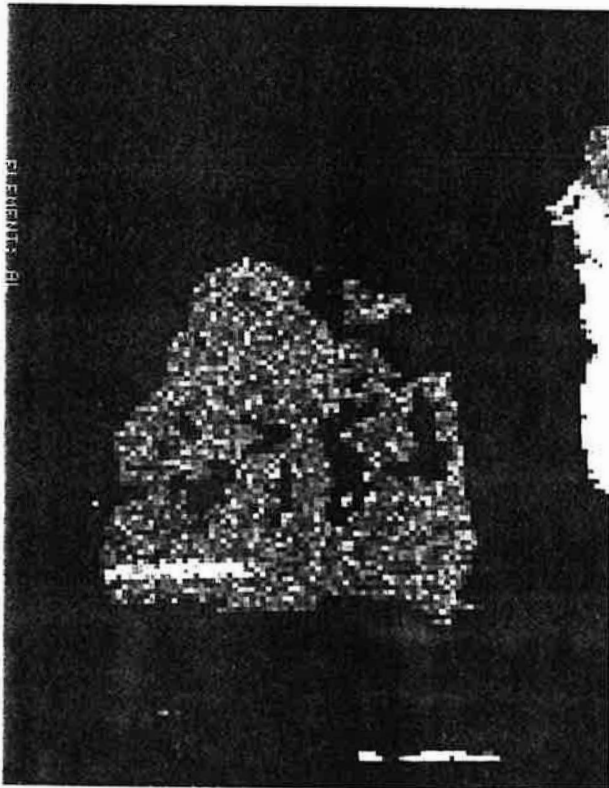
Planche II.4A : Association complexe cummingtonite (cum)-hornblende (hb) développée autour de la biotite (lame 19B).



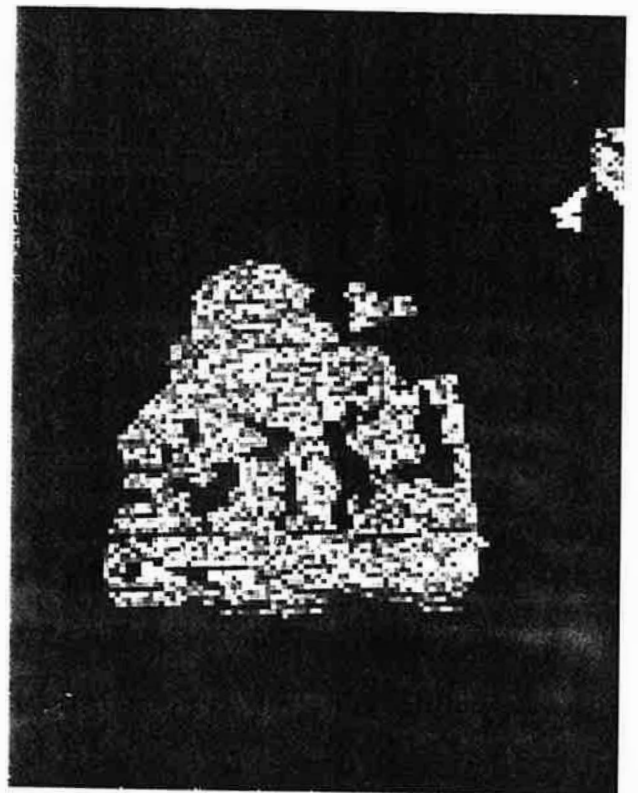
CA



FE



AL



K

Planche II.4B : Image X de l'association cummingtonite-hornblende.

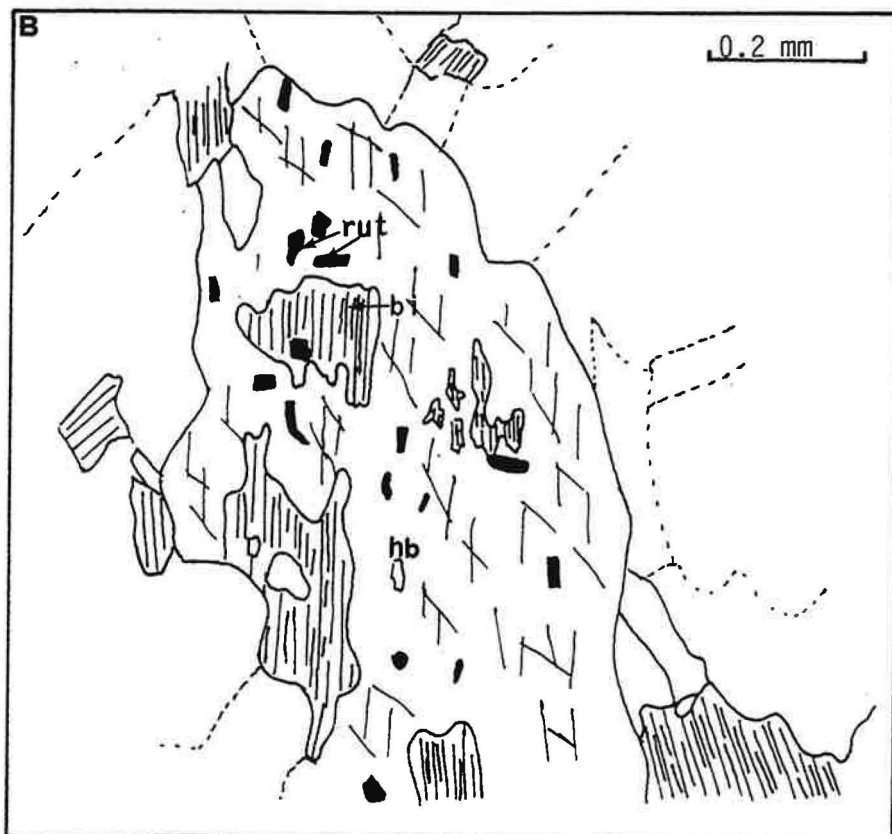
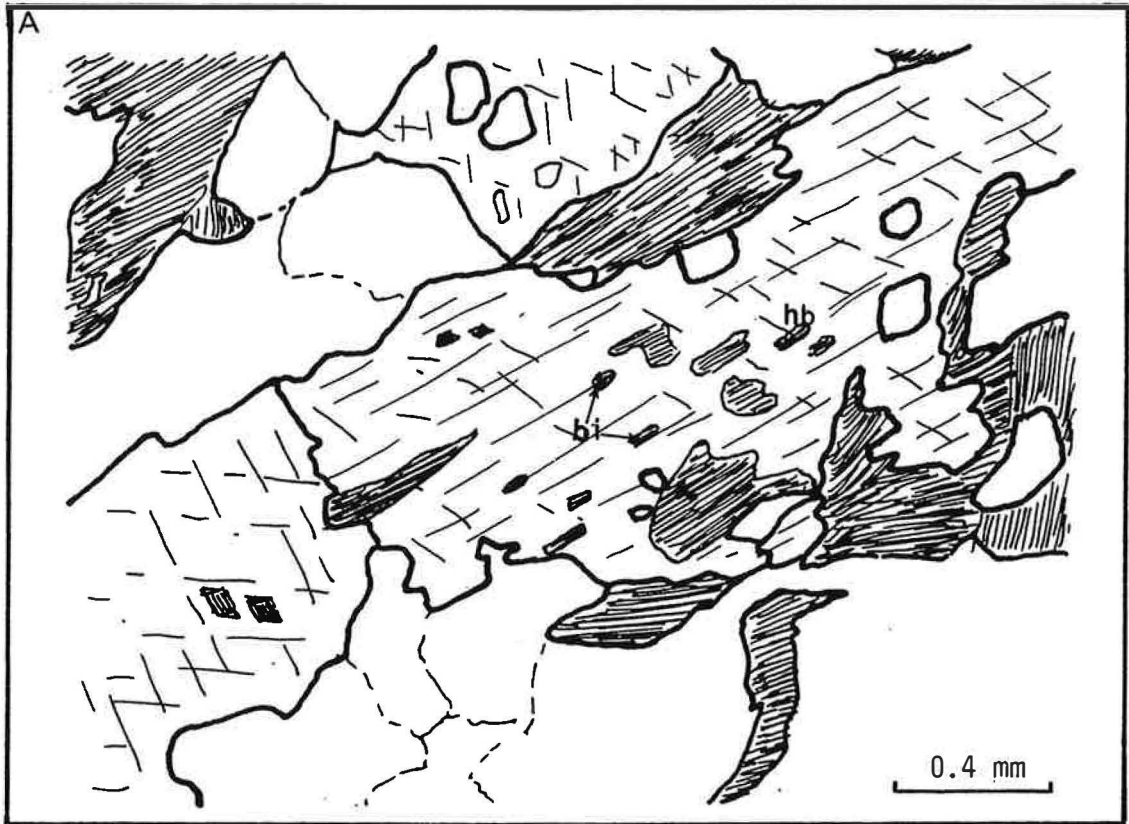


Planche II.5A : Développement de la biotite (bi) le long des clivages d'une amphibole (hb) (lame 151B).

B : Développement de l'amphibole (hb ) sur la biotite (bi). Le titane exsolvé cristallise sous forme de rutile (rut) orienté le long des clivages de l'amphibole (lame 66A).

#### 5-4 Les accessoires

L'apatite et le zircon sont les accessoires les plus abondants. L'apatite est présente en quantité relativement importante dans les enclaves basiques où elle forme des cristaux aciculaires en inclusion dans le plagioclase et le quartz. Le zircon forme soit des petits cristaux généralement en inclusion dans la biotite mais aussi dans le plagioclase et dans le quartz, soit des cristaux de forme bipyramidée dans la trame. La monazite et l'allanite sont rares. La présence de l'allanite est limitée aux termes basiques différenciés (quartzdiorites). La monazite trouvée dans les hornblendites est très riche en thorium ( $\text{Th}_2\text{O}_3 = 20\%$ ).

Les opaques sont presque exclusivement de l'ilménite. Dans certaines roches altérées, l'ilménite montre une transformation en sphène semblable à celle que l'on observe dans les faciès acides. La magnétite n'a pas été observée.

#### 6- Diorite et granodiorite de Tournefort

Un autre ensemble de roches basiques, également à composition de "diorite" et de diorite quartzique est mis en place à l'extérieur du granite de St-Arnac dans la région de Tournefort. Il est probablement en relation avec les faciès basiques à l'intérieur du granite. Ces "diorites" sont englobées par une granodiorite très déformée : la granodiorite de Tournefort (GT).

La "diorite" de Tournefort (DT) est caractérisée par une texture fine massive ou porphyrique déformée et par l'abondance de l'amphibole qui est présente dans la quasi totalité des échantillons.

La granodiorite est globalement non porphyroïde, très sombre et caractérisée par une déformation intense. L'assemblage minéralogique et les caractéristiques texturales de GT sont semblables à ceux de la granodiorite de St-Arnac.

- La biotite est très abondante dans la granodiorite où elle forme des lames subautomorphes orientées et rassemblées en amas de 4 à 5 cristaux. La biotite apparaît, aussi bien dans la diorite que dans la granodiorite, en inclusion dans le plagioclase et le quartz.

- L'amphibole calcique est présente uniquement dans la diorite où l'on peut distinguer :

+ une amphibole vert sombre automorphe à subautomorphe dans la matrice ou en inclusion dans des plagioclases. La zonation est parfois visible dans ces cristaux : le coeur brunâtre est entouré d'une auréole plus claire ;

+ une amphibole vert clair subautomorphe à xénomorphe dans la matrice, certaines contiennent des inclusions de biotites orientées le long des clivages (planche II.5). Ces biotites seraient le résultat de la recristallisation d'une hornblende

magnésienne titanifère et alumineuse en hornblende actinolitique pauvre en ces éléments ;

+ une hornblende magnésienne à actinolitique ( $X_{Mg} = 0.62$ ,  $Si = 7.16$  a./f.u,  $Ti = 0.059$  a./f.u) se développant sur la biotite. L'excès du titane contenu dans la biotite et ne pouvant rentrer dans la structure de l'amphibole cristallise sur place sous forme de baguettes de rutile (planche II.5).

- La cummingtonite est fréquente. Elle forme des lamelles subautomorphes associées à la hornblende.

- Le quartz est généralement présent dans une grande partie de la "diorite" de Tournefort, il est généralement interstitiel mais peut former des grandes plages semblables à celles décrites précédemment dans les roches basiques de St-Arnac.

- Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. L'allanite est fréquente dans la granodiorite et rare dans la diorite. Comme dans la diorite de St-Arnac, les ilménites peuvent montrer une rétro-morphose en sphène.

Les diorites et les granodiorites surmicacées sont caractérisées par la présence de la muscovite, du grenat et parfois même de la sillimanite.

La petite intrusion basique à la base des gneiss de Riverole est caractérisée par une déformation apparente et par une paragenèse semblable à celle de la diorite de Tournefort.

## **7- Aplites et pegmatites**

Dans le secteur des Bordes, les contacts entre le faciès porphyroïde de bordure et les micaschistes de couverture se font par l'intermédiaire d'un granite clair à muscovite probablement secondaire, microcline et albite. Cette variété claire à muscovite se rencontre aussi à la base de la granodiorite de St-Arnac, dans le contact granodiorite - micaschiste. Elle se prolonge sur une épaisseur métrique depuis l'est de Taïchac jusqu'à la région de St Martin.

Ces granites clairs sont associés dans le secteur des Bordes à une activité aplopegmatitique très intense. Ces aplopegmatites se rencontrent aussi à l'intérieur du granite dans le secteur de Lansac et à l'est du village de St-Arnac. Elles sont essentiellement à quartz avec une proportion variable d'albite et de microcline quadrillé. La proportion des autres minéraux est variable et peuvent être, selon les cas, une biotite généralement associée à une muscovite deutérique, le grenat et la tourmaline. Pour expliquer l'origine de ces pegmatites (Fontailles 1970) a suggéré une origine pneumatolytique ou hydrothermale tardive dont l'activité est marquée dans les micaschistes de contact.

Dans le domaine anatectique et plus particulièrement dans les micaschistes sus-jacents au socle se développe un autre type de pegmatites qui ne dépassent pas l'isograde de l'andalousite (Fontailles 1970). Leur mise en place est donc contrôlée



par la température régnant lors du métamorphisme régional. Ces pegmatites mises en place antérieurement au granite se trouvent englobées dans celui-ci, notamment dans le secteur St Martin-St-Amac. Elles sont aussi très développées dans le secteur de Tournefort. Ces pegmatites désignées par Autran et al. (1970) sous le nom de pegmatites péríanatectiques ont été interprétées comme le résultat de l'injection dans la couverture paléozoïque des liquides anatectiques formés dans le socle gneissique. Fonteilles (1976) au cours d'une étude plus détaillée a montré que la composition de ces pegmatites est très différente de celle du matériel anatectique et a suggéré le mécanisme suivant pour leur formation et leur répartition (p.389) : explique d'ailleurs l'ouverture) pour former des pegmatites et des filons de quartz-andalousite dans l'environnement non anatectique».

## **8- Conclusion à l'étude pétrographique et course de cristallisation des minéraux dans les roches basiques**

Dans le tableau II.1 où nous avons récapitulé les variations des assemblages minéralogiques dans les différents faciès du massif de Saint-Amac, nous constatons que les diorites de Saint-Amac et de Tournefort sont caractérisées globalement par le même assemblage minéralogique. Outre l'existence d'une certaine quantité de K-feldspath et de monazite dans les termes intermédiaires de la diorite de Saint-Amac, la principale différence entre ces deux faciès porte essentiellement sur l'existence dans celle-ci de cumulats ferromagnésiens typiques (à olivine et/ou pyroxènes). Ceci indique que les ferromagnésiens (olivine ou pyroxènes) sont les premières phases à apparaître au cours de la cristallisation du magma de la diorite de Saint-Amac ; suivis par le plagioclase, la hornblende, la biotite, le quartz et puis le feldspath potassique et les accessoires.

L'absence de cumulats ferromagnésiens typiques dans la diorite de Tournefort indique que la durée de cristallisation des ferromagnésiens anhydre était courte et que le champ de stabilité de la hornblende était rapidement atteint. L'existence d'une certaine quantité d'actinolite dans ces roches indique que la première phase à apparaître au cours de la cristallisation du magma est le clinopyroxène suivi immédiatement par le plagioclase et la hornblende (l'existence de cristaux de hornblende en inclusion dans les coeurs de plagioclases indique que la cristallisation de ces deux minéraux est subsynchrone). La biotite suivi par le quartz et les accessoires sont les dernières phases à cristalliser.

Il résulte de ces constatations que le magma de la diorite de Saint-Amac était plus hydraté que celui de la diorite de Tournefort. L'apparition d'autre part du feldspath potassique dans la diorite de Saint-Amac suggère un caractère relativement potassique.

Les données expérimentales de Kushiro (1975) indiquent que l'olivine est stable à basse pression (<10 Kbar). Pour des pressions supérieures, l'olivine disparaît en profit des pyroxènes. Cet effet est supprimé si  $P_{H_2O}$  est élevé ou si la teneur en  $K_2O$  du magma est élevée (Meen, 1990).

L'absence de l'olivine dans la séquence de cristallisation des diorites de Tournefort correspond donc à une cristallisation à haute pression (>10 Kbar) d'un basalte pauvre en  $K_2O$ . Les teneurs relativement élevées en eau de ce magma dont témoigne l'abondance de l'amphibole et la faible durée de cristallisation des pyroxènes correspondent donc à une hydratation tardive de ce magma après la cristallisation des pyroxènes.

Dans la diorite de St-Arnac, le caractère potassique serait acquis précocement avant la cristallisation des phases précoces.

FACIES MINERAUX	DIORITE DE ST-ARNAC (Dio)	DIORITE DE TOURNEFORT (DT)	GRANODIO RITE DE ST ARNAC (GDio)	GRANODIORI TE DE TOURNE- FORT (GT)	GRANITE PORPHY- ROIDE (GPorph)	GRANITE DE LANSAC (GLansac)	ENCLAVES BASIQUES DE ST ARNAC
amphibole	+	+	-	-	-	-	(+)
biotite	+	+	+	+	+	+	+
plagioclase	An 55-20	AN 86-40	An 50-20	An 50-25	An 42-15	An 30-10	An 65-30
k-feldspath	(+)	-	+	+	+	+	(+)
quartz	+	+	+	+	+	+	+
muscovite II	-	-	-	-	-	+	-
apatite	+	+	+	+	+	+	+
zircon	+	+	+	+	+	+	+
monazite	(+)	-	-	-	-	(+)	-
allanite	(+)	(+)	+	+	+	+	+
ilménite	+	+	+	+	+	+	+
SiO <sub>2</sub>	53.2 - 6.07	50.17 - 57.51	61.8 - 66.4	62.49 - 67.5	65.77 - 70.71	70.01 - 73 - 4	55.23 - 63.5
TiO <sub>2</sub>	0.61 - 1.04	0.56 - 1.23	0.47 - 0.76	0.46 - 0.75	0.35 - 0.57	0.09 - 0.285	0.69 - 1.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.8 - 16.9	16.2 - 17.92	16.1 - 17.9	16.01 - 17.69	14.6 - 16.51	13.9 - 14.8	16.3 - 17.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.78 - 9.02	6.96 - 9.12	4.07 - 5.81	4.09 - 5.27	2.76 - 4.47	1.52 - 2.91	5.7 - 7.89
MgO	3.84 - 12.5	4.74 - 7.82	1.49 - 2.16	1.5 - 2.22	0.85 - 1.72	0.18 - 0.45	1.68 - 3.93
CaO	4.14 - 5.75	6.03 - 9.9	3.09 - 4.32	3.38 - 4.88	1.88 - 3.59	0.39 - 1.91	2.55 - 5.71
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3.89 - 6.53	2.52 - 6.24	5.1 - 6.6	5.58 - 6.86	5.99 - 7.69	7.74 - 8.18	5.31 - 6.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18 - 0.29	0.12 - 0.35	0.15 - 0.23	0.15 - 0.2	0.11 - 0.2	0.03 - 0.13	0.16 - 0.47

Tableau II.1 : Récapitulation de la minéralogie et des caractéristiques géochimiques des différents faciès du massif de Saint-Arnac.

## II-GEOCHIMIE DES ROCHES

La méthode adoptée au cours de cette étude géochimique est semblable à celle que nous avons suivie pour le massif précédent. Nous procédons tout d'abord à une identification des différents faciès géochimiques (nous allons reporter dans une première étape uniquement les roches dont  $MgO > 4.5\%$ ) en examinant aussi la répartition de ces groupes en fonction de leur situation géologique et leurs caractéristiques sur le terrain. Dans une seconde étape nous essayerons d'identifier la nature des phases accumulées dans chaque groupe avant de discuter l'évolution chimique des compositions qui sont les plus susceptibles de représenter des liquides. Pour ceci nous comparons l'évolution de nos faciès avec les séries de référence que nous avons choisi pour le massif précédent.

Les analyses géochimiques des roches sont données en annexes (tableau II.1).

### 1- Introduction

Nous avons classé, sur le terrain, les roches basiques et intermédiaires présentes dans la couverture paléozoïque du massif de l'Agly en deux grands groupes :

- la diorite de Tournefort (DT), globalement orientée, en partie intrusive dans les micaschistes, en partie englobée dans une granodiorite très déformée. Des dykes décamétriques intrusifs dans les micaschistes et assez loin de la masse dioritique principale (66A, 150A et B) peuvent a priori être rattachés à la diorite de Tournefort. Ces dykes sont localement associés à des granites clairs riches en grenat.

- des diorites et des diorites quartziques en bancs (Dio et Dio1) de puissance métrique à décamétrique ou en enclaves décimétriques (bioenc et ampenc) englobées dans la granodiorite et à la base du granite porphyroïde de Saint-Amac. Ces roches sont caractérisées localement par une déformation apparente plus ou moins marquée qui suggère une analogie avec la diorite de Tournefort.

Pour mémoire, il convient d'ajouter le faciès basique intrusif dans les gneiss de Riverole (Dio.Riv).

Au cours de cette étude géochimique, nous essayerons de dégager les caractéristiques géochimiques de chacune de ces intrusions : diorites de Tournefort et diorites englobées dans le granite de Saint-Amac. Nous tenterons aussi de voir si on peut établir une relation entre ces deux ensembles sur la base des déformations que nous observons dans chacun d'eux.

## Liste des symboles et des abréviations des figures II. 1 à II. 57.

**Dio :** }

**Dio1 :** } Roches basiques et intermédiaires englobées dans le granite de Saint Amac

**DT :** Diorite de Tournefort

**Dio.Riv :** Diorite englobée dans les gneiss de Riverole

**bioenc :** enclaves basiques à biotite seule comme phase ferromagnésienne

**ampenc :** enclaves basiques à biotite et amphibole comme phases ferromagnésiens

**GDio :** Granodiorite de Saint Amac

**GT :** Granodiorite de Tournefort

**GPorph :** Granite porphyroïde

**GLansac :** granite de Lansac

**River :** Gneiss de Riverole

FACIES = ■ Dio □ DT ▼ Dio1 ◇ Dio.Riv

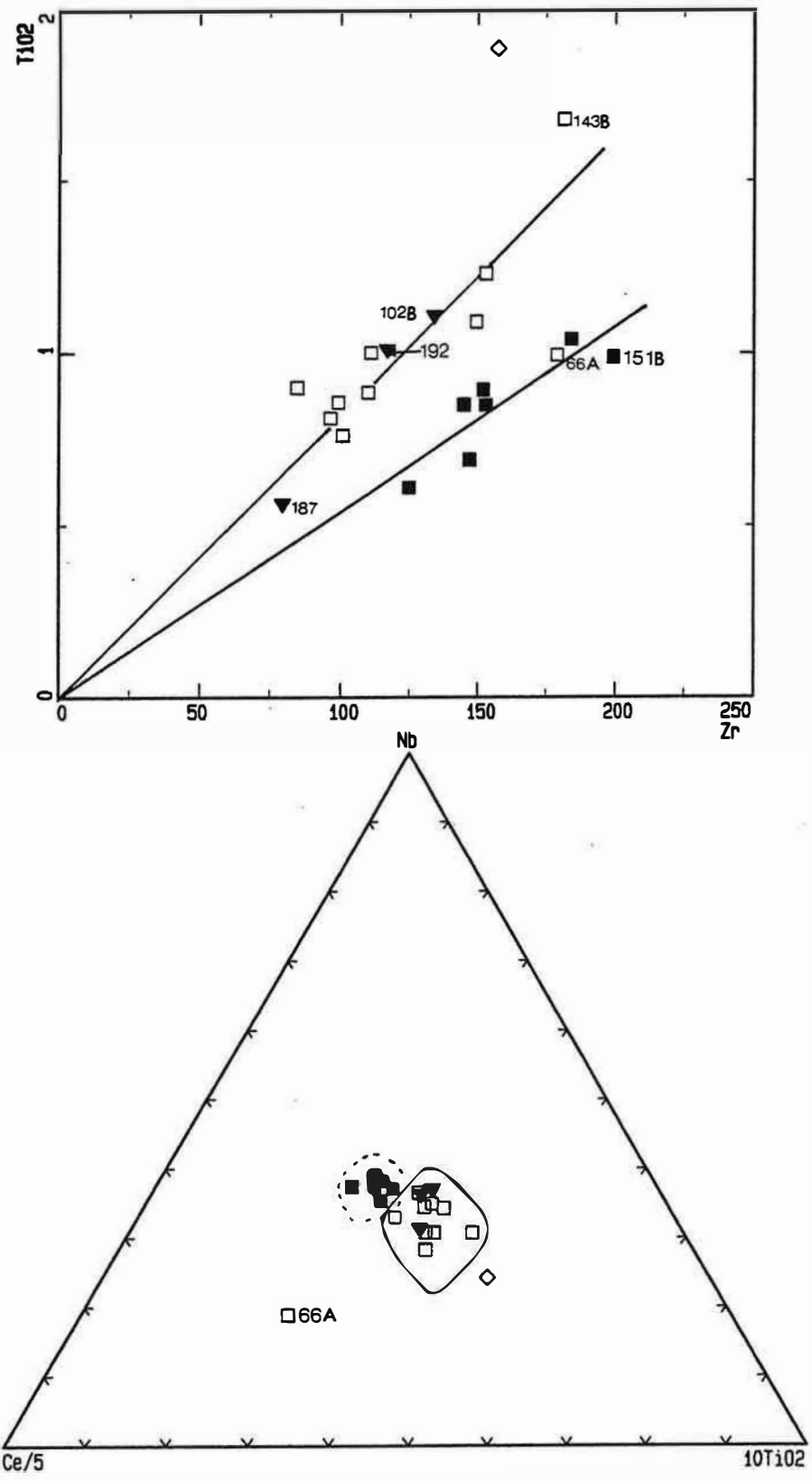
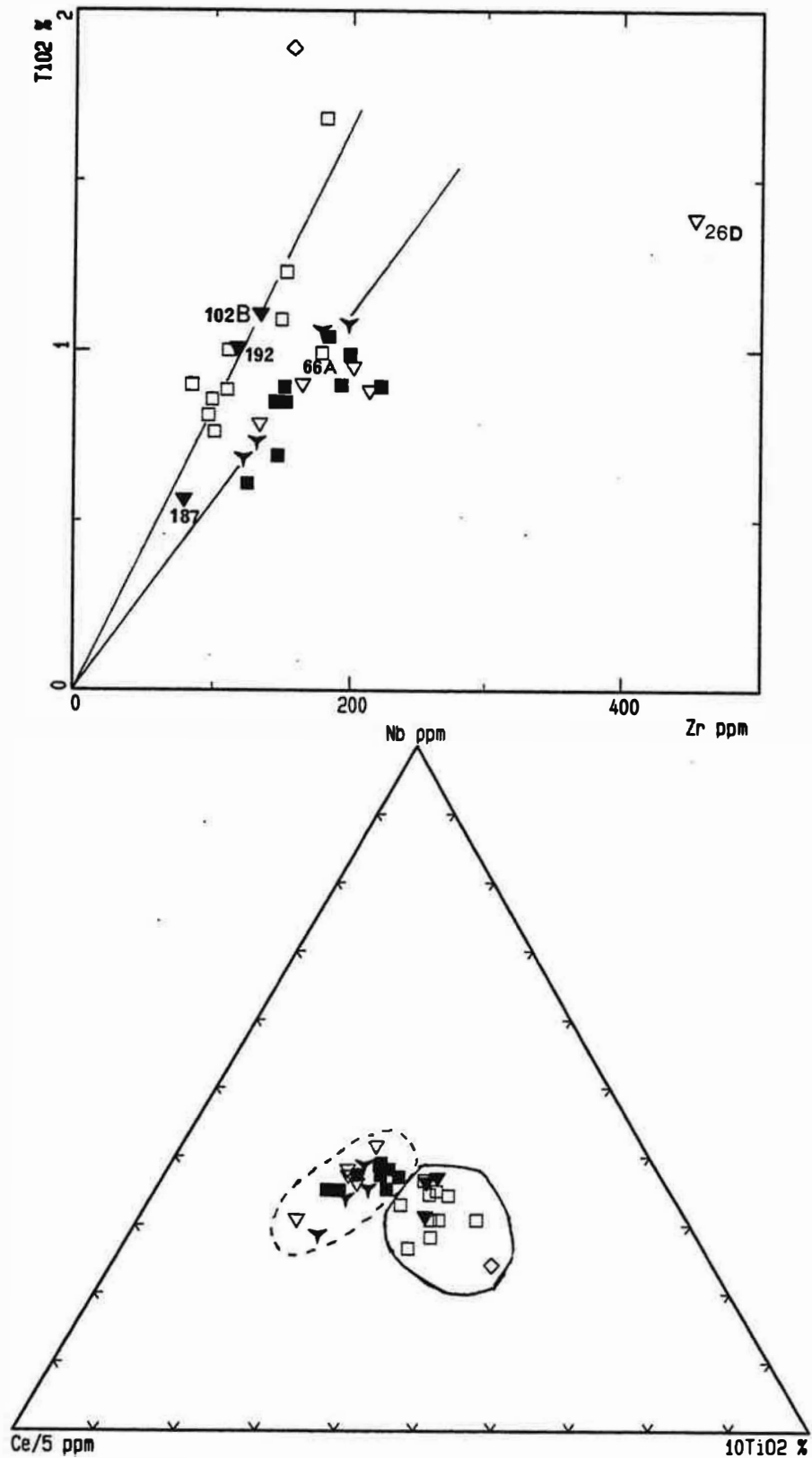


Figure II.1A : Distinction entre les roches basiques (dont MgO>4.5%) de Tournefort et de Saint-Amac dans les diagramme TiO<sub>2</sub> (%) en fonction de Zr (ppm) et Ce/5 : Nb : 10TiO<sub>2</sub>.

FACIES = ■Dio □DT ▼Dio1 ▽bioenc ▼ampenc ◇Dio.Riv



**Figure II.1B** : Distinction entre les roches basiques et intermédiaires de Tournefort et de Saint-Amac dans les diagrammes TiO<sub>2</sub> (%) en fonction de Zr (ppm) et Ce/5 : Nb : 10TiO<sub>2</sub>.

ACIES = ■ Dio □ DT ▼ DioI ▽ bioenc ▼ ampenc ◇ Dio.Riv

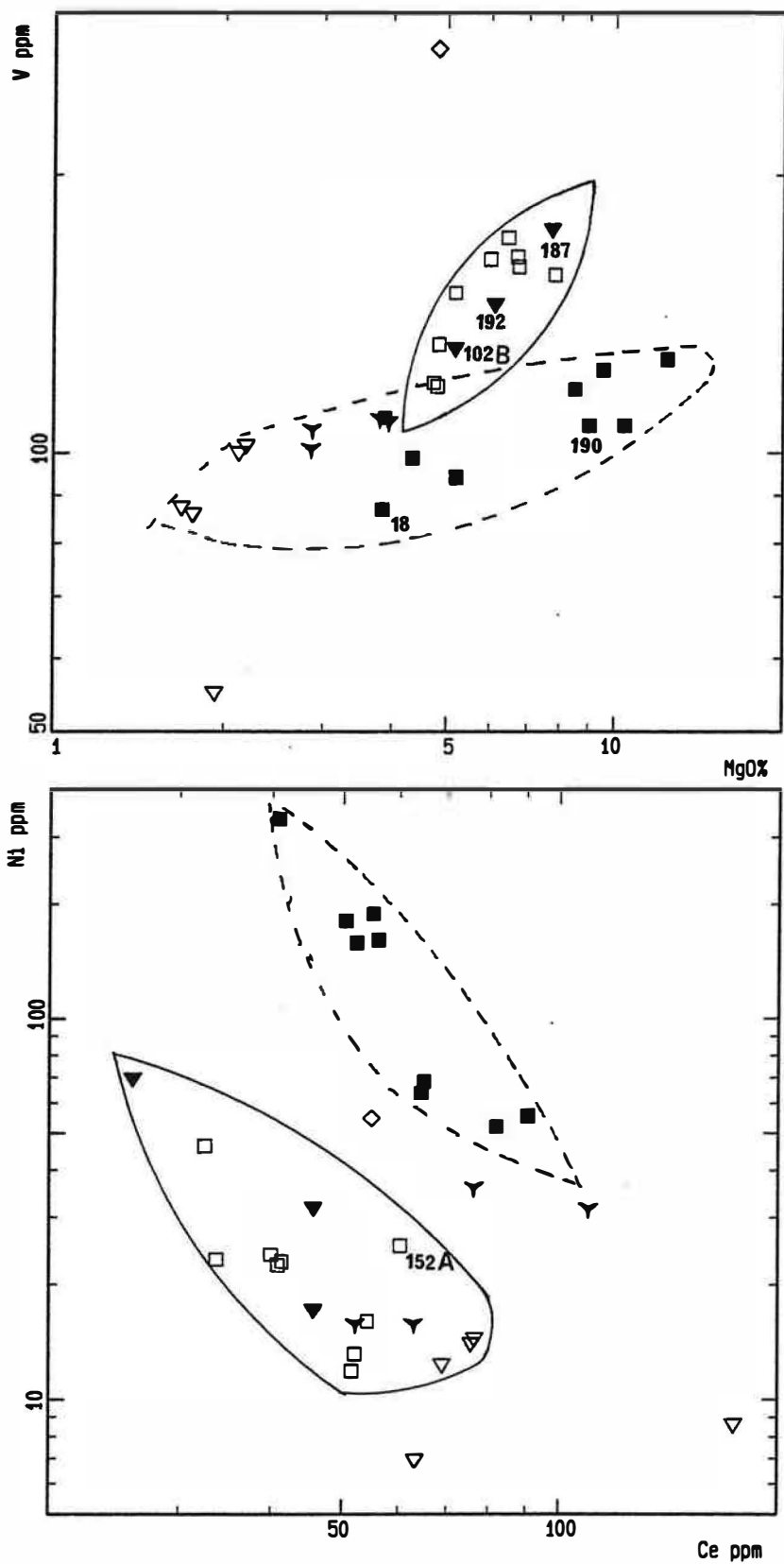


Figure II.2 : Distinction entre les roches basiques et intermédiaires de Tournefort et de Saint-Amac dans les diagrammes V (ppm) en fonction de MgO (%) et Ni (ppm) en fonction du Ce (ppm).



## 2- Discrimination chimique entre la diorite de Saint-Arnac et celle de Tournefort

Les diorites de Tournefort et de Saint-Arnac ont des teneurs en silice comprises entre 50 et 60%, elles sont donc à caractère basique et intermédiaire. Ceci justifierait l'appellation générale : roches basiques.

La distinction entre la diorite de Saint-Arnac (Dio) et celle de Tournefort (DT) est très remarquable à l'aide des rapports  $Zr/TiO_2$  mais aussi  $TiO_2/Ce$  et  $TiO_2/Nb$ . Ces rapports sont plus élevés dans (DT) que dans (Dio). Le rapport  $Ce/Nb$  ainsi que les rapports d'autres éléments traces incompatibles sont semblables (fig. II.1A).

L'échantillon 66A se caractérise par un rapport  $Zr/TiO_2$  identique à celui de la diorite de Saint-Arnac. Cependant les rapports  $Ce/Nb$  et  $Ce/TiO_2$  en sont différents. Cet échantillon provenant d'un dyke intrusif dans les micaschistes au nord de la masse principale de Tournefort, mais à l'extérieur de celle-ci ne peut être rattaché à aucun de ces ensembles. Nous préférons ne pas reporter par la suite cet échantillon sur les diagrammes.

Le petit affleurement dioritique à la base du gneiss de Riverole (Dio.Riv) ne peut être rattaché ni à DT, ni à Dio. Cet échantillon se caractérise par des teneurs élevées  $Fe_2O_3T$ ,  $TiO_2$ , V et Sc ( $Fe_2O_3T = 9.67\%$ ,  $TiO_2 = 1.89\%$  et Sc = 35 ppm) qui les rapprochent plus de (DT) que (Dio). Il semble donc que malgré sa position très proche de (DT), cette intrusion présente des caractéristiques qui lui sont propres.

En reportant sur ces diagrammes les termes moins magnésiens, nous constatons que tous ces échantillons (y compris les enclaves ampenc et bioenc) se superposent plutôt à la diorite de Saint-Arnac (fig. II.1B). La diorite de Tournefort n'est constituée ainsi que par des roches basiques à  $MgO > 4.5\%$ .

D'après cette classification nous constatons que parmi les roches basiques englobées dans le granite de Saint-Arnac, les échantillons (102B, 187 et 192) nommées (Dio1) montrent une composition semblable à celle des diorites de Tournefort. Seuls 102B et 192 montrent sur le terrain une déformation bien visible. Par ailleurs, les échantillons 190 et 18 (Dio) sont caractérisés par une déformation très marquée et pourtant ils ont une composition semblable à celle des diorites non déformées. L'échantillon 151B qui montre une composition identique à celle de (Dio), provient de la masse de Tournefort. **Il résulte de ceci qu'une classification basée sur la répartition cartographique du matériel basique ou sur les critères de déformation ne peut être valable car des échantillons montrant ou non une déformation appartiennent à une même famille géochimique.**

Ces deux grands ensembles géochimiques se distinguent aussi par les rapports d'éléments compatibles (V, Cr et Ni). Dans les diagrammes de la figure II.2, la diorite de Tournefort se distingue de celle de Saint-Arnac par un rapport  $V/MgO$  relativement élevé. Les teneurs relativement élevées en Ni de (Dio) par rapport à (DT) se

manifestent sur le diagramme Ni versus Ce par des évolutions différentes (dans Dio, Ni est compris entre 50 et 340 ppm, dans DT, Ni < 50 ppm) (fig. II.2). Dans la diorite de Saint-Arnac les teneurs en Ni diminuent rapidement par rapport à l'augmentation de Ce alors que dans DT elles décroissent un peu plus lentement.

La diorite de Tournefort montre d'autre part des teneurs en moyenne relativement élevées en Sc par rapport aux diorites de Saint-Arnac (Sc varie de 16 à 29 ppm dans (DT) contre 15.7 à 19 ppm dans (Dio)).

Dans ce qui suit lorsque nous utilisons le terme "diorite de type Tournefort", il englobe aussi bien (Dio1) que (DT) *senso stricto*.

### 3- Nature des magmas des diorites de Saint-Arnac et Tournefort

1- Dans les diagrammes Th-Hf/3-Ta et Th-Zr-Nb (fig. II.3) de Wood et al. (1979) et Wood (1980), les deux types de roches basiques (Dio et DT) se placent dans le domaine orogénique.

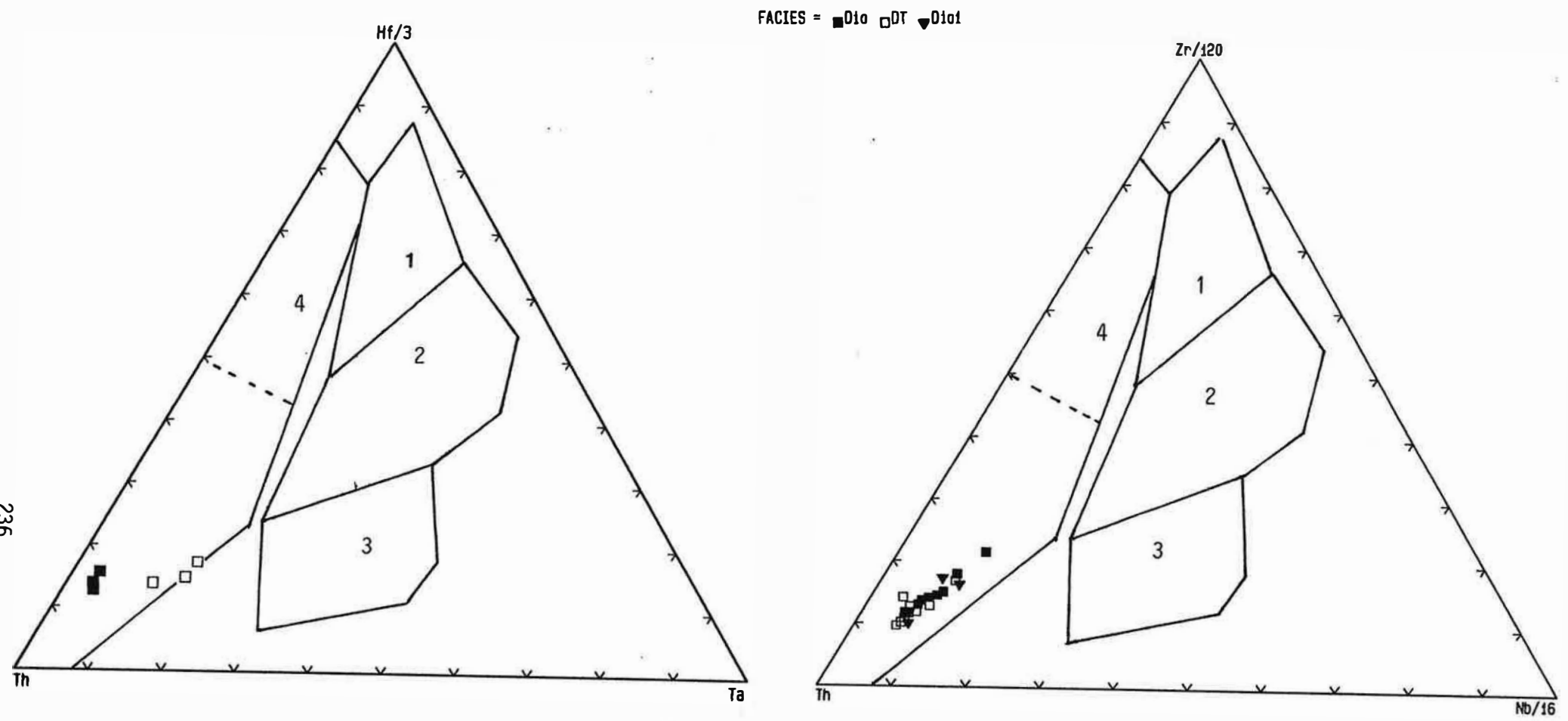
2- Dans le diagramme  $P_2O_5/TiO_2$  que nous avons utilisé pour la discrimination des séries alcaline, calco-alcaline et magnésiopotassique (fig. I.7), les DT et Dio montrent des rapports  $TiO_2/P_2O_5$  ~2.8 et ~2.6 respectivement. Ce rapport est voisin de celui des séries calco-alcalines.

3- Les DT et Dio qui se caractérisent par leur pauvreté relative en titane et une richesse en zirconium s'inscrivent dans le domaine des basaltes calco-alcalins défini par Pearce et Cann (1973) fig. II.4).

4- Les DT et Dio montrent sur les diagrammes AIFM et AlTiMg (fig. II.5) une variation typique des séries calco-alcalines c'est-à-dire l'absence de courbure accentuée caractéristique des séries tholéïtiques. Cette évolution peut être comparée à celles des séries calco-alcalines de Millas (Messaoudi, 1990) (courbe CA) (nous avons choisi, pour comparaison, les mêmes séries de références que pour le massif précédent).

5- Les spectres de terres rares : la distribution des lanthanides dans les roches basiques du massif de St-Arnac se caractérise par un enrichissement plus important des terres rares cériques par rapport aux terres rares yttriques (fig. II.6). Les roches de type (Dio) (échantillons 19C, 22D et 151B) montrent un enrichissement plus important en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes : le rapport  $(La/Yb)_N$  ~ 17 alors que dans (DT) (échantillons 42A, 44A et 105) il est de ~ 5. Les (Dio) montrent d'autre part une anomalie négative en Eu peu prononcée suggérant un caractère légèrement différencié (fractionnement du plagioclase).

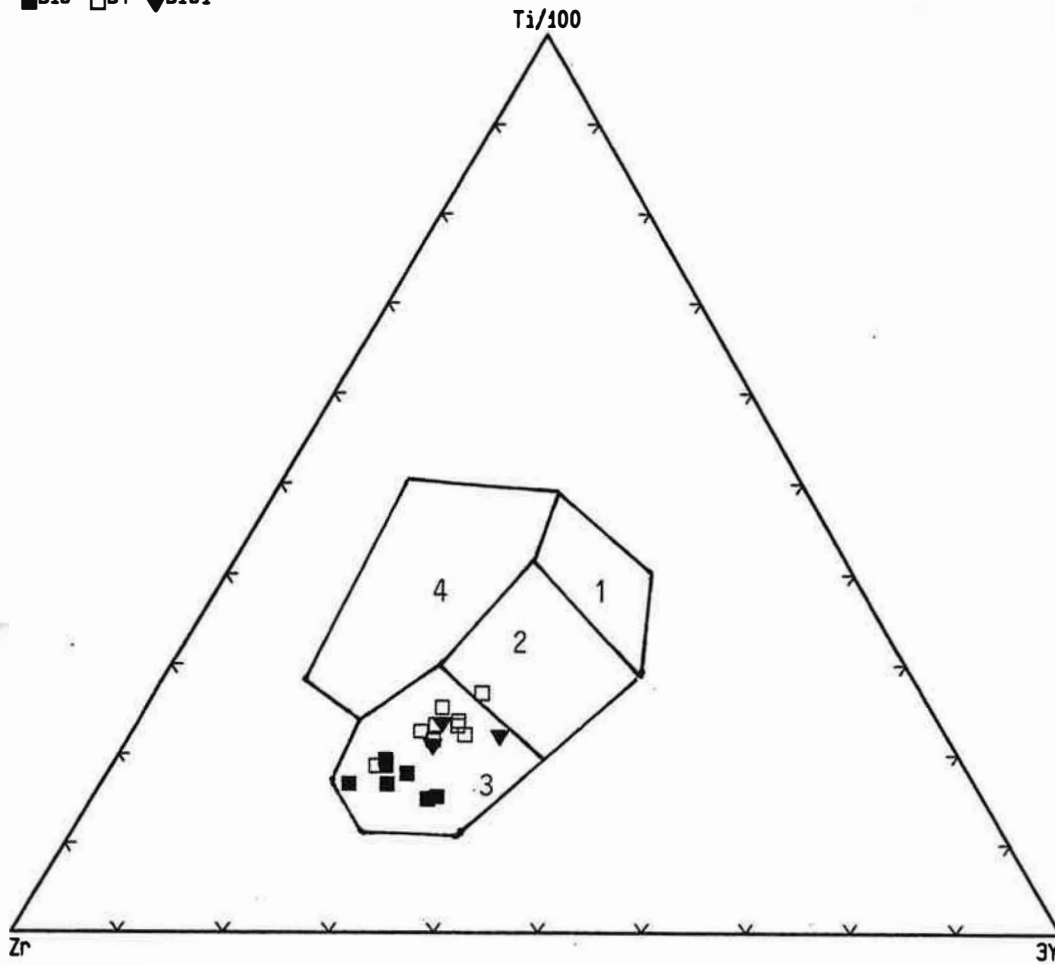
L'augmentation simultanée des teneurs en Eu avec celles de Sr indique que l'évolution de  $Eu^{2+}$  est similaire de celle de Sr.



**Figure II.3 : Position des roches basiques de Tournefort et de Saint Arnac dans les diagrammes Th : Hf/3 : Ta et Th : Zr/120 : Nb/17 de Wood et al. (1979).**

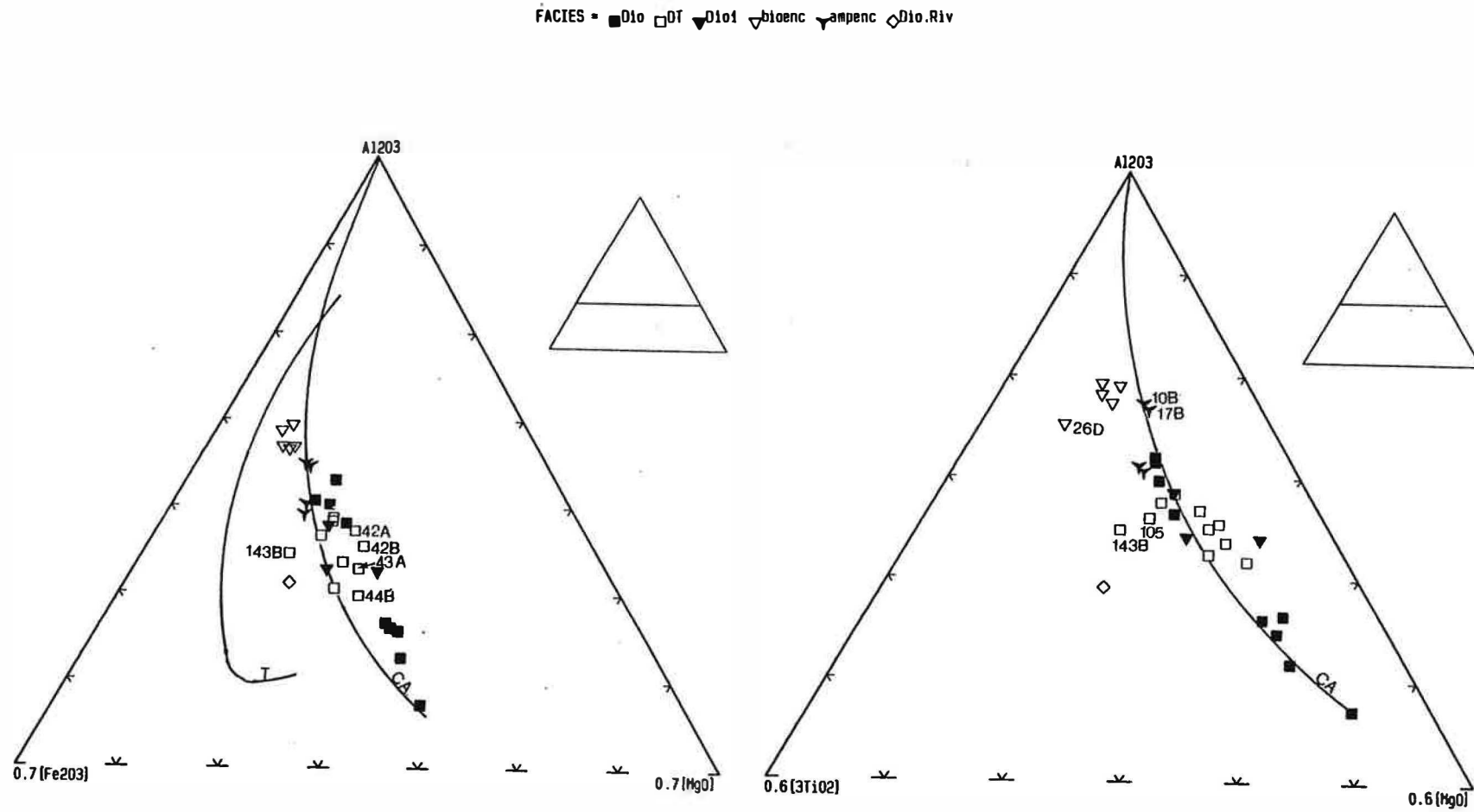
- 1 : Morb "appauvri" ou de type "N"
- 2 : Morb "enrichi" ou de type "E" et basaltes transitionnels
- 3 : Volcanisme alcalin
- 4 : Volcanisme orogénique

FACIES = ■Dio □DT ▼Dio1



**Figure II.4 :** Position des roches basiques de Tournefort et de Saint-Amac dans le diagramme Zr : Ti/100 : 3Y de Pearce et Cann (1973).

- 1 : Low K-tholéiites (L-KT)
- 2 : Ocean floor basalts (OFB)
- 3 : Calc-alkaline basalts (CAB)
- 4 : Within plate basalts (WPB)

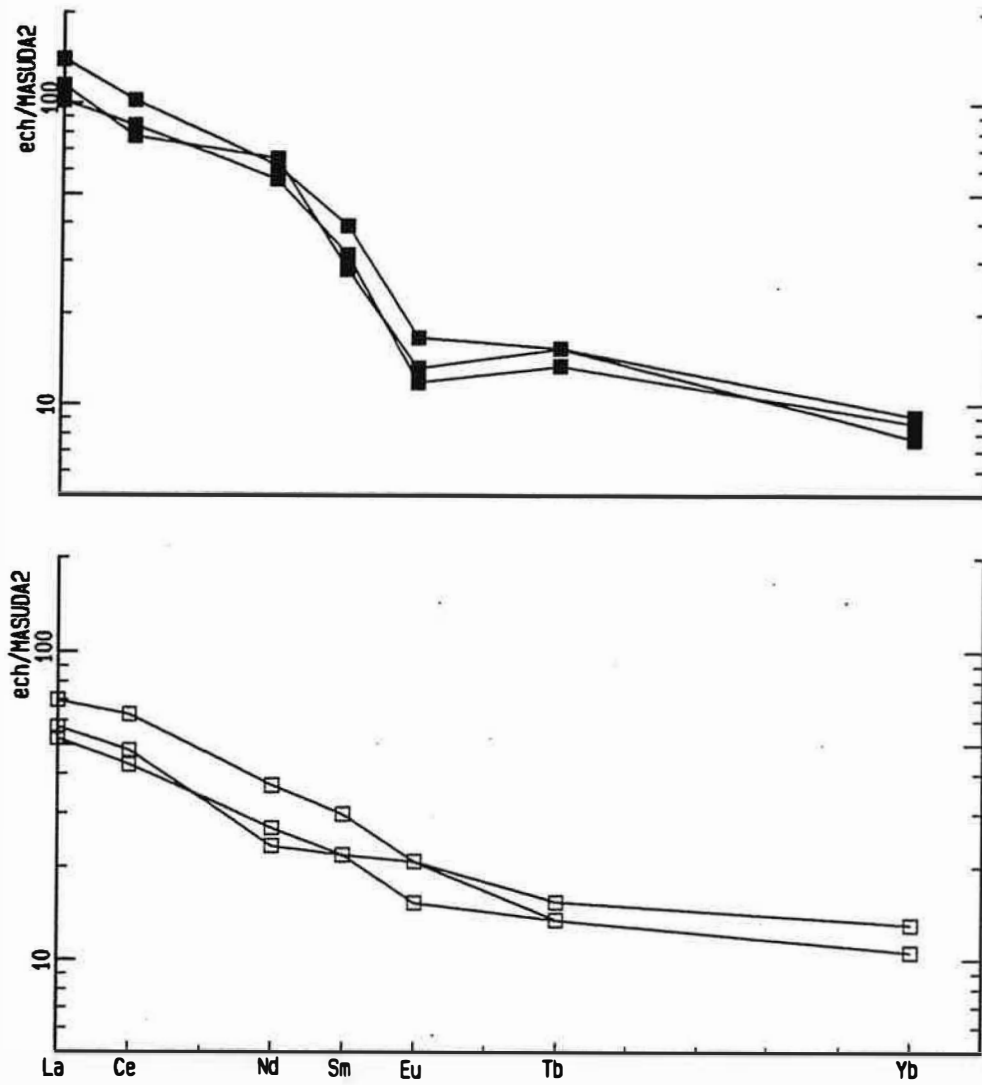


**Figure II.5 :** Position des diorites de Saint Amac et de Toumefort dans les diagrammes AIFM de Besson and Fonteilles (1974) et dans le diagramme AITiMg.

T : lignée tholéïtique du Japon (Aramaki, 1963).

CA : association calco-alcaline de Millas (Clavières, 1990)

FACIES = ■Dio □DT



**Figure II.6 :** Spectres de terres rares des diorites de Saint-Arnac et de Tournefort (mêmes valeurs de normalisation que pour le massif précédent ; fig. I.8B) (analyses par activation neutronique).

#### 4- Variations chimiques à l'intérieur des divers faciès basiques et intermédiaires

##### 4-1 Nature des phases accumulées dans les diorites de Saint-Arnac et de Tournefort

Les diorites de Tournefort et de Saint-Arnac se caractérisent par des teneurs en alumine globalement inférieures à 17%. Il semblerait donc que, contrairement aux roches basiques dans le socle, la composition globale de ces roches ne soit pas trop perturbée par l'accumulation plagioclasique. Toutefois, l'étude pétrographique montre que les hornblendites (19B, 22A, B et C et 190) englobées dans le granite de Saint-Arnac ont des textures de cumulats : agrégats plus ou moins jointifs de biotites et/ou d'actinolites dépourvues d'inclusions. Ces échantillons (19B notamment) sont caractérisés d'autre part par des teneurs élevées en MgO, Ni, Cr et basses en  $Al_2O_3$  (fig. II.2, 8 et 12) compatibles avec leur interprétation comme des cumulats à pyroxènes et olivine.

Dans DT, l'échantillon 143B est caractérisé par des teneurs élevées en chaux, en Sr et en alumine ( $CaO = 8.07$  et  $7.9\%$  ;  $Al_2O_3 = 18.2\%$ ) qui suggèrent une certaine accumulation plagioclasique. L'échantillon 102B montre des teneurs élevées en alumine ( $Al_2O_3 = 17.9\%$ ) alors que les teneurs chaux et en Sr paraissent normales ( $CaO = 6.24\%$  et  $Sr = 292$  ppm). L'examen microscopique de cet échantillon montre une séricitisation des plagioclases et une chloritisation très intense des biotites et des amphiboles. Si l'on considère que les teneurs primaires en chaux et en Sr sont modifiées par séricitisation, une accumulation plagioclasique dans cet échantillon est donc probable.

Les échantillons 42B et 187 de DT montrent des teneurs relativement élevées en chaux alors que leurs teneurs en alumine et en Sr sont presque normales ( $CaO = 8.07$ ,  $8.87$  et  $9.9\%$  ;  $Al_2O_3 = 17.7$ ,  $17.4$  et  $16.73\%$  dans les échantillons 42B et 187 respectivement) (fig. II.8). Il ne peut donc s'agir de cumulats plagioclasiques typiques. Au microscope ces deux échantillons montrent une proportion importante d'amphibole en lattes plus ou moins jointives mais ne formant pas d'amas enchevêtrés.

Dans ce qui suit, nous allons dans une première étape tester ces hypothèses d'accumulation de ferromagnésiens ou de feldspaths. Dans une seconde étape nous allons examiner la nature des phases ferromagnésiennes effectivement accumulées et les conséquences géochimiques de cette accumulation notamment en ce qui concerne certains éléments tels que  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  et  $K_2O$ . Pour ceci nous avons construit un certain nombre de diagrammes où nous avons porté les pôles principaux des différentes phases minérales susceptibles d'être accumulées.

### Cas de la diorite de St-Arnac

Dans le diagramme (Fe+Mn+Mg : 2Ca-5P/3 : Al) (fig. II.7), nous remarquons que les masses dioritiques (19B, 22A, B et C et 190) (Dio.CF) sont décalées vers le pôle à olivine + orthopyroxène. Si nous considérons que le liquide intercumulus des Dio.CF est représenté par la composition moyenne des autres roches appartenant à la même famille comme le laisse penser le diagramme (Fe+Mn+Mg : Si : Al) (fig. II.7), nous constatons que ces roches ne sont pas alignées le long du joint représenté par ce liquide intercumulus et le pôle à olivine et/ou orthopyroxène (trend 1). Elles sont décalées vers le pôle calcique suggérant une addition de CaO. Cette hypothèse nous paraît très invraisemblable ; nous considérons ainsi que le liquide intercumulus de ces roches à une composition plutôt voisine de celle du point D (la position de ce point est déterminée en considérant l'évolution dans ce diagramme d'une série volcanique calco-alcaline). En tenant compte de ces considérations, nous constatons que les compositions de ces échantillons sont globalement alignées le long du joint olivine et/ou orthopyroxène - point D.

Dans le diagramme (Fe+Mn+Mg : Si : Al) (fig. II.7) où nous avons séparé l'orthopyroxène de l'olivine, les Dio.CF sont anormalement riches en silice. Ils ne sont pas alignés le long du joint D-olivine. Ce diagramme montre que l'orthopyroxène ne peut représenter une phase cumulus importante car ceci nécessite un lessivage de la silice dans ces échantillons.

### Cas de la diorite de Tournefort

Les échantillons 44B, 44A, 43A et 44C1 (groupe DT1) sont décalés sur le diagramme (Fe+Mn+Mg : 2Ca-5P/3 : Al) (fig. II.7) vers le pôle olivine et orthopyroxène; 187 et 42B sont décalés vers le pôle à clinopyroxène par rapport au trend d'évolution principal. Dans le diagramme (Fe+Mn+Mg : Si : Al) (fig. II.7), seuls les échantillons 44A et B sont décalés vers le pôle à clinopyroxène ; les échantillons 187 et 42B montrent des variations qui ne s'accordent pas avec leur interprétation comme des cumulats à clinopyroxène comme le suggérait le diagramme précédent.

Dans ce diagramme, les cumulats plagioclasiques 143B et 102B sont décalés vers le pôle alumineux.

En conclusion, il résulte de cette étude que les échantillons 19B, 22A, B et C et 190 de Dio sont des cumulats à olivine. Les échantillons 44A, B de DT dont la texture ne correspond pas à des cumulats typiques (quelques agrégats à amphiboles) pouvaient représenter une légère accumulation de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Les échantillons 102B de Dio1 et 143B de DT présentent une légère accumulation plagioclasique. Nous essayerons dans ce qui suit de vérifier ces différentes hypothèses d'accumulation.



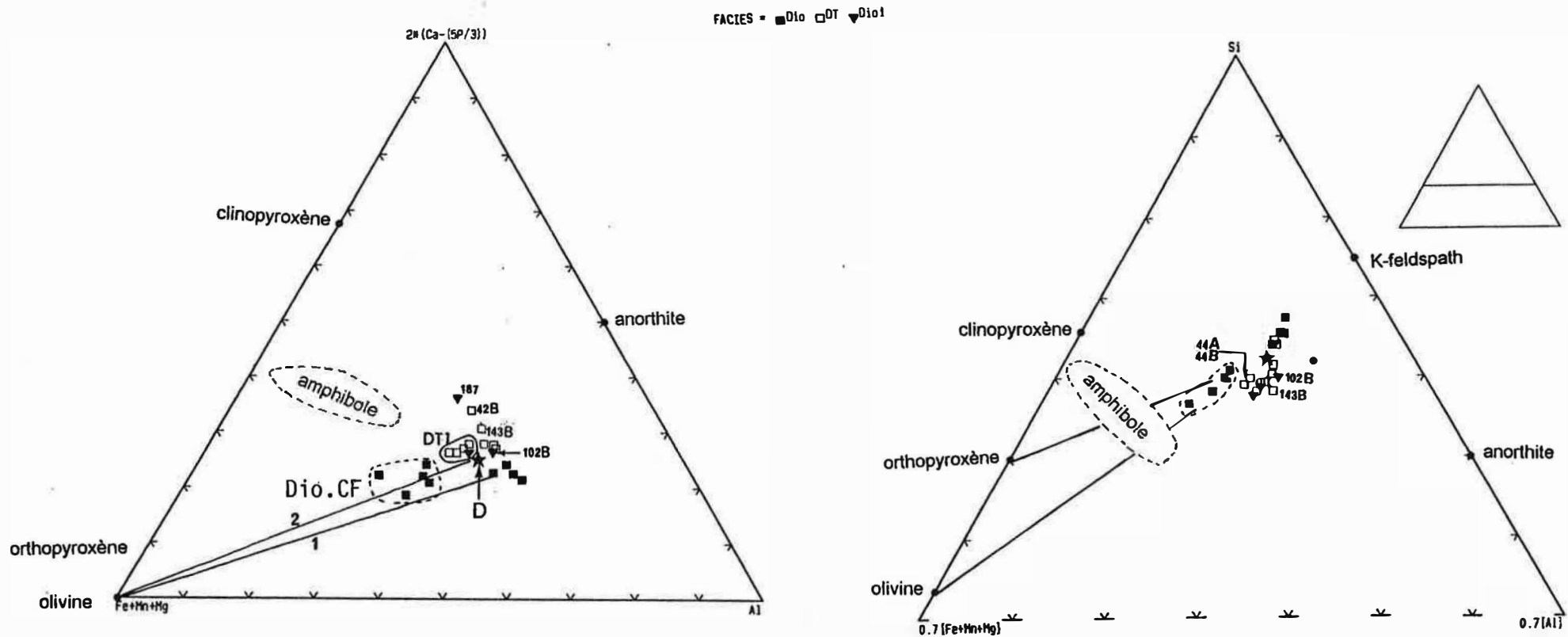


Figure II.7 : Distinction des cumulats dans les diagrammes  $2Ca-5P/3$  : Fe+Mn+Mg : Al et Si : Fe+Mn+Mg : Al.

#### 4-1-1 cas de l'échantillon 143B

L'échantillon 143B provenant de la masse de Tournefort est caractérisé par des teneurs élevées en fer et en titane et basses en silice qui font que dans le diagramme AIFM (fig. II.5), cet échantillon se trouve décalé vers le pôle ferrifère par rapport au trend principal de DT. Ceci suggère que cet échantillon appartiendrait à une famille différente de celle de la diorite de Tournefort. Cette hypothèse paraît invraisemblable car cet échantillon montre des rapports  $TiO_2/Zr$ ,  $Nb/Ce$  et  $Nb/TiO_2$  et  $La/Yb$  identiques à ceux de DT ; d'autre part  $P_2O_5$  n'est pas particulièrement élevé et les variations d'autres éléments majeurs et traces sont identiques à ceux de DT. Il est probable que ses teneurs relativement élevées en  $TiO_2$  et  $Fe_2O_3$  soient liées à une proportion relativement importante d'ilménite. Cet échantillon représenterait donc un cumulat total à ilménite et plagioclase.

#### 4-1-2 Cas des cumulats ferromagnésiens

Nous avons suggéré plus haut une accumulation d'olivine dans les échantillons 19B, 22A, B et C et 190 de Dio (Dio.CF) et une accumulation, plus modeste, à clinopyroxène et orthopyroxène dans 44A et B de (DT). Dans ce paragraphe nous allons voir si une accumulation d'olivine permet effectivement d'expliquer la composition chimique des hornblendites. Nous examinerons par la suite les modifications chimiques qui accompagnent les transformations minéralogiques suggérées par les observations pétrographiques, à savoir la transformation de l'olivine en biotite et de la biotite en amphibole. Dans cette hypothèse, si l'on ne considère que les éléments réputés inertes au cours des transformations métasomatiques, par exemple  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Zr, Ce, Th et Nb et qui présentent la particularité de se concentrer dans le liquide résiduel, la composition de ces cumulats doit pouvoir s'interpréter comme un mélange entre une phase solide à olivine et le liquide résiduel interstitiel. En effet, en prenant comme pôle solide une olivine (Fo 63) et comme liquide la composition moyenne des roches évoluées de Dio, nous constatons (fig. II.9, 12 et 13) que les compositions de ces cumulats s'alignent parfaitement le long du joint formé par ces deux pôles. Ce résultat ne change guère si on choisit comme pôle liquide le point D dont la position serait très aléatoire sur ces diagrammes.

Cette interprétation nous permet de rendre compte d'un certain nombre de caractéristiques chimiques de ces échantillons et notamment leurs variations linéaires pour un certain nombre d'éléments et de l'augmentation très faibles des concentrations en incompatibles par rapport à celles des compatibles (MgO, Cr et Ni). Les variations de Ni et Cr par rapport à MgO (fig. II.12) indiquent que ces échantillons ne peuvent être cumulatifs uniquement en olivine ; leur richesse en Cr suppose l'existence d'une certaine quantité de pyroxène ou de spinelle. Ces

diagrammes montrent que nous pouvons distinguer dans Dio, conformément aux observations pétrographiques, trois groupes d'échantillons :

- le premier est situé à  $MgO \sim 12.5\%$  et contient l'échantillon 19B qui est un cumulat typique à olivine et contenant une certaine quantité de pyroxènes (et de spinelle) ;

- le second est situé à  $MgO \sim 9\%$  et correspond aux échantillons 22A, 22B, 22C et 190 qui sont moins cumulatifs que l'échantillon précédent ;

- le troisième groupe est situé à  $MgO \sim 4.5\%$  et représenté par les échantillons 18, 19C, 22D et 190 dont la composition est censée être des liquides.

Nous avons suggéré précédemment un enrichissement en silice des cumulats ferromagnésiens de Dio (fig. II.7). Ces roches sont caractérisées par des teneurs en silice à peu près constantes et voisines de 55% (fig. II.8). La silice est liée à MgO par une loi linéaire (excepté 22C dont  $SiO_2$  est relativement élevée). En revanche l'étude pétrographique montre que ces roches sont des hornblendites à plagioclase et biotite ne contenant pas de quartz primaire. Ceci suggère une addition de silice en quantité au moins suffisante pour transformer la paragenèse primaire à olivine en orthopyroxène. La transformation de l'orthopyroxène en amphibole est plus tardive (stade tardi-magmatique?). Il est possible que l'olivine soit aussi directement transformée en amphibole.

## **4-2 Variations chimiques au sein des enclaves basiques associées à la granodiorite de Saint-Arnac**

### **4-2-1 Introduction**

L'association acide-basique dans le complexe de Saint-Arnac est caractérisée, comme pour de nombreux massifs orogéniques pyrénéens (massif de Quérigut (Fourcade et Allègre, 1981), massif de Millas (Messaoudi, 1990)), par la présence d'essaims d'enclaves allongées. Ces enclaves, bien que l'on puisse les rencontrer un peu partout dans les différents faciès granitiques, sont surtout abondantes dans la formation granodioritique. L'origine magmatique de ces enclaves dont atteste l'ensemble des caractéristiques pétrographiques et texturales ne fait aucun doute.

La caractérisation chimique des enclaves basiques est généralement assez délicate car leur minéralogie primaire est souvent modifiée par interaction avec l'encaissant granitique (Eberz et Nicholls, 1990 ; Poli et Tommasini, 1990 ; Cocirta et al, 1991 ; Holden et al, 1992 ; Blundy et Sparks, 1992). Cette interaction se manifeste par une transformation des paragenèses primaires de l'enclave et notamment par biotitisation. La diffusion entre une phase fluide (ou un liquide résiduel) a été souvent

invoquée pour expliquer ces rééquilibrages. Elle sera d'autant plus efficace que la phase fluide en contact avec le solide est mobile (percolation).

L'examen microscopique des enclaves de Saint-Arnac montre qu'elles peuvent être classées en deux groupes : celles à biotite comme seule phase ferromagnésienne (bioenc) et celles à biotite + amphibole (ampenc). Dans les enclaves 10B et 17B (ampenc), la présence d'amphibole est réduite à des petits cristaux automorphes blindés dans le plagioclase et le quartz. Il est donc clair que la minéralogie primaire de ces enclaves est modifiée par biotitisation au moins de l'amphibole. Les autres transformations tardives par rapport à la biotitisation qui affectent ces enclaves sont de type chloritisation, séricitisation et développement de calcite hydrothermale. On peut donc s'attendre à ce que leur composition chimique soit modifiée, notamment en ce qui concerne les éléments les plus mobiles à savoir les alcalins et la chaux.

Dans ce qui suit, nous prêtons une attention particulière aux modifications chimiques qui accompagnent ces transformations en essayant de quantifier les échanges chimiques entre enclaves et encaissant granitique et surtout d'identifier, lorsque c'est possible, les éléments ayant été échangés.

#### **4-2-2 Modifications chimiques accompagnant la transformation de la minéralogie primaire des enclaves**

Pour étudier les transformations qui ont affectés les enclaves, nous considérons que celles-ci appartiennent à l'une ou l'autre des deux familles basiques associées (DT et Dio). Ainsi pour évaluer les modifications chimiques qu'elles ont subies, nous procédons à une comparaison de leur composition chimique avec les roches basiques associées dont la composition est censée être primaire. Il faut toutefois être prudent dans l'application de cette méthode car les concentrations anormales en certains éléments peuvent être le résultat d'une variation dans les proportions modales des phases ferromagnésiennes ou feldspathiques constitutives. Dans notre cas, les enclaves ne montrent pas de texture typiquement cumulatique. Seuls les échantillons 189B et C (ampenc) montrent localement des amas polycristalins d'amphiboles. La présence d'autre part dans les enclaves porphyriques de phénocristaux plagioclasiques dont la taille est 3 à 4 fois supérieure à celle des plagioclases de la trame peut produire des anomalies dans les variations des teneurs en alumine de ces roches. L'examen des compositions chimiques de ces enclaves montre que leurs teneurs en alumine sont pratiquement identiques :  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est de l'ordre de 16.8%, excepté dans 26D où elle est de l'ordre de 17.8% mais cette variation d'alumine liée à l'accumulation plagioclasique est trop faible pour produire d'énormes écarts dans les variations d'autres éléments.

### **a- éléments inertes au cours des rééquilibrages granite - enclave**

Les enclaves des granites de Saint-Amac sont caractérisées par des rapports Co/MgO, Nb/TiO<sub>2</sub> et TiO<sub>2</sub>/Zr constants et identiques à ceux des roches basiques de type Dio (fig. II.1B et 11).

Dans le diagramme de la figure II.8, nous constatons que dans chaque type d'enclave (ampenc et bioenc), le rapport Fe/Mg est constant. Les (bioenc) sont caractérisées par un rapport Fe/Mg globalement identique à celui du granite encaissant, alors que dans (ampenc), ce rapport est plus faible (ex. cas de 10A et 10B, 13A et 13B, 26A, B et 26C, D). En fait, au sein des enclaves à biotite seule, nous pouvons distinguer deux sous ensembles : d'une part les échantillons 9B et 93 (groupe b) qui montrent un rapport Fe/Mg exactement identique à celui du granite encaissant et d'autre part les échantillons 26C, D et 13B (groupe a) où ce rapport est légèrement plus élevé que celui des granodiorites associées 26A, B et 13A (GDio)).

#### **Cas de ampenc et du groupe b de bioenc**

Sachant que ces enclaves sont en moyenne plus magnésiennes que les granites adjacents, si nous considérons dans un premier temps que MgO à un comportement inerte, l'identité du rapport Fe/Mg dans le système (enclave + granite) suggère un apport du fer du granite vers l'enclave. Sachant que les coefficients de diffusion des deux éléments (Fe, Mg) ne sont pas très différents, le transport du fer s'effectue probablement par le biais d'une phase fluide (liquide interstitiel). Il est donc probable que la biotitisation des enclaves soient effectuée à un stade magmatique où la quantité de fluide interstitiel permettant les échanges enclave-granite hôte est encore assez importante. Cet échange chimique accompagne la néoformation d'une biotite (transformation de l'amphibole en biotite) dont le rapport Fe/Mg est imposé par le granite hôte. Dans ces conditions, le rééquilibrage est d'autant plus parfait que la mobilité du fer est plus grande et que la transformation de l'enclave est complète. En fait, l'étude des compositions des biotites de ces enclaves montre que les biotites du groupe b sont effectivement caractérisées par un rapport XFe identique à celui du granite adjacent alors que dans ampenc, il est inférieur à celui du granite encaissant (ex. XFe biotite = 0.57 et 0.53 dans 10B et 17B (ampenc) respectivement contre 0.6 et 0.58 dans les granites correspondants 10A et 17A). Nous considérons ainsi que dans les enclaves 9B et 93 (groupe b de bioenc), l'identité du rapport Fe/Mg de la biotite et de la roche totale avec ceux des granites encaissants indique que le rééquilibrage était total. Dans le cas de ampenc, la persistance de l'amphibole ainsi que la variation de la composition des biotites entre l'enclave et le granite encaissant indique que leur rééquilibrage n'était pas complet. Ce rééquilibrage est plus important dans le cas des enclaves 10B et 17B que dans 189B et C car la présence

d'amphibole est réduite dans les premières enclaves à des cristaux blindés dans le quartz et le plagioclase.

#### Cas du groupe a de bioenc

Le rapport XFe de ces enclaves ainsi que le rapport XFe de leur biotites est supérieur à celui du granite encaissant (ex. dans l'enclave 26C, XFe des biotites est égal à 0.62 alors que dans le granite en contact 26B, XFe des biotites est de l'ordre de 0.59). Dans ces enclaves la composition de la biotite reflète plutôt le rapport Fe/Mg de l'enclave elle-même et non celui du granite encaissant. Le caractère relativement ferrifère de ces enclaves est certainement primaire. Nous considérons donc que ces enclaves ne sont que très peu ou pas rééquilibrées avec leur environnement granitique. En fait en examinant les variations des compositions des plagioclases dans ces enclaves, nous remarquons que ceux du groupe (a) sont relativement calciques (An65 à 35). En revanche ceux de ampenc et du groupe b sont plus acides (An48 à 35) (fig. II.38 où sont reportés les plagioclases de 13B (groupe a) et de 10B (ampenc)). Ceci conforte l'idée que les enclaves 10B et 17B (ampenc) et celles du groupe b (9B et 93 de bioenc) sont rééquilibrées avec l'encaissant granitique alors que ceux du groupe a ne le sont pas. Il résulte de ceci que le fer à un comportement différent selon les cas et que sa mobilité se fait uniquement dans le sens d'un apport du granite vers l'enclave ou autrement le rééquilibrage entre l'enclave et le granite encaissant n'est possible que lorsque le rapport Fe/Mg de l'enclave est plus faible que celui du granite.

L'examen des variations du titane montrent que le rapport  $TiO_2/MgO$  est relativement élevé dans le groupe (a) de (bioenc) et est identique à celui du granite hôte dans le groupe (b). Dans (ampenc), ce rapport est relativement bas (fig. II.9). Sachant que les enclaves du groupe (a) ne sont pratiquement pas rééquilibrées, les teneurs en titane, comme celles du fer, sont primaires.

#### **b- éléments mobiles**

Nous avons vu ci dessus que l'intensité du rééquilibrage et donc la proportion de biotites néoformées et/ou rééquilibrées est variable d'un groupe d'enclave à l'autre et au sein même d'un groupe d'enclaves de même famille (ampenc et bioenc). Ainsi si notre interprétation est correcte les concentrations d'éléments ayant une grande affinité pour la biotite doivent être d'autant plus importantes que ce rééquilibrage est plus intense. En effet, les teneurs en Rb, (Zn) (fig. II.9 et 10) et en Sc qui sont concentrés essentiellement dans la biotite sont plus importantes dans les enclaves 9B et 93 (groupe b de bioenc) et dans 10B et 17B (ampenc) dont le rééquilibrage était relativement intense.

FACIES = ■Dio □DT ▼Dio1 ▽bloenc ▼ampenc ▲GO1o ●GPorph ○GLansac +GT

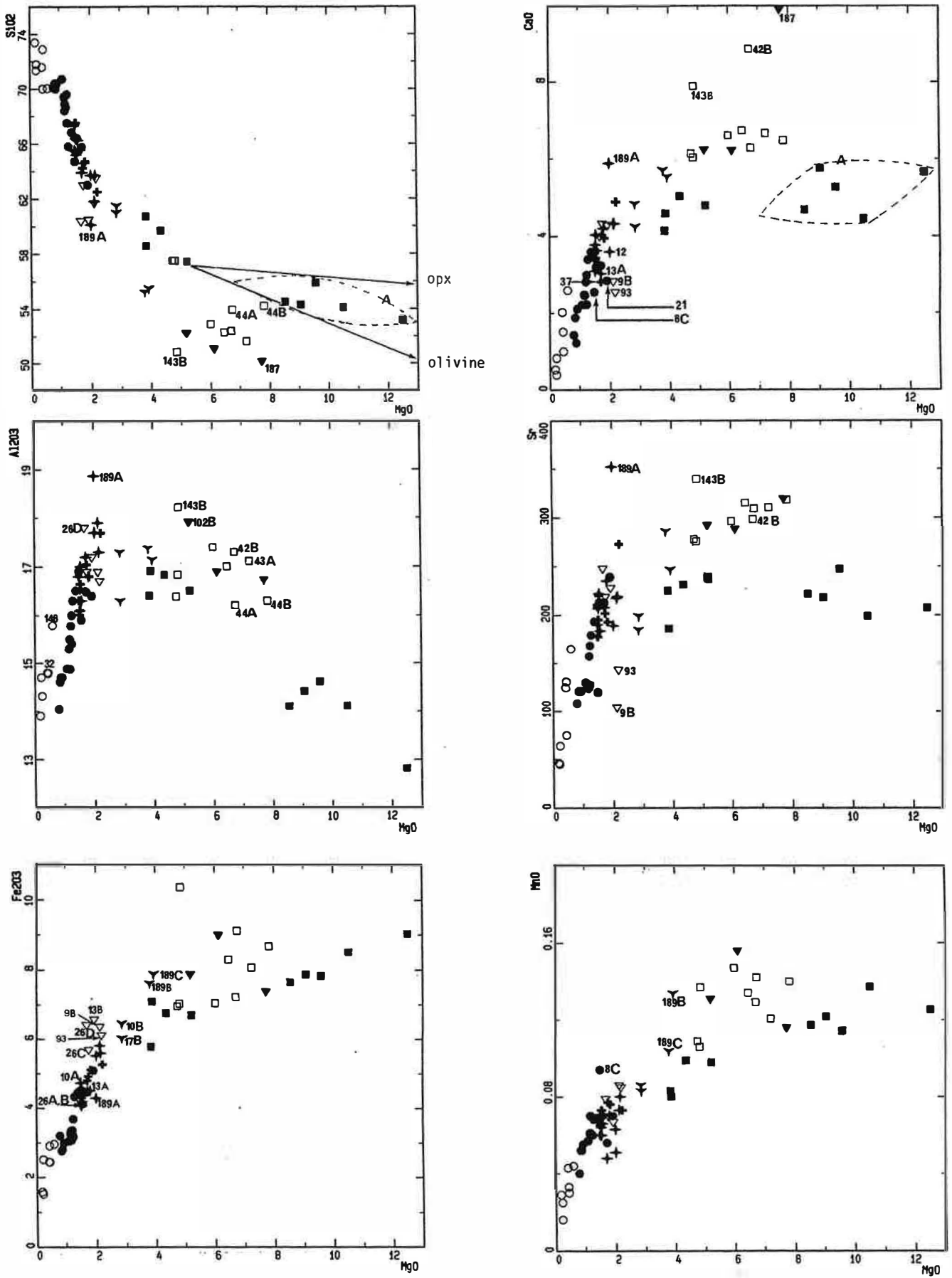


Figure II.8 : Augmentation de SiO<sub>2</sub> dans les cumulats ferromagnésiens (groupe A) des diorites de Saint-Arnac. Lessivage de la chaux dans les roches basiques du massif de Saint-Arnac : existence de 2 groupes dans la diorite de Tournefort (DT) à l'aide des variations de CaO alors que Sr montre des variations uniforme.

FACIES = ■ Dio □ DT ▼ Diol ▽ bioenc ▼ ampenc + GOio ● 6Porph ○ 6Lansac + 6T

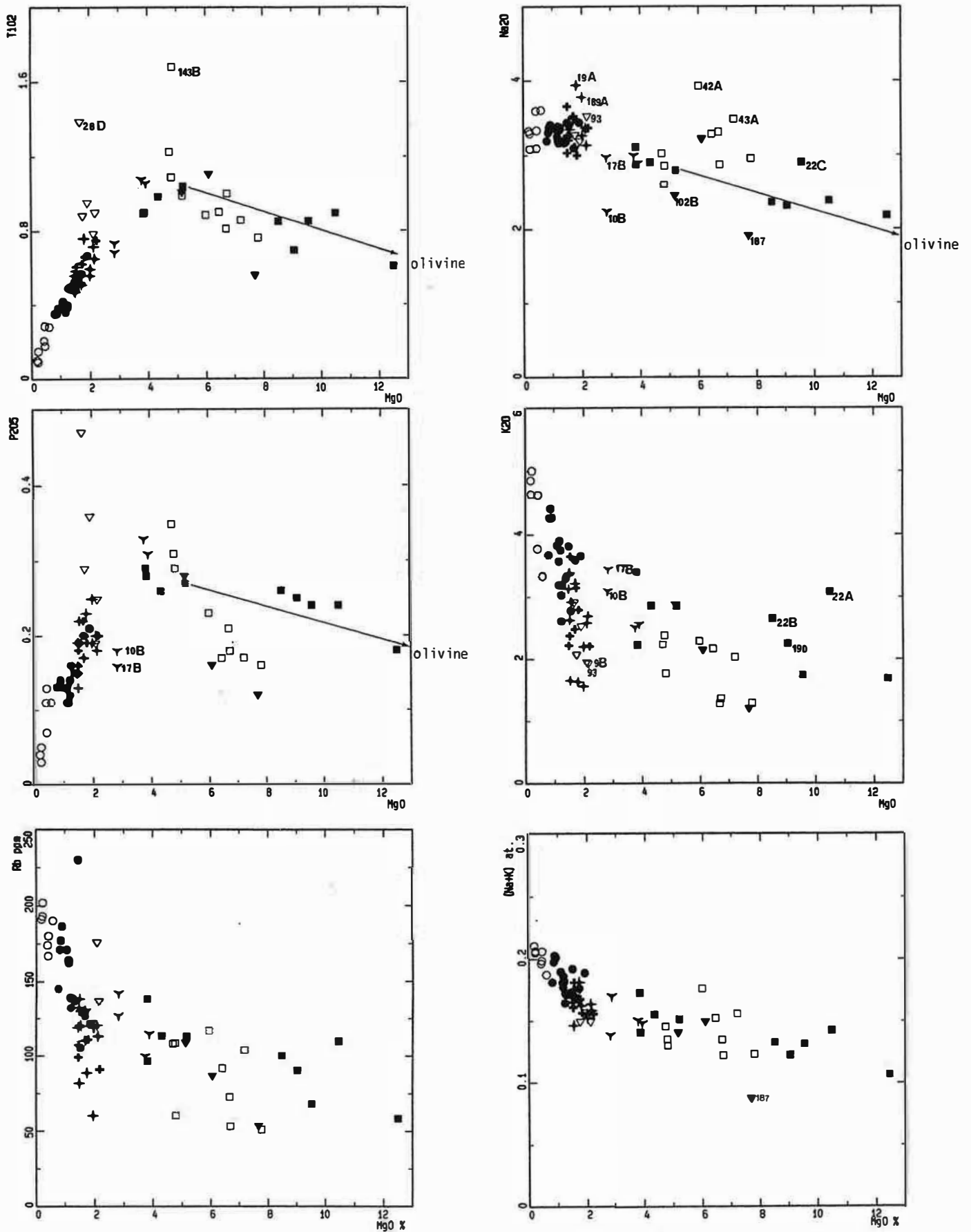


Figure II.9 : Les variation linéaires de la composition de la diorite de saint-Arnac (Dio) sont liées à l'accumulation de l'olivine.



FACIES = ■Dio □DT ▼Dio1 ▽bioenc ▼ampenc +GDio ●GPorph ○GLansac +GT

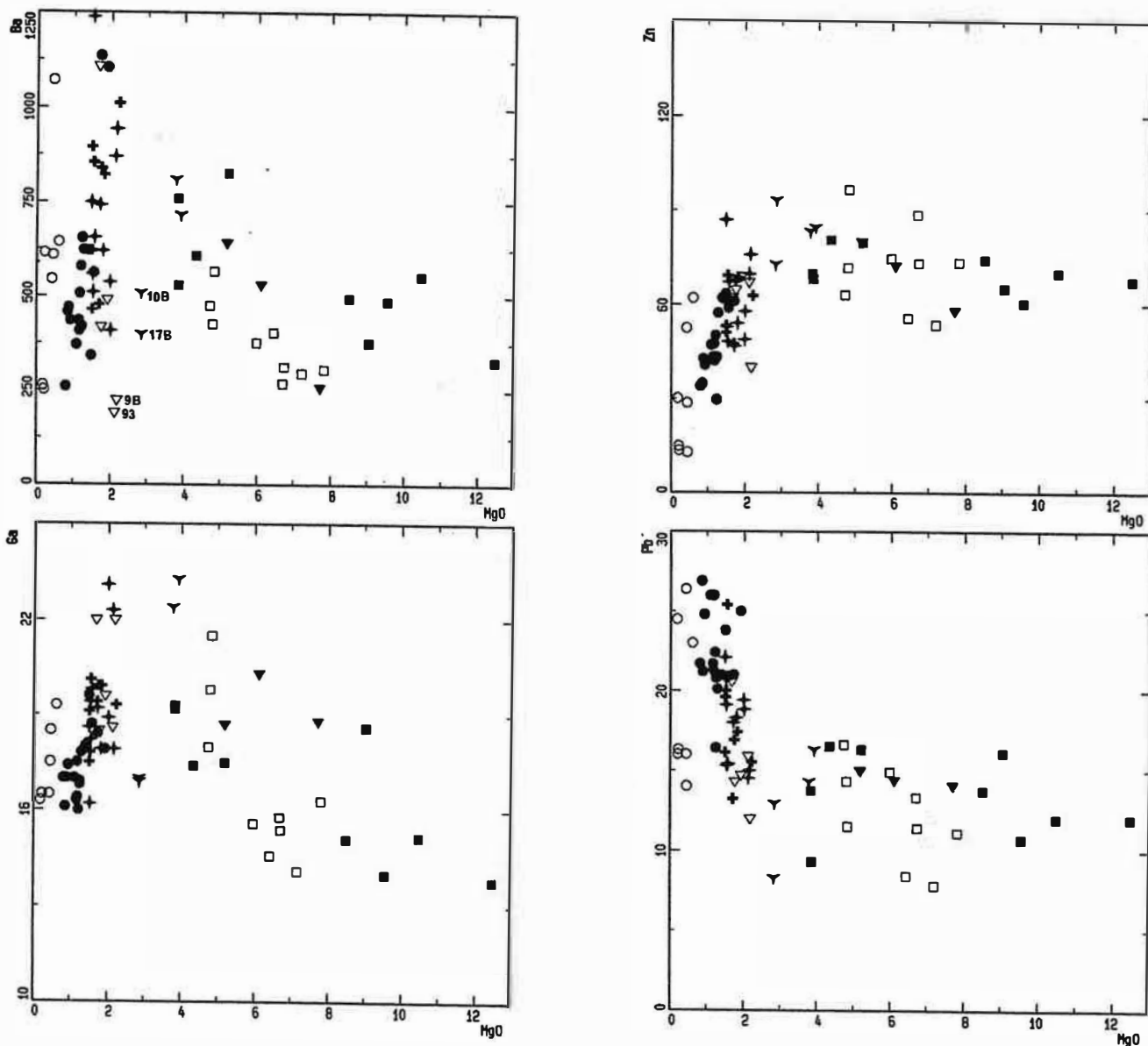


Figure II.10 : Variation de Ba, Ga, Zn et Pb en fonction de MgO dans les roches du massif de Saint-Arnac. La cristallisation de la biotite entraine une diminution régulière Ba, Ga et Zn en fonction de MgO à la transition basique-acide.



FACIES = ■ Dio □ DT ▼ DioI ▽ bioenc ▼ ampenc + BDio ● GPorph ○ GLansac + GT

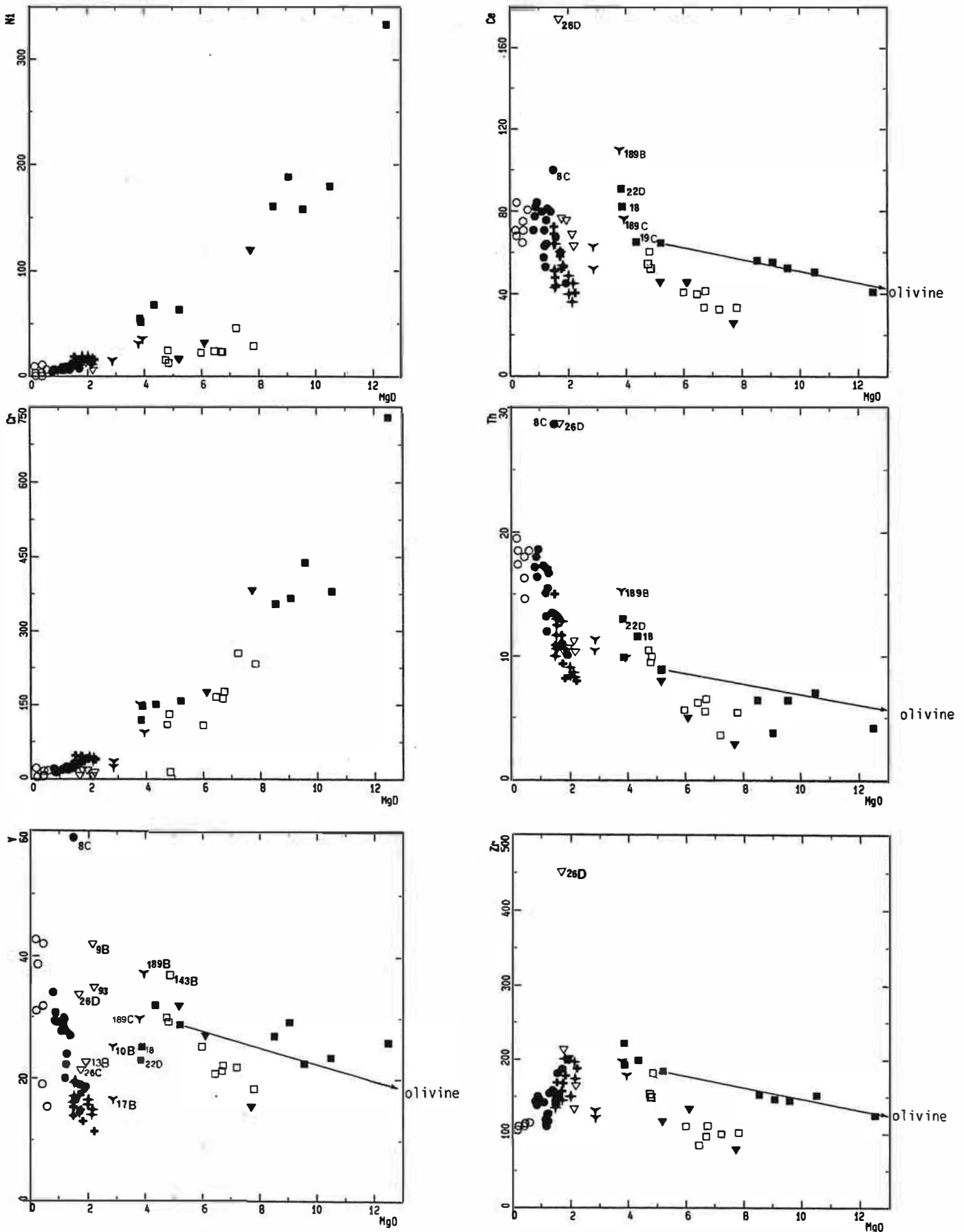


Figure II.12 : Rôle de l'accumulation ferromagnésienne (olivine) dans les variations des compositions des diorites de Saint-Arnac. Les teneurs élevées en Cr indiquent que l'olivine n'est pas la seule phase accumulée.

ICIES =  $\blacksquare$ Dio  $\square$ DT  $\blacktriangledown$ Diol  $\nabla$ bioenc  $\blacktriangledown$ ampenc  $\blacktriangleleft$ GDio  $\bullet$ GPorph  $\circ$ GLansac  $+$ GT  
 $\diamond$ Dio.Riv

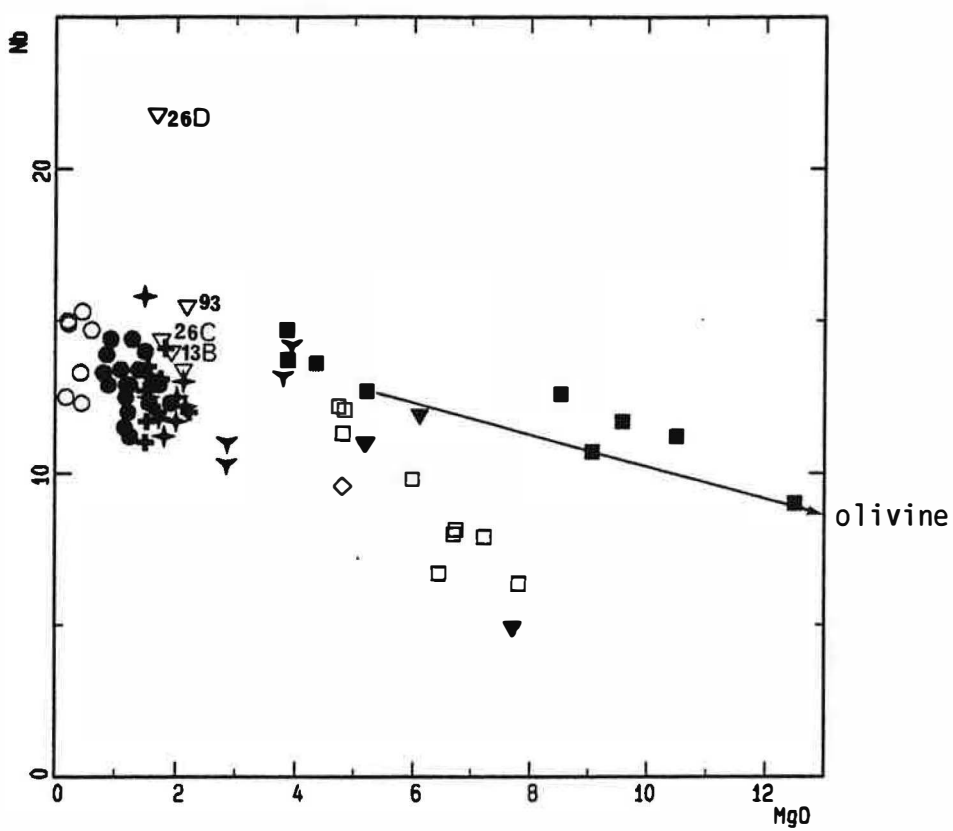


Figure II.13 : Variation de Nb en fonction de MgO dans les roches du massif de Saint-Amac.

$K_2O$  semble avoir un comportement différent de Rb. Les enclaves 9B et 93 qui sont caractérisées par des teneurs élevées en Rb sont pauvres en  $K_2O$ . Ces faibles teneurs en  $K_2O$  sont liées à la chloritisation intense de ces enclaves.

Le CaO et Sr ont un comportement identique dans les deux types d'enclaves (fig. II.8). Seules les enclaves du groupe b sont anormalement pauvres en ces éléments. Les compositions calciques des plagioclases du groupe (a) (An65 à 35) suggèrent que les teneurs en chaux de ces enclaves ne sont probablement que peu ou pas modifiées. L'anomalie en CaO et en Sr du groupe b (9B et 93) semble au moins en partie liée à la séricitisation de leurs plagioclases qui s'accompagne d'un lessivage de la chaux car ces échantillons sont caractérisés par un degré élevé de saturation en alumine (fig. II.11).

Il semble donc, comme nous l'avons fait remarquer auparavant, que la biotitisation et l'acidification des plagioclases sont deux phénomènes liés dans l'espace car les roches biotitisées sont celles dont la composition des plagioclases est modifiée. Dans ces conditions la biotitisation est d'autant plus développée que la quantité d'alumine disponible est plus importante. Ceci se répercuterait aussi, comme c'est le cas pour 9B et 93, sur la teneur en  $Na_2O$  qui est proportionnelle à la quantité d'alumine libérée par acidification des plagioclases (fig. II.9). Cette hypothèse n'exclue pas cependant qu'une partie d'alumine soit prise surplace sous forme de constituant feldspathique par exemple dans le liquide interstitiel.

**En conclusion,** les échanges (enclaves + granites) se manifestent essentiellement par un rééquilibrage du rapport Fe/Mg de l'enclave. La diffusion élémentaire à l'interface enclave-granite ne peut jouer un rôle important dans le processus de rééquilibrage probablement en raison de la lenteur de ce phénomène et du refroidissement rapide de l'enclave au contact du granite. Le rééquilibrage granite-enclave se fait à un stade magmatique par le biais d'une phase fluide (liquide interstitiel). Ce rééquilibrage s'accompagne parfois d'une recristallisation et/ou néoformation d'une biotite par transformation de l'amphibole et d'un apport de  $Fe_2O_3$ , Rb, Zn, (Nb) vers l'enclave et dans certains cas de  $K_2O$ . Il est probable qu'un certain nombre d'éléments (éléments de transition et terres rares lourdes) contenus dans l'amphibole soient échangés lors de cette transformation. Il est intéressant de noter que seules les enclaves dont le plagioclase a été acidifié sont biotitisées. Ceci nous a amené à considérer la biotitisation et l'acidification des plagioclases comme deux phénomènes liés dans l'espace dans la mesure où l'alumine rentrant dans la formation des biotites à partir de l'amphibole est celle libérée au cours de la réaction d'acidification des plagioclases. Cette acidification s'accompagne d'un lessivage de la chaux et d'un apport de  $Na_2O$ .

#### 4-2-3 Magma parent à l'origine des enclaves

Pour pouvoir identifier le "magma" à l'origine de ces enclaves, nous devons tenir compte que des éléments qui sont le moins affectés par les échanges enclaves-granites hôte. Parmi ces éléments nous pouvons considérer, d'après Holden et al. (1992), Ti, Zr, Ce, Th et P auxquels nous pouvons ajouter dans notre cas Mg, Ni, Cr, V et Co.

Les enclaves du granite de Saint-Amac sont caractérisées par un rapport Ni/Mg supérieur à celui de Tournefort, mais identique à celui des diorites englobées dans le même granite (fig. II.12). D'autre part, le rapport  $TiO_2/Zr$  est plus élevé dans la diorite de Tournefort que dans les diorites et enclaves (fig. II.2). Ceci indique que les deux familles d'enclaves (bioenc et ampenc) appartiennent à la même suite que les roches basiques de type (Dio).

#### 4-3 Variations chimiques dans les diorites de St-Amac et de Tournefort

Dans ce qui suit nous allons étudier les types de variations chimiques à l'intérieur des deux familles basiques et intermédiaires. Nous examinerons parallèlement les conséquences du lessivage de la chaux sur la composition de ces roches, notamment sur les alcalins, l'alumine et la silice. Nous avons choisi, par analogie avec le massif précédent, MgO comme indice de différenciation.

Dans le diagramme de la figure II.5, nous constatons que dans l'ensemble des roches basiques et intermédiaires, les variations de  $Al_2O_3$  s'accompagnent d'une variation du rapport  $Fe_2O_3T/MgO$ . Ceci indique une certaine différenciation dans les roches basiques du massif de St-Amac et notamment dans DT.

Les différences de composition chimique entre les deux familles sont surtout remarquables pour certains éléments dont les teneurs sont contrôlées par des phases accessoires :  $P_2O_5$ , Y, Ce, Th, Zr et Nb. Pour des valeurs de MgO très voisines les teneurs absolues en ces éléments sont plus élevées dans (Dio) que (DT).

Dans la diorite de Tournefort (DT + Dio1),  $P_2O_5$ , Zr et Y sont incompatibles. Les teneurs en ces éléments sont liées à MgO par une loi exponentielle (fig. II.9 et 12). Cette évolution suggère que la diorite de Tournefort peut être considérée comme un ensemble de liquides évoluant par cristallisation plus ou moins fractionnée. Le caractère incompatible de  $TiO_2$  et Nb (fig. II.9 et 13) indique une cristallisation tardive de l'ilménite.

Dans le massif de St-Amac, le Ce et Th sont portés par l'allanite et par l'apatite pour le Ce. L'allanite ne se rencontre qu'à partir des termes intermédiaires. Sa cristallisation est relativement tardive par rapport au zircon et l'apatite qui s'y trouvent englobés. Ceci explique le caractère incompatible de Ce et Th qui montrent, comme pour  $P_2O_5$ , Zr et Y, une évolution de type exponentielle (fig. II.12).

Dans la diorite de Saint-Arnac (Dio), les échantillons 18 et 22D sont caractérisés par des teneurs relativement basses en Y. En revanche leurs teneurs en Zr, Ce, Th, Nb,  $P_2O_5$  sont élevées et leurs variations suggèrent que ces éléments conservent encore un caractère incompatible dans cette partie de l'évolution. Ainsi les teneurs relativement faibles en Y de 18 et 22D peuvent s'expliquer de deux façons :

1- ces teneurs sont primaires et les variations de Y dans Dio ne dépendent pas du fractionnement de l'apatite ou du zircon (accessoires porteurs de Y). Ceci implique dans ce cas un fractionnement important de la hornblende dans le domaine  $MgO < 5\%$ . Cette hypothèse n'explique pas cependant les teneurs élevées en Y des enclaves 9B, 93 et 26D.

2- ces deux échantillons sont anormalement appauvris en Y dont les variations sont semblables à celle des autres incompatibles.

L'étroite corrélation des teneurs en Ce et Th indique que les teneurs élevées en Ce et Th des échantillons 18, 22D de (Dio) et de 189B et C (ampenc) qui sont à peu près au même niveau de teneurs en MgO que 19C sont dues à des variations dans les proportions modales de monazite et d'allanite.

Parmi les éléments majeurs, la chaux est l'élément qui sépare bien les deux familles de roches basiques. Pour des teneurs en MgO constantes la différence des teneurs en CaO peut dépasser 1%. L'examen du diagramme de la figure II.8 montre que les échantillons 187 et 42B sont caractérisés par des teneurs élevées en CaO. Sachant que ces échantillons montrent sur tous les diagrammes une évolution comparable à (DT) et leurs rapports d'incompatibles sont identiques, nous considérons que les faibles teneurs en chaux des autres échantillons de DT seraient dues à un lessivage de CaO. L'examen des diagrammes II.8 montre que les teneurs en Sr et  $Al_2O_3$  de ces deux échantillons sont normaux. Leurs plagioclases ne montrent cependant pas une altération très poussée. Ceux de 42B notamment sont frais. Ce lessivage de la chaux ne semble pas a priori lié à une modification de la chaux des plagioclases. Il s'agit donc d'un lessivage de la chaux des clinopyroxènes et/ou des amphiboles transformés en biotites. La transformation du clinopyroxène en amphibole peut aussi s'accompagner d'un lessivage de la chaux.

Nous avons vu dans le massif précédent que l'acidification des plagioclases se caractérise par un départ de CaO et un apport au moins de  $Na_2O$ . Si notre interprétation (lessivage uniquement de la chaux des clinopyroxènes ou des amphiboles) est correcte la teneur en  $Na_2O$  ne doit être que peu ou pas modifiée dans la mesure où ce lessivage ne s'accompagne de la formation d'aucun minéral susceptible de concentrer Na. En fait, si nous examinons le diagramme II.9, nous constatons que cette interprétation est valable dans le cas de Dio dans laquelle les hornblendites sont alignées le long du joint à olivine. Dans DT, les teneurs en  $Na_2O$  sont dispersées. Pour des teneurs en MgO très voisines la différence en  $Na_2O$  peut

atteindre 1% en poids d'oxydes. Les faibles teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  de 187 et 102B pourraient en partie s'expliquer par une séricitisation de leurs plagioclases (les teneurs en Sr ne sont pas particulièrement basses). Dans le cas de 42A et 43A qui ne sont pas particulièrement riches en alumine  $\text{Na}_2\text{O}$  est certainement apportée. Ceci suppose qu'on a une superposition de deux stades hydrothermaux, le premier conduit à un lessivage de la chaux des amphiboles, le second s'accompagne d'un apport de Na en relation probablement avec l'acidification des plagioclases. Cette transformation est couplée à la transformation précédente et permet le développement de la biotite au dépens des amphiboles ( ou des clinopyroxènes).

Le lessivage de la chaux des amphiboles et/ou pyroxènes se répercute sur la composition de la roche par une augmentation de la saturation en alumine. En fait, le rapport A/CNK (fig. II.11) est très élevé dans les roches basiques du massif de Saint-Arnac et il est proche de l'unité dans les cumulats ferromagnésiens de (Dio). Pour des valeurs en MgO constantes, la variation relative de ce rapport peut être de l'ordre de 2 (L'augmentation de A/CNK ne peut être lié à la séricitisation des plagioclases car ce rapport est élevé même dans les échantillons où celui ci est frais). Le lessivage de la chaux des clinopyroxènes (ou amphiboles) tend donc à établir l'équilibre entre roches basiques et granites encaissants du point de vue de la saturation en alumine.

#### 4-4 Conclusion

Les roches basiques associées aux granitoïdes de Saint Arnac se classent du point de vue géochimique en deux familles : la diorite de Saint-Arnac (Dio) et la diorite de Tournefort (DT). Ces deux familles se distinguent par des rapports  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2/\text{Ce}$  et  $\text{TiO}_2/\text{Nb}$  différents et ne montrent pas de relation simple avec leur distribution cartographique, ou avec leur état de déformation. La différence entre ces deux faciès porte surtout sur le comportement des éléments dont l'évolution est contrôlée par les phases accessoires : Th, Ce, La, Y, Zr,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$  et Nb. Ces éléments sont incompatibles dans le cas de DT et leurs teneurs sont liées à MgO par une loi exponentielle. Ces tendances évolutives suggèrent que la diorite de Tournefort peut être assimilée à une suite différenciée évoluant par cristallisation progressive (plus ou moins fractionnée).

Dans le cas de la diorite de Saint-Arnac, l'accumulation ferromagnésienne (olivine et pyroxènes) à taux variables est responsable des variations linéaires dans les hornblendites (19B, 22A, 22B, 22C et 190). Le nombre réduit des termes susceptibles de représenter les liquides (18, 19C, 22D et 190) ne nous permet pas de discuter les tendances évolutives à l'intérieur de ce groupe d'autant plus que ces échantillons ont une composition homogène.

Les deux faciès basiques et intermédiaires montrent un lessivage variable de la chaux. Ce lessivage est lié en partie à la transformation des phases calciques (clinopyroxène et/ou amphibole) en biotite. Comme nous l'avons fait remarquer dans



le cas des enclaves, il est probable que cette transformation s'accompagne d'une acidification des plagioclases qui fournit l'alumine nécessaire à cette transformation et dont témoigne les teneurs élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$ . L'acidification des plagioclases ne peut donc être indépendante des autres transformations métasomatiques et/ou tardimigmatiques. Elle fonctionne comme source d'alumine nécessaire pour ces transformations.

## **5- Variations chimiques dans les différents faciès acides**

### **5-1 Accumulation feldspathiques et biotitiques dans les granodiorites et granites porphyroïdes**

L'abondance des phénocristaux de K-feldspath et leur répartition assez hétérogène à l'échelle du massif suggèrent une certaine accumulation feldspathique dans le faciès porphyroïde. Dans les granodiorites, les phénocristaux sont pratiquement absents. En revanche, les concentrations en biotite et en plagioclase sont variables. Ces accumulations peuvent en partie expliquer les dispersions que l'on voit autour des tendances évolutives. En conséquence, et comme dans la plupart des masses plutoniques, nous ne sommes pas en droit de considérer ces compositions comme des liquides.

Pour tenir compte des variations des compositions liées à l'accumulation, nous essayerons dans un premier temps de distinguer les roches intensément cumulatives (cumulats "éclatés" particulièrement). Pour ceci nous avons construit un certain nombre de diagrammes en nombre d'atomes permettant de visualiser les minéraux susceptibles d'être accumulés. Ainsi dans les diagrammes de la figure II.14, les échantillons 12 et 13A de la granodiorite de Saint-Amac (GDio), 37 de la granodiorite de Toumefort (GT) et 1, 8C, 21 et 90B du granite porphyroïde (GPorph) sont décalés vers la biotite alors que 189A de (GDio) et 32 et 146 du granite de Lansac (GLansac) sont décalés vers le pôle plagioclasique. Les cumulats à biotite se caractérisent d'autre part par des teneurs relativement élevées en  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  et Rb et pauvres en CaO et Sr. Les cumulats plagioclasiques sont par contre riches en  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ , Sr et CaO et pauvres en  $K_2O$ , Rb et  $Al_2O_3$  (fig. II.8 et 9). Pour discuter l'évolution de la composition des roches, nous serons amenés à ne pas tenir compte de ces cumulats.

### **5-2 Différenciation et évolution chimique des différents faciès acides**

Les roches acides du massif de Saint-Amac ont, d'après la classification de Debon et Lefort (1988), une composition qui couvre le champ des tonalites, granodiorites et granites monzonitiques : les teneurs en  $SiO_2$  sont comprises entre 62 et 73%,  $Al_2O_3$  entre 14 et 17.9%, MgO entre 0.18 et 2.2%,  $Fe_2O_3$  entre 1.5 et 5.8%,  $TiO_2$  entre 0.1 et 0.75%. La somme totale des alcalins varie entre 5.5 et 8%.

Dans ce paragraphe nous examinerons dans un premier temps les caractéristiques chimiques de chaque faciès acide et leurs relations mutuelles. Dans une seconde étape, nous examinerons les relations entre les faciès acides et les faciès basiques en testant l'hypothèse selon laquelle les granites et plus particulièrement la granodiorite de Saint-Amac (GDio) et le granite porphyroïde (GPorph) représenteraient une suite différenciée à partir du magma basique associé.

FACIES = +GD1o ●GPorph ○GLansac +GT

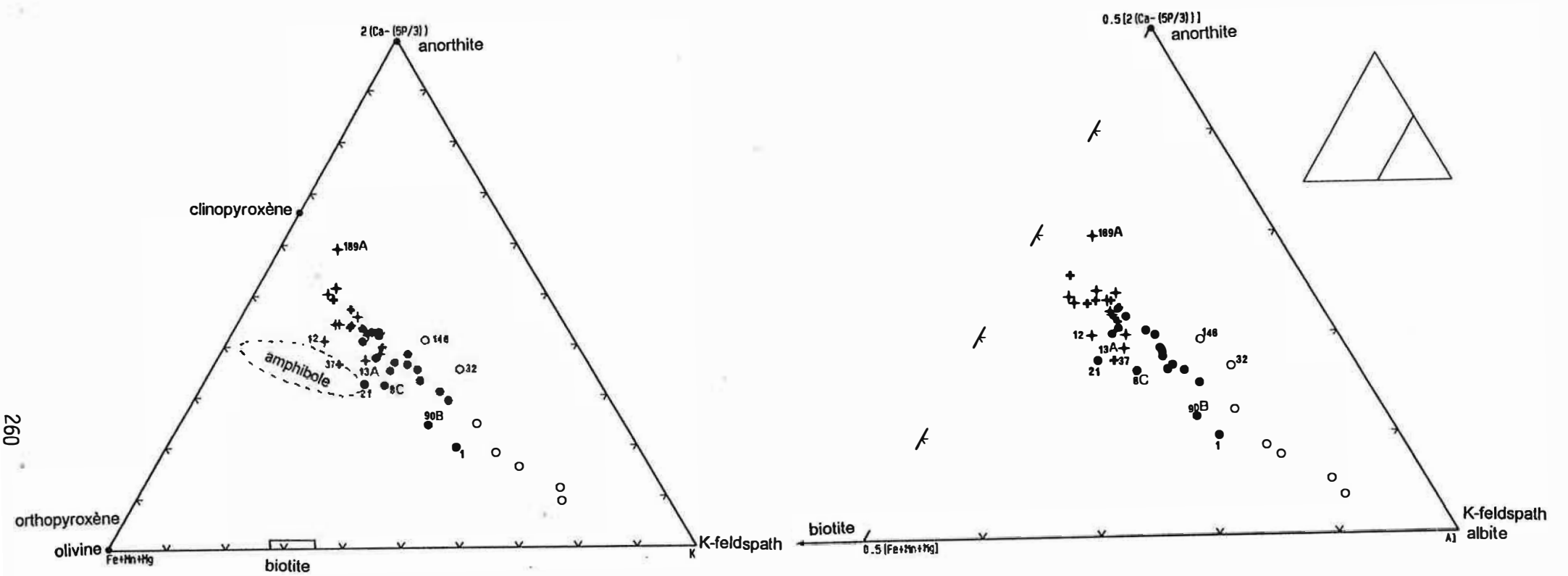


Figure II.14 : Diagramme triangulaire  $(2Ca-5P/3) : Fe+Mn+Mg : K$  et  $(2Ca-5P/3) : Fe+Mn+Mg : Al$  pour la distiction des cumulats dans dans les faciès acides du massif de Saint Amac.



### 5-2-1 caractères généraux

Les domaines de composition des deux faciès acides principaux (GDio et GPorph) constituant le massif de Saint-Amac se chevauchent largement. Leur composition varie entre deux pôles constitués d'une part par la granodiorite magnésienne située à la base (par exemple l'échantillon 17A pris juste à la base de la granodiorite) et d'autre part par le granite porphyroïde banal type Lesquerde au toit du massif (échantillons 1, 4 et 5 pris au toit du granite dans la région de Lesquerde). La zone de chevauchement des deux faciès est constituée par des granites porphyroïdes et par des granodiorites pris dans le contact entre les deux faciès.

la granodiorite de Tounefort (GT) montre des teneurs en éléments majeurs et traces semblables à celles de St-Amac.

Les granitoïdes du massif de Saint-Amac présentent sur le diagramme AIFM (fig. II.15) une évolution semblable à celle des séries calco-alkalines (faible enrichissement en fer). L'affinité calco-alkaline de ces granites est aussi confirmée par le diagramme de la figure II.16 où la granodiorite de St-Amac, celle de Tounefort et le granite porphyroïde sont dans le domaine calco-alkalin.

Les granitoïdes du massif de Saint-Amac présentent un caractère alumineux d'après la définition de Clarke (1981) : le rapport  $A/CNK > 1$  (fig. II.11). Il faut cependant être prudent quant à la signification de ce rapport car le caractère peralumineux de certains échantillons n'est pas primaire. Il peut être dû à un lessivage de  $CaO$  et  $K_2O$  par séricitisation des plagioclases et chloritisation de la biotite. Cette éventualité est confirmée par l'étude de la biotite qui montre des compositions qui ne sont pas très alumineuses (fig. II.30)

### 5-2-2 Discrimination chimique entre les gneiss de Riverole et les granites de Saint-Amac

Si la distinction géochimique entre les différents faciès pétrographiques des granites de St-Amac s'avère difficile, celle entre les gneiss de Riverole et les autres faciès est très nette.

Les gneiss de Riverole se caractérisent par des rapports  $Zr/MgO$  et  $V/MgO$  plus élevés que ceux des autres faciès (fig. II.17). Le comportement de Y est différent dans les deux faciès granitiques : dans les granites de St-Amac Y augmente avec la baisse de  $MgO$  alors que dans les gneiss de Riverole, il est compatible (fig. II.17). Parmi les éléments majeurs, seuls  $TiO_2$  et  $(Fe_2O_3)$  permettent de les distinguer. Les gneiss de Riverole montrent des rapports  $TiO_2/MgO$  et  $Fe_2O_3/MgO$  plus élevées que ceux des granites de St-Amac (fig. II.17).

### 5-2-3 Distinction entre le granite de Lansac et le granite porphyroïde

Les compositions des granites porphyroïdes et des granites de Lansac se répartissent sur deux trends distincts pour un certain nombre d'éléments tels que Fe, Ni, Cr, Ca, Al et Ba (fig. II.18). qui indiquent que ces deux faciès forment deux intrusions distinctes. Ga, Zn et Pb varient aussi dans le même sens.

### 5-2-4 Evolution chimique dans les différents faciès acides : problème de l'existence de deux faciès dans le granite porphyroïde

Dans ce qui va suivre nous allons étudier le comportement de certains éléments majeurs et traces dans les faciès acides en essayant d'expliquer leur variabilité chimique. Nous examinerons parallèlement les relations entre les différents faciès pétrographiques.

Nous constatons que pour la plupart des éléments majeurs ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MnO, MgO, CaO et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), les différents faciès acides apparaissent homogènes. D'autre part les domaines de variation de (GDio-GT) et de (GDio-GPorph) se chevauchent largement. Les teneurs en ces éléments décroissent linéairement avec la chute de MgO (fig. II.17 et 18). Le fractionnement de la biotite, de l'ilménite et des feldspaths peut expliquer la décroissance de ces éléments.

Les variations de Zr (fig. II.17) suggèrent que GPorph et (GDio + GT) constituent deux ensembles différents et que GPorph peut être subdivisé au moins en deux sous ensembles : un groupe (a) très homogène, formé par les échantillons 6A, 6B, 8A, 27+, 94 et 95 et situé dans le prolongement de la ligne d'évolution générale des granodiorites (GT + GDio) ; l'autre groupe est assez différencié et caractérisé par un rapport Zr/Mg plus élevé que celui des granodiorites. Ces deux sous ensembles de GPorph se retrouvent aussi à l'aide des variations de  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  (fig. II.17) qui confirment l'homogénéité du groupe a ; les teneurs en ces éléments sont d'autre part relativement faibles dans ce groupe.

Sachant que le groupe a correspond aux granites porphyroïdes de bordure dans la région des Bordes et que l'ensemble des échantillons est pris dans un rayon d'une centaine de mètres, près du contact avec les micaschistes, la faible variation des teneurs en Zr,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  (éléments inertes au cours des processus hydrothermaux, Clavières (1990)) suggère que ce faciès est homogène. Il est caractérisé par une texture macroscopique et microscopique qui diffère sensiblement de celle du granite porphyroïde banal (caractère relativement leucocrate, gros quartz arrondis et abondance du feldspath potassique). Ceci suppose a priori que ce faciès constitue une petite intrusion différente du faciès porphyroïde de type Lesquerde.

Parmi les constituants majeurs,  $\text{K}_2\text{O}$  est le seul oxyde à se comporter comme un élément incompatible. Les teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  augmentent avec la chute de MgO des granodiorites jusqu'aux granites de Lansac (fig. II.18). La dispersion des teneurs

FACIES =  $\blacktriangle$ SDio  $\bullet$ GPorph  $\circ$ GLansac  $+$ GT  $\blacklozenge$ River

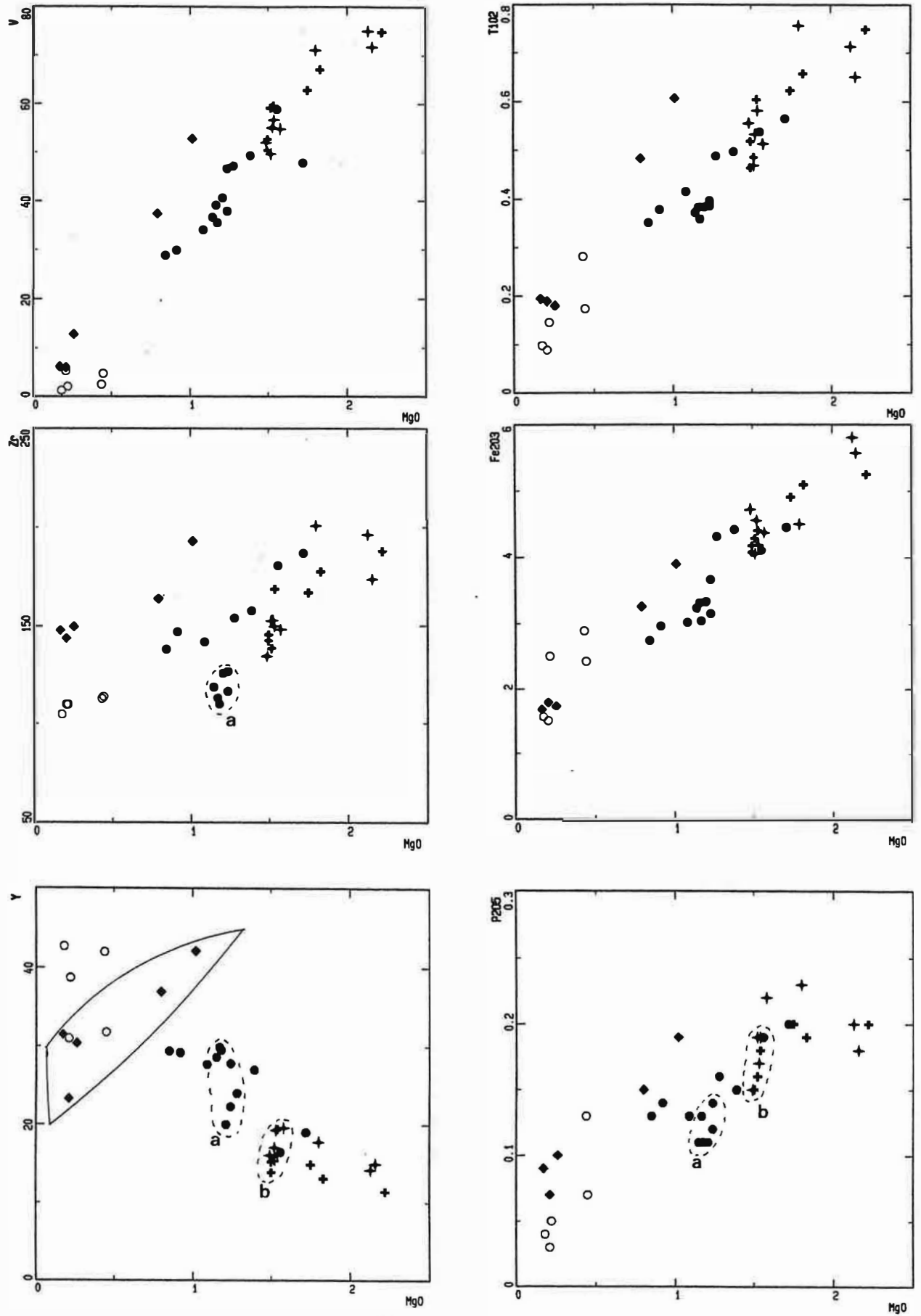


Figure II.17 : Distinction entre les granitoïdes de St-Arnac et les gneiss de riveroles (River).

ES - +GDio ●GPorph ○GLansac +GT ◆River

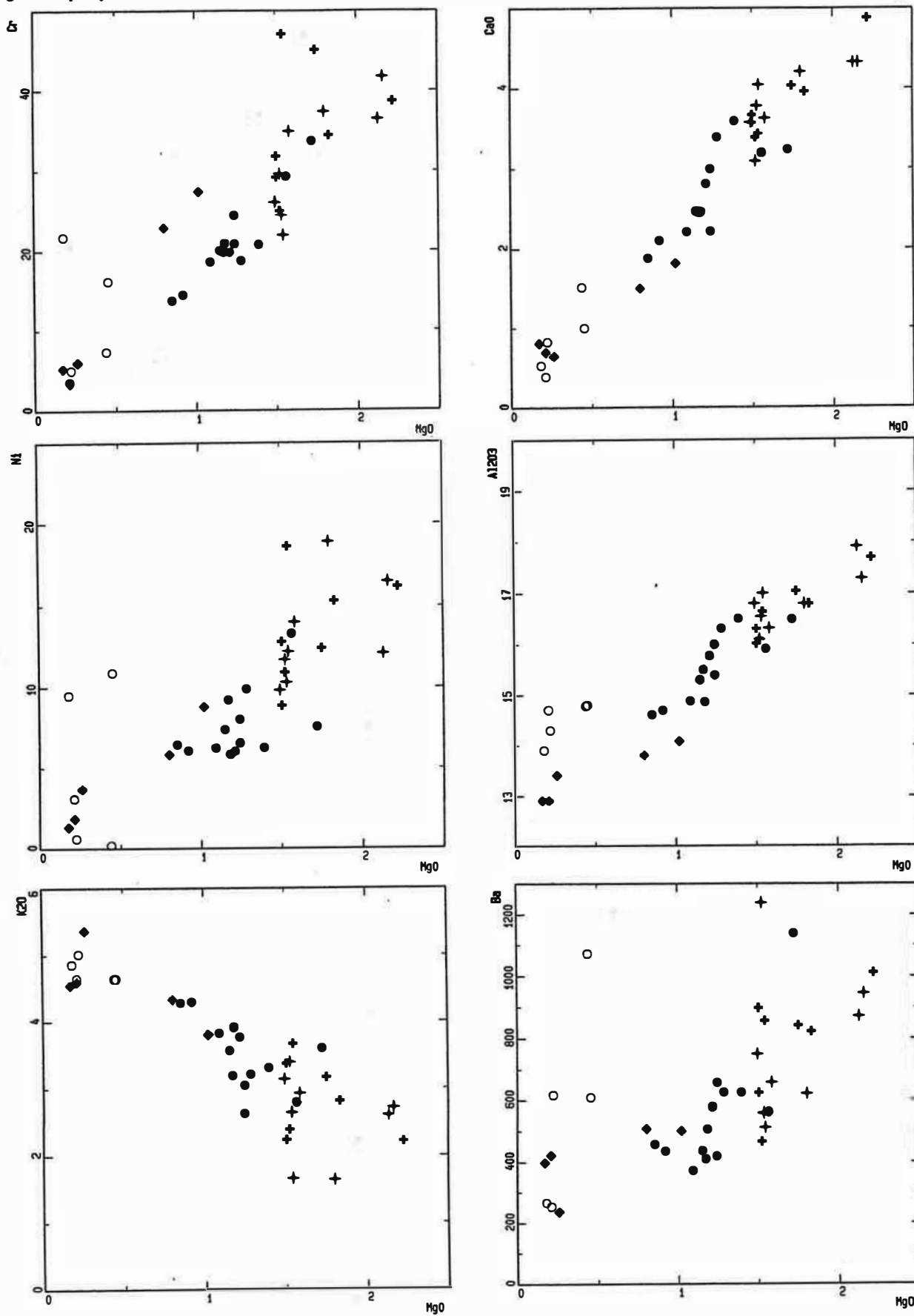


Figure II.18 : Discontinuité de teneurs en Ba, Al Ca et Sr entre le granite de Lansac (GLansac) et le granite porphyroïde (GPorph).



FACIES =  $\blacktriangle$ GDio  $\bullet$ GPorph  $\circ$ GLanséc  $+$ GT  $\blacklozenge$ River

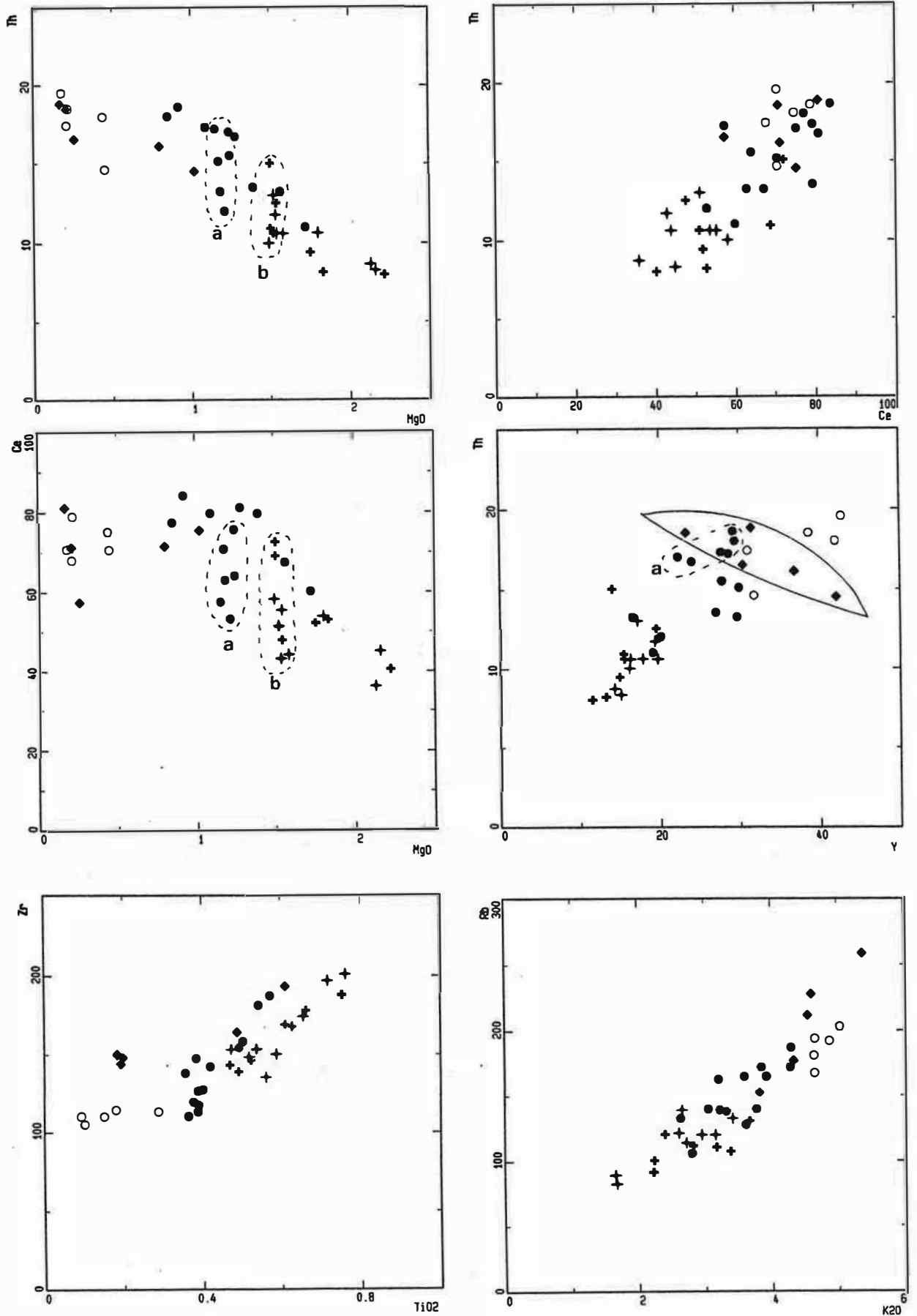


Figure II.19 : Augmentation de Ce et Th dans les granitoïdes de Saint-Arnac indiquant une cristallisation tardive de l'allanite. L'hétérogénéité de teneurs est liée à une répartition hétérogène de l'allanite.

observée en cet élément serait liée d'une part à l'accumulation du K-feldspath et d'autre part à la chloritisation de la biotite. Ba a un comportement différent de  $K_2O$ . Les teneurs en Ba décroissent régulièrement avec MgO (fig. II.18). Ceci suggère que Ba et  $K_2O$  ne sont pas contrôlés par la même phase. La diminution de Ba ainsi que Ga et Zn indiquent une cristallisation précoce de la biotite alors que l'augmentation de  $K_2O$  et Pb suggèrent une cristallisation tardive du K-feldspath ou que la quantité cristallisée est insuffisante pour diminuer les concentrations de K et Pb dans le liquide. L'augmentation simultanée de Rb et  $K_2O$  indique que la biotite n'incorpore pas de grande quantité de Rb (fig. II.19).

Bien que la dispersion des teneurs soit importante à l'intérieur de chaque faciès, le Ce (La) et le Th augmentent globalement et de façon plus ou moins linéaire avec la diminution de MgO des (GDio) aux GPorph dans le domaine  $MgO > 1\%$  (fig. II.19). L'augmentation simultanée des teneurs en Ce et Th indique que les variations de ces deux éléments sont contrôlées par la même phase. L'allanite est le seul accessoire concentrant Ce et Th que nous ayons rencontré dans GDio, GT et GPorph.

Le groupe (a) de GPorph montre sur ces diagrammes des teneurs à peine plus faibles en Ce et Th que les autres échantillons du même faciès. Nous constatons d'autre part une dispersion importante des teneurs en ces éléments au sein de ce groupe (Ce varie de 53 à 65.9 ppm et Th varie de 11.9 à 17.2 ppm) (fig. II.19). Les granodiorites (GT et GDio) montrent pour des teneurs en MgO très voisines une dispersion de même ordre. Dans le groupe b formé par les échantillons 33, 44D, 141B et 145A de GT et par 10A, 26A, 26B, 148 et 149 de GDio, le Ce varie de 41 à 77.6 ppm et le Th de 10 à 15 ppm (fig. II.19). Sachant que dans le massif de St-Amac, l'allanite forme de gros cristaux pouvant atteindre 7 mm, de répartition très hétérogène, cette dispersion peut être liée à des variations dans les proportions d'allanite. Une autre hypothèse peu probable, tenant compte de l'homogénéité du groupe a (même teneur en  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  et Zr), est de considérer que cette dispersion est tardive, en relation avec la transformation de l'allanite en épidote comme le suggèrent les observations pétrographiques. Cette altération ne s'accompagne de la formation d'aucun minéral concentrant les terres rares. Ceci suppose une mobilité au moins des terres rares légères ne pouvant rentrer dans les ferromagnésiens. L'hydratation et la métamictisation des allanites ne peuvent être à l'origine de cette dispersion comme a été suggérée par Platevoet (1990) car un tel mécanisme s'accompagne d'une augmentation de volume suffisante pour provoquer une telle diminution.

L'augmentation des teneurs en Y au cours de la différenciation et la décroissance de celles en  $P_2O_5$  et Zr indique que ni l'apatite ni le zircon ne contrôlent l'évolution de Y (fig. II.17). L'augmentation simultanée de Y et Th (ou Ce) (fig. II.19) suggère que l'allanite n'incorpore pas de grandes quantités de Y. Ceci nous permet

de rendre compte des variations des teneurs en Y et l'homogénéité de celles de  $P_2O_5$  et Zr dans le groupe a. Dans GLansac, les variations dans les proportions de la monazite et de l'allanite peuvent être à l'origine de cette dispersion.

### 5-2-5 conclusions

Nous remarquons sur tous les diagrammes, aussi bien en majeurs qu'en traces, que les variations internes dans les granodiorites et le granite porphyroïde sont assez importantes. Les variations entre ces deux faciès se font toujours de façon continues.

L'augmentation simultanée de Ce (La), Th et Y des granodiorites (GDio + GT) au GPorph suggère que l'allanite est une phase assez tardive dans la séquence de cristallisation des granitoïdes de St-Amac comme en témoigne sa situation texturale. Le rôle fondamental de l'allanite dans le fractionnement des terres rares dans les séries calco-alcalines a été signalé par Fourcade et Allègre (1981), Chesner et Ettlinger (1989).

Les variations entre le granite porphyroïde et le granite de Lansac sont discontinues notamment pour Y, Ga, Ba,  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$ , CaO,  $SiO_2$  et  $Al_2O_3$  (fig. II.18) qui montrent un saut de teneurs à la transition GPorph-GLansac. Les deux granites forment donc deux intrusions différentes.

La discrimination introduite sur le terrain entre la granodiorite de Tournefort et celle de Saint-Amac serait inutile car ces deux faciès sont pratiquement confondus pour tous les éléments. Ainsi, Malgré la déformation intense de la granodiorite de Tournefort, elle représenterait le prolongement latéral vers l'Est de celle de St-Amac.

Les gneiss Riverole diffèrent des autres faciès par leurs teneurs relativement élevées en  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ , V et Zr et par un comportement différent de Y par rapport aux autres faciès (fig. II.17).

## 6- Mécanisme de différenciation dans les faciès acides et identification approchée des compositions des liquides

### 6-1 Introduction

L'un des problèmes majeurs dans l'étude des granitoïdes est l'identification des compositions des liquides. La cristallisation lente en profondeur de ces roches favorise le processus d'accumulation. La séparation des solides et des liquides résiduels n'est que rarement parfaite. D'autre part la superposition de plusieurs phénomènes (l'assimilation des roches encaissantes au cours de l'ascension des magmas, les altérations post-magmatiques) compliquent davantage l'identification des liquides. Plusieurs mécanismes ont été suggérés pour expliquer les variations chimiques dans les roches granitiques.

## **6-2 Fusion partielle**

Il existe deux modèles extrêmes pour la fusion : la fusion fractionnée et la fusion à l'équilibre. Dans le premier cas les liquides produits sont séparés instantanément de la source. Dans le second cas, les liquides restent en équilibre avec les solides résiduel jusqu'à ce que l'ensemble des liquides produits accompagnés ou non de solides résiduels migre à son niveau de mise en place. Dans notre cas l'absence de solides résiduels indique que le magma extrait était entièrement liquide.

La fusion partielle fractionnée à taux variable d'une source crustale entraîne la formation d'un liquide de plus en plus magnésien. Ainsi dans une suite produite de cette manière, les termes les plus mafiques doivent être les plus récents (Phillips et al, 1981). Dans le massif de Saint-Arnac, l'évidence de terrain suggère au contraire que les termes les plus différenciés sont les plus récents.

## **6-3 Modèle restitique**

Ce modèle a été proposé par White et Chappell (1977). Il suppose que les magmas granitiques sont formés d'un mélange en proportions variables d'un liquide anatectique résultant d'une fusion commençante d'un matériel donné et de roches réfractaires appelées restites. La composition des roches évolue par séparation progressive entre les liquides formés et les restites. Cette évolution se traduit dans les diagrammes binaires de type Harker par des variations linéaires. Dans le granite de Saint-Arnac, les trends de variation de  $P_2O_5$ ,  $SiO_2$ , Zr et Ce ne sont en général pas linéaires.

Cette hypothèse suppose d'autre part dans notre cas une fusion d'un matériel igné (tonalite à granodiorite) produisant une quantité de liquides suffisante pour pouvoir désagréger la charpente solide. Au cours de leur ascension, ces liquides produits sont capables d'entraîner des phases solides résiduelles ferromagnésiennes ou feldspathiques jusqu'à leur niveau de mise en place actuel. L'absence dans les granitoïdes de Saint-Arnac de solides résiduels suggère que ces granitoïdes ont cristallisé à partir d'un matériel totalement liquide.

## **6-4 Mélange magmatique**

Ce processus suppose que les variations des compositions observées sont le résultat d'un mélange en proportions variables de deux compositions extrêmes constituant les pôles de mélanges et se traduit dans les diagrammes binaires par des variations linéaires.

## **6-5 Modèle de cristallisation**

Pour expliquer les variations chimiques dans les granites de Saint-Arnac, il semble donc nécessaire de faire appel à un mécanisme de cristallisation qui comporte

deux modèles extrêmes : la cristallisation fractionnée et la cristallisation à l'équilibre. Dans le premier cas, les cristaux formés sont extraits du système de façon continue ou bien que leur croissance rapide fait que seules les surfaces des cristaux sont en équilibre instantané avec le liquide résiduel. Dans le deuxième cas, les cristaux formés restent en contact avec le liquide résiduel permettant leur rééquilibrage. En contexte plutonique la cristallisation des magmas est généralement intermédiaires entre ces deux modèles extrêmes.

### 6-6 Identification des "liquides"

Pour identifier la composition des roches susceptibles de représenter des liquides, nous avons utilisé un diagramme qui décrit la géométrie des compositions chimiques engendrées par une séparation imparfaite entre les phases solides accumulées et le liquide résiduel résultant (d'après Garcia dans Verkaeren et al., 1991). Ce diagramme est surtout utile pour les granites en général où ce type d'évolution est le mécanisme dominant. Il présente toutefois la faiblesse de ne pas tenir compte des faciès non cogénétiques. Pour ceci nous porterons sur ce diagramme que les faciès que nous pensons être cogénétiques. Nous rappelons brièvement dans ce qui suit les principes de la méthode.

Dans une suite de liquides évoluant par cristallisation fractionnée, les concentrations dans les liquides instantanés sont liées par la loi :

$$\log C_l = (D - 1)\log F + \log C_{l0}$$

$C_l$  : concentration dans le magma instantané et  $C_{l0}$  sa concentration dans le magma parent  $l_0$

$D$  : coefficient de répartition globale entre la fraction solide différentielle et le magma

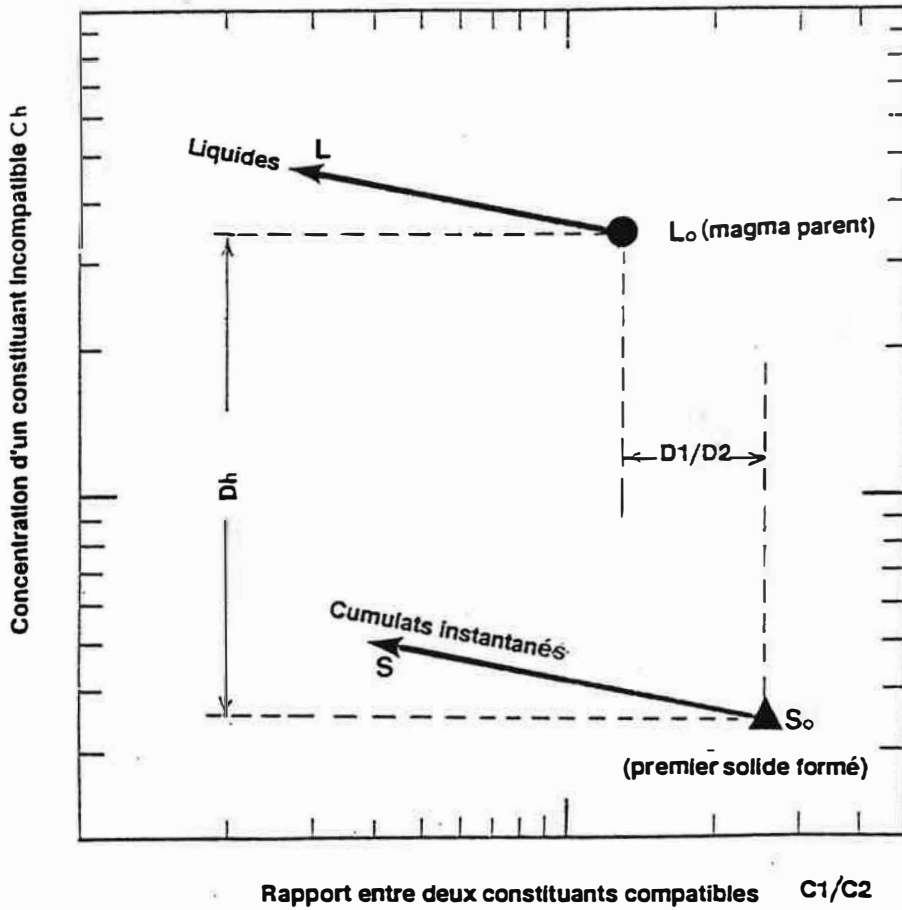
$F$  : fraction du liquide résiduel

Dans un diagramme bilogarithmique faisant intervenir un élément hygromagmaphile ( $Ch$ ) et le rapport de deux constituants compatibles ( $C_1$  et  $C_2$ ), les compositions des liquides évoluent sur une droite  $LoL$  de pente ( $p$ ) telle que :

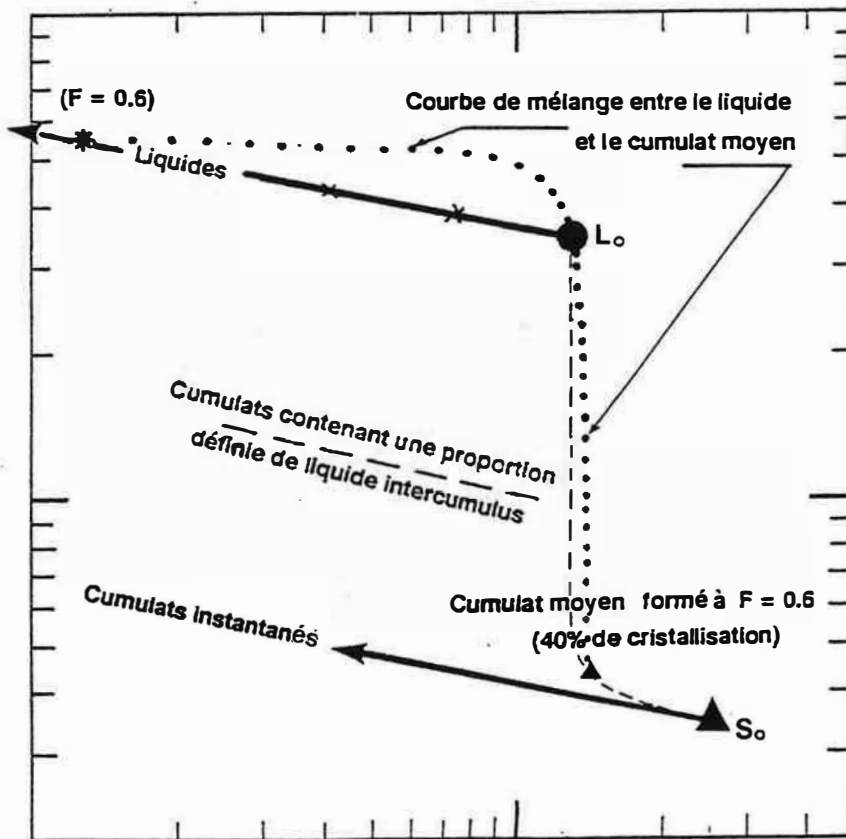
$$\log C_h = p \log C_1/C_2 + Cte \quad \text{avec } p = (D_h - 1)/(D_1 - D_2) \text{ et}$$

$$Cte = \log C_{h0} - p \log C_{10}/C_{20}$$

En supposant que le rapport  $C_s/C_l$  ( $C_s$  : concentration dans le solide séparé du magma  $l$ ) est constant, la composition de la fraction solide séparée évolue dans ce diagramme sur une droite  $S_0S$  parallèle à  $LoL$  (fig. II.20A). La position de  $S_0S$  par rapport à  $LoL$  et de  $S_0$  par rapport à  $L_0$  est déterminée par les valeurs de  $D_h$  et  $D_1/D_2$ . Dans ce diagramme, la composition d'un mélange entre un liquide et le cumulat associé est portée par une courbe tangente à l'origine (fig. II.20A). Deux



A



B

Figure II.20A : Géométrie du domaine de composition chimique produit par différenciation (loi de Rayleigh) et accumulation. A : construction des diagrammes de type  $ChCi$ . B : test du mode de ségrégation des cumulats. (d'après Garcia in Verkaeren et al., 1991).

FACIES = +GDio ●GPorph +GT

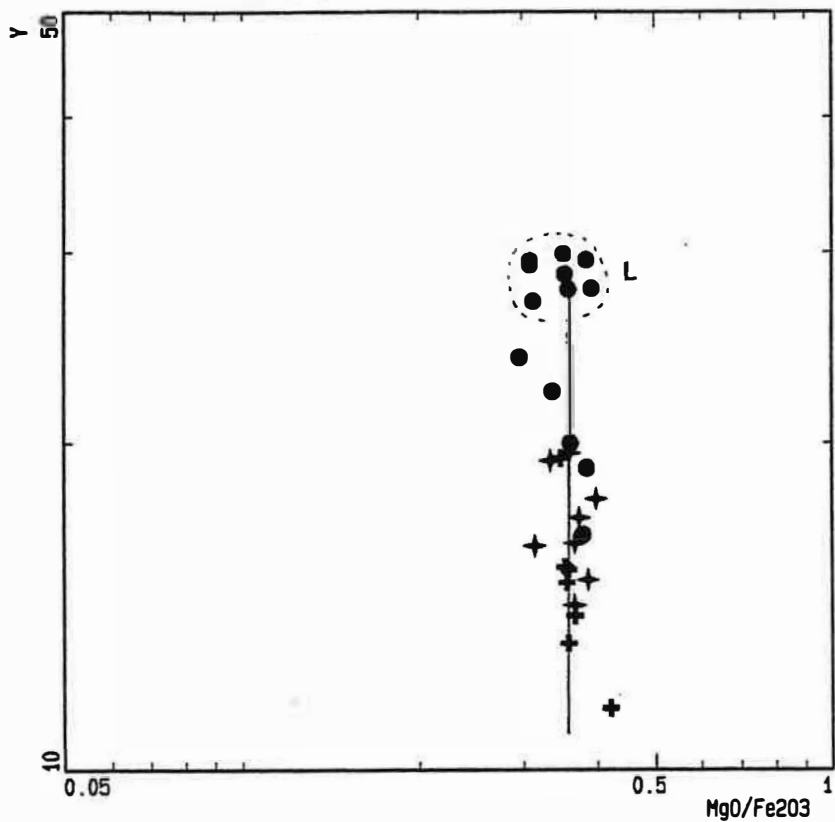


Figure II.20B : Evaluation de l'importance de l'accumulation dans les granitoïdes  
cogénétiques du massif de Saint-Amac.

mécanismes principaux peuvent être invoqués pour rendre compte des processus de mélanges liquides-cumulats dans un liquide évoluant par cristallisation fractionnée.

1- Une séparation plus ou moins continue des solides par gravité ou "crystal settling". Les mélanges liquides-cumulats supposent l'existence dans ces cumulats séparés d'une certaine quantité de liquide intercumulus.

2- La croissance des cristaux peut être trop rapide pour empêcher leur rééquilibrage avec le liquide résiduel. La ségrégation entre les liquides et les solides formés suppose une extraction des liquides résiduels par "filter pressing" c'est-à-dire que dès qu'une quantité suffisante de solides soit formée, une partie du liquide résiduel est extraite laissant surplace un matériel composé de solides et d'une certaine quantité de liquide.

Le processus 1, rarement identifié dans les roches granitiques à cause de leur viscosité élevée, suppose un tri sélectif des minéraux (Tindle et Pearce, 1981). Dans les granites de Saint-Amac, à l'exception des quelques cumulats éclatés (échantillons 8C, 12, 13A, 21 et 37 de la figure II.14) où la proportion entre les phases solides accumulées est légèrement modifiée, tous les autres cumulats sont des cumulats totaux.

L'examen des diagrammes Y/MgO et Th/MgO de la figure II.17 et 19 montre que la ségrégation solide-liquide pourrait avoir joué un rôle non négligeable dans l'évolution de la composition des granitoïdes de St-Amac. Il est possible d'évaluer l'importance de cette fraction cumulative à l'aide du diagramme MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de Y. MgO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont tous les deux fractionnés en faveur des solides au cours de la différenciation des granites de Saint-Amac mais avec des degrés de compatibilité différents (variation du rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Dans un mélange liquide-solide où la phase solide est dominante, le rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est déterminé par la fraction solide. Y a été choisi en raison de son caractère incompatible et de sa stabilité lors des altérations hydrothermales.

Le diagramme de la figure II.20B détermine la composition moyenne du magma parent (L<sub>0</sub>) de GT, GDio et GPorph. Ce magma parent est caractérisé par un rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.35 et une teneur en Y, estimée graphiquement, de l'ordre de 28 ppm. Ce magma (L<sub>0</sub>) est représenté par la composition des échantillons 4, 5, 6A, 6B, 8A, 91, 94 et 96 appartenant au faciès porphyroïde.

Ce diagramme montre que le processus 1 dans lequel les solides sont séparés du liquide de façon plus ou moins continue n'est pas le mécanisme responsable de la différenciation des granites de Saint Amac car le rapport Mg/Fe est constant. Sachant d'autre part qu'une intrusion à dominante solides est peu mobile, nous considérons que la différenciation des granites de Saint-Amac s'est produite sur place par extraction sélective des liquides. Les échantillons représentatifs des liquides de GT, GDio et GPorph se caractérisent par leur caractère relativement clair et par la faible abondance des phénocristaux de feldspath potassique qui dans le cas de 6A, B et 8A



sont réduits à des petits cristaux automorphes. L'échantillon 96 qui provient du sud de Lansac près du contact de la granodiorite de Saint-Amac (GDio) avec le granite de Lansac (GLansac) est dépourvu de phénocristaux. Cet échantillon montre une certaine déformation semblable à celle de la granodiorite de Saint-Amac. Toutefois, il s'en distingue par son caractère relativement clair et par une composition chimique plutôt voisine de celle des granites porphyroïdes. C'est pour cette dernière raison que nous avons préféré le classer parmi GPorph. La situation de ces échantillons dans la partie apicale du massif granitique vers la région de Lesquerde et de la Borde Vieille indique que la différenciation des granites de Saint-Amac se fait globalement de la base vers le toit du massif. La base est formée par un faciès à dominante cumulatique et les liquides résiduels évacués successivement vers le haut se différencient à leur tour par le même mécanisme en formant des faciès de plus en plus clairs en allant vers le toit.

Pour représenter la composition des liquides dans ces granites, nous devons considérer la composition moyenne de ce groupe.

## **7- Relation entre les différents faciès du massif de Saint Amac**

### **7-1 Contraintes sur l'assemblage minéralogique fractionné**

Comme pour le massif précédent, nous essayerons à l'aide des alcalins et des alcalino-terreux de quantifier l'assemblage minéralogique responsable des variations chimiques dans les roches basiques et acides du massif de Saint-Amac. Nous n'avons porté sur ces diagrammes que les granites dont la composition est censée être celle des liquides. Les enclaves basiques dont les teneurs en Ba, Rb et Sr sont modifiées ne sont pas non plus reportées sur ces diagrammes.

Deux trends principaux peuvent être identifiés dans les diagrammes de la figure II.21. Le trend 1 concerne les roches basiques dans lesquelles Ba et Rb augmentent alors que Sr diminue. Le trend 2 concerne le granite de Lansac caractérisé par une diminution de Ba et Sr alors que Rb est constant. Nous pouvons rendre compte des variations :

- du trend 1 par cristallisation de l'olivine (et/ou clinopyroxène, hornblende, orthopyroxène) et du plagioclase. La biotite et le K-feldspath n'interviennent pas.
- du trend 2 par fractionnement de la biotite et du plagioclase.

### **7-2 Relation entre le granite de Lansac et le granite porphyroïde**

#### **7-2-1 A l'aides des variations de certains éléments majeurs et traces**

Si l'on considère que les compositions des granites de Lansac ne sont pas très perturbées par les phénomènes d'accumulation (absence de phénocristaux) et que les variations dans celui ci sont liées à la cristallisation du plagioclase et de la biotite,

les variations de Ba en fonction de Rb et Ba en fonction de Sr (fig. II.21) sont incompatibles avec la différenciation du granite de Lansac à partir de GPorph. L'augmentation d'autre part de  $Al_2O_3$ , CaO (fig. II.18) et aussi du Ga et de la saturation en alumine (fig. II.11) à la transition GPorph-GLansac sont incompatibles avec le fractionnement d'un tel assemblage. Ceci indique que les lacunes de composition soulignées auparavant entre ces deux faciès ne peuvent être liées à des variations dans les proportions de phases fractionnées mais elles sont d'ordre génétique.

### 7-2-2 A l'aide des spectres des terres rares

Dans les faciès acides, les terres rares sont essentiellement portées par l'allanite. L'identité des spectres des lanthanides dans la granodiorite de Saint-Arnac (échantillons 19A, 26A et 26B) et celle de Toumefort (échantillons 143A et 145A) ( $(La/Yb)_N \sim 1.5$ ) confirme notre hypothèse quant à l'identité de ces deux faciès (fig. II.22A). L'examen du diagramme de la figure II.22A montre que les diorites de Saint-Arnac (Dio) sont caractérisées par une anomalie négative en Eu plus prononcée que celle des (GDio). Ces spectres indiquent qu'il ne peut s'agir d'une suite de liquides évoluant par cristallisation progressive à partir d'un même magma.

Le passage des granodiorites aux granites porphyroïdes (échantillons 3, 5 et 20) se fait par augmentation des terres rares cériques et yttriques et un creusement de l'anomalie en Eu. Le passage GDio-GPorph peut être expliqué de deux façons : soit que le (GPorph) dérive de (GDio) par un fractionnement des feldspaths entraînant un creusement de l'anomalie en Eu ou bien que les spectres de GPorph soient plutôt proches de ceux du magma parent. Ainsi, GDio représente un cumulat feldspathique de GPorph. C'est cette dernière hypothèse qui nous paraît la plus probable du fait du caractère cumulatif de GDio dans le diagramme II.20B. Tenant compte de ces considérations, la présence d'anomalie négative en Eu plus prononcée dans Dio que GDio ne peut être prise comme argument pour réfuter leur cogénéisme.

Dans la figure II.22B où ne sont reportés que les échantillons représentatifs des liquides (4, 5, 6A, 6B, 8A, 27, 94 et 95) nous constatons que les spectres du groupe a que nous avons considéré comme un sous faciès de GPorph et dont font partie les échantillons 6A, 6B et 8A sont identiques à ceux des échantillons 4, 5, 27, 94 et 95.

Dans le granite de Lansac, nous pouvons distinguer deux familles dans le diagramme de la figure II.22A : les échantillons 2 et 29 ayant une distribution des lanthanides identique à celle des granites porphyroïdes ( $(La/Yb) \sim 9$ ) et les cumulats feldspathiques 32 et 146 caractérisés par une anomalie en Eu peu prononcée (accumulation de feldspaths) et un appauvrissement en terres rares lourdes ( $(La/Yb)_N \sim 20$ ). Les faibles teneurs en Y (terres rares lourdes en général) indiquent un fractionnement important de grenat.

FACIES = ■ Dio □ DT ▼ Oiol ● GPorph ○ GLansac

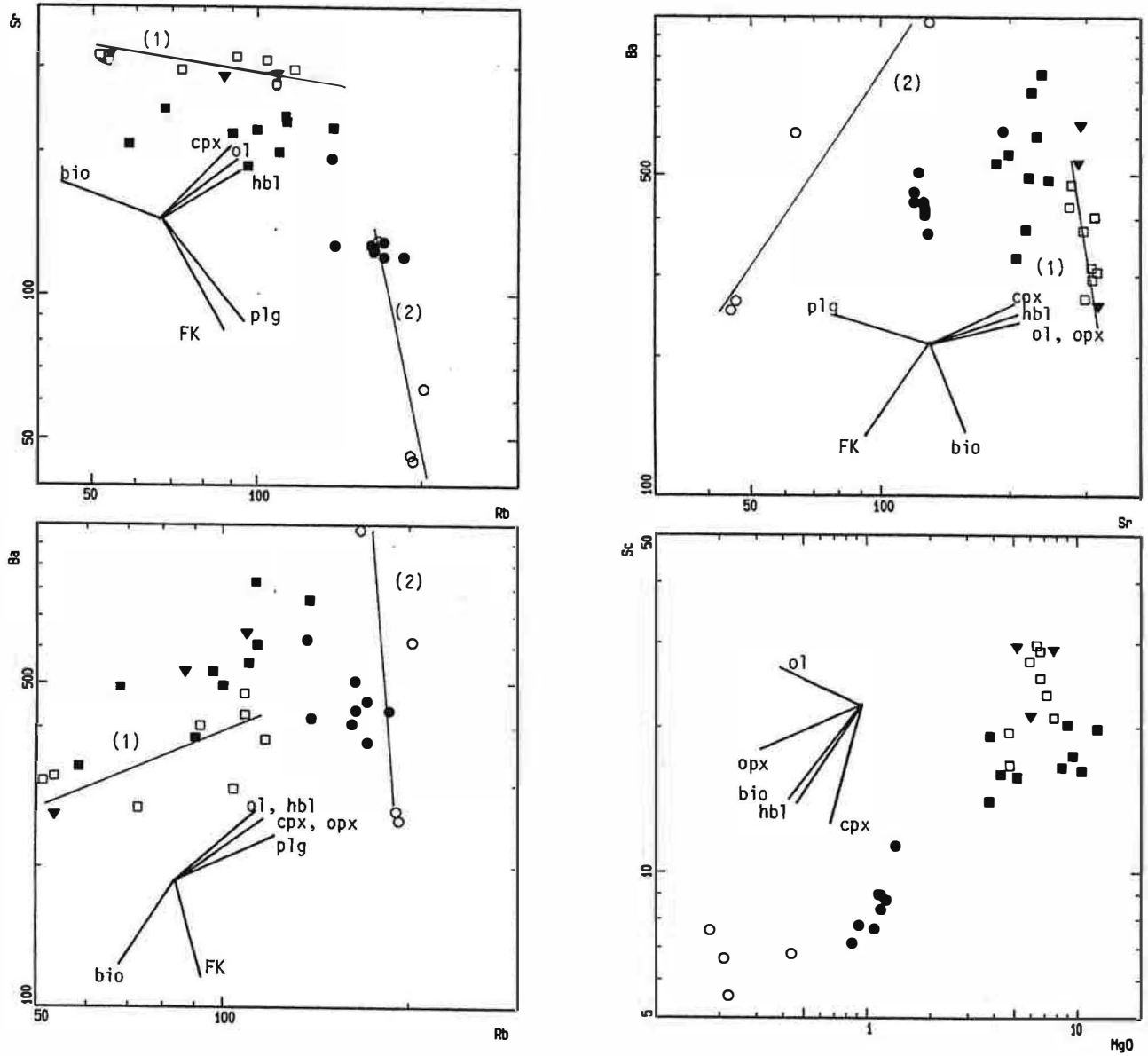


Figure II.21 : Evaluation de l'assemblage minéralogique fractionné au cours de la différenciation des roches du massif de Saint-Arnac.

facies = ■ Dio □ DT ◆ GDio ● GPorph ○ GLansac ◆ GT

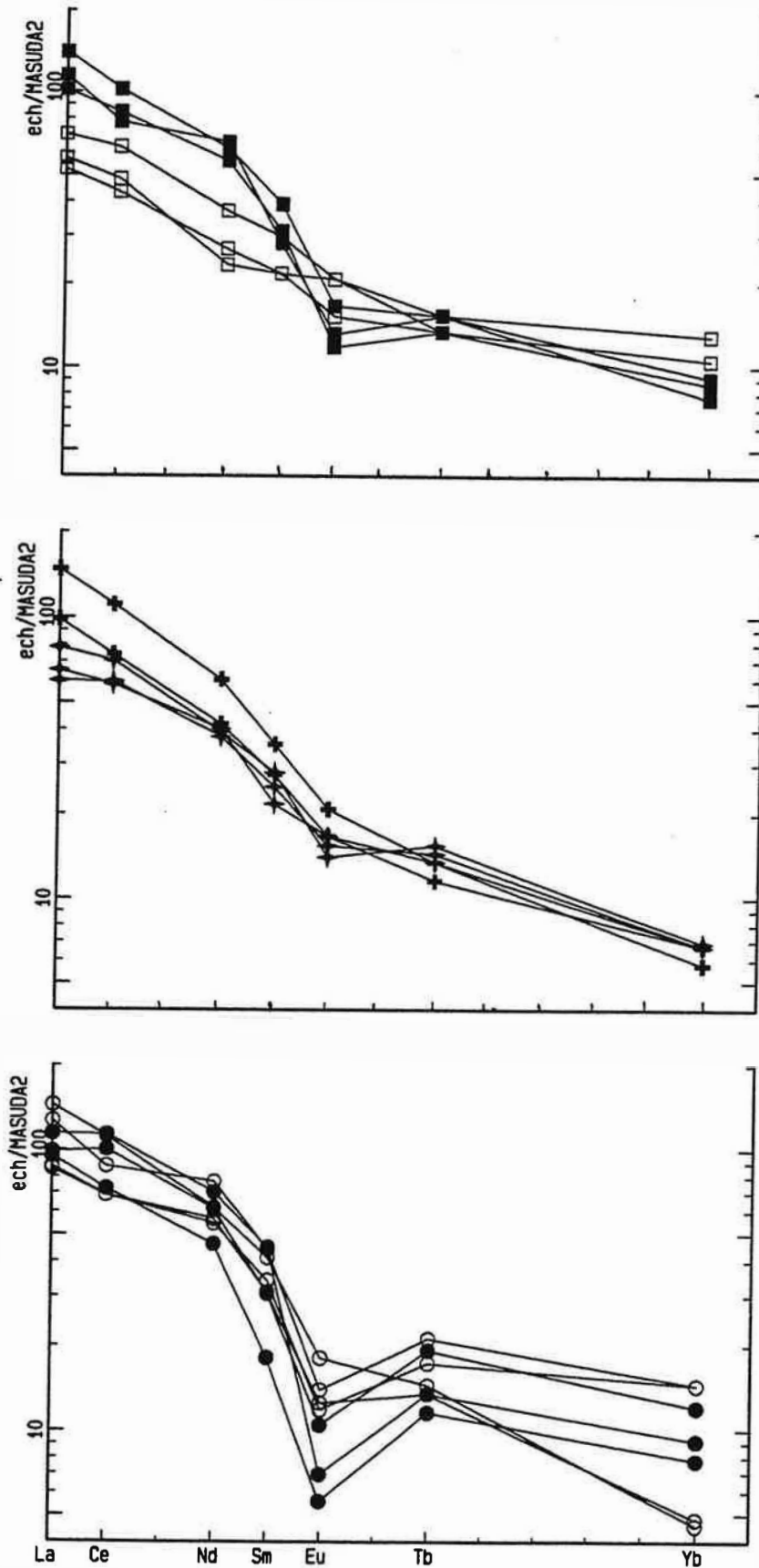
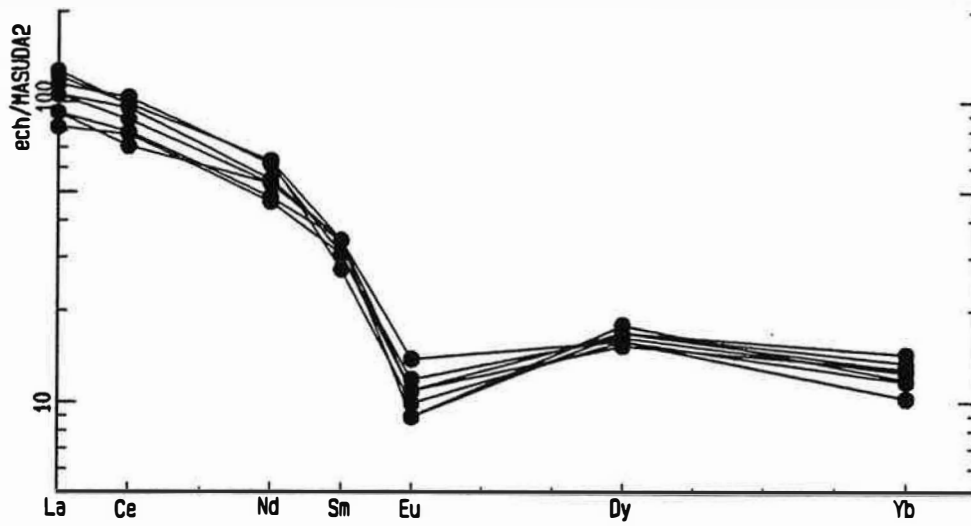


Figure II.22A : Spectres de terres rares des roches basiques et des granites du massif de Saint-Arnac (mêmes valeurs de normalisation que dans la figure I.8B) (analyses par activation neutronique).

FACIES = ●GPorph



FACIES = ○GLansac

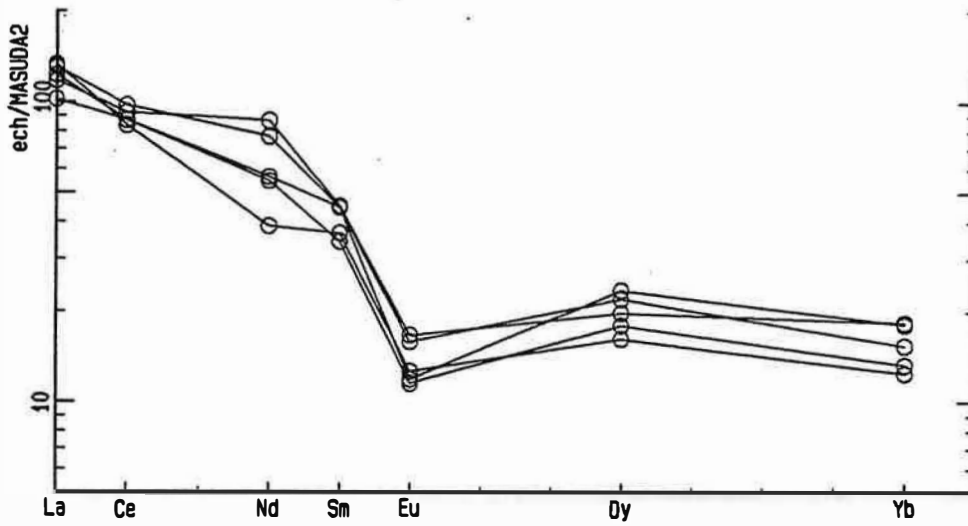


Figure II.22B : Spectres de terres rares des granites représentatifs des liquides (analyses par ICP séquentiel).

Nous constatons que dans tous les cas, l'anomalie en Eu de GLansac est moins accentuée que dans (GPorph). Cette anomalie en Eu suggère que le passage (GLansac-GPorph) ne peut être expliqué par un fractionnement des feldspaths car les plagioclases de (GLansac) sont plus acides que ceux de (GPorph).

En conclusion, l'étude des terres rares nous permet de confirmer certaines hypothèses annoncées ci dessus et qui supposent que :

a- la granodiorite de St-Arnac, de Tournefort et le granite porphyroïde forment une seule intrusion évoluant par cristallisation et accumulation à partir d'un même magma parent. Les granodiorites représentent les termes cumulatifs d'un "liquide" relativement différencié de type granite porphyroïde.

b- Le granite de Lansac constitue une intrusion différente ne pouvant être cogenétique avec les faciès précédents.

L'évolution des terres rares nous ne permet pas cependant de confirmer la parenté entre les roches basiques et les roches acides.

### **7-3 Relation entre les roches basiques et les granites associés**

Contrairement au cas de l'association catazonale du massif d'Ansignan où nous avons pu discuter avec clarté la relation génétique entre les faciès basiques et les faciès acides. L'absence de termes intermédiaires entre les faciès basiques et les faciès acides dans l'association mésozonale ne nous permet pas d'établir cette relation.

Les diagrammes de la figure II.21 montrent qu'il est possible de passer des roches basiques aux granites par cristallisation des plagioclases et des biotites. Ce passage est marqué par un changement de comportement de Ba, Zn et Ga qui deviennent compatibles à la transition basique-acide. Les variations de tous les éléments majeurs sont compatibles avec une différenciation des granitoïdes de Saint-Arnac à partir des roches basiques associées par cristallisation du plagioclase et de la biotite. Cependant si l'on considère que les teneurs en Cr des enclaves basiques sont primaires (fig. II.12), une origine monogénétique des granites avec les roches basiques de type Dio, auxquelles appartiennent ces enclaves, par simple cristallisation ne peut être admise car les enclaves sont caractérisées par un rapport Cr/Mg plus faible que celui des granites.

Dans les diagrammes de la figure II. 23, une parenté entre DT ou Dio et les granites associés reste envisageable. Cette dernière hypothèse suppose que dans le domaine  $MgO > 4\%$ , Y et Ce sont encore incompatibles et que la différenciation de ces granites à partir de DT ou Dio s'est produite en profondeur, par fractionnement du plagioclase et de la hornblende, et que leur mise en place s'est faite sous forme de magmas individualisés comme cela a été proposé par Rimbault (1984). Cette

FACIES = ■ Dio □ DT ▼ Dio1 ● GPorph ○ GLansac

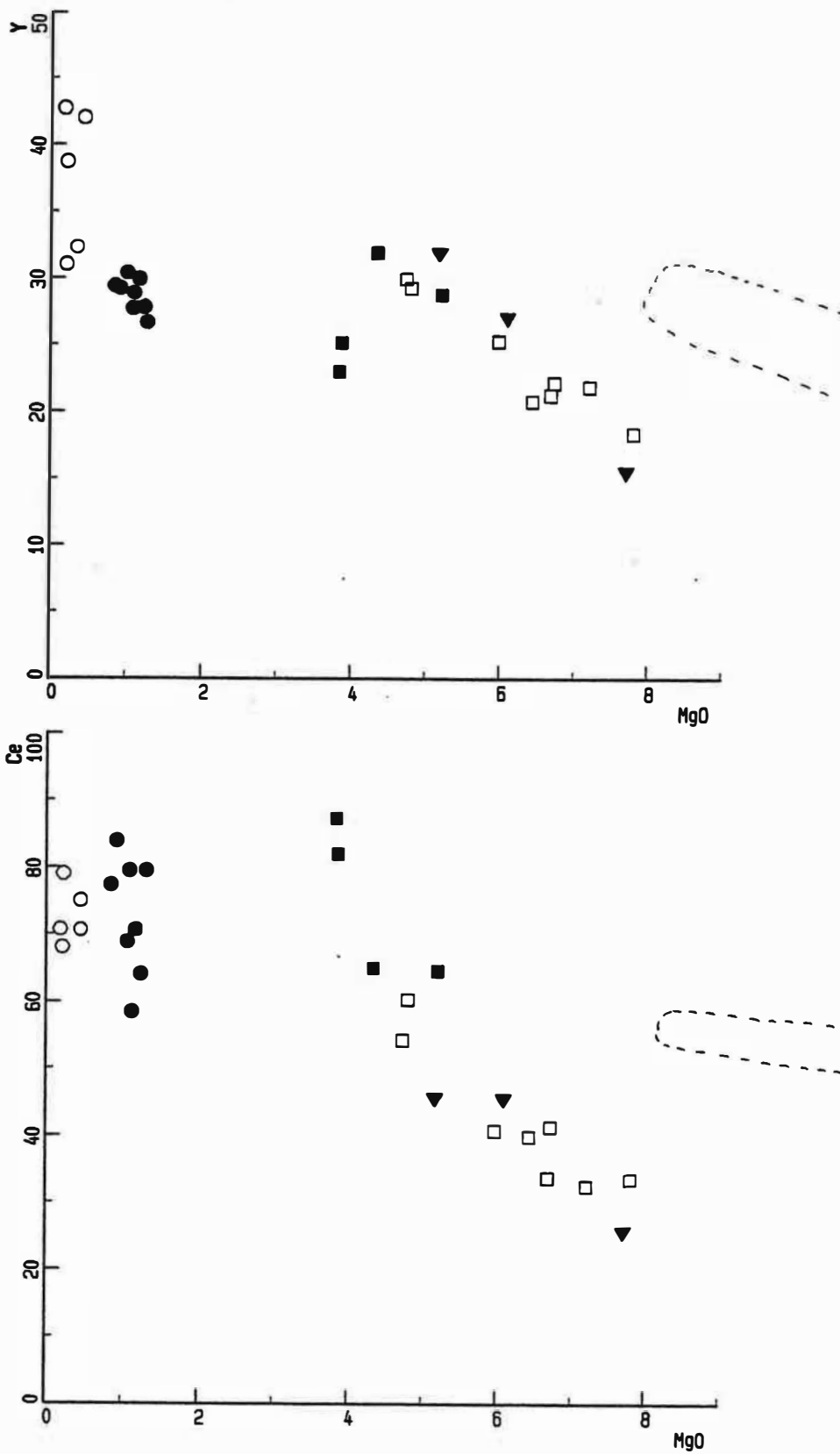


Figure II.23: Relation entre les granites représentatifs des liquides et les roches basiques et intermédiaires associées.

⋯: Domaine des cumulats ferromagnésiens de Dio.

FACIES ■ Gabbro □ EBasiqu ▼ GDiorit ▽ GPorphy

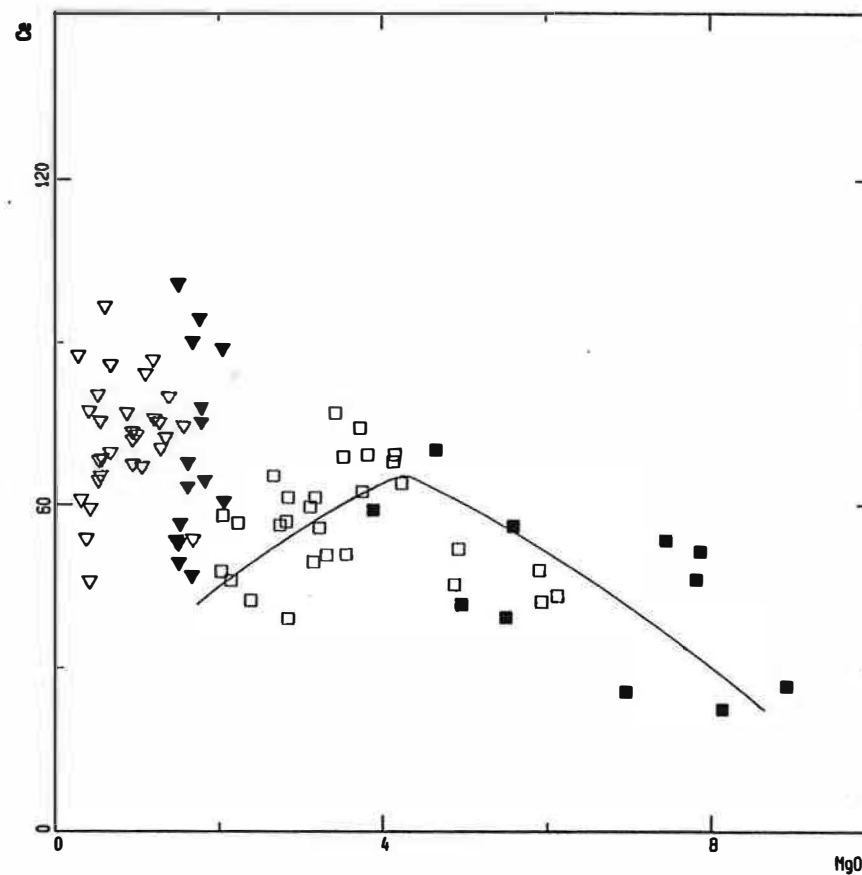
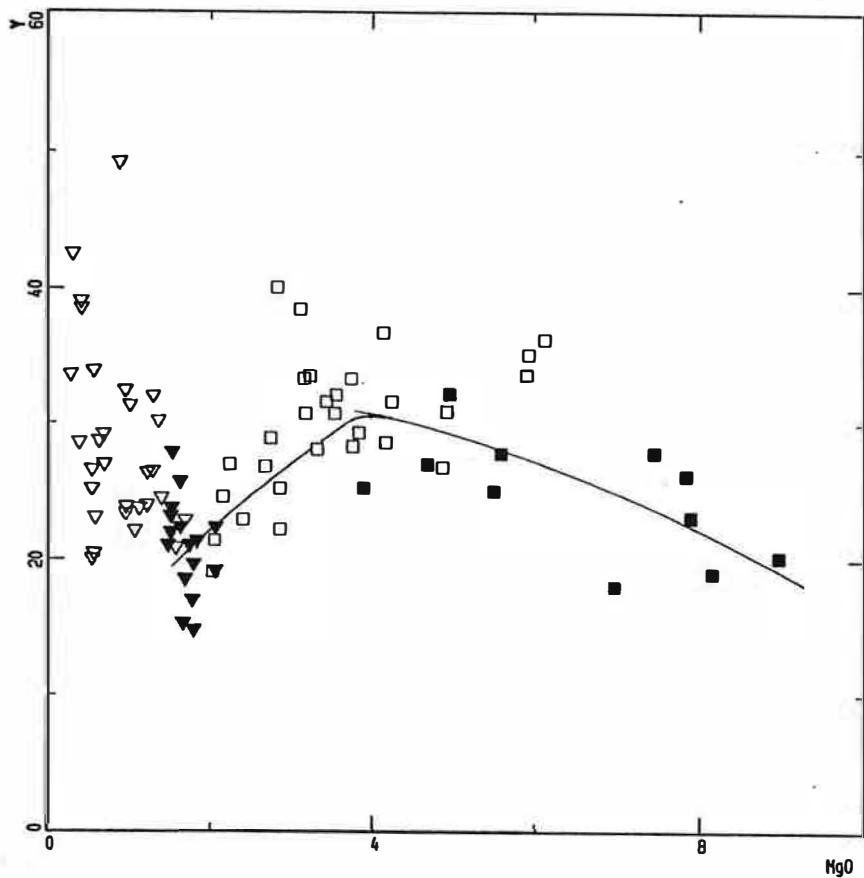


Figure II.24 : Comparaison des variations du Ce et Y dans les granitoïdes de Millas à celles des granitoïdes de Saint-Arnac.

EBasiqu : enclaves basiques dans les granites ;  
 GDio : granodiorites ;  
 GPorphy : granites porphyroïdes



hypothèse ne peut cependant être retenue si l'on compare ces variations chimiques à celles que l'on observe dans les granitoïdes de Millas (Clavières, 1990).

L'association plutonique de Millas montre de fortes analogies pétrographiques, minéralogiques et géochimiques avec celle de Saint-Arnac. Elle se caractérise par la présence de roches basiques de type gabbros, diorites et diorite-quartziques en essaims d'enclaves ou en masses de taille relativement importante. Ces roches basiques et intermédiaires sont caractérisées par l'association amphibole + plagioclase + biotite ± quartz ± K-feldspath + accessoires (apatite, zircon). Ces roches basiques sont associées à des granodiorites et des granites porphyroïdes. Les granodiorites et les granites porphyroïdes sont caractérisés par l'association plagioclase + biotite + K-feldspath + quartz + accessoires (ilménite, zircon, apatite et allanite).

Les granitoïdes de Millas montrent une évolution chimique semblable à celle de St-Arnac notamment en ce qui concerne certains éléments traces (Ce et Y) (fig. II.24) mais aussi en Th. Les teneurs en ces éléments semblent augmenter de la granodiorite au granite porphyroïde. Dans les roches basiques et intermédiaires (y compris les enclaves), les variations du Ce et Y sont caractérisées par un maximum de teneurs à MgO~4%.

Si par analogie avec le massif de Millas, on considère que le maximum en Y et Ce dans les roches basiques et intermédiaires de St-Arnac se situe à environ 4%MgO, les lacunes de composition observées entre les granites de St-Arnac et les roches basiques à l'aide des variations du Ce et Y (fig. II.23) sont d'ordre génétique. Ceci indique qu'une différenciation de ces granites à partir des roches basiques associées ne peut être admise. Il faut cependant prendre cette conclusion avec prudence car il semble que tant que la distinction entre les différentes familles des roches basiques dans le massif de Millas (s'il y en a plusieurs) n'est pas établie, cette conclusion reste très fragile.

### **7-3-1 : Origine hybride des granitoïdes de Saint-Arnac**

La composition chimique des granitoïdes de Saint-Arnac est différente de celle des gneiss de Caramany et de la composition moyenne de la série schistogréseuse encaissante. Ces granitoïdes métaalumineux à légèrement alumineux ( $1.05 < A/CNK < 1.2$ ), correspondent en fait à des tonalites, granodiorites et monzogranites (Debon et Le Fort, 1988). Les études isotopiques de Vitrac-Michard et Allègre (1975) ; Ben Othman et al. (1984) sur les granites voisins de Millas et de Quérigut (analogues à ceux de Saint-Arnac) révèlent des rapports isotopiques initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de l'ordre de 0.7095 qui excluent une origine purement crustale. Les faibles rapports isotopiques dans ces granites et dans les gneiss de base, y compris ceux de Caramany, ont amené ces auteurs à considérer ces granites comme le résultat d'une fusion crustale en profondeur plus une contribution mantellique.

Le caractère intrusif des granitoïdes de St-Arnac implique une origine profonde du magma granitique ; leur association étroite à des termes basiques et intermédiaires, leur mise en place tardive par rapport au pic du métamorphisme régional (Autran et al, 1970, Vitrac-Michard ; Allègre, 1975 et Delay, 1990) et l'abondance de la formation granodioritique suggère que ces roches basiques auraient contribué à la formation de ces granitoïdes. Sachant d'autre part que ces magmas sont saturés en alumine ou au voisinage de la saturation en alumine, leur capacité d'assimilation de matériaux alumineux est réduite ; le contraste thermique lors de leur mise en place dans un niveau relativement superficiel et froid accélère le refroidissement rapide des magmas.

En conclusion les granitoïdes de Saint-Arnac auraient une origine hybride à la fois mantellique et crustale, leur mise en place se fait par injection successive de magmas profonds le long de fractures crustales comme ceci a été proposé par Lagarde et al. (1992) pour les granitoïdes carbonifères de la chaîne hercynienne. L'absence de traces d'alimentation de ces granitoïdes dans l'unité basale des gneiss de Belestia et de Caramany suppose une remontée des magmas sous forme de bulles se dissociant de ses racines.

## 8- Conclusion

Les variations internes dans les granodiorites de St Amac et de Tournefort indiquent que ces deux faciès ne sont pas différents. La granodiorite de Tournefort est le prolongement latéral vers l'Est de celle de St-Amac.

Les variations internes dans les granodiorites et dans le granite porphyroïde sont assez importantes et sont toujours continues. Ces variations sont liées à la cristallisation de la biotite, du plagioclase, de l'ilménite, de l'apatite et du zircon qui entraînent une diminution régulière en fonction de MgO (indice de différenciation) de Al, Ba, Ga, Fe, Ti, Ca, Zn, P et Zr (fig. II.17 et 18). En revanche, l'augmentation simultanée de Ce, La, Th et Y (fig. II.19) suggère une cristallisation tardive de l'allanite qui est le principal porteur des terres rares. L'abondance de l'accumulation dans les granites de St-Amac suggère que la différenciation de ces granites s'est produite sur place par accumulation et extraction sélective des liquides.

Les variations des terres rares montrent que le granite de Lansac est caractérisé par une anomalie peu prononcée en Eu que celle du granite porphyroïde. L'augmentation d'autre part de Al, Ca, Ba et Ga (fig. II.18) à la transition GLansac-GPorph indiquent qu'une différenciation des granites porphyroïdes ne peut être à l'origine de ceux de Lansac.

Les relations acides-basiques (fig. II.23) ne peut être établie avec certitude à cause de l'absence de termes intermédiaires. La comparaison en revanche des variations dans les granitoïdes de St-Amac avec celles que l'on observe dans le massif de Millas ainsi que les données isotopiques disponibles sur les massifs voisins (Quérigut et Millas) suggèrent une origine hybride des granitoïdes de Saint-Arnac.

### III COMPOSITIONS CHIMIQUES DES MINERAUX

#### 1- Les amphiboles

L'amphibole est une phase dominante aussi bien dans les diorites de Saint-Amac (Dio) que celles de Tournefort (DT). Sa proportion diminue au profit de celle de la biotite dans les termes différenciés (quartzdiorites). Les caractéristiques texturales des amphiboles nous permettent de distinguer :

- une amphibole verte en agrégats polycristallins notamment dans les cumulats ferromagnésiens de Dio (symbole : Dio.CF).

- une amphibole verte brunâtre (aussi bien dans Dio que dans DT) en cristaux automorphes à subautomorphes montrant parfois un coeur brunâtre entouré d'une auréole plus claire. L'identité des compositions de ces amphiboles avec celles en petits cristaux automorphes en inclusions dans les plagioclases indique un rééquilibrage presque parfait de ces amphiboles au moins à l'échelle de la lame.

Il existe un autre type d'amphibole peu abondant en association complexe avec la cummingtonite et développé uniquement dans les cumulats ferromagnésiens de Dio. Ces amphiboles sont symbolisées par Dio.am1.

A l'exception des amphiboles en inclusion dans les plagioclases ou celles montrant une zonation évidente dont l'origine magmatique est indiscutable la distinction pétrographique entre les amphiboles primaires et secondaires est pratiquement impossible. Ainsi seule la composition chimique nous permettra de les distinguer.

Nous avons analysé les amphiboles dans la diorite de Tournefort (DT) et dans la diorite de Saint-Amac. Nous ne disposons pas d'analyses d'amphiboles des enclaves basiques (ampenc) et de Dio1 qui se rattache du point de vue géochimique à DT. Les analyses sont données en annexes (tableau II.2).

#### 1-1 composition chimique

Nous avons adopté le même mode de calcul de formules structurales et de remplissage de site structuraux que pour les amphiboles du massif d'Ansignan. Pour estimer la quantité de  $Fe^{3+}$  dans nos amphiboles, nous avons utilisé l'équation d'équilibre des charges de Papike et al. (1974). Dans la diorite de Tournefort les teneurs en  $Fe^{3+}$  des amphiboles sont nulles ou très faibles sauf pour quelques cristaux des échantillons 151B et 66A qui montrent des teneurs comprises entre 0.1 et 0.21 a./f.u. Dans la diorite de Saint-Amac (Dio), les amphiboles des cumulats ferromagnésiens (22A, C et D) et certains cristaux de l'échantillon 18 ont des teneurs en  $Fe^{3+}$  généralement comprises entre 0.1 et 0.2 a./f.u., sauf dans deux cristaux de 22D où elles atteignent 0.25 a./f.u.. Etant donné les faibles valeurs de  $Fe^{3+}$  estimées, nous considérons, dans la suite, tout le fer comme ferreux.

Les amphiboles des roches basiques de St-Amac sont caractérisées par des teneurs élevées en CaO (Ca est compris entre 1.62 et 1.93 a./f.u) et faibles en alcalins ( $0.06 < (Na + K)A < 0.33$ ). Selon Leake (1978), il s'agit d'amphiboles calciques.

Les amphiboles des diorites de Tournefort (DT) sont caractérisées par des teneurs relativement élevées en titane ( $0.3 < TiO_2 < 1.4$ ), faibles en silice ( $6.88 < Si < 7.64$ ) et un rapport XMg faible ( $0.5 < X_{Mg} < 0.72$ ). Leur composition évolue dans le diagramme Si en fonction de  $X_{Mg}$  (fig. II.25) depuis la hornblende magnésienne jusqu'à la hornblende actinolitique .

Dans la diorite de St-Amac, les amphiboles sont plus siliceuses, plus magnésiennes et moins titanifères que celles de DT ( $7.1 < Si < 7.72$  ;  $0.58 < X_{Mg} < 0.81$  et  $0 < Ti < 0.09$ ). Leur composition évolue depuis la hornblende magnésienne jusqu'à l'actinolite en passant par la hornblende actinolitique. Cette gamme de composition se retrouve aussi sur le diagramme Al<sup>IV</sup> en fonction de (Na + K)A (fig. II.25).

A l'intérieur de chaque échantillon, la composition des amphiboles est assez homogène : la composition des cristaux en inclusions dans les plagioclases n'est pas très différente de celle des amphiboles de la trame. De même les amphiboles secondaires se développant au dépens de la biotite (point 59 de l'échantillon 66A (DT) et 51 de 22C (Dio)) montrent des compositions semblables à celles des amphiboles de la trame. Cette identité des compositions indique un certain rééquilibrage entre les différents types d'amphiboles.

A l'échelle du cristal, les variations coeurs-bordures dans les amphiboles se caractérisent par une augmentation de SiO<sub>2</sub> et MgO et une diminution de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O (Tableau II.2) en allant du coeur vers le bord du cristal. L'augmentation de SiO<sub>2</sub> et la diminution de TiO<sub>2</sub> s'expliquent par une baisse de la température et une augmentation de l'activité de la silice dans le magma, en accord avec les travaux de Heltz (1973) et Cawthorn (1976).

facies = ■ Dio □ DT ▼ Dio.CF ▽ Dio.am1

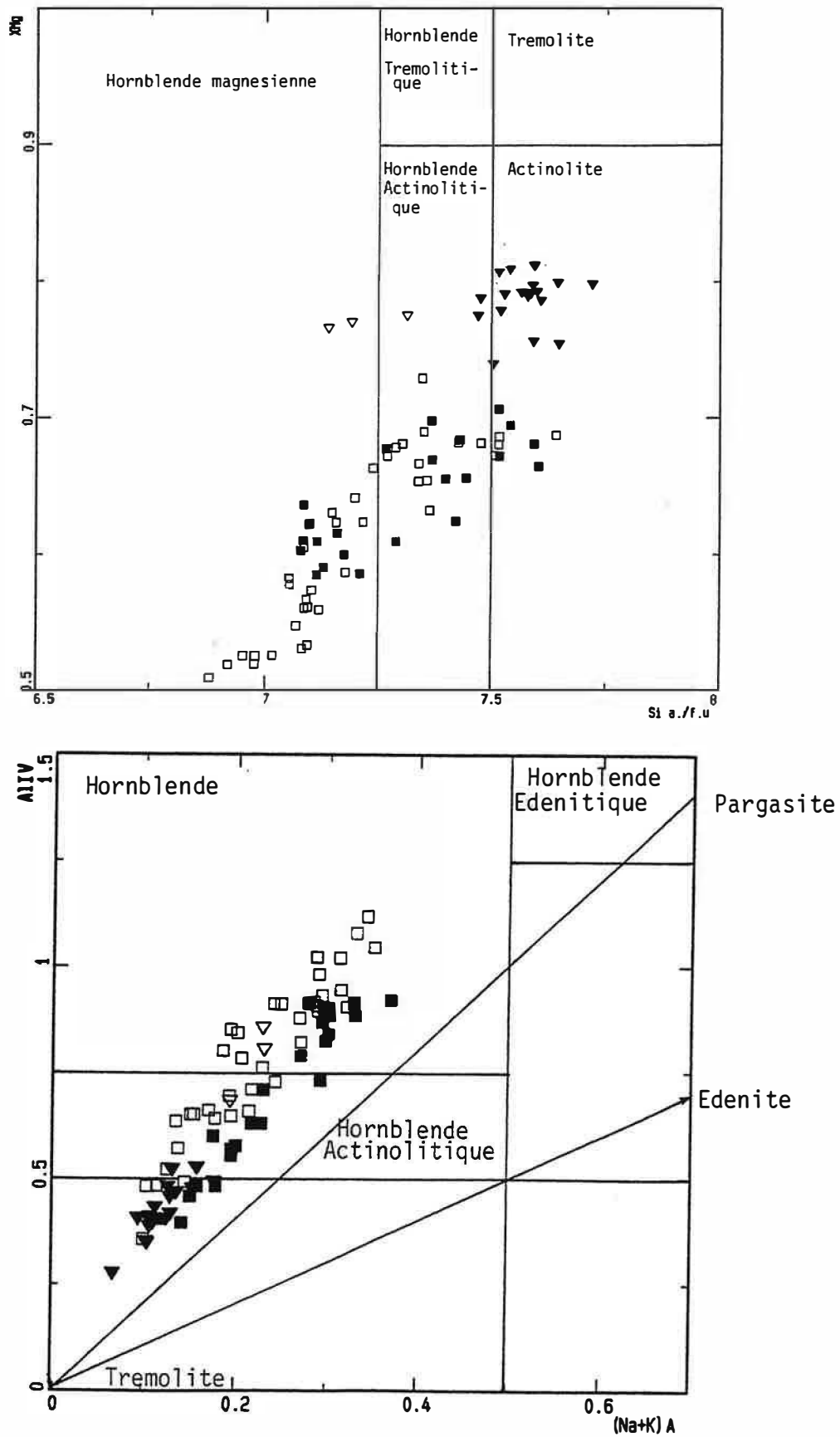


Figure II.25 : Position des amphiboles des roches basiques du massif de Saint-Arnac dans les diagrammes Mg/(Mg + Fe) : Si de Leake (1978) et Al<sup>IV</sup> en fonction de (Na+K)A. (Dio.CF : amphibole des cumulats ferromagnésiens de Dio ; Dio.am1 : amphibole associée à la cummingtonite dans l'échantillon 19B de Dio).

facies = ■ Dio □ DT ▼ Dio.CF ▽ Dio.am1

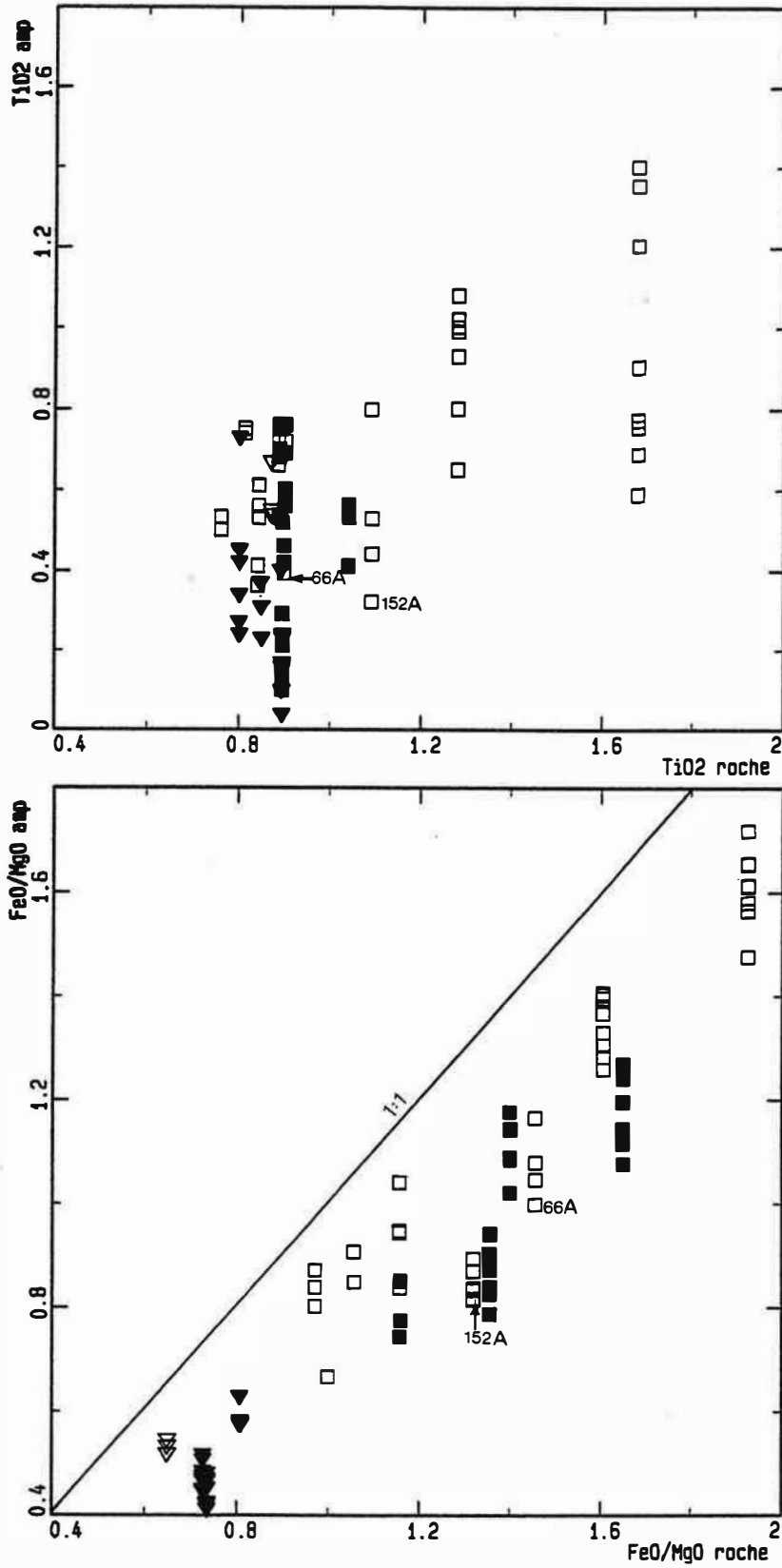


Figure II.26 : variation de la teneur en titane et du rapport FeO/MgO des amphiboles en fonction de  $TiO_2$  et FeO/MgO des roches hôtes.

point	75	76	105	104	11	12
lame	18		40		152A	
faciès	Dio		DT		DT	
	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure
SiO <sub>2</sub>	47.75	50.52	49.81	52.25	52.14	52.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.92	4.97	6.1	4.53	4.88	4.04
FeO	15.44	14.51	13.16	12.64	12.49	11.83
MgO	12.17	13.5	13.9	15.07	14.36	14.55
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.42	0.56	0.39	0.44	0.32
MnO	0.54	0.38	0.2	0.38	0.43	0.29
Na <sub>2</sub> O	0.72	0.45	0.51	0.35	0.52	0.38
K <sub>2</sub> O	0.64	0.4	0.31	0.11	0.18	0.15
CaO	12.17	11.92	11.4	12.13	12.4	12.42
XMg	0.58	0.62	0.68	0.65	0.67	0.68

Tableau II.2 : Zonation dans les amphiboles du massif de Saint-Amac.

(18 et 40 amphiboles de la trame ; 152A amphibole en inclusion dans un plagioclase).

Les amphiboles des cumulats ferromagnésiens (Dio.CF) et certaines amphiboles de 22D qui sont caractérisées par des teneurs relativement élevées en silice ( $Si > 7.5$  a./f.u), faibles en titane ( $0.004 < Ti < 0.05$  a./f.u) et en alumine ( $0.2 < Al_T < 0.8$  a./f.u.) proviendraient d'une transformation post-magmatique des phases anhydres précoces (pyroxènes). Ces résultats confirment d'une part les observations pétrographiques et sont d'autre part en accord avec les travaux de Leake (1971) qui stipulent que dans le domaine  $Si > 7.5$  a./f.u il n'y a pas d'amphibole magmatique. Le caractère plus magnésien (teneurs en MgO particulièrement élevées:  $XMg > 0.75$ ) et les teneurs relativement élevées en Cr ( $Cr_2O_3$  peut atteindre 0.26% en poids d'oxyde) dans ces amphiboles sont hérités des anciens ferromagnésiens (clinopyroxène-olivine) remplacés. En fait l'étude géochimique de ces cumulats montre qu'ils sont constitués d'une paragenèse primaire essentiellement à olivine et probablement clinopyroxène.

Dans le cas de (DT), les amphiboles actinolitiques provenant de la transformation des clinopyroxènes sont peu abondantes. Ceci suggère que la durée de cristallisation des clinopyroxènes était relativement courte par rapport à celle de (Dio) ; le champ de stabilité de la hornblende dans ce faciès serait rapidement atteint probablement à cause de la teneur en eau qui serait relativement élevée.

Les amphiboles associées à la cummingtonite (Dio.am1) sont caractérisées par un rapport XMg élevé et des teneurs faibles en silice (hornblendes magnésiennes à



actinolitiques) (fig. II.25). Ces amphiboles sont probablement un peu plus précoces que les Dio.CF.

Les teneurs en titane et le rapport FeO/MgO des amphiboles sont fonction de FeO/MgO et TiO<sub>2</sub> de la roche hôte (fig. II.26). La coexistence de l'amphibole avec l'ilménite suppose qu'elle est saturée en titane. Les amphiboles de (DT) et celles de (Dio) se disposent sur deux trends différents dans le diagramme FeO/MgO amphibole: FeO/MgO roche (fig. II.26). Le rapport FeO/MgO est plus élevé dans les amphiboles de (DT) que dans celles de (Dio). Il diminue des hornblendes magnésiennes vers les actinolites. Ceci est en accord avec les travaux de Leake (1965) et Grappes (1975) qui montrent que le rapport FeO/MgO des amphiboles est fonction de celui de la roche hôte. Les résultats géochimiques montrent en fait que le rapport Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO de DT est en moyen plus élevé que celui de Dio (excepté les cumulats ferromagnésiens).

Les amphiboles de 152A montrent des faibles teneurs en titane ( $0.32 < Ti < 0.8\%$ ) et un rapport Fe/Mg relativement faible (fig. II.26) qui suggèrent que ces amphiboles ont été sujettes à un rééquilibrage tardif favorisant un partage de Fe en faveur de la biotite et de l'ilménite.

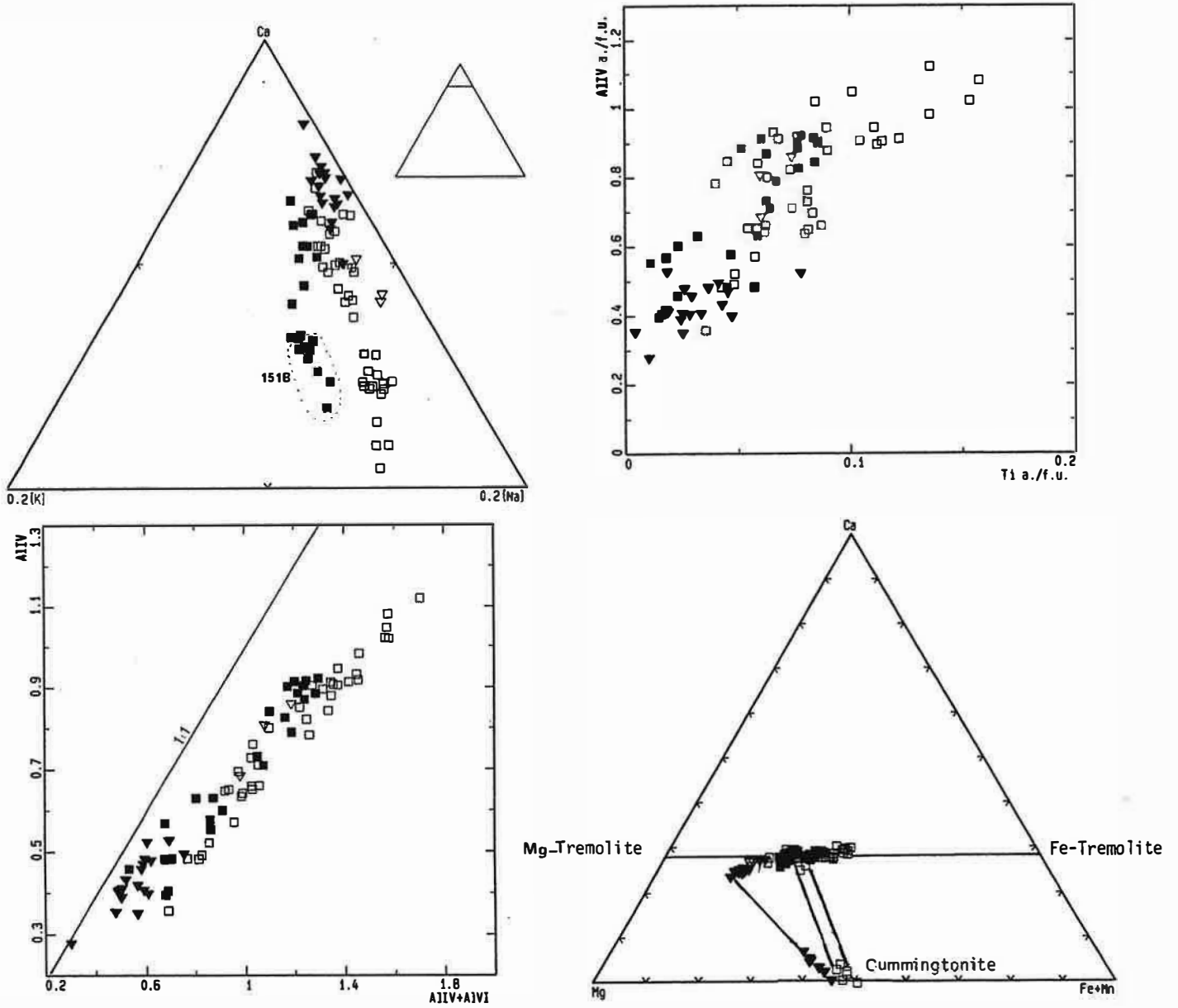
Cette différence de composition des amphiboles se manifeste de façon beaucoup plus nette dans le diagramme K/Ca/Na (fig. II.27) qui montre que les deux familles d'amphiboles ont des rapports d'alcalins différents. En fait, c'est surtout K<sub>2</sub>O qui discrimine ces deux groupes d'amphiboles. Pour une même valeur XMg les amphiboles de Dio sont plus potassiques que celles de DT. Les amphiboles de l'échantillon 151B montrent comme pour les biotites des compositions semblables à celles de (Dio). Ceci confirme notre classification géochimique : cet échantillon provient de la masse basique de Toumefort mais montre une composition chimique semblable aux roches basiques de St-Arnac.

Sachant que la teneur en alcalins des amphiboles est surtout liée à la composition chimique du milieu à partir duquel elles cristallisent (Cawthorn, 1976), les teneurs élevées en K<sub>2</sub>O des amphiboles de (Dio) indiqueraient une cristallisation à partir d'un liquide relativement potassique. Ceci indique que le caractère relativement potassique de (Dio) par rapport à (DT) (c.f. géochimie fig. II.9) et dont témoigne la présence du K-feldspath dans Dio et son absence dans DT est primaire.

## 1-2 Substitutions

L'augmentation de Al<sup>IV</sup> avec (Na + K)<sub>A</sub> met en évidence la substitution édénitique (fig. II.25). Ce diagramme montre que dans (Dio), la substitution édénitique a joué un rôle relativement plus important que dans (DT) car les amphiboles de DT sont légèrement décalées vers le pôle tschermackite.

facies = ■ Dio □ DT ▼ Dio.CF ▽ Dio.am1



**Figure II.27 :** Variation de la composition des amphiboles du massif de Saint-Arnac. Les amphiboles de la diorite incluse dans la granodiorite de Saint-Arnac se distinguent des amphiboles de la diorite de Tournefort par un rapport K/Na relativement élevé.

L'introduction de l'alumine dans le site octaédrique des amphiboles est favorisée par une augmentation de la pression ou une diminution de température. Dans les amphiboles de St-Amac, 63% de l'alumine totale des amphiboles est sous forme de  $Al^{IV}$  ( $Al^{VI}$  est comprise entre 0.02 et 0.58 a.f.u., contre 0.27 et 1.12 a.f.u. de  $Al^{IV}$ ) (fig. II.27). Ces faibles teneurs en  $Al^{VI}$  s'expliquent en partie par une augmentation de l'activité de la silice et par des faibles pressions. La saturation en quartz, marquée par son apparition dans la paragenèse primaire de la roche, est atteinte à  $AlT = 1.12$  a.f.u.

L'introduction du titane dans les amphiboles du massif de Saint-Amac se fait selon la substitution Ti-tschermackite :  $TiY + 2Al^{IV} = R^{2+} + 2SiZ$  comme le suggère l'augmentation simultanée de Ti et  $Al^{IV}$  (fig. II.27).

Dans le diagramme triangulaire Mg/Ca/Fe+Mn (fig. II.27), nous avons reporté les compositions de certaines cummingtonites analysées. Nous constatons que ces cummingtonites sont caractérisées par un rapport Fe/Mg plus élevé que celui des amphiboles calciques associées. Ce rapport Fe/Mg élevé est probablement hérité du minéral précoce (l'orthopyroxène) sur lequel elles se sont développées. Nous constatons d'autre part que les cummingtonites de Dio.CF sont relativement riches en CaO qui peut atteindre 3.5% en poids d'oxydes alors que dans les autres cummingtonites  $CaO < 1.8\%$ . Il est probable que ces teneurs élevées en Ca sont liées à l'association complexe (interdigitations) hornblende-cummingtonite et qu'au cours de l'analyse nous avons pris aussi de la hornblende.

### 1-3 estimation des conditions de cristallisation des amphiboles

Les travaux expérimentaux de Egger (1972) et Cawthorn et O'Hara (1976) sur des andésites calco-alcalines montrent que pour une pression donnée ( $P$  variable de 2 à 10 Kbar) la limite supérieure de stabilité de la hornblende est liée à la saturation en eau du magma. Pour des teneurs en eau inférieures à 2%, c'est le plagioclase qui est au liquidus, lorsque la teneur en eau du magma augmente c'est l'orthopyroxène et l'olivine qui sont stables. Le clinopyroxène suivi par la hornblende sont au liquidus pour des teneurs en eau  $> 5\%$ .

L'existence de cristaux d'amphiboles automorphes en inclusion dans les coeurs même des plagioclases de DT, indique que la cristallisation des deux phases s'est faite de manière synchrone. Ceci suggère que la teneur en eau du magma était probablement élevée. Dans (Dio), les inclusions d'amphibole dans le plagioclase sont rares. La cristallisation précoce des phases anhydres formant les cumulats ferromagnésiens (orthopyroxène/olivine) indiquent des teneurs relativement faibles en eau des magmas à l'origine de Dio.

L'utilisation du géothermomètre de Blundy et Holland (1990) pour estimer la température de rééquilibrage des amphiboles, montre que dans (Dio) (la pression est fixée à 2 Kbar), les températures maximales obtenues pour les amphiboles de l'échantillon 18 pour  $X_{ab} = 0.63$  est de l'ordre de  $630^{\circ}C$ . La température minimale

facies = ■Dio □DT ▼Dio.CF ▽Dio.am1

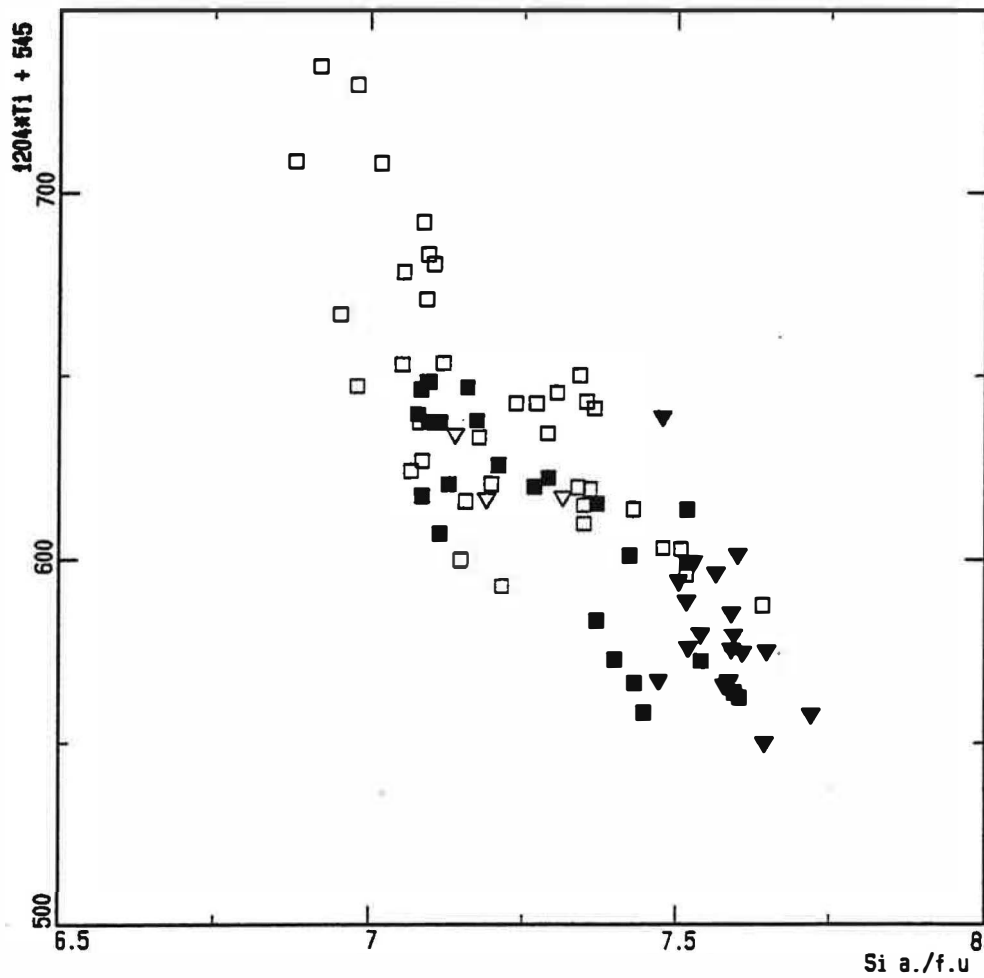


Figure II.28 : Géothermomètre de Otten (1984) basé sur la teneur en titane des amphiboles. Application aux amphiboles du massif de Saint-Amac :  $T^{\circ}\text{C} = 1204\text{Ti} + 545$ .

obtenue à partir des amphiboles de 22D ( $X_{ab} = 0.59$ ) est de 520°C. Dans (DT), les températures s'échelonnent entre 740°C et 511°C pour les amphiboles de 143B ( $X_{ab} = 0.48$ ) et 152A ( $X_{ab} = 0.6$ ) respectivement. Ces températures sont compatibles avec les températures obtenues à partir du géothermomètre de Otten (1984) basé sur la teneur en titane des amphiboles coexistant avec l'ilménite (fig. II.28). Cet auteur propose deux équations suivant que la température est inférieure ou supérieure à 970°C :

1) pour  $T^{\circ}\text{C} > 970^{\circ}\text{C}$ ,  $T(^{\circ}\text{C}) = 273\text{Ti} + 877$

2) pour  $T^{\circ}\text{C} < 970^{\circ}\text{C}$ ,  $T(^{\circ}\text{C}) = 1204\text{Ti} + 545$

Les valeurs obtenues avec l'équation (1) sont incompatibles avec les limites d'application de celle-ci. Les températures obtenues avec l'équation 2 s'échelonnent entre 730 et 550°C. Ces températures supposent que les compositions de nos amphiboles sont largement dominées par les rééquilibrages post-magmatiques.

#### 1-4 Conclusion

Les amphiboles de St-Arnac montrent une certaine zonation, en allant du coeur vers la bordure du cristal, l'augmentation de Si et Mg est compensée par une diminution de Al, Ti, Fe, Na et K. Leurs rapports Fe/Mg augmente parallèlement à celui de la roche.

Les amphiboles de Dio se distinguent de celles de DT par des teneurs plus élevées en  $\text{K}_2\text{O}$ .

La faible abondance des amphiboles actinolitiques provenant de la transformation des clinopyroxènes dans la diorite de Tournefort indique que la durée de cristallisation des clinopyroxènes était courte à cause d'une augmentation de la teneur en eau du magma favorisant l'apparition de la hornblende.

Les températures obtenues à l'aides de certains géothermomètres s'échelonnent entre 730 et 550°C et témoigne d'un rééquilibrage tardi à post-magmatique de ces amphiboles.

## 2- Les biotites

Les biotites des granitoïdes du massif de Saint-Amac sont souvent chloritisées ou recristallisées. La chloritisation est développée surtout dans les granodiorites et dans les granites où elle peut être totale ou partielle. Seules quelques biotites en inclusion dans des quartz ou des feldspaths sont préservées. Dans les termes basiques et intermédiaires, la chloritisation est relativement peu développée. Toutefois, les biotites sont souvent associées à des leucoxènes suggérant une recristallisation de celles-ci. Ces biotites posent souvent un problème d'analyse : il est difficile d'obtenir des valeurs représentatives. Nous n'avons retenu pour la discussion du chimisme des biotites que celles dont  $K_2O$  est supérieur à 8%. Nous avons adopté le même mode de calcul de formules structurales que pour les biotites du massif précédent (22 oxygènes). Les analyses sont données en annexes (tableau II.3).

### 2-1 composition chimique

Pour discuter le chimisme des biotites des différents faciès, nous avons adopté la classification géochimique qui coïncide avec la classification paragenétique : les roches basiques Dio, (DT + Dio1) et ampenc sont caractérisées par un assemblage à amphibole + biotite comme phases ferromagnésiennes alors que bioenc, GDio, GT et GPorph sont à biotite seule. Le granite de Lansac est caractérisé par la présence sporadique de muscovite secondaire associée à la biotite ou aux plagioclases. Nous ne disposons pas d'analyses des biotites de Dio1.

Les biotites du massif de St-Amac sont peu zonées (l'écart des teneurs en poids d'oxydes entre coeur et bordure n'atteint jamais 1%). Les coeurs sont légèrement plus magnésiens, titanifères et siliceux que les bordures ferrifères et alumineuses.

La compositions des biotites est fonction de la composition de la roche hôte. Leur rapport Fe/Mg augmente avec celui de la roche totale (fig. II.29B). Le caractère ferrifère de la biotite dans les granites de Lansac par rapport à la roche totale s'explique par leur rééquilibrage post-magmatique dont témoignent leur faibles teneurs en titane (tamponnées par l'ilménite) qui sont inférieures à 0.3 a./f.u. et la présence de muscovite secondaire.

Les compositions des biotites de Saint-Amac montrent sur le diagramme II.29A une évolution marquée par une augmentation simultanée des molécules eastonite et annite. Les biotites des cumulats ferromagnésiens (homblendites) 19B, 22A, B et C de (Dio.CF) sont des phlogopites : le rapport XFe est constant et de l'ordre de 0.3. Ceci est en accord avec les résultats géochimiques qui suggèrent une paragenèse primaire à olivine. Les biotites des autres faciès montrent un rapport XFe variable de 0.4 dans les diorites jusqu'à 0.8 dans les granites de Lansac. Cette évolution est semblable à celles des biotites des granites calco-alcalins (Pons, 1982 et Galan, 1987).

Dans ce diagramme, nous constatons que les biotites des enclaves à biotite + amphibole (ampenc) dont le rééquilibrage avec l'encaissant (GDio) n'était que partiel (c.f géochimie) sont caractérisées effectivement par un rapport XFe plus faible que celui des enclaves à biotite seule (bioenc) dont le rééquilibrage avec l'encaissant granitique était total (cas de 9B).

Les biotites des enclaves 13B et 26C (bioenc) montrent un rapport XFe et des teneurs en alumine en moyenne plus élevées que ceux des granodiorites encaissantes (26B) qui suggèrent que le caractère ferrifère de ces biotites est primaire (fig. II.29A) et lié au caractère relativement ferrifère de la roche hôte.

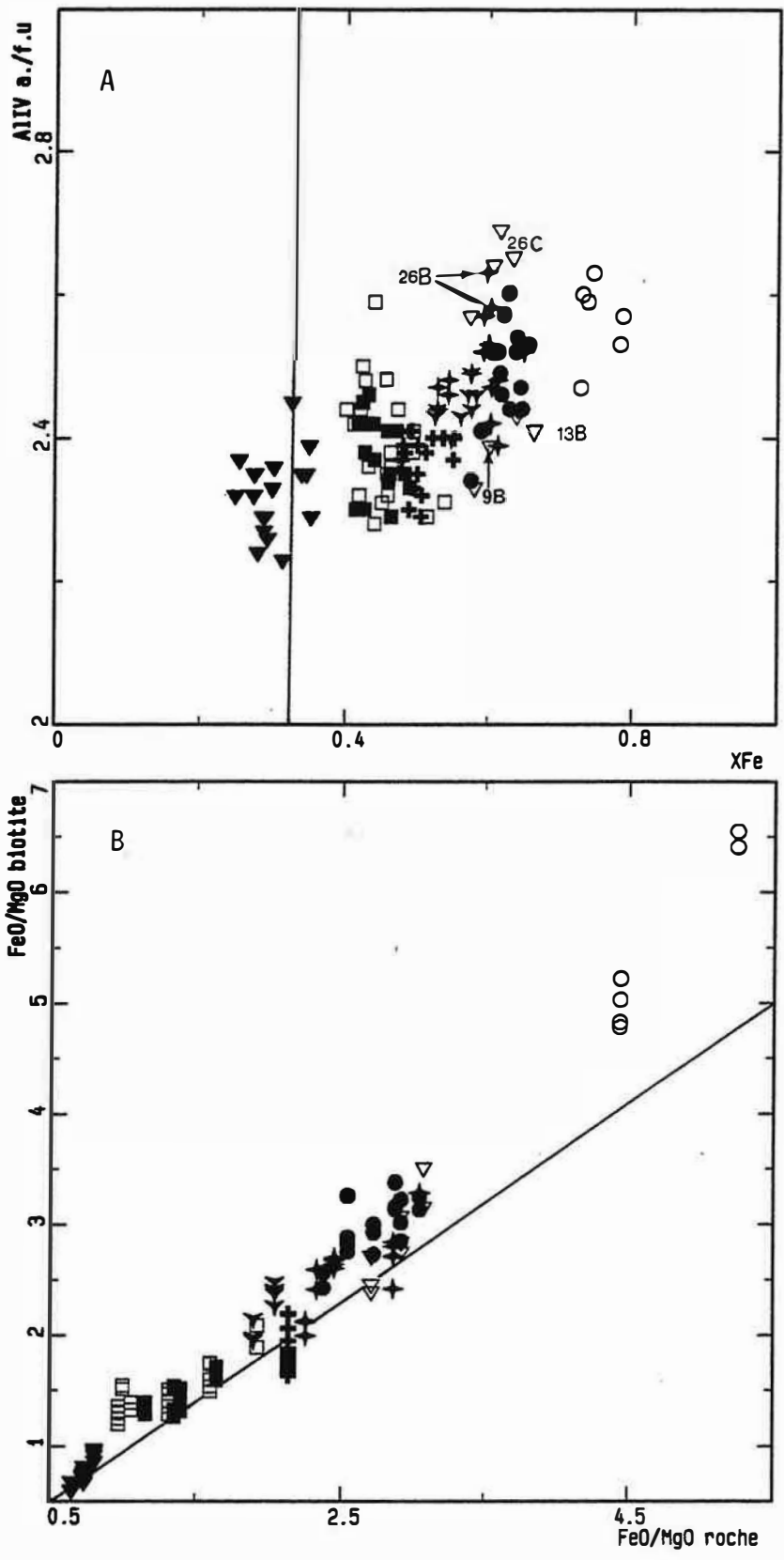
Dans le diagramme de Nockolds (1947) (fig. II.30) mettant en liaison la composition des biotites avec les paragenèses auxquelles elles sont associées, les biotites des cumulats ferromagnésiens de Dio ( $X_{Fe} < 0.4$ ) sont dans le champ des biotites en équilibre avec l'amphibole, celles des diorites (DT et Dio) sont à cheval entre le domaine des biotites associées à l'amphibole et celui à biotite seule. Les biotites de la granodiorite de St-Amac et des granites porphyroïdes se situent dans le domaine des biotites seules. Les biotites des enclaves (excepté 26C) montrent des teneurs en alumine semblables à celles des granodiorites hôtes et se superposent aux biotites des granites à biotite seule. Les biotites de l'enclave 26C, caractérisée par la présence de lamelles de muscovites, sont riches en alumine et se placent par ailleurs sur le diagramme II.30 à la limite entre le champ de la biotite seule et celui de la biotite + muscovite. Dans ce diagramme, les biotites de Dio, DT, GDio et GPorph sont semblables à celles des granites calco-alcalins (Chevremont et al., 1988).

Les biotites de (GT) montrent un rapport XFe et des teneurs en alumine voisines de celles des diorites à amphibole. Ainsi dans le diagramme de Nockolds, elles sont situées à cheval entre le champ des biotites associées à la hornblende et celui à biotite seule. Notons que seules deux biotites de l'échantillon 19A (GDio) montrent des compositions voisines de celles de GT. Ces deux échantillons (GT et 19A) sont d'ailleurs caractérisés par des rapports Fe/Mg voisins et inférieurs à ceux des autres échantillons de GDio (fig. II.29). Il est probable que les biotites de ces deux échantillons soient en équilibre avec des amphiboles.

Nous remarquons que la discontinuité entre les biotites des granites de Lansac et celles des granites porphyroïdes est surtout apparente avec le rapport XMg car la teneur en alumine est peu variable.

Les biotites du massif de St-Amac sont dans le champ des biotites alumineuses de Clarke (1981), la somme totale des cations Si + Al est toujours supérieure à 8. La silice diminue régulièrement des phlogopites aux biotites ferrifères des granites. Cette diminution de Si s'accompagne d'une augmentation de l'alumine. En fait l'alumine des biotites des granites calco-alcalins, notamment celle en position octaédrique, augmente au cours de la différenciation.

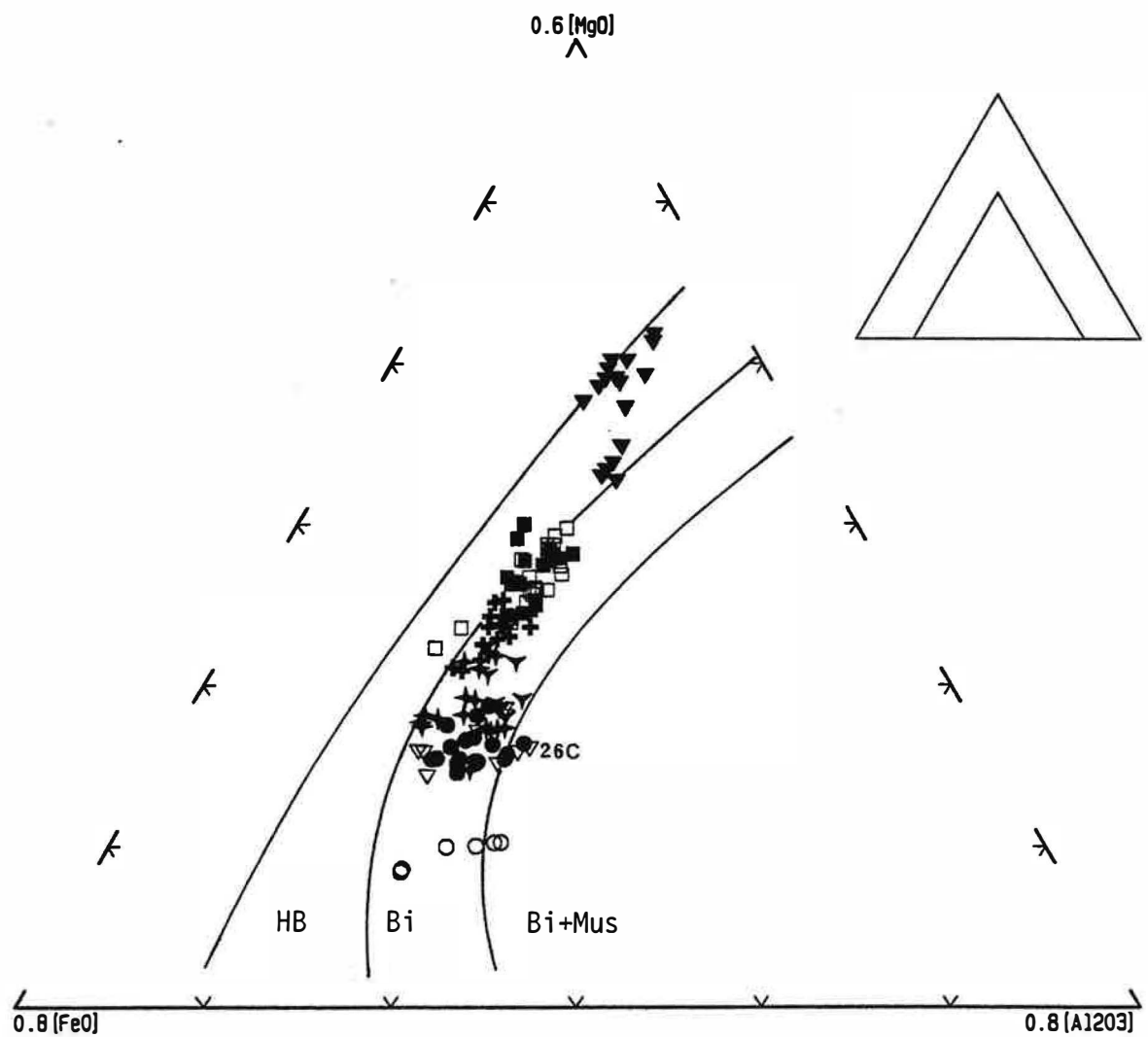
facies = ■ Dio □ DT ▼ Dio.CF ▽ bioenc ▼ ampenc + GDio ● GPorph ○ GLansac  
 +GT



**Figure II.29:** Position des biotites du massif de Saint-Amac dans le diagramme Al<sup>IV</sup> : X<sub>Fe</sub>.  
 B : Comparaison entre le rapport FeO/MgO des biotites et celui des roches hôtes.



facies = ■ Dio □ DT ▼ Dio.CF ▽ bioenc ▾ ampenc ↗ GDio ● GPorph ○ GLansac  
 +GT



**Figure II.30 :** Position des biotites du massif de Saint-Amac dans le diagramme MgO : FeO : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de Nockolds (1947).

HB : champ des biotites associées à la hornblende  
 Bi : champ des biotites seules  
 Bi+Mus : champ des biotites associées à la muscovite

facies = ■ Dio □ DT ▼ Dio.CF ▽ bioenc ▼ ampenc + GDio ● GPorph ○ GLansac  
 +GT

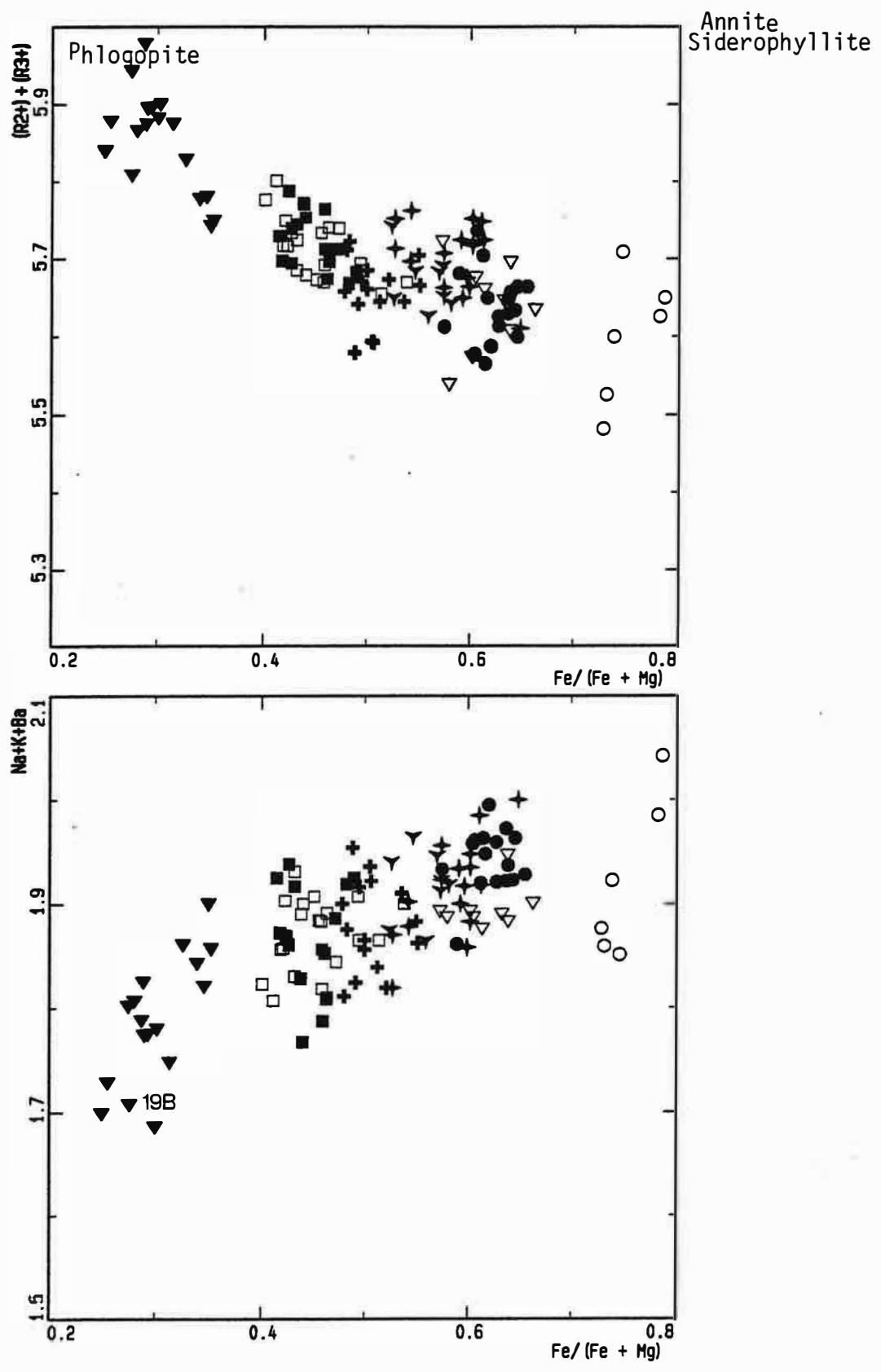


Figure II.31 : Remplissage des couches octaédrique et interfoliaire des biotites du massif de Saint-Amac.

La couche octaédrique est d'autant plus incomplète que les roches sont différenciées : la somme totale des cations dans le site Y ( $R^{2+} + R^{3+}$ ) diminue avec l'augmentation de XFe (fig. II.31). Elle est de l'ordre de 5.87 a./f.u dans les phlogopites des homblendites, 5.7 a./f.u dans les diorites (Dio et DT) et 5.6 a./f.u dans les granites de Lansac. Selon Albuquerque (1973), le remplissage de la couche octaédrique Y est d'autant plus incomplet que les biotites sont associées aux silicates d'alumine. Ceci est lié à l'existence d'une solution solide partielle entre biotite et muscovite. Le diagramme II.32 montre que les biotites de DT et Dio sont pauvres en Al<sup>VI</sup>. L'expression  $R = 2 - (Al^{IV} - Al^{VI})$  exprimant la quantité de muscovite est dans la plupart des biotites négative (R varie entre -0.27 et 0.15). La substitution eastonitique  $Si^{IV} + (R^{2+})^{VI} = Al^{IV} + Al^{VI}$  joue donc un rôle principal dans l'introduction de l'alumine. Dans les biotites de GPorph et GLansac, la substitution tri-dioctaédrique (couplée à la substitution eastonitique) a joué un rôle relativement important. Leurs biotites ne sont pas alignées le long du joint phlogopite, annite-eastonite, elles sont légèrement décalées vers le pôle muscovite. Les valeurs de R sont nettement plus élevées que celles des biotites des roches basiques. Elles sont comprises entre 0.1 et 0.3 dans GDio, GT, GPorph et enclaves basiques et atteignent 0.58 dans GLansac.

Le remplissage de la couche interfoliaire et en particulier K<sub>2</sub>O augmente avec le rapport XFe de la biotite : K est de 1.55 a./f.u dans les phlogopites, 1.8 a./f.u dans les biotites de Dio, DT et GT), 1.85 à 2 a./f.u dans GDio, GPorph et GLansac (fig. II.31). Les teneurs en Na<sub>2</sub>O sont par contre d'autant plus faibles que les roches sont évoluées (Na<sub>2</sub>O est de l'ordre de 0.4% dans les phlogopites, 0.15% dans les diorites et les granites et 0.05% dans les granites de Lansac). Les teneurs en K<sub>2</sub>O des biotites du cumulat ferromagnésien 19B (échantillon le plus cumulatif) sont particulièrement basses. Ceci est dû à l'effet de la chloritisation qui est plus agressive vis à vis des biotites magnésiennes.

Le titane a un comportement différent selon les faciès pétrographiques. Les faibles teneurs en titane se rencontrent dans les phlogopites des cumulats ferromagnésiens (Dio.CF) (fig. II.32). Les biotites 7, 29 et 3 (19B) ; 33 (22C) dont la teneur en titane est relativement élevée (Ti~0.35 a./f.u) sont en inclusion dans des plagioclases. Les faibles teneurs en titane des autres phlogopites alors que XFe est presque constant suggèrent que ces variations ne sont pas primaires. Sachant que la biotitisation est très intense dans ces cumulats (teneurs élevées en K<sub>2</sub>O de la roche totale), une origine secondaire de ces biotites, par transformation des phases ferromagnésiennes précoces (olivine et orthopyroxène), est très probable. Cette hypothèse est confirmée par les teneurs élevées en Cr qui atteignent 0.29% en poids d'oxydes dans ces phlogopites (les teneurs en Cr et XMg sont hérités des anciens ferromagnésiens sur lesquelles elles se sont développées).

Dans DT, les faibles teneurs en titane des biotites de matrice par rapport à celles prises en inclusion dans des quartz (point 58 (42A) ; 80 et 82 (42B)) reflètent l'effet des rééquilibrages post-magmatiques sur les compositions des biotites.

Dans les granites, le titane des biotites diminue avec l'augmentation de XFe de la granodiorite de Tournefort (GT) aux granites porphyroïdes (GPorph) (fig. II.32). La coexistence de la biotite avec l'ilménite indique que le milieu est saturé en titane. Ainsi, la diminution de Ti s'explique en partie par une diminution de la température.

L'augmentation de la somme  $R^{2+} + R^{3+}$  (remplissage du site octaédrique avec  $R^{2+} = Fe + Mn + Mg$  et  $R^{3+} = Al^{VI} + Ti + Cr$ ) avec la diminution du titane, rend compte de la position octaédrique du titane (fig. II.33). En général, l'introduction du titane dans la biotite peut être expliquée par une substitution à Mg, Fe et Al dans le site octaédrique (Robert, 1976 ; Guidotti, 1984) selon les lois :

- (1)  $(2R^{2+})^{VI} = Ti^{VI} + \square^{VI}$
- (2)  $2Al^{VI} = (R^{2+})^{VI} + Ti^{VI}$
- (3)  $(R^{2+})^{VI} + 2Si^{IV} = Ti^{VI} + 2Al^{IV}$
- (4)  $Si^{IV} + Al^{VI} = Al^{IV} + Ti^{VI}$

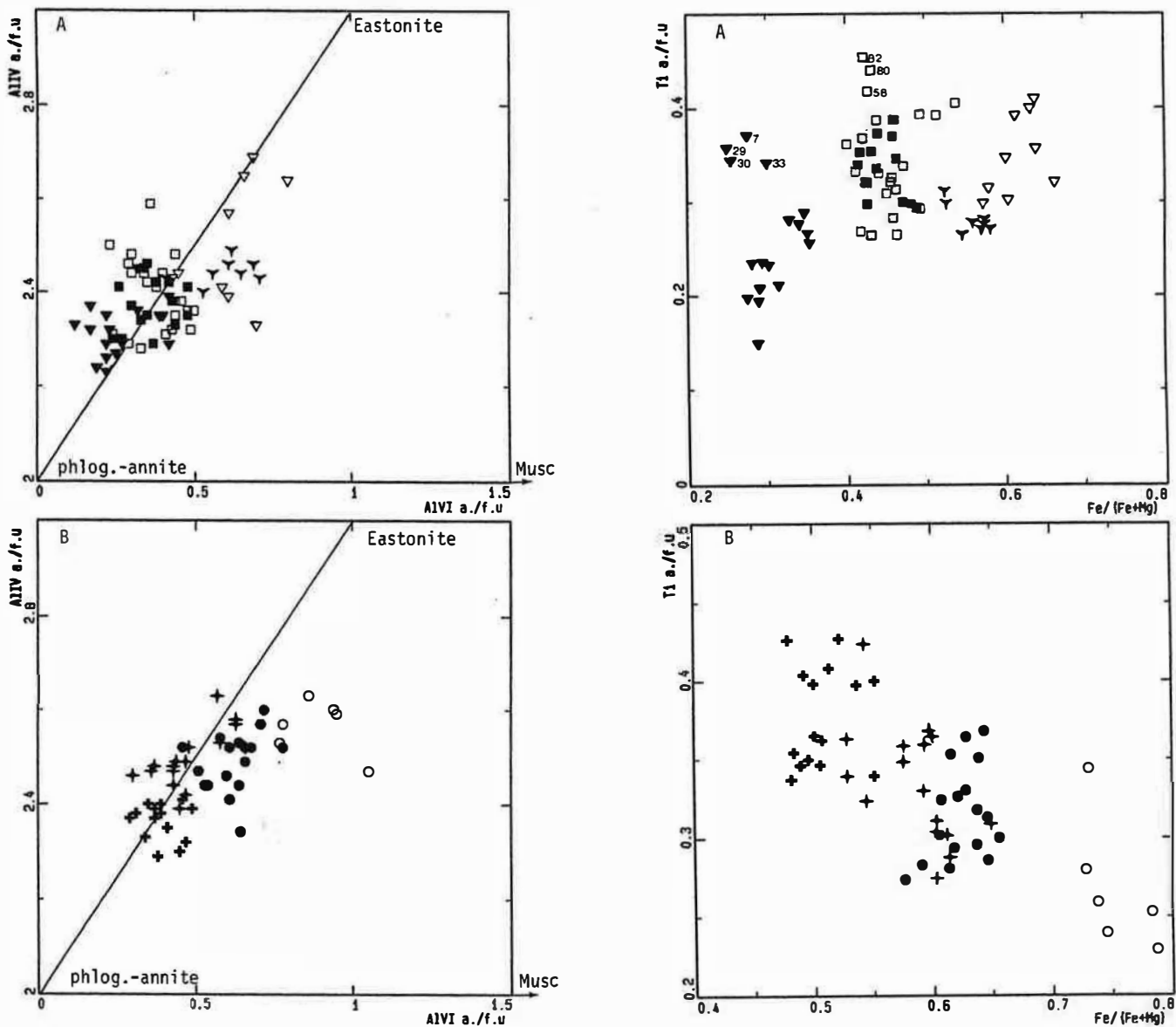
L'absence d'une corrélation entre  $R^{2+}$  et Ti (excepté dans les biotites de GLansac et Dio.CF où la substitution (1) a probablement joué) exclue les trois 1ères substitutions (fig. II.33). Le caractère lacunaire des biotites ne peut donc être lié à l'introduction du titane. L'augmentation de  $Al^{VI}$  avec la diminution de Ti indique que l'introduction du titane dans ces biotites est contrôlée par la 4ème substitution (fig. II.34).

Les biotites des granites de Lansac se distinguent d'autre part de celles des autres faciès par des teneurs faibles en MnO. MnO des biotites augmente avec leur rapport XFe depuis les phlogopites jusqu'aux biotites des granites porphyroïdes (fig. II.34). Ceci ne peut être expliqué par l'effet de la chloritisation car les teneurs en  $K_2O$  de ces biotites sont toutes supérieures à 9% en poids d'oxydes. L'hypothèse d'un rééquilibrage avec les ilménites est improbable car les ilménites de GLansac ne sont pas plus manganésifères que celles de GPorph.

Le fluor et le chlore entrent dans le réseau des biotites ferrifères. Les biotites des granites de Lansac se différencient aussi par des teneurs plus faibles en ces éléments (fig. II.35). Les variations des teneurs en F et Cl des biotites à XFe constant dans le granite porphyroïde et les bioenc indiquent un rééquilibrage postmagmatique de ces biotites.

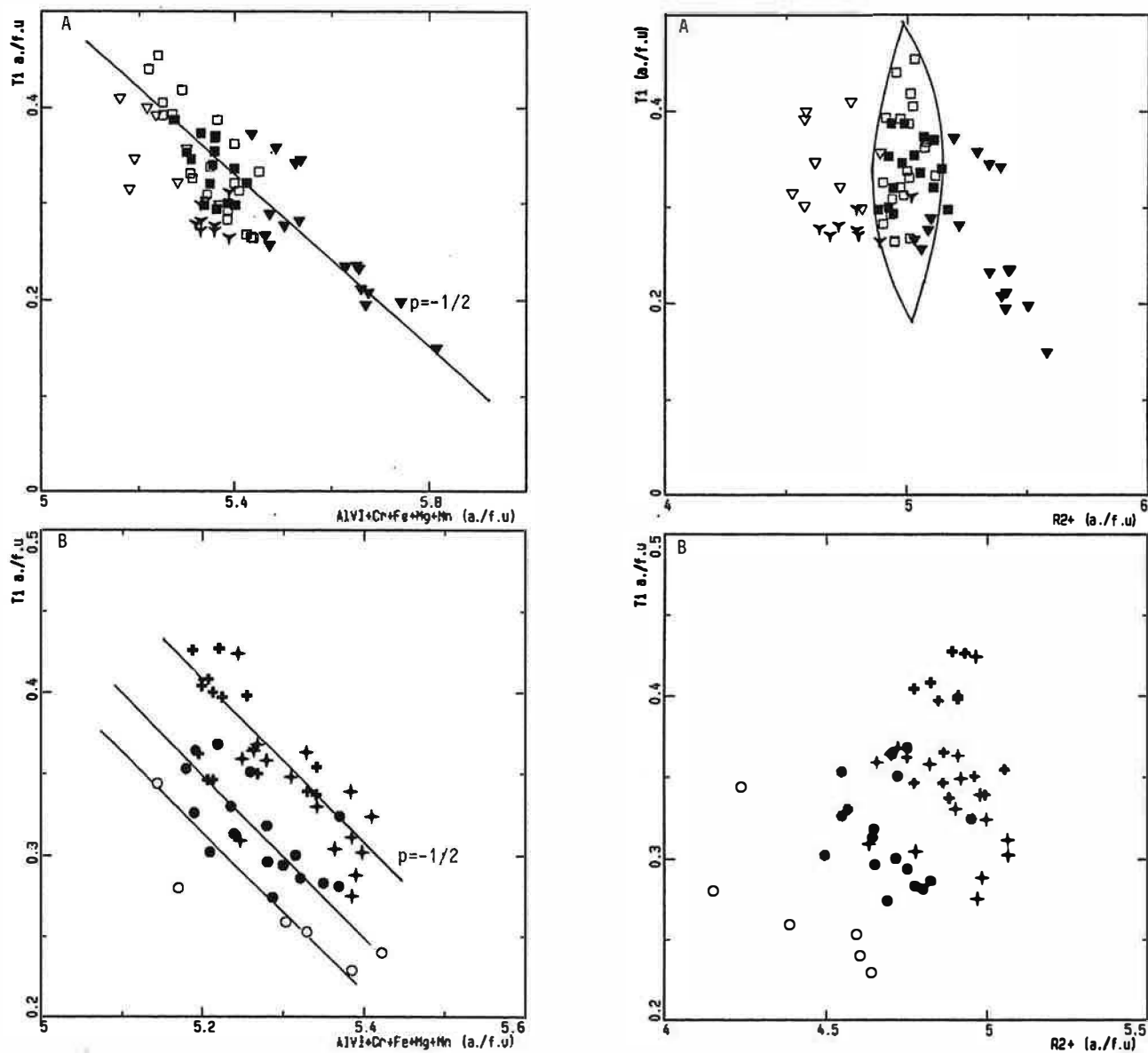
Les biotites titanifères (non rééquilibrées tardivement) 7, 29 et 3 (19B) ; 33 (22C) ; 58 (42A) et 80 et 82 (42B) sont plus pauvres en F que celles de la trame (fig. II.34). L'augmentation des teneurs en Cl des biotites avec XFe indique un rééquilibrage tardif post-magmatique avec les fluides dans la mesure où le chlore rentre normalement dans le réseau des biotites primaires magnésiennes.

facies =  $\blacksquare$ Dio  $\square$ DT  $\blacktriangledown$ Dio.CF  $\nabla$ bioenc  $\blacktriangledown$ ampenc  $\blacktriangleleft$ GDio  $\bullet$ GPorph  $\circ$ GLansac  
 $\blacktriangleleft$ GT



**Figure II.32 : Importance de la substitution muscovitique dans les biotites du massif de Saint-Arnac.**  
 Variation de la teneur en titane des biotites en fonction de leurs rapport XFe.  
 A : dans le faciès basique  
 B : dans le faciès acide

facies =  $\blacksquare$ Dio  $\square$ DT  $\blacktriangledown$ Dio.CF  $\nabla$ bioenc  $\blacktriangledown$ ampenc  $\blacktriangle$ GDio  $\bullet$ GPorph  $\circ$ GLansac  
 $\blacktriangle$ GT

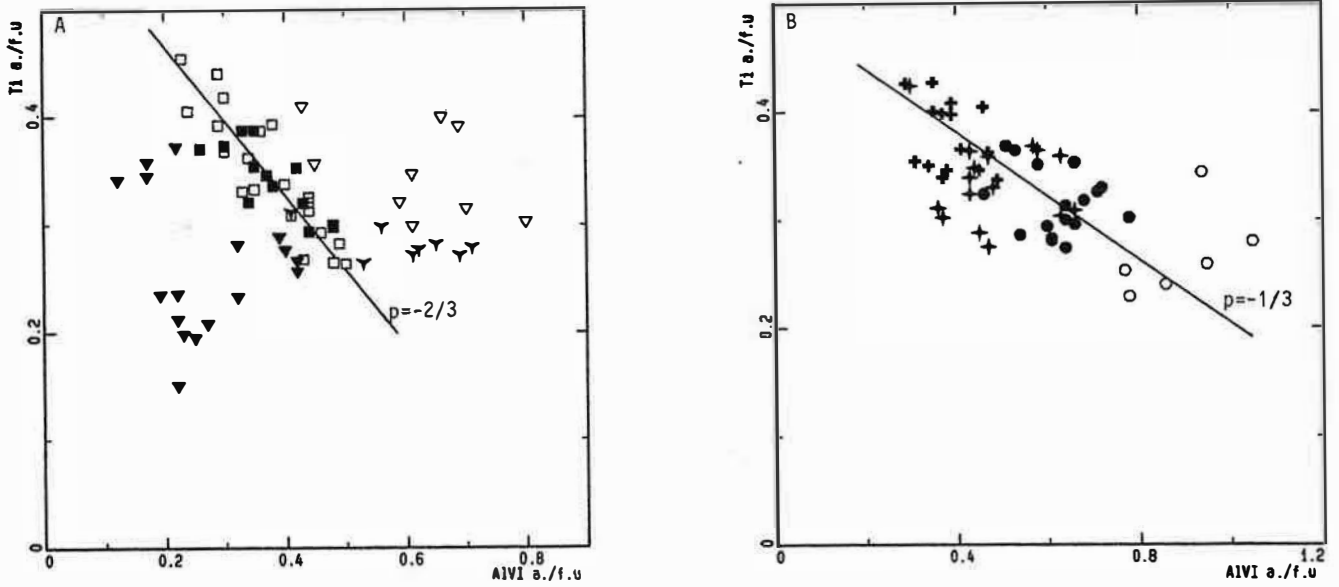


**Figure II.33** : Substitution dans les biotites du massif de Saint-Arnac . Variation de Ti (a.f.u) en fonction de AlVI+Cr+ Fe+Mn+Mg (a.f.u) et de R2+ (a.f.u).

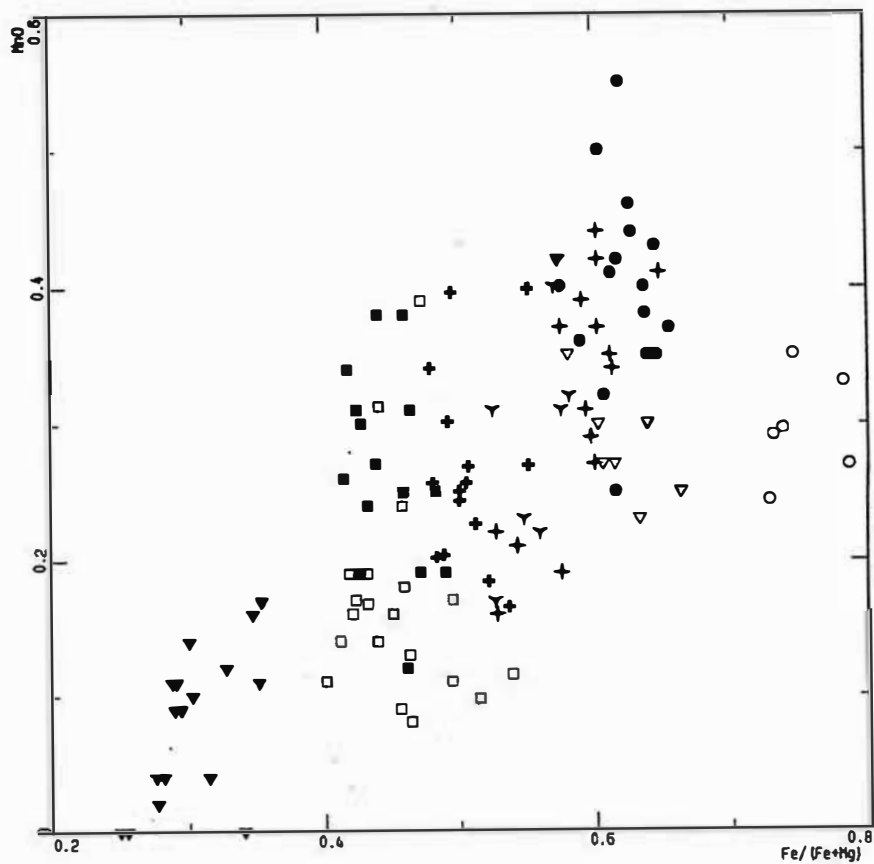
A : dans le faciès basique

B : dans le faciès acide

facies =  $\blacksquare$ Dio  $\square$ DT  $\blacktriangledown$ Dio.CF  $\nabla$ bioenc  $\blacktriangledown$ ampenc  $\blacktriangleleft$ GDio  $\bullet$ GPorph  $\circ$ GLansac  
 $\blacktriangleup$ GT



**Figure II.34A :** Substitution dans les biotites du massif de Saint-Arnac : variation de Ti (a.f.u) en fonction de AIVI (a.f.u).  
 A : dans le faciès basique  
 B : dans le faciès acide



**Figure II.34B :** Variation de MnO (%) en fonction de XFe dans les biotites du massif de Saint-Arnac.

facies = ■ Dio □ DT ▼ Dio.CF ▽ bioenc ▼ ampenc + GDio ● GPorph ○ GLansac  
 +GT

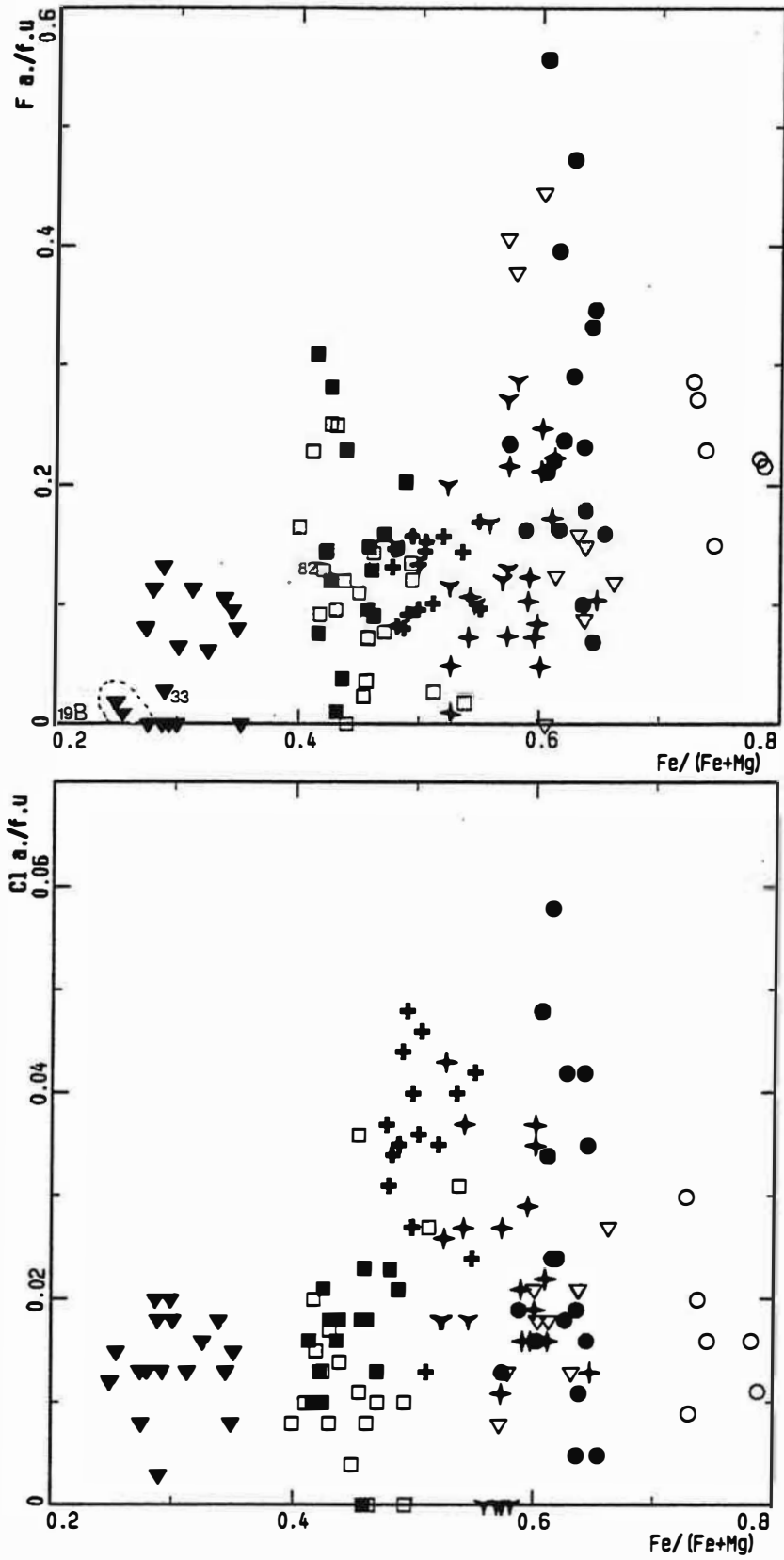


Figure II.35 : Variation de la teneur en F et Cl (a./f.u) dans les biotites du massif de Saint-Amac en fonction de leur rapport XFe.



## 2-2 Partage de Fe/Mg entre biotite et amphibole

Le rapport Fe/Mg des biotites augmente parallèlement avec celui des amphiboles associées (Tableau II.3). Le coefficient de partage ( $K_D = (Fe/Mg)_{amp}/(Fe/Mg)_{biot}$ ) est globalement peu variable dans DT : il varie de 0.63 à 0.75 alors que dans Dio, il est compris entre 0.6 à 1.27. La quasi constance de  $K_D$  dans DT notamment indique un certain équilibre de Fe/Mg entre biotite et amphibole avec un partage de Fe en faveur de la biotite. Dans Dio, la valeur obtenue dans l'échantillon 22C témoigne de l'absence d'équilibre. La distribution de Fe/Mg entre ces deux phases est fonction de la composition chimique de la roche, de l'assemblage minéralogique et plus particulièrement de la teneur en alumine de l'amphibole et la biotite, lesquelles dépendent de la température et la pression. Speer (1981) a indiqué que le coefficient de partage  $(Fe/Mg)_{amp}/(Fe/Mg)_{biot}$  est fonction de la température et de la pression et il est généralement compris entre 0.6 et 1.1.

Les teneurs en alumine de la biotite et l'amphibole augmentent simultanément avec  $K_D$ .

lame	18		22B		22B		22C	
faciès	Dio		Dio		Dio		Dio	
minéral	amp	biot	amp	biot	amp	biot	amp	biot
Si	7.42	5.67	7.59	5.71	7.65	5.65	7.6	5.74
Al <sup>IV</sup>	0.576	2.33	0.407	2.29	0.351	2.35	0.404	2.26
Al <sup>VI</sup>	0.284	0.44	0.183	0.42	0.214	0.39	0.082	0.24
Ti	0.046	0.294	0.034	0.257	0.025	0.289	0.029	0.185
Fe	1.783	2.41	1.192	1.78	1.2	1.76	1.989	1.48
Mg	2.96	2.51	3.68	3.26	3.66	3.32	4.26	4.03
Mn	0.047	0.025	0.04	0	0.042	0.02	0.015	0
Fe/Mg	0.60	0.96	0.32	0.546	0.328	0.53	0.467	0.367
$K_D$	0.63		0.6		0.61		1.27	
%An	39-44		35-47		35-47		35-50	

lame	151B		42A		42B		44E	
faciès	Dio		DT		DT		DT	
minéral	amp	biot	amp	biot	amp	biot	amp	biot
Si	7.1	5.55	7.23	5.56	7.35	5.58	7.06	5.62
Al <sup>IV</sup>	0.903	2.45	0.772	2.44	0.647	2.42	0.945	2.38
Al <sup>VI</sup>	0.332	0.34	0.344	0.29	0.272	0.35	0.429	0.46
Ti	0.077	0.32	0.081	0.395	0.081	0.33	0.111	0.293
Fe	1.774	2.15	1.61	2.18	1.46	2.1	1.94	2.43
Mg	2.9	2.92	3.03	2.87	3.25	3	2.65	2.49
Mn	0.046	0.041	0.046	0.032	0.041	0.018	0.055	0.014
Fe/Mg	0.61	0.736	0.53	0.76	0.44	0.7	0.73	0.97
K <sub>D</sub>	0.83		0.7		0.63		0.75	
%An	51-38		53-42		35-43		34-40	

Tableau II.3 : Partage de Fe/Mg entre biotite et amphibole dans les roches basiques du massif d'Ansignan.

### 2-3 conclusion

Les biotites du massif de Saint-Arnac sont très peu zonées ; leur composition évolue des faciès basiques aux faciès acides par augmentation simultanée des proportions d'annite et d'eastonite.

Le coefficient de partage Fe/Mg entre amphibole et biotite aussi bien dans DT que Dio, est constant et suggère un état d'équilibre entre les phases avec un partage de Fe en faveur de la biotite.

La quantité de muscovite en solution solide dans les biotites associées avec l'amphibole dans les roches basiques et les enclaves est nulle. L'introduction de l'alumine en position octaédrique dans ces biotites est essentiellement contrôlée par la substitution eastonitique. L'introduction du titane dans ces biotites suit la loi :  $Si^{IV} + Al^{VI} = Al^{IV} + Ti^{VI}$ . Dans les biotites des cumulats ferromagnésiens (Dio.CF), l'introduction du titane est contrôlée par la substitution :  $(2R^{2+})^{VI} = Ti^{VI} + \square^{VI}$ .

Dans la granodiorite de St-Arnac, granite porphyroïde, granite de Lansac et certaines enclaves à biotite seule (26C et 13B), la quantité de muscovite est relativement importante ; l'introduction du titane suit la même loi que dans les roches basiques sauf dans le granite de Lansac où elle est contrôlée par la même substitution que dans Dio.CF.

A l'échelle du massif, les biotites montrent un continuum de composition depuis les biotites coexistant avec l'amphibole dans les diorites jusqu'aux biotites seules des

granites porphyroïdes. Cette continuité s'accompagne d'une augmentation de : XFe, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, F et Cl, d'une diminution de SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, R<sup>3+</sup> et R<sup>2+</sup>.

Les biotites des granites de Lansac se distinguent de celles des granites porphyroïdes de type Lesquerde (GPorph) par un rapport XFe élevé, des teneurs en MnO et fluor + chlore relativement faibles.

### 3- les feldspaths

#### 3-1 feldspath potassique

Le feldspath potassique est surtout abondant dans les granodiorites et dans les granites (GPorph et GLansac). Sa proportion est variable d'un échantillon à l'autre. Il se présente sous deux formes :

1- des mégacristaux automorphes dont la taille peut atteindre 7 cm. Ils sont maclés Carlsbad ou quadrillés microcline et contiennent diverses inclusions de biotites, de plagioclases automorphes et de petits quartz arrondis ou bipyramidés ;

2- des cristaux xénomorphes interstitiels.

Dans les diorites et les enclaves de Saint-Amac, le feldspath potassique se présente sous forme de petits cristaux interstitiels très dispersés. Il est complètement absent ou réduit à des exolutions dans les plagioclases de DT.

Notons que les perthites (ainsi que la myrmékite) sont peu développées dans les granitoïdes du massif de Saint-Amac. Les feldspaths potassiques analysés dans des diorites, granodiorites et granites sont composés de 92,1 à 95,5% d'orthose et de 7,88 à 4,48% d'albite (tableau II.4 en annexes).

#### 3-2 plagioclase

Le plagioclase est la phase claire la plus abondante dans tous les faciès. Sa situation texturale est variable d'un faciès à l'autre. Les minéraux secondaires sont de type albite, séricite et épidote. Ces altérations sont accentuées dans les granodiorites et le faciès porphyroïde.

- Dans les roches basiques (Dio + DT) : les plagioclases sont souvent de taille uniforme (<4mm), automorphes à subautomorphes. Les inclusions de petites biotites et d'amphiboles automorphes sont abondantes. La zonation est souvent visible. Cette zonation est normale : la teneur en anorthite varie de (An50 → 20) (fig. II.36 et 37). Les plagioclases de l'échantillon 66A qui présente une composition géochimique anormale sont très calciques (An86 à 75).

Dans l'échantillon 22D où nous avons réalisé des coupes systématiques, le coeur est calcique et assez homogène (~An40), vers le bord et sur une cinquantaine de microns, on peut observer une diminution brutale de la teneur en anorthite (An20) (fig. II.37).

- Dans les granodiorites : les plagioclases forment (1) des lattes subautomorphes de dimension millimétrique (<6 mm) ou (2) des petits cristaux xénomorphes interstitiels. Les inclusions de petites biotites, et de quartz automorphes sont abondantes, celles d'apatite sont rares. Les anthipertites rectangulaires sont fréquentes. Les contacts entre le plagioclase et le feldspath potassique ne sont que rarement accompagnés de petits bourgeons de myrmékite.

facies = ■ Dio □ OT ▽ bioenc † GDio ● GPorph ○ GLansac

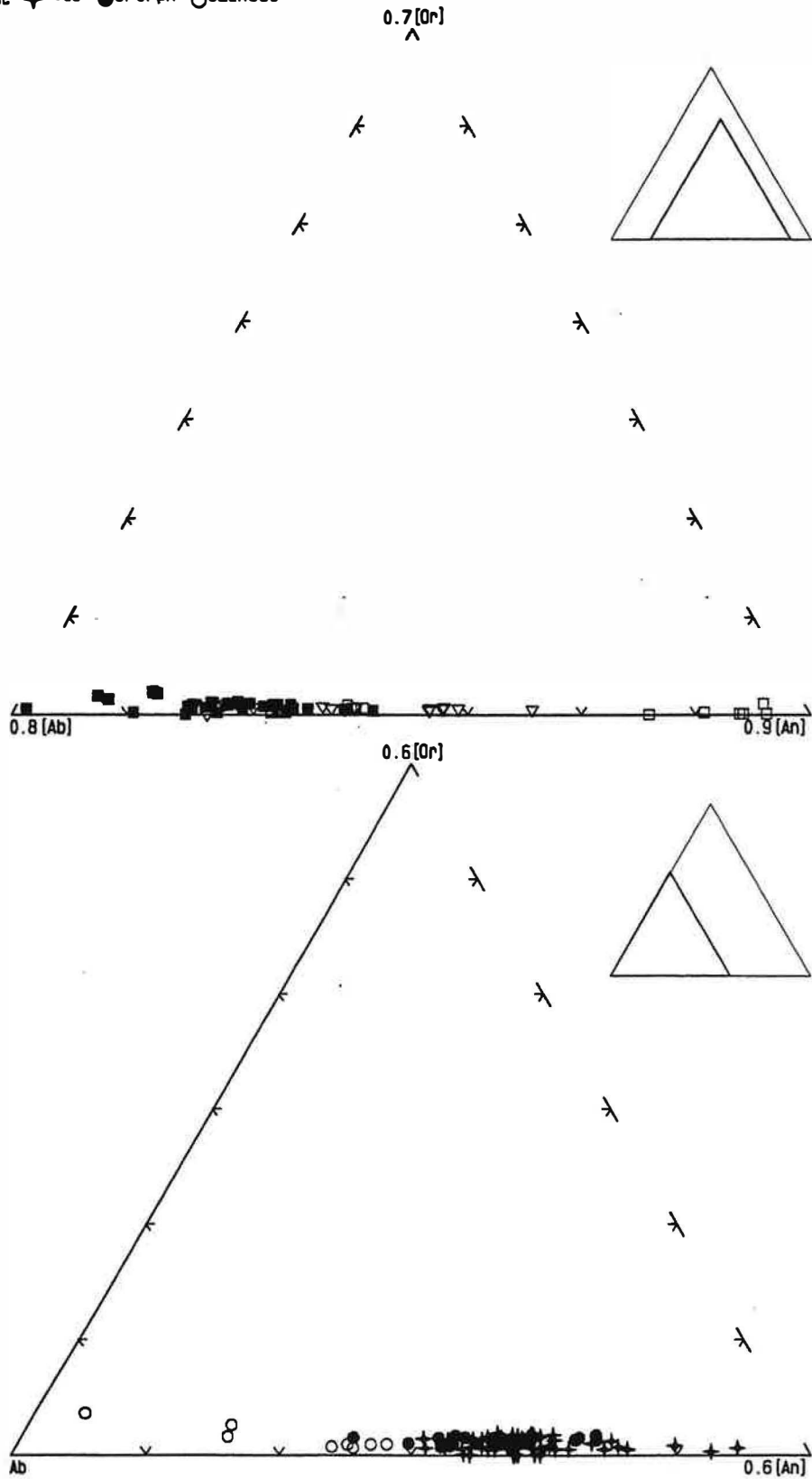
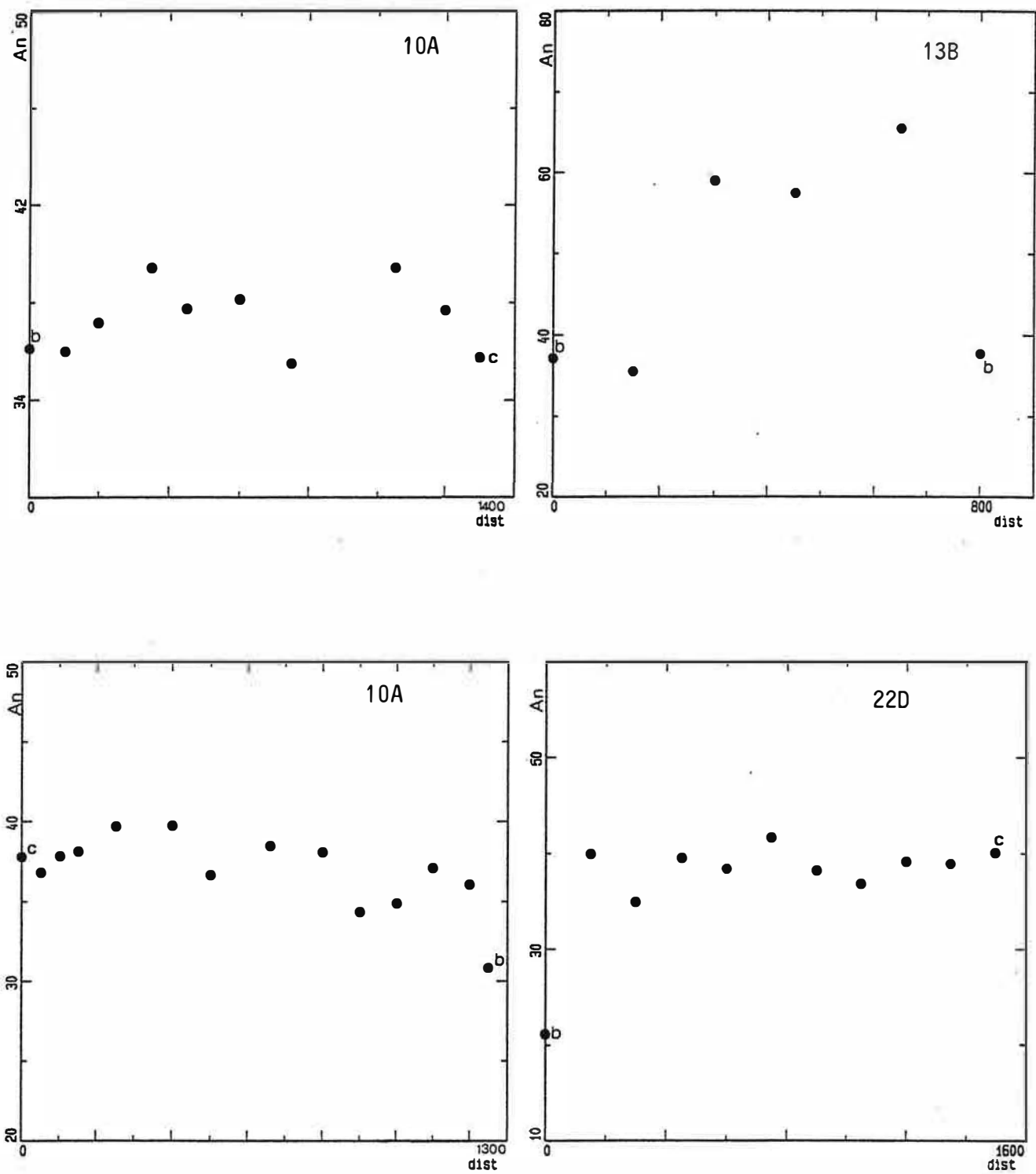


Figure II.36 : Variation de la composition des plagioclases du massif de Saint-Amac dans le diagramme Or : Ab : An.



**Figure II.37:** Profil de variation de la teneur en anorthite des plagioclases en fonction de la distance (en μm).

c : centre  
b : bordure

Les cristaux de type 1 montrent, dans la granodiorite de St-Amac (GDio), une succession d'auréoles de croissance automorphes d'épaisseur irrégulière qui donne aux plagioclases un zonage oscillatoire (An 50 → 20) (fig. II.36 et 37). Ceci pourrait s'expliquer par le fait que le cristal était en équilibre instantané avec le liquide magmatique et que la vitesse de croissance était plus élevée que la vitesse de diffusion. Il pourrait s'agir aussi d'une contamination calcique favorisant la cristallisation de zones relativement riches en anorthite. Le caractère assez général de cette croissance rend peu probable la 2ème hypothèse.

Les cristaux sont parfois groupés en syneusis montrant une zonation oscillatoire avec un coeur généralement plus calcique que le bord. Cet assemblage est soit de grande taille (~0.8 mm) soit de petite taille (<1mm) et dans ce cas il est englobé dans un autre plagioclase.

Les cristaux de type 2 sont en moyenne légèrement moins calciques que les plagioclases 1.

La granodiorite de Tournefort (GT) se caractérise par la présence sporadique, mais de façon très locale, de plagioclases montrant un noyau squelettique ou un "patchy zoning" (photo II.6). Le noyau a toujours une composition plus calcique que le bord mais la différence de teneurs en anorthite est toujours faible.

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la formation de ces plagioclases :

- Résidus de fusion partielle.
- Hybridation magmatique (Hibbard 1981, Galan, 1987 et Sabatier, 1984). Cette hypothèse suppose un refroidissement rapide d'un magma basique en contact d'un magma acide.
- Baisse de la pression au cours de l'ascension d'un magma sous-saturé en eau (Vance, 1965).

Le caractère très local de ces plagioclases suggère que leur formation est liée à une variation de la température au cours de l'ascension des magmas. La résorption des phases précoces indique que celles-ci n'étaient pas en équilibre avec le liquide résiduel.

- Dans le granite porphyroïde : le plagioclase forme des cristaux dont la taille peut atteindre 7 mm parfois anthipertitiques à exsolutions rectangulaires. Les cristaux sont faiblement zonés. La teneur en anorthite décroît régulièrement ou de façon oscillatoire du centre (An 40-30) vers la bordure (An 25-15). Leurs bordures contiennent fréquemment des inclusions de biotites orientées parallèlement aux zones de croissance, d'apatite et de petits quartz.

- Dans le granite de Lansac, le plagioclase est de même taille que le feldspath potassique (<4 mm) et forme des cristaux automorphes à subautomorphes de composition assez homogène (An 28-10).



Planche II.6 : plagioclase à coeur squelettique (lame 151A).





- Dans les enclaves basiques, le plagioclase se présente sous deux formes:
  - des phénocristaux automorphes dont la taille peut atteindre 4 mm, dans les enclaves porphyriques ;
  - petits cristaux subautomorphes ou xénomorphes formant avec le quartz (et le feldspath potassique) la trame de la roche.

Les phénocristaux des enclaves porphyriques contiennent fréquemment des inclusions de biotite. Dans certains échantillons (ex. 13B (bioenc)), la zonation est très marquée : le coeur montre des compositions calciques assez homogènes (An 60-65) alors que les bords montrent une diminution brutale de la teneur en anorthite (An 40-35) (fig. II.37). Dans d'autres enclaves (17B (ampenc)), il existe des plagioclases dont les coeurs relativement acides (An 40), sont entourés d'une coque calcique (An 48) séricitisée. Le bord du plagioclase est formé d'une auréole moins calcique (An45-30).

Pour rendre compte des teneurs anormalement élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$  de certaines roches basiques, nous allons discuter les modifications subsolidus qu'ont pu subir les plagioclases des différents faciès du massif de St-Amac. Nous avons ainsi construit, comme pour le massif précédent, le diagramme II.38 où nous avons reporté la teneur en anorthite des plagioclases en fonction du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  roche. Nous constatons ainsi qu'à l'exception de l'échantillon 66A et 13B, la teneur en anorthite des plagioclases est pratiquement constante dans tous les faciès (Dio, DT, enclaves, GDio et GPorph) alors que le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  est très variable. Fonteilles (1981) a interprété ces deux différentes populations de plagioclase comme le résultat de l'acidification de plagioclases de compositions plus calciques. Une conséquence de cette acidification est la formation par métasomatose de roches de type diorites à partir de roches gabbroïques. Ces roches dioritiques sont caractérisées par un assemblage à amphibole + plagioclase + biotite  $\pm$  quartz + (feldspath potassique). L'acidification des plagioclases participe aux échanges chimiques entre les roches basiques et les granites associées en libérant l'alumine nécessaire à la transformation de l'amphibole en biotite.

Dans les différents faciès de roches basiques et acides et plus particulièrement dans les échantillons où les plagioclases ne sont pas modifiés (13B, 10B (enclaves) et "22D" (Dio)), les plagioclases définissent une courbe dans le diagramme  $\text{K}_2\text{O} : \text{CaO}$  (fig. II.38). Dans les autres échantillons basiques cette relation est plus compliquée. Les variations de  $\text{K}_2\text{O}$  se font à  $\text{Na}_2\text{O}$  très peu variable ou globalement constant. Ces variations ne sont probablement pas primaires, mais liées à des exsolutions.

Dans les échantillons 32 et 2 du granite de Lansac la gamme de variation est très étendue sur ce diagramme. Nous constatons d'autre part que les deux échantillons semblent définir une seule courbe continue suggérant une mise en place

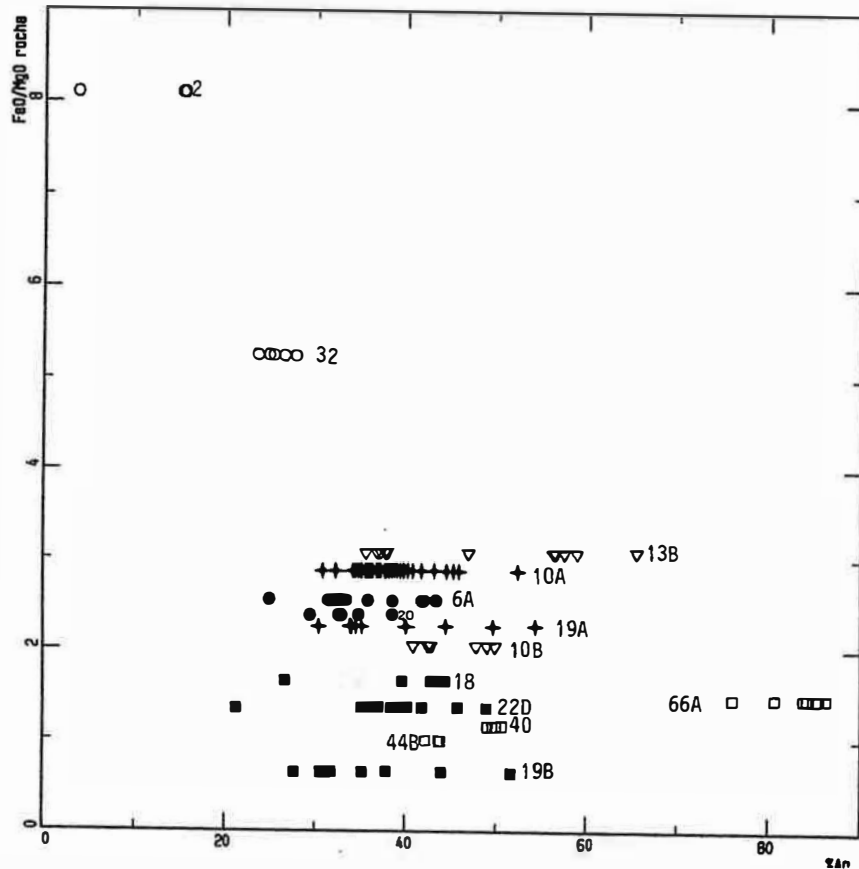


Figure II.38A : Variation de la composition des plagioclases en fonction du rapport FeO/MgO des roches hôtes.

1ane • ■22D □18 ▽19B +66A ●44B ○40 +13B ▽10B ▽10A ▽19A ●6A ○32 + 2

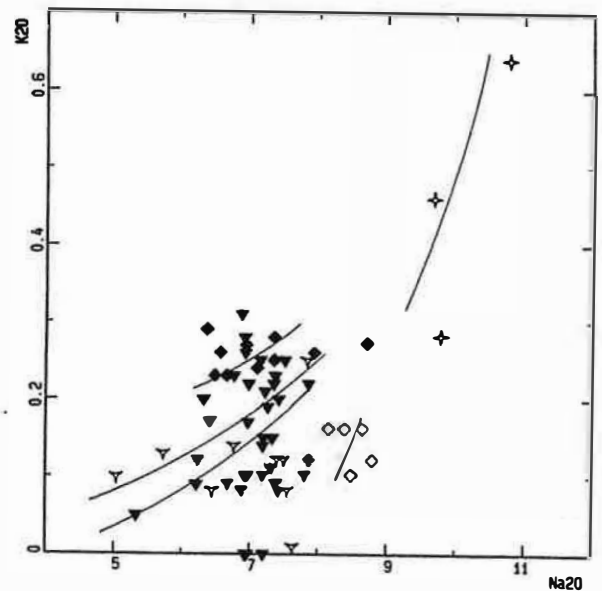
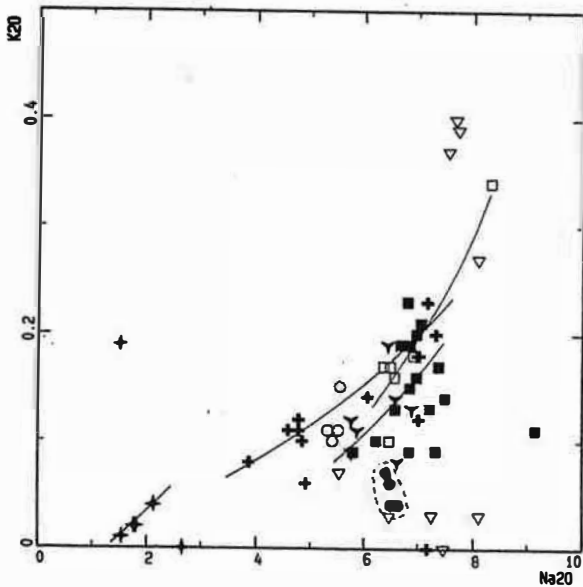


Figure II.38B : Variation de la teneur en K<sub>2</sub>O comparée à celle de Na<sub>2</sub>O dans les plagioclases du massif de Saint-Arnac. 22D, 18, 19B (Dio) ; 66A, 44B, 40 (DT) ; 13B, 10B (ampenc) ; 10A, 19A (GDio) ; 6 (GPorph) et 32, 2 (GLansac). Les plagioclases des échantillons 18, 22D, 13B, 10B, 10A, 19A, 32 et 2 sont associés au K-feldspath.

et une différenciation de ces deux échantillons à température régulièrement décroissante.

## 4- Les minéraux accessoires

### 4-1 les apatites

Nous avons analysé les apatites dans la plupart des faciès pétrographiques distingués. La petitesse des apatites de certains faciès, notamment dans les enclaves, ne nous a pas permis une analyse à la microsonde. Les analyses et formules structurales calculées sur la base de 26 oxygènes sont données en annexes (tableau II.5).

Les apatites des granites de St-Amac montrent une zonation oscillatoire et les variations entre les coeurs et le bords sont parfois contradictoires (fig. II.40).

Ces apatites sont des fluorapatites : les concentrations en F sont comprises entre 1.52 et 2.44 a./f.u. (fig. II.39). Dans les roches basiques, le fluor varie de 1.11 à 1.87 a./f.u. Les teneurs en cet élément sont corrélées négativement à celle de  $MgO_{\text{roche}}$ . En revanche les concentrations en Cl diminuent parallèlement avec la baisse de MgO : Cl varie à 0.05 et 0.17 a./f.u dans les roches basiques contre 0 à 0.08 a./f.u. dans les granites. Dans les enclaves, les teneurs en halogènes sont plutôt proches de celles des granites hôtes. Les teneurs élevées en F indiquent une substitution F-OH et peuvent être (comme dans le cas des biotites) le résultat d'un rééquilibrage tardif avec les fluides. En effet, Korzhinsky (1981) a indiqué que les apatites peuvent se rééquilibrer au contact des fluides et que l'incorporation du Cl diminue avec la diminution de la température.

Les concentrations en Na, Mn et Fe augmentent avec la diminution de MgO des roches basiques aux roches acides (fig. II.39). Les apatites de (GPorph) sont très riches en Mn (Mn est compris entre 0.1 et 0.15 a./f.u ; dans les autres faciès  $Mn < 0.05$  a./f.u). Les variations de Fe, Mn sont corrélées positivement à celles de Y.

Les apatites du massif de St-Amac montrent une concentration plus importante de terres rares cériques par rapport aux terres lourdes. Seules les teneurs en Y sont corrélées à  $MgO_{\text{roche}}$  et augmentent parallèlement à la diminution de celui-ci (fig. II.39). Les teneurs élevées en Y des apatites de (Dio) par rapport à celles de DT sont liées à une différence de composition de la roche. En fait, l'étude géochimique montre que dans le domaine  $MgO > 6\%$ , les concentrations en Y dans Dio sont plus élevées que celles de DT (c.f. géochimie, fig. II.12).

### 4-2 Les allanites

L'allanite est l'accessoire le plus abondant après l'apatite. Elle se rencontre essentiellement dans les granites (GPorph et GLansac) et les granodiorites mais aussi dans les termes basiques évolués (quartzdiorites). Dans ces faciès l'allanite forme des cristaux de taille très variable (1 à 7 mm), de répartition hétérogène. Elle montre fréquemment un développement épitaxial de l'épidote.

facies = ■ Dio □ DT ▼ ampenc ▲ Dio ● Porph ▼ GT

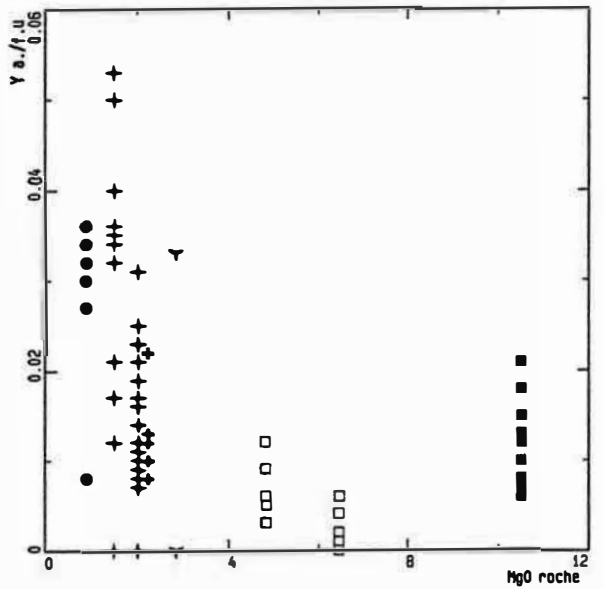
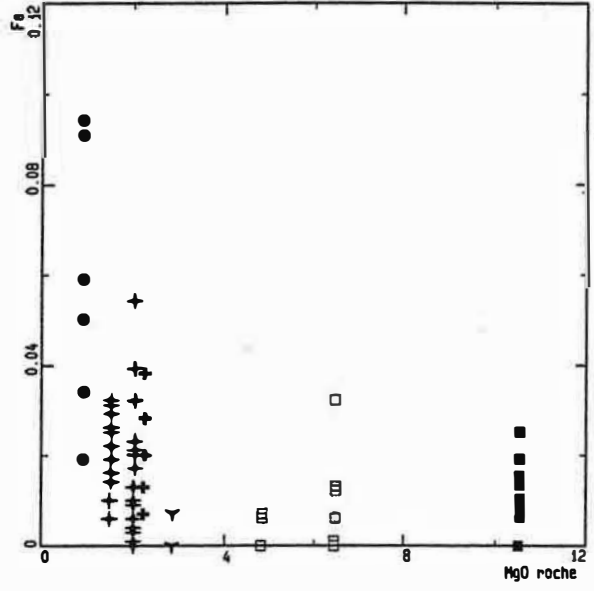
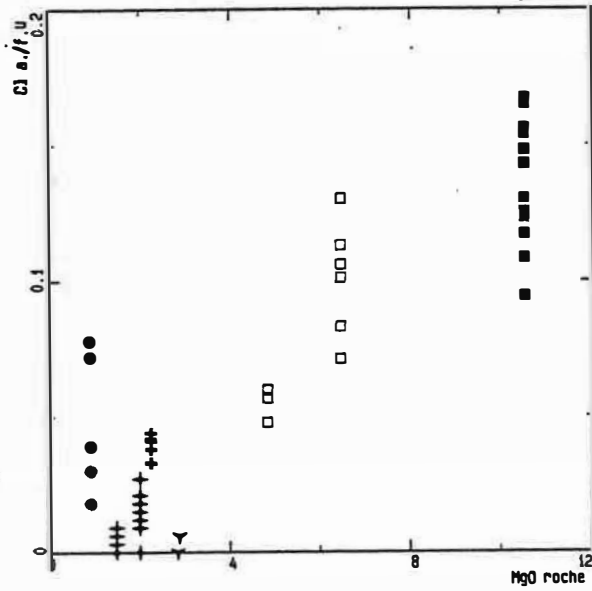
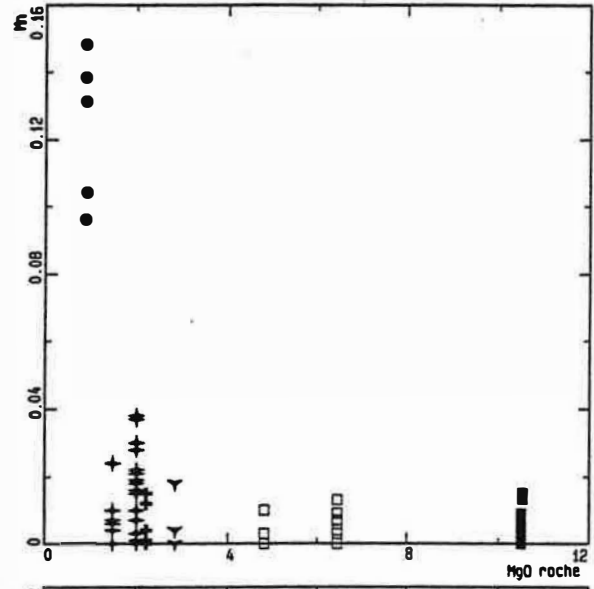
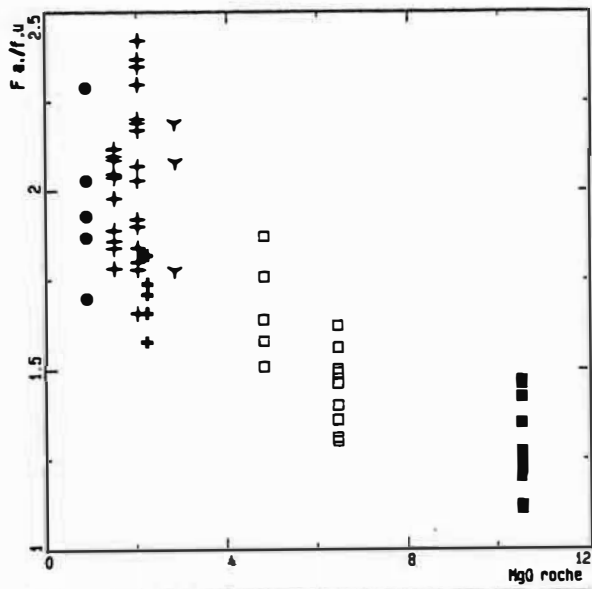


Figure II.39 : Variation de la composition des apatites du massif de Saint-Amac en fonction de  $MgO$  des roches hôtes.

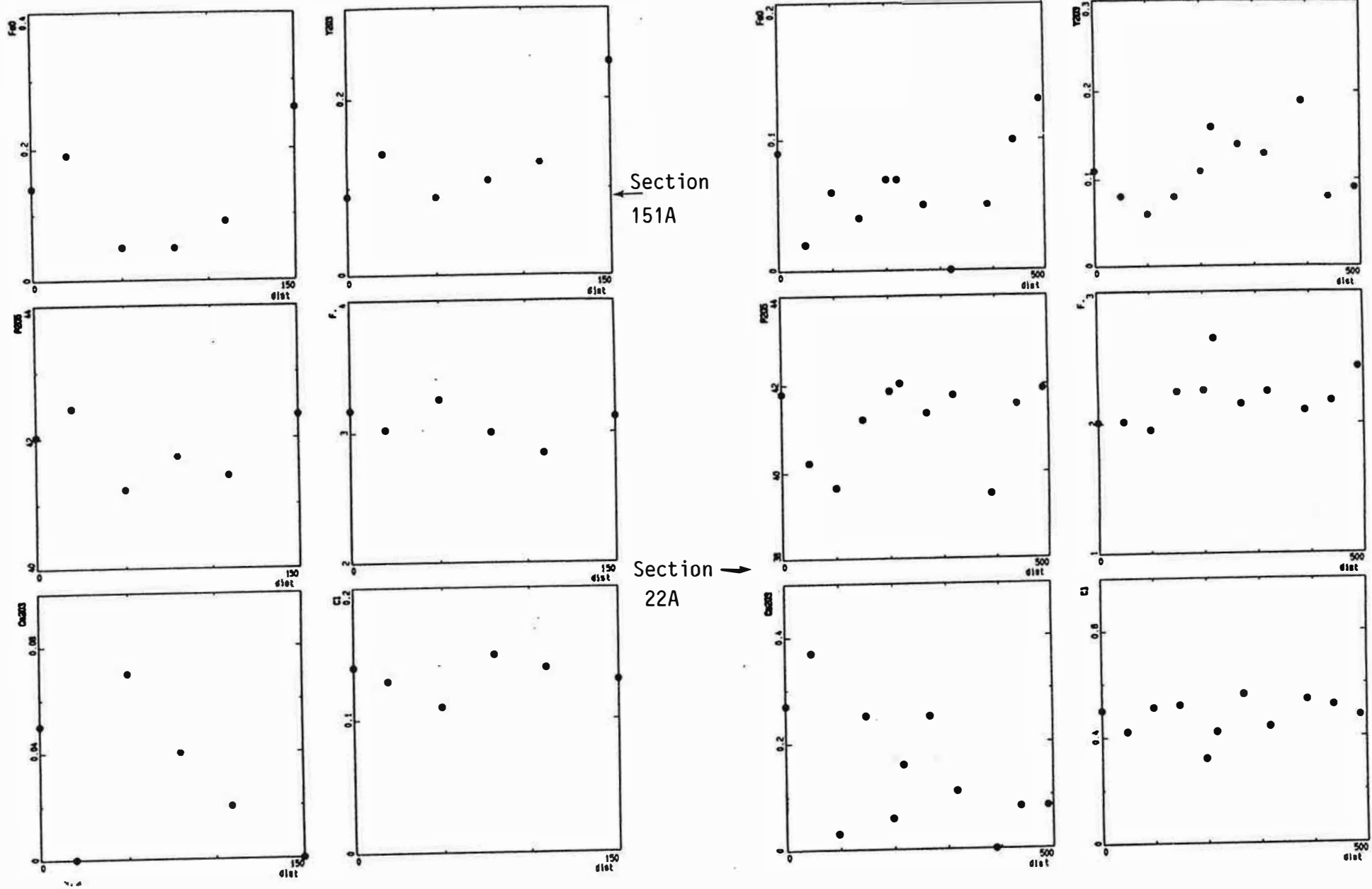


Figure II.40: Profil de variations chimiques dans une apatite de l'échantillon 151A (GT) et de l'échantillon 22A (Dio) (distance en μm).

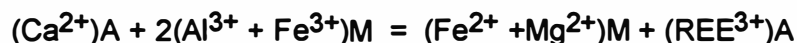
Au cours de cette étude, nous avons adopté la formule générale proposée par Dollase (1971) :  $A_2M_3Si_3O_{12}OH$ . Les formules structurales ont été calculées sur la base de 25 oxygènes ; les analyses sont données en annexes tableau II.6. Le site A est occupé par  $Ca^{2+}$ , les lanthanides ( $REE^{3+}$ ) et Th. Le site M est en fait composé de trois sites qui sont par ordre de taille  $M(3) > M(1) > M(2)$ .  $M(2)$  est toujours occupé par  $Al^{3+}$  alors que  $M(3)$  et  $M(1)$  sont occupés par  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Ti^{4+}$  et  $Mg^{2+}$ . Les cations autres que  $Al^{3+}$  se substituent préférentiellement dans le site  $M(3)$ . Les concentrations en terres rares sont assez importantes et sont par ordre d'abondance  $Ce > La > Nd > Y > Yb$ .

Dans certaines sections où nous avons pu réaliser des traversées, les variations à l'échelle du cristal montrent une diminution de Ce, La et MgO du coeur vers la bordure. En revanche Al, Fe, Th et Y augmentent (fig. II.41). Si l'augmentation du Th et de Y du coeur vers la bordure du cristal reflète le caractère incompatible de ces éléments dans les granites de Saint-Amac, la teneur en Ce ne reflète pas les variations de cet élément dans le magma (le Ce augmente au cours de la différenciation des granites de Saint-Amac). Il est probable que la diminution du Ce du coeur vers la bordure soit liée à sa substitution par le Th.

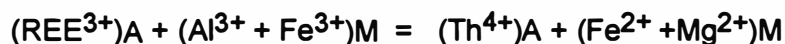
Les diagrammes de la figure II.42 montrent que la métamictisation de l'allanite s'accompagne d'une diminution des terres rares et du Th. Les bords des cristaux sont appauvris en terres rares et en Th et enrichis en  $H_2O$ , Ca et Al. En considérant que les variations chimiques primaires des allanites se font à  $Ca/(La + Ce + Nd + Y + Yb)$  constant comme le montre le diagramme  $Ca : La + Ce + Nd + Y + Yb$  (figure II. 42), nous constatons que la métamictisation s'accompagne d'un enrichissement en Al et d'un appauvrissement en Mg et Mn (fig. II.42).

Pour discuter les substitutions dans les allanites, nous considérons uniquement les composition primaires.

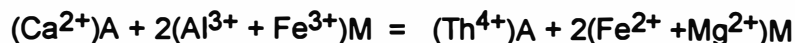
L'augmentation des concentrations en terres rares avec celles de Ca et avec la diminution de Al + Ti (fig. II.43) indique que l'introduction des terres dans les allanites du massif de Saint-Amac ne se fait pas au dépens de Ca mais plutôt par substitution à Al et Ti (ou  $Fe^{3+}$ ) selon la loi :



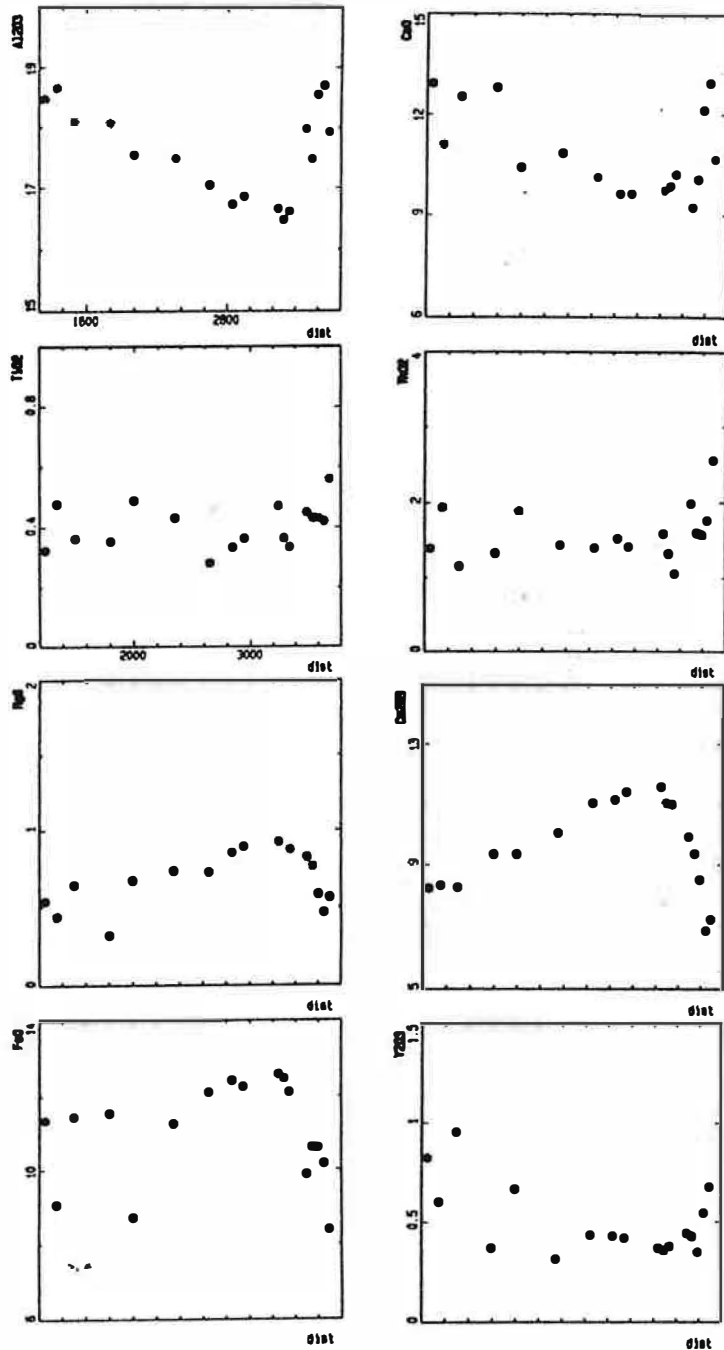
L'augmentation du Th avec la diminution des terres rares et du Th avec la diminution de Ca indique que l'introduction du Th se fait par substitution aux terres rares selon la loi :



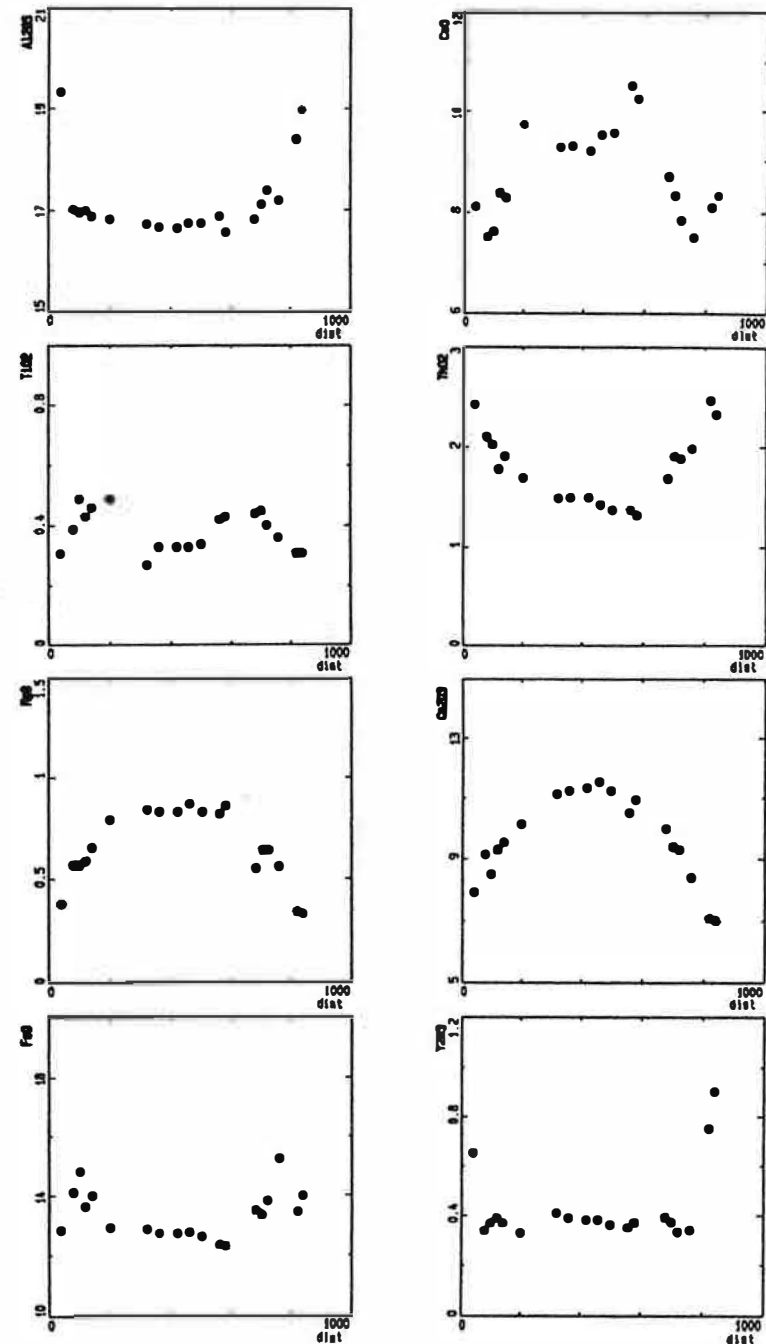
mais aussi probablement par substitution à Ca selon la loi :







Section 154



Section 31

Figure II.41 : Profil de variations chimiques dans une allanite de l'échantillon 154 (GDio) et 31 (GPorph) (distance en μm).

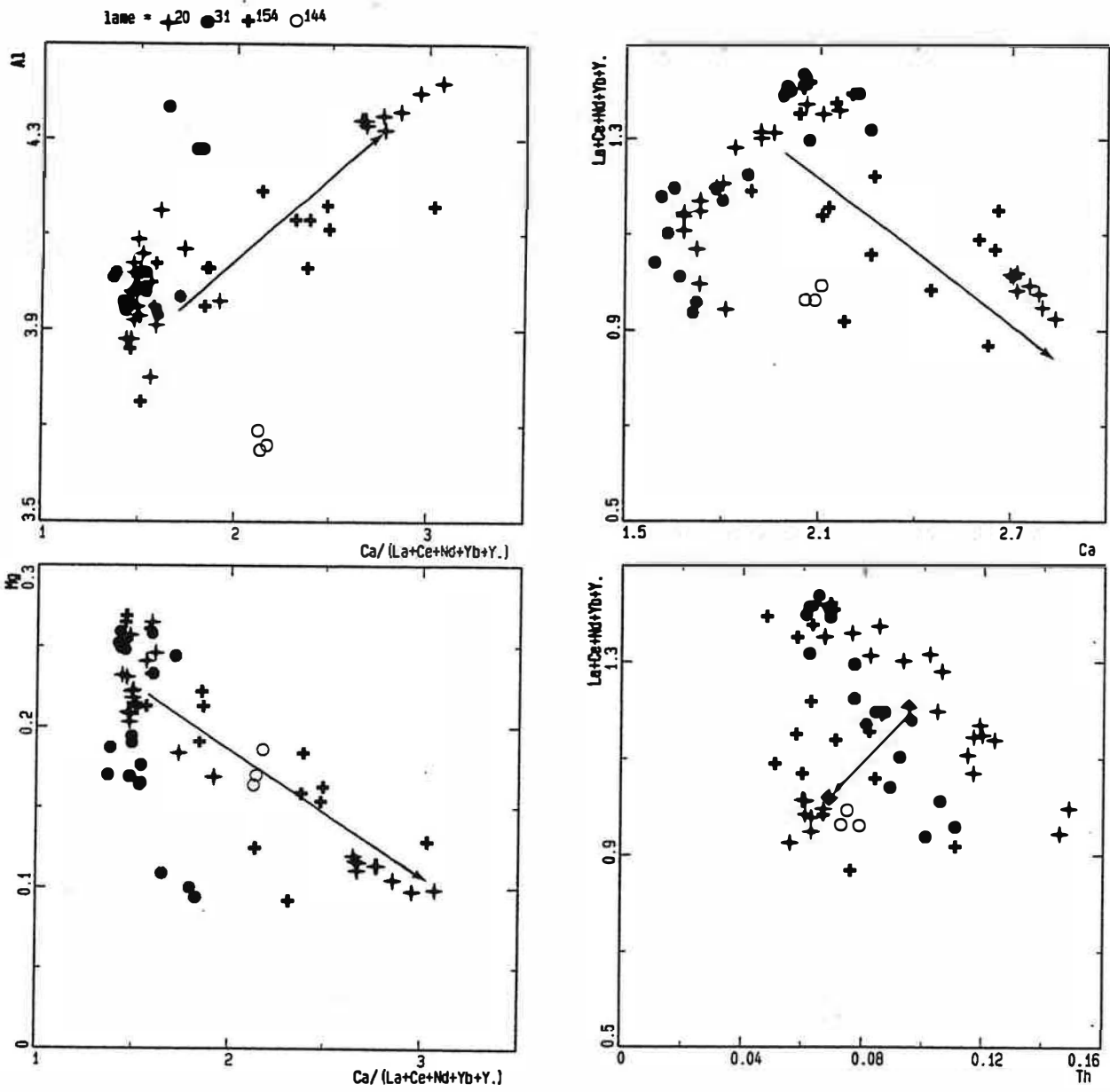


Figure II.42 : Variations chimiques dans les allanites du massif de Saint-Amac.  
 → : effet de la métamictisation

lane =  $\blacktriangle$  20  $\bullet$  31  $\blacktriangle$  154  $\circ$  144

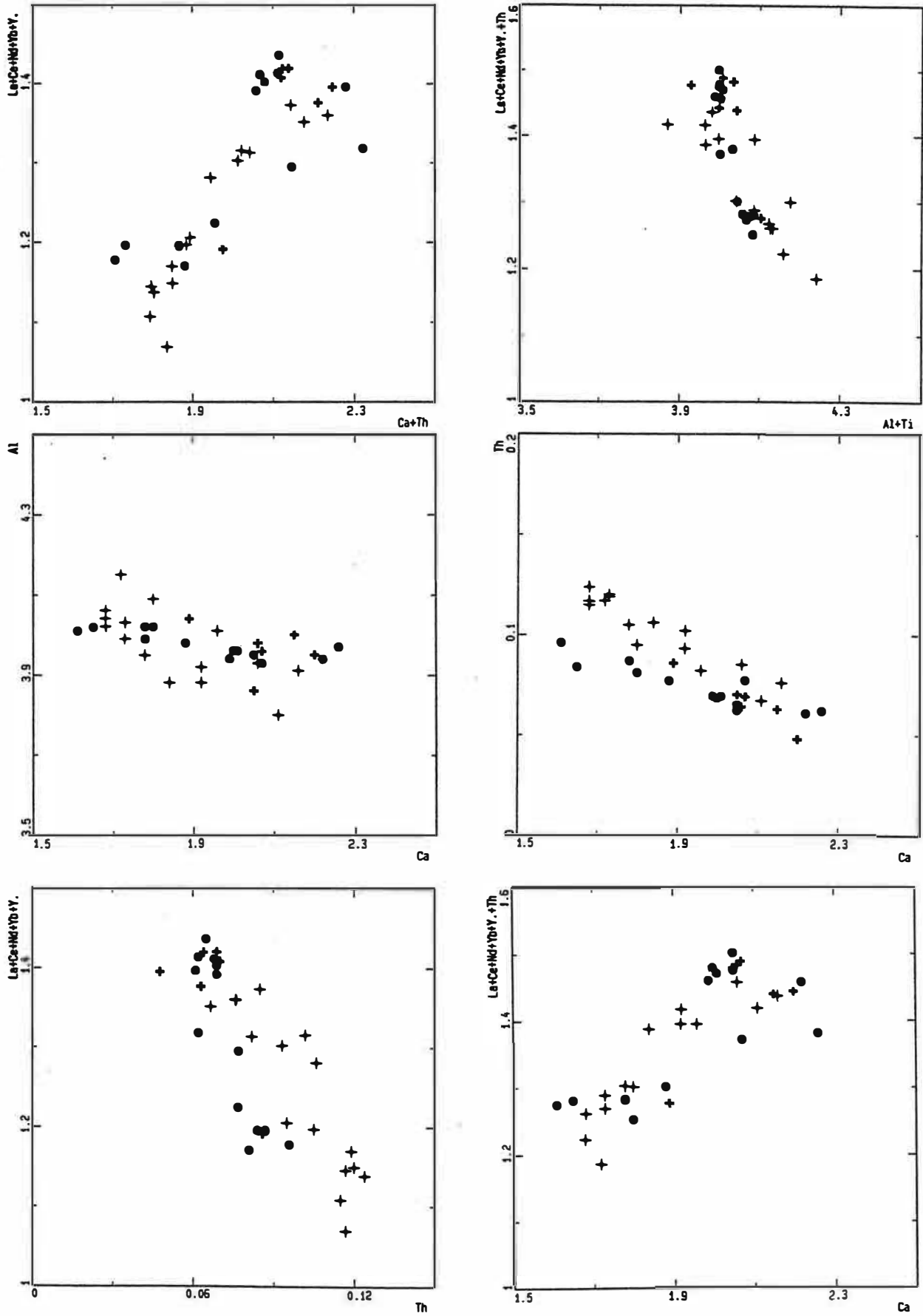


Figure II.43 : Substitution dans les allanites du massif de Saint-Amac.

facies = ■ Dio □ DT ✦ GDio ● GPorph ○ GLansac

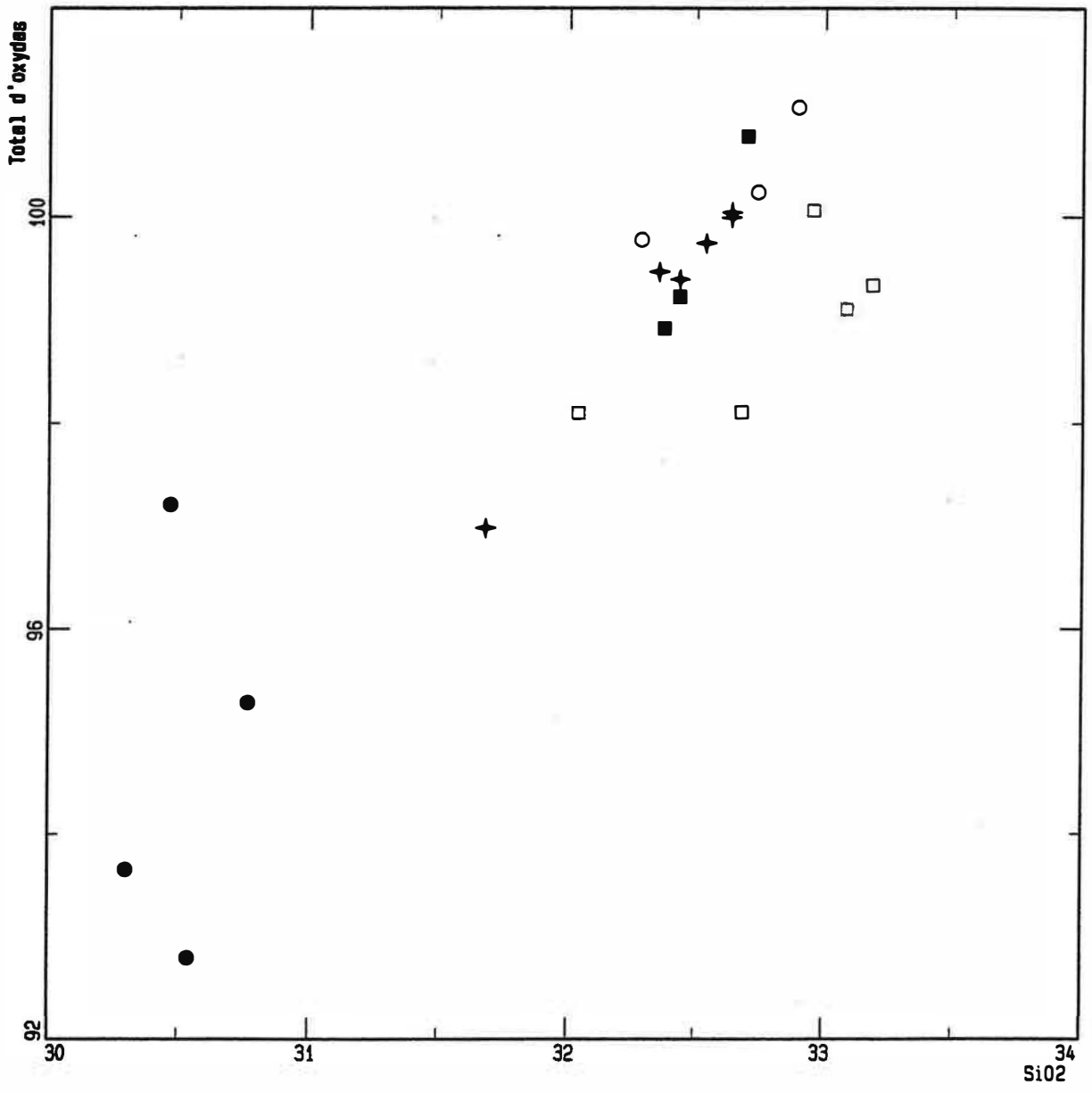


Figure II.4.4: Variation de la somme totale des oxydes (en %) en fonction de SiO2 dans les zircons du massif de Saint-Amac.

### 4-3 Les zircons

Les zircons sont présents dans les différents faciès pétrographiques. Ils sont fréquemment de petite taille. Les analyses et formules structurales sont calculées sur la base de 16 oxygènes sont données en annexes (tableau II.7).

Le total des oxydes des zircons varie de 93 à 101%. Seuls les zircons analysés dans le granite porphyroïde bouclent très bas (la somme totale des oxydes est comprise entre 93 et 97%) (fig. II.44). Si l'on considère que le déficit à 100% des analyses en poids d'oxydes est une mesure approchée de la teneur en eau dans les zircons, nous ne pouvons admettre un remplacement de  $(\text{SiO}_4)^{4-}$  par  $4(\text{OH}^-)$  comme le suggéraient Frondel et Colette (1957) car le rapport Zr/Si dans nos zircons est inférieur à 1.

Les teneurs en  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont nulles. La somme des terres rares ( $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{Sm}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$ ) est généralement inférieure à 0.75% en poids d'oxydes (Y représente plus de 95% des terres rares). Dans un zircon de l'échantillon 20 (GPorph) pris en inclusion dans un plagioclase la somme des terres rares varie de 1 et 2.18% (point 2 et 3). Ce zircon est aussi particulièrement riche en  $\text{Th}_2\text{O}_3$  et  $\text{U}_2\text{O}_3$ .

Dans les cristaux où nous avons pu établir une zonation, nous constatons une légère diminution de Hf/Zr du coeur vers le bord du cristal. Les variations inverses sont aussi observées. Le Th et Y évoluent dans le sens contraire de Hf.

#### IV CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DU MASSIF DE SAINT ARNAC

Le massif mésozonale de Saint-Arnac est formé de 4 faciès pétrographiques :

- une granodiorite sombre non porphyroïde formant la base du complexe granitique.
- un granite porphyroïde occupant toute la partie supérieure du massif.

La granodiorite et le granite porphyroïde présentent une paragenèse à plagioclase + K-feldspath + biotite + quartz + apatite + zircon + allanite + ilménite.

- un granite clair non porphyroïde développé dans la région de Lansac. Il se caractérise par la présence d'une muscovite secondaire et de rares monazites qui s'ajoutent à l'assemblage minéralogique des faciès précédents.
- des roches basiques et intermédiaires pouvant former des masses de taille variable (métrique à supramétrique) ou des essaims d'enclaves allongées. Ces masses et enclaves basiques sont caractérisées localement notamment près du Moulin de St-Arnac par une texture porphyrique et par une certaine déformation. Les masses basiques montrent une association à amphibole + plagioclase + biotite ± quartz ± k-feldspath + zircon + apatite + ilménite auxquels s'ajoute dans les termes intermédiaires l'allanite et rarement la monazite.

Dans le secteur de Tournefort on rencontre une diorite globalement orientée englobée dans une granodiorite déformée, ce sont la diorite et la granodiorite de Tournefort. La granodiorite de Tournefort est caractérisée par le même assemblage minéralogique que la granodiorite de St-Arnac. Dans la diorite de Tournefort le K-feldspath et la monazite sont absents.

Le partage Fe/Mg entre biotite et amphibole indique un certain équilibre entre ces deux minéraux ; les températures obtenues à l'aide de certains géothermomètres sur les amphiboles s'échelonnent entre 730 et 550°C.

Les variations des rapports  $Zr/TiO_2$  et  $Ce/TiO_2$  (éléments incompatibles) permettent de distinguer deux groupes basiques de type calco-alcalin que nous appelons diorite de Tournefort (DT) et diorite de Saint Arnac (Dio). Il est intéressant de remarquer que ces deux familles géochimiques sont indépendantes de l'état de déformation des roches ou de leur distribution cartographique. La différence entre ces deux faciès porte surtout sur les variations des éléments traces dont le comportement est contrôlé par les phases accessoires (Th, Ce, Zr, Y, Nb,  $P_2O_5$  et  $TiO_2$ ). Ces éléments sont incompatibles dans DT et leurs teneurs sont liées à MgO par une loi exponentielle. Ceci suggère que la diorite de Tournefort peut être assimilée à une suite de liquides évoluant par cristallisation progressive. La diorite de Saint-Arnac se caractérise par des teneurs relativement élevées en incompatibles et par des variations linéaires liées à l'accumulation ferromagnésienne (olivine et pyroxène) à taux variables. Le nombre réduit des échantillons susceptibles de représenter les liquides ne nous a pas permis de discuter les tendances évolutives à l'intérieur de ce groupe.

Ces deux faciès montrent un lessivage variable de la chaux des clinopyroxènes et/ou amphiboles transformés en biotites. Cette transformations est accompagnée d'une acidification des plagioclases qui fournit l'alumine nécessaire à cette transformation et dont témoigne les teneurs élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$  de certains échantillons.

Les faciès acides de Saint-Amac présentent les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des granites calco-alkalins (rapport Fe/Mg relativement élevé, un caractère calcique ( $\text{Ca} > \text{Mg}$ ), des concentrations modestes en terres rares, Zr et Th). Les variations internes dans ces faciès sont importantes et sont liées à la cristallisation et l'accumulation du plagioclase, de la biotite et du feldspath potassique. Ces variations suggèrent que, d'une part les granodiorites de Saint-Amac et de Tournefort ne sont pas différents et que d'autre part ces deux granodiorites sont cogénétiques avec le granite porphyroïde. L'anomalie peu prononcée en Eu du granite de Lansac par rapport aux autres granitoïdes ainsi que l'augmentation de Al, Ca, Ba et Ga à la transition entre le granite de Lansac et le granite porphyroïde indiquent que le granite de Lansac ne peut être cogénétique avec les autres faciès.

L'abondance de l'accumulation dans les granites de Saint Amac suggère que leur différenciation s'est produite sur place par accumulation et extraction selective des liquides ("filter pressing").

L'absence de termes intermédiaires entre les faciès basiques et acides font que les relations génétiques entre ces deux faciès ne sont pas bien établies. L'analogie établie entre les granitoïdes de St-Amac et ceux de Millas suggère qu'une différenciation par cristallisation des granitoïdes de St-Amac à partir des roches basiques associées ne peut être accepté. Toutefois, les résultats isotopiques sur les granitoïdes de Millas et de Quérigut supposent une certaine contribution de ces roches basiques dans la formation de ces granitoïdes

En conclusion, il est intéressant de remarquer que contrairement au cas de l'association catazonale où aucune texture décrite comme typique des mélanges magmatiques ou de "mingling" n'a été observée, l'association acide-basique mésozonale montre des textures de ce type : grosses biotites et grands plagioclases automorphes flottant dans une matrice plus fine dans les enclaves basiques ; plagioclases squelettiques ; globules basiques millimétriques à grain fin dans les granites. Il est probable que l'absence de tels processus (hybridation, "mingling") dans l'association catazonale soit liée une mise en place précoce des roches basiques qui seraient entièrement cristallisées lors de la mise en place de la chamockite. Cette hypothèse est confortée, comme nous l'avons signalé précédemment par l'absence de bordures figées dans les roches basiques de la catazone. En revanche, dans l'association mésozonale, la mise en place des granitoïdes serait subsynchrone aux roches basiques non déformées.

## **TROISIEME PARTIE : COMPARAISON ENTRE LES DEUX MASSIFS**





## I-LES ROCHES BASIQUES

### 1- Introduction

Comme de nombreux plutons pyrénéens, Les granitoïdes du massif de l'Agly sont associés à des roches basiques gabbrodioritiques à quartz dioritiques mais aussi à des roches mafiques de type "cortlandite" qui, dans le massif de l'Agly, sont connues uniquement dans le granite de Saint-Amac.

Macroscopiquement nous pouvons distinguer deux catégories de roches basiques associées aux granites de Saint-Amac : des "diorites" déformées et localisées essentiellement dans la formation granodioritique (granodiorite de Saint-Amac et de Tournefort) et des "diorites" non déformées, englobées dans la granodiorite de Saint-Amac mais aussi à la base du granite porphyroïde en contact avec la granodiorite. Ces roches basiques, indépendamment de leur état de déformation, sont classées géochimiquement en deux groupes :

- le 1er groupe est formé essentiellement par la diorite de Tournefort (DT) mais aussi par des diorites englobées dans les granitoïdes de Saint-Amac (Dio1). Dans cette section, et pour des raisons de commodité, nous avons préféré englober sous le nom DT les roches de type DT s.s et Dio1.

- le 2ème groupe (Dio) est formé essentiellement par des roches basiques englobées dans le granite de Saint-Amac mais aussi de quelques échantillons provenant du secteur de Tournefort.

Sur le terrain, les roches basiques associées au granite d'Ansignan ne montrent pas de déformations semblables à celles du massif de Saint-Amac. Elles peuvent être classées selon leur mode de gisement en trois catégories :

- des bancs basiques à grain fin à moyen d'épaisseur allant de 10 cm à 1m.
- la masse basique principale à grain grossier du plateau de Trilla.
- des dykes décimétriques à grain fin recoupant la masse basique principale

Ces roches sont classées géochimiquement en 5 groupes :

- le groupe A de type tholéiitique contient des roches macroscopiquement voisines de celles de la masse de Trilla.

- le groupe B de type calco-alcalin est formé essentiellement par les bancs basiques le long de la route Ansignan -Trilla et par les roches tardives en dykes.

- le groupe C de type calco-alcalin potassique et formé par la masse basique principale de Trilla.

- le groupe C1 est formé par des roches magnésio-potassiques chimiquement comparables aux vagnérites. Il correspond à des enclaves décimétriques allongées et à des petits bancs centimétriques englobés dans la charnockite.

- le groupe D est transitionnel entre la série tholéiitique et calco-alcaline. Il ne contient que des termes intermédiaires et il est formé par les bancs qui longent la route Ansignan le Vivier.

## **2- Comparaison des magmas basiques dans les deux massifs**

### **2-1 A l'aide des rapports d'incompatibles**

Pour examiner les relations entre les magmas parents des roches basiques dans les deux massifs, nous avons porté sur les diagrammes triangulaires utilisés pour la discrimination des différentes familles basiques d'Ansignan celles du massif de Saint-Arnac. Nous nous sommes limités ici aux roches basiques dont  $MgO > 4,5\%$ , ce qui élimine le groupe D.

Les roches basiques de Saint-Arnac (Dio et DT) se distinguent de celles des groupes A, C et C1 par des rapports  $P_2O_5/Y$  et  $P_2O_5/TiO_2$  plus élevés (fig. III.1). En revanche elles se superposent, sur ces diagrammes, à celles du groupe B.

Le rapport  $Zr/TiO_2$  est en moyenne plus élevé dans Dio que B (fig. III.2).

Les spectres des terres rares du groupe B sont d'autre part identiques à ceux de DT et diffèrent de ceux de Dio par une anomalie en Eu peu prononcée et par un rapport La/Yb relativement faible (dans Dio les concentrations sont relativement élevées en terres rares légères et faibles en terres rares lourdes par rapport au groupe B) (fig. I.7B et II.6). Il subsiste donc une analogie entre deux groupes seulement, à savoir B d'Ansignan et DT de St-Arnac.

### **2-2 A l'aide des variations de certains éléments compatibles**

La distinction entre le groupe B et Dio est très nette à l'aide des variations de certains éléments compatibles. Les roches de type Dio se distinguent de celles du groupe B par un rapport  $V/MgO$  relativement bas (fig. III.2). Pour des teneurs en Ce similaires, les concentrations en Cr sont plus élevées dans Dio que B (fig. III.3).

### **2-3 A l'aide des diagrammes multi-élémentaires de Thompson et al., 1982 (fig. III.4)**

Sur ces diagrammes, les éléments sont normalisés aux chondrites, sauf Rb, K et P qui sont normalisés au manteau terrestre primitif (Sun, 1980). Nous avons porté pour comparaison, les spectres des basaltes alcalins de Corée (Lée, 1982), des basaltes transitionnels du Kenya (Baker et al, 1977), des basaltes calco-alcalins et tholéiitiques de l'arc insulaire du Japon (Yoshida, 1984) ainsi que des basaltes andésitiques des Andes (Deruelle, 1978).

Les roches basiques de Saint-Arnac (Dio et DT) et le groupe B d'Ansignan montrent des spectres semblables. Les spectres de ces trois ensembles basiques sont caractérisés par une anomalie négative en Nb, Ti et Sr. Dans B, le Th est

FACIES = ◆Dio ●DT ■A □B ▼C ◇C1

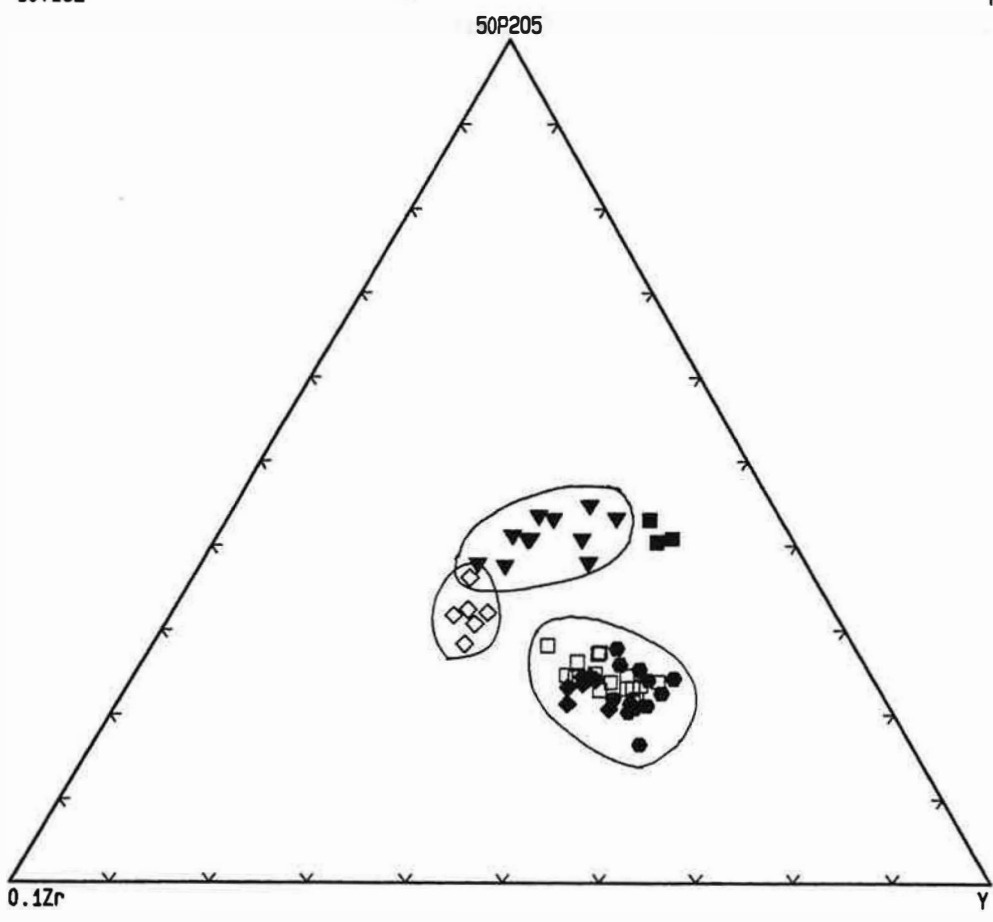
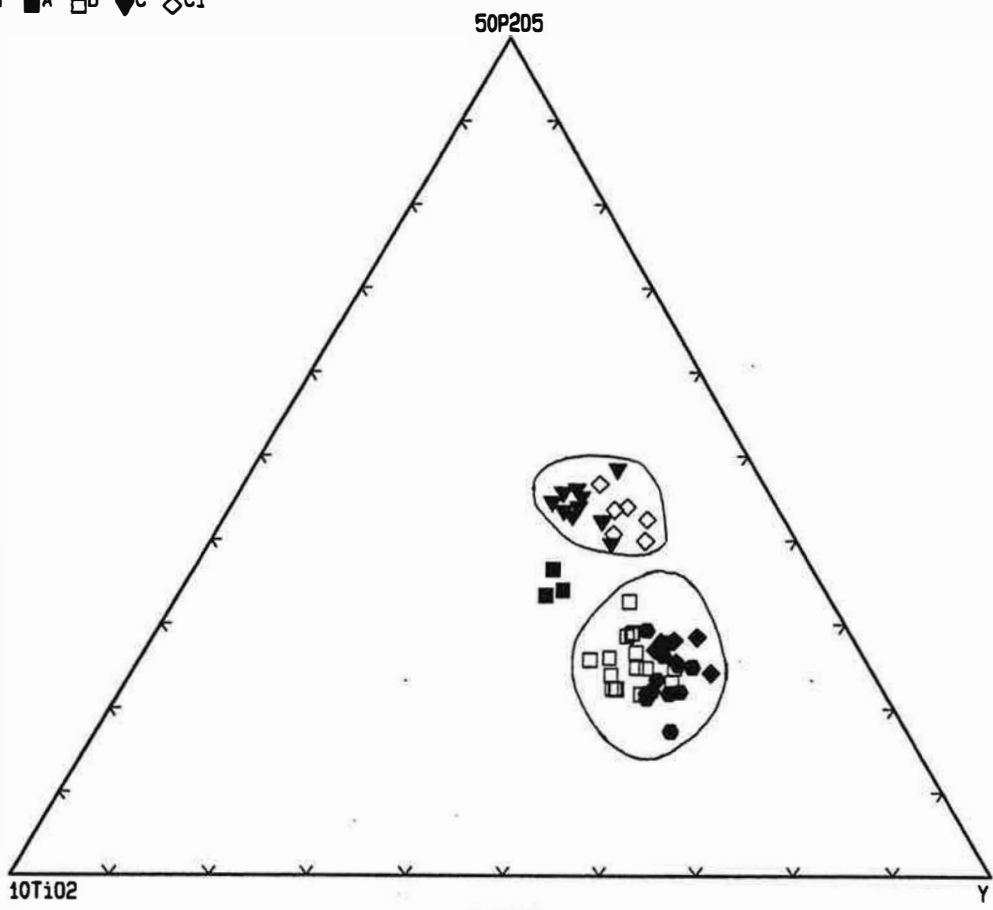


Figure III. 1 : Comparaison entre les roches basiques de Saint Amac et celles du massif d'Ansignan.

FACIES = ◆ Dio ● DT ■ A □ B ▼ C ◇ C1

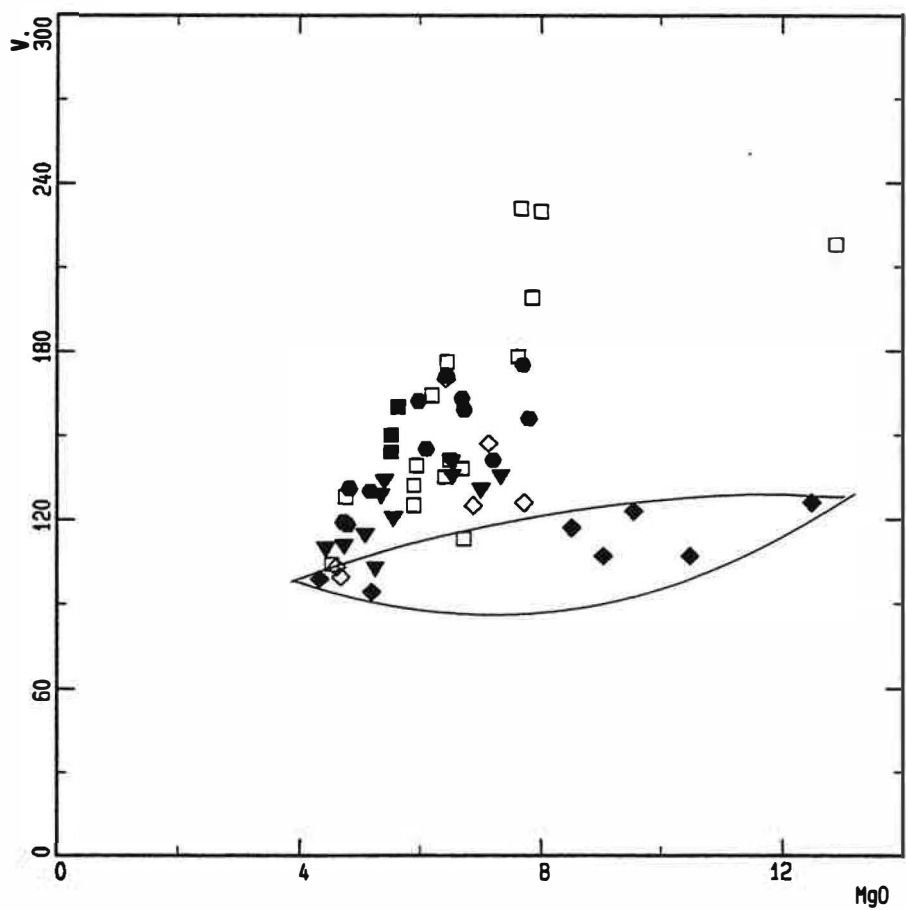
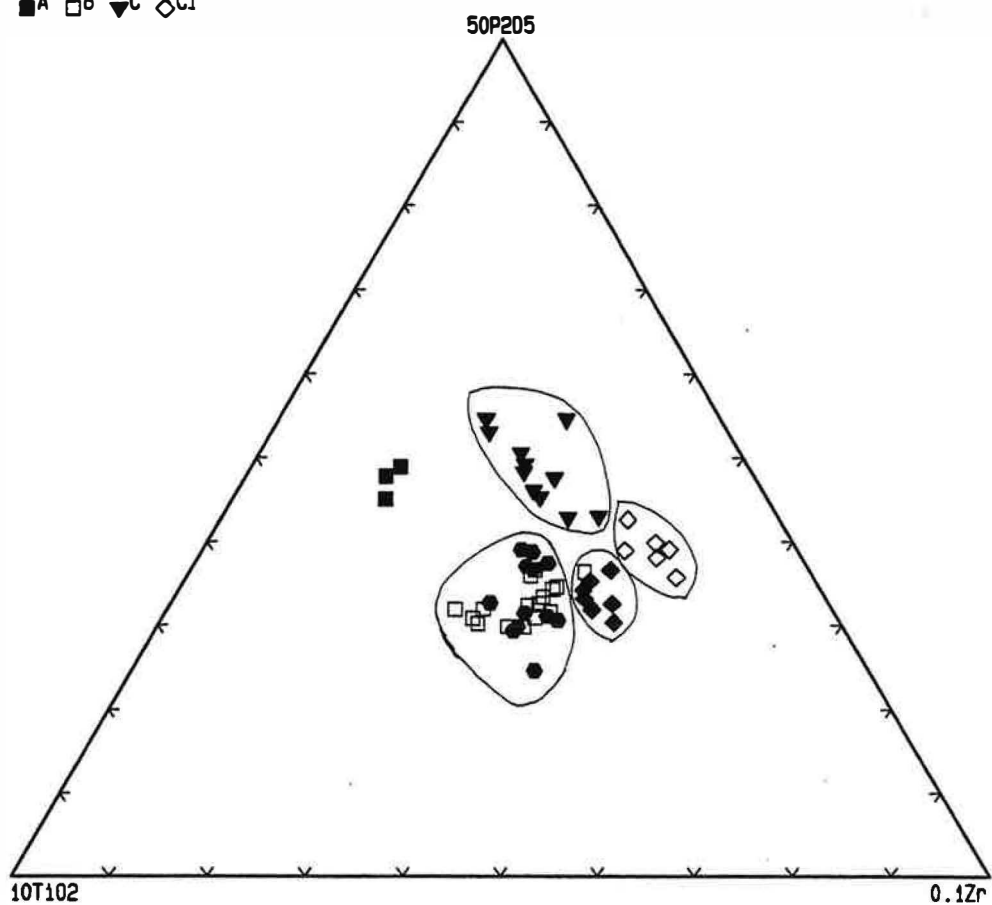


Figure III. 2 : Comparaison entre les roches basiques de Saint Amac et celles du massif d'Ansignan.

ACIES = ◆Dio ●DT ■A □B ▼C ◇C1

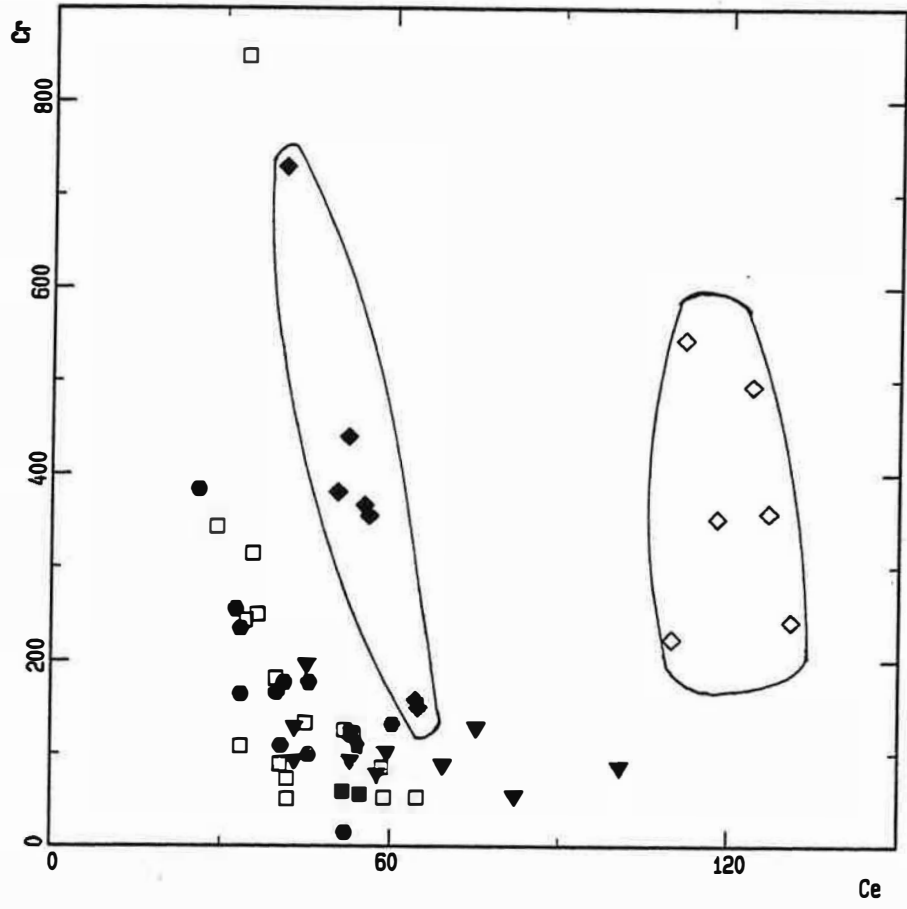
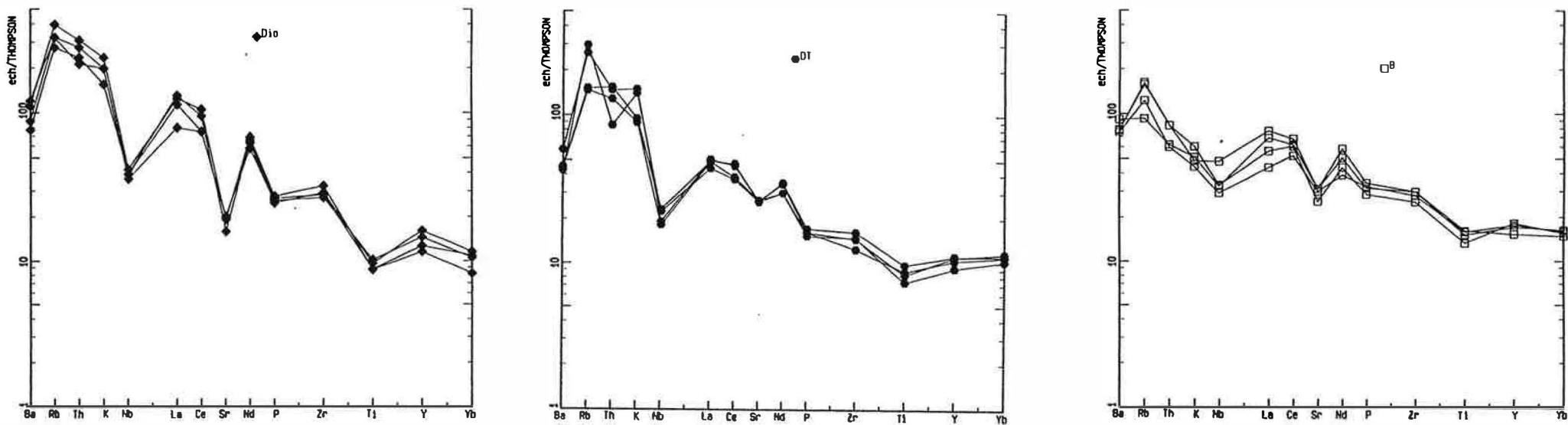


Figure III. 3 : Comparaison entre les roches basiques de Saint Amac et celles du massif d'Ansignan.



**Figure III. 4A :** Diagrammes de normalisation multi-élémentaires de Thompson et al. (1982) pour les roches basiques de Saint-Amac et le groupe B d'Ansignan.

les valeurs de normalisation (en ppm) sont : Ba = 6.9, Rb = 0.35, Th = 0.042, K = 120, Nb = 0.35, La = 0.328, Ce = 0.865, Sr = 11.8, Nd = 0.63, P = 46, Zr = 6.84, Ti = 620, Y = 2, Yb = 0.22

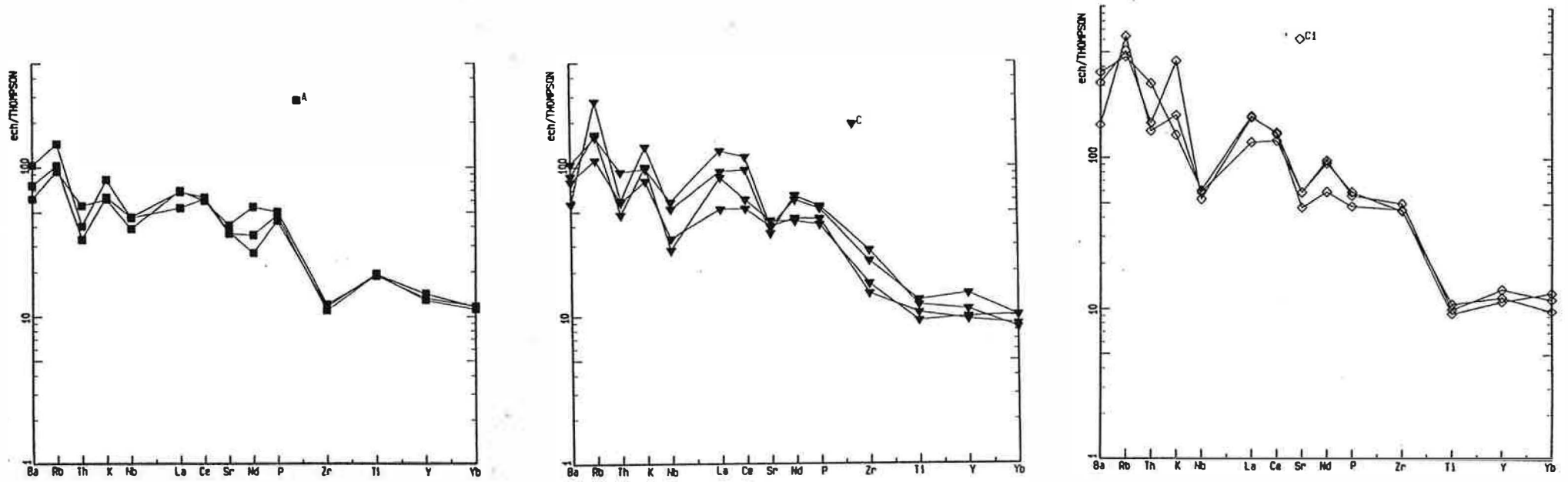
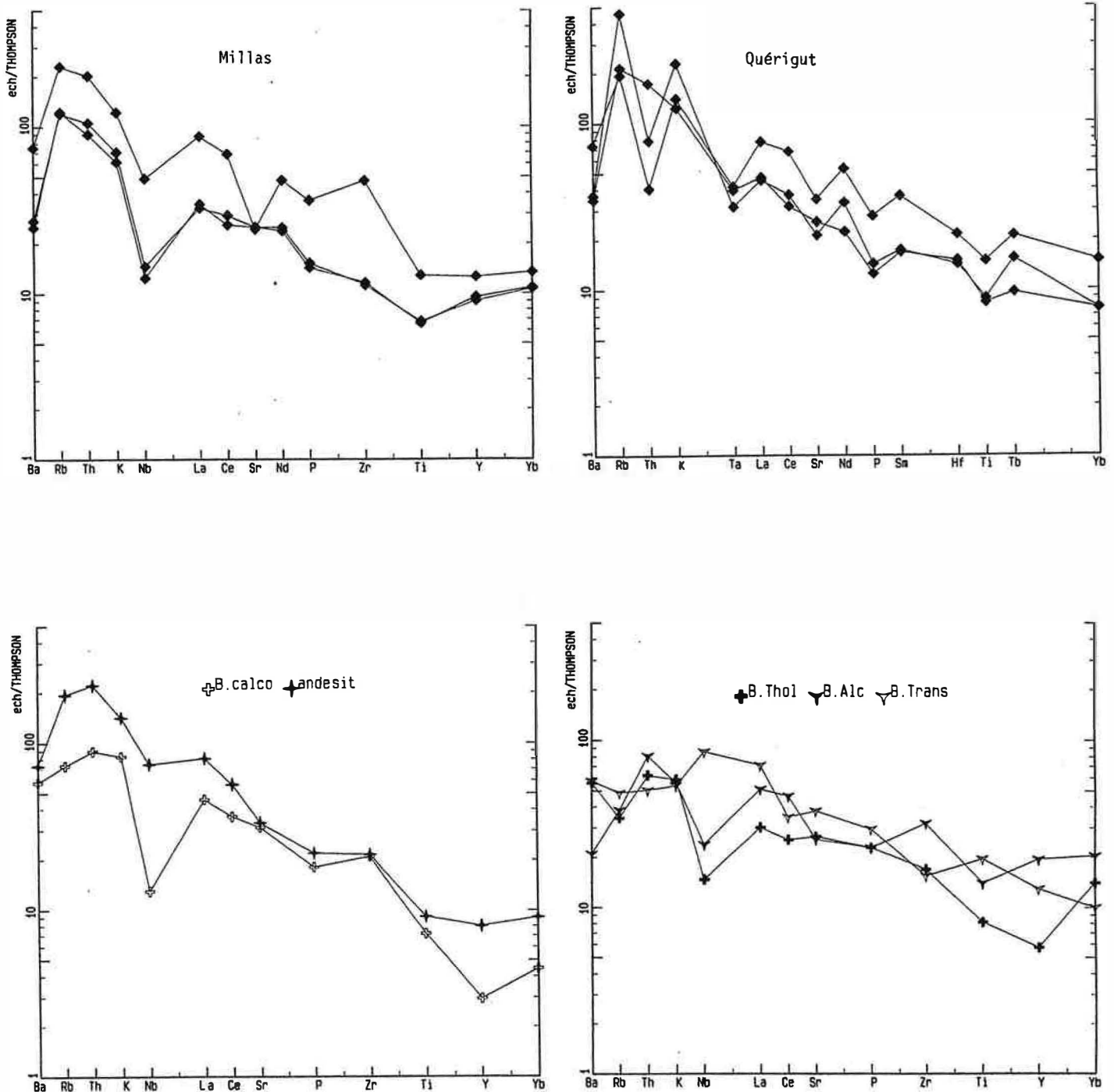


Figure III. 4B : Diagrammes de normalisation multi-élémentaires de Thompson et al. (1982) pour les groupes A, C et C1 d'Ansignan.





**Figure III. 4C** : Diagrammes de normalisation multi-élémentaires de Thompson et al. (1982) pour les gabbros de Millas (Clavières, 1990), Quérigut (Fourcade, 1981) et pour certains basaltes de références.

- B. calco : basaltes calco-alcalins et tholéiitiques de l'arc insulaire du Japon (Yoshida, 1984)
- B. Thol :
- andesit : Andésite basaltique des marges continentales (Deruelle, 1978)
- B. alcal : basaltes alcalins de l'arc insulaire de Jeju de la Corée (Lée, 1982)
- B. Trans : basaltes transitionnels du Kenya (Baker et al., 1977).

légèrement plus bas et les anomalies en Nb et Ti sont aussi moins marquées. Le faciès Dio est caractérisé par une anomalie négative en Nb plus marquée que dans DT. Il est aussi relativement riche en Rb, Th, K et La et pauvre en Yb par rapport au groupe B. L'allure des spectres entre Ti et Yb de ces ensembles basiques et notamment leur forme relativement plate les rapproche des basaltes andésitiques et calco-alcalins. La richesse en éléments lithophiles à large rayon ionique (Rb, K) et en Th des roches de DT et Dio les rapproche des basaltes andésitiques alors que celles de B sont plutôt proches des basaltes calco-alcalins. La richesse en éléments lithophiles est encore plus importante dans C1, il l'est moins dans A et C. L'anomalie négative en Nb et Sr est présente dans tous ces groupes. Celle en Nb est très accentuée dans C1 et elle est faiblement marquée dans A. La pente négative entre Ti et Yb dans A permet de rapprocher ce groupe des basaltes transitionnels. Les spectres de C1 et C présentent des affinités avec ceux des basaltes alcalins de la Corée (fig. III.4C). Les concentrations en éléments lithophiles sont dans tous les cas relativement élevées dans les roches basiques de l'Agly.

Par rapport à d'autres associations acide-basiques, les spectres des roches basiques de Saint-Amac sont similaires à ceux des gabbros de Millas et de Quérigut.

## 2-4 Conclusion

Le massif d'Ansignan se caractérise par une grande diversité de ses roches basiques comprenant des tholéïtes (groupe A), du calco-alcalin (groupe B), du calco-alcalin potassique (groupe C) et des roches magnésiopotassiques (groupe C1). S'ajoute à ces quatre ensembles le groupe D qui ne contient que des termes intermédiaires. Il est transitionnel entre les tholéïtes et le calco-alcalin. En revanche, dans le massif de Saint-Amac seules deux familles de roches basiques ont été distinguées : DT et Dio. Elles sont toutes de type calco-alcalin avec un caractère relativement potassique de Dio.

La comparaison entre les différents groupes basiques et intermédiaires dans les deux massifs montre une grande analogie entre le groupe B d'Ansignan et DT de Tournefort notamment en ce qui concerne les rapports d'incompatibles qui sont identiques et qui suggèrent une certaine parenté génétique entre les deux groupes. Aucun équivalent de Dio du point de vue rapports d'incompatibles n'existe dans Ansignan.

Les roches basiques de l'Agly sont caractérisées par une richesse en éléments lithophiles et en Th et par une anomalie négative en Nb qui suggèrent un certain degré de contamination crustale compatible avec les données isotopiques disponibles sur deux roches basiques d'Ansignan. Ces roches montrent un  $\text{ENd} = -2.5$  et  $-3.4$  ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7067$  et  $0.7062$  (Pin, 1989).

## II-LES GRANITOÏDES

### 1- caractères généraux et pétrographiques

Les granitoïdes de l'Agly peuvent être classés selon leur position structurale en deux grands groupes : les granites du massif de Saint-Amac dont la base se trouve dans la mésozone et le sommet dans l'épizone et le granite "chamockitique" d'Ansignan mis en place dans la catazone. Le massif d'Ansignan est formé d'une granodiorite porphyroïde et d'un granite clair riche en grenat alors que, dans le massif de Saint-Amac, nous pouvons distinguer trois faciès : une formation granodioritique (tonalite à granodiorite) non porphyroïde à la base, un granite porphyroïde et un faciès clair équigranulaire à muscovite secondaire.

Dans les deux massifs la paragenèse (dans la granodiorite et les faciès porphyroïdes) est à K-feldspath + plagioclase + quartz + biotite à la quelle s'ajoutent, dans la chamockite, l'orthopyroxène et/ou le grenat. Les accessoires sont l'apatite, le zircon et la monazite dans la chamockite alors que dans les granitoïdes de Saint-Amac, ils comprennent allanite, apatite, zircon et rarement de la monazite (dans le Lansac notamment). Remarquons que mis à part les phénocristaux, le K-feldspath est pratiquement absent dans la chamockite. En revanche la concentration des mégacristaux d'orthose est relativement importante par rapport au faciès porphyroïde de Saint-Amac. Il est probable que la mise en place du magma de la chamockite dans la catazone a favorisé la cristallisation, dans un premier temps, de phases anhydres : l'orthopyroxène, K-feldspath, quartz et plagioclase. La cristallisation de ces minéraux entraîne l'augmentation de la teneur en eau du magma favorisant, dans un premier stade, la cristallisation de la biotite et plus tardivement (stade tardif à post-magmatique) la transformation de l'orthopyroxène et l'orthose en une symplectite à quartz-biotite. La croissance des cristaux précoces d'orthose (mégacristaux) se continue jusqu'à un stade tardif au cours de la cristallisation du magma empêchant la formation de nouveaux germes (K-feldspath interstitiel). Dans le massif de Saint-Amac, le caractère interstitiel de certains cristaux de feldspath potassique indique que leur formation est relativement tardive dans la séquence de cristallisation.

La composition des plagioclases varie de An 55 à 20, de An 40 à 15 et de An28 à 3 dans la granodiorite, le faciès porphyroïde et le granite de Lansac respectivement. Dans le domaine catazonale, elle est de An 40 à 27 et de An34 à 25 dans la chamockite et les granites blancs (Gbl) respectivement.

## 2- Diagrammes de normalisation multi-élémentaires

Nous avons utilisé ces diagrammes dans le but d'une comparaison relative entre les différents faciès. Ce mode de représentation nous évite de nous encombrer de trop de diagrammes. Ainsi, dans les diagrammes multiélémentaires (Pearce et al., 1984) (fig. III.5) où les compositions des granitoïdes étudiés sont normalisées par rapport à un plagiogranite hypothétique (ORG) issu de la différenciation d'un magma de type MORB, la chamockite d'Ansignan se distingue de la granodiorite et du granite porphyroïde de Saint-Amac par des anomalies négatives en Nb, positives en Th et Ce plus accentuées.

Les arachnogrammes des granites blancs à grenat (Gbl), des granites porphyroïdes (GPorph) et des granites de Lansac (GLansac) sont très différents (en termes d'évolution, l'équivalent de Gbl est GLansac, mais du point de vue des teneurs en MgO son équivalent est GPorph). L'anomalie négative en Nb, positive en Th est relativement prononcée dans Gbl. Les granites porphyroïde et le granite de Lansac se caractérisent d'autre part par un faible enrichissement en Zr et une anomalie positive en Y (cette anomalie est plus accentuée dans GLansac que dans GPorph) alors que la pente est positive entre Ce et Yb dans Gbl.

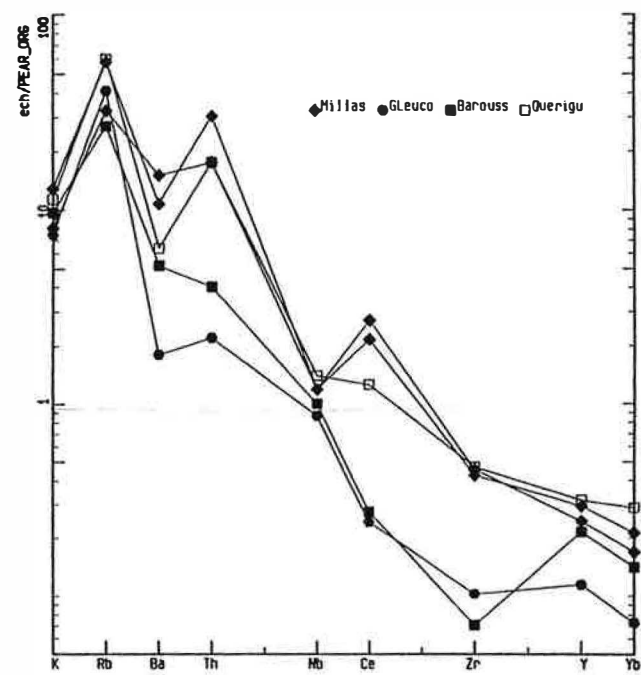
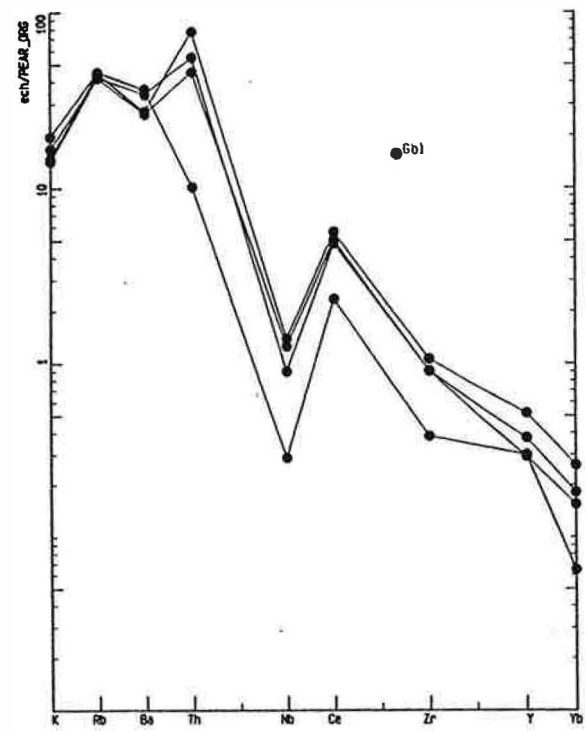
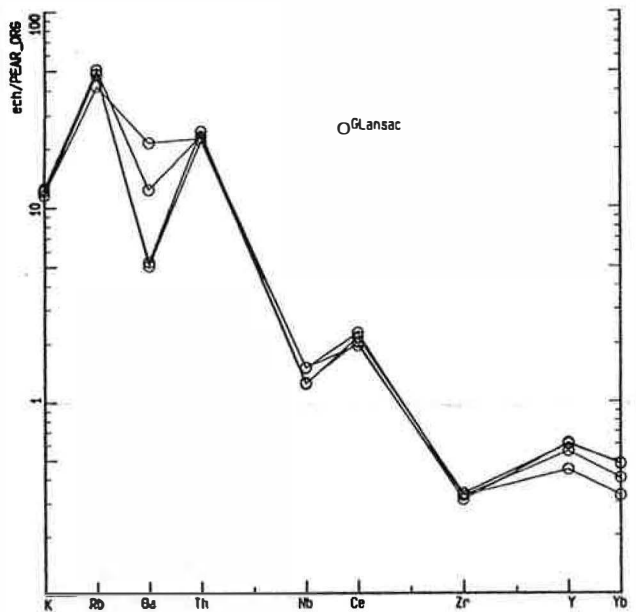
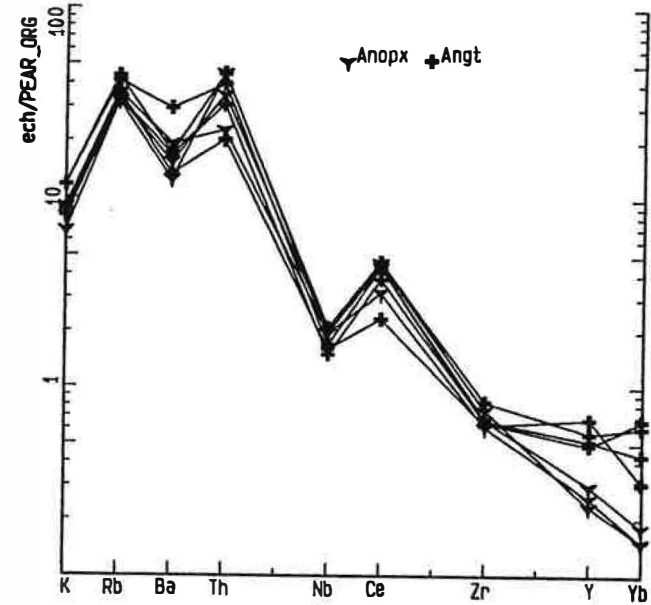
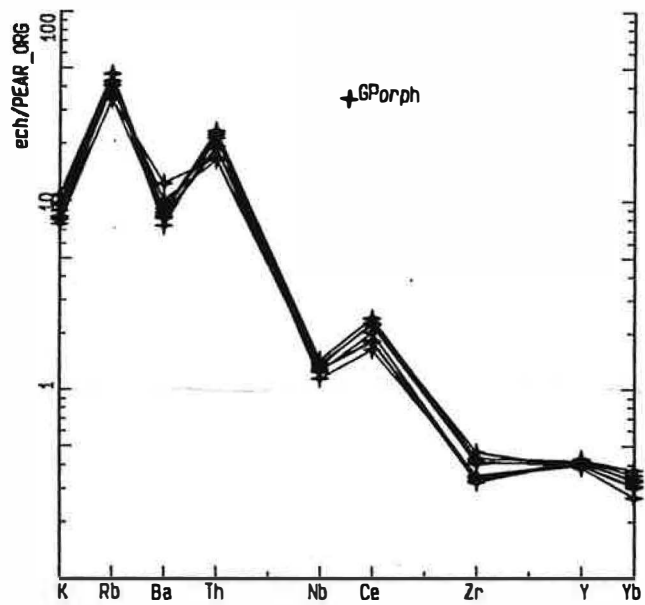
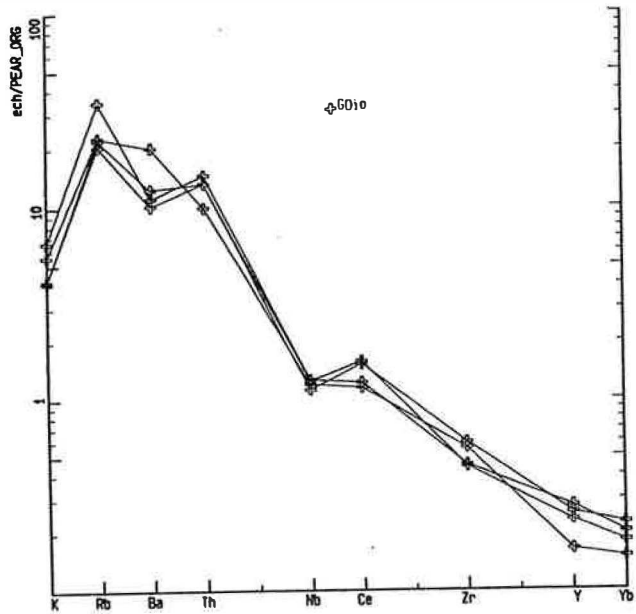
Par rapport à d'autres granitoïdes hercyniens, les arachnogrammes des granodiorites et des granites porphyroïdes sont semblables à ceux des granites de Millas (Messaoudi, 1990) et à ceux des granites de Quérigut (Fourcade, 1981) (fig. III.5).

Les spectres des granites de Lansac et de Gbl sont différents de ceux des leucogranites de Millas. Ils diffèrent aussi de celui de Barousse donné par Pearce et al (1984) comme exemple de granite syn-collision.

\*\*\*\*\*

Figure III.5 : Diagrammes de normalisation multi-élémentaires de Pearce et al. (1984) pour la granodiorite de St-Amac (GDio), le granite porphyroïde de St-Amac (GPorph), le granite de Lansac dans le massif de St-Amac (GLansac), la chamockite d'Ansignan (Anopx et Angt), le granite blanc de type Albas dans le massif d'Ansignan (Gbl) et pour certains faciès équivalents dans le massif de Millas (Millas et Gleuco), Quérigut (Quérigu), granite de Barousse (Barouss).

Les valeurs sont normalisées aux ORG (K = 0.4, Rb = 4, Ba = 50, Th = 0.8, Nb = 10, Ce = 35, Zr = 340, Y = 70 et Yb = 48).



### **III COMPARAISON DES VARIATIONS CHIMIQUES DES GRANITOÏDES ET DES ROCHES BASIQUES DANS LES DEUX ASSOCIATIONS ACIDE-BASIQUES DU MASSIF DE L'AGLY**

Dans cette partie, nous n'avons tenu compte, dans le cas du massif de Saint-Amac, que des roches dont la composition est censée être la plus proche des liquides.

Nous avons adopté dans le cas de la charnockite la nomenclature géochimique dans laquelle nous avons distingué le faciès à orthopyroxène dominant (Anopx) du faciès à grenat dominant (Angt).

#### **1- Diagramme AFM (fig. III.6)**

Sur ce diagramme les granitoïdes du massif de l'Agly montrent des rapports Fe/Mg variables d'un faciès à l'autre. Ce rapport est plus faible dans la charnockite d'Ansignan que dans le faciès porphyroïde et la granodiorite de Saint-Amac et est plus faible dans Gbl que dans GLansac. Cette différence du rapport Fe/Mg est liée au caractère magnésien de la charnockite car les teneurs en fer ne sont pas très différentes.

#### **2- Diagramme CaO : MgO (fig. III.7) ; comportement de Sr (fig. III.8)**

Les roches basiques de Saint-Amac sont moins calciques que celles d'Ansignan (excepté pour C1). Il faut toutefois remarquer que dans les échantillons 187 et 42B de DT où la chaux est probablement primaire, les teneurs en CaO sont même plus élevées que dans celles d'Ansignan. La différence de teneurs en chaux entre ces deux ensembles basiques est liée un lessivage plus intense de la chaux dans celui de Saint-Amac. En fait dans les roches basiques de Saint Amac, outre la biotitisation, tout le clinopyroxène est transformé en amphibole.

La charnockite d'Ansignan se caractérise par un rapport CaO/MgO relativement faible. Ceci se répercute d'une part sur la composition des plagioclases par des teneurs en anorthite plus faibles que dans ceux de GDio et GPorph et d'autre part sur les phases accessoires par l'apparition, dans les granites de St-Amac, de l'allanite caractéristique des séries calco-alcalines. Dans la charnockite c'est la monazite qui a remplacé l'allanite.

Les teneurs en Sr sont cependant relativement élevées dans la charnockite. Dans les granitoïdes de Saint-Amac, les variations de Sr sont corrélées positivement à celles de CaO (fig. III.8). L'absence d'une telle corrélation dans la charnockite est liée à son caractère fortement cumulatif en feldspaths.

L'évolution de Sr est différente dans Gbl et GLansac. Les teneurs en Sr, dans Gbl, sont supérieures à 270 ppm et augmentent légèrement jusqu'à 350 ppm avec la décroissance de MgO. Elles sont inférieures à 130 ppm dans GLansac et diminuent jusqu'à 50 ppm avec la décroissance de MgO. Cette différence de comportement de

FACIES = ◆ Dio ● DT + GPorph ○ GLansac □ B ▼ C ▽ D ◇ Cl ▼ Anopx + Angt ● Gbl

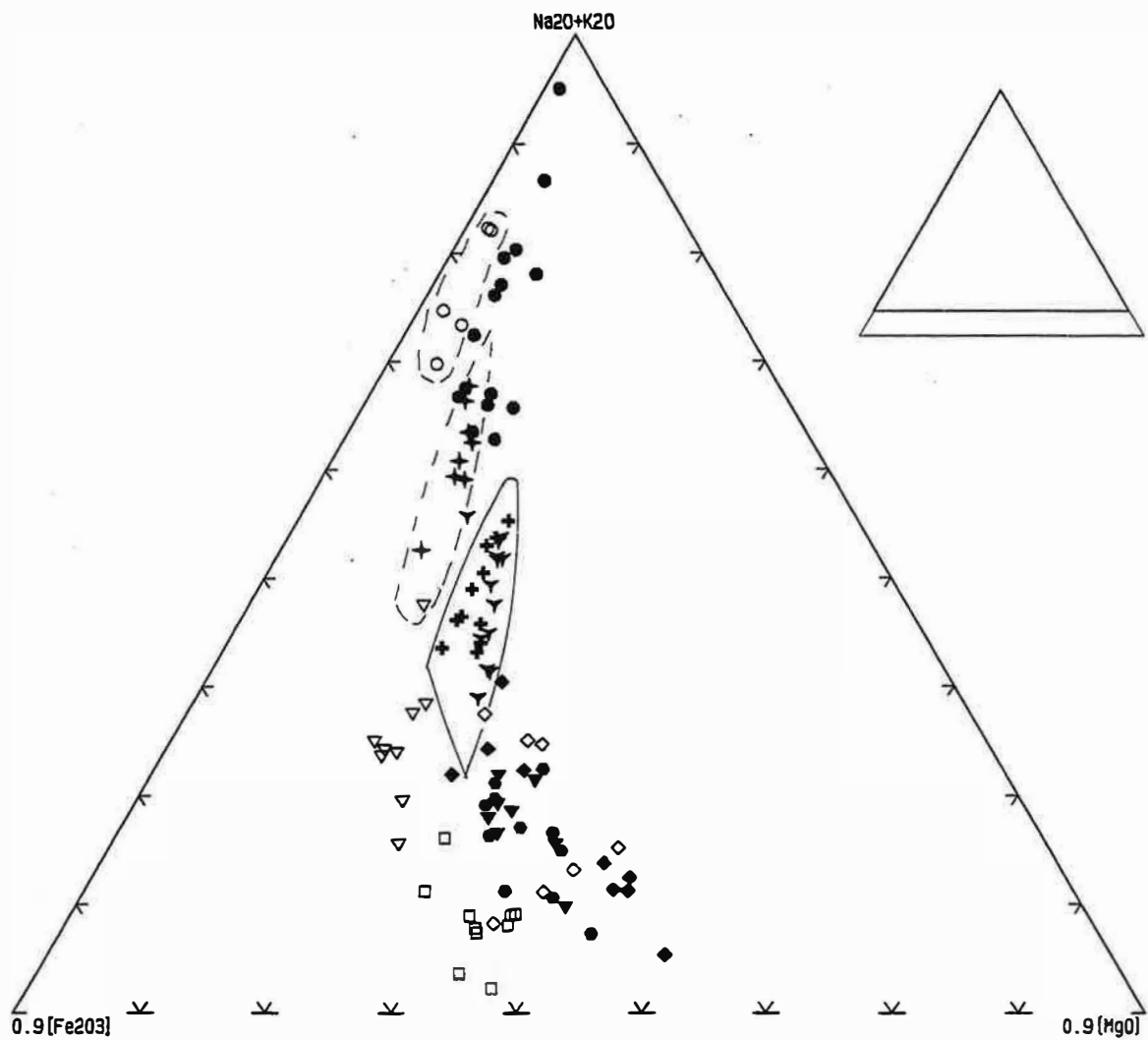


Figure III. 6 : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Arnac dans le diagramme AFM.

FACIES = ◆ Dio ● DT +SPorph ○ GLansac □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 √ Anopx + Angt ● Gbl

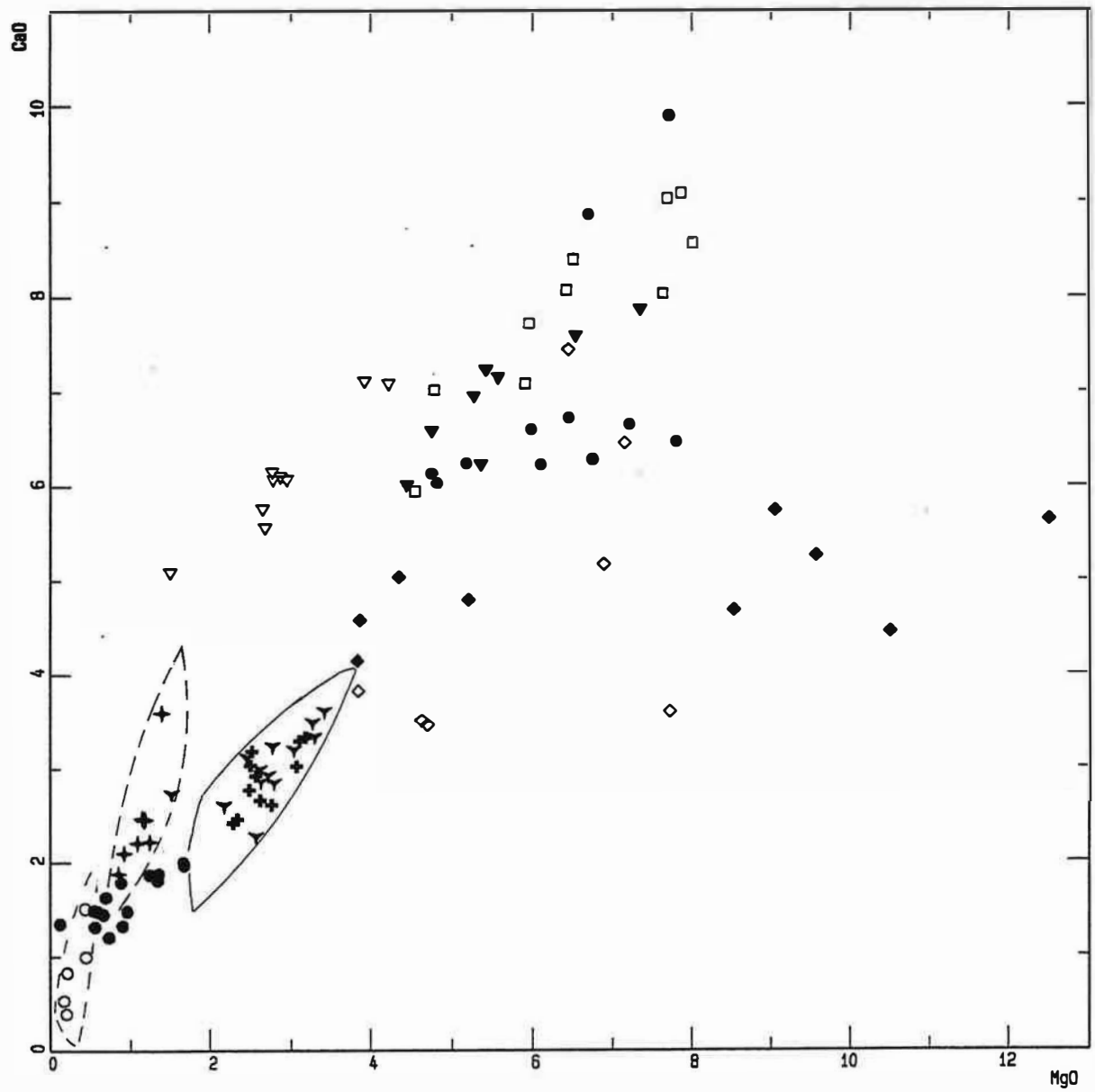


Figure III. 7 : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme CaO en fonction de MgO.



FACIES = ◆Dio ●DT +SPorph ○GLansac □B ▼C ▽D ◇C1 ∇Anapx +Angt ●Gbl

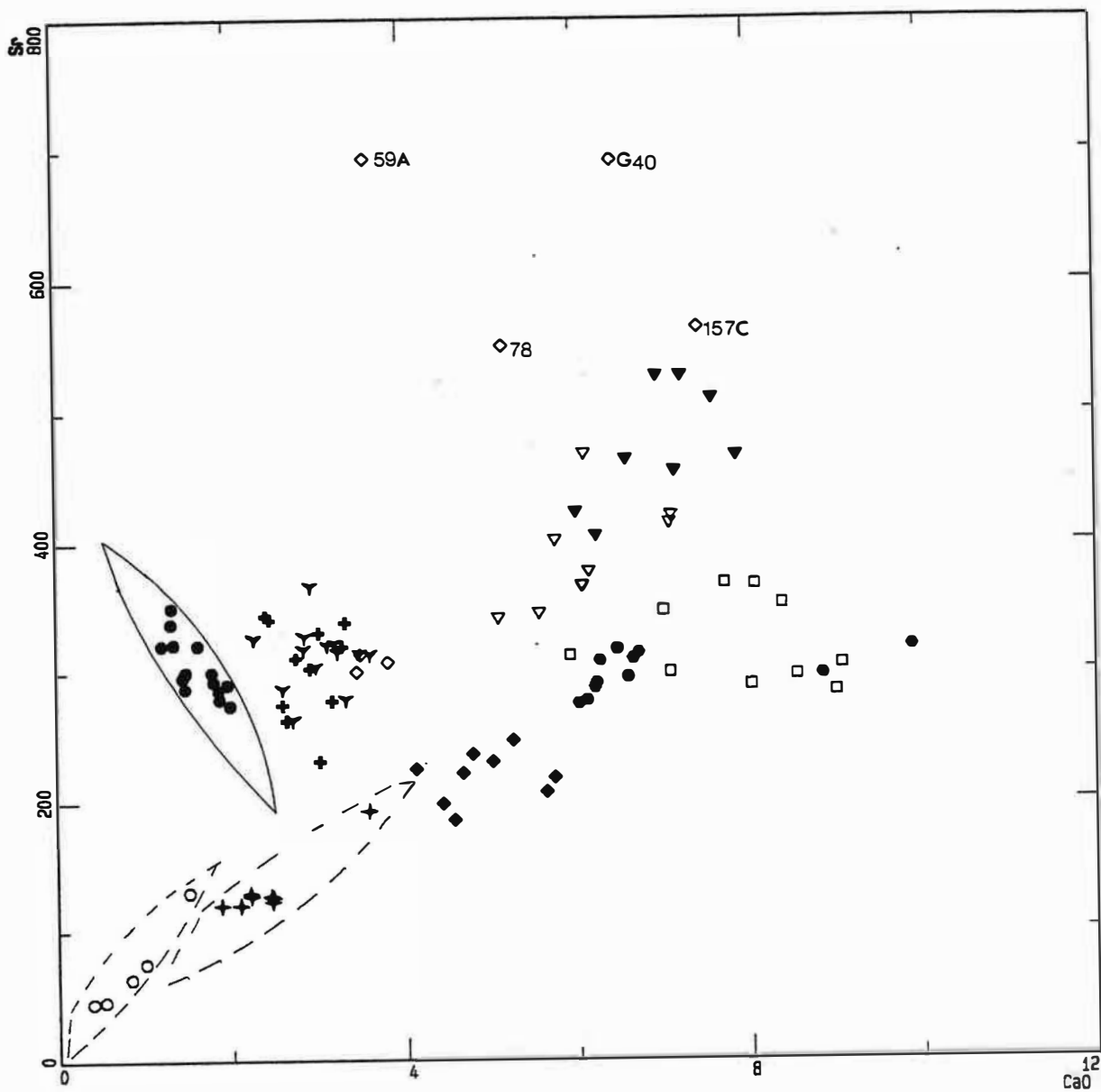


Figure III. 8 : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Sr en fonction de MgO.

FACIES = ◆Dio ●DT +GPorph ○GLansac □B ▼C ▽D ◇C1 √Anopx +Angt ●Gbl

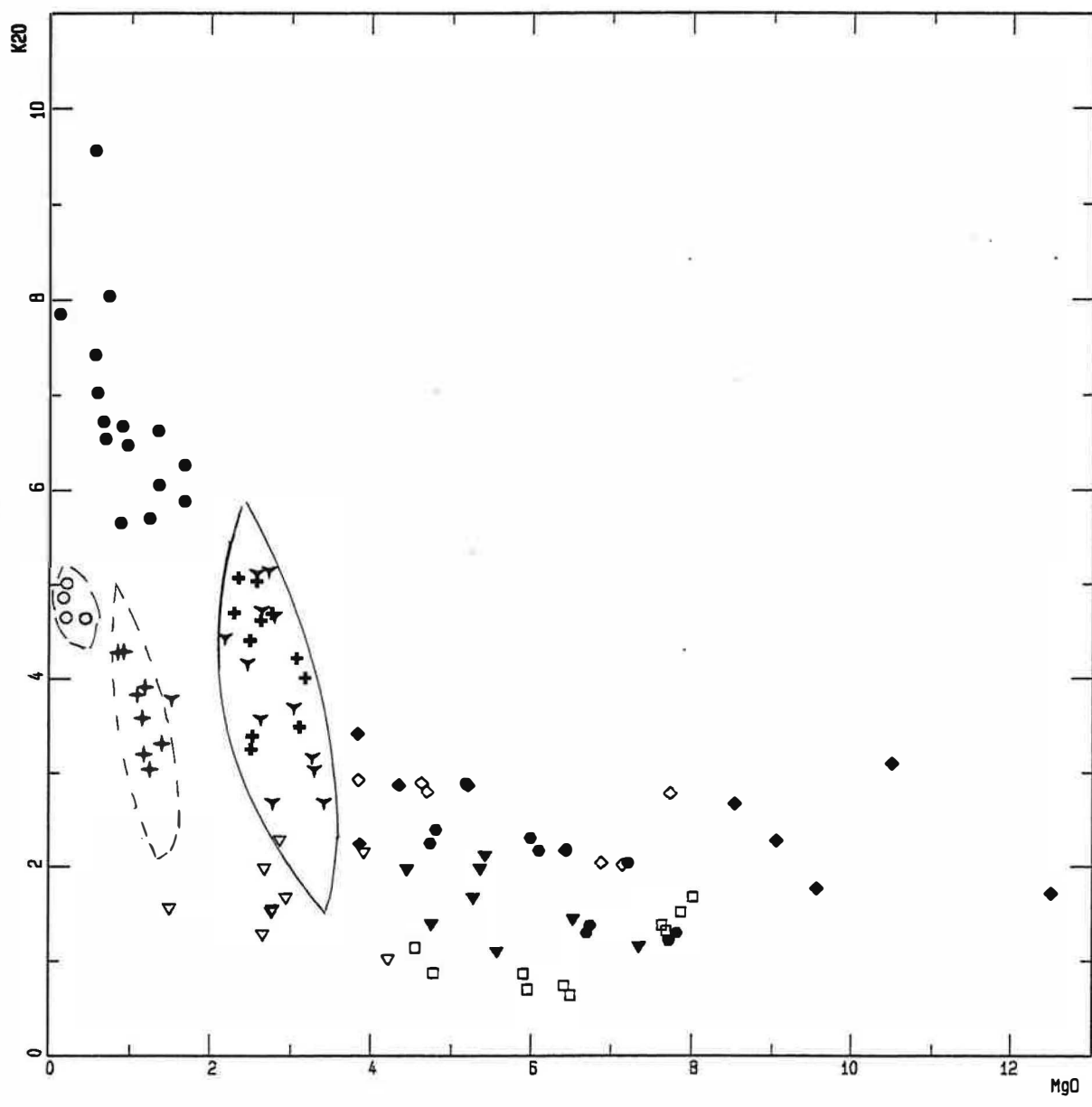


Figure III. 9 : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme K<sub>2</sub>O en fonction de MgO.

FACIES = ◆Dio ●DT †GPorph ○GLansac □B ▼C ▽D ◇C1 †Anopx †Angt ●Gbl

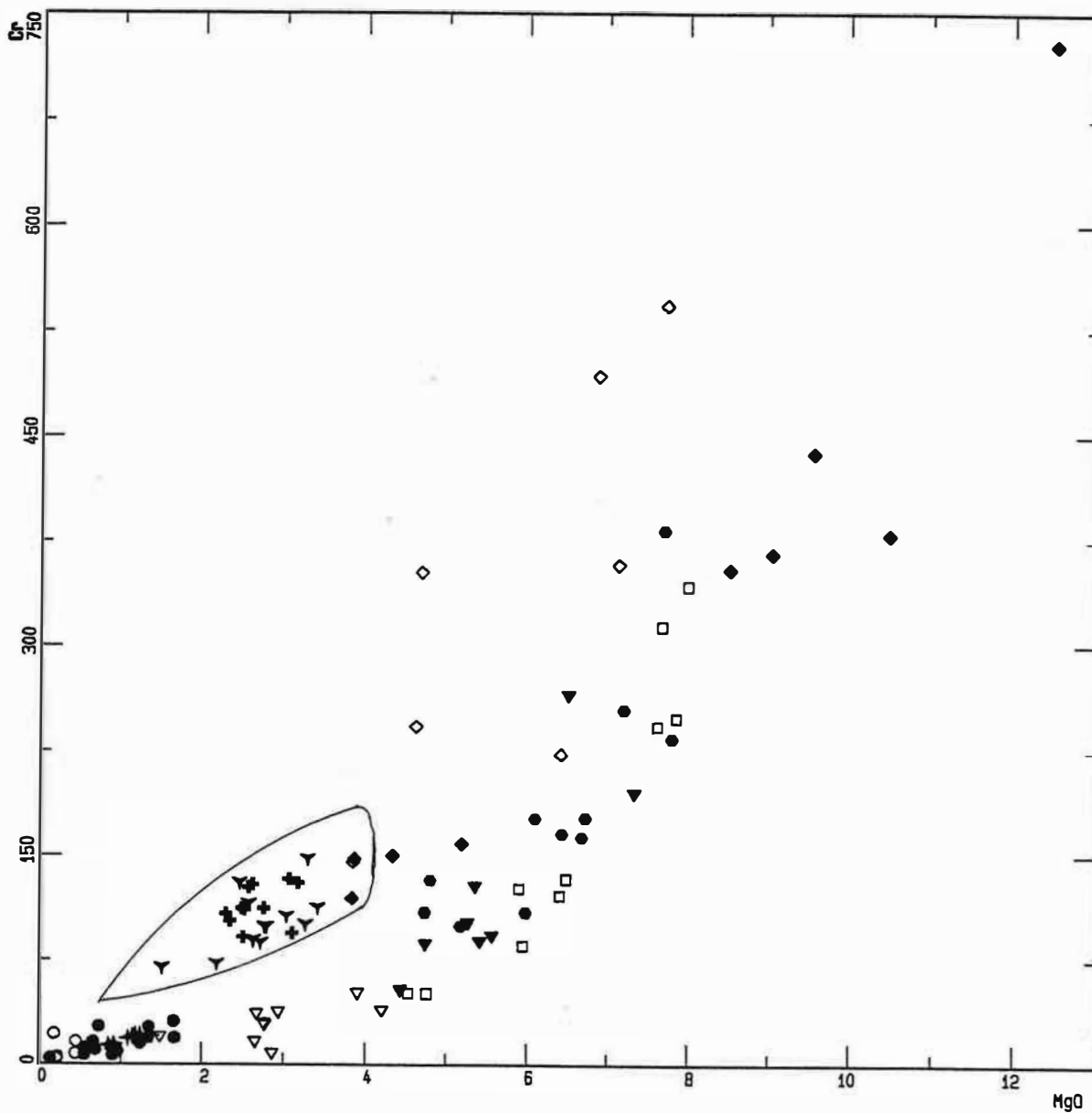


Figure III.10A : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Cr en fonction de MgO.

FACIES = ◆ Dio ● DT + GPorph ○ GLansac ■ A □ B ▼ C ▽ D ◇ C1 ∇ Anopx ▲ Angt ● Gb1

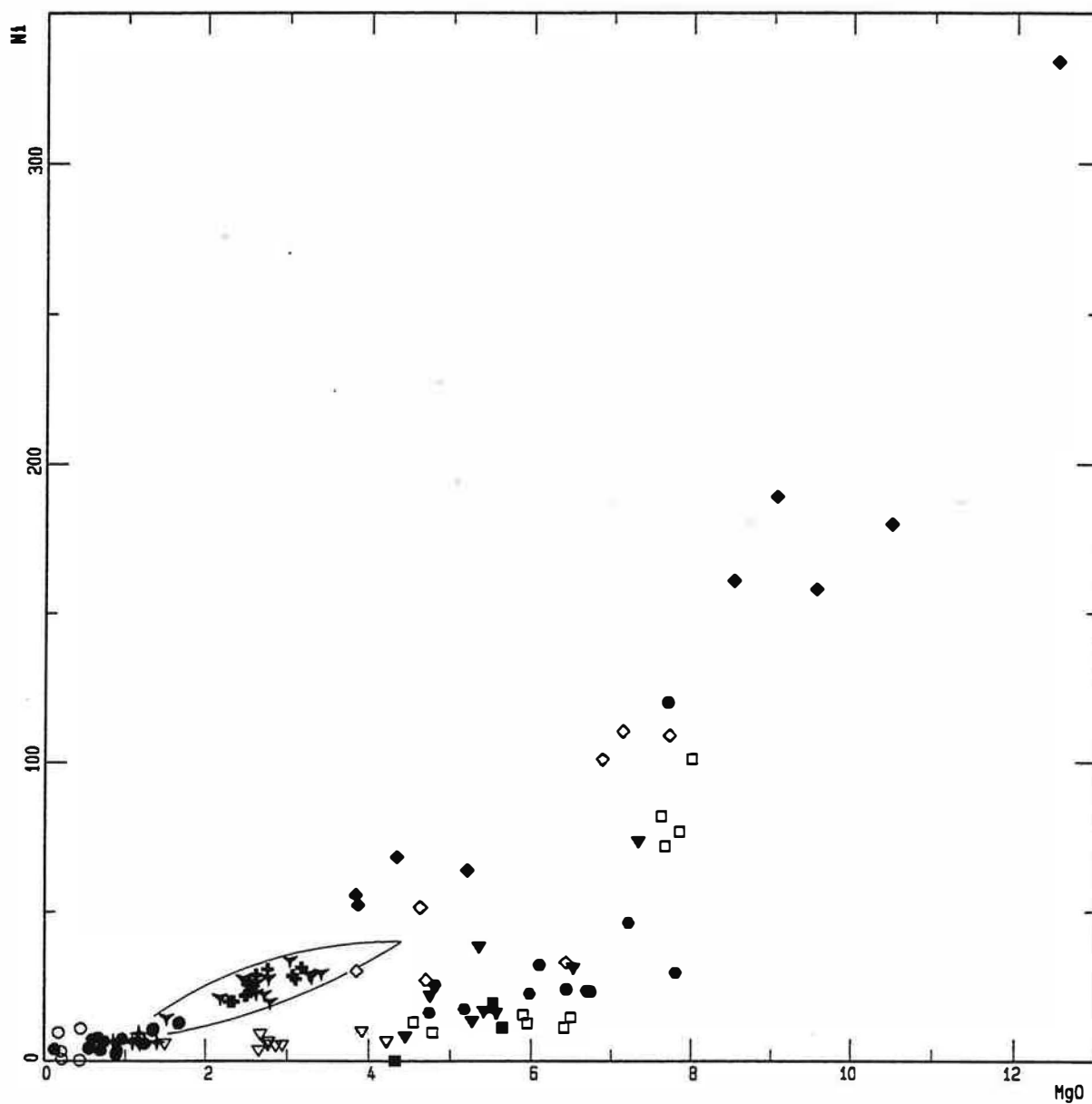


Figure III. 10B : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Arnac dans le diagramme Ni en fonction de MgO.

FACIES = ◆Dio ●DT +GPorph ○GLansac □B ▼C ▽D ◇C1 ▼Anopx +Angt ●Gbl

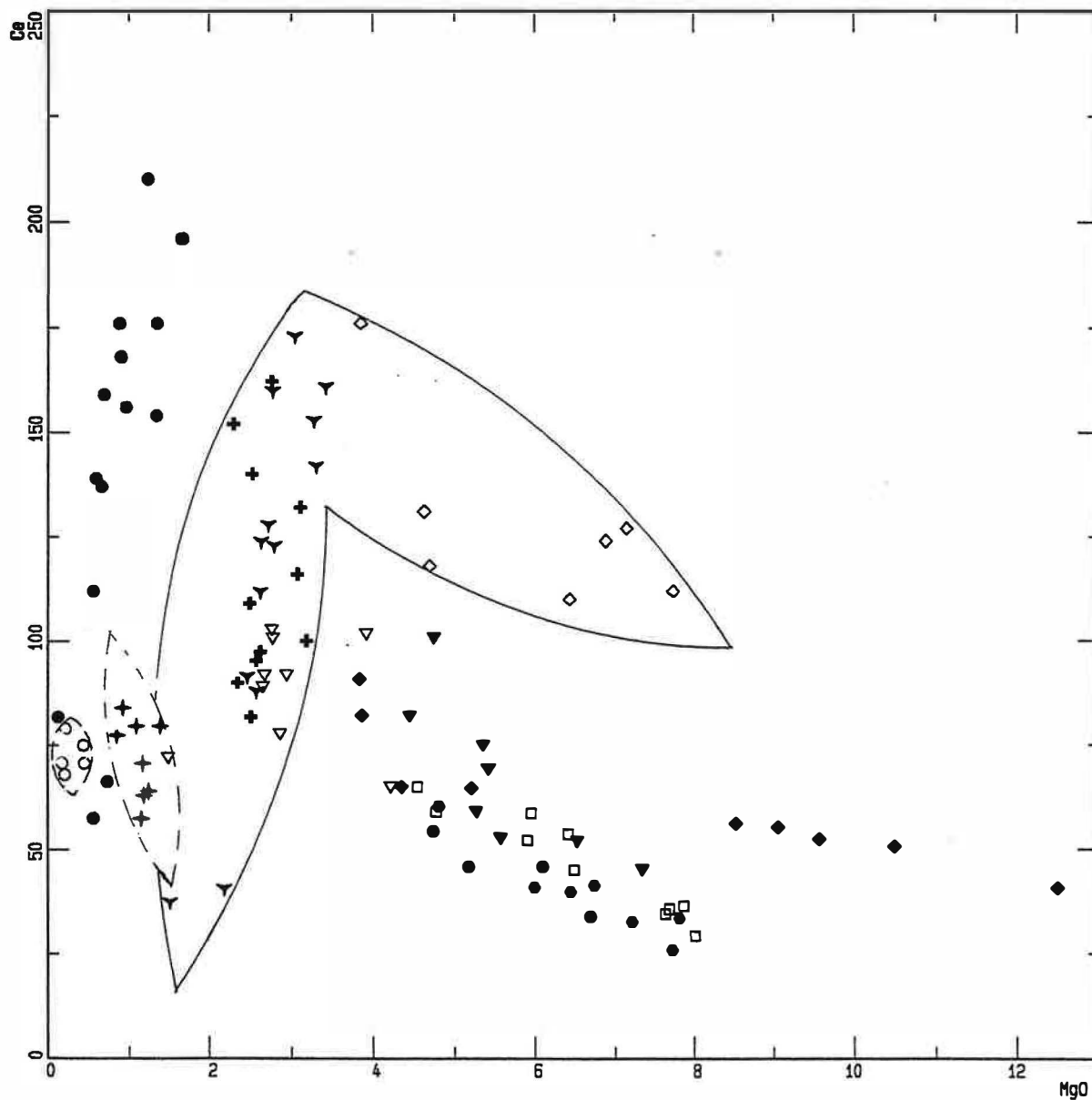


Figure III. 11 : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Ce en fonction de MgO.

FACIES = ◆Dio ●DT +GPorph ○GLansac □B ▼C ▽D ○C1 ∇Anopx +Angt ●Gb1

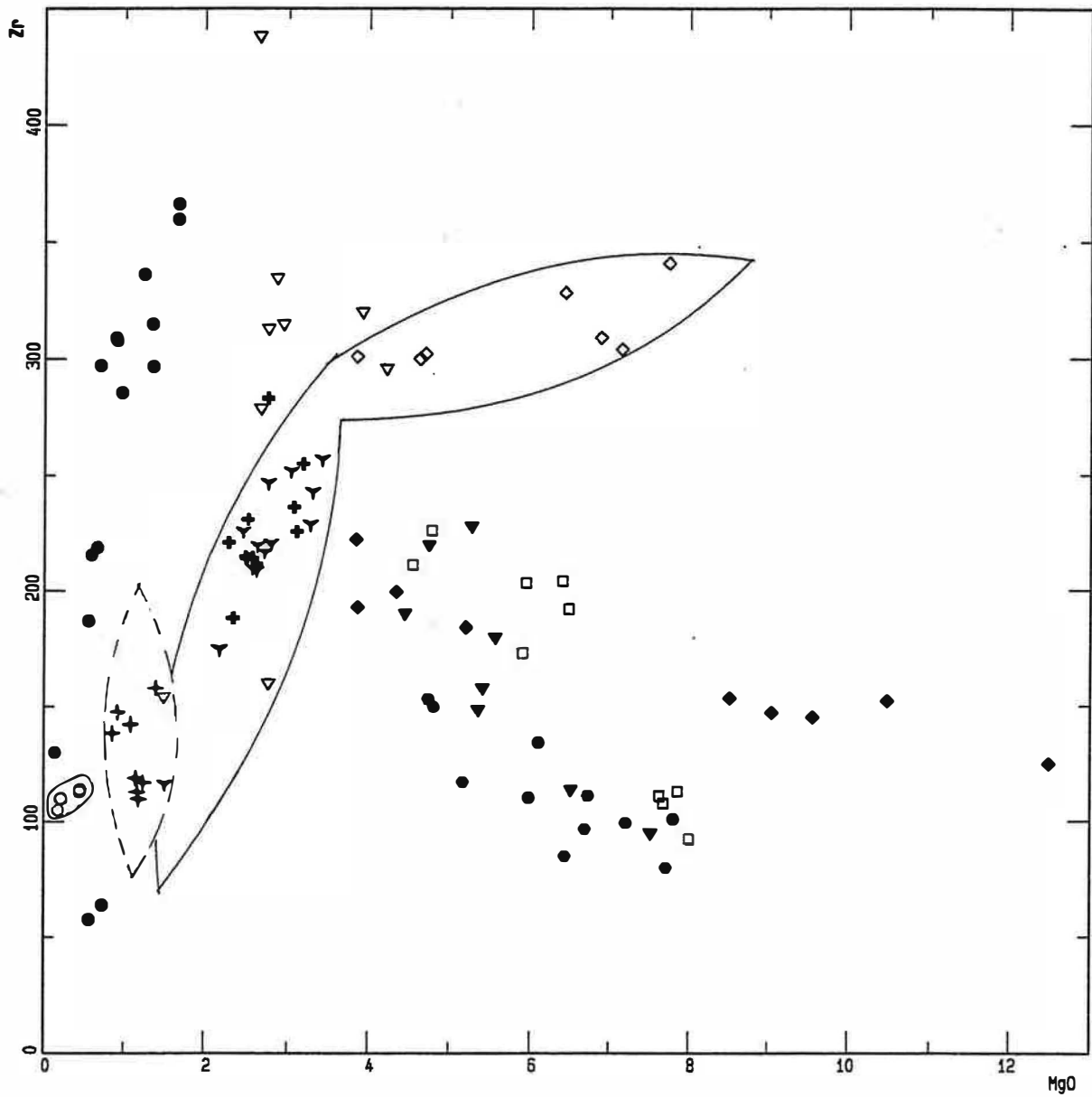


Figure III. 12 : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Zr en fonction de MgO.

FACIES = ●Dio ●DT +GPorph ○GLansac □B ▼C ▽D ◇C1 ▼Anopx +Angt ●Gbl

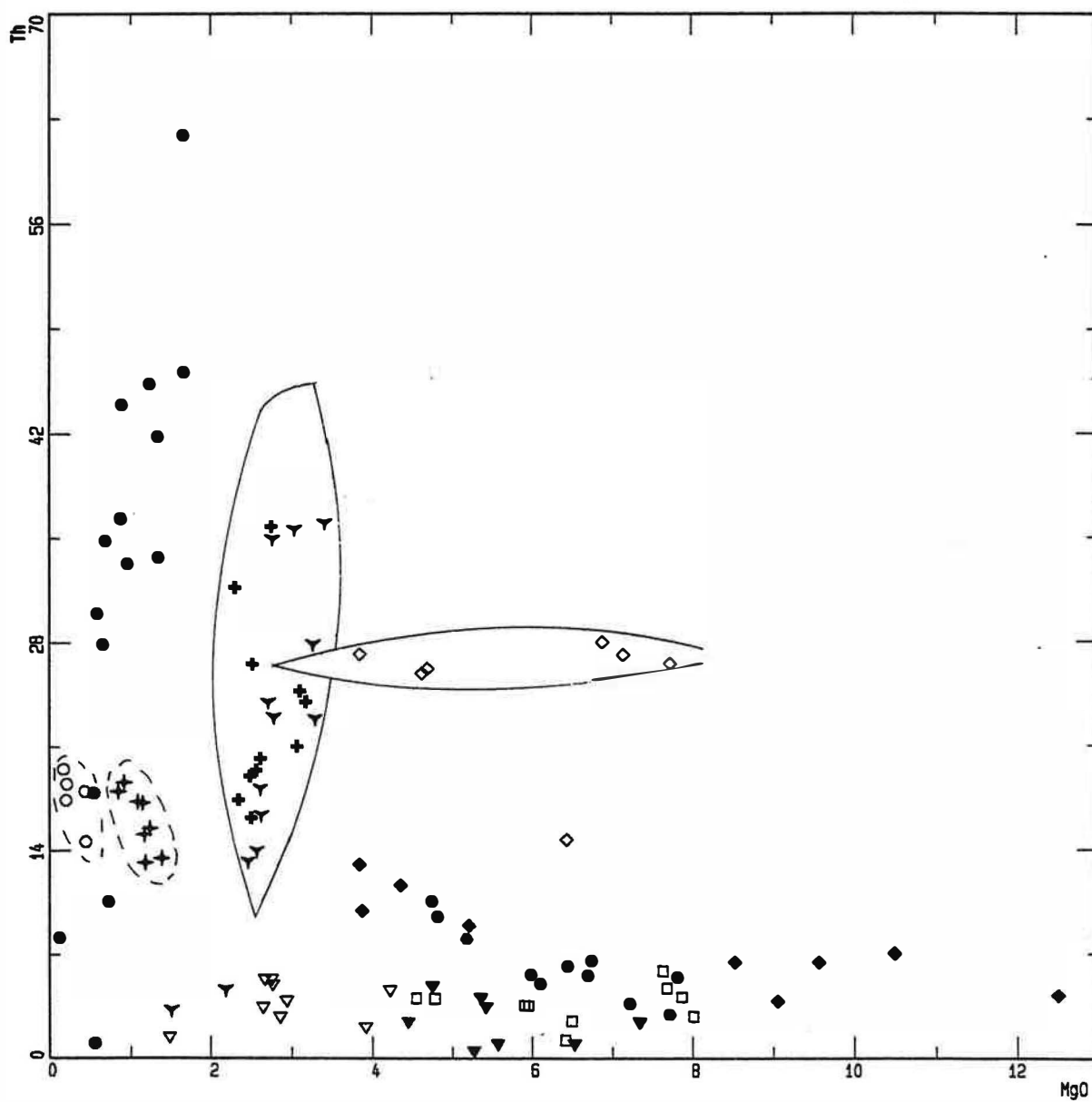


Figure III. 13 : Comparaison entre les granites et les roches basiques dans le massif d'Ansignan et de Saint-Amac dans le diagramme Th en fonction de MgO.

Sr dans les termes évolués des deux massifs est liée à une variation de l'activité de la chaux dans les deux faciès.

Ce diagramme montre que les roches de type calco-alcalin (groupes basiques B, Dio et DT et les roches acides GPorph et GLansac) se caractérisent par un rapport Sr/CaO plus faible que celui des roches d'affinité magnésiopotassique (C1, charnockite et Gbl). Il se peut que cette variation du rapport Sr/CaO entre les séries calco-alcalines et magnésiopotassiques soit liée à une cristallisation plus abondante des plagioclases par rapport aux clinopyroxènes (ou à une cristallisation différée des clinopyroxènes) dans les séries calco-alcalines. Cette hypothèse suppose bien entendu que le rapport Sr/Ca dans les magmas primitifs est identique, d'autre part elle fait un peu l'impasse sur les modifications métasomatiques éventuelles de ces deux éléments.

Le groupe C qui présente un caractère intermédiaire entre roches calco-alcalines et magnésiopotassiques montre un rapport Sr/CaO intermédiaire entre ces deux familles de roches.

### 3- Diagramme $K_2O$ : MgO (fig. III.9)

Ce diagramme met en évidence le caractère potassique des granitoïdes d'Ansignan par rapport à ceux de St-Amac. Pour des teneurs en MgO voisines,  $K_2O$  est plus élevé dans la charnockite que GDio et GPorph.

Ce diagramme montre aussi le caractère relativement potassique de DT par rapport au groupe B qui joint aux teneurs relativement élevées en Rb, Ba, K et Th suggèrent une contamination crustale plus accentuée dans DT.

### 4- Diagramme Cr : MgO (fig. III.10)

La charnockite d'Ansignan se caractérise par des teneurs élevées en Cr. Elles sont comprises entre 75 et 150 ppm dans la charnockite alors qu'elles sont inférieures à 50 ppm dans les granitoïdes de St-Amac. Les teneurs en Cr de Gbl sont identiques à ceux de GPorph.

Ce diagramme montre bien le contraste du point de vue teneurs en Cr entre C1 et Dio et les autres roches basiques.

Ni varie aussi dans le même sens que Cr. Ceci suppose en terme de différenciation que les magmas catazonaux sont moins évolués que ceux de la mésozone.

### 5- Diagramme Ce : MgO (fig. III.11)

Parmi les éléments traces, les teneurs en Th, Ce et Zr sont plus élevées dans les granitoïdes d'Ansignan que dans ceux de St-Amac (fig. III.10, 11 et 12).



L'évolution du Ce et du Th sont très différentes dans les granitoïdes des deux massifs. Dans les diagrammes de la figure III.11 et 13, la cristallisation précoce de la monazite (à MgO~4%) entraîne une décroissance des teneurs en Ce et Th dans la charnockite. Dans les granites de St-Amac, la cristallisation tardive de l'allanite semble favoriser l'augmentation du Ce et du Th au cours de la différenciation de ces granites.

Dans les roches basiques, les teneurs en Ce et Zr sont pratiquement identiques dans DT, B et C, elles sont nettement plus élevées dans Dio et elles le sont beaucoup plus dans C1.

## 6- Conclusions

Nous avons vu qu'aucun équivalent de Dio du point de vue des rapports d'incompatibles n'est représenté dans le massif d'Ansignan. Cependant, nous pouvons envisager un certain parallélisme entre ce groupe et les groupes C et C1 d'Ansignan. Le rapprochement entre Dio et C repose sur leur chimisme calco-alcalin et leur caractère relativement potassique par rapport aux roches calco-alcalines associées. En revanche, le parallélisme entre Dio et C1 repose sur leur richesse en incompatibles et en éléments de transition (Cr et Ni) par rapports aux roches calco-alcalines associées bien que les niveaux de teneurs soient très différents.

La comparaison entre les faciès acides dans la mésozone et la catazone du point de vue des teneurs en MgO (indice de différenciation) indique que l'équivalent des granites blancs riches en grenat sont les granites porphyroïdes pour les termes magnésiens et les granites de Lansac pour les termes évolués. La charnockite est plus magnésienne que les termes granodioritiques et son équivalent sont les enclaves basiques associées aux granites de St-Amac.

Les granitoïdes de Saint-Amac présentent les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des granites calco-alcalins c'est-à-dire un rapport Fe/Mg assez élevé et des teneurs élevées en chaux ( $\text{CaO/MgO} > 1$ ) favorisant l'apparition de l'allanite et une cristallisation massive de l'apatite impliquant une décroissance régulière de  $\text{P}_2\text{O}_5$  depuis les granodiorites vers les termes leucocrates très différenciés. En revanche, les granitoïdes d'Ansignan diffèrent des granites calco-alcalins par des concentrations élevées en terres rares, Th, Zr et Y, par leur caractère hypocalcique ( $\text{CaO/Mg} \# 1$ ), magnésien (rapport Fe/Mg faible), potassique et par des rapports Ni/Mg, Cr/Mg et Ti/Mg relativement élevés. Le caractère hypocalcique de ces granites entraîne un fractionnement moins important d'apatite dans les termes évolués ce qui conduit à une stagnation et même une légère augmentation de  $\text{P}_2\text{O}_5$  dans les termes très différenciés. Ces différences chimiques se manifestent du point de vue minéralogique par l'apparition de la monazite à la place de l'allanite, par le caractère magnésien de la biotite et par la présence d'une certaine quantité de phosphore dans les feldspaths

potassiques des termes très différenciés. Sachant que la solubilité des terres rares, Th et Zr dans les magmas siliceux tamponnés par le quartz et les feldspaths est étroitement liée à la température, les teneurs élevées en ces constituants dans la charnockite d'Ansignan et dans les magmas magnésiopotassiques en général indiquent des températures plus élevées que leurs équivalents calco-alcalins. Les rapports Ni/Mg, Cr/Mg et Ti/Mg élevés suggèrent, en termes de différenciation, que les magmas charnockitiques (granites magnésiopotassiques en général) sont moins évolués que ceux de Saint-Arnac. Ainsi tenant compte de ceci, nous pouvons remarquer que les magmas magnésiopotassiques sont plus alumineux que leurs équivalents calco-alcalins car la saturation en alumine ( $A/CNK = 1$ ) est atteinte à un stade relativement précoce.

## IV COMPARAISON ENTRE LES AMPHIBOLES ET LES BIOTITES DANS LES DEUX MASSIFS

### 1- Les amphiboles

Dans le massif d'Ansignan, les amphiboles sont présentes uniquement dans les roches tardives gabbrodioritiques appartenant du point de vue géochimique au groupe B. Dans ces amphiboles nous avons distingué pétrographiquement des amphiboles primaires souvent en inclusion automorphes (ampl) et des amphiboles secondaires à reliques de clinopyroxène (amplIM).

Dans le massif de Saint-Amac, l'amphibole est une phase dominante aussi bien dans les diorites de Saint-Amac (Dio) que celles de Tournefort (DT). Trois types d'amphiboles ont été distingués pétrographiquement dans ces roches.

1- une amphibole verte en agrégats polycristallins notamment dans les cumulats ferromagnésiens de Dio.

2- une amphibole verte brunâtre (aussi bien dans Dio que dans DT) en cristaux automorphes à subautomorphes montrant parfois un cœur brunâtre entouré d'une auréole plus claire. L'identité des compositions de ces amphiboles avec celles en petits cristaux automorphes en inclusions dans les plagioclases indique un rééquilibrage presque parfait de ces amphiboles.

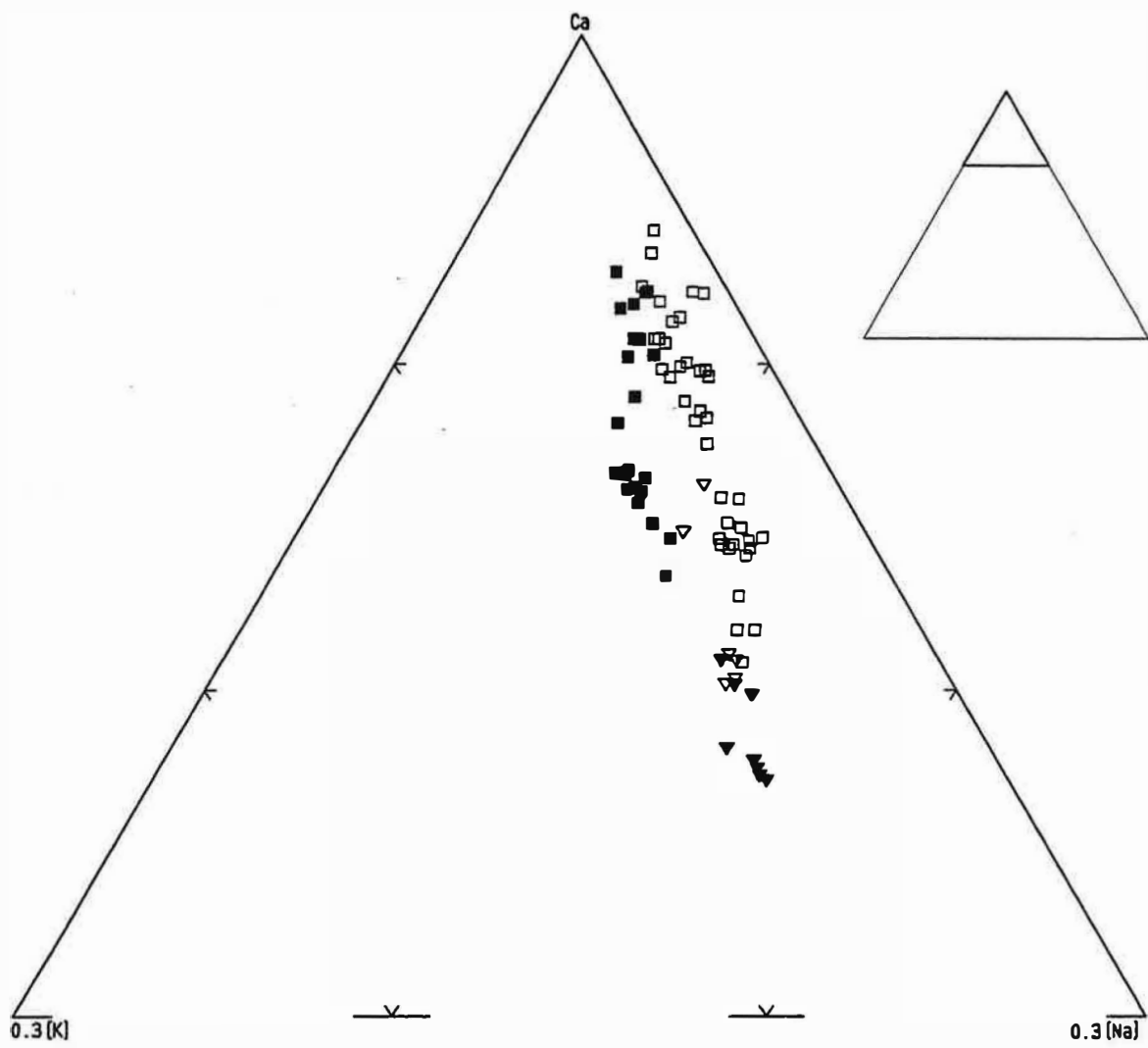
3- une amphibole peu abondante associée à la cummingtonite et développée uniquement dans les cumulats ferromagnésiens de Dio.

Nous avons retenu pour cette comparaison que les amphiboles de type 2 d'origine magmatique et tardi-magmatique.

Les amphiboles d'Ansignan sont caractérisées par un rapport d'alcalins voisin de celui des amphiboles de DT et différent de celui de Dio (fig. III.14). Les amphiboles d'Ansignan à reliques de clinopyroxène (amplIM) se distinguent cependant de celles de DT par un rapport XMg plus élevé (à Si = 7 a.f.u, XMg = 0.52 et 0.65 dans les amphiboles de DT et d'Ansignan respectivement). Les teneurs en TiO<sub>2</sub> sont d'autre part relativement élevées dans les amphiboles d'Ansignan (faciès granulite à amphibolite supérieur) : TiO<sub>2</sub> < 1.5% dans DT alors que dans Ansignan TiO<sub>2</sub> atteint 2.71%.

Cette analogie entre les compositions des amphiboles de DT et Dio confirme le rapprochement géochimique du point de vue des roches totales et notamment l'identité des rapports d'incompatibles entre le groupe B et DT.

facies = ■ Dio □ DT ▼ ampli ▼ ampliIM



**Figure III. 14** : Comparaison entre les amphiboles des roches basiques de Saint-Amac (Dio et DT) et celles du groupe B d'Ansignan (ampli : amphiboles primaires, ampliIM : amphiboles secondaires à reliques de clinopyroxènes).

## 2- Les biotites

La biotite est une phase omniprésente dans les roches basiques et les granitoïdes des deux massifs.

Les biotites des granitoïdes de St-Amac (GDio, GT et GPorph) se caractérisent par un domaine de composition plus étendu que celles de la charnockite (tableau III.1). Les teneurs en Si, AlT et le rapport XFe sont plus élevés dans les biotites des granites de St-Amac que dans celles de la charnockite d'Ansignan. En revanche les teneurs en F + Cl et Ti sont relativement faibles. Bien que les biotites soient associées au grenat dans la charnockite, elles sont moins alumineuses que celles du massif de Saint-Amac où elles ne sont associées à aucune phase alumineuse. Les biotites des granites de Lansac sont d'autre part plus alumineuses et siliceuses que celles de Gbl. Ceci se traduit par l'existence d'une certaine quantité de muscovite en solution solide dans les biotites des granites de Saint-Amac ( $0.1 < R < 0.3$  et  $0.2 < R < 0.58$  dans (GDio, GT, GPorph) et GLansac respectivement) (l'expression  $R = 2 - (Al^{IV} - Al^{VI})$  exprime la quantité de muscovite en solution solide dans les biotites) alors que dans les biotites des granites d'Ansignan, R est franchement négatif. Rappelons que même les biotites des gneiss de Caramany (faciès alumineux caractérisé par la présence de grenat et/ou cordiérite) ne sont pas très alumineuses ( $16 < Al_2O_3 < 18\%$ ). Comme nous l'avons fait remarquer au cours de l'étude des biotites, cette particularité c'est-à-dire le caractère relativement alumineux des biotites de Saint-Amac par rapport à celles d'Ansignan est lié au domaine de stabilité de la muscovite qui dépend de  $PH_2O$  et de la température. En milieu catazonal,  $PH_2O$  est très faible et la température est relativement élevée : la muscovite est instable ; ainsi, même en présence d'une phase très alumineuse telle que la cordiérite (cas des gneiss de Caramany), les biotites ne sont pas aussi alumineuses que celles des granites en massif supérieur où la muscovite est plus stable.

Les biotites du groupe B d'Ansignan sont moins alumineuses, plus titanifères et plus riches en F + Cl que celles de DT. La couche interfoliaire semble plus complète dans DT et le domaine de variation de XFe est plus étendu dans B (présence de cumulats ferromagnésiens typiques dans B ex. G25).

éléments (a./f.u)	Dans DT	Dans B	Dans charno-ckite	GPorph, G et GDio	Dans GLansac	Dans Gbl
Si	5.41-5.72	5.55-5.64	5.36-5.54	5.37-5.71	5.37-5.53	5.4-5.46
AlT	2.55-2.95	2.41-2.61	2.62-2.94	2.66-3.32	3.3-3.54	2.81-2.97
Ti	0.26-0.454	0.51-0.675	0.416-0.63	0.27-0.427	0.23-0.344	0.476-0.66
R <sup>2+</sup>	4.9-5.12	4.88-5.08	4.62-5.04	4.49-5.07	4.15-4.64	4.556-4.99
R <sup>2+</sup> +R <sup>3+</sup>	5.48-5.71	5.6-5.75	5.54-5.77	5.566-5.76	5.48-5.71	5.54-5.73
Na+K+Ca	1.857-2.04	1.77-1.93	1.83-1.96	1.8-1.99	1.857-2.04	1.84-1.91
F+Cl	0.01-0.26	0.01-0.78	0.01-0.64	0.036-0.57	0.167-0.32	0.01-0.44
X <sub>Fe</sub>	0.4-0.54	0.23-0.43	0.29-0.48	0.48-0.655	0.73-0.79	0.4-0.54

Tableau III.1 : Comparaison entre les biotites du massif d'Ansignan et celles du massif de Saint-Amac

## **V- APPROCHE GENETIQUE DES GRANITOIDES ET DES ROCHES BASQUES DE L'AGLY**

### **1- Origine mantellique des roches basiques**

L'existence de roches ultramafiques, les teneurs élevées en Mg et en éléments de transition Ni, Cr, V et Sc des roches basiques de l'Agly militent en faveur d'une origine mantellique de ces roches. Les roches basiques de l'Agly sont caractérisées par des teneurs élevées en éléments lithophiles et en Th et par une anomalie négative en Nb qui suggèrent un certain degré de contamination crustale. Cette hypothèse est confirmée par les données isotopiques (Pin, 1989) disponibles sur deux roches basiques d'Ansignan appartenant au groupe B et C. Ces valeurs élevées ( $\text{ENd} = -2.5$  et  $-3.4$  ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7067$  et  $0.7062$  dans C et B respectivement) supposent qu'il s'agit d'un matériel mantellique ayant subi un certain degré de contamination crustale par assimilation et/ou par interaction avec un magma anatectique. En effet les nombreuses études isotopiques portant sur des associations acide-basiques de différents âges montrent des valeurs isotopiques de même ordre (Halliday et al., 1980 ; Ben Othman et al., 1984 ; Holden et al., 1987 ; Eberz et al., 1990, Rossi et al., 1992 ; Dias et Letemier, 1994).

L'abondance des phénomènes d'accumulation et les variations chimiques dans les roches basiques de l'Agly indiquent que la cristallisation et l'accumulation ont joué un rôle principal dans leur différenciation.

La diversité des roches basiques de l'Agly ainsi que l'identité des rapports d'incompatibles entre le groupe B d'Ansignan et DT dans le massif de Saint-Arnac alors que les niveaux de mise en place sont différents suggère que cette diversité est mantellique (diversité de la source) et non le résultat d'une contamination par une croûte hétérogène.

#### **1-1 Origine des roches magnésiopotassiques du groupe C1**

Les roches du groupe C1 sont caractérisées par des teneurs élevées en certains incompatibles (terres rares légères, Zr, Th), en éléments à grand rayon ionique (K, Rb, Ba et Sr) et en éléments de transition. Elles présentent aussi un caractère hypocalcique ( $\text{CaO}/\text{MgO} \# 1$ ) et un faible enrichissement en fer et en titane. Ces caractères chimiques les rapprochent de certaines roches potassiques volcaniques (minettes, kersantites, lamproïtes, shoshonites) et plutoniques (durbachites, vauagnérites). Les shoshonites peuvent être très calciques ( $\text{CaO}/\text{MgO} > 1$ ) et sont généralement relativement pauvre en incompatibles et en Zr notamment.

Les caractéristiques pétrographiques (roches à grain fin, absence de concentrations locales de ferromagnésiens) et chimiques (richesse en Mg, Ni, Cr, Co, Sc, V et en Zr, Ce et Th (fig. III.11 à 13)) des roches du groupe C1 ne s'accordent pas

avec leur interprétation comme de simples cumulats d'autant plus que les termes magnésiens sont parfois les plus riches en certains incompatibles (Zr, Th et  $P_2O_5$ ). Les roches de C1 sont caractérisées par un rapport Pb/Ce compris entre 0.08 et 0.16. Ce rapport est plus élevé que celui des basaltes océaniques (0.02-0.05 ; Alibert et al., 1986). Il est proche de celui des minettes de Colorado (~0.1 ; Alibert et al., 1986) et de celui des kersantites du massif Armoricaïn (0.1-0.3 ; Turpin et al., 1988). Une origine mantellique semble donc imposée pour expliquer les caractéristiques chimiques des roches de C1 d'autant qu'on peut voir dans certains lamprophyres l'équivalent volcanique de ces roches.

Nous pouvons considérer dans une première hypothèse que les roches de C1 dérivent d'un magma commun à toutes les familles basiques. Il est ainsi possible de rendre compte de certaines caractéristiques de ces roches (et des vauugnérites en général) par variation de l'assemblage minéralogique à fractionner à partir d'un basalte primitif. Un fractionnement précoce des pyroxènes par rapport à l'olivine et au plagioclase entraîne une augmentation des rapports Sr/Ca et Ni/Mg des liquides résiduels. Cette hypothèse permet de rendre compte de certaines caractéristiques des magmas potassiques se développant en contexte orogénique (shoshonites, certains lamprophyres, vauugnérites) sachant que le champ de stabilité du clinopyroxène s'étend à relativement haute pression et donc en contexte de croûte épaisse. Cependant, les concentrations en incompatibles et K, Rb... atteintes dans ces magmas restent nettement plus faibles que celles des roches de C1. D'autre part, la cristallisation précoce des pyroxènes conduit à une diminution rapide du rapport Cr/Mg en contradiction avec les variations de ce rapport dans C1.

Nous ne pouvons imaginer une contamination crustale en contexte orogénique car le groupe C1 est plus riche en terres rares légères, Th, Zr, Ba, Rb,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ ... que la série métamorphique encaissante et que les granites crustaux habituels. D'autre part, une telle contamination entraînerait une diminution de Ni, Cr... par dilution du magma basique primitif.

Un mécanisme de diffusion élémentaire par échanges chimiques entre un magma basique et un magma mantellique ne peut non plus être proposée pour expliquer la richesse en éléments incompatibles des roches de C1 car d'une part cet échange chimique serait limité au contact basique-granite et nous paraît ainsi incapable d'expliquer les fortes teneurs en ces éléments ; d'autre part ce mécanisme ne peut expliquer les teneurs élevées de certains éléments tel que le phosphore dont le coefficient de diffusion est très faible.

Un enrichissement métasomatique en incompatibles d'un basalte primitif sous saturé en eau par des fluides métamorphiques issus de la déshydratation de la croûte ne peut expliquer la richesse de ces roches en certains éléments réputés inertes (LREE, Zr, Th et  $P_2O_5$ ).



Nous considérons que les magmas vaugnéritiques avec lesquels le groupe C1 montre beaucoup d'analogies sont d'origine mantellique. Les caractéristiques chimiques de ces roches supposent une source mantellique enrichie. L'enrichissement en incompatible peut être acquis par une hybridation d'une portion du manteau par un liquide résultant de la fusion partielle de la croûte au cours d'une phase de subduction. La contamination crustale responsable de l'enrichissement mantellique en incompatibles intervient donc au niveau de la source et produit une hétérogénéité mantellique à l'échelle même du centimètre. Une contamination crustale (après extraction) par assimilation ou par diffusion élémentaire sélective) peut contribuer à un enrichissement de ces roches en Zr et en certains éléments mobiles.

## **2- Origine de la charnockite : type de relation entre la charnockite et les roches magnésiopotassiques C1**

L'assemblage minéralogique du granite d'affinité charnockitique d'Ansignan (présence de grenat et d'ilménite) et son caractère modérément alumineux suggèrent son rattachement aux granites de type S (fusion partielle de métasédiments) de White et Chappel (1977). Cependant, l'association de ces granites à des roches basiques mantelliennes et les données isotopiques récentes (Pin, 1989) sur les différents faciès de la charnockite (faciès à orthopyroxène et faciès à grenat) ne plaident pas en faveur d'une origine purement crustale de celle-ci. Le faciès à orthopyroxène notamment se caractérise par des ENd assez élevés (-6, -6.4 et -4.4) et ESr assez bas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7079$ ) qui supposent une certaine contribution mantellique dans la formation des magmas charnockitiques. Dans le faciès à grenat où la contamination crustale par l'encaissant gneissique au moment de la mise en place de la charnockite est importante, ces rapports sont très différents des précédents : ENd = -6.4 à -7.3 et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711$  à 0.713.

Il faut toutefois remarquer que certaines laves potassiques montrant des affinités chimiques avec les roches du groupe C1 dont l'origine mantellique ne fait aucun doute montrent des rapports initiaux de Sr assez élevés et ENd bas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7055-0.7071$  et  $0.70544-0.70793$  ; ENd = -1.5 à +2.2 et -4 à -1 dans les minettes de Colorado (Alibert et al., 1986) et dans certaines minettes et kersantites de la chaîne hercynienne d'Europe Occidentale (Turpin et al., 1988) respectivement).

Deux hypothèses pétrogénétiques peuvent être proposées pour expliquer la formation du faciès à orthopyroxène de la charnockite :

a- La charnockite (ou le faciès à orthopyroxène) est le résultat d'une hybridation en profondeur entre un magma basique mantellique et un magma crustal anatectique.

b- La charnockite est le produit d'une différenciation (et assimilation) d'un magma basique mantellique.

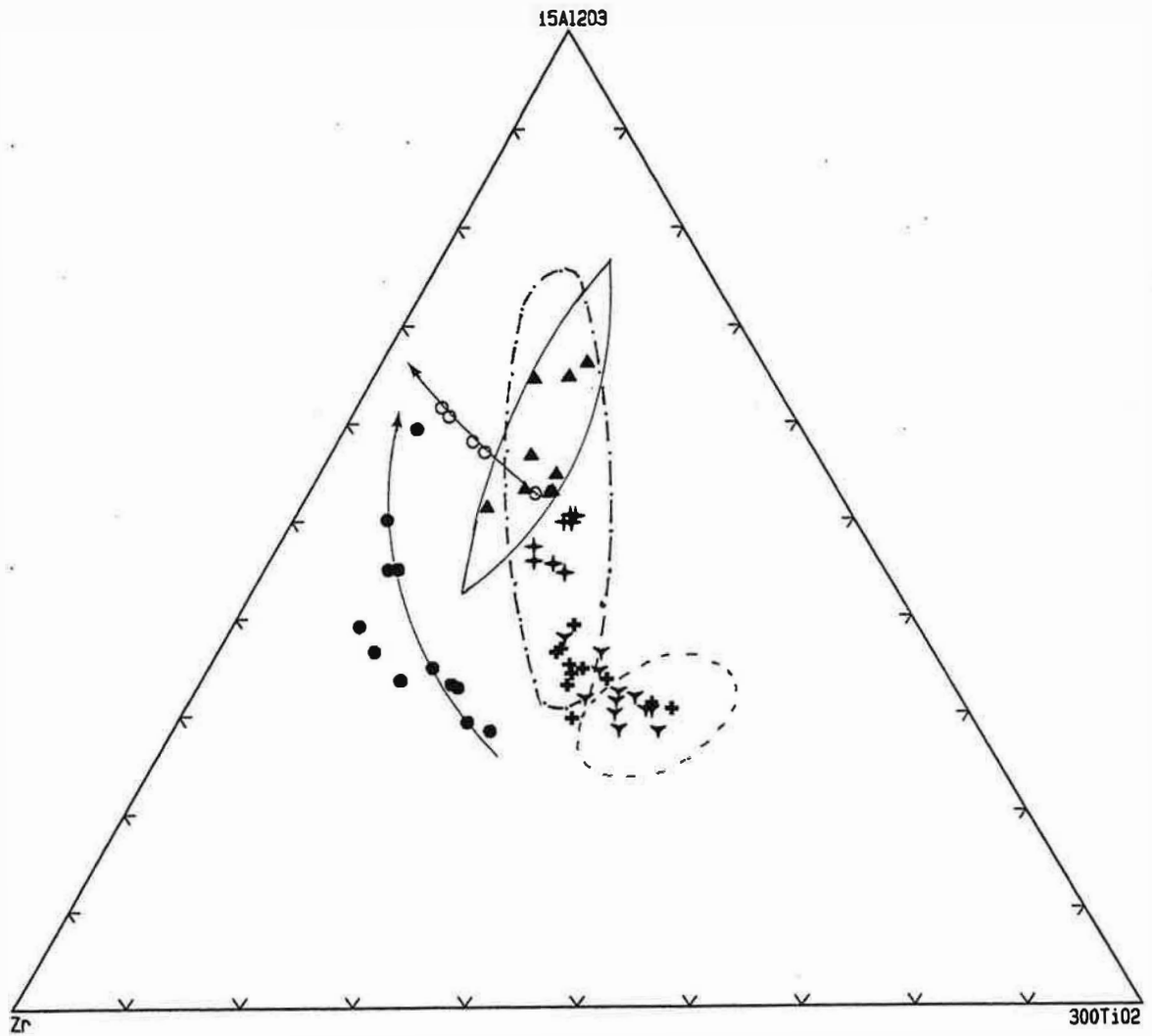
Le choix de l'une ou de l'autre des deux hypothèses doit tenir compte des considérations antérieures et notamment de la très grande analogie du point de vue chimique entre les termes intermédiaires de C1 et les termes magnésiens de la charnockite, qui suggère une certaine relation entre la charnockite et les roches magnésiopotassiques C1.

Les variations linéaires dans C1 s'opposent à l'hypothèse classique d'une différenciation de la charnockite par cristallisation à partir de ces roches (hypothèse b). Ces variations linéaires qui résultent d'une dilution d'un magma basique mantellique par un magma acide ne peuvent impliquer directement un magma de composition voisine de la charnockite. Nous pouvons imaginer une origine anatectique de ce magma (pôle acide de mélange) par fusion de la croûte profonde sous l'impulsion des roches basiques qui fonctionneraient comme source de chaleur. Ce magma, après interaction avec le magma basique magnésiopotassique (formation des roches de C1), peut se différencier pour donner la charnockite. Cette hypothèse qui suppose donc une origine purement crustale de la charnockite avec un certain degré d'hybridation par échanges chimiques avec les roches basiques n'est pas sans poser de problèmes. L'absence de phases ferromagnésiennes résiduelles (olivine ?) dans la charnockite indique que le magma produit doit être assez magnésien ( $MgO = 4\%$ ) et riche en Cr, Ni et en incompatibles. Ceci suppose des températures d'extraction très élevées qu'il est très improbable de rencontrer dans la croûte. Encore faudrait-il remarquer que ces matériaux fondus doivent avoir une composition convenable de type granodiorite ou tonalite?

Une origine mantellique de ces magmas par différenciation en profondeur à partir de roches basiques mantelliennes ne peut non plus être admise. La montée des teneurs en Ni et Cr à la transition roches basiques-charnockite (fig. III.10) pose le problème du fractionnement entre Ni, Cr et Mg.

Pour pallier à ces problèmes nous proposons le modèle pétrogénétique suivant : les variations linéaires dans le groupe C1 qui incluent la charnockite elle-même résultent d'une dilution d'un magma basique mantellique riche en incompatible par un magma acide leucocrate dont la composition serait voisine de celle du granite blanc à grenat (l'examen des variations chimiques dans le granite blanc montrent que celui-ci ne peut en toute rigueur représenter le pôle acide de mélange). Les principales caractéristiques chimiques de la charnockite (caractère potassique, magnésien, hypocalcique, richesse en terres rares légères et en éléments de transition) sont déjà acquises dans les roches magnésiopotassiques. Ce pôle acide de mélange peut être purement anatectique et produit sous l'impulsion de roches basiques fonctionnant comme source de chaleur. Sa richesse en incompatibles suppose des températures de fusion élevées qui peuvent être facilement atteintes au contact des roches basiques.

FACIES = ◀GPorph ○GLansac ▼Anopx +Angt ●Gbl ▲Fe1



**Figure III.15 :** Position des granites de l'Agly dans le diagramme Zr : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : TiO<sub>2</sub> (D'après Setiawan, 1993).

- : Domaine des gneiss de Caramany.
- : Domaine des granites de Meymac (Raimbault, 1984)

Sans que l'on puisse éliminer cette hypothèse, on peut supposer une origine de ce magma par différenciation (et assimilation) en profondeur à partir des roches basiques associées à la charnockite. Les faibles teneurs en Ni et Cr de ce magma ne s'opposent pas à cette hypothèse.

Ce modèle suppose donc que le magma parent de la charnockite (faciès à orthopyroxène) est un terme hybride situé sur le trend de C1. Autrement, le faciès à orthopyroxène représente une injection basique de même type que les roches de C1 mais ayant assimilée une quantité plus importante de matériel acide. Les variations que l'on observe dans la charnockite sont le produit d'une différenciation par cristallisation et accumulation à partir de ce magma homogénéisé par convection. Ce magma hybride produit au cours de son ascension vers le haut, par assimilation des gneiss encaissants, le faciès de la charnockite à éponges de grenat.

Il est probable que la charnockite de Palmade et le granite de Cassagne soient aussi des termes hybrides situés sur le même trend que la charnockite. Autrement dit ces deux faciès représentent des injections basiques de même type que la charnockite et ayant digérées une certaine quantité de magma acide.

### 3- Origine des granites blancs à grenat (Gbl)

Nous avons suggéré précédemment (1<sup>ère</sup> partie § 6-3) qu'une origine de Gbl par différenciation à partir d'un magma charnockitique ne peut admise. Les relations de terrain entre charnockite et ce faciès montrent d'autre part qu'il est surtout développé à la base et au toit de la charnockite formant une zone mixte à "alternances" de bancs de charnockite et de Gbl. Notons qu'aucune intrusion de ce granite n'a été observé dans les gneiss de Caramany, loin du contact avec la charnockite et qu'aucune enclave basique n'y se trouve directement associée.

Dans le diagramme Zr : Ti : Al (fig. III.15), les granites blancs à grenat (Gbl) se projettent de façon différente des granites de Felluns (Fel) et des granites de type S de Meymac (Raimbault, 1984). Ils forment une courbe où le rapport Zr/Ti est très variable. La courbure de ce trend implique qu'un modèle restitue de White et Chappel (1977) ne peut expliquer la différenciation dans ce faciès. Ces granites ont, a priori, cristallisé à partir d'un magma entièrement liquide. Nous ne disposons que d'une seule datation isotopique de ce granite (ENd = -6.0 et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7118$  (Pin, 1989)) qui suggérerait une origine essentiellement crustale de ces granites. En l'absence d'arguments plus contraignants sur l'origine de ces granites, nous supposons que la formation de tels magmas se serait produite à un niveau profond en relation avec le magma charnockitique. La richesse de Gbl en Zr, LREE, MgO et TiO<sub>2</sub> indique des températures de fusion élevées qui ne seraient atteintes qu'au contact de la charnockite et à un niveau profond non accessible à l'observation.

En revanche, les caractéristiques chimiques inhabituelles de ce granite, par rapport aux faciès équivalents qualifiés comme d'origine crustal, et en particulier son

caractère alumineux, magnésien et sa richesse en terres rares légères, Zr et Th n'est pas sans poser de problèmes. Sans que l'on soit capable d'apporter d'arguments supplémentaires, nous pouvons envisager une certaine relation génétique avec les magmas basiques magnésio-potassiques.

#### **4-Evolution tectono-magmatique du massif de l'Agly**

Nous ne proposons dans ce paragraphe aucun modèle d'évolution structurale du massif de l'Agly dont l'étude n'entre pas dans le cadre de ce travail. Nous décrirons seulement l'évolution du magmatisme dans ce massif en relation avec le contexte géodynamique. Nous avons proposé sur la base des observations de terrain et sur les critères d'orientation minérale dans les roches basiques du massif d'Ansignan que la masse basique de Trilla (groupe C) est plus tardive par rapport aux bancs basiques (groupe B). La mise en place de la charnockite datée à  $314 \pm 7$  Ma par Respault et Lancelot (1983) est tardive par rapport à ces deux faciès basiques. L'affinité alcaline des roches des groupes C et C1 ainsi que l'existence d'une relation génétique entre la charnockite et le groupe C1 supposent une tendance alcaline de la fin du magmatisme dans le massif de l'Agly. Cette tendance se trouve confirmée aussi dans le massif de Saint-Amac où la diorite de Tournefort typiquement calco-alcaline est précoce alors qu'une partie au moins de la diorite de Saint-Amac dont le chimisme ne peut être typiquement calco-alcalin (légère affinité alcaline) serait plus ou moins contemporaine de la mise en place des granites encaissants.

Les roches basiques du massif de l'Agly se caractérisent par des faibles teneurs en Zr en Nb qui les rapprochent des roches plutoniques et potassiques post-collisionnelles spatialement liées aux zones de subduction (Thompson et Fowler, 1986). Tenant compte de ces considérations et de l'évolution structurale du massif de l'Agly qui est marquée par un régime extensif lors de la mise en place de la charnockite (Althoff et al., 1994), nous considérons que l'histoire tectono-magmatique du massif de l'Agly se caractérise pendant la période anté-Namurien-Westphalien par la mise en place des roches basiques de type tholéiitique et calco-alcalin dans un contexte compressif compatible avec l'abondance des formations d'affinité calco-alcaline. La période ultérieure est caractérisée par un régime en extension et par une activité magmatique à tendance de plus en plus alcaline dont la diorite de Saint-Amac, la masse basique de Trilla et puis la charnockite d'Ansignan sont l'expression. Ce modèle proposé est compatible avec le contexte géodynamique de pétrogenèse des magmas potassiques pour lesquels un régime en extension est généralement admis (Thompson et Fowler, 1986, Pognante, 1990, Beccaluva et al., 1991).

## **CONCLUSION GENERALE**



Le terme association acide-basique que nous avons utilisé trouve ici sa justification dans le fait que les roches basiques de cette association sont toujours entourées d'une gaine granitique ou granodioritique et qu'aucun équivalent de ces enclaves basique englobées dans le granite ne se rencontre à l'extérieur de celui-ci. Cette définition qui n'implique ni le cogénéisme des différents termes, ni même que leur âge soit identique, suppose que les différentes composantes appartiennent au même cycle orogénique.

Les associations acide-basiques du massif de l'Agly sont caractérisées par une grande diversité de la composante basique. Cette diversité est plus importante dans l'association catazonale où indépendamment de leur distribution cartographique, les roches basiques et intermédiaires se distribuent en 5 familles géochimiques :

- le groupe A de nature tholéiitique ;
- le groupe B de type calco-alcalin ;
- le groupe C de type calco-alcalin potassique ;
- le groupe C1 est formé par des roches magnésiopotassiques chimiquement analogues à certaines vaugnérites ;
- le groupe D ne contient que des termes intermédiaires ; il est transitionnel entre le calco-alcalin et le tholéiitique.

Dans l'association mésozonale, la variété des termes basiques est beaucoup moins importante. Les roches basiques se répartissent en deux groupes chimiques qui ne peuvent être distingués ni par leur répartition cartographique ni par leur état de déformation. Ces deux groupes sont de type calco-alcalin avec un caractère plus potassique de la diorite de Saint-Amac par rapport à la diorite de Tournefort.

La comparaison entre les différents groupes basiques et intermédiaires dans les deux associations montre une similitude du point de vue des rapports d'incompatibles entre le groupe B catazonal et la diorite de Tournefort dans la mésozone. La diorite de St-Amac n'a pas d'équivalent catazonal en ce qui concerne les rapports d'incompatibles. Cependant, nous remarquons qu'elle présente certaines ressemblances du point de vue chimique avec les groupes C et C1. Le rapprochement avec le groupe C repose sur leur affinité calco-alcaline et leur caractère potassique qui reste toutefois modeste par rapport au groupe C1.

Le rapprochement de la diorite de St-Amac avec le groupe C1 peut se faire au niveau des teneurs en incompatibles (terres rares, Th et Zr) et en éléments de transition qui sont plus élevées par rapports aux roches calco-alcalines types. Les niveaux de teneurs dans la diorite de Saint-Amac restent cependant très faibles par rapport à ceux de C1.

Dans le faciès acide la diversité pétrographique est plus importante dans la mésozone que dans la catazone. Deux faciès pétrographiques et géochimiques ont



été distingués dans le massif d'Ansignan : une granodiorite magnésienne ou "chamockite" s.s à biotite et/ou orthopyroxène et/ou grenat, et un granite blanc riche en grenat.

Les granitoïdes d'Ansignan présentent les caractéristiques des granites magnésiopotassiques c'est-à-dire un rapport Fe/Mg faible par rapport aux roches calco-alkalines, un caractère hypocalcique ( $\text{CaO/MgO} \# 1$ ), alumineux (la saturation en alumine dans ces granites est atteinte pour des compositions intermédiaires) et des concentrations importantes en terres rares, Zr et Th. Du point de vue minéralogique, ces caractères chimiques se manifestent par l'apparition de la monazite comme phase accessoire porteuse des terres rares.

Indépendamment de l'assemblage minéralogique dans la chamockite, les variations des compositions chimiques des grenats montrent l'existence deux groupes qui se différencient par leur rapport Mn/Fe : l'un manganésifère et dont la formation est liée à l'augmentation du rapport Mn/Fe du magma au cours de la cristallisation ; l'autre est plus pauvre en Mn et sa formation est liée à l'augmentation de la saturation en alumine dans le magma par assimilation de matériaux alumineux.

L'accumulation du feldspath potassique, du plagioclase et de la biotite ont joué un rôle important dans les variations des compositions chimiques de la chamockite. Le granite blanc montre par contre une certaine différenciation.

Les relations chimiques entre les faciès acides et les roches basiques associées indiquent que ni la chamockite ni le granite blanc ne peuvent être obtenues par différenciation des roches basiques A, B, C ou D. La relation entre le groupe C1 et la chamockite est plus complexe. Les variations internes observées dans le groupe C1 sont linéaires et incluent le domaine de composition de la chamockite. Ces variations linéaires résultent d'une dilution d'un magma basique magnésiopotassique et riche en incompatible par un magma acide leucocrate dont la composition serait voisine de celle du granite blanc à grenat. Ce magma acide leucocrate peut avoir une origine purement anatectique et être produit sous l'impulsion de roches basiques fonctionnant comme source de chaleur ; comme il peut être produit par différenciation et assimilation à partir des roches basiques. Le magma parent de la chamockite (faciès à orthopyroxène) est un terme hybride situé sur le trend de C1. Les principales caractéristiques chimiques de la chamockite (caractère potassique, magnésien, hypocalcique, richesse en terres rares légères et en éléments de transition) sont déjà acquises dans les roches magnésiopotassiques. Les variations que l'on observe dans la chamockite sont le produit d'une différenciation par cristallisation et accumulation à partir de ce magma hybride complètement homogénéisé par convection. Ce magma hybride produit au cours de son ascension vers le haut, par assimilation des gneiss encaissants, le faciès de la chamockite à éponges de grenat.

Le granite blanc résulte d'une fusion partielle de la croûte au contact de la chamockite et ce à un niveau profond non accessible à l'observation.

Dans le massif de Saint-Amac, trois faciès pétrographiques ont été distingués : une granodiorite, un granite porphyroïde et faciès clair à muscovite secondaire (granite de Lansac).

Les granitoïdes de St-Amac présentent les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des faciès calco-alcalins à savoir un rapport Fe/Mg assez élevé, des concentrations modestes en terres rares, Zr et Th et un caractère calcique favorisant l'apparition de l'allanite à la place de la monazite et une cristallisation abondante de l'apatite jusqu'au termes évolués déprimés en phosphore. Les variations chimiques dans ces faciès indiquent un cogénitisme entre la granodiorite et le granite porphyroïde alors que le granite de Lansac constitue un faciès à part. La cristallisation et l'accumulation ont joué un rôle important dans les variations des compositions chimiques de ces granitoïdes. La ségrégation entre les liquides et les solides formés ne se fait pas de façon continue mais par extraction sélective des liquides résiduels. La base du massif est formée par des granodiorites à dominante cumulative, les liquides résiduels évacués vers le haut forment des faciès de plus en plus clairs en allant vers le toit du massif. Dans le granite de Lansac, l'accumulation est beaucoup moins importante et les compositions ne s'éloignent pas trop de celles des liquides.

Les relations génétiques entre les granitoïdes de Saint-Amac et les roches basiques associées ne sont pas bien connues. L'analogie établie entre les granitoïdes de Saint Amac et ceux de Millas suggère, a priori, que ces granitoïdes ne peuvent être produits par différenciation des roches basiques associées. Ils auraient une origine hybride à la fois mantellique et crustale.

Les résultats géochimiques obtenus indiquent que les associations acide-basiques que l'on considère souvent comme bipolaires sont en réalité constituées par une multitude d'objets que la cartographie ou même une étude structurale détaillée permet rarement de déceler. Il s'avère donc que la complexité de ces associations résulte dans la diversité chimique aussi bien des termes basiques que des termes acides. Il est intéressant de remarquer le contraste entre la diversité des termes basiques dans l'association alumineuse où nous avons distingué cinq groupes géochimiques et dans l'association calco-alcaline où seuls deux groupes géochimiques ont été distingués. Cette particularité nous incite à chercher, à travers l'étude d'autres associations de ce type, la relation qu'elle pourrait y avoir entre la diversité des termes basiques et le magmatisme alumineux potassique et entre le magmatisme magnésio-potassique (ou alcalin en général) et le magmatisme calco-alcalin associé.

Il est intéressant de remarquer qu'en dépit de la diversité des sources basiques, on peut classer les familles géochimiques au moyen des outils de discrimination habituels basés sur les rapports d'incompatibles. De ce fait, le caractère inerte qui doit être postulé pour utiliser ces outils se trouve justifié a posteriori. Le corollaire de cette

observation est que l'interaction entre le basique et l'acide qui est souvent invoquée pour expliquer la diversité chimique des enclaves ne parvient pas à effacer la signature mantellique des roches basiques. Nous pensons en conséquence que les modifications chimiques subies par les enclaves sont principalement le résultat de l'infiltration des fluides granitiques à travers l'enclave et non pas celui d'échanges par diffusion entre liquides adjacents.

**REFERENCES**

**BIBLIOGRAPHIQUES**



- ALBUQUERQUE C. A. R. (1971)**  
 Geochemistry of biotites from granitic rocks from Northern Portugal  
*Geochim. Cosmoch. Acta*, vol. 37, pp 1779-1802.
- ALIBERT C., MICHARD A. & ALBAREDE F. (1986)**  
 Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics.  
*Géoch. Cosm. Acta* vol. 50, pp 2735-2750.
- ALTHOFF F., BARBEY P. & PONS J. (1994)**  
 La charnockite d'Ansignan et le granite de Saint-Amac, témoins d'une extension crustale d'âge hercynien dans le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France)  
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 319, série II, pp.239-246.
- ANDRIEUX P. (1982)**  
 La charnockite d'Ansignan : mise en place et évolution paragenétique. Introduction à l'étude des équilibres grenat-orthopyroxène.  
 Thèse 3<sup>ème</sup> cycle - Clermont-Ferrand, 109p
- ARAMAKI S. (1963)**  
 Geology of Asama volcano  
*Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. 2*, vol. 14, pp 229-443.
- ARCULUS R.J. & WILLS K.J. (1980)**  
 The petrology of plutonic blocs and inclusions from lesser Antilles island arc.  
*Jour. Petrol. Vol. 21*, 734 - 799
- ARTH, J.G. (1976)**  
 Behaviour of trace element during magmatic processes- a summary of theoretical models and their applications.  
*Jour. Res. US. Geol. Surv. vol. 4*, pp 41-47.
- ATLAS J. (1952)**  
 The polymorphism of MgSiO<sub>3</sub> and solid state equilibria in the system MgSiO<sub>3</sub> - CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>  
*Jour. Geol. Vol. 60*, pp 125 - 147
- AUTRAN A., FONTEILLES M. & GUITARD G. (1970)**  
 Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales.  
*Bull. Soc. Géol. France, XII*, n° 4, pp 673-731
- AUTRAN A. & COGNE J. (1980)**  
 La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne.  
*Mém. B.R.G.M., Vol. 108*, pp.90-111.
- BACON C. R. (1990)**  
 Calc-alkaline, shoshonitic, and primitive tholeiitic lavas from monogenetic volcanoes near crater lake, Oregon.  
*Jour. Petrol. vol. 31*, pp135-166.
- BAKER B.H, Golez G. G & Leeman W.P. (1977)**  
 Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory rift, Kenya  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 64* pp 303-332
- BANZET G. (1987)**  
 Interactions croûte-manteau et genèse du plutonisme subalcalin du Haut Dauphin occidental (massifs cristallins externes, Alpes) : vaugnérîtes, durbachites et granitoïdes magnésio-potassiques.  
*Geol. Alpine, T. 63*, pp 95-117.
- BARBAI F., FERRARA G., SANTACROCE R., TREUIL M. & VARET J. (1975)**  
 A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina Centre ( afar rift, Ethiopia).  
*Jour. Petrol. Vol. 16, 1*, pp 22 - 56
- BARBEY P., ALTHOFF F. & PONS J. (1994)**  
 La charnockite d'Ansignan date l'extension crustale dans le massif de l'Agly.  
 15<sup>ème</sup> Réunion des sciences de la terre, Nancy

- BARBOSA J. et FONTEILLES M. (1986)**  
Examen critique des résultats fournis par certains baromètres couramment utilisés en terrains granulitiques. Exemples des granulites de Bahia (Brésil) et du Massif de l'Agly (France).  
*Bull. Minéral. vol. 109, pp 359-376.*
- BARRIERE M. (1972)**  
Hybridisation de roches basiques par un granite porphyroïde dans le massif de Ploumanac'h (Côtes du Nord).  
*C.R. Acad. Sc. Paris, T. 274, série D, pp 983 - 986*
- BEA F. , FERSHTATED G. & CORRETGE L G. (1992)**  
The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium  
*Lithos, vol. 29, pp 43-56.*
- BECCALUVA L., GIROLAMO P.Di. & SERRI G. (1991)**  
Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy.  
*Lithos, vol. 26, pp 191-221.*
- BEN OTHMAN D., FOURCADE S. & ALLEGRE C.J. (1984)**  
Recycling processes in granites - granodiorites complex genesis : the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics.  
*Earth Planet. Sc. Letters ; vol. 69, pp 290 - 300*
- BESSON M. & FONTEILLES M. (1974)**  
Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéïtique et calco-alcaline.  
*Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristall. ; Vol. 97, pp 445 - 449*
- BHATTACHARYYA C. (1971)**  
An evaluation of the chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes.  
*Amer. Mineral. ; vol. 56, pp 499 - 506*
- BHATTACHARYYA A. & SEN S.K. (1986)**  
Granulite metamorphism, fluid buffering and dehydration melting in the Madras charnockites and metapelites.  
*Jour. Petrol. ; vol. 27, part 5, pp 1119 - 1141*
- BICKLE M.J., WICKHAM S.M., CHAPMAN H.J. & TAYLOR Jr. (1988)**  
A strontium, neodymium and oxygen isotope study of hydrothermal metamorphism and crustal anatexis in the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France.  
*Contrib. Mineral. Petrol., vol. 100, pp.399-417.*
- BINNS R.A. (1965)**  
The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex, Brocken Hill district, New South Wales. Part II. Pyroxenes, garnets, plagioclases, and opaque oxides.  
*Miner. Mag. ; vol. 35, pp 561 - 587*
- BLUNDY J.D. & HOLLAND T.J.B. (1990)**  
Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer.  
*Contrib. Mineral. Petrol. ; Vol. 104, pp 208 - 224*
- BLUNDY J. D & Sparks R. S. J. (1992)**  
Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy  
*Jour. Petrol. vol. 33, part. 5, pp 1039-1104.*
- BLUNDY J.D & HOLLAND, T. J. B (1990)**  
Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer  
*Contrib. Mineral. Petrol. ; Vol. 104 pp 208-224*
- BOHLEN S.R., WALL V.J. & BOETTCHER A.L. (1983)**  
Experimental investigation and application of garnet granulite equilibria.  
*Contrib. Mineral. Petrol. ; vol. 83, pp 52 - 61*
- BOUHALLIER H., CHOUKROUNE P. ET BALLEVRE M. (1991)**  
Evolution structurale de la croûte profonde Hercynienne : exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France)  
*C. R. Acad. Sc. Paris, t. 312, Série II, pp 647-654.*
- BRIOT D. (1988)**  
Genèse d'une série alcaline intraplaque continentale. Etude géochimique (éléments traces et isotopes Sr-Nd-O) du volcan des Monts Dore (Massif Central français).  
*Thèse université Clermont-Ferrand 195 p*

- BROWN G. M. & VINCENT E. A. (1963)**  
Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland.  
*Jour. Petrol.*, vol. 4, pp 175-197.
- CABANIS B. (1986)**  
Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif Armoricaïn ; implications géodynamiques. Contribution à une méthode d'étude basée sur les éléments traces.  
*Thèse doctorat d'état es-sc. nat. Univ. Pierre et Marie Curie, 682 p*
- CAMBON P., JORON J.L., BOUGAULT H. & TREUIL H. (1980)**  
Leg 55, Emperor seamounts : trace elements in transitional tholeiites, alkali basalts, and Hawaiïtes, mantle homogeneity or heterogeneity and magmatic processes in. Initial reports deep sea drilling project 55, U.S. Government printing office, Washington, D.C., pp 585 - 598
- CAPDEVILA R., CORRETGE G. & FLOOR P. (1973)**  
Les granitoïdes varisques de la Méseta Ibérique.  
*Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 15, pp209-228.
- CARTHY T.S.Mc & GROVES D.I. (1979)**  
The Blue Tier batholith, northeastern Tasmania.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 71, pp 193 - 209
- CAWTHORN R.G. (1976)**  
Some chemical controls on igneous amphibole compositions.  
*Geoch. Cosmochim. Acta*, vol. 40, pp 1319 - 1328
- CHAURIS L. (1992)**  
Concentrations en terres rares et thorium dans les ségrégations biotitiques du granite rouge de Ploumanac'h (Massif Armoricaïn).  
*Géol. France n° 2*, pp 23 - 27
- CHESNER C.A. & ETTLINGER A.D. (1989)**  
Composition of volcanic allanite from the Tobra tuffs, Sumatra, Indonesia.  
*Amer. Mineral. Vol 74*, pp 750 - 758
- CHEVRENONT P., GAGNY C., DE LA ROCHE H., PUPIN J.P. & ROSSI P. (1988)**  
Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé.  
*Document du B.R.G.M. n° 152*
- CLARKE D.B. (1981)**  
The mineralogy of peraluminous granites : a review.  
*Canad. Mineral.*, vol. 19, pp 3 - 17
- CLAVIERES V. (1990)**  
Muscovitisation et feldspathisation hydrothermale dans le massif granitique de Millas (Pyénées Orientales) : géométrie, géochimie, modélisation.  
*Thèse de doctorat de l'Université Paris VI, 199 p*
- CLEMENS J.D. & VIELZEUF D. (1987)**  
Constraints on melting and magma production in the crust.  
*Earth Planet. sc. letters*, vol. 86, pp 287 - 306
- CLEMENS J.D. & WALL V.J. (1981)**  
Origin and crystallization of some peraluminous (S. type) granitic magmas.  
*Canad. Mineral.*, vol. 19, pp 111 - 131
- CLEMENS J.D. (1990)**  
The granulite granite connexion.  
*In "granulites and crustal evolution".*  
*Nato Asi, Serie C : mathematical and physical sciences, vol. 311, pp 25-36*
- COCHERIE A (1984)**  
Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines. Contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène).  
*Série documents du B.R.G.M. n° 90.*  
*Thèse de doctorat soutenue à l'Université de Rennes I*



- COCHERIE A., ROSSI Ph, FOUILLAC A.M. VIDAL Ph. (1994)**  
Crust and mantle contributions to granite genesis- An example from the Variscan batholith of Corsica, France, studied by trace element and Nd-Sr-O-isotope systematics.  
*Chem. Geol. Vol. 115, pp 173-211.*
- COCIRTA C. (1986)**  
Les enclaves microgrenues sombres du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). Signification pétrogénétique des plagioclases complexes et de leurs inclusions.  
*C.R. Acad. sc. Paris, t;302, série II, n°7, pp 441 - 446*
- COCIRTA C. & ORSINI J.B. (1986)**  
Signification de la diversité de composition des enclaves "microgrenues" sombres en contexte plutonique. L'exemple des plutons calco-alcalins de Bono et Budduso (Sardaigne septentrionale).  
*C.R. Acad. sc. Paris, t.302, série II, n° 6, 1986, pp 331 - 336*
- COCIRTA C. & ORSINI J.B. (1989)**  
Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique. Les enclaves des tonalites-granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale).  
*Can. Jour. Earth sci., vol. 26, pp 1264 - 1281*
- CONDIE K.C., Allen P. and Naryana B.L. (1982)**  
Geochemistry of the archean low to high grade transition zone, Southern India.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 81, pp 157-167.*
- DEBON F. & LEFORT P. (1988)**  
A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications.  
*Bull. Mineral. vol. 111, pp 493 - 510*
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1963)**  
Rock forming minerals.  
*Vol. 2, chain silicates, 379 p*
- DEER W.A, HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1982)**  
Rock forming minerals. Orthosilicates.  
*Volume 1 A, second edit. 918 p.*
- DELAY F. (1990)**  
Le massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales)  
Evolution tectono-métamorphique. Exemple d'un amincissement crustal polyphasé.  
*Soc. Géol. Nord. N°17. 393 p.*
- DELAY F. & PAQUET J. (1989)**  
Tectonique ductile en extension dans le massif hercynien de l'Agly (zone nord-pyrénéenne).  
*C.R. Acad. sc. Paris, t. 308, série II, pp 1637-1643.*
- DERUELLE B. (1979)**  
Pétrologie d'un volcanisme de marge active : Atacawa et Andes méridionales.  
*Thèse de doctorat es-sciences, Orsay 2218*
- DERUELLE B. (1982)**  
Petrology of the plio-quademary volcanism of the south central and meridional Andes.  
*Jour. Volc. Geotherm. Res., vol. 14, pp 77 - 124.*
- DOLLASE W. (1971)**  
Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite.  
*Amer. Mineral., vol. 56, pp 447 - 464.*
- EBERZ G. W & NICHOLLS I. A. (1990)**  
Chemical modification of enclave magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 104, pp 47-55.*
- EBERZ G. W, NICHOLLS I. A., MAAS R., McCULLOCH M.T. & WHITFORD D.J. (1990)**  
The Nd and Sr-isotopic composition of I-type microgranitoid enclaves and their host rocks from the swifts Creek Pluton, Southeast Australia.  
*Chem. Geol., vol. 85, pp 119-134.*
- EGGLER D.H. (1972)**  
Amphibole stability in H<sub>2</sub>O undersaturat calc-alkaline melts.  
*Earth Planet. sc. letters, vol.15, pp 82-125.*

- ELLIS D.J. (1980)**  
Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby land, Antarctica : P-T conditions of metamorphism, implication for garnet-cordierite equilibria and the evolution of deep crust.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 74, pp 201-210.
- DIAS G. & LETERRIER J. (1994)**  
The genesis of felsic-mafic plutonic associations : a Sr and Nd isotopic study of the hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal)  
*Lithos*, vol. 32, pp 207-223.
- FERRE E. (1989)**  
Le plutonisme magnésio-potassique carbonifère de Corse occidentale (France) : pétrographie, minéralogie et géochimie. Implications géodynamiques sur l'orogénèse varisque européenne.  
*Thèse de l'université Paul Sabatier, Toulouse III, 277p.*
- FLEET M. E. (1974)**  
Mg-Fe<sup>2+</sup> site occupancies in coexisting pyroxenes.  
*Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 47, pp 207-214.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A. (1975)**  
Magma and tectonic setting discrimination using immobile elements.  
*Earth Planet. sc. letters*, vol.27, pp 211 - 218.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A. (1978)**  
Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rock using immobile elements.  
*Chem. Geol.*, vol.21, pp 291 - 306.
- FODOR R.V. (1971)**  
Fe content in pyroxenes from a calc-alkalic volcanic suite, New Mexico, U.S.A.  
*Earth Planet. sc. letters*, vol. 11, pp 385 - 390.
- FONAREV V.I. & KONILOR A.N. (1986)**  
Experimental study of Fe-Mg distribution between biotite and orthopyroxene at 490 MPa.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 93, pp 227 - 235.
- FONTEILLES M. (1968)**  
Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brevenne (Massif Central Français).  
*Bull. B.R.G.M.*, 2<sup>ème</sup> série, n°3, pp 1 - 54.
- FONTEILLES M. (1970)**  
Géologie des terrains métamorphiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales).  
*Bull. B.R.G.M.*, 2<sup>ème</sup> série, section IV, n°3, pp 21 - 72.
- 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 de doctorat, Université Paris VI, 685 p.*
- FONTEILLES M (1981)**  
The role of metasomatism in the origin of diorites (with examples from Agly massif, eastern Pyrenees, France).  
*Jour. Fac. sc. Univer. Tokyo, sec. II, vol. 20, n°3, pp 117 - 179.*
- FOURCADE S. (1981)**  
Géochimie des granitoïdes.  
*Thèse de doctorat es-sciences, Université de Paris VII, 188 p.*
- FOURCADE S. & ALLEGRE C.J. (1981)**  
Trace element behavior in granite genesis : a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrenées, France).  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 76, pp 177 - 195.
- FRONDEL J.W. & COTETTE R.L. (1957)**  
Hydrothermal synthesis of zircon, thorite and huttonite.  
*Am. Mineral.*, vol. 42, pp 659 - 765.

- GAGNY C. (1978)**  
 Vaugnerites et durbachites sont des cumulats de magmas granitiques (l'exemple du magma des Crêtes Vosges).  
*C.R. Acad. sc. Paris 287, pp 1361 - 1364.*
- GALAN G. (1987)**  
 Le massif hercynien de Vivero (No de l'Espagne) : une association de roches ultramafiques et de granites. Comparaison avec d'autres exemples des orogènes hercynien et caledonien. Etude pétrographique.  
*Thèse de doctorat de l'Université Paris VI, p 382.*
- GALAN G. & SUAREZ O. (1989)**  
 Corhandtitic enclaves associated with calc-alkaline granites from Tapia Austrias (Hercynian Belt, northwestern Spain).  
*Lithos n° 23, pp 233 - 245.*
- GARCIA D. & Pascal M.L (1993)**  
 Conditions de formation des myrmékites par un fluide en équilibre avec deux feldspaths.  
*Bull. Soc. Française Minéral. Cristall. Vol. 5, N°2.*
- GASPARIK T. (1984)**  
 Two pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>.  
*Contrib. Mineral. Petrol., vol. 87, pp 87 - 97.*
- GASQUET D. (1991)**  
 Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc).  
*Thèse de Doctorat ès-Sciences Naturelles, Univ. Nancy I.*
- GEORGET Y. (1986)**  
 Nature et origine de granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granites du massif armoricain (France). Pétrologie et géochimie.  
*Mém. Doc. Centre Armor. d'Etude Struct. des Socles. n°9. 250p.*
- GRAPPES H.R. (1975)**  
 Actinolite-hornblende pairs in metamorphosed gabbros, Hidaka mountains, Hokkaido.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 49, pp 125 - 140.*
- GREEN T.H. & RINGWOOD A.E. (1967)**  
 The genesis of the calc-alkaline rock suite.  
*Contrib. Mineral. Petrol., vol. 34, pp 150 - 166.*
- GREEN T.H. & RINGWOOD A.E. (1968)**  
 Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks.  
*Contrib. Mineral. Petrol., vol. 18, pp 163 - 174.*
- GREEN T.H. & WATSON E.B. (1982)**  
 Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure. hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rock series.  
*Contrib. Mineral. Petrol., vol. 79, pp 96 - 105.*
- GROMET L.P. & SILVER L.T. (1983)**  
 Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications.  
*Geoch. Cosm. Acta, vol. 47, pp 925 - 929.*
- GUIDOTTI C. (1984)**  
 Micas in metamorphic rocks.  
*Reviews in mineralogy, vol. 13, pp 357 - 456.*
- GUITTARD G. (1960)**  
 Sur la présence et l'âge d'un granite à hypersthène d'affinité chamockitique dans le massif de l'Agly (Pyrénées orientales).  
*C. R. A. Sc. Paris, 251, pp 2554-2555.*
- GUNN B.M. (1971)**  
 Trace element repartition during olivine fractionation of Hawaiian basalts  
*chem. geol., Elsevier Pub. Comp. Amsterdam, vol. 8, n°1, pp 1-13.*

- GUST D.A. & ARCULUS R.J. (1986)**  
 Petrogenesis of alkalic and calcalkalic volcanic rocks of Mormon Mountain Volcanic Fields, Arizona.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 94, pp 416 - 426.
- HALLIDAY A.N., STEPHANS W.E. & HARMON R.S. (1980)**  
 Rb, Sr and O isotopic relationships in three zoned Caledonian granitic plutons, Southern Uplands, Scotland : evidence for varied sources and hybridization of magmas.  
*Jour. Geol. Soc. London*, vol. 137, pp 329-348.
- HARLEY S. L. (1984)**  
 The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO -MgO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub> and CaO- FeO - MgO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub>  
*Jour. Petrol.* vol. 25, Part 3, pp 665-696.
- HARRISON T. M. & WATSON E. B. (1984)**  
 The behaviour of apatite during crustal anatexis : equilibrium and kinetic considerations.  
*Geochim. Cosmoch. Acta*, vol. 48, pp 1467-1477.
- HART S.R. & DAVIS K. (1978)**  
 Nickel partitioning between olivine and silicate melt.  
*Earth and Planet. Sc. Letters*, vol. 40, n°2, pp 203 - 219.
- HATCH F.H., WELLS A.K. & WELLS M.K. (1972)**  
 Petrology of igneous rocks.  
*Text book of petrology*, vol. 1, thirteenth edition, 55 p.
- HELAL B. (1992)**  
 Granitoïdes, granites à métaux rares et hydrothermalisme associé : géologie, minéralogie et géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes (nord Portugal).  
*Thèse de doct. Ecole Nat. Mines de Paris et de St-Etienne*, 413p.
- HELTZ R.T. (1973)**  
 Phase relations of basalts in their melting ranges at P(H<sub>2</sub>O) = 5 kbar as a function of oxygen fugacity I : mafic phases.  
*J. Petrol.*, vol. 14, pp 249 - 302.
- HEWINS ROGER G. (1975)**  
 Pyroxene geothermometry of some granulite facies rocks.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 50, pp 205 - 209.
- HIBBARD M.J. (1979)**  
 Myrmekite as a marker between preaqueous and post aqueous phase saturation in granitic systems.  
*Geol. soc. Amer. Bull.*, part I, vol. 90, pp 1047 - 1062.
- HIBBARD M.J. (1981)**  
 The magma mixing origin of mantled feldspars.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 76, pp 158 - 170.
- HOLDEN P., HALLIDAY A. N., & STEPHENS W. ED. (1987)**  
 Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production.  
*Nature*, vol. 33, pp 53-56.
- HOLDEN P., HALLIDAY A. N., STEPHENS W. ED. & HENNY P. J. (1991)**  
 Chemical and isotopic evidence for major mass transfer between mafic enclaves and felsic magma.  
*Chem. geol.* vol. 92, pp 135-152.
- HOLLAND T. H. (1900)**  
 The chamockite serie, a group of Archean hypersthenic rocks in peninsular India.  
*Geol. surv. India Mem.* vol. 28, part. 2, pp 192-249.
- HOLLISTER L.S., GRISSOM G.C., PETERS E.K., STOWELL H.H. and SISSON V.B. (1987)**  
 Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons.  
*Amer. Min.*, vol. 72, pp 231 - 239.
- HOLUB F.V. (1977)**  
 Petrology of inclusions as a key to petrogenesis of the Durbachitic Rocks from Czechoslovakia.  
*TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.* vol. 24, pp 133-150.

- JAKES P., SMITH I.E. (1970)**  
High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua.  
*Contrib. Mineral. and Petrol.*, 28, pp 259 - 271.
- JAYAWARDENA D.E. de S. & CARSWELL D.A. (1976)**  
The geochemistry of "chamockites" and their constituent ferromagnesian minerals from the precambrian of south east Sri Lanka (Ceylan).  
*Mineral. Mag.*, vol. 40, n°314, pp 541 - 554.
- JENKIS D.M. (1983)**  
Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 83, pp 375 - 384.
- JENSEN B.B. (1973)**  
Patterns of trace element partitioning.  
*Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 37, pp 2227-2242.
- KORZHINSKIY M. A. (1981)**  
Apatite solid solutions as indicators of the fugacity of HCl and Hf in hydrothermal fluids.  
*Geochem. Inter.*, vol. 18, pp 44-60.
- KRETZ R. (1963)**  
Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages.  
*Jour. Geol.*, vol. 71, pp 773 - 785.
- KUNO H. (1950)**  
Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas.  
*Geol. Soc. Amer., New York, Bull.*, vol. 61, pp 957-1022.
- KUSHIRO I. (1960)**  
Si-Al relation in clinopyroxene from igneous rocks.  
*Am. Jour. sc.*, vol. 258, pp 548 - 554.
- KUSHIRO I. (1975)**  
On the nature of silicate melts and its significance in magmas genesis : Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxène and silica minerals.  
*Amer. Jour. Sc. Vol.* 275, pp. 411-432.
- LACROIX A. (1916)**  
La composition chimique du gabbro du Pallet (Loire inférieure) de ses variétés endomorphiques (diorite hypersthénique à cordiérite) et des roches filoniennes qui l'accompagnent.  
*C.R. Acad. sci. Paris*, vol. 41, p 74 - 79.
- LAGARDE J.L., CAPDEVILA R. & FOURCADE S. (1992)**  
Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne.  
*Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 163, pp 597-610.
- LAMEYRE J. (1980)**  
Les magmas granitiques : leurs comportements, leurs associations et leurs source.  
*Mém. h. série. Soc. Géol. de France*, n°10, pp.51-61.
- LAPORTE D., ORSINI J.B. & FERNANDEZ A. (1991)**  
Le complexe d'île Rousse, Balagne, Corse du nord-ouest : pétrologie et cadre de mise en place des granitoïdes magnésio-potassiques.  
*Géol. France*, n°4, pp 15 - 30.
- LEAKE B.E. (1978)**  
Nomenclature of amphiboles.  
*Amer. Min.*, vol. 63, pp 1023 - 1052.
- LE BAS M.J. (1962)**  
The role of alumina in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.  
*Am. Journal of sc.*, vol. 260, pp 267 - 288.
- LEE M.W. (1982)**  
Petrology and geochemistry of Jeju volcanic island, Korea  
*Sc. rep. Tôhku université*, III, 15, pp177-256.
- LEELANDAM C. (1970)**  
Chemical mineralogy of hornblendes and biotites from the chamockitic rocks of Kondapalli. India.  
*Jour. Petrol.* vol. 11, pp 475-505.

- LEGER J.M. (1981)**  
Evolution pétrologique des magmas basiques et alcalins dans le complexe anorogénique d'Iskou.  
*Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univers. Paris VI, 234 p.*
- LETERRIER J. (1972)**  
Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège).  
*Thèse doct. Etat, Univer. Nancy.*
- LETERRIER J. & DEBON F. (1978)**  
Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques.  
*Bull. Soc. Geol. Fr., 7, t. XX, n°1, pp 3 - 10.*
- X **LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. & MARCHAL M. (1982)**  
Clinopyroxene composition as method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series.  
*Earth Planet. sc. letters, vol. 59, pp 139 -154.*
- LINDSLEY D.H. & ANDERSON D.J. (1983)**  
A two pyroxene thermometer. Proceedings of the thirteenth Lunard and *Planet. sc. conf. J. Geophys. Res., vol. 88, A 887 - A 906.*
- LINDSLEY D.H. (1983)**  
Pyroxene thermometry.  
*Am. Mineral, vol. 68, pp 477 - 493.*
- LONDON D., CERNY P., LOOMIS J.L. & PAN J.J. (1990)**  
Phosphorus in alkali feldspars of rare element granitic pegmatites.  
*Can. Mineral., vol. 28, pp 771 - 786.*
- LOOMIS T.P. (1982)**  
Numerical simulations of cristallization processes of plagioclase in complex melts : the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase.  
*Contrib. Mineral. Petrol., vol. 81, pp 219 - 229.*
- LYONS J.B. & MORSE S.A. (1970)**  
Mg/Fe partitioning in gamet and biotite from some granitic, pelitic and calcic rocks.  
*Am. Mineral., vol. 53, pp 231 - 245.*
- MACKENZIE D.E., BLACK L.P. & SUN S.S. (1988)**  
Origin of alkali-feldspar granites. An exemple from the Poimena granite, Northeastern Tasmania, Australia.  
*Geoch. Cosm. Acta, vol. 52, pp 2507 - 2524.*
- MARTIGNOLE J. (1979)**  
Chamockite genesis and the proterozoïc crust.  
*Precamb. Res. vol. 9, pp 303-310.*
- MASUDA A., NAKAMURA N. & TANAKA T.I. (1973)**  
Fine structure of mutually normalized rare earth patterns of chondrites.  
*Geochim. Cosm. Acta, vol. 37, pp 239-248.*
- MATSUI, Y., ONUMA N., NAGASAWA H., HIGUCHI H., & BANNO S. (1977)**  
Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma.  
*Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristal. vol. 100, pp 315-324.*
- MEEN J. K. (1987)**  
Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas : geochemical and experimental constraints from the type locality.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 97, pp 331-351.*
- MENOT R.P. (1988)**  
Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest européenne.  
*Thèse d'état, Univer. Claude-Bernard, Lyon I. Mém. Doc. centre Armoricaïn d'étude structurale des socles, n° 21, 263p + annexes.*
- MESSAOUDI H. (1990)**  
Le complexe plutonique de Millas (Pyrénées orientales) pétrologie, géochimie, structurologie et cinématique de mise en place.  
*Thèse Université de Paul Sabatier de Toulouse, 319 p.*

- MICHON G. (1979)**  
 Typologie des vaugnérîtes des Monts du Lyonnais et du haut Vivarais, Massif Central français. Conditions de gisement et caractères pétrographiques.  
 Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, université Claude Bernard - Lyon I
- MILLER C.F. & STODDARD E.F. (1981)**  
 The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet : an example from the Old Woman Piut Range, California.  
*Jour. Geol.*, vol. 89, pp 233 - 246.
- MITCHELL R.H., SMITH C.B. & VLADYKIN N.V. (1994)**  
 Isotopic composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia.  
*Lithos* vol. 32, pp. 243-248.
- MIYASHIRO A. (1955)**  
 Pyrospite garnets in volcanic rocks.  
*Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 61, pp 463-470.
- MIYASHIRO A. (1974)**  
 Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.  
*Amer. Jour. sc.* vol. 274, pp 321 - 355.
- MONTEL J.M. (1986)**  
 Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$  melts at 800 °C, 2 Kbar.  
*Geology*, vol. 14, pp 659-662.
- MONTEL J.M. (1988)**  
 Première découverte d'une vaugnerite à orthopyroxène : pétrographie, géochimie et conséquences pour la genèse des vaugnérîtes.  
*C.R. Acad. sc. Paris, t. 306, série II*, pp 985 - 990.
- MULLEN E.D., (1983)**  
 $\text{MnO/TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$  : A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.  
*Earth Planet. Sc. Letters*, vol. 62, pp 53-62.
- NEWTON R.C. & Perkins D. (1982)**  
 Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz.  
*Amer. Miner.* vol. 67, pp 203-222.
- NIXON G.T. & PEARCE T.H. (1987)**  
 Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase : the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers. Iztaccihuatl volcano, Mexico  
*Amer. Mineral.*, vol. 72, pp 1144 - 1162.
- NOCKOLDS S.R. (1947)**  
 The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite mica of igneous rocks.  
*Am. J. Sc.*, vol. 245, pp 401 - 420.
- ORSINI J.B. (1980)**  
 Le batholite corso-sarde. Anatomie d'un batholite hercynien. Composition structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne varisque française.  
 Thèse Doct. Etat, Univer. Aix Marseille, 390p.
- OSBORN E. F. (1959)**  
 Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma.  
*Amer. Jour. Sc.* vol. 257, pp 607-647.
- OTTEN M. T. (1984)**  
 The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbro and dolerites.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 86, pp 185-199.
- OTTO J. & WIMMENAUER W. (1973)**  
 Les enclaves dans les granites de la Forêt Noire.  
*Bull. Soc. Géol. France.*, 7, XV, n° 3-4, pp 179 - 208.
- PAPIKE J.J., CAMERON K.L. & BALDWIN K. (1974)**  
 Amphiboles and pyroxenes : characterisation of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data.  
*Geol. Soc. Amer. Abs. Prog.* 6è, pp 1053-1063.

- PAQUET J. & DELAY F. (1989)**  
Analyse en microscopie électronique des textures et des phases des mylonites nord-pyrénéennes des massifs de St Barthélémy et de l'Agly et discussion des âges.  
*Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. V, n° 6, pp 1111-1122.
- PAQUET J. et MANSY J.L. (1991)**  
La structure de l'Est des Pyrénées (transversale du massif de l'Agly) : un exemple d'amincissement crustal.  
*C. R. A. Sc. Paris*, t.312, Série II, pp 913-919.
- PASCAL M.L. (1979)**  
Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées orientales).  
*Thèse de docteur ingénieur en sciences et techniques minières. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, 160 p.
- PASCAL M.L., FONTEILLES M. & GUITARD G. (1976)**  
Contribution à l'étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées orientales : paléozoïque épizonal du massif de l'Agly.  
*Bull. Soc. Géol. Fr., série 7, tome XVIII, n°6, pp 1471 - 1487.*
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1973)**  
Tectonic setting of basic volcanics rocks determined using trace element analyses.  
*Earth Planet. sci. letters*, vol. 19, pp 290 - 300.
- PEARCE J.A. & NORRY M.J. (1979)**  
Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanics rocks.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 69, pp 33 - 47.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. (1984)**  
Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.  
*Jour. Petrol. vol. 25, part.4, pp 956 - 983.*
- PETERSON J.S. (1980)**  
Rare earth element fractionation and petrogenetic modelling in chamockitic rocks, south west Norway.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 73, pp 161 - 172.
- PHILLIPS G. N., WALL V. J. & CLEMENS J. D. (1980)**  
Petrology of the strathbogie batholith : a cordierite bearing granite.  
*Can. Mineral. vol. 19, pp 47-63.*
- PICHAMUTU C.S (1969)**  
Nomenclature of chamockites.  
*India Miner. vol. 10, pp 23-35.*
- PIN C. (1989)**  
Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe.  
*Thèse de doctorat es sciences nat. Univ. Blaise pascal, 470p.*
- PIN C. & VIELZEUF D. (1983)**  
Granulites and related rocks in variscan median europe : a dualistic interpretation.  
*Tectonophysics vol. 93, pp 47 - 74.*
- PLATEVOET B. (1990)**  
Le plutonisme basique et intermédiaire dans le magmatisme anorogénique de Corse.  
*Thèse de doctorat es-sciences à l'université de Paris sud (Orsay), 523p.*
- POGNANTE U. (1990)**  
Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakoum (Sinkiang, China)  
*Lithos vol. 26, pp 305-316.*
- POLDERVAART A. & HESS H.H. (1951)**  
Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas.  
*Jour. Geol. vol. 59, pp 472 - 489.*
- POLI G. E & Tommasini S. (1991)**  
Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids.  
*Jour. petrol. vol. 32, pp. 657-666.*
- PONS J. (1982)**  
Un modèle d'évolution de complexes plutoniques : gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne).  
*Université Paul Sabatier, Toulouse, 409 p.*



- POSTAIRE B. (1983)**  
Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande).  
*Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, (C), 15, 1, pp 29-72.*
- PUPIN J.P. (1980)**  
Zircon and granite petrology.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 73, pp 207 - 220.*
- QUENSEL P. (1951)**  
The chamockite series of the Varberg district on the Southwest coast of Sweden.  
*Arkiv. Min. Geol. vol. 1, pp 229-332.*
- RAIMBAULT L. (1984)**  
Géologie, pétrologie et géochimie des granites et minéralisations associées de la région de Meymac (Haute Corrèze, France).  
*Thèse docteur ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 482 p.*
- RAPP R. P. & WATSON E. B. (1986)**  
Monazite solubility and dissolution kinetics : implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 94, pp 304-316.*
- RESPAULT J.P. & LANCELOT J.R. (1983)**  
Datation de la mise en place symétagorphe de la chamockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U/Pb sur zircon et monazites.  
*Neues Jahrbuch Miner. Abh 147, n°1, pp 21 - 34.*
- ROBERT J.L. (1976)**  
Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions.  
*Chem. Geol. vol. 17, pp 213 - 227.*
- ROCK N.M.S. (1981)**  
Lamprophyres.  
*Blackie Glasgow and London Van nostrand reinhold, New York, 285 p.*
- ROSSI P., COCHERIE A. ET LAHONDIERE D. (1992)**  
relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique stéphano-permien de Corse occidentale, témoins des phénomènes d'amincissement crustal néo-varisques.  
*C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 315, série II, pp 1341-1348.*
- ROTTURA A., BARGOSSO G.M., CAIRONI V., DEL MORO A., MACCARRONE E., MACERA P., PAGLIONICA A., PETRINI R., PICCARRETTA G. & POLI G. (1990)**  
Petrogenesis of contrasting hercynian granitoïdes from the calabrian arc, southern Italy.  
*Lithos, vol. 24, pp 97 - 119.*
- SABATIER H. (1984)**  
Vaugnérites et granites magnésiens dans le massif central français : une association particulière de roches grenues acides et basiques.  
*Thèse doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 559 p.*
- SAUNDERS A.D. & TARNEY J. (1984)**  
Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins.  
*In : Kokelaar B.P. & Howells M. F. (eds) Marginal basin Geology. Geol. Soc. London, spec. Pub. vol. 16, pp 59-76.*
- SAXENA S.K. (1968)**  
Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnets.  
*Am. Mineral. vol. 53, pp 994 - 1014.*
- SAXENA S.K. (1976)**  
Two pyroxene geothermometer : a model with an approximate solution.  
*Am. Mineral. vol. 61, pp 643 -652.*
- SEN S.K. & REGE S.M. (1966)**  
Distribution of magnesium and iron between metamorphic pyroxenes from Saltora, west Bengal, India.  
*Min. Mag. vol. 35, pp 759 - 762.*

- SETIAWAN B. (1993)**  
Les lignées granitiques et les skams minéralisés en Zn de Longlai Est-Kalimantan (Bornéo), Indonésie.  
*Thèse de Doctorat de l'Ecole Nat. sup. Mines Paris, 458p.*
- SHERATON J.W., BLACKE L.P. & TINDLE A.J. (1992)**  
Petrogenesis of plutonic rocks in a proterozoic granulite facies terrane the Bunge Hills, east Antarctica.  
*Chem. geol., vol. 97, pp 163 - 198.*
- SIBLEY D.F., VOGEL T.A., WALKER M.W. & POYERLY G. (1976)**  
The origin of oscillatory zoning in plagioclase : a diffusion and growth controlled model.  
*Amer. Jour. sc. vol. 276, pp 275 - 284.*
- SMITH R.K. & LOFGREN G.E. (1983)**  
An analytical and experimental study of zoning in plagioclase.  
*Lithos, vol. 16, pp 153 - 168.*
- SOLER P. & FONTEILLES M. (1981)**  
Etude pétrologique du gisement de Salau et de son enveloppe immédiate  
*Mémoire BRGM, N° 99, pp 217-228.*
- SPEER J.A. (1981)**  
Petrology of cordierite and almandine bearing granitoid plutons of the southern appalachian piedmont U.S.A.  
*Canad. Mineral. vol. 19, pp 35 - 46.*
- SULTAN M., BATIZA R. & STUREHIO N.C. (1986)**  
The origin of small scale geochemical and mineralogical variations in a granite intrusion.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 93, pp 513 - 523.*
- SUN S.S. (1980)**  
Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid ocean ridges, ocean islands and islands arcs.  
*Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 297, pp 409 - 445.*
- TATSUMI Y. & ISHIZATKA K. (1982)**  
Origin of high magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics.  
*Earth Planet. sc. letters., vol. 60, pp 293 - 304.*
- TAYLOR S.R., CAPP A.C. & GRAHAM A.L. (1969)**  
Trace element abundances in Andesites II. Saipan, Bougainville and Fiji.  
*Contrib. Mineral. and Petrol, 23, pp 1 - 26.*
- TAYLOR W.P. (1976)**  
Intrusion and differentiation of granitic magma at a high level in the crust : the Puscao pluton, Lima Province, Peru.  
*Jour. petrol. vol. 17, part 2, pp 194 - 218.*
- THOMPSON R.N., DICKIN A.P., GIBSON I.L. & MORRISON M.A. (1982)**  
Elemental fingerprints of isotopic contamination of hebridean paleocene mantle derived magmas by Archean sial.  
*Contrib. Mineral. Petrol, vol. 79, pp 159 - 168.*
- THOMPSON R.N. & FOWLER M.B. (1986)**  
Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism : a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol.94, pp 507-522.*
- TILLEY C. E. (1950)**  
Some aspects of magmatic evolution.  
*Geol. Soc. London, Quart. Jour. vol. 106, pp 37-61.*
- TINDLE A. G. & PEARCE J. A. (1981)**  
Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon pluton, Scotland.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 78, pp 196-207.*
- TOUIL A. GARCIA D. et FONTEILLES M. (1994)**  
Géochimie d'une association acide-basique catazonale de type magnésiopotassique : massif d'Ansignan (Agly, Pyrénées Orientales).  
*15<sup>ème</sup> réunion des sciences de la terre, Nancy.*

- TOURET J. (1986)**  
 Fluids inclusions in rocks from the lower continental crust.  
*dans "The nature of the lower continental crust" (Dawson J. B., Carswell D. A., Hall J. & Wedpohl K. H., eds), Geol. Soc. Spec. Public, vol. 24, pp 161-172.*
- TOURET J. (1974)**  
 Géologie des domaines cristallins.  
*Ann. Soc. Géol. Belgique vol. Jub. P. Michot, pp 267-287.*
- TREUIL M., JORON J. L., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. et CALAS G. (1979)**  
 Géo chimie des éléments hygromagmatophiles, coefficients de partage minéraux / liquides et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques.  
*Bull. Minéral. vol. 102, pp 402 - 409.*
- TRIBAUDINO M. & TALARICO F. (1992)**  
 Orthopyroxene from granulite rocks of the Wilson terrane (Victoria land Antarctica) : crystal chemistry and cooling history.  
*Europ. Jour. Mineral. vol. 4, pp 453 - 463.*
- TURNOCK A.C. & LINDSLEY D.H. (1981)**  
 Experimental determination of pyroxene solvus for P 1 kbar at 900°C and 1000°C.  
*Can. Mineral. vol. 19, pp 255 - 267.*
- TURPIN L, VELDE D. & GUY P. (1988)**  
 Geochemical comparison between minettes and kersantites from the western European Hercynian orogen : trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin.  
*Earth Planet. Sc. letters. vol. 87, pp 73-86.*
- VANCE J.A. (1965)**  
 Zoning in igneous plagioclase : Patchy zoning.  
*Jour. Geol. vol. 73, pp 736 - 651.*
- VAUCHELLE L. (1988)**  
 L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central français).  
*Thèse. Univ. P. M. Curie (Paris VI), 397p.*
- VELDE D. (1971)**  
 Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite.  
*Bull. Soc. fr. Min. Cristal., 94, pp 411 - 426.*
- VERKAEREN J. (1991)**  
 Ta-Nb-W-Sn-Mo mineralizations associated with acid magmatism. Geochemical characteristics of granitic magmatism. Links with ore-bearing hydrothermal systems.  
*Contract MAIM-004-C, Final report, Vol. II Annexes*
- VERNON R.H. (1983)**  
 Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites.  
*Jour. Proceed, Royal Soc. new south Wales, vol. 116, pp 77 - 103.*
- VIELZEUF D. & HOLLOWAY J.R. (1988)**  
 Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system.  
*Contrib. Mineral. Petrol., vol. 98, pp 257-276.*
- VIELZEUF D. (1984)**  
 Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites de pyrénées.  
*Thèse Doc. Sc. Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, 288p.*
- VITRAC A. (1972)**  
 Datation U-Pb du granite chamockitique de l'Agly, Pyrénées Orientales, France.  
*C. R. A. Sc. Paris, 275, pp 1843-1845.*
- VITRAC-MICHARD A. & ALLEGRE C.J. (1975)**  
 A study of the formation and History of a piece of continental crust by Rb-Sr method : the case of the French Oriental Pyrénées  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 50, pp 257 - 285.*
- VITRAC-MICHARD A. & ALLEGRE C.J. (1975)**  
 $^{238}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$  -  $^{257}\text{Pb}$ , systematics on pyrenean basement.  
*Contrib. Mineral. Petrol. vol. 51, pp 205 - 212.*
- VOGEL T.A., SMITH B.L. & GOODSPEED R.M. (1968)**  
 The origin of antiperthites from some chamockitic rocks in the New Jersey precambrian.  
*Amer. Mineral. vol. 53, pp 1696 - 1709.*

- VOLMER R. & HAKESWORTH C.J. (1980)**  
Lead isotopic composition of the potassic rocks from Roccamonfina (South Italy).  
*Earth Planet. Sc. Letters* vol. 47, pp 91-101.
- WAGER R.L., BROWN G.M. & WADSWORTH W.J. (1960)**  
Types of igneous cumulates.  
*Jour. Petrol.* vol. 1, part 1, pp 73 - 85.
- WATSON E.B. & HARRISON T.M. (1983)**  
Zircon saturation revisited : temperature and composition effects in a variety of crustal magma types.  
*Earth Planet. Sc. Letters*, vol. 64, pp 295 - 304.
- WEISBROD A. (1970)**  
Influence de la pression sur la stabilité des associations basiques en environnement alcalin ; le problème des vaugnérites.  
*C. R. Acad. Sc. Paris*, 270, pp 669 - 671.
- WELLS P. R. A. (1977)**  
Pyroxene thermometry in simple and complex systems.  
*Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 62, pp 129-139.
- WENDLANDT R.F. (1981)**  
Influence of CO<sub>2</sub> on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of chamöckites.  
*Amer. Mineral.* vol. 66, pp 1164 - 1174.
- WHITE A. J. R. & CHAPPEL B. W. (1977)**  
Ultrametamorphism and granitoid genesis.  
*Tectonophysics*, vol. 43, pp 7-22.
- WICKHAM S.M. (1987)**  
The segregation and emplacement of granitic magmas.  
*Jour. Geol. Soc. London*, vol. 144, pp 281 - 297.
- WILMART E. (1988)**  
Etude géochimique des chamöckites du Rogaland (Norvège méridionale).  
*Mémoires des Sciences de la Terre, univ. Pierre et M. Curie*, 342 p.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1976)**  
Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.  
*Earth Planet. Sc. Letters*, vol. 28, pp 459 - 469.
- WINCHESTER J.A. & MAX M.D. (1982)**  
The geochemistry and origins of the precambrian rocks of the Rosslare complex, SE Ireland.  
*J. Geol. Soc. London*, vol. 139, pp 309 - 319.
- WONES D.R. & EUGSTER H.P. (1965)**  
Stability of biotite : experiment, theory and application.  
*Amer. Min.* vol. 50, pp 1228 - 1272.
- WOOD D.A. (1980)**  
The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province.  
*Earth Planet. sc. Letters*, vol. 50, pp 11 - 30.
- WOOD J.B. & BANO S. (1973)**  
Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems.  
*Contrib. Mineral. and Petrol.* vol. 42, pp 109 - 124.
- WYLLIE P. J., COX, K. G. & BIGGAR G. M. (1962)**  
The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks.  
*Jour. Petrol.* vol. 3, pp 238-243.
- YODER H.S. Jr. & TILLEY C.E. (1962)**  
Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rocks systems.  
*Jour. Petrol.* vol. 3, pp 342 - 532.
- YOSHIDA T.A.K. (1984)**  
Geochemistry of major and trace elements in quaternary volcanic rocks from Northeastern Honshû, Japan.  
*Sci. Rep. Tôhoku univ. III*, vol. 16, pp 1-34.

**ZEN E. An (1989)**

Wet and dry AFM mineral assemblage of strongly peraluminous granites.  
*Eos. february 14.*

# **ANNEXES**



## Méthodes d'analyses

Les analyses des roches totales ont été effectuées à l'Ecole des Mines de Saint Etienne par fluorescence X et par ICP.

Les éléments retenus en fluorescence X sont :

Majeurs : SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

Traces : Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, W, Sn, U, Pb, Cs et Th

En ICP (simultané) :

Majeurs : TiO<sub>2</sub>, MnO et Na<sub>2</sub>O

Traces : Cr, Co, V, Cu, Li, Sc, Nd, Sm, Eu, Dy et Be

En ICP (séquentiel) : La, Ce, Yb

Pour apporter beaucoup plus de précision pour les éléments dont les teneurs montent ou descendent très bas, nous étions amenés à compléter mutuellement la fluorescence X et l'ICP respectivement notamment pour La, Ce, Th, Nb et Ni.

Les conditions analytiques utilisées pour les dosages sur spectromètre de fluorescence X Philips PW 1404 sont présentées dans les tableaux qui suivent. La méthode analytique a été mise au point par J. J. Gruffat et la préparation des échantillons est assurée par Y. Baud et C. David au laboratoire de géochimie de E.N.S.M.S.E.

	Pic	kV	mA	Collim.	Cristal	Angle	A+	A-	Comp.	Temps
Fe	K $\alpha$	40	70	fin	lif 200	57.535	0.00	2.00	FL	20
Mn	K $\alpha$	40	70	gros	lif 200	62.995	1.50	1.50	FL	20
Ti	K $\alpha$	40	70	gros	lif 200	86.175	1.50	1.50	FL	40
Ca	K $\alpha$	40	70	gros	lif 200	113.145	2.00	2.00	FL	20
K	K $\alpha$	40	70	gros	lif 200	136.745	3.00	3.00	FL	20
P	K $\alpha$	40	70	gros	ge	141.020	1.50	1.50	FL	40
Si	K $\alpha$	40	70	gros	pe	109.040	0.00	2.00	FL	40
Al	K $\alpha$	40	70	gros	pe	144.875	1.50	1.50	FL	40
Mg	K $\alpha$	40	70	gros	px 1	23.12	1.50	1.50	FL	140
Na	K $\alpha$	40	70	gros	px 1	27.925	1.50	1.50	FL	140



	Pic	kV	mA	Collim.	Cristal	Angle	A+	A-	Comp.	Temps
Ce	K $\alpha$	80	35	fin	lif 220	14.370	2.52	2.48	SC	120
La	K $\alpha$	80	35	fin	lif 220	14.935	1.98	2.02	SC	120
Ba	K $\alpha$	80	35	fin	lif 220	15.565	1.40	3.60	SC	120
Cs	K $\alpha$	80	35	fin	lif 220	16.160	0.00	0.00	SC	120
Nb	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	30.4	1.24	1.28	SC	120
Zr	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	32.060	0.60	0.40	FS	120
Y	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	33.840	0.60	0.40	FS	120
Sr	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	35.820	0.60	0.60	FS	120
U	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	37.275	1.34	0.90	FS	120
Rb	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	37.955	0.72	1.54	FS	120
Th	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	39.220	1.78	0.58	FS	120
Pb	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	40.370	0.64	1.72	FS	120
Ga	K $\alpha$	55	50	gros	lif 220	56.160	1.24	1.24	FS	120
Zn	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	60.580	0.50	1.50	FS	120
Cu	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	65.555	0.86	1.52	FS	120
Ni	K $\alpha$	55	50	fin	lif 220	71.275	0.80	1.00	FS	120

(kV, mA : tension et intensité du courant ; Collim. : collimateur ; A+, A- : termes correcteurs sur les pics).

Les éléments analysés par activation neutronique (P. Benaben et P. Pechot) pour certains échantillons sont : Sc, Co, Zn, Rb, Sr, Zr, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta et Th.

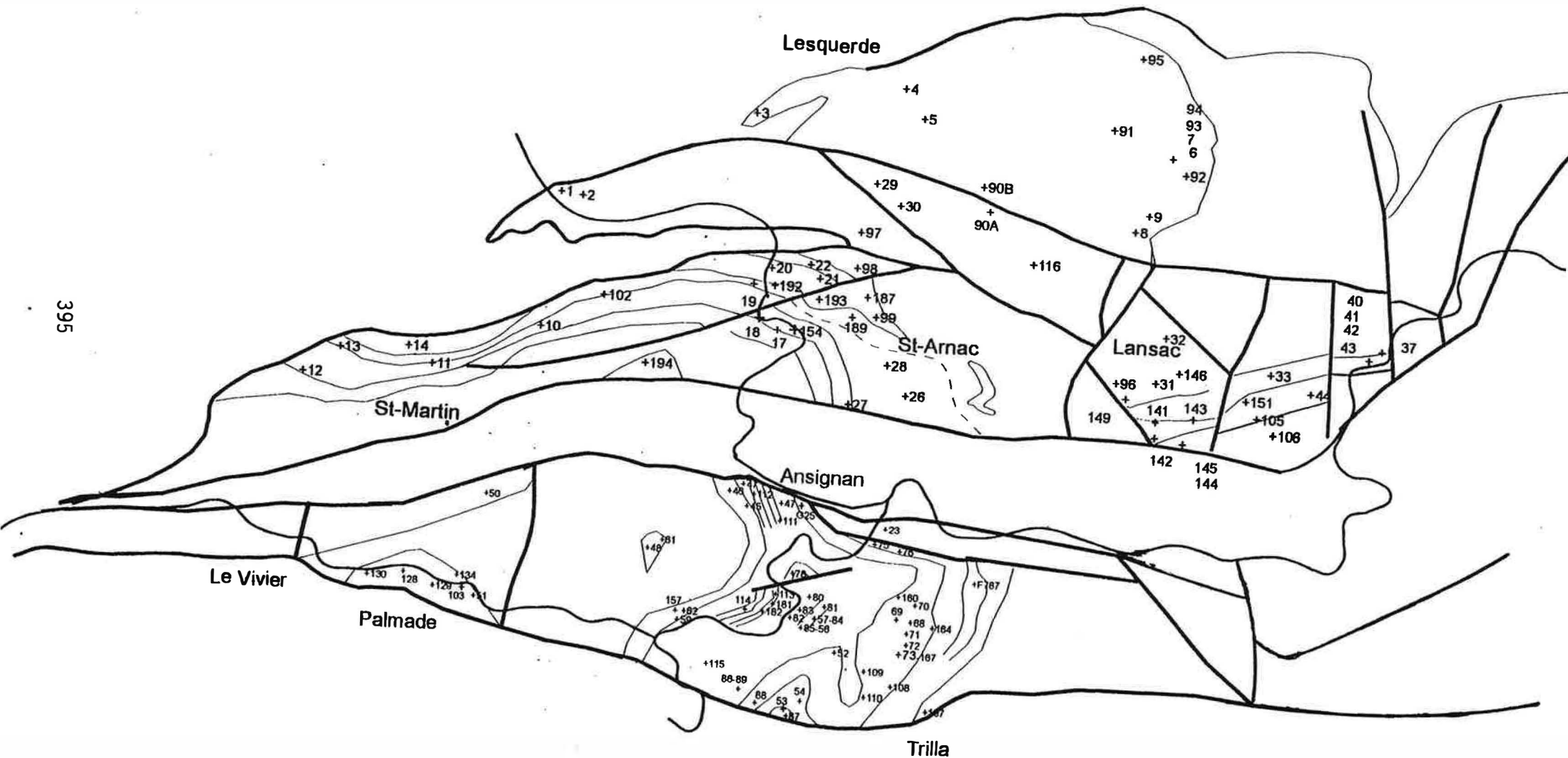
Les analyses des minéraux sont faites à la microsonde Camebax à l'Ecole des Mines de Paris à Fontainebleau pour le massif d'Ansignan et à l'Université Paris VI pour le massif de Saint Amac. Les analyses des minéraux accessoires des deux massifs sont faites à Paris VI.

Les analyses sont présentées dans l'ordre suivant :

Massif d'Ansignan : A, a, B, C, D, C1, charnockite d'Ansignan (An.opx, An.pgt, An.gt, An.bio), charnockite de Palmade et enclaves associées, granite blanc à grenat (Gbl), granite de Cassagne, Felluns et Caramany.

Massif de Saint Amac : Dio, DT, Dio1, enclaves basiques, GDio, GPorph, GLansac, GT et Riverole.

# Carte de localisation des échantillons étudiés



**Massif d'Ansignan : Liste des abréviations dans les tableaux d'analyses.**

**An** : Roches du massif d'Ansignan

**SO** : Roches dans le socle gneissique

**MNor** : masse basique de Trilla

**bpyr** : bancs basiques à deux pyroxènes

**bopx** : bancs basiques à orthopyroxène

**GabDio** : roches tardives gabbrodioritiques en dykes subverticaux

**ampl** : amphiboles primaires

**amplIM** : amphiboles secondaires à relique de clinopyroxène

**amplIV** amphiboles secondaires développées le long de veinules

**A** : }

**B** : } groupes géochimiques des roches basiques

**C** : }

**C1** : }

**D** : }

**a** : }

**An.opx** : charnockite d'Ansignan : faciès à orthopyroxène + biotite.

**An.gt** : charnockite d'Ansignan : faciès à grenat + biotite

**An.pgt** : charnockite d'Ansignan : faciès à orthopyroxène + grenat + biotite

**An.bio** : charnockite d'Ansignan : faciès à biotite seule

**Pal** : charnockite de Palmade

**Pal.enc** : enclave basique dans la charnockite de Palmade

**Gbl** : granite blanc à grenat de type Albas

**Fel** : granite de Felluns

**cas** : granite de Cassagnes

**caram** : gneiss de Caramany

**enc.sed** : enclave sédimentaire

**Composition chimique des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan**

ECHANT	73	88	108D	167A	167B	F890	F787A	F1340B	F890A	52C
MASSIF	An	An	An	An	An	SO	An	SO	SO	An
FACIES	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	opx.so	MNor	opx.so	opx.so	GabDio
groupe	A	A	A	A	A	a	a	a	a	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	50.39	49.59	49.04	50.78	50.71	46.84	51.37	49.68	49.91	50.00
TiO2	1.94	3.75	3.52	1.98	2.00	3.05	1.31	2.64	1.95	1.23
Al2O3	18.06	16.86	17.40	18.38	17.99	14.64	15.03	14.36	17.21	15.90
Fe2O3	8.56	10.28	10.81	9.29	8.93	14.76	11.82	13.90	13.44	10.00
MnO	0.14	0.15	0.14	0.13	0.14	0.19	0.15	0.20	0.19	0.15
MgO	5.65	4.33	4.32	5.53	5.53	7.67	7.90	6.98	4.23	7.64
CaO	9.23	8.19	8.34	9.21	8.95	8.32	7.85	9.85	7.15	8.04
Na2O	3.39	3.61	3.67	2.72	2.75	1.82	1.91	0.56	2.83	2.74
K2O	0.89	1.33	1.41	1.20	0.92	0.47	0.58	0.22	0.26	1.38
P2O5	0.53	1.06	1.48	0.50	0.46	0.44	0.15	0.39	0.78	0.22
PF	0.22	0.26		0.36	0.42	0.13	0.16	0.78	0.86	2.85
Total	99.00	99.41	100.13	100.08	98.80	98.33	98.23	99.56	98.81	100.15
<b>Eléments traces</b>										
Ni	11.00	n.d.	n.d.	17.80	19.20	169.00	140.00	60.80	90.00	81.70
Cr	59.40	14.50	12.90	123.00	56.20	148.00	284.00	131.00	63.50	243.00
Co	33.70	33.70	33.90	33.00	30.80	54.40	50.00	46.00	47.90	40.90
V	160.00	182.00	149.00	144.00	150.00	190.00	176.00	333.00	90.00	178.00
Cu	19.20	4.18	7.85	10.90	17.10	25.80	13.10	13.70	33.80	25.00
Zn	78.00	86.00	98.00	78.80	85.70	127.00	108.00	108.00	116.00	102.00
Ga	19.00	19.00	22.00	23.90	21.30	25.20	21.70	22.70	24.60	17.20
Rb	33.00	43.00	50.00	50.70	36.20	19.00	35.20	9.00	5.10	72.00
Sr	483.00	434.00	461.00	426.00	439.00	382.00	227.00	163.00	680.00	290.00
Ba	425.00	705.00	541.00	716.30	523.00	257.00	132.00	124.00	454.00	359.00
Zr	83.00	148.00	155.00	75.30	80.00	173.00	56.00	117.00	289.00	111.00
Y	26.70	32.60	39.20	28.70	25.90	22.10	19.20	48.80	34.30	22.50
Nb	13.60	18.60	18.20	16.10	16.30	13.00	8.65	16.60	68.30	10.40
W	n.d.	n.d.	n.d.	13.30	4.80	n.d.	n.d.	4.00	n.d.	4.20
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.20	n.d.	n.d.	3.40	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6.40	6.70	5.40	5.00	3.80
Pb	13.00	16.00	17.30	13.70	14.90	9.00	15.30	10.60	8.30	10.00
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.00	4.00	n.d.
Li	27.70	32.30	25.50	25.10	25.40	16.40	21.90	14.10	15.80	25.10
Sc	25.80	27.10	24.10	24.80	24.50	18.50	20.40	16.60	10.70	25.50
La	22.90	24.40	32.80	17.60	22.50	27.20	9.77	16.70	57.30	14.30
Ce	51.80	59.90	82.10	53.20	54.70	62.10	26.30	46.70	126.00	34.40
Nd	34.30	41.90	57.30	22.20	6.92	n.d.	n.d.	n.d.	37.60	20.30
Sm	8.13	10.70	12.40	14.70	11.60	15.50	8.90	13.10	17.50	5.76
Eu	1.89	1.80	1.96	1.32	1.42	1.56	0.66	1.74	2.40	1.27
Dy	5.49	6.67	8.52	5.40	5.10	4.66	3.73	4.50	7.17	5.05
Yb	2.59	2.83	3.18	2.56	2.46	2.18	2.07	5.10	3.16	2.52
Be	2.41	2.74	2.51	1.74	2.09	1.93	1.56	1.74	2.57	0.88
Th	2.34	2.01	2.49	1.70	1.39	4.24	2.09	2.48	11.00	5.85
<b>Al/(Na+K+2Ca)</b>										
	0.77	0.76	0.77	0.82	0.83	0.79	0.83	0.75	0.96	0.77
<b>Fe/Mg</b>										
	0.77	1.20	1.26	0.85	0.82	0.97	0.76	1.01	1.60	0.66

Tableau I.1

**Composition chimique des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan**

ECHANT	52D	G19	53A	56D	56E	57A	57C	77B	81	84
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	GabDio	GabDio	MNor	bopx	bopx	bopx	GabDio	bpyr	bopx	bopx
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	50.40	49.80	52.30	51.70	53.50	53.00	51.90	53.26	53.33	53.51
TiO2	1.29	1.21	0.92	1.62	1.36	1.49	1.27	1.55	1.42	1.33
Al2O3	16.80	16.00	17.80	18.50	18.20	18.60	17.10	18.14	18.19	18.40
Fe2O3	10.40	10.30	7.10	10.20	9.14	8.41	10.60	8.97	8.89	8.52
MnO	0.15	0.14	0.10	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.15	0.14
MgO	7.87	8.02	6.46	6.50	5.91	6.73	7.69	5.96	5.91	6.48
CaO	9.09	8.57	9.24	8.40	7.09	7.28	9.03	7.73	7.52	6.27
Na2O	2.50	2.63	3.26	1.99	2.64	2.93	1.23	2.52	3.40	3.54
K2O	1.52	1.68	1.27	0.64	0.87	0.77	1.32	0.70	0.77	0.96
P2O5	0.21	0.20	0.23	0.34	0.30	0.26	0.21	0.36	0.26	0.45
PF	0.62	0.64	0.40		0.02	0.08	0.50	0.40	0.36	0.30
Total	100.85	99.19	99.07	100.03	99.16	99.67	100.99	99.73	100.20	99.90
<b>Eléments traces</b>										
Ni	76.50	101.00	8.70	14.30	15.40	27.20	71.60	12.50	12.00	14.00
Cr	249.00	343.00	88.60	133.00	126.00	72.50	314.00	85.20	108.00	181.00
Co	42.50	44.30	27.00	34.60	32.60	28.00	43.90	31.80	31.80	29.60
V	199.00	230.00	176.00	141.00	125.00	113.00	231.00	139.00	132.00	129.00
Cu	24.70	28.40	11.00	20.60	11.80	15.70	28.50	4.06	4.42	14.60
Zn	73.20	80.00	64.30	79.40	81.90	75.10	71.40	92.30	96.00	90.00
Ga	15.80	19.40	17.20	18.80	19.10	16.90	16.70	19.00	20.00	20.00
Rb	50.00	67.60	45.60	42.90	56.70	47.50	75.80	55.00	32.00	41.00
Sr	306.00	297.00	407.00	353.00	300.00	310.00	285.00	368.00	325.00	286.00
Ba	193.00	231.00	313.00	520.00	534.00	404.00	252.00	541.00	388.00	200.00
Zr	113.00	92.30	128.00	192.00	173.00	156.00	108.00	203.00	164.00	167.00
Y	23.40	22.60	25.50	35.00	36.20	31.90	23.50	34.00	23.20	14.70
Nb	9.75	7.46	6.85	10.20	11.60	11.20	8.69	16.70	14.30	13.40
W	6.20	n.d.	n.d.	n.d.	7.40	5.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.70	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	7.40	9.90	12.20	12.10	15.30	17.40	11.40	19.00	16.00	15.00
Cs	n.d.	17.00	n.d.	8.80	n.d.	n.d.	n.d.	5.60	6.00	7.10
Li	23.20	15.40	32.60	16.40	19.40	22.60	15.70	17.10	21.80	28.00
Sc	27.00	25.60	24.90	26.80	23.80	20.60	27.20	22.70	28.10	22.80
La	16.20	17.30	10.20	14.30	18.30	28.20	12.30	25.10	15.60	11.80
Ce	36.40	29.10	40.60	45.10	52.00	41.90	35.60	58.50	33.60	37.00
Nd	24.30	12.10	16.10	14.50	17.50	33.50	9.77	36.50	22.20	15.70
Sm	6.26	8.70	4.82	5.61	6.07	8.44	4.35	8.76	5.00	3.99
Eu	1.30	1.95	1.43	1.87	1.69	1.61	1.58	1.79	1.61	1.23
Dy	4.92	3.46	4.76	5.68	5.52	6.38	4.43	7.02	4.76	3.00
Yb	2.75	2.64	2.90	3.49	3.40	3.34	3.21	3.57	2.39	1.46
Be	1.34	2.80	1.86	2.07	2.41	2.42	1.48	3.29	4.35	5.92
Th	4.10	2.72	4.15	2.50	3.50	4.08	4.69	3.51	1.17	3.11
Al/(Na+K+2Ca)	0.75	0.74	0.76	0.96	1.00	0.98	0.86	0.96	0.91	1.01
Fe/Mg	0.67	0.65	0.56	0.79	0.78	0.63	0.70	0.76	0.76	0.66

Tableau I.1 (suite)

Composition chimique des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan

ECHANT	85	87	112A	112B	F787	G25	52A	52B	1120	68
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	bpyr	MNor	bopx	bopx	MNor	bpyr	MNor	MNor	bopx	MNor
groupe	B	B	B	B	B	B	C	C	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	51.52	52.85	57.74	54.99	52.63	51.00	53.60	52.70	53.24	53.32
TiO2	1.65	1.01	1.47	1.79	0.89	1.04	1.22	1.08	1.33	0.77
Al2O3	18.87	18.18	17.36	17.62	19.38	13.30	19.00	18.30	19.13	18.94
Fe2O3	9.57	7.31	8.20	9.11	7.44	9.99	7.80	7.08	7.92	7.97
MnO	0.14	0.12	0.12	0.16	0.11	0.16	0.10	0.10	0.13	0.12
MgO	6.42	6.21	4.55	4.78	6.70	12.90	5.42	5.27	5.57	7.02
CaO	8.08	9.01	5.94	7.02	7.88	6.09	7.24	6.96	7.16	7.59
Na2O	2.61	3.58	3.36	2.86	3.14	2.14	3.35	3.28	3.78	3.31
K2O	0.74	1.22	1.14	0.87	1.35	1.71	2.13	1.68	1.11	1.06
P2O5	0.33	0.22	0.38	0.47	0.28	0.26	0.48	0.51	0.52	0.35
PF	0.12	0.39	0.22	0.15	0.42	0.12	0.23	3.11	0.21	0.37
Total	100.05	100.10	100.48	99.82	100.21	98.71	100.57	100.07	100.10	100.82
<b>Eléments traces</b>										
Ni	11.00	6.20	12.70	9.30	31.80	152.00	16.70	13.60	16.20	21.10
Cr	121.00	52.70	51.40	51.10	181.00	848.00	88.70	102.00	92.60	129.00
Co	31.60	29.80	26.80	29.90	27.80	49.30	25.70	28.20	21.10	28.40
V.	135.00	164.00	104.00	128.00	138.00	298.00	134.00	103.00	121.00	131.00
Cu	15.80	8.97	10.40	15.80	15.00	47.50	13.90	11.40	7.96	12.30
Zn	83.00	61.00	91.50	190.00	77.30	1.50	75.70	71.60	119.00	74.80
Ga	20.50	17.00	20.00	22.00	21.00	15.80	19.70	20.50	25.00	17.80
Rb	32.50	49.00	61.00	76.00	49.70	59.70	70.60	64.40	42.00	38.50
Sr	368.00	429.00	313.00	347.00	468.30	301.00	529.00	529.00	456.00	520.80
Ba	632.00	384.00	534.00	860.00	733.90	350.00	922.00	734.00	301.00	504.00
Zr	204.00	137.00	211.00	226.00	155.40	127.00	158.00	228.00	180.00	67.90
Y.	30.40	23.20	32.10	39.60	20.00	22.00	18.90	19.00	19.00	16.10
Nb	11.40	7.75	18.60	17.00	11.40	6.19	17.80	15.00	17.00	9.51
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.10	n.d.	3.40	4.40	n.d.	n.d.
Sn	3.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	13.20	7.60	21.00	67.00	10.10	16.40	11.50	15.60	26.30	10.80
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.80	n.d.	n.d.	8.80	n.d.
Li	21.40	39.30	16.10	21.00	35.70	23.70	23.60	n.d.	28.70	26.20
Sc	26.70	26.70	21.30	26.20	18.10	26.10	18.80	17.90	16.90	19.10
La	22.50	14.60	27.80	21.40	21.20	15.00	25.20	15.70	23.80	20.40
Ce	53.60	41.90	64.90	59.00	39.80	33.80	69.40	59.30	53.00	43.20
Nd	31.80	22.80	32.30	35.20	19.40	15.40	28.60	37.90	29.10	23.90
Sm	7.94	6.20	7.39	9.95	6.22	9.20	6.20	10.70	6.15	5.32
Eu	1.99	1.37	1.50	1.66	1.48	1.99	1.95	2.07	1.51	1.86
Dy	6.56	4.95	6.17	7.98	3.48	3.69	3.89	4.22	3.28	3.79
Yb	3.25	2.32	2.97	3.54	1.97	3.04	2.26	2.41	1.46	2.05
Be	2.39	1.87	3.42	3.37	3.06	2.80	2.47	2.07	4.41	1.95
Th	1.19	3.00	3.99	4.00	4.81	3.50	3.50	1.00	1.00	1.17
Al/(Na+K+2Ca)	0.95	0.77	0.99	0.96	0.92	0.81	0.91	0.92	0.94	0.93
Fe/Mg	0.75	0.59	0.91	0.96	0.56	0.39	0.73	0.68	0.72	0.57

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan**

ECHANT	69	71	109B	110	114	160	164	G33	111B	113A
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	MNor	MNor	MNor	MNor	bopx	MNor	MNor	MNor	bopx	bopx
groupe	C	C	C	C	C	C	C	C	D	D
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	52.67	52.71	57.81	54.92	58.52	54.85	51.31	55.60	58.40	51.93
TiO2	0.96	1.00	1.23	1.08	1.02	1.33	1.09	0.80	1.90	1.86
Al2O3	19.00	19.20	17.62	18.40	17.21	17.98	18.47	18.40	18.69	18.84
Fe2O3	7.19	7.78	6.46	7.08	7.46	7.08	7.74	6.52	6.51	9.52
MnO	0.10	0.12	0.10	0.11	0.10	0.12	0.10	0.09	0.09	0.13
MgO	6.53	6.54	4.45	5.10	4.55	4.75	7.35	5.36	2.65	4.22
CaO	7.60	8.15	6.01	6.91	6.26	6.59	7.88	6.24	5.77	7.10
Na2O	3.28	3.28	3.13	3.55	3.43	3.21	2.57	3.47	4.24	3.70
K2O	1.45	0.86	1.98	1.40	1.01	1.40	1.16	1.99	1.29	1.03
P2O5	0.43	0.43	0.57	0.43	0.32	0.55	0.47	0.55	0.92	0.79
PF	0.38	0.32	0.32	0.48	0.58	0.45	0.59	0.28	0.27	0.10
Total	99.59	100.39	99.68	99.46	100.46	98.31	98.73	99.30	100.73	99.22
<b>Éléments traces</b>										
Ni	31.30	16.00	8.00	10.80	4.60	22.00	73.80	38.30	3.80	6.70
Cr	266.00	92.80	54.40	78.80	77.60	86.80	196.00	128.00	16.90	39.80
Co	30.40	28.50	20.20	25.20	20.30	27.10	32.00	25.40	17.80	29.00
V.	141.00	136.00	110.00	115.00	91.70	111.00	136.00	129.00	78.70	121.00
Cu	11.00	18.50	8.34	12.30	1.20	9.68	17.00	16.30	6.08	7.30
Zn	66.00	71.00	63.50	82.00	83.30	86.30	66.50	73.00	89.00	112.00
Ga	19.00	19.00	19.60	21.70	19.90	23.10	20.70	21.80	24.00	24.00
Rb	58.00	29.00	97.00	52.00	46.80	55.70	39.00	89.60	38.00	38.00
Sr	512.00	534.00	424.00	496.00	335.00	465.00	468.00	406.00	403.00	416.00
Ba	597.00	343.00	389.00	505.00	382.00	723.00	546.00	482.40	314.00	452.00
Zr	114.00	122.00	190.00	178.00	163.00	161.00	98.40	148.40	438.00	296.00
Y.	19.80	15.60	22.30	17.80	19.50	28.60	19.00	21.20	29.50	21.60
Nb	9.77	8.80	18.20	15.10	9.57	20.30	11.60	12.60	48.70	26.70
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5.50	5.50	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	4.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5.70	n.d.	4.00
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.10	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	11.00	13.00	16.60	15.00	14.00	14.50	13.80	15.30	32.00	11.40
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	6.70	5.50	n.d.	n.d.	14.70	n.d.	6.80
Li	n.d.	29.40	23.90	28.90	n.d.	29.60	27.80	25.20	30.50	29.80
Sc	16.90	17.60	16.00	15.00	17.50	16.00	17.10	13.60	19.60	23.50
La	27.60	19.50	30.30	23.10	10.30	42.00	17.00	30.60	32.20	28.50
Ce	52.20	43.20	82.10	57.70	44.70	101.00	45.30	75.20	89.30	65.30
Nd	22.10	24.80	40.20	28.50	29.00	37.70	8.35	37.60	44.00	43.90
Sm	6.59	5.32	7.39	6.21	10.10	13.70	8.22	2.55	10.00	14.00
Eu	2.11	1.86	1.19	1.68	1.70	1.78	1.39	1.98	1.84	2.24
Dy	3.87	3.55	4.85	3.53	3.76	5.25	3.57	4.32	6.46	4.92
Yb	2.24	1.80	1.83	1.55	2.54	2.22	1.94	1.84	2.09	1.69
Be	3.14	2.16	3.94	3.40	3.72	3.00	2.00	3.83	3.51	6.20
Th	1.00	2.34	2.49	2.49	1.00	4.87	2.43	4.10	3.49	4.60
<b>Al/Na+K+2Ca</b>										
	0.91	0.91	0.97	0.92	0.95	0.96	0.93	0.96	0.99	0.94
<b>Fe/Mg</b>										
	0.56	0.60	0.73	0.70	0.83	0.75	0.53	0.61	1.24	1.14

Tableau I.1 (suite)

Composition chimique des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan

ECHANT	113B	181D	181E	181F	181G	181I	182A	55B	56A	59A
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	D	D	D	D	D	D	D	C1	C1	C1
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	53.46	64.88	55.53	55.35	56.99	54.70	51.08	63.60	62.10	60.90
TiO2	2.27	0.88	2.08	1.75	1.52	2.10	1.98	0.83	0.81	1.03
Al2O3	18.58	16.48	18.57	18.95	18.36	18.75	18.59	15.10	15.50	13.90
Fe2O3	8.53	4.09	7.66	7.49	6.12	7.63	9.12	5.57	5.90	6.53
MnO	0.11	0.05	0.11	0.10	0.07	0.10	0.11	0.05	0.05	0.08
MgO	2.86	1.49	2.76	2.94	2.67	2.77	3.92	4.70	4.63	7.74
CaO	6.11	5.10	6.16	6.08	5.57	6.08	7.12	3.46	3.50	3.60
Na2O	3.86	3.50	3.77	3.70	3.52	3.87	3.32	2.65	2.79	2.03
K2O	2.29	1.57	1.53	1.68	1.99	1.56	2.16	2.80	2.89	2.77
P2O5	0.88	0.46	0.64	0.55	0.45	0.67	0.63	0.43	0.49	0.59
PF	0.02	0.54	0.30	0.40	0.75	0.50	0.60	0.69	0.70	0.45
Total	98.97	99.03	99.11	98.99	98.01	98.73	98.63	99.89	99.36	99.62
<b>Eléments traces</b>										
Ni	5.29	6.10	5.70	5.60	9.30	6.80	10.20	26.90	51.30	109.00
Cr	8.52	20.40	30.50	38.30	37.20	29.30	51.40	352.00	242.00	544.00
Co	20.50	11.40	20.00	21.20	16.80	20.80	26.40	20.20	21.80	29.60
V	85.80	43.60	96.70	97.00	84.40	99.70	117.00	99.50	103.00	126.00
Cu	7.88	7.36	7.12	5.24	5.16	6.28	9.42	0.73	6.24	2.90
Zn	109.00	51.60	88.70	89.90	77.50	89.90	94.80	79.80	97.90	80.70
Ga	25.30	24.30	26.20	28.10	26.20	28.90	26.30	17.70	19.00	15.90
Rb	53.00	48.40	63.00	91.80	109.10	56.40	90.30	141.00	138.00	222.00
Sr	469.00	342.50	378.50	367.10	345.90	367.80	421.60	301.00	314.00	695.00
Ba	912.00	490.40	882.60	998.80	855.10	649.70	1344	640.00	605.00	1138
Zr	335.00	154.30	313.40	315.10	279.10	160.10	320.20	302.00	300.00	341.00
Y	24.40	17.20	29.90	27.20	22.60	27.90	34.40	24.00	25.10	27.30
Nb	48.90	18.90	25.30	20.10	18.50	29.30	25.60	18.10	20.70	20.50
W	n.d.	6.90	6.90	5.80	5.60	5.30	7.90	n.d.	7.40	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	4.40	n.d.	3.50	n.d.	n.d.	n.d.	6.20	3.50	n.d.
Pb	20.40	21.20	17.60	18.10	20.00	24.40	14.10	24.90	25.20	9.80
Cs	n.d.	7.90	9.20	7.90	9.60	5.30	5.10	10.80	8.90	7.90
Li	n.d.	29.80	38.80	36.90	34.70	34.60	28.00	20.20	26.90	19.50
Sc	20.90	8.71	19.40	19.10	14.50	19.50	22.20	14.80	16.00	17.80
La	30.80	26.70	39.20	36.80	37.20	39.10	42.60	64.20	73.00	41.50
Ce	78.00	72.30	103.00	92.10	92.10	101.00	102.00	118.00	131.00	112.00
Nd	50.60	30.70	41.90	38.40	36.70	42.20	38.90	49.00	37.40	60.30
Sm	15.70	10.00	17.80	15.80	12.80	17.10	16.80	9.45	9.07	11.30
Eu	2.08	1.68	1.96	1.90	1.83	1.78	1.88	1.51	1.51	1.87
Dy	5.13	4.02	5.98	5.40	4.68	5.73	7.27	4.81	5.17	4.81
Yb	1.63	0.91	2.21	1.98	1.71	1.83	2.72	2.28	2.09	2.58
Be	5.21	3.44	3.42	3.01	2.86	3.61	2.86	3.77	3.37	5.43
Th	2.83	1.47	5.40	3.94	5.37	5.01	2.15	26.20	25.90	26.60
Al/(Na+K+2Ca)	0.93	0.99	0.97	1.00	1.02	0.98	0.90	1.10	1.10	1.08
Fe/Mg	1.51	1.39	1.40	1.29	1.16	1.39	1.17	0.60	0.64	0.43

Tableau I.1 (suite)



**Composition chimique des roches basiques et intermédiaires du massif d'Ansignan**

ECHANT	59B	78	157C	G40
MASSIF	An	An	An	An
FACIES	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	C1	C1	C1	C1

**Poids d'oxydes**

SiO2	61.00	58.82	53.39	54.20
TiO2	1.15	0.96	1.33	1.12
Al2O3	17.00	15.58	17.73	17.40
Fe2O3	6.23	7.02	9.02	8.24
MnO	0.03	0.11	0.13	0.11
MgO	3.85	6.89	6.44	7.15
CaO	3.82	5.17	7.45	6.46
Na2O	3.12	2.14	1.27	2.10
K2O	2.92	2.04	2.17	2.02
P2O5	0.37	0.50	0.59	0.62
PF	0.56	0.53	0.44	0.34
Total	100.05	99.76	99.96	99.76

**Eléments traces**

Ni	30.20	101.00	32.80	110.30
Cr	145.00	494.00	223.00	358.00
Co	20.00	34.40	31.70	33.50
V.	105.00	125.00	170.00	147.00
Cu	14.50	27.00	22.00	6.50
Zn	95.40	73.00	114.10	98.20
Ga	23.00	18.00	21.40	21.80
Rb	142.00	163.00	187.10	179.00
Sr	308.00	551.00	565.80	693.00
Ba	580.00	2531	1809	2168
Zr	301.00	309.00	328.40	304.00
Y.	26.50	22.70	29.60	24.20
Nb	20.40	21.10	18.40	18.50
W	8.70	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	3.10
U	n.d.	7.00	n.d.	n.d.
Pb	28.40	10.40	21.10	17.90
Cs	6.60	8.00	9.70	22.60
Li	19.60	n.d.	18.20	16.00
Sc	13.00	19.60	24.50	22.10
La	97.90	62.10	55.00	60.40
Ce	176.00	124.00	110.00	127.00
Nd	75.50	37.30	44.70	57.90
Sm	12.60	10.70	12.50	3.20
Eu	1.60	2.24	2.01	2.35
Dy	6.06	4.25	5.04	4.13
Yb	1.68	2.86	2.58	2.15
Be	1.81	6.90	5.54	5.52
Th	27.20	28.00	14.70	27.11

Al/(Na+K+2Ca)	1.12	1.03	0.99	1.00
Fe/Mg	0.82	0.51	0.71	0.58

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique de la charnockite d'Ansignan**

ECHANT	45	47B	58A	76	80A	80B	109A	112C	181B	47A
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.pgt
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	63.40	66.90	68.20	71.15	56.55	57.28	63.76	63.51	69.66	63.20
TiO2	0.95	0.20	0.68	0.90	0.53	0.97	0.83	1.07	0.58	0.75
Al2O3	15.70	17.30	14.50	14.13	22.67	17.67	16.40	15.41	14.16	15.60
Fe2O3	5.40	1.51	3.77	2.42	3.22	6.46	4.70	5.81	3.48	5.54
MnO	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.09	0.04	0.05	0.04	0.08
MgO	3.27	0.82	2.18	1.27	1.98	3.74	2.72	3.42	1.51	3.11
CaO	3.49	2.36	2.61	2.18	6.10	3.54	2.93	3.61	2.73	3.29
Na2O	3.02	3.44	2.39	2.30	5.62	3.37	2.90	3.22	2.50	3.08
K2O	3.17	6.25	4.44	4.64	1.78	5.40	5.15	2.69	3.79	3.49
P2O5	0.27	0.12	0.17	0.04	0.41	0.68	0.29	0.28	0.13	0.27
PF	0.40	0.72	0.67	0.74	0.64	0.84	0.58	0.58	0.73	0.65
Total	99.12	99.63	99.64	99.79	99.53	100.03	100.31	99.65	99.31	99.06
<b>Eléments traces</b>										
Ni	29.30	9.30	21.30	9.00	14.00	34.00	22.40	29.60	14.60	27.50
Cr	101.00	58.90	72.90	80.90	40.90	120.00	87.90	113.00	152.00	94.20
Co	16.80	5.56	11.00	9.83	12.40	20.40	14.80	18.10	10.90	16.30
V.	86.00	20.20	63.50	50.60	18.70	89.60	72.70	93.40	48.80	72.90
Cu	14.30	6.30	9.81	6.70	6.79	27.00	11.10	12.50	4.30	15.00
Zn	84.80	28.30	50.70	39.00	51.00	103.00	66.00	81.00	45.10	83.30
Ga	21.30	17.30	15.80	16.00	30.00	22.00	20.00	22.00	21.70	19.60
Rb	131.00	158.00	149.00	165.00	81.00	189.00	173.00	128.00	131.70	132.00
Sr	315.00	421.00	288.00	297.00	517.00	381.00	367.00	314.00	263.50	320.00
Ba	775.00	1604	1150	1288	280.00	1606	1456	625.00	968.70	854.00
Zr	229.00	138.00	175.00	144.00	485.00	241.00	217.00	257.00	116.40	226.00
Y.	21.00	9.22	9.20	2.18	36.60	61.20	18.90	16.30	6.12	36.30
Nb	19.90	n.d.	12.40	18.00	13.00	19.00	18.00	20.00	11.40	15.00
W	5.20	5.60	7.30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.70	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	3.40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	34.40	56.60	28.00	30.00	32.00	44.00	37.00	31.00	28.00	37.30
Cs	10.30	n.d.	n.d.	n.d.	10.00	20.00	17.00	n.d.	7.70	8.60
Li	29.60	21.30	18.40	n.d.	n.d.	34.50	32.80	32.10	25.50	30.10
Sc	11.60	3.26	7.52	5.38	7.93	21.70	12.00	13.30	7.19	16.20
La	88.00	76.40	27.80	9.00	151.00	56.00	71.00	82.00	16.30	69.50
Ce	153.00	135.00	40.80	22.00	290.00	113.00	128.00	161.00	37.50	132.00
Nd	53.00	57.40	13.90	4.25	85.00	43.80	57.20	66.30	11.00	57.00
Sm	9.86	8.92	3.75	0.00	14.00	9.86	9.54	12.70	5.32	9.20
Eu	1.42	1.79	1.26	1.40	2.24	1.64	1.61	1.32	1.16	1.14
Dy	4.51	2.70	1.78	0.99	7.64	10.40	3.68	3.42	1.38	6.18
Yb	1.44	0.63	0.74	0.63	2.82	4.92	1.33	1.21	0.60	3.48
Be	1.77	1.24	2.11	2.31	3.98	2.25	1.85	1.93	2.69	1.77
Th	27.90	32.80	4.69	5.30	58.00	16.00	24.00	36.00	3.31	24.70
Al/Na+K+2Ca	1.06	1.04	1.08	1.11	1.02	0.99	1.05	1.04	1.07	1.05
Fe/Mg	0.83	0.93	0.87	0.96	0.82	0.87	0.87	0.86	1.16	0.90

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique de la charnockite d'Ansignan**

ECHANT	56B	62B	77A	108A	181C	G30	G42	62C	55A	62E2
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.gt	An.gt	An.gt
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	65.80	64.30	65.13	65.02	58.35	62.60	62.50	63.20	63.00	60.50
TiO2	0.88	1.00	0.87	0.67	1.62	0.82	0.93	0.81	1.28	0.52
Al2O3	15.10	15.60	15.74	16.14	17.71	16.50	15.80	16.80	16.80	18.70
Fe2O3	4.38	5.35	4.67	4.63	7.22	5.58	5.81	5.15	5.35	6.37
MnO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.08	0.06	0.08	0.07	0.04	0.14
MgO	2.62	3.30	2.77	2.49	2.74	3.18	2.76	2.52	3.04	2.37
CaO	2.99	3.34	3.24	2.77	5.06	3.33	2.61	3.18	3.20	3.43
Na2O	2.78	3.08	3.39	2.85	3.43	2.87	2.64	3.26	3.02	3.39
K2O	3.58	3.04	2.69	4.41	2.09	4.01	4.69	3.39	3.70	3.62
P2O5	0.30	0.31	0.09	0.27	0.50	0.37	0.18	0.26	0.21	0.36
PF	0.55	0.46	0.71	0.77	0.56	0.02	0.44	0.47	0.60	0.28
Total	99.02	99.81	99.35	100.06	99.36	99.34	98.44	99.11	100.24	99.67
<b>Éléments traces</b>										
Ni	22.80	28.30	27.80	22.00	12.70	31.20	30.70	25.90	33.80	19.90
Cr	89.50	148.00	99.70	112.00	57.00	130.00	112.00	111.00	107.00	90.00
Co	14.80	18.50	14.40	12.60	17.90	20.30	18.10	16.30	16.40	15.50
V	74.40	103.00	75.60	64.60	82.30	75.40	73.00	71.30	92.90	56.90
Cu	9.11	14.40	10.90	10.50	10.10	14.60	14.10	14.80	16.30	4.49
Zn	70.50	97.40	80.00	75.00	85.30	84.60	79.30	66.30	79.30	47.90
Ga	19.30	21.40	20.00	20.00	28.10	23.60	20.80	20.20	22.00	19.80
Rb	143.00	141.00	127.00	152.00	90.40	147.40	173.40	141.00	173.00	123.00
Sr	305.00	280.00	316.00	311.00	344.60	339.00	275.00	278.00	323.00	332.00
Ba	968.00	660.00	689.00	1077	727.80	887.00	864.00	788.00	1044	910.00
Zr	209.00	243.00	247.00	215.00	307.50	255.00	220.30	231.00	252.00	233.00
Y	18.20	20.30	14.40	63.00	21.50	29.70	40.00	52.80	14.00	78.70
Nb	19.70	24.20	18.00	16.70	24.80	17.00	21.00	17.70	27.80	12.00
W	n.d.	3.90	n.d.	n.d.	3.30	n.d.	6.90	9.90	3.90	8.40
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6.20	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.60	3.40	4.60	3.60	4.80	n.d.
Pb	30.50	28.80	29.00	37.00	22.20	36.00	33.60	31.80	30.00	39.40
Cs	8.40	9.40	7.50	21.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7.70
Li	25.60	20.40	32.70	39.40	30.90	26.70	20.00	21.70	29.30	21.50
Sc	8.76	9.39	11.50	11.50	15.00	13.70	18.20	15.90	11.80	28.80
La	65.70	80.80	92.00	55.00	26.30	56.30	78.60	76.00	94.40	93.10
Ce	112.00	142.00	160.00	109.00	73.70	100.00	162.20	140.00	173.00	181.00
Nd	37.70	59.00	60.10	57.20	27.00	58.90	75.30	56.00	62.10	74.80
Sm	7.89	10.70	8.54	17.70	12.20	2.58	2.66	9.74	9.20	13.40
Eu	1.21	1.63	1.28	2.61	1.54	1.81	1.68	1.56	1.28	1.81
Dy	3.67	4.97	2.67	10.80	4.07	5.31	5.87	8.36	3.01	12.70
Yb	1.19	1.48	1.01	2.48	1.71	2.19	4.88	4.27	1.10	5.29
Be	1.74	2.11	1.86	3.10	3.53	2.47	1.89	2.10	2.11	1.85
Th	18.20	22.90	35.00	19.00	2.57	24.00	35.80	26.50	35.60	33.90
Al/Na+K+2Ca	1.09	1.08	1.09	1.11	1.04	1.09	1.12	1.13	1.14	1.19
Fe/Mg	0.84	0.82	0.85	0.94	1.33	0.89	1.06	1.03	0.89	1.36

Tableau I.1 (suite)

Composition chimique de la charnockite d'Ansignan

ECHANT	72	83	108C	158B	G15	G16	58C	58C1	58C2	70
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.bio	An.bio	An.bio	An.bio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	62.46	66.05	65.63	65.18	63.60	62.10	67.90	63.80	63.70	63.80
TiO2	0.77	0.67	0.63	0.85	1.06	1.19	0.47	1.01	1.09	0.46
Al2O3	16.86	16.10	16.21	15.89	16.00	16.80	16.50	16.30	16.20	18.08
Fe2O3	5.50	4.31	3.84	5.58	5.17	4.55	1.80	4.35	4.21	2.42
MnO	0.08	0.07	0.04	0.08	0.06	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02
MgO	3.07	2.29	2.34	2.50	2.62	2.57	0.99	2.63	2.46	1.38
CaO	3.02	2.42	2.46	3.03	2.66	2.92	0.78	2.86	3.12	2.30
Na2O	3.01	2.74	2.57	2.98	2.85	3.24	1.93	2.79	2.98	3.16
K2O	4.22	4.70	5.07	3.25	4.62	5.03	9.39	4.73	4.17	7.12
P2O5	0.38	0.08	0.28	0.33	0.22	0.28	0.09	0.14	0.13	0.21
PF	0.76	0.59	0.65	0.59	0.44	0.64	0.46	0.73	0.62	0.57
Total	100.13	100.02	99.72	100.27	99.30	99.34	100.32	99.38	98.71	99.52
<b>Eléments traces</b>										
Ni	28.70	20.00	20.00	22.20	28.80	24.60	15.50	26.40	27.70	14.00
Cr	133.00	108.00	103.00	91.40	129.00	127.00	54.60	90.00	131.00	53.70
Co	20.60	14.30	13.20	13.70	15.90	17.30	7.86	16.20	16.10	12.00
V.	32.00	58.80	55.00	70.70	78.30	80.70	39.70	87.50	105.00	31.00
Cu	13.50	10.00	21.00	5.95	7.90	13.20	5.88	13.20	17.90	5.52
Zn	84.20	54.00	66.00	71.10	74.60	73.70	24.30	55.40	51.60	41.00
Ga	22.00	18.00	20.00	20.10	21.50	23.50	13.40	18.40	19.70	19.00
Rb	180.00	165.00	181.00	141.50	171.00	184.30	256.00	185.00	170.00	205.00
Sr	331.00	344.00	341.00	231.50	262.70	303.20	391.00	328.00	322.00	396.00
Ba	1089	1477	1297	671.30	875.60	1119	2668	1331	1135	2019
Zr	236.00	221.00	188.00	214.30	212.00	214.60	130.00	220.00	226.00	174.00
Y.	32.60	34.60	21.40	47.40	43.00	28.10	3.73	7.20	6.69	11.30
Nb	18.00	17.00	16.00	16.10	23.00	24.00	10.70	16.90	10.70	12.00
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.20	6.90	4.40	4.30	7.50	n.d.
Sn	n.d.	6.40	5.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.00
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	36.00	41.00	44.60	28.40	36.20	37.70	46.10	27.20	26.80	51.00
Cs	23.00	20.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.00
Li	34.80	24.30	36.10	33.50	23.80	22.10	13.60	22.60	22.50	n.d.
Sc	14.40	15.80	8.02	15.40	13.20	8.62	3.31	9.70	9.21	5.55
La	59.00	95.00	40.00	54.40	54.80	46.10	17.30	46.90	53.10	87.00
Ce	116.00	152.00	90.00	81.80	97.40	95.30	25.90	124.00	91.60	156.00
Nd	51.90	64.20	40.70	40.70	48.80	56.20	13.00	36.10	31.40	51.50
Sm	6.44	10.50	6.85	9.20	1.70	1.10	2.53	5.94	5.23	8.11
Eu	1.61	1.57	1.64	1.07	1.52	1.70	1.79	1.72	1.64	1.91
Dy	4.51	5.18	3.73	8.35	6.61	5.30	0.87	2.50	1.83	3.02
Yb	2.57	5.35	1.69	2.50	2.77	1.56	0.49	0.99	1.11	0.76
Be	3.05	1.58	2.11	1.47	2.03	2.26	1.12	2.62	2.76	2.06
Th	21.00	31.70	17.40	16.20	20.20	19.40	7.90	16.40	13.30	41.00
<b>Al/(Na+K+2Ca)</b>										
	1.12	1.15	1.14	1.14	1.10	1.04	1.12	1.09	1.07	1.06
<b>Fe/Mg</b>										
	0.90	0.95	0.83	1.13	1.00	0.89	0.92	0.84	0.86	0.89

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique de la charnockite d'Ansignan**

ECHANT 75 111A  
 MASSIF An An  
 FACIES An.bio An.bio

**Poids d'oxydes**

SiO <sub>2</sub>	64.10	62.74
TiO <sub>2</sub>	0.67	1.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.75	16.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.40	4.87
MnO	0.03	0.04
MgO	2.57	2.79
CaO	2.28	2.85
Na <sub>2</sub> O	2.50	2.81
K <sub>2</sub> O	5.12	4.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.27
PF	0.70	0.80
Total	99.43	99.07

**Eléments traces**

Ni	24.00	20.00
Cr	116.00	99.60
Co	16.60	16.70
V.	48.10	91.80
Cu	12.30	8.27
Zn	90.00	72.00
Ga	21.00	20.40
Rb	191.00	184.00
Sr	327.00	318.00
Ba	1412	1320
Zr	210.00	221.00
Y.	14.30	17.20
Nb	18.00	22.00
W	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.
Pb	29.00	36.00
Cs	22.00	21.00
Li	27.00	42.30
Sc	7.68	11.50
La	51.00	63.00
Ce	88.00	123.00
Nd	24.40	51.50
Sm	6.88	8.67
Eu	1.65	1.66
Dy	3.74	4.07
Yb	1.18	1.40
Be	1.54	2.08
Th	14.00	23.00

Al/(Na+K+2Ca)	1.21	1.09
Fe/Mg	0.86	0.88

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique de la charnockite de Palmade et des enclaves basiques associées**

ECHANT	51A	103A	103B	129A	130	134A	G37	51B	51C	103C
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	60.50	66.68	57.57	62.91	65.03	60.61	60.60	58.30	58.20	58.77
TiO2	1.03	0.67	1.55	0.72	1.24	1.10	1.15	1.08	0.99	1.59
Al2O3	17.00	15.31	18.69	16.36	16.21	16.99	16.80	16.70	16.20	16.68
Fe2O3	6.36	3.79	6.28	5.29	4.32	6.95	6.25	6.63	7.27	7.00
MnO	0.05	0.02	0.03	0.05	0.06	0.05	0.03	0.06	0.06	0.13
MgO	3.75	2.24	3.44	2.94	2.19	4.02	3.64	4.15	5.17	2.89
CaO	3.45	2.51	3.83	3.18	2.68	3.93	3.39	4.23	3.72	7.39
Na2O	3.11	2.63	3.43	2.82	3.02	3.08	3.04	3.15	2.71	3.46
K2O	3.27	4.73	3.48	4.58	4.26	2.62	3.65	3.64	3.79	1.37
P2O5	0.09	0.06	0.06	0.33	0.15	0.08	0.09	0.48	0.61	0.35
PF	0.42	0.72	0.79	0.81	0.96	0.64	0.40	0.61	0.45	0.59
Total	99.03	99.37	99.15	99.99	100.12	100.07	99.04	99.03	99.17	100.22
<b>Eléments traces</b>										
Ni	33.00	20.00	38.00	30.90	28.20	28.20	32.80	29.10	31.90	5.70
Cr	112.00	118.00	211.00	91.80	94.10	140.00	150.00	147.00	310.00	32.70
Co	19.40	11.70	20.60	15.50	15.50	23.00	21.30	21.80	22.30	15.80
V.	92.80	60.50	151.00	65.50	93.20	118.00	136.00	120.00	109.00	71.10
Cu	8.08	7.68	11.20	13.60	17.80	4.19	17.20	11.00	10.20	6.45
Zn	106.00	76.00	125.00	98.90	74.40	124.80	111.00	94.50	128.00	94.00
Ga	23.20	18.00	27.00	21.70	22.00	25.90	24.80	20.70	20.50	19.50
Rb	147.00	152.00	169.00	149.30	165.50	127.10	163.40	128.00	158.00	42.00
Sr	368.00	344.00	360.00	351.50	314.60	331.90	335.00	382.00	380.00	353.00
Ba	925.00	1646	958.00	1246	1006	639.40	814.00	855.00	1517	530.00
Zr	266.00	216.00	230.00	224.60	220.80	270.50	221.00	211.00	277.00	272.00
Y.	5.06	5.90	5.90	21.30	12.00	5.71	8.09	11.70	20.80	63.00
Nb	16.30	13.20	28.60	13.70	19.70	19.20	21.70	14.40	18.80	24.50
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.10	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5.80	n.d.	n.d.	4.20
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.90	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	31.20	41.50	33.00	45.00	32.90	32.90	33.80	26.00	26.00	21.70
Cs	n.d.	23.00	15.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	13.50	n.d.	n.d.
Li	30.50	38.10	53.90	28.40	33.10	37.90	25.10	27.10	26.70	n.d.
Sc	11.40	4.99	6.17	9.68	8.34	9.57	8.59	15.50	15.10	20.30
La	116.00	51.00	48.00	51.90	87.20	72.20	72.00	36.70	34.80	19.40
Ce	223.00	89.00	89.00	80.10	144.20	103.60	155.00	62.60	71.80	83.50
Nd	51.90	38.40	30.20	40.60	68.30	33.70	60.90	26.10	35.50	57.20
Sm	9.20	6.98	8.79	8.00	12.70	6.06	3.90	9.00	10.70	17.70
Eu	1.50	1.80	1.87	1.46	1.39	1.53	1.88	1.79	1.86	2.61
Dy	1.50	1.54	1.34	4.56	3.58	2.03	2.36	2.60	4.42	10.80
Yb	0.63	0.87	1.21	1.25	0.91	0.82	1.00	1.56	2.03	5.55
Be	2.21	1.90	3.00	1.62	2.39	3.15	3.34	2.43	2.72	3.10
Th	44.00	22.00	16.00	18.20	47.10	26.50	36.00	20.00	16.80	16.60
<b>Al/Na+K+2Ca</b>										
	1.14	1.09	1.14	1.06	1.12	1.13	1.11	0.99	1.06	0.81
<b>Fe/Mg</b>										
	0.86	0.85	0.92	0.91	1.00	0.87	0.87	0.81	0.71	1.22

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique des granites blancs à grenat (type Albas)**

ECHANT	46	53B	54A	54B	56C	56F	62A	62D	86	89
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	74.50	60.20	68.80	68.30	68.60	68.00	69.70	65.00	69.85	65.42
TiO2	0.13	0.77	0.55	0.41	0.27	0.16	0.03	0.31	0.45	0.28
Al2O3	13.50	19.20	15.40	15.50	15.20	17.00	15.70	18.20	14.78	17.21
Fe2O3	0.86	3.44	3.17	3.01	1.21	1.10	2.69	1.84	2.94	3.53
MnO	0.01	0.03	0.04	0.07	0.01	0.01	0.08	0.02	0.02	0.10
MgO	0.39	1.53	0.88	1.24	0.71	0.49	0.69	0.90	0.79	1.33
CaO	0.82	2.96	1.79	1.87	1.97	1.98	1.63	1.93	1.52	2.04
Na2O	1.94	3.35	2.48	2.54	3.09	2.99	2.35	3.13	2.27	2.73
K2O	7.24	7.15	5.65	5.70	6.32	6.96	6.54	7.54	5.82	6.69
P2O5	0.09	0.55	0.30	0.26	0.10	0.17	0.38	0.20	0.20	0.47
PF	0.55	0.46	0.26	0.37	0.41	0.54	0.35	0.42	0.45	0.40
Total	100.02	99.65	99.31	99.27	97.89	99.40	100.14	99.49	99.09	100.20
<b>Éléments traces</b>										
Ni	2.80	3.20	2.20	5.80	6.50	6.20	3.60	9.20	2.40	8.00
Cr	10.90	19.10	12.30	15.10	14.00	9.06	10.50	38.80	13.80	13.20
Co	3.56	9.40	6.36	8.26	4.54	4.51	5.99	6.22	6.50	8.15
V	8.64	35.20	24.00	28.90	24.30	12.90	4.27	29.90	25.00	16.00
Cu	1.04	3.99	1.78	2.28	2.31	2.44	0.17	0.83	1.74	0.14
Zn	20.90	51.40	23.90	33.00	19.60	23.60	8.70	17.20	41.00	29.00
Ga	12.20	20.30	14.70	16.00	17.00	15.10	12.70	17.10	16.00	15.70
Rb	178.00	187.00	168.00	177.00	170.00	168.00	156.00	207.00	146.00	178.00
Sr	340.00	376.00	300.00	286.00	402.00	429.00	321.00	377.00	192.00	336.00
Ba	1582	1635	1322	1262	1709	2032	1570	1758	1190	1592
Zr	194.00	409.00	309.00	336.00	268.00	234.00	297.00	104.00	286.00	349.00
Y	9.35	14.90	26.20	36.10	11.20	12.70	66.30	20.90	18.90	55.60
Nb	4.60	19.70	12.50	7.50	8.10	4.70	9.00	11.30	12.00	6.00
W	8.60	3.60	8.80	7.50	7.80	8.10	7.90	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.80
U	n.d.	n.d.	3.30	3.20	4.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	53.70	52.50	41.70	42.10	51.40	55.90	56.00	58.30	37.00	53.00
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	16.00
Li	9.57	26.90	21.70	26.20	22.30	16.50	12.30	17.40	n.d.	n.d.
Sc	2.30	6.44	7.58	11.50	1.99	2.43	15.80	5.26	6.33	17.00
La	80.30	33.80	91.10	116.00	110.00	94.70	85.40	51.50	64.00	33.00
Ce	135.00	64.90	176.00	180.00	88.40	166.00	159.00	86.80	147.00	64.00
Nd	67.60	28.70	81.60	96.00	93.30	77.40	75.00	41.30	54.10	28.50
Sm	9.41	9.09	12.50	14.30	13.10	11.10	12.50	7.26	11.80	7.70
Eu	1.57	1.71	1.51	1.64	1.82	1.89	1.69	1.74	1.35	1.72
Dy	2.83	3.88	5.77	6.79	3.48	3.32	10.60	4.03	4.34	8.02
Yb	0.42	1.02	1.46	2.66	0.55	0.67	4.45	1.33	1.34	5.41
Be	0.55	1.92	1.28	1.28	1.23	1.13	0.67	1.81	0.10	0.40
Th	36.60	5.30	36.30	45.30	47.40	38.70	34.80	17.20	36.40	7.30
Al/(Na+K+2Ca)	1.08	1.03	1.15	1.13	0.98	1.06	1.13	1.08	1.15	1.11
Fe/Mg	1.11	1.14	1.82	1.23	0.86	1.13	1.97	1.03	1.88	1.34

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique des granites blancs à grenat (type Albas)**

ECHANT	115	158A	158C1	158C2	158D1	158D2	158E1	158E2	158E3	158F
MASSIF	An	An	An	An	An	An	An	An	An	An
FACIES	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	71.15	69.14	68.31	67.45	71.04	71.05	67.62	69.84	70.30	66.97
TiO2	0.29	0.18	0.44	0.69	0.18	0.20	0.53	0.22	0.13	0.80
Al2O3	15.20	15.67	15.31	15.63	14.94	15.03	15.70	15.08	15.08	15.99
Fe2O3	1.63	2.49	3.60	3.46	2.11	1.72	3.23	3.27	1.97	3.06
MnO	0.02	0.06	0.07	0.04	0.06	0.04	0.05	0.09	0.06	0.02
MgO	0.90	0.73	1.35	1.66	0.66	0.59	1.34	0.96	0.55	1.67
CaO	1.33	1.21	1.88	2.00	1.45	1.48	1.81	1.48	1.49	1.97
Na2O	2.33	2.23	2.56	2.78	2.60	2.41	2.66	2.32	2.39	2.81
K2O	6.67	8.04	6.06	5.88	6.72	7.02	6.63	6.48	7.43	6.26
P2O5	0.25	0.30	0.32	0.24	0.29	0.33	0.37	0.31	0.39	0.31
PF	0.56	0.28	0.40	0.52	0.33	0.40	0.49	0.26	0.36	0.55
Total	100.33	100.33	100.30	100.35	100.38	100.27	100.44	100.31	100.14	100.41
<b>Eléments traces</b>										
Ni	3.30	6.50	10.80	12.60	7.70	7.20	10.20	7.30	4.10	12.90
Cr	6.29	27.30	26.70	30.90	16.10	10.90	19.10	9.48	6.57	19.00
Co	5.92	7.14	10.70	11.60	4.47	4.00	7.30	4.76	3.78	7.45
V.	2.60	13.30	31.00	50.40	14.40	14.40	37.90	17.80	8.35	49.60
Cu	0.45	1.64	4.40	4.23	3.73	2.17	5.98	n.d.	0.52	2.08
Zn	19.00	23.80	34.60	47.50	19.20	19.60	34.90	22.30	16.10	48.20
Ga	14.70	15.40	16.20	18.00	14.90	14.20	16.70	15.10	13.60	20.20
Rb	169.00	171.00	159.00	178.40	161.40	167.30	191.60	164.30	166.40	204.30
Sr	350.00	321.00	279.40	274.30	296.10	299.20	293.00	287.70	300.30	290.70
Ba	1704	1907	1446	1360	1581	1655	1544	1567	1702	1453
Zr	308.00	63.70	297.10	360.00	218.80	215.50	315.00	285.60	187.00	366.60
Y.	20.50	45.80	54.80	36.40	52.00	42.30	55.80	74.20	57.50	28.30
Nb	9.00	4.70	7.10	13.80	3.60	4.70	10.60	3.20	2.30	16.90
W	n.d.	6.60	4.20	3.90	n.d.	4.30	3.00	4.80	3.10	3.70
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	3.90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	57.00	61.60	44.30	45.70	51.70	54.40	50.80	51.60	54.00	47.80
Cs	n.d.	n.d.	7.80	11.40	n.d.	n.d.	9.60	n.d.	n.d.	6.20
Li	n.d.	22.00	27.10	32.20	25.80	23.00	28.70	21.90	19.40	30.00
Sc	4.11	9.78	13.70	9.74	10.50	7.17	11.30	16.40	10.50	5.83
La	82.00	25.60	92.30	134.10	67.50	62.60	93.40	80.30	48.70	115.40
Ce	168.00	66.30	176.00	196.00	137.00	139.00	154.00	156.00	112.00	196.00
Nd	80.00	27.50	73.30	87.60	61.10	62.10	68.20	69.20	54.00	80.40
Sm	11.70	5.91	14.50	15.80	10.50	11.80	14.50	13.80	10.50	16.40
Eu	1.78	1.57	1.50	1.57	1.71	1.57	1.42	1.42	1.71	1.57
Dy	4.41	6.85	10.00	6.85	8.52	7.18	8.85	11.70	9.52	5.85
Yb	1.24	3.06	2.72	2.09	3.15	2.32	3.01	4.52	3.08	1.19
Be	0.59	0.51	1.07	1.56	1.14	1.12	1.21	0.52	0.57	1.05
Th	44.00	10.50	33.70	61.90	27.90	30.00	41.80	33.30	17.90	46.10
Al/(Na+K+2Ca)	1.13	1.08	1.08	1.07	1.05	1.05	1.06	1.12	1.03	1.07
Fe/Mg	0.91	1.72	1.35	1.05	1.61	1.47	1.22	1.72	1.81	0.93

Tableau I.1 (suite)



**Composition chimique des granites blancs à grenat (type Albas)**

ECHANT	158G	158H
MASSIF	An	An
FACIES	Gbl	Gbl

**Poids d'oxydes**

SiO <sub>2</sub>	72.12	68.36
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.13	15.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	1.24
MnO	0.00	0.02
MgO	0.13	0.56
CaO	1.35	1.32
Na <sub>2</sub> O	2.50	2.16
K <sub>2</sub> O	7.85	9.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40	0.74
PF	0.29	0.40
Total	100.27	100.27

**Éléments traces**

Ni	3.80	4.60
Cr	4.11	11.80
Co	0.36	2.81
V.	5.64	15.70
Cu	2.74	2.23
Zn	9.00	17.60
Ga	13.30	15.50
Rb	180.40	222.60
Sr	321.90	337.80
Ba	1818	2147
Zr	130.10	57.60
Y.	21.00	47.60
Nb	2.88	5.30
W	3.70	n.d.
Sn	5.30	5.40
U	n.d.	n.d.
Pb	60.40	67.80
Cs	n.d.	n.d.
Li	18.40	20.60
Sc	0.47	3.14
La	26.10	21.50
Ce	81.80	57.50
Nd	37.70	36.70
Sm	8.54	10.50
Eu	1.85	1.85
Dy	5.01	9.85
Yb	0.52	1.26
Be	0.73	0.73
Th	8.10	1.00

Al/(Na+K+2Ca)	1.00	0.96
Fe/Mg	1.59	1.12

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique des granites de Cassagnes et des granites de Felluns**

ECHANT	25A	63B	63C	64	23	48	50	63A	107
MASSIF	SO	SO	SO	SO	SO	SO	SO	SO	An
FACIES	Cas	Cas	Cas	Cas	Fel	Fel	Fel	Fel	Fel
<b>Poids d'oxydes</b>									
SiO2	67.50	64.00	64.20	68.80	73.20	75.60	72.30	73.90	69.24
TiO2	0.63	1.04	0.94	0.53	0.23	0.26	0.16	0.19	0.03
Al2O3	15.20	15.60	18.00	15.90	14.30	12.90	14.30	14.10	11.62
Fe2O3	3.12	7.99	5.11	3.61	1.72	0.92	1.45	1.88	1.42
MnO	0.01	0.12	0.06	0.05	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03
MgO	1.50	3.68	2.18	1.60	0.37	0.49	0.53	0.80	0.47
CaO	1.66	2.49	3.81	2.08	0.90	0.61	0.93	2.06	0.73
Na2O	3.22	3.09	3.35	3.12	3.07	2.22	2.69	1.98	2.01
K2O	4.25	2.33	2.28	3.74	5.18	5.63	6.40	4.42	4.99
P2O5	0.15	0.08	0.10	0.11	0.17	0.13	0.16	0.07	0.10
PF	0.64	0.28	0.26	0.28	0.41	0.78	0.59	0.47	0.36
Total	97.88	100.70	100.29	99.81	99.58	99.55	99.54	99.90	91.00
<b>Eléments traces</b>									
Ni	17.50	46.80	14.00	n.d.	n.d.	4.20	6.10	28.90	2.40
Cr	50.20	142.00	35.50	63.50	9.26	7.00	11.70	23.30	8.82
Co	9.14	19.40	15.50	10.60	2.94	3.61	2.76	7.94	0.49
V.	45.00	152.00	144.00	84.30	8.25	13.20	14.60	29.40	4.40
Cu	11.20	3.52	4.09	0.47	1.57	0.75	1.11	6.65	4.40
Zn	30.10	66.20	36.20	45.00	15.40	24.10	22.20	20.10	12.80
Ga	19.40	16.70	19.70	16.30	14.30	12.70	13.60	13.70	10.60
Rb	169.00	97.50	81.50	108.00	116.00	162.00	133.00	106.00	129.00
Sr	207.00	352.00	703.00	356.00	72.50	52.90	187.00	455.00	183.00
Ba	721.00	756.00	814.00	1130	456.00	237.00	941.00	1569	717.00
Zr	188.00	220.00	208.00	151.00	95.80	92.30	95.00	85.30	89.00
Y.	10.90	45.50	26.80	27.70	37.60	9.44	18.60	35.50	26.30
Nb	14.70	13.10	14.00	6.50	9.70	8.80	4.80	1.72	3.50
W	3.20	n.d.	8.70	3.50	9.80	7.60	3.50	6.70	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.40
U	7.50	n.d.	n.d.	n.d.	3.60	4.10	3.30	n.d.	n.d.
Pb	25.10	24.90	24.90	26.60	25.10	23.80	32.10	32.80	26.00
Cs	n.d.	n.d.	8.80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.50
Li	16.50	17.20	21.30	12.30	9.33	16.40	12.90	9.26	n.d.
Sc	6.27	20.90	10.40	10.50	3.64	0.93	4.54	5.28	6.32
La	49.60	57.70	144.00	61.30	30.00	33.00	66.60	39.70	19.00
Ce	96.30	90.10	247.00	111.00	47.70	48.20	50.00	61.00	37.00
Nd	47.70	32.30	97.90	47.40	16.50	18.20	55.00	26.10	12.70
Sm	11.40	6.81	12.80	8.19	4.09	4.84	11.20	4.09	0.61
Eu	1.26	1.77	2.31	1.89	0.64	0.43	1.35	2.14	1.02
Dy	3.16	7.87	5.54	4.81	5.31	2.18	3.67	4.08	3.39
Yb	0.80	4.19	2.08	3.33	3.40	0.60	1.53	4.51	4.36
Be	0.73	1.55	2.12	1.23	0.53	0.59	0.86	0.73	0.20
Th	26.20	10.40	10.40	20.30	11.70	11.50	27.80	10.40	6.80
<b>Al/(Na+K+2Ca)</b>									
	1.18	1.29	1.21	1.23	1.16	1.19	1.10	1.20	1.16
<b>Fe/Mg</b>									
	1.05	1.10	1.18	1.14	2.35	0.95	1.38	1.19	1.53

Tableau I.1 (suite)

**Composition chimique des gneiss de Caramany**

ECHANT	60	61A	61B	61C	61D	124A	134B	155	156A	162B
MASSIF	SO	SO	SO	SO	SO	SO	SO	SO	SO	SO
FACIES	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	59.10	66.20	62.70	65.80	76.20	63.89	51.36	68.56	62.88	74.27
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.89	1.10	0.79	0.19	0.72	1.61	0.81	1.04	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.50	14.40	16.20	16.50	15.60	16.97	20.73	14.47	15.52	13.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.59	7.26	7.54	5.22	1.45	4.04	12.26	5.75	9.14	2.00
MnO	0.09	0.11	0.11	0.08	0.02	0.07	0.22	0.09	0.18	0.04
MgO	3.28	3.42	3.34	1.76	0.59	1.26	3.95	2.75	3.76	0.40
CaO	3.96	2.31	2.03	2.93	1.82	3.01	3.97	1.72	2.34	0.97
Na <sub>2</sub> O	3.71	2.50	2.45	3.39	2.51	3.43	3.56	2.41	2.37	2.37
K <sub>2</sub> O	2.17	1.69	3.84	2.55	5.60	5.56	2.64	2.97	2.48	5.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.53	0.08	0.08	0.12	0.12	0.42	0.07	0.08	0.98	0.11
PF	0.35	0.17	0.26	0.34	0.49	0.91	0.43	0.70	0.31	0.69
Total	99.24	99.03	99.65	99.49	104.59	100.28	100.80	100.31	101.00	99.43
<b>Eléments traces</b>										
Ni	18.10	39.70	46.00	12.90	6.50	6.70	61.70	43.10	38.80	4.70
Cr	99.30	127.00	133.00	41.20	13.40	20.40	201.00	85.30	129.00	68.40
Co	16.50	23.40	22.10	14.70	5.17	10.50	34.90	20.20	21.30	5.43
V	110.00	142.00	153.00	55.40	26.10	41.80	201.00	118.00	170.00	8.57
Cu	8.81	3.80	0.30	9.28	2.23	0.32	45.90	22.90	9.37	0.54
Zn	93.30	114.00	86.10	44.40	20.60	54.80	142.90	81.80	74.60	16.40
Ga	23.30	16.50	18.70	18.00	14.10	21.00	27.40	18.30	20.10	17.00
Rb	113.00	97.10	169.00	87.70	137.00	178.70	135.30	106.80	134.70	146.00
Sr	330.00	205.00	248.00	232.00	323.00	208.40	264.90	209.00	198.40	190.10
Ba	536.00	370.00	1040	631.00	1542	938.40	531.30	763.90	499.20	941.70
Zr	214.00	202.00	191.00	210.00	153.00	211.60	365.90	171.00	247.20	125.10
Y	47.00	35.70	48.10	47.90	12.30	38.30	105.00	32.10	74.50	31.50
Nb	14.20	13.90	20.50	18.90	4.32	17.60	27.30	10.70	19.80	5.00
W	5.20	7.30	7.50	6.20	6.10	n.d.	5.90	n.d.	3.50	10.10
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	3.30	3.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.00
Pb	19.10	32.00	31.50	34.60	50.10	31.40	29.00	22.60	23.40	28.30
Cs	6.90	n.d.	5.40	5.80	n.d.	7.20	n.d.	n.d.	n.d.	11.70
Li	32.10	20.10	27.20	23.40	15.80	34.80	45.30	30.10	30.50	16.20
Sc	18.90	17.60	17.80	14.60	3.80	10.50	47.80	13.30	28.60	7.17
La	46.80	57.30	68.00	81.50	55.70	35.30	25.00	42.00	37.10	34.00
Ce	88.00	102.00	121.00	155.00	95.00	54.40	22.70	37.20	48.80	80.10
Nd	38.90	39.20	49.40	62.30	42.90	18.60	32.00	24.90	19.80	39.00
Sm	11.80	7.97	8.69	10.70	6.47	11.10	7.07	7.21	6.61	8.60
Eu	1.85	1.61	1.82	1.66	1.74	1.78	0.81	2.36	1.86	1.32
Dy	10.00	6.36	8.13	8.15	2.60	6.30	12.30	4.99	9.01	4.52
Yb	4.08	3.59	4.05	4.13	0.98	3.87	15.20	3.11	8.47	3.88
Be	2.35	1.43	1.44	1.67	1.07	2.06	3.22	6.92	2.58	0.25
Th	6.70	14.70	19.50	26.50	22.20	6.50	8.50	7.60	6.20	15.30
Al/(Na+K+2Ca)	1.18	1.42	1.36	1.21	1.16	0.99	1.30	1.40	1.43	1.18
Fe/Mg	1.01	1.07	1.14	1.50	1.24	1.62	1.57	1.06	1.23	2.53

Tableau I.1 (suite)

### Composition chimique des gneiss de Caramany

ECHANT 108B  
MASSIF An  
FACIES enc.sed

#### Poids d'oxydes

SiO <sub>2</sub>	45.19
TiO <sub>2</sub>	1.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.71
MnO	0.08
MgO	3.24
CaO	1.53
Na <sub>2</sub> O	1.70
K <sub>2</sub> O	4.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10
PF	1.86
Total	99.96

#### Éléments traces

Ni	32.00
Cr	170.00
Co	16.10
V.	147.00
Cu	48.30
Zn	159.00
Ga	44.00
Rb	212.00
Sr	220.00
Ba	1402
Zr	224.00
Y.	35.10
Nb	24.10
W	n.d.
Sn	n.d.
U	n.d.
Pb	39.00
Cs	29.00
Li	n.d.
Sc	21.20
La	30.10
Ce	109.00
Nd	55.30
Sm	11.50
Eu	1.91
Dy	6.89
Yb	4.11
Be	8.16
Th	1.00

Al/Na+K+2Ca	3.08
Fe/Mg	1.36

Tableau I.1 (suite)

**Echantillons analysés par activation neutronique**

echant massif groupe	108D An A	85 An B	57C An B	114 An C	111B An D	78 An C1	55B An C1	56B An An.opx	75 An An.opx	112C An An.opx
Sc	26.800	29.500	32.100	20.500	22.400	204.000	15.800	9.400	8.700	13.800
Cr	4.700	127.000	275.000	71.000	13.700	494.000	352.000	100.000	89.000	117.000
Co	32.000	29.500	42.000	19.500	14.100	30.200	20.000	11.000	12.500	15.200
Cs	0.600	n.d.	1.100	0.850	0.850	1.800	2.100	2.000	2.400	2.100
Zn	116.000	101.000	86.000	96.000	111.000	75.600	75.000	n.d.	98.000	92.000
Rb	50.000	30.000	320.000	48.000	36.000	170.000	150.000	150.000	190.000	120.000
Sr	490.000	380.000	60.000	340.000	440.000	590.000	320.000	n.d.	550.000	305.000
Ba	450.000	520.000	210.000	340.000	325.000	2350	650.000	n.d.	1440	560.000
Zr	165.000	250.000	1.100	120.000	510.000	315.000	310.000	250.000	300.000	275.000
La	36.000	21.500	16.500	24.500	36.000	39.500	45.500	48.500	42.000	78.000
Ce	78.000	42.000	33.000	44.500	74.000	90.000	97.000	102.000	79.000	136.000
Nd	50.000	20.000	11.000	21.000	28.000	40.000	52.000	n.d.	33.000	60.000
Sm	11.400	6.300	4.800	6.000	9.500	12.700	12.000	n.d.	6.800	11.500
Eu	2.300	1.900	1.300	1.500	2.100	1.950	1.400	1.500	1.700	1.400
Tb	1.400	0.900	0.800	0.950	1.300	1.800	1.000	1.000	0.750	0.850
Yb	2.700	2.500	2.100	2.750	2.100	2.750	2.150	1.000	0.750	0.800
Hf	4.700	5.400	3.100	4.000	13.500	8.380	8.500	7.200	6.800	7.500
Ta	0.950	0.800	0.600	0.650	2.300	1.420	1.250	1.000	0.850	0.800
Th	1.100	6.500	4.000	3.200	3.100	25.000	22.000	22.000	15.500	33.000

**Echantillons analysés par activation neutronique**

echant massif groupe	47A An An.gt	62C An An.gt	51A SO Pal	103A SO Pal	46 An Gbl	54B An Gbl	158C2 An Gbl	158D2 An Gbl	158G An Gbl
Sc	16.400	16.500	12.200	601.000	2.200	10.800	11.100	8.200	0.460
Cr	100.000	90.000	125.000	100.000	8.000	11.000	28.500	11.500	4.200
Co	12.300	105.000	15.600	11.000	1.700	4.600	8.200	3.000	1.000
Cs	1.500	2.000	2.400	2.000	1.000	1.000	1.950	1.220	0.950
Zn	135.000	n.d.	n.d.	89.000	n.d.	n.d.	56.000	22.500	9.000
Rb	n.d.	15.000	160.000	165.000	190.000	175.000	190.000	190.000	185.000
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	395.000	n.d.	n.d.	315.000	360.000	360.000
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	1600	n.d.	n.d.	1500	2000	2050
Zr	175.000	230.000	260.000	280.000	200.000	315.000	530.000	270.000	145.000
La	52.500	58.500	100.000	60.000	76.000	99.000	149.000	74.000	39.000
Ce	108.000	120.000	204.000	112.000	151.000	200.000	290.000	146.000	76.000
Nd	n.d.	n.d.	n.d.	45.000	n.d.	n.d.	122.000	55.000	36.000
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	7.400	n.d.	n.d.	21.500	12.000	8.100
Eu	1.450	1.400	1.800	2.000	1.800	1.500	1.800	2.000	2.000
Tb	1.300	1.500	0.800	0.400	0.700	1.300	1.800	1.300	0.950
Yb	3.400	4.200	0.700	0.450	0.500	2.600	2.800	2.650	0.500
Hf	7.100	8.200	9.600	8.000	6.700	10.600	15.500	7.500	3.800
Ta	0.500	0.700	0.800	0.450	0.100	0.300	0.650	0.250	0.100
Th	27.000	28.000	56.000	29.500	42.000	55.000	78.000	36.500	14.700

**Clinopyroxènes d'Ansignan**

point	267	269	270	214	512	513	515	478	479	484
lame	73	73	73	108D	108D	108D	108D	73	73	73
facies	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	52.14	52.45	53.31	51.00	51.79	52.92	52.79	51.67	51.85	51.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	1.01	0.93	1.19	1.13	1.24	1.34	1.08	1.16	1.18
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.16	0.15	0.19	0.10	0.07	0.20	0.12	0.10	0.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.05	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.01
FeO	9.52	9.13	9.21	11.80	11.72	13.09	13.77	9.76	9.88	10.71
MnO	0.25	0.25	0.26	0.30	0.26	0.34	0.35	0.25	0.27	0.28
MgO	14.13	14.32	14.53	12.65	11.27	13.33	13.24	13.48	13.66	13.70
CaO	21.93	22.20	22.28	21.16	22.35	20.32	18.47	23.03	22.50	22.83
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.49	0.36	0.32	0.26	0.28	0.28	0.50	0.44	0.45
K <sub>2</sub> O	0.01	0.04	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.
Total	99.75	100.10	101.05	98.61	98.88	101.59	100.44	99.89	99.92	101.00

**Formules structurales**

Si	1.945	1.946	1.962	1.946	1.982	1.963	1.981	1.910	1.935	1.910
Al <sup>IV</sup>	0.047	0.044	0.038	0.054	0.018	0.037	0.019	0.050	0.051	0.051
Al <sup>VI</sup>			0.002		0.033	0.017	0.041			
Ti	0.006	0.004	0.004	0.005	0.003	0.002	0.006	0.006	0.003	0.006
Cr		0.001								
Fe <sup>3+</sup>	0.087	0.090	0.054	0.067		0.037		0.149	0.107	0.154
Fe <sup>2+</sup>	0.210	0.194	0.230	0.310	0.375	0.369	0.432	0.182	0.202	0.177
Mn	0.008	0.008	0.008	0.010	0.008	0.011	0.011	0.010	0.010	0.010
Mg	0.785	0.792	0.797	0.720	0.643	0.737	0.741	0.755	0.760	0.755
Ca	0.876	0.883	0.879	0.865	0.917	0.808	0.743	0.905	0.900	0.904
Na	0.035	0.035	0.026	0.024	0.019	0.020	0.020	0.032	0.032	0.032
K		0.002							0.002	
Wo	44.530	44.920	44.230	43.940	45.020	39.780	36.460	46.800	46.240	46.800
En	40.160	40.510	40.410	36.770	32.170	37.160	37.290	39.310	39.150	39.310
Fs	11.140	10.310	12.060	16.320	19.190	19.150	22.320	9.920	10.830	9.680
XFe	0.211	0.197	0.224	0.301	0.368	0.334	0.368	0.194	0.210	0.190

**Clinopyroxènes d'Ansignan**

point	244	245	246	249	250	255	267	290	291	294
lame	52D	52D	52D	52D	52D	52D	52D	53A	53A	53A
facies	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	MNor	MNor	MNor
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	51.50	51.16	50.91	51.19	50.98	51.04	50.82	52.22	52.67	52.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.17	1.28	1.34	1.26	1.33	1.26	1.33	1.29	1.12	1.26
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.12	0.16	0.08	0.18	0.16	0.17	0.26	0.26	0.30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.01	n.d.
FeO	9.59	9.67	10.22	9.59	10.32	9.47	9.61	9.30	8.51	9.06
MnO	0.24	0.26	0.26	0.27	0.27	0.25	0.25	0.23	0.26	0.23
MgO	13.55	13.40	13.49	13.30	13.39	13.20	13.34	14.26	14.18	14.11
CaO	22.04	21.81	21.48	21.84	21.05	21.78	21.49	21.48	22.35	21.57
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.25	0.28	0.28	0.26	0.28	0.25	0.30	0.29	0.30
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01
Total	98.52	97.95	98.15	97.81	97.78	97.44	97.26	99.36	99.65	98.91

**Formules structurales**

Si	1.951	1.951	1.938	1.955	1.950	1.957	1.952	1.956	1.966	1.959
Al <sup>IV</sup>	0.049	0.049	0.060	0.045	0.050	0.043	0.048	0.044	0.034	0.041
Al <sup>VI</sup>	0.004	0.008		0.011	0.010	0.014	0.012	0.013	0.015	0.015
Ti	0.004	0.003	0.005	0.002	0.005	0.005	0.005	0.007	0.007	0.008
Cr	0.001							0.001		
Fe <sup>3+</sup>	0.056	0.052	0.074	0.050	0.049	0.041	0.046	0.037	0.026	0.031
Fe <sup>2+</sup>	0.248	0.256	0.251	0.256	0.282	0.262	0.263	0.254	0.240	0.255
Mn	0.008	0.008	0.008	0.009	0.009	0.008	0.008	0.007	0.008	0.007
Mg	0.765	0.762	0.766	0.757	0.763	0.754	0.764	0.796	0.789	0.791
Ca	0.895	0.891	0.876	0.894	0.863	0.895	0.884	0.862	0.894	0.870
Na	0.020	0.018	0.021	0.021	0.019	0.021	0.019	0.022	0.021	0.022
K										
Wo	45.200	44.730	44.770	44.660	43.010	44.280	43.980	42.440	43.690	42.480
En	38.990	38.740	39.310	38.420	38.740	38.100	38.700	40.130	39.540	39.740
Fs	13.010	13.450	13.330	13.440	14.730	13.670	13.750	13.170	12.440	13.150
XFe	0.245	0.251	0.247	0.253	0.270	0.258	0.256	0.242	0.233	0.244

Tableau I.2

### Clinopyroxènes d'Ansignan

point lame	295 53A	300 53A	466 52C	473 52C	474 52C	492 57C	497 57C	501 53A	113 G25	118 G25
facies	MNor	MNor	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	MNor	bpyr	bpyr
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	52.11	52.54	51.59	51.75	51.43	52.01	51.90	52.11	53.61	52.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.29	1.12	1.18	1.23	1.08	1.26	1.15	1.08	1.02	1.09
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.11	0.24	0.10	0.14	0.19	0.13	0.14	0.20	0.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.06	0.03	0.05	0.01	0.06	0.03	n.d.	n.d.
FeO	9.13	8.47	9.34	9.47	9.23	9.86	9.83	8.44	6.96	6.69
MnO	0.15	0.26	0.22	0.23	0.24	0.26	0.30	0.27	0.28	0.17
MgO	13.99	14.12	13.78	13.86	13.96	13.49	13.41	14.57	15.47	15.62
CaO	21.83	22.56	22.20	22.02	22.20	22.12	21.76	22.33	22.11	22.51
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.26	0.30	0.27	0.49	0.24	0.26	0.25	0.27	0.25
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.83	99.44	98.93	98.96	98.90	99.44	98.80	99.22	99.92	99.24

### Formules structurales

Si	1.963	1.965	1.944	1.949	1.933	1.955	1.964	1.957	1.980	1.957
AlIV	0.037	0.035	0.052	0.051	0.050	0.045	0.036	0.043	0.020	0.043
AlVI	0.020	0.014		0.004		0.011	0.016	0.005	0.024	0.004
Ti	0.002	0.003	0.007	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.006	0.005
Cr			0.002	0.001			0.002	0.001		
Fe <sup>3+</sup>	0.032	0.034	0.066	0.060	0.116	0.040	0.030	0.047	0.004	0.047
Fe <sup>2+</sup>	0.255	0.231	0.229	0.238	0.174	0.270	0.281	0.218	0.211	0.161
Mn	0.005	0.008	0.007	0.007	0.010	0.010	0.010	0.008	0.009	0.005
Mg	0.785	0.787	0.774	0.778	0.780	0.756	0.756	0.800	0.852	0.864
Ca	0.881	0.904	0.897	0.890	0.894	0.891	0.883	0.899	0.875	0.895
Na	0.019	0.019	0.022	0.020	0.036	0.017	0.020	0.018	0.019	0.018
K			0.001		0.004					
Wo	43.250	44.690	45.440	45.040	45.870	44.240	43.440	45.150	43.030	44.930
En	39.510	39.650	39.540	39.730	40.290	38.250	38.070	40.570	42.580	43.830
Fs	13.090	12.040	12.030	12.540	9.350	14.090	14.630	11.490	11.000	8.450
XFe	0.245	0.227	0.228	0.234	0.182	0.263	0.271	0.214	0.198	0.157

### Clinopyroxènes d'Ansignan

point lame	291 85	292 85	20 G25	518 85	552 87	555 87	556 87	558 87	289 53A	299 53A
facies	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	51.88	52.53	53.29	52.76	52.18	52.49	52.25	52.77	52.22	52.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.18	1.10	1.07	1.19	0.93	1.17	1.18	1.29	1.29	1.27
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.20	0.22	0.09	0.07	0.16	0.15	0.11	0.26	0.14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.03	0.08	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.01
FeO	9.04	8.61	6.57	8.96	8.61	9.11	8.86	9.45	9.30	8.66
MnO	0.25	0.23	0.19	0.22	0.23	0.23	0.21	0.26	0.23	0.27
MgO	14.88	14.85	15.91	13.48	14.12	13.22	13.78	14.38	14.26	14.21
CaO	22.05	22.36	22.51	21.94	22.51	22.20	22.51	21.62	21.48	22.22
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.25	0.28	0.25	0.25	0.28	0.30	0.30	0.30	0.28
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.85	100.16	100.12	98.93	98.91	98.87	99.25	100.19	99.34	99.36

### Formules structurales

Si	1.929	1.946	1.959	1.987	1.962	1.982	1.961	1.958	1.956	1.957
AlIV	0.052	0.048	0.041	0.013	0.038	0.018	0.039	0.042	0.044	0.043
AlVI			0.005	0.040	0.003	0.034	0.013	0.014	0.013	0.013
Ti	0.007	0.006	0.006	0.003	0.002	0.005	0.004	0.003	0.007	0.004
Cr	0.002	0.001	0.002	0.001						
Fe <sup>3+</sup>	0.096	0.066	0.041		0.049		0.040	0.047	0.037	0.043
Fe <sup>2+</sup>	0.186	0.201	0.161	0.282	0.222	0.288	0.239	0.246	0.254	0.228
Mn	0.008	0.007	0.006	0.007	0.007	0.007	0.007	0.008	0.007	0.009
Mg	0.824	0.820	0.872	0.757	0.791	0.744	0.771	0.795	0.796	0.792
Ca	0.878	0.888	0.887	0.885	0.907	0.898	0.905	0.860	0.862	0.891
Na	0.019	0.018	0.020	0.018	0.018	0.021	0.022	0.026	0.022	0.020
K										
Wo	44.890	45.070	44.300	44.020	45.810	44.110	44.810	42.570	42.420	44.220
En	42.460	41.900	44.110	38.190	40.190	37.270	38.890	40.200	40.130	40.080
Fs	9.960	10.620	8.430	14.600	11.630	14.780	12.370	12.850	13.170	11.970
XFe	0.184	0.197	0.156	0.271	0.219	0.279	0.237	0.236	0.242	0.224

Tableau I.2 (suite)

### Clinopyroxènes d'Ansignan

point	306	169	579	580	582	583	586	589	590	186
lame	53A	52D	87	87	87	87	87	87	87	52B
facies	MNor	GabDio	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	52.39	52.05	52.22	52.24	52.77	53.01	52.41	52.76	52.32	52.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.32	1.19	1.18	1.18	0.73	0.71	1.09	1.04	1.45	0.99
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.23	0.05	0.19	0.02	0.09	0.11	0.16	0.13	0.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	8.91	9.84	9.84	8.87	8.24	9.67	8.66	10.39	8.63	8.68
MnO	0.25	0.28	0.28	0.24	0.22	0.26	0.23	0.30	0.24	0.22
MgO	14.38	13.86	14.06	13.55	14.29	15.34	14.01	14.14	13.53	14.04
CaO	22.08	22.18	21.30	22.55	23.10	19.88	22.57	20.76	22.70	22.54
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.28	0.28	0.26	0.23	0.19	0.30	0.20	0.31	0.26
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.81	99.96	99.21	99.08	99.60	99.15	99.38	99.75	99.31	99.56

### Formules structurales

Si	1.952	1.944	1.960	1.965	1.969	1.987	1.961	1.978	1.963	1.970
AlIV	0.048	0.052	0.039	0.035	0.031	0.013	0.039	0.022	0.037	0.030
AlVI	0.010	0.010	0.013	0.018	0.001	0.018	0.009	0.024	0.027	0.014
Ti	0.006	0.006	0.001	0.005	0.001	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004
Cr	0.001	0.001								
Fe <sup>3+</sup>	0.046	0.066	0.044	0.025	0.046	0.004	0.045	0.004	0.025	0.028
Fe <sup>2+</sup>	0.232	0.242	0.266	0.254	0.211	0.299	0.226	0.321	0.246	0.244
Mn	0.008	0.009	0.009	0.008	0.007	0.008	0.007	0.010	0.008	0.007
Mg	0.798	0.772	0.789	0.763	0.795	0.855	0.781	0.787	0.755	0.782
Ca	0.881	0.890	0.857	0.908	0.923	0.799	0.906	0.835	0.913	0.903
Na	0.019	0.020	0.020	0.019	0.017	0.014	0.022	0.015	0.023	0.019
K										
Wo	43.920	45.040	42.640	44.380	46.760	39.430	45.240	40.850	44.180	44.480
En	40.480	39.000	39.940	38.280	40.330	42.740	39.510	39.360	37.810	39.290
Fs	12.150	43.000	13.890	13.120	11.070	15.370	11.800	16.550	12.680	12.590
XFe	0.225	0.239	0.252	0.250	0.210	0.259	0.224	0.290	0.246	0.238

### Clinopyroxènes d'Ansignan

point	187	194	195	206	486	304	306	525	190	191
lame	52B	52B	52B	52B	52B	52A	52A	110	52B	52B
facies	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	52.79	52.47	52.21	52.24	53.03	52.81	52.33	51.69	52.28	52.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83	1.14	1.31	1.25	0.94	1.09	0.97	1.01	1.01	1.20
TiO <sub>2</sub>	n.d.	0.20	0.17	0.28	0.09	0.17	0.13	0.10	0.12	0.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	0.02	0.02	0.04	0.01	n.d.	n.d.
FeO	8.45	9.09	9.16	9.29	8.33	9.81	9.21	8.75	9.04	9.48
MnO	0.25	0.20	0.29	0.24	0.24	0.28	0.22	0.27	0.30	0.24
MgO	14.12	13.92	14.06	14.01	14.37	14.35	14.87	14.11	13.90	14.03
CaO	22.60	22.05	22.18	21.79	22.80	21.96	22.03	21.71	22.39	21.52
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.28	0.32	0.30	0.21	0.25	0.26	0.21	0.25	0.25
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.29	99.35	99.74	99.40	100.03	100.74	100.06	97.86	99.29	99.28

### Formules structurales

Si	1.977	1.968	1.949	1.958	1.970	1.954	1.942	1.965	1.962	1.969
AlIV	0.023	0.032	0.051	0.042	0.030	0.046	0.042	0.035	0.038	0.031
AlVI	0.014	0.018	0.006	0.013	0.011	0.002		0.010	0.007	0.022
Ti		0.006	0.005	0.008	0.003	0.005	0.004	0.003	0.003	0.003
Cr			0.001		0.001	0.001	0.001			
Fe <sup>3+</sup>	0.027	0.023	0.057	0.035	0.028	0.052	0.083	0.034	0.042	0.021
Fe <sup>2+</sup>	0.238	0.262	0.229	0.257	0.231	0.252	0.203	0.244	0.241	0.277
Mn	0.008	0.006	0.009	0.008	0.007	0.009	0.007	0.009	0.010	0.008
Mg	0.788	0.778	0.782	0.783	0.796	0.792	0.823	0.800	0.778	0.785
Ca	0.907	0.886	0.887	0.875	0.910	0.871	0.876	0.885	0.901	0.866
Na	0.018	0.020	0.023	0.022	0.015	0.018	0.019	0.015	0.018	0.018
K										
Wo	44.870	43.180	44.590	42.980	44.980	43.970	44.760	43.980	45.060	42.080
En	39.590	38.960	39.820	39.390	40.050	40.270	42.200	40.360	39.360	39.310
Fs	12.330	13.440	12.100	13.300	12.010	13.260	10.750	12.770	12.700	14.260
XFe	0.232	0.252	0.227	0.247	0.225	0.241	0.198	0.234	0.237	0.261

Tableau I.2 (suite)



<b>Clinopyroxènes d'Ansignan</b>					
point	196	207	617	618	619
lame	52B	52B	68	68	68
facies	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	C	C	C	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>					
SiO2	52.49	52.26	52.62	52.94	52.85
Al2O3	1.15	0.97	1.10	1.19	1.06
TiO2	0.24	0.31	0.17	0.14	0.10
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	9.30	8.67	7.80	7.63	7.42
MnO	0.23	0.19	0.20	0.22	0.20
MgO	13.95	14.03	14.46	14.55	14.70
CaO	22.04	22.62	22.89	22.86	22.88
Na2O	0.28	0.23	0.30	0.16	0.34
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.68	99.28	99.54	99.69	99.55

<b>Formules structurales</b>					
Si	1.958	1.960	1.958	1.967	1.963
AlIV	0.042	0.040	0.042	0.033	0.037
AlVI	0.013	0.003	0.006	0.019	0.009
Ti	0.008	0.009	0.005	0.004	0.003
Cr					
Fe3+	0.035	0.036	0.048	0.018	0.047
Fe2+	0.257	0.236	0.195	0.219	0.183
Mn	0.008	0.006	0.006	0.007	0.006
Mg	0.783	0.784	0.805	0.809	0.814
Ca	0.875	0.909	0.914	0.912	0.912
Na	0.022	0.017	0.022	0.012	0.025
K					
Wo	42.980	45.320	45.720	44.630	45.540
En	39.390	39.600	40.760	40.590	41.190
Fs	13.300	12.210	10.200	11.340	9.590
XFe	0.247	0.231	0.195	0.213	0.184

Tableau I.2 (suite)

**Orthopyroxènes du massif d'Ansignan**

point	209	210	215	514	268	480	593	594	595	596
lame	108D	108D	108D	108D	73	73	F890	F890	F890	F890
facies	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	Nor.soc	Nor.soc	Nor.soc	Nor.soc
groupe	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	50.30	50.01	49.97	50.54	52.38	51.58	51.10	51.37	51.38	51.59
Al2O3	0.56	0.56	0.59	0.74	0.62	0.60	0.91	0.79	0.62	0.75
TiO2	0.08	0.09	0.10	n.d.	0.07	0.13	0.01	0.04	n.d.	0.09
Cr2O3	0.01	0.02	0.02	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	28.83	28.96	28.53	30.07	25.90	26.12	26.71	26.16	27.90	25.66
MnO	0.63	0.64	0.68	0.60	0.59	0.62	0.51	0.48	0.53	0.49
MgO	17.52	17.40	17.44	16.46	20.09	19.46	19.05	19.19	18.17	19.75
CaO	0.70	0.73	0.85	0.72	0.56	0.71	0.60	0.61	0.64	0.56
Na2O	0.02	0.03	0.04	0.02	0.45	0.11	0.02	0.03	0.01	0.02
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.65	98.44	98.22	99.16	100.76	99.33	98.91	98.67	99.25	98.91

**Formules structurales**

Si	1.961	1.955	1.956	1.974	1.961	1.970	1.966	1.977	1.982	1.973
Al4	0.026	0.026	0.027	0.026	0.027	0.027	0.034	0.023	0.018	0.027
Al6				0.008			0.008	0.012	0.010	0.007
Ti	0.002	0.003	0.003		0.002	0.004		0.001		0.003
Cr		0.001	0.001							
Fe3+	0.048	0.060	0.057	0.021	0.084	0.033	0.027	0.011	0.009	0.017
Fe2+	0.892	0.888	0.877	0.962	0.727	0.801	0.832	0.832	0.891	0.805
Mn	0.021	0.021	0.023	0.020	0.019	0.020	0.017	0.016	0.017	0.016
Mg	1.020	1.014	1.018	0.958	1.121	1.110	1.090	1.101	1.046	1.128
Ca	0.030	0.031	0.036	0.030	0.022	0.030	0.025	0.025	0.026	0.023
Na	0.002	0.002	0.003	0.002	0.033	0.010	0.001	0.002	0.001	0.001
K					0.004					
Wo	1.370	1.430	1.670	1.130	1.040	1.270	0.850	0.580	0.830	0.690
En	51.790	51.720	51.870	48.360	57.060	56.030	55.190	55.270	52.520	56.850
Fs	46.440	46.350	45.860	49.530	37.940	41.520	43.000	42.560	45.580	41.370
XFe	0.467	0.467	0.463	0.501	0.393	0.419	0.433	0.430	0.460	0.416

**Orthopyroxènes du massif d'Ansignan**

point	597	264	297	319	320	328	334	440	469	477
lame	F890	52D	53A	56E	56E	56E	56E	56D	52C	52C
facies	Nor.soc	GabDio	MNor	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	GabDio	GabDio
groupe	A	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	50.98	49.92	52.26	51.56	51.33	51.41	51.67	51.66	51.16	51.85
Al2O3	0.88	0.58	0.53	1.07	0.80	0.90	0.90	0.77	0.65	0.61
TiO2	0.09	n.d.	0.02	0.10	0.10	n.d.	0.15	n.d.	n.d.	0.07
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.03	0.01
FeO	26.54	26.34	24.47	27.28	27.54	27.63	27.51	24.90	25.46	26.31
MnO	0.45	0.70	0.57	0.65	0.68	0.66	0.67	0.56	0.57	0.58
MgO	19.05	18.33	20.43	18.66	18.63	18.56	18.39	19.91	19.75	19.53
CaO	0.63	0.59	0.63	0.49	0.44	0.41	0.47	0.80	0.64	0.68
Na2O	0.03	n.d.	0.02	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	n.d.
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.65	96.46	98.93	99.87	99.54	99.61	99.79	98.66	98.28	99.64

**Formules structurales**

Si	1.967	1.973	1.990	1.969	1.970	1.972	1.979	1.978	1.970	1.976
Al4	0.033	0.027	0.010	0.031	0.030	0.028	0.021	0.022	0.029	0.024
Al6	0.007		0.014	0.018	0.006	0.012	0.019	0.012		0.003
Ti	0.003		0.001	0.003	0.003		0.004			0.002
Cr								0.001	0.001	
Fe3+	0.023	0.026		0.012	0.020	0.018		0.011	0.031	0.017
Fe2+	0.832	0.845	0.779	0.860	0.864	0.868	0.881	0.786	0.789	0.822
Mn	0.015	0.023	0.018	0.021	0.022	0.021	0.022	0.018	0.018	0.019
Mg	1.092	1.080	1.159	1.062	1.066	1.061	1.050	1.136	1.133	1.110
Ca	0.026	0.025	0.026	0.020	0.018	0.017	0.019	0.033	0.026	0.028
Na	0.002		0.001	0.004	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	
K										
Wo	0.830	1.240	0.780		0.470	0.230		1.030	1.330	1.140
En	55.190	54.720	58.090	53.300	53.780	53.480	52.490	57.090	57.540	55.940
Fs	42.780	43.990	39.960	44.200	44.710	44.830	45.150	40.410	41.000	42.400
XFe	0.432	0.439	0.402	0.447	0.448	0.450	0.456	0.409	0.411	0.425

Tableau I.2 (suite)

Orthopyroxènes du massif d'Ansignan										
point	491	495	502	116	124	7	18	26	120	8
lame	57C	57C	53A	G25	G25	G25	G25	G25	G25	G25
facies	GabDio	GabDio	MNor	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	51.58	51.38	52.86	53.16	53.92	53.78	53.89	54.06	53.61	53.09
Al2O3	0.67	0.65	0.72	0.72	0.73	0.71	0.71	0.68	0.69	0.71
TiO2	0.04	0.04	0.09	0.09	0.02	0.13	0.09	0.08	0.02	0.14
Cr2O3	0.03	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.13	0.11	n.d.	0.05
FeO	26.55	26.46	24.00	18.57	18.40	18.52	18.86	18.97	19.18	18.81
MnO	0.65	0.65	0.52	0.43	0.39	0.41	0.48	0.49	0.42	0.39
MgO	19.12	19.09	21.39	24.78	24.98	25.27	25.43	25.28	24.56	25.55
CaO	0.64	0.49	0.70	0.63	0.60	0.60	0.51	0.45	0.48	0.70
Na2O	0.01	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	0.02
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
Total	99.29	98.78	100.29	98.39	99.04	99.48	100.10	100.18	98.96	99.46

#### Formules structurales

Si	1.976	1.979	1.977	1.976	1.988	1.975	1.968	1.974	1.986	1.948
Al4	0.024	0.021	0.023	0.024	0.012	0.025	0.031	0.026	0.014	0.031
Al6	0.007	0.008	0.010	0.008	0.019	0.006		0.003	0.016	
Ti	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.004	0.002	0.002	0.001	0.004
Cr	0.001	0.001				0.001	0.004	0.003		0.001
Fe3+	0.015	0.010	0.010	0.011		0.011	0.025	0.020		0.065
Fe2+	0.836	0.843	0.740	0.566	0.567	0.558	0.551	0.559	0.594	0.512
Mn	0.021	0.021	0.016	0.014	0.012	0.013	0.015	0.015	0.013	0.012
Mg	1.092	1.096	1.192	1.373	1.373	1.384	1.384	1.376	1.356	1.397
Ca	0.026	0.020	0.028	0.025	0.024	0.024	0.020	0.018	0.019	0.028
Na	0.001		0.001	0.001				0.004		0.001
K										
Wo	0.930	0.540	0.830	0.740	0.570	0.710	0.890	0.630	0.240	1.210
En	55.020	55.080	59.880	69.030	69.040	69.580	70.160	69.450	67.910	71.450
Fs	43.180	43.420	38.060	29.140	29.150	28.700	28.700	29.000	30.420	26.800
XFe	0.434	0.435	0.383	0.292	0.292	0.287	0.285	0.289	0.305	0.268

#### Orthopyroxènes du massif d'Ansignan

point	296	299	519	560	561	581	585	587	588	591
lame	85	85	85	87	87	87	87	87	87	87
facies	bpyr	bpyr	bpyr	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	52.44	52.24	52.39	52.63	52.53	51.98	52.26	51.65	51.74	51.68
Al2O3	0.70	0.59	0.67	0.72	0.58	0.65	0.70	0.61	0.73	0.53
TiO2	0.10	0.08	n.d.	0.08	0.06	0.06	0.10	0.05	0.03	0.03
Cr2O3	0.01	n.d.	0.02	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	24.78	24.84	24.89	24.82	24.32	24.13	24.25	24.13	24.32	24.38
MnO	0.57	0.58	0.57	0.53	0.52	0.57	0.53	0.52	0.53	0.54
MgO	21.49	21.38	20.85	20.53	21.01	20.33	20.49	20.39	20.24	20.25
CaO	0.55	0.59	0.60	0.67	0.84	0.74	0.70	0.71	0.72	0.59
Na2O	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.06	n.d.	0.01	0.02	0.03	n.d.
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.
Total	100.64	100.30	99.99	100.03	99.92	98.46	99.04	98.09	98.35	98.00

#### Formules structurales

Si	1.957	1.957	1.973	1.983	1.975	1.988	1.985	1.983	1.982	1.986
Al4	0.031	0.026	0.027	0.017	0.025	0.012	0.015	0.017	0.018	0.014
Al6			0.003	0.015	0.001	0.017	0.017	0.011	0.015	0.010
Ti	0.003	0.002		0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001
Cr			0.001							
Fe3+	0.049	0.055	0.024		0.025			0.004	0.001	
Fe2+	0.724	0.723	0.760	0.782	0.740	0.771	0.772	0.769	0.778	0.783
Mn	0.018	0.018	0.018	0.017	0.017	0.018	0.016	0.017	0.017	0.018
Mg	1.195	1.194	1.170	1.153	1.178	1.157	1.160	1.167	1.154	1.163
Ca	0.022	0.024	0.024	0.027	0.034	0.030	0.028	0.029	0.030	0.024
Na				0.002	0.004		0.001	0.001	0.002	
K										
Wo	0.980	1.090	1.090	0.600	1.570	0.930	0.700	0.840	0.690	0.650
En	60.910	60.860	59.240	57.660	59.490	58.180	58.230	58.410	57.710	58.170
Fs	37.830	37.810	39.400	39.970	38.230	39.690	39.540	39.360	39.750	40.050
XFe	0.377	0.377	0.394	0.404	0.386	0.400	0.400	0.397	0.403	0.402

Tableau I.2 (suite)

**Orthopyroxènes du massif d'Ansignan**

point	592	439	487	488	529	533	534	620	621	193
lame	87	560	52B	52B	110	110	110	68	68	52B
facies	MNor	bopx	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	B	B	C	C	C	C	C	C	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	52.17	51.67	52.40	52.39	50.21	51.62	52.05	52.40	52.82	52.23
Al2O3	0.58	0.63	0.65	0.63	0.66	0.74	0.68	0.66	0.66	0.71
TiO2	n.d.	n.d.	0.05	0.08	0.01	0.08	0.06	0.03	0.09	0.07
Cr2O3	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	24.56	25.01	24.62	24.50	20.97	25.69	24.91	22.50	22.81	24.23
MnO	0.56	0.56	0.57	0.55	0.53	0.60	0.56	0.48	0.50	0.55
MgO	19.98	20.22	20.57	20.71	20.44	18.74	20.30	21.69	22.10	20.68
CaO	0.70	0.65	0.78	0.91	0.72	0.68	0.80	0.54	0.57	0.75
Na2O	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	n.d.
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.58	98.77	99.68	99.78	93.56	98.16	99.38	98.33	99.56	99.22

**Formules structurales**

Si	1.994	1.974	1.980	1.977	1.977	1.994	1.976	1.987	1.979	1.981
Al4	0.006	0.026	0.020	0.023	0.023	0.006	0.024	0.013	0.021	0.019
Al6	0.020	0.002	0.010	0.005	0.007	0.028	0.006	0.017	0.008	0.012
Ti				0.002		0.002	0.002	0.001	0.003	0.002
Cr										
Fe3+		0.026	0.010	0.015	0.016		0.016		0.008	0.003
Fe2+	0.786	0.773	0.773	0.758	0.775	0.830	0.775	0.714	0.707	0.766
Mn	0.018	0.018	0.020	0.018	0.017	0.020	0.018	0.015	0.016	0.018
Mg	1.139	1.151	1.160	1.165	1.154	1.079	1.149	1.227	1.235	1.169
Ca	0.029	0.027	0.030	0.037	0.029	0.028	0.033	0.022	0.023	0.030
Na	0.002	0.002		0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	
K										
Wo	1.150	1.230	1.060	1.500	1.110	1.120	1.230	0.470	0.600	0.810
En	57.460	58.260	58.160	58.650	58.130	54.920	57.840	61.490	61.970	58.530
Fs	40.570	40.050	39.470	39.070	39.880	43.250	39.960	36.550	36.260	39.220
XFe	0.408	0.402	0.400	0.394	0.402	0.435	0.403	0.368	0.364	0.396

**Orthopyroxènes du massif d'Ansignan**

point	284	285	286	300	301	570	571	572	573	574
lame	113B	113B	113B	113A	113A	111B	111B	111B	111B	111B
facies	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	50.79	49.73	50.50	50.91	50.71	50.15	50.34	50.49	50.67	50.68
Al2O3	0.54	0.96	0.49	0.65	0.78	1.24	1.29	1.14	1.19	1.10
TiO2	0.09	0.08	0.01	0.10	0.12	0.07	n.d.	n.d.	0.05	0.04
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	31.10	30.55	31.97	29.53	29.21	29.95	29.76	29.70	29.99	29.87
MnO	0.65	0.77	0.71	0.66	0.69	0.75	0.77	0.74	0.82	0.77
MgO	16.41	15.72	15.71	17.78	17.54	16.17	16.26	16.26	16.46	16.42
CaO	0.63	0.74	0.37	0.73	0.72	0.33	0.35	0.35	0.33	0.31
Na2O	0.01	0.01	0.01	0.04	n.d.	0.01	n.d.	0.03	n.d.	0.03
K2O	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.22	98.57	99.77	100.43	99.77	98.67	98.78	98.71	99.51	99.22

**Formules structurales**

Si	1.968	1.962	1.975	1.951	1.957	1.969	1.971	1.987	1.971	1.977
Al4	0.025	0.038	0.023	0.029	0.035	0.031	0.029	0.022	0.029	0.023
Al6		0.007				0.027	0.030	0.031	0.026	0.028
Ti	0.003	0.002		0.003	0.003	0.002			0.001	0.001
Cr				0.001						
Fe3+	0.034	0.028	0.027	0.066	0.044	0.001				
Fe2+	0.974	0.980	1.019	0.881	0.899	0.984	0.977	0.973	0.976	0.975
Mn	0.021	0.026	0.024	0.021	0.023	0.025	0.026	0.025	0.027	0.025
Mg	0.948	0.924	0.916	1.015	1.009	0.947	0.952	0.952	0.956	0.953
Ca	0.026	0.031	0.016	0.030	0.030	0.014	0.015	0.015	0.014	0.013
Na	0.001	0.001	0.001	0.003		0.001		0.002		0.002
K		0.001								
Wo	1.190	1.130	0.770	1.380	1.340					
En	48.030	46.850	46.360	51.900	51.370	47.020	47.280	47.630	47.490	47.550
Fs	50.430	50.980	52.770	46.110	46.930	50.070	49.770	49.930	49.800	49.920
XFe	0.507	0.515	0.527	0.465	0.471	0.510	0.506	0.505	0.505	0.506

Tableau I.2 (suite)

Orthopyroxènes du massif d'Ansignan										
point	577	625	626	615	616	359	360	361	365	369
lame	111B	181D	181D	181D	181D	59A	59A	59A	55B	55B
facies	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	D	D	D	D	D	C1	C1	C1	C1	C1
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	50.46	49.72	49.67	49.74	49.65	52.30	51.71	52.39	51.15	50.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.20	1.76	1.84	1.74	1.85	1.99	1.57	1.51	2.42	2.23
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.06	0.06	0.02	0.09	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.07
FeO	30.12	31.77	31.48	31.70	31.47	21.60	21.99	21.57	25.75	25.11
MnO	0.77	0.84	0.84	0.82	0.82	0.69	0.77	0.74	1.00	0.97
MgO	16.35	14.43	14.80	14.50	14.76	22.02	21.74	22.28	18.78	19.50
CaO	0.37	0.32	0.29	0.33	0.28	0.22	0.20	0.16	0.20	0.19
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	n.d.	0.02	n.d.	0.03	0.04
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.38	98.94	99.00	98.90	98.96	98.88	98.00	98.65	99.37	99.08

Formules structurales										
Si	1.967	1.965	1.959	1.966	1.960	1.962	1.965	1.971	1.952	1.945
Al <sub>4</sub>	0.033	0.035	0.041	0.034	0.041	0.038	0.035	0.029	0.048	0.055
Al <sub>6</sub>	0.022	0.047	0.045	0.047	0.045	0.050	0.035	0.038	0.061	0.045
Ti	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002				
Cr									0.001	0.002
Fe <sup>3+</sup>	0.011						0.001			0.011
Fe <sup>2+</sup>	0.970	1.052	1.039	1.048	1.039	0.678	0.698	0.679	0.822	0.791
Mn	0.025	0.028	0.028	0.027	0.027	0.022	0.025	0.024	0.032	0.031
Mg	0.952	0.849	0.870	0.854	0.868	1.231	1.231	1.249	1.068	1.109
Ca	0.015	0.014	0.012	0.014	0.012	0.009	0.008	0.006	0.008	0.008
Na	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002		0.001		0.002	0.003
K				0.001	0.001					
Wo										
En	47.580	42.330	43.030	42.600	42.940	61.360	60.750	52.790	52.790	54.700
Fs	49.740	53.860	52.790	53.640	52.730	34.870	35.640	42.210	42.210	40.550
XFe	0.505	0.553	0.544	0.551	0.545	0.355	0.362	0.352	0.435	0.416

Orthopyroxènes du massif d'Ansignan										
point	370	458	459	460	461	132	133	134	219	220
lame	55B	58A	58A	58A	58A	47A	47A	47A	47A	47A
facies	bopx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx
groupe	C1	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	51.60	50.48	50.24	50.31	50.03	50.31	50.20	50.36	49.92	50.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.58	1.32	1.42	1.14	1.20	2.22	2.36	2.38	2.47	2.68
TiO <sub>2</sub>	n.d.	n.d.	0.07	0.04	0.05	0.04	0.08	0.07	0.05	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	n.d.
FeO	25.44	28.02	27.83	28.58	28.68	28.35	27.65	28.60	28.56	28.07
MnO	1.00	0.68	0.75	0.80	0.78	0.85	0.80	0.84	0.88	0.88
MgO	19.48	17.83	17.59	17.30	17.11	17.42	17.35	17.07	16.77	17.22
CaO	0.17	0.32	0.44	0.29	0.29	0.17	0.24	0.21	0.24	0.25
Na <sub>2</sub> O	n.d.	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.05	0.01	0.05	0.04
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.32	98.71	98.41	98.51	98.17	99.41	98.78	99.56	98.96	99.39

Formules structurales										
Si	1.945	1.959	1.957	1.964	1.962	1.942	1.947	1.945	1.941	1.937
Al <sub>4</sub>	0.055	0.041	0.043	0.036	0.038	0.058	0.053	0.055	0.059	0.063
Al <sub>6</sub>	0.060	0.020	0.023	0.017	0.018	0.043	0.055	0.053	0.054	0.059
Ti			0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002
Cr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe <sup>3+</sup>		0.022	0.018	0.018	0.019	0.012			0.005	0.003
Fe <sup>2+</sup>	0.802	0.888	0.889	0.916	0.922	0.903	0.897	0.924	0.924	0.903
Mn	0.032	0.022	0.025	0.026	0.026	0.028	0.026	0.027	0.029	0.029
Mg	1.095	1.032	1.021	1.007	1.000	1.003	1.003	0.983	0.972	0.991
Ca	0.007	0.013	0.018	0.012	0.012	0.007	0.010	0.009	0.010	0.010
Na		0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.004	0.001	0.004	0.003
K							0.001			
Wo										
En	53.700	51.950	51.330	50.600	50.280	49.490	49.120	48.040	47.550	48.330
Fs	40.920	45.830	45.900	47.340	47.660	45.960	45.220	46.510	46.620	45.450
XFe	0.423	0.463	0.465	0.476	0.480	0.474	0.472	0.485	0.487	0.477

Tableau I.2 (suite)

**Orthopyroxènes du massif d'Ansignan**

point	271	272	277	540	541	542	71	73	178	174
lame	80A	80A	80A	47A	47A	47A	G42	G42	56B	G42
facies	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt
groupe	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	51.15	50.97	51.27	49.83	50.10	49.85	49.68	49.47	49.43	50.00
Al2O3	1.79	1.64	1.56	2.15	2.07	2.09	2.42	2.32	3.32	2.62
TiO2	0.10	0.07	0.08	0.05	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.04
FeO	27.84	28.41	27.87	28.82	29.00	28.53	29.31	29.10	27.84	27.85
MnO	0.75	0.77	0.70	1.03	1.05	1.09	0.82	0.93	0.71	0.86
MgO	18.49	17.89	17.85	16.87	16.78	16.67	16.45	16.40	17.42	17.33
CaO	0.25	0.24	0.27	0.20	0.19	0.20	0.21	0.20	0.15	0.19
Na2O	n.d.	0.03	0.01	0.04	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.02
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.37	100.02	99.61	98.99	99.26	98.47	98.89	98.42	98.90	98.97

**Formules structurales**

Si	1.947	1.954	1.969	1.938	1.946	1.951	1.940	1.940	1.912	1.937
Al4	0.053	0.046	0.031	0.062	0.054	0.049	0.060	0.060	0.088	0.063
Al6	0.027	0.028	0.040	0.037	0.040	0.048	0.050	0.050	0.063	0.056
Ti	0.003	0.002	0.002	0.001						0.002
Cr					0.001	0.001				0.001
Fe3+	0.020	0.017		0.025	0.015	0.001	0.010	0.013	0.027	0.004
Fe2+	0.866	0.894	0.895	0.913	0.927	0.933	0.950	0.942	0.874	0.899
Mn	0.024	0.025	0.023	0.034	0.035	0.036	0.030	0.031	0.023	0.028
Mg	1.049	1.022	1.022	0.978	0.971	0.973	0.960	0.960	1.004	1.001
Ca	0.010	0.010	0.011	0.008	0.008	0.008	0.010	0.010	0.006	0.008
Na		0.002	0.001	0.003	0.002				0.002	0.002
K										
Wo										
En	52.450	50.960	51.010	48.700	48.100	47.730	47.120	47.310	49.420	48.880
Fs	44.530	45.840	45.830	47.170	47.590	47.560	47.920	48.010	44.130	45.290
XFe	0.452	0.467	0.467	0.483	0.488	0.490	0.497	0.495	0.465	0.473

**Orthopyroxènes du massif d'Ansignan**

point	175	161	162	170	172	173	175	310	313	171
lame	G42	51A	51A	51A	51A	51A	51A	134A	134A	51A
facies	An.pgt	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal
groupe	An.pgt	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	49.88	49.30	49.62	49.82	49.85	49.98	49.79	50.66	50.08	49.71
Al2O3	2.82	3.30	3.55	3.20	3.51	3.58	3.35	3.14	3.67	3.42
TiO2	0.11	0.04	0.15	n.d.	0.12	n.d.	n.d.	0.06	0.11	0.12
Cr2O3	n.d.	0.03	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	0.04	0.03	0.03	n.d.
FeO	27.91	28.05	28.07	27.72	27.84	27.57	27.49	25.72	26.88	27.63
MnO	1.10	0.59	0.55	0.48	0.50	0.51	0.51	0.35	0.42	0.47
MgO	17.18	17.22	17.46	17.52	17.80	17.81	17.62	20.15	18.80	17.67
CaO	0.25	0.19	0.21	0.17	0.22	0.21	0.14	0.13	0.21	0.21
Na2O	0.01	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	0.04	n.d.	0.03	n.d.	0.05
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.26	98.72	99.61	98.97	99.84	99.70	98.94	100.27	100.20	99.28

**Formules structurales**

Si	1.928	1.913	1.906	1.924	1.907	1.912	1.922	1.903	1.897	1.912
Al4	0.072	0.087	0.094	0.076	0.093	0.088	0.078	0.097	0.103	0.088
Al6	0.056	0.064	0.067	0.070	0.065	0.074	0.075	0.042	0.061	0.067
Ti	0.003	0.001	0.004		0.003			0.002	0.003	0.003
Cr	0.001	0.001		0.001			0.001	0.001	0.001	
Fe3+	0.009	0.020	0.018	0.007	0.021	0.017	0.002	0.052	0.035	0.018
Fe2+	0.893	0.891	0.884	0.888	0.870	0.865	0.886	0.756	0.817	0.871
Mn	0.036	0.019	0.018	0.016	0.016	0.017	0.017	0.011	0.013	0.015
Mg	0.990	0.996	1.000	1.009	1.015	1.016	1.014	1.128	1.061	1.013
Ca	0.010	0.008	0.009	0.007	0.009	0.009	0.006	0.005	0.009	0.009
Na	0.001			0.002		0.003		0.002		0.004
K										
Wo										
En	48.520	48.900	48.890	49.030	49.770	49.520	49.080	56.770	52.560	49.470
Fs	45.560	44.690	44.110	43.950	43.470	43.000	43.690	38.590	41.100	43.280
XFe	0.474	0.472	0.469	0.468	0.462	0.460	0.466	0.401	0.435	0.462

Tableau I.2 (suite)

Orthopyroxènes du massif d'Ansignan								
point	176	342	345	227	229	230	405	406
lame	51A	51B	51B	103C	103C	103C	46	46
facies	Pal	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Gbl	Gbl
groupe	Pal	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Gbl	Gbl
<b>Poids d'oxydes</b>								
SiO <sub>2</sub>	49.03	50.20	50.00	49.78	49.63	49.57	49.86	49.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.22	2.72	2.70	2.38	2.60	3.01	2.88	2.72
TiO <sub>2</sub>	n.d.	0.05	0.02	0.07	0.09	0.08	0.30	n.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.01	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
FeO	27.59	27.82	27.30	27.82	28.05	27.30	27.41	27.56
MnO	0.50	0.86	0.78	0.38	0.38	0.36	0.65	0.64
MgO	17.48	17.33	17.71	17.75	17.84	18.32	17.56	16.97
CaO	0.18	0.20	0.16	0.14	0.17	0.20	0.15	0.11
Na <sub>2</sub> O	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.02	n.d.	n.d.	n.d.
K <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.00	99.20	98.70	98.34	98.78	98.84	98.82	97.60
<b>Formules structurales</b>								
Si	1.912	1.941	1.936	1.935	1.920	1.910	1.929	1.945
Al <sub>4</sub>	0.088	0.059	0.064	0.065	0.079	0.091	0.071	0.055
Al <sub>6</sub>	0.060	0.060	0.059	0.045	0.039	0.046	0.060	0.071
Ti		0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.009	
Cr			0.001					
Fe <sub>3+</sub>	0.028		0.003	0.017	0.036	0.040		
Fe <sub>2+</sub>	0.872	0.892	0.881	0.887	0.872	0.840	0.887	0.904
Mn	0.017	0.030	0.026	0.013	0.012	0.012	0.021	0.021
Mg	1.016	1.007	1.022	1.029	1.029	1.052	1.013	0.992
Ca	0.008	0.007	0.007	0.006	0.007	0.008	0.006	0.005
Na		0.001	0.001	0.002	0.002			
K								
Wo								
En	50.190	49.150	49.860	50.800	51.450	52.580	49.180	48.920
Fs	43.880	44.980	44.210	44.440	44.210	42.570	44.110	45.640
XFe	0.462	0.470	0.463	0.463	0.459	0.444	0.467	0.477

Tableau I.2 (suite)

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	36	37	39	40	45	211	216	240	241	242
lame	108D	108D	108D	108D	108D	108D	108D	73	73	73
facies	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	55.11	57.39	56.62	57.10	56.75	57.22	57.18	55.22	54.89	54.65
Al2O3	27.77	28.05	26.68	27.39	26.70	26.36	26.29	27.66	27.78	28.22
FeO	0.13	0.11	1.28	1.12	0.85	0.05	0.08	0.49	0.06	0.11
CaO	9.62	9.03	8.46	8.58	8.38	8.29	8.22	9.78	10.12	10.41
Na2O	5.90	6.71	6.56	6.84	6.87	6.90	6.88	6.13	5.94	5.73
K2O	0.28	0.11	0.16	0.08	0.10	0.21	0.16	0.21	0.25	0.14
Total	98.82	101.40	99.76	101.10	99.65	99.03	98.81	99.49	99.04	99.26
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.51	2.54	2.56	2.55	2.56	2.59	2.59	2.51	2.50	2.48
Al	1.49	1.46	1.42	1.44	1.42	1.41	1.40	1.48	1.49	1.51
Fe	0.00	0.00	0.05	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ca	0.47	0.43	0.41	0.41	0.41	0.40	0.40	0.47	0.49	0.51
Na	0.52	0.58	0.57	0.59	0.60	0.60	0.60	0.54	0.52	0.50
K	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	5.01	5.01	5.02	5.04	5.03	5.02	5.01	5.03	5.02	5.01

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	598	599	600	601	602	604	15	16	17	18
lame	F890	F890	F890	F890	F890	F890	52D	52D	52D	52D
facies	Nor.soc	Nor.soc	Nor.soc	Nor.soc	Nor.soc	Nor.soc	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio
groupe	A	A	A	A	A	A	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	54.44	55.45	53.78	55.17	55.00	55.05	56.38	55.90	55.63	55.44
Al2O3	28.97	28.87	27.83	29.02	28.95	29.26	28.33	28.68	28.51	28.91
FeO	n.d.	0.05	0.07	0.20	0.04	0.32	0.04	0.07	0.05	n.d.
CaO	10.87	10.70	10.78	10.88	10.76	10.99	9.84	9.96	10.22	10.34
Na2O	5.43	5.59	5.61	5.65	5.67	5.62	5.61	5.47	5.47	5.34
K2O	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.15	0.14	0.16	0.12
Total	99.77	100.72	98.13	100.98	100.45	101.30	100.35	100.22	100.04	100.15
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.46	2.48	2.47	2.47	2.47	2.46	2.52	2.50	2.50	2.49
Al	1.54	1.52	1.51	1.53	1.53	1.54	1.49	1.51	1.51	1.53
Fe		0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.53	0.51	0.53	0.52	0.52	0.52	0.47	0.48	0.49	0.50
Na	0.48	0.48	0.50	0.49	0.49	0.49	0.49	0.47	0.48	0.46
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	5.00	5.00	5.02	5.02	5.01	5.03	4.98	4.97	4.99	4.99

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	20	21	241	242	262	263	496	257	258	259
lame	52D	52D	52D	52D	52D	52D	57C	57C	57C	57C
facies	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	54.62	53.36	53.57	53.49	52.77	53.31	50.17	50.13	49.84	50.39
Al2O3	29.23	30.35	28.39	28.56	28.35	28.43	31.90	31.72	32.10	31.60
FeO	0.01	0.06	0.09	0.16	n.d.	n.d.	0.09	0.14	0.28	0.29
CaO	11.34	12.37	10.71	10.92	10.76	10.60	14.40	14.28	14.72	14.31
Na2O	4.97	4.37	5.30	5.23	5.23	5.38	3.39	3.45	3.32	3.41
K2O	0.15	0.07	0.16	0.14	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08	0.06
Total	100.32	100.58	98.22	98.50	97.21	97.81	100.03	99.81	100.34	100.06
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.45	2.40	2.46	2.45	2.45	2.46	2.29	2.29	2.27	2.30
Al	1.55	1.61	1.54	1.54	1.55	1.54	1.71	1.71	1.72	1.70
Fe		0.00	0.00	0.01			0.00	0.00	0.01	0.01
Ca	0.55	0.60	0.53	0.54	0.53	0.52	0.70	0.70	0.72	0.70
Na	0.43	0.38	0.47	0.46	0.47	0.48	0.30	0.31	0.29	0.30
K	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.99	4.99	5.01	5.01	5.01	5.01	5.01	5.01	5.02	5.01

Tableau I.3



**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	77	78	79	80	81	293	331	332	441	255
lame	85	85	85	85	85	53A	56E	56E	56D	56D
facies	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	MNor	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	49.19	49.43	50.80	51.21	51.13	55.98	54.98	55.98	50.26	53.89
Al2O3	32.21	32.33	31.03	30.69	30.84	27.99	28.78	28.16	31.71	29.19
FeO	n.d.	0.10	0.05	0.04	0.08	0.02	0.03	0.13	0.02	0.06
CaO	15.29	14.91	13.66	13.09	13.25	9.73	10.66	9.87	14.36	11.21
Na2O	3.13	3.45	4.09	4.14	4.03	6.05	5.57	6.14	3.56	5.24
K2O	0.05	0.03	0.07	0.10	0.07	0.20	0.18	0.17	0.09	0.13
Total	99.87	100.25	99.69	99.27	99.41	99.97	100.20	100.45	100.00	99.72
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.25	2.25	2.32	2.34	2.34	2.52	2.47	2.51	2.29	2.44
Al	1.74	1.74	1.67	1.66	1.66	1.48	1.53	1.49	1.70	1.56
Fe		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.75	0.73	0.67	0.64	0.65	0.47	0.51	0.47	0.70	0.54
Na	0.28	0.30	0.36	0.37	0.36	0.53	0.49	0.53	0.31	0.46
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Total	5.02	5.03	5.03	5.02	5.01	5.01	5.01	5.02	5.01	5.01

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	256	293	294	521	522	523	527	553	79	80
lame	56D	85	85	85	85	85	87	87	87	87
facies	bopx	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	53.06	49.77	54.44	53.74	54.15	54.34	54.22	55.93	56.22	56.64
Al2O3	29.59	31.51	28.99	30.70	28.92	29.01	28.71	27.65	28.68	28.37
FeO	0.03	0.06	n.d.	0.10	0.07	0.03	0.15	0.09	0.17	0.05
CaO	11.87	14.12	11.11	12.18	11.10	11.29	10.51	9.66	10.14	9.97
Na2O	4.88	3.71	5.63	4.84	5.28	5.08	5.47	5.99	5.36	5.68
K2O	0.09	0.06	0.13	0.10	0.10	0.10	0.11	0.17	0.11	0.17
Total	99.52	99.23	100.30	101.66	99.62	99.85	99.17	99.49	100.68	100.88
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.41	2.29	2.45	2.39	2.45	2.45	2.47	2.53	2.51	2.52
Al	1.59	1.71	1.54	1.61	1.54	1.54	1.54	1.47	1.51	1.49
Fe	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	0.58	0.69	0.54	0.58	0.54	0.55	0.51	0.47	0.48	0.47
Na	0.43	0.33	0.49	0.42	0.46	0.44	0.48	0.52	0.46	0.49
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	5.01	5.03	5.02	5.01	5.00	4.99	5.02	5.01	4.98	4.99

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	81	82	83	84	85	86	87	89	44	46
lame	87	53A	53A	53A	53A	87	87	87	52B	52B
facies	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	56.57	56.87	56.26	56.47	56.19	56.50	56.51	56.03	57.68	55.94
Al2O3	28.38	28.29	28.01	28.30	28.38	28.16	28.15	28.05	27.60	27.83
FeO	n.d.	0.11	0.09	0.11	n.d.	0.11	n.d.	0.38	0.02	0.06
CaO	10.16	10.10	9.99	10.20	10.04	10.00	10.19	10.15	9.39	9.47
Na2O	5.68	5.73	5.67	5.56	5.52	5.71	5.82	5.57	5.90	5.95
K2O	0.13	0.11	0.11	0.19	0.15	0.17	0.16	0.18	0.23	0.22
Total	100.92	101.21	100.13	100.83	100.28	100.65	100.83	100.36	100.82	99.47
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.52	2.52	2.52	2.52	2.51	2.52	2.52	2.51	2.56	2.53
Al	1.49	1.48	1.48	1.49	1.50	1.48	1.48	1.48	1.45	1.48
Fe		0.00	0.00	0.00		0.00		0.01	0.00	0.00
Ca	0.48	0.48	0.48	0.49	0.48	0.48	0.49	0.49	0.45	0.46
Na	0.49	0.49	0.49	0.48	0.48	0.49	0.50	0.48	0.51	0.52
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	4.99	4.98	4.98	4.99	4.98	4.99	5.00	4.99	4.98	5.00

Tableau I.3 (suite)

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	48	50	51	53	54	55	56	79	80	81
lame	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	68	68	68
facies	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	56.87	56.49	55.60	54.90	54.25	54.32	54.02	56.22	56.64	56.57
Al2O3	28.25	28.10	28.99	29.28	29.53	29.66	30.13	28.68	28.37	28.38
FeO	0.13	n.d.	0.05	n.d.	0.03	0.05	0.01	0.17	0.05	n.d.
CaO	9.63	10.12	10.62	11.10	11.84	11.37	11.73	10.14	9.97	10.16
Na2O	5.77	5.68	5.13	5.17	4.82	4.89	4.53	5.36	5.68	5.68
K2O	0.24	0.17	0.17	0.24	0.13	0.13	0.14	0.11	0.17	0.13
Total	100.89	100.56	100.56	100.69	100.60	100.42	100.56	100.68	100.88	100.92
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.53	2.52	2.49	2.46	2.44	2.44	2.42	2.51	2.52	2.52
Al	1.48	1.48	1.53	1.55	1.56	1.57	1.59	1.51	1.49	1.49
Fe	0.00		0.00		0.00	0.00		0.01	0.00	
Ca	0.46	0.48	0.51	0.53	0.57	0.55	0.56	0.48	0.47	0.48
Na	0.50	0.49	0.44	0.45	0.42	0.43	0.39	0.46	0.49	0.49
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	4.99	4.99	4.99	5.01	5.00	4.99	4.98	4.98	4.99	4.99

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	82	83	84	86	200	201	202	203	447	88
lame	68	68	68	68	52B	52B	52B	52B	52B	68
facies	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	56.87	56.26	56.47	56.50	56.28	56.28	56.03	56.00	55.51	56.87
Al2O3	28.29	28.01	28.30	28.16	28.04	27.95	28.05	28.22	27.61	28.43
FeO	0.11	0.09	0.11	0.11	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04
CaO	10.10	9.99	10.20	10.00	9.60	9.56	9.75	9.78	9.83	9.86
Na2O	5.73	5.67	5.56	5.71	6.16	6.25	6.13	6.00	5.95	5.78
K2O	0.11	0.11	0.19	0.17	0.22	0.22	0.19	0.17	0.23	0.13
Total	101.21	100.13	100.83	100.65	100.34	100.26	100.15	100.17	99.13	101.11
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.51	2.52	2.52
Al	1.48	1.48	1.49	1.48	1.48	1.48	1.48	1.49	1.48	1.49
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				0.00
Ca	0.48	0.48	0.49	0.48	0.46	0.46	0.47	0.47	0.48	0.47
Na	0.49	0.49	0.48	0.49	0.53	0.54	0.53	0.52	0.52	0.50
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	4.98	4.98	4.99	4.99	5.01	5.01	5.01	5.00	5.01	4.98

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	90	27	29	30	31	33	34	35	37	38
lame	68	112D	112D	112D	112D	112D	112D	112D	112D	112D
facies	MNor	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	55.86	56.19	56.53	56.42	56.25	55.87	55.25	54.44	53.80	54.14
Al2O3	28.72	27.95	28.06	28.39	28.38	28.83	29.01	29.35	29.70	29.65
FeO	0.13	0.10	0.03	0.35	0.04	n.d.	0.13	0.07	0.09	0.03
CaO	10.28	9.53	9.78	9.86	10.19	10.45	10.51	11.22	11.51	11.67
Na2O	5.66	6.09	5.80	5.62	5.35	5.34	5.16	5.00	4.73	4.61
K2O	0.16	0.16	0.22	0.24	0.20	0.17	0.17	0.15	0.21	0.15
Total	100.81	100.02	100.42	100.88	100.41	100.66	100.23	100.23	100.04	100.25
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.49	2.52	2.53	2.51	2.51	2.49	2.48	2.45	2.43	2.44
Al	1.51	1.48	1.48	1.49	1.50	1.52	1.53	1.56	1.58	1.57
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.49	0.46	0.47	0.47	0.49	0.50	0.50	0.54	0.56	0.56
Na	0.49	0.53	0.50	0.49	0.46	0.46	0.45	0.44	0.41	0.40
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	5.00	5.00	5.00	4.98	4.97	4.98	4.98	5.00	5.00	4.98

Tableau I.3 (suite)

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	91	92	93	94	95	374	375	376	377	378
lame	113B	113B	113B	113B	113B	55B	55B	55B	55B	55B
facies	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	D	D	D	D	D	C1	C1	C1	C1	C1
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	57.75	57.83	58.87	58.69	58.77	52.34	56.28	56.18	56.20	56.41
Al2O3	27.15	26.69	26.67	26.51	26.55	30.32	27.37	27.47	27.35	27.10
FeO	0.26	0.07	n.d.	n.d.	0.13	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
CaO	8.47	8.15	8.16	7.88	7.69	12.37	10.24	9.33	9.34	8.90
Na2O	6.35	6.63	6.82	6.93	6.75	4.49	5.70	6.37	6.18	6.45
K2O	0.21	0.27	0.21	0.16	0.22	0.12	0.16	0.20	0.20	0.21
Total	100.19	99.64	100.73	100.17	100.11	99.64	99.75	99.55	99.28	99.07
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.58	2.60	2.61	2.62	2.62	2.38	2.54	2.54	2.54	2.55
Al	1.43	1.41	1.39	1.39	1.39	1.62	1.45	1.46	1.46	1.45
Fe	0.01	0.00			0.00					
Ca	0.40	0.39	0.39	0.38	0.37	0.60	0.49	0.45	0.45	0.43
Na	0.55	0.58	0.59	0.60	0.58	0.40	0.50	0.56	0.54	0.57
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	4.99	5.00	4.99	4.99	4.98	5.01	4.99	5.02	5.01	5.01

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	379	380	383	381	382	384	390	391	392	127
lame	55B	55B	55B	55B	55B	55B	59B	59B	59B	45
facies	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	An.opx
groupe	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	An.opx
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	56.96	57.82	58.19	57.70	57.81	58.21	57.85	57.77	56.87	59.35
Al2O3	26.82	26.21	25.81	25.88	25.80	26.08	26.00	26.34	26.82	25.74
FeO	n.d.	n.d.	0.14	0.03	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.16
CaO	8.58	7.76	7.56	7.60	7.48	7.54	7.63	8.09	8.45	7.11
Na2O	6.63	7.18	7.09	7.12	7.18	7.16	7.08	6.96	6.73	7.27
K2O	0.20	0.24	0.25	0.25	0.24	0.28	0.28	0.25	0.22	0.11
Total	99.19	99.21	99.04	98.58	98.56	99.27	98.84	99.41	99.09	99.74
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.57	2.61	2.63	2.62	2.62	2.62	2.62	2.60	2.57	2.65
Al	1.43	1.39	1.37	1.38	1.38	1.38	1.39	1.40	1.43	1.36
Fe			0.00	0.00	0.00					0.01
Ca	0.41	0.38	0.37	0.37	0.36	0.36	0.37	0.39	0.41	0.34
Na	0.58	0.63	0.62	0.63	0.63	0.63	0.62	0.61	0.59	0.63
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	5.01	5.02	5.00	5.01	5.01	5.00	5.02	5.01	5.01	4.99

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	128	129	130	132	133	134	135	136	137	138
lame	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45
facies	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	59.59	57.82	58.25	57.95	58.72	58.37	58.54	59.08	58.68	58.83
Al2O3	25.91	26.52	25.74	25.82	26.13	26.34	25.70	26.12	26.34	25.62
FeO	0.07	0.07	0.05	0.64	n.d.	0.08	0.09	n.d.	n.d.	0.10
CaO	7.22	7.36	6.99	6.93	7.15	7.47	7.12	7.62	7.60	7.29
Na2O	6.99	7.17	7.14	7.03	7.14	6.79	6.97	7.14	7.01	7.34
K2O	0.23	0.28	0.32	0.20	0.29	0.23	0.22	0.24	0.16	0.24
Total	100.01	99.22	98.49	98.57	99.43	99.28	98.64	100.20	99.79	99.42
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.65	2.60	2.64	2.63	2.63	2.62	2.64	2.63	2.62	2.64
Al	1.36	1.41	1.37	1.38	1.38	1.39	1.37	1.37	1.39	1.36
Fe	0.00	0.00	0.00	0.02		0.00	0.00			0.00
Ca	0.34	0.35	0.34	0.34	0.34	0.36	0.34	0.36	0.36	0.35
Na	0.60	0.63	0.63	0.62	0.62	0.59	0.61	0.62	0.61	0.64
K	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	4.97	5.01	5.00	5.00	4.99	4.98	4.98	4.99	4.99	5.01

Tableau I.3 (suite)

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	139	140	141	128	129	130	131	180	182	184
lame	45	45	45	47A	47A	47A	47A	56B	56B	56B
facies	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.pgt	An.pgt	An.pgt

**Poids d'oxydes**

SiO2	59.12	59.73	59.75	59.22	58.98	59.07	59.38	58.89	59.66	59.46
Al2O3	25.84	25.93	25.87	26.08	26.16	26.07	26.06	25.68	25.83	25.94
FeO	0.11	0.20	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	7.02	6.67	6.76	7.31	7.35	7.36	7.34	7.19	7.10	7.17
Na2O	7.42	7.47	7.41	7.56	7.43	7.43	7.35	7.59	7.70	7.64
K2O	0.15	0.21	0.16	0.26	0.29	0.28	0.34	0.26	0.22	0.11
Total	99.66	100.21	99.95	100.49	100.21	100.21	100.47	99.61	100.51	100.32

**Formules structurales**

Si	2.64	2.65	2.66	2.63	2.63	2.63	2.64	2.64	2.65	2.64
Al	1.36	1.36	1.36	1.37	1.37	1.37	1.36	1.36	1.35	1.36
Fe	0.00	0.01		0.00						
Ca	0.34	0.32	0.32	0.35	0.35	0.35	0.35	0.34	0.34	0.34
Na	0.64	0.64	0.64	0.65	0.64	0.64	0.63	0.66	0.66	0.66
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Total	4.99	4.99	4.99	5.02	5.01	5.01	5.00	5.02	5.01	5.01

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	208	210	211	212	181	185	209	10	11	12
lame	56B	56B	56B	56B	56B	56B	56B	G16	G16	G16
facies	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.gt	An.gt	An.gt

**Poids d'oxydes**

SiO2	58.77	58.92	59.25	59.38	58.38	59.33	59.32	59.72	59.90	60.02
Al2O3	25.91	26.03	25.71	25.91	25.60	26.01	25.74	25.31	25.28	25.33
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	0.08
CaO	7.02	7.21	6.94	7.13	7.16	7.15	6.95	7.20	6.44	5.52
Na2O	7.45	7.45	7.61	7.59	7.45	7.51	7.75	7.47	7.42	7.43
K2O	0.64	0.52	0.38	0.30	0.49	0.64	0.15	0.28	0.52	0.47
Total	99.79	100.13	99.89	100.31	99.08	100.64	99.91	99.98	99.66	98.85

**Formules structurales**

Si	2.63	2.63	2.65	2.64	2.64	2.64	2.65	2.66	2.68	2.69
Al	1.37	1.37	1.35	1.36	1.36	1.36	1.35	1.33	1.33	1.34
Fe									0.00	0.00
Ca	0.34	0.34	0.33	0.34	0.35	0.34	0.33	0.34	0.31	0.26
Na	0.65	0.64	0.66	0.65	0.65	0.65	0.67	0.65	0.64	0.65
K	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01	0.02	0.03	0.03
Total	5.02	5.02	5.01	5.01	5.03	5.02	5.01	5.00	5.00	4.97

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	13	14	16	17	18	19	20	163	165	167
lame	G16	G16	G16	G16	G16	G16	G16	51A	51A	51A
facies	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	Pal	Pal	Pal

**Poids d'oxydes**

SiO2	59.69	59.46	58.80	59.17	60.07	59.62	59.32	58.97	58.89	58.69
Al2O3	25.58	25.75	26.03	25.84	25.28	25.59	25.64	26.59	26.19	26.57
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.02	0.06	0.08	n.d.	0.04	n.d.
CaO	7.09	7.49	7.67	7.53	6.78	7.04	7.34	7.81	7.47	7.71
Na2O	7.41	7.39	7.17	7.25	7.71	7.57	7.46	7.22	7.38	7.18
K2O	0.24	0.19	0.29	0.28	0.25	0.33	0.23	0.26	0.34	0.37
Total	100.01	100.28	99.96	100.09	100.11	100.21	100.07	100.85	100.31	100.52

**Formules structurales**

Si	2.66	2.65	2.63	2.64	2.67	2.66	2.65	2.61	2.62	2.61
Al	1.34	1.35	1.37	1.36	1.33	1.34	1.35	1.39	1.38	1.39
Fe				0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	
Ca	0.34	0.36	0.37	0.36	0.32	0.34	0.35	0.37	0.36	0.37
Na	0.64	0.64	0.62	0.63	0.66	0.65	0.64	0.62	0.64	0.62
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Total	4.99	5.01	5.00	5.00	5.00	5.01	5.01	5.01	5.01	5.01

Tableau I.3 (suite)

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	168	169	164	166	228	348	349	351	352	353
lame	51A	51A	51A	51A	51B	51B	51B	51B	51B	51B
facies	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc	Pal.enc

**Poids d'oxydes**

SiO2	58.85	58.88	59.10	58.62	57.36	57.98	57.90	58.14	57.29	58.19
Al2O3	26.68	26.71	26.39	26.31	26.24	26.33	26.90	26.01	25.94	26.94
FeO	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	0.02	0.08	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	7.86	7.87	7.52	7.50	8.07	8.21	8.46	8.10	8.22	8.46
Na2O	7.36	7.28	7.33	7.28	7.10	7.05	6.85	7.00	6.97	6.88
K2O	0.14	0.23	0.33	0.30	0.18	0.23	0.22	0.17	0.18	0.14
Total	100.94	100.97	100.67	100.01	99.08	99.82	100.41	99.42	98.60	100.61

**Formules structurales**

Si	2.61	2.61	2.62	2.62	2.59	2.60	2.58	2.62	2.60	2.59
Al	1.39	1.39	1.38	1.39	1.40	1.39	1.41	1.38	1.39	1.41
Fe	0.00				0.00	0.00	0.00			
Ca	0.37	0.37	0.36	0.36	0.39	0.39	0.40	0.39	0.40	0.40
Na	0.63	0.63	0.63	0.63	0.62	0.61	0.59	0.61	0.61	0.59
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	5.01	5.01	5.01	5.02	5.02	5.01	5.00	5.01	5.01	5.00

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	354	108	109	110	112	113	121	122	413	415
lame	51B	158E2	158E2	158E2	158E2	158E2	158E2	158E2	54B	54B
facies	Pal.enc	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl

**Poids d'oxydes**

SiO2	57.84	60.92	60.29	59.98	60.09	60.89	61.64	60.97	58.77	58.98
Al2O3	26.54	25.68	25.52	24.72	25.20	25.44	24.96	24.96	25.38	25.57
FeO	n.d.	0.05	0.05	0.01	n.d.	0.02	0.10	n.d.	0.02	0.07
CaO	8.14	6.78	6.86	6.96	6.35	6.45	5.32	5.89	6.99	7.07
Na2O	6.92	7.61	7.59	7.54	7.33	7.40	8.46	7.91	7.67	7.67
K2O	0.17	0.27	0.28	0.25	0.31	0.24	0.20	0.21	0.14	0.21
Total	99.61	101.31	100.59	99.46	99.28	100.44	100.68	99.94	98.97	99.57

**Formules structurales**

Si	2.60	2.68	2.67	2.69	2.69	2.69	2.72	2.71	2.65	2.65
Al	1.40	1.33	1.33	1.31	1.33	1.33	1.30	1.31	1.35	1.35
Fe		0.00	0.00			0.00	0.00		0.00	0.00
Ca	0.39	0.32	0.33	0.33	0.30	0.30	0.25	0.28	0.34	0.34
Na	0.60	0.65	0.65	0.65	0.64	0.63	0.72	0.68	0.67	0.67
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	5.00	4.99	5.00	5.00	4.98	4.97	5.01	4.99	5.02	5.02

**Composition des plagioclases du massif d'Ansignan**

point	423
lame	54B
facies	Gbl
groupe	Gbl

**Poids d'oxydes**

SiO2	59.18
Al2O3	25.30
FeO	0.03
CaO	6.86
Na2O	7.84
K2O	0.19
Total	99.40

**Formules structurales**

Si	2.66
Al	1.34
Fe	0.00
Ca	0.33
Na	0.68
K	0.01
Total	5.02

Tableau I.3 (suite)

Amphiboles d'Ansignan										
point	237	243	248	254	265	266	268	270	292	239
lame	52D	52D	52D	52D	52D	52D	52D	52D	53A	52D
facies	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	MNor	GabDio
mineral	ampI	ampI	ampI	ampI	ampI	ampI	ampI	ampI	ampI	ampIIM
Poids d'oxydes										
SiO2	46.39	45.34	44.94	45.38	44.75	46.37	44.74	46.18	44.14	49.47
Al2O3	8.80	9.15	9.47	8.38	8.94	8.02	9.19	8.12	10.72	6.06
TiO2	1.33	1.83	2.44	2.04	1.57	1.17	2.71	1.44	2.34	0.710
Cr2O3	0.160	0.020	0.080	0.030	0.130	0.120	0.180	0.120	0.060	0.100
FeO	11.97	13.17	12.60	13.14	12.71	12.37	12.60	12.48	11.93	11.77
MnO	0.140	0.190	0.130	0.200	0.090	0.160	0.130	0.170	0.090	0.060
MgO	13.75	12.84	12.71	12.90	12.95	13.39	12.90	13.62	12.61	15.24
CaO	11.75	11.39	11.62	11.39	11.36	11.58	11.40	11.53	11.63	11.81
Na2O	1.18	1.33	1.33	1.29	1.19	1.05	1.27	1.11	1.18	0.760
K2O	0.670	0.790	0.820	0.800	0.850	0.690	0.790	0.690	2.26	0.400
F	0.330	0.400	0.100	0.140	0.140	0.270	0.200	0.320	0.480	0.320
Cl	0.110	0.100	0.130	0.080	0.140	0.100	0.120	0.450	0.120	0.070
Total	96.58	96.55	96.37	95.77	94.82	95.29	96.01	96.23	97.56	96.77

#### Formules structurales

Si	6.87	6.77	6.70	6.82	6.78	6.96	6.69	6.91	6.56	7.25
Al4	1.13	1.23	1.30	1.18	1.22	1.04	1.31	1.09	1.44	0.754
Al6	0.404	0.385	0.366	0.307	0.383	0.383	0.306	0.342	0.441	0.292
Ti	0.148	0.206	0.274	0.231	0.179	0.132	0.305	0.162	0.262	0.078
Cr	0.019	0.002	0.009	0.004	0.016	0.014	0.021	0.014	0.007	0.012
Fe2+	1.38	1.55	1.53	1.57	1.50	1.47	1.49	1.45	1.48	1.30
Mg	3.04	2.85	2.82	2.89	2.92	3.00	2.88	3.03	2.79	3.32
Fe2+	0.101	0.096	0.047	0.077	0.107	0.083	0.085	0.114		0.143
Mn	0.018	0.024	0.016	0.025	0.012	0.020	0.016	0.022	0.011	0.007
Ca	1.86	1.83	1.85	1.84	1.85	1.87	1.83	1.84	1.85	1.85
Na	0.026	0.054	0.082	0.062	0.027	0.031	0.071	0.022	0.152	
Na	0.313	0.332	0.303	0.314	0.323	0.275	0.297	0.300	0.188	0.216
K	0.127	0.151	0.156	0.153	0.165	0.132	0.151	0.132	0.429	0.075
Cl	0.020	0.020	0.030	0.020	0.030	0.020	0.030	0.100	0.030	0.020
Total	15.46	15.50	15.49	15.49	15.52	15.43	15.48	15.53	15.64	15.31
XMg	0.690	0.650	0.650	0.650	0.660	0.670	0.660	0.680	0.650	0.720

#### Amphiboles d'Ansignan

point	258	259	261	261	490	264	266	296	302	475
lame	52D	52D	52D	57C	57C	53A	53A	53A	53A	52C
facies	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	MNor	MNor	MNor	MNor	GabDio
mineral	ampIIM	ampIIM	ampIIM	ampIIM	ampIIM	ampIIV	ampIIV	ampIIV	ampIIV	ampIIV
Poids d'oxydes										
SiO2	45.83	46.01	46.26	49.18	47.70	53.26	54.92	53.30	51.52	51.41
Al2O3	8.36	8.50	7.90	7.50	7.94	3.18	1.46	3.01	4.72	5.05
TiO2	1.23	1.12	1.23	0.900	1.19	0.170	0.070	0.210	0.450	0.420
Cr2O3	0.150	0.150	0.140	0.150	0.100	n.d.	0.020	0.020	n.d.	0.040
FeO	12.56	12.67	12.07	11.44	12.45	10.81	10.22	9.29	11.32	11.21
MnO	0.160	0.130	0.160	0.180	0.270	0.210	0.200	0.010	0.210	0.160
MgO	13.31	13.24	13.79	14.89	14.21	17.93	18.64	17.80	15.95	16.32
CaO	11.36	11.46	11.56	11.70	11.70	11.99	11.99	12.40	12.13	11.89
Na2O	1.08	1.10	1.08	0.780	1.07	0.390	0.150	0.360	0.470	0.670
K2O	0.710	0.680	0.640	0.550	0.660	0.240	0.160	0.240	0.310	0.250
F	0.170	0.330	0.190	n.d.	0.160	n.d.	n.d.	0.370	n.d.	0.490
Cl	0.100	0.100	0.540	n.d.	0.170	n.d.	n.d.	0.030	0.080	n.d.
Total	95.02	95.49	95.56	97.27	97.61	98.18	97.83	96.67	97.16	97.91

#### Formules structurales

Si	6.90	6.91	6.95	7.13	6.98	7.57	7.79	7.64	7.45	7.40
Al4	1.10	1.09	1.05	0.873	1.02	0.426	0.210	0.356	0.549	0.601
Al6	0.387	0.415	0.344	0.408	0.353	0.108	0.034	0.153	0.256	0.256
Ti	0.139	0.127	0.139	0.098	0.131	0.018	0.007	0.023	0.049	0.045
Cr	0.018	0.018	0.017	0.017	0.012		0.002	0.002		0.005
Fe2+	1.47	1.49	1.41	1.26	1.41	1.07	1.01	1.02	1.27	1.20
Mg	2.99	2.95	3.09	3.22	3.10	3.80	3.94	3.80	3.43	3.50
Fe2+	0.120	0.110	0.104	0.126	0.113	0.213	0.198	0.098	0.101	0.153
Mn	0.020	0.017	0.020	0.022	0.033	0.025	0.024	0.001	0.026	0.020
Ca	1.84	1.85	1.86	1.82	1.84	1.83	1.82	1.91	1.88	1.84
Na	0.019	0.023	0.011	0.035	0.018					
Na	0.297	0.298	0.304	0.185	0.285	0.108	0.041	0.100	0.132	0.187
K	0.137	0.130	0.123	0.102	0.123	0.044	0.029	0.044	0.057	0.046
Cl	0.020	0.020	0.120		0.040			0.010	0.020	
Total	15.45	15.45	15.55	15.29	15.45	15.22	15.11	15.16	15.21	15.24
XMg	0.670	0.670	0.690	0.720	0.690	0.780	0.800	0.790	0.730	0.750

Tableau I.4

Amphiboles d'Ansignan  
 point 483  
 lame 73  
 facies MNor  
 mineral ampIIV  
 Poids d'oxydes  
 SiO2 51.88  
 Al2O3 4.10  
 TiO2 0.200  
 Cr2O3 0.020  
 FeO 11.48  
 MnO 0.180  
 MgO 16.22  
 CaO 12.01  
 Na2O 0.650  
 K2O 0.260  
 F 0.340  
 Cl n.d.  
 Total 97.34

Formules structurales  
 Si 7.51  
 Al4 0.490  
 Al6 0.209  
 Ti 0.022  
 Cr 0.002  
 Fe2+ 1.27  
 Mg 3.49  
 Fe2+ 0.119  
 Mn 0.022  
 Ca 1.86  
 Na  
 Na 0.182  
 K 0.048  
 Cl  
 Total 15.23  
 XMg 0.730

Tableau I.4 (suite)

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	508	509	510	516	517	212	482	485	605	606
Lame	73	73	73	108D	108D	108D	73	73	F890	F890
Faciès	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	Nor.soc	Nor.soc
groupe	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.05	37.64	37.24	36.95	37.65	35.94	36.60	37.27	37.28	37.41
Al2O3	14.33	14.50	14.13	14.25	14.56	13.83	14.08	14.66	14.32	14.45
FeO	14.90	14.87	15.49	18.72	17.49	18.12	15.94	15.67	15.98	15.91
MnO	0.07	0.02	0.08	0.05	0.04	0.07	0.06	0.08	0.05	0.05
MgO	13.56	14.49	13.64	12.14	12.39	12.14	13.36	13.71	13.09	13.57
TiO2	4.79	4.87	5.35	4.98	4.74	5.17	5.40	5.27	5.01	4.18
Na2O	0.12	0.12	0.14	0.08	0.03	0.08	0.21	0.34	0.16	0.17
K2O	9.75	9.70	9.51	9.05	9.21	9.63	9.72	9.70	9.28	9.16
CaO	0.04	0.02	0.01	0.04	0.01	n.d.	0.13	0.01	0.02	0.09
Cr2O3	0.04	0.02	0.03	n.d.	n.d.	0.01	0.08	0.05	n.d.	n.d.
F	0.47	0.51	0.69	0.63	0.70	n.d.	0.74	0.78	0.47	0.46
Cl	0.16	0.14	0.17	0.15	0.17	n.d.	0.13	0.10	0.68	0.56
Total	95.28	96.90	96.48	97.04	96.99	94.99	96.45	97.64	96.34	96.01
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.59	5.57	5.57	5.56	5.63	5.50	5.51	5.52	5.60	5.62
Al4	2.41	2.43	2.43	2.44	2.37	2.50	2.49	2.48	2.40	2.38
Al6	0.14	0.10	0.06	0.09	0.19		0.01	0.08	0.14	0.18
Fe	1.88	1.84	1.94	2.35	2.19	2.32	2.01	1.94	2.01	2.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.05	3.20	3.04	2.72	2.76	2.77	3.00	3.03	2.93	3.04
Ti	0.54	0.54	0.60	0.56	0.53	0.59	0.61	0.59	0.57	0.47
Cr	0.01	0.00	0.00			0.00	0.01	0.01		
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00		0.02	0.00	0.00	0.01
Na	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.06	0.10	0.05	0.05
K	1.88	1.83	1.81	1.74	1.76	1.88	1.87	1.83	1.78	1.76
F	0.22	0.24	0.33	0.30	0.33		0.35	0.36	0.22	0.22
Cl	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04		0.03	0.02	0.17	0.14
Total	15.82	15.83	15.88	15.84	15.82	15.60	15.99	15.97	15.88	15.88
XFe	0.38	0.37	0.39	0.46	0.44	0.46	0.40	0.39	0.41	0.40

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	607	121	19	21	24	238	247	252	253	286
Lame	F890	G25	G25	G25	G25	52D	52D	52D	52D	53A
Faciès	Nor.soc	bpyr	bpyr	bpyr	bpyr	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio	MNor
groupe	A	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.25	37.72	38.22	38.63	38.38	36.87	36.39	36.20	36.14	37.65
Al2O3	14.60	14.19	13.96	14.07	14.01	14.21	14.19	13.91	13.85	13.98
FeO	15.42	10.53	9.80	9.75	10.71	15.99	15.77	16.79	16.66	15.04
MnO	0.03	0.05	0.04	0.06	0.07	0.10	0.04	0.04	0.07	0.05
MgO	14.10	16.48	17.60	17.89	17.30	13.36	13.30	12.41	12.46	14.01
TiO2	4.19	5.60	5.23	5.02	5.13	5.03	4.93	4.64	4.74	5.35
Na2O	0.17	0.09	0.09	0.09	0.08	0.11	0.10	0.10	0.11	0.06
K2O	9.13	9.69	9.64	9.62	9.83	9.56	9.52	9.22	9.33	9.97
CaO	0.05	0.03	0.35	n.d.	n.d.	0.06	0.02	0.05	0.02	0.01
Cr2O3	n.d.	n.d.	1.11	0.43	0.54	0.17	0.21	0.18	0.18	0.06
F	0.54	0.55	n.d.	n.d.	n.d.	0.49	0.39	0.61	0.36	0.81
Cl	0.55	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	0.21	0.19	0.19	0.19	0.22
Total	96.03	95.01	96.04	95.56	96.05	96.16	95.05	94.34	94.11	97.21
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.59	5.58	5.55	5.62	5.59	5.55	5.53	5.58	5.57	5.59
Al4	2.41	2.42	2.45	2.38	2.41	2.45	2.47	2.42	2.43	2.41
Al6	0.17	0.06	0.06	0.03		0.07	0.07	0.11	0.09	0.04
Fe	1.94	1.30	1.19	1.19	1.30	2.01	2.00	2.16	2.15	1.87
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	3.15	3.64	3.81	3.88	3.76	3.00	3.01	2.85	2.86	3.10
Ti	0.47	0.62	0.57	0.55	0.56	0.57	0.56	0.54	0.55	0.60
Cr			0.13	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Ca	0.01	0.00	0.05			0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
K	1.75	1.83	1.79	1.78	1.83	1.83	1.85	1.81	1.83	1.89
F	0.26	0.26				0.23	0.19	0.30	0.17	0.38
Cl	0.14	0.02				0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Total	15.94	15.77	15.57	15.51	15.55	15.84	15.79	15.88	15.77	15.97
XFe	0.38	0.26	0.24	0.23	0.26	0.40	0.40	0.43	0.43	0.38

Tableau I.5



**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	288	298	301	304	323	324	327	329	333	336
Lame	53A	53A	53A	53A	56E	56E	56E	56E	56E	56E
Faciès	MNor	MNor	MNor	MNor	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.64	37.93	37.82	37.73	37.10	37.36	37.62	37.02	37.13	37.46
Al2O3	14.45	14.04	14.60	14.01	14.71	14.81	14.23	14.91	14.60	14.71
FeO	14.30	14.18	14.23	13.86	14.16	13.59	15.31	16.70	14.92	15.22
MnO	0.05	0.08	0.06	0.06	0.05	0.06	0.08	0.05	0.05	0.10
MgO	14.71	14.58	14.42	14.79	14.37	14.93	14.23	12.77	13.52	14.07
TiO2	4.91	5.93	4.97	5.09	5.40	5.40	4.57	5.46	5.41	4.75
Na2O	0.06	0.08	0.17	0.05	0.08	0.06	0.05	0.07	0.01	0.08
K2O	9.96	9.78	9.92	9.87	9.68	9.75	9.76	9.66	9.60	9.47
CaO	n.d.	0.04	0.06	0.01	0.03	0.02	n.d.	0.02	0.01	0.02
Cr2O3	0.10	0.06	0.07	0.12	0.07	0.06	0.04	0.06	0.05	0.05
F	0.59	0.81	0.65	0.90	0.61	0.59	0.72	0.35	n.d.	0.53
Cl	0.11	0.13	0.12	0.16	0.24	0.55	n.d.	n.d.	n.d.	0.16
Total	96.88	97.64	97.09	96.65	96.50	97.18	96.61	97.07	95.30	96.62
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.57	5.57	5.58	5.61	5.51	5.51	5.57	5.50	5.55	5.57
Al4	2.43	2.43	2.42	2.39	2.49	2.49	2.43	2.50	2.45	2.43
Al6	0.09		0.12	0.06	0.09	0.09	0.14	0.11	0.12	0.15
Fe	1.77	1.74	1.76	1.72	1.76	1.68	1.90	2.08	1.87	1.89
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.24	3.19	3.17	3.28	3.18	3.28	3.14	2.83	3.01	3.12
Ti	0.55	0.65	0.55	0.57	0.60	0.60	0.51	0.61	0.61	0.53
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01
Ca		0.01	0.01	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.05	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02
K	1.88	1.83	1.87	1.87	1.84	1.84	1.84	1.83	1.83	1.80
F	0.28	0.38	0.30	0.42	0.29	0.27	0.34	0.16		0.25
Cl	0.03	0.03	0.03	0.04	0.06	0.14				0.04
Total	15.86	15.87	15.88	16.00	15.86	16.01	15.94	15.66	15.46	15.82
XFe	0.35	0.35	0.36	0.34	0.36	0.34	0.38	0.42	0.38	0.38

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	427	428	433	442	443	444	465	468	493	500
Lame	57A	57A	57A	56D	56D	56D	52C	52C	57C	57C
Faciès	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	GabDio	GabDio	GabDio	GabDio
groupe	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.71	37.93	38.03	37.12	37.29	37.07	37.20	36.57	37.50	37.52
Al2O3	14.66	14.64	14.58	14.62	14.50	14.36	14.11	14.13	14.38	14.22
FeO	13.80	13.80	12.75	14.32	14.18	14.59	15.24	14.66	15.38	16.48
MnO	0.04	0.06	0.04	n.d.	0.05	n.d.	0.05	0.07	0.06	0.10
MgO	15.11	15.23	15.56	14.23	14.80	14.26	14.05	14.03	14.03	13.17
TiO2	4.85	5.03	5.06	5.61	5.08	5.53	5.07	4.70	4.81	5.02
Na2O	0.09	0.08	0.12	0.10	0.09	0.09	0.08	0.02	0.04	0.08
K2O	9.44	9.50	9.29	9.43	9.50	9.52	9.77	9.72	9.80	9.73
CaO	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.18	0.23	0.01	0.07
Cr2O3	0.20	0.21	0.20	0.18	0.15	0.14	0.25	0.24	0.23	0.22
F	0.70	0.59	0.90	n.d.	0.67	0.58	0.29	n.d.	0.87	1.50
Cl	0.08	0.16	0.06	0.15	0.14	0.13	1.13	n.d.	0.25	0.29
Total	96.71	97.23	96.59	95.76	96.45	96.30	97.42	94.37	97.36	98.40
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.56	5.56	5.59	5.52	5.54	5.52	5.55	5.54	5.57	5.58
Al4	2.44	2.44	2.41	2.48	2.46	2.48	2.45	2.46	2.43	2.42
Al6	0.11	0.09	0.12	0.08	0.08	0.04	0.03	0.06	0.09	0.07
Fe	1.70	1.69	1.57	1.78	1.76	1.82	1.90	1.86	1.91	2.05
Mn	0.00	0.01	0.00		0.01		0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.32	3.33	3.41	3.15	3.28	3.17	3.12	3.17	3.11	2.92
Ti	0.54	0.55	0.56	0.63	0.57	0.62	0.57	0.54	0.54	0.56
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Ca	0.00					0.00	0.03	0.04	0.00	0.01
Na	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
K	1.78	1.78	1.74	1.79	1.80	1.81	1.86	1.88	1.86	1.85
F	0.33	0.27	0.42		0.31	0.27	0.14		0.41	0.71
Cl	0.02	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.29		0.06	0.07
Total	15.85	15.81	15.90	15.51	15.89	15.81	15.99	15.59	16.03	16.30
XFe	0.34	0.34	0.32	0.36	0.35	0.36	0.38	0.37	0.38	0.41

Tableau I.5 (suite)

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	550	551	554	188	189	192	205	531	532	536
Lame	87	87	87	52B	52B	52B	52B	110	110	110
Faciès	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor	MNor
groupe	B	B	B	C	C	C	C	C	C	C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	38.21	37.57	36.96	37.50	37.44	37.29	37.58	37.09	36.64	37.49
Al2O3	14.12	14.46	14.09	14.37	14.39	14.32	14.04	14.34	14.00	14.16
FeO	14.90	14.91	15.40	14.67	15.05	14.67	14.55	15.18	15.54	15.09
MnO	0.04	0.03	0.04	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	0.10	0.03	0.04
MgO	14.21	14.46	13.51	14.22	13.96	14.59	13.65	13.49	12.35	13.26
TiO2	5.26	5.49	6.00	5.23	5.49	5.28	5.55	5.48	5.81	4.97
Na2O	0.05	0.07	0.07	0.05	0.06	0.07	0.04	0.07	0.04	0.10
K2O	9.57	9.66	9.43	9.79	9.77	9.78	9.15	9.61	9.68	9.43
CaO	0.03	n.d.	0.03	0.03	n.d.	n.d.	0.17	0.02	0.01	0.04
Cr2O3	0.06	0.04	0.08	0.09	0.11	0.07	0.10	0.09	0.12	0.10
F	0.70	0.60	0.76	0.54	0.44	0.56	0.61	0.56	0.01	0.63
Cl	0.13	0.13	0.10	n.d.	0.14	0.11	0.11	0.12	0.13	0.13
Total	97.28	97.42	96.47	96.49	96.94	96.74	95.55	96.15	94.36	95.44
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.64	5.54	5.53	5.57	5.55	5.53	5.62	5.56	5.58	5.65
Al4	2.36	2.46	2.47	2.43	2.45	2.47	2.38	2.44	2.42	2.35
Al6	0.09	0.05	0.02	0.08	0.06	0.03	0.10	0.09	0.09	0.16
Fe	1.84	1.84	1.93	1.82	1.86	1.82	1.82	1.90	1.98	1.90
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	3.12	3.18	3.01	3.15	3.08	3.23	3.04	3.01	2.80	2.98
Ti	0.58	0.61	0.67	0.58	0.61	0.59	0.62	0.62	0.67	0.56
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Na	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03
K	1.80	1.82	1.80	1.85	1.85	1.85	1.75	1.84	1.88	1.81
F	0.33	0.28	0.36	0.25	0.21	0.26	0.29	0.26	0.00	0.30
Cl	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Total	15.83	15.84	15.86	15.77	15.74	15.84	15.70	15.80	15.49	15.80
XFe	0.37	0.37	0.39	0.37	0.38	0.36	0.37	0.39	0.41	0.39

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	622	623	624	489	283	289	290	303	537	538
Lame	68	68	68	52B	113B	113B	113B	113A	113A	113A
Faciès	MNor	MNor	MNor	MNor	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	C	C	C	C	D	D	D	D	D	D
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	36.98	36.75	36.96	38.04	36.38	36.68	36.54	35.84	36.93	36.50
Al2O3	14.83	14.92	14.68	14.45	13.80	14.25	13.98	13.77	14.04	14.33
FeO	13.12	13.34	13.53	14.18	19.78	19.08	19.69	20.05	20.34	20.25
MnO	0.02	0.07	0.04	0.04	0.04	0.07	0.07	0.05	0.06	0.07
MgO	15.06	15.33	14.56	14.58	10.86	11.63	11.16	10.77	10.44	10.56
TiO2	4.60	4.42	4.84	5.54	5.56	5.88	5.82	6.23	4.89	5.23
Na2O	0.08	0.09	0.04	0.06	0.01	0.03	0.04	0.04	0.03	0.01
K2O	9.77	9.70	9.63	9.85	9.66	9.67	9.69	9.65	9.10	9.45
CaO	n.d.	n.d.	0.02	0.12	0.03	0.01	n.d.	n.d.	0.05	0.03
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	n.d.	0.02	n.d.	0.06	0.06	0.07
F	0.54	0.71	0.55	0.27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.70	0.55
Cl	0.09	0.11	0.10	0.57	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.12	0.10
Total	95.09	95.44	94.95	97.78	96.12	97.32	96.99	96.46	96.76	97.15
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.54	5.50	5.55	5.57	5.54	5.49	5.51	5.46	5.62	5.54
Al4	2.46	2.50	2.45	2.43	2.46	2.51	2.49	2.54	2.38	2.46
Al6	0.16	0.13	0.15	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02	0.14	0.10
Fe	1.64	1.67	1.70	1.74	2.52	2.39	2.48	2.55	2.59	2.57
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.36	3.42	3.26	3.18	2.46	2.59	2.51	2.44	2.37	2.39
Ti	0.52	0.50	0.55	0.61	0.64	0.66	0.66	0.71	0.56	0.60
Cr				0.01		0.00		0.01	0.01	0.01
Ca			0.00	0.02	0.00	0.00			0.01	0.00
Na	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
K	1.87	1.85	1.85	1.84	1.88	1.85	1.86	1.87	1.77	1.83
F	0.26	0.34	0.26	0.13					0.34	0.26
Cl	0.02	0.03	0.02	0.14					0.03	0.03
Total	15.85	15.97	15.81	15.76	15.53	15.51	15.53	15.60	15.83	15.81
XFe	0.33	0.33	0.34	0.35	0.51	0.48	0.50	0.51	0.52	0.52

Tableau I.5 (suite)

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	539	569	575	576	578	355	356	358	362	363
Lame	113A	111B	111B	111B	111B	59A	59A	59A	59A	59A
Faciès	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx
groupe	D	D	D	D	D	C1	C1	C1	C1	C1
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	36.85	35.80	34.89	36.14	36.39	38.34	38.49	37.82	37.75	38.40
Al2O3	13.98	14.83	14.89	14.80	14.85	15.67	15.79	15.28	15.20	15.25
FeO	20.55	17.97	17.72	17.69	18.44	10.57	10.67	11.21	10.48	10.78
MnO	0.10	0.08	0.07	0.09	0.08	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06
MgO	10.45	11.47	10.76	11.39	11.40	17.20	16.99	16.91	17.27	16.59
TiO2	5.04	4.57	5.92	5.67	5.62	3.81	3.78	3.63	4.00	3.99
Na2O	0.03	0.05	0.05	0.07	0.04	0.14	0.16	1.47	0.18	0.15
K2O	9.20	9.78	9.60	9.61	9.83	9.51	9.43	9.25	9.35	9.05
CaO	0.02	0.01	n.d.	0.01	n.d.	0.03	n.d.	0.04	0.03	0.06
Cr2O3	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.20	0.22	0.21	0.23	0.20
F	0.60	0.87	0.55	0.72	0.75	1.14	1.00	1.01	1.18	1.07
Cl	0.11	0.07	0.07	0.07	0.08	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05
Total	96.95	95.50	94.52	96.26	97.48	96.71	96.63	96.93	95.75	95.65
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.60	5.50	5.40	5.48	5.47	5.58	5.60	5.53	5.56	5.64
Al4	2.40	2.50	2.60	2.52	2.53	2.42	2.40	2.47	2.44	2.36
Al6	0.10	0.19	0.12	0.13	0.10	0.27	0.31	0.17	0.20	0.28
Fe	2.61	2.31	2.29	2.24	2.32	1.29	1.30	1.37	1.29	1.32
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	2.37	2.63	2.48	2.58	2.56	3.73	3.68	3.69	3.79	3.63
Ti	0.58	0.53	0.69	0.65	0.64	0.42	0.41	0.40	0.44	0.44
Cr	0.00					0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Ca	0.00	0.00		0.00		0.00		0.01	0.00	0.01
Na	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.04	0.42	0.05	0.04
K	1.78	1.92	1.90	1.86	1.89	1.77	1.75	1.73	1.76	1.70
F	0.29	0.42	0.27	0.34	0.36	0.52	0.46	0.47	0.55	0.50
Cl	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	15.78	16.05	15.79	15.85	15.90	16.09	16.00	16.29	16.13	15.96
XFe	0.52	0.47	0.48	0.46	0.48	0.26	0.26	0.27	0.25	0.27

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	366	368	371	372	373	125	126	127	237	238
Lame	55B	55B	55B	55B	55B	47A	47A	47A	80B	80B
Faciès	bopx	bopx	bopx	bopx	bopx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx
groupe	C1	C1	C1	C1	C1					
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.58	37.66	37.52	37.43	36.92	36.41	36.53	36.76	35.73	35.59
Al2O3	15.87	16.43	16.26	15.94	15.47	15.82	15.79	15.53	15.75	15.59
FeO	15.01	13.61	13.83	13.53	14.27	18.38	18.78	18.19	17.57	17.60
MnO	n.d.	0.10	0.13	0.10	0.13	0.13	0.10	0.08	0.16	0.14
MgO	14.22	14.96	14.16	14.59	14.58	11.35	11.39	11.45	12.25	12.33
TiO2	4.05	3.62	4.08	4.10	3.50	4.69	4.38	4.32	4.29	4.42
Na2O	0.05	0.07	0.10	0.05	0.06	0.07	0.05	0.12	0.07	0.08
K2O	10.15	10.03	9.91	10.05	10.00	9.84	9.86	9.65	9.70	9.72
CaO	n.d.	0.03	0.02	n.d.	n.d.	0.01	0.04	0.08	n.d.	n.d.
Cr2O3	0.19	0.15	0.18	0.18	0.16	0.08	0.08	0.09	0.06	0.09
F	0.91	0.92	0.80	0.75	0.68	0.67	0.70	0.75	n.d.	n.d.
Cl	0.05	n.d.	0.06	0.05	2.17	0.13	0.15	0.15	n.d.	n.d.
Total	98.08	97.58	97.05	96.77	97.94	97.58	97.85	97.17	95.58	95.56
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.52	5.51	5.53	5.53	5.53	5.46	5.47	5.53	5.41	5.40
Al4	2.48	2.49	2.47	2.47	2.47	2.54	2.53	2.47	2.59	2.60
Al6	0.27	0.35	0.35	0.30	0.26	0.26	0.26	0.28	0.22	0.19
Fe	1.84	1.67	1.70	1.67	1.79	2.31	2.35	2.29	2.23	2.23
Mn		0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg	3.11	3.27	3.11	3.21	3.26	2.54	2.54	2.57	2.77	2.79
Ti	0.45	0.40	0.45	0.45	0.39	0.53	0.49	0.49	0.49	0.50
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca		0.00	0.00			0.00	0.01	0.01		
Na	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
K	1.90	1.87	1.86	1.89	1.91	1.88	1.89	1.85	1.88	1.88
F	0.42	0.43	0.37	0.35	0.32	0.32	0.33	0.36		
Cl	0.01		0.01	0.01	0.55	0.03	0.04	0.04		
Total	16.04	16.04	15.93	15.94	16.54	15.92	15.95	15.94	15.64	15.65
XFe	0.37	0.34	0.35	0.34	0.35	0.48	0.48	0.47	0.45	0.44

Tableau I.5 (suite)

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	462	278	279	280	281	282	505	506	507	85
Lame	58A	80A	80A	80A	80A	80A	58A	58A	58A	G42
Faciès	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.opx	An.pgt
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	36.19	37.15	36.47	36.58	36.98	36.86	36.89	36.64	36.85	37.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.78	15.45	15.15	15.28	15.32	15.43	14.83	14.94	15.01	16.16
FeO	16.74	16.59	16.70	16.86	16.72	16.70	17.48	17.16	17.19	16.82
MnO	0.10	0.12	0.10	0.12	0.11	0.11	0.06	0.05	0.07	0.08
MgO	12.29	12.85	12.88	12.82	12.94	12.91	12.18	12.58	12.10	12.38
TiO <sub>2</sub>	5.10	4.80	4.72	4.78	4.98	4.95	4.97	4.33	4.84	4.35
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.09	0.08	0.09	0.33
K <sub>2</sub> O	9.78	9.88	9.82	9.98	9.93	9.89	9.78	9.80	9.72	9.87
CaO	0.02	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.06	0.05	n.d.	0.05	0.03	0.10	0.09	0.08	n.d.
F	0.23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.69	0.26	0.01	n.d.
Cl	0.31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	0.12	0.11	0.10
Total	95.70	96.93	95.97	96.45	97.07	96.90	97.18	96.06	96.07	97.41
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.49	5.51	5.48	5.47	5.48	5.47	5.53	5.53	5.54	5.51
Al <sub>4</sub>	2.51	2.49	2.52	2.53	2.52	2.53	2.47	2.47	2.46	2.49
Al <sub>6</sub>	0.13	0.21	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15	0.19	0.20	0.32
Fe	2.12	2.06	2.10	2.11	2.07	2.07	2.19	2.17	2.16	2.08
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.78	2.84	2.88	2.86	2.86	2.86	2.72	2.83	2.71	2.73
Ti	0.58	0.53	0.53	0.54	0.55	0.55	0.56	0.49	0.55	0.48
Cr	0.01	0.01	0.01		0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	
Ca	0.00		0.01					0.00		
Na	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.09
K	1.89	1.87	1.88	1.90	1.88	1.87	1.87	1.89	1.87	1.86
F	0.11						0.33	0.12	0.00	
Cl	0.08						0.03	0.03	0.03	0.02
Total	15.74	15.55	15.59	15.59	15.56	15.55	15.90	15.77	15.57	15.60
XFe	0.43	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.45	0.43	0.44	0.43

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	87	179	283	449	1	4	5	6	7	8
Lame	G42	56B	56B	G30	G30	G30	G30	G30	G30	G30
Faciès	An.pgt	An.pgt	An.pgt	Anpgt	Anpgt	Anpgt	Anpgt	Anpgt	Anpgt	Anpgt
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	36.21	36.99	36.04	36.70	36.82	36.95	36.54	36.84	36.77	37.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.26	16.43	15.79	16.61	16.17	15.65	15.59	16.00	15.92	16.15
FeO	16.40	16.70	16.39	14.87	15.33	15.13	16.19	15.45	15.73	15.27
MnO	0.07	0.09	0.08	0.03	n.d.	0.08	0.05	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	12.54	11.50	11.93	13.31	13.33	12.18	12.44	13.17	12.79	12.77
TiO <sub>2</sub>	4.05	5.22	5.15	5.37	5.04	5.45	5.61	4.85	5.47	5.27
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.07	0.06	0.10	0.10	n.d.	0.12	0.13	0.10	0.12
K <sub>2</sub> O	9.83	9.53	9.85	9.78	9.75	9.61	9.74	9.77	9.70	9.67
CaO	n.d.	0.05	0.01	0.01	n.d.	0.03	0.04	n.d.	n.d.	n.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.07	0.08	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.65	0.48	0.73	0.61	0.85	0.84	0.55	0.83	0.86	0.59
Cl	0.10	0.09	0.11	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06
Total	96.21	97.22	96.22	97.53	97.44	95.98	96.93	97.12	97.40	96.98
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.45	5.49	5.44	5.40	5.44	5.54	5.45	5.47	5.45	5.48
Al <sub>4</sub>	2.55	2.51	2.56	2.60	2.56	2.46	2.55	2.53	2.55	2.52
Al <sub>6</sub>	0.34	0.36	0.25	0.28	0.26	0.30	0.19	0.27	0.23	0.30
Fe	2.07	2.07	2.07	1.83	1.90	1.90	2.02	1.92	1.95	1.89
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00		0.01	0.01			
Mg	2.81	2.54	2.68	2.92	2.94	2.72	2.76	2.91	2.83	2.82
Ti	0.46	0.58	0.58	0.59	0.56	0.61	0.63	0.54	0.61	0.59
Cr		0.01	0.01	0.01						
Ca		0.01	0.00	0.00		0.00	0.01			
Na	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03		0.03	0.04	0.03	0.03
K	1.89	1.80	1.90	1.83	1.84	1.84	1.85	1.85	1.83	1.82
F	0.31	0.22	0.35	0.28	0.40	0.40	0.26	0.39	0.40	0.28
Cl	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Total	15.94	15.65	15.90	15.79	15.94	15.80	15.77	15.94	15.90	15.74
XFe	0.42	0.45	0.44	0.39	0.39	0.41	0.42	0.40	0.41	0.40

Tableau I.5 (suite)

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	31	79	81	84	282	319	320	144	145	314
Lame	G30	G42	G42	G42	56B	158B	158B	55A	55A	62C
Faciès	Anpgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	36.17	35.79	36.00	36.03	36.03	35.89	36.51	36.29	36.21	36.58
Al2O3	15.50	15.33	15.37	16.09	15.29	16.34	16.82	16.52	16.73	16.65
FeO	14.85	17.59	17.42	16.23	17.11	17.78	17.16	16.27	16.43	16.55
MnO	0.06	0.12	0.10	n.d.	0.10	0.04	0.05	0.05	0.06	0.08
MgO	13.02	11.41	11.71	12.08	12.39	11.97	12.68	12.13	12.04	11.93
TiO2	5.34	4.76	4.55	4.85	4.78	4.92	3.85	4.95	4.86	5.65
Na2O	0.17	0.18	n.d.	0.17	0.06	0.11	0.04	0.11	0.09	0.10
K2O	9.58	9.66	9.82	9.84	9.92	9.81	9.86	9.70	9.72	9.86
CaO	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	0.07	0.06	0.06	0.09	0.06
F	0.79	0.83	0.81	0.92	0.61	n.d.	n.d.	0.70	0.52	0.71
Cl	0.07	0.13	0.09	0.11	0.10	n.d.	n.d.	0.64	0.12	0.11
Total	95.55	95.86	95.87	96.32	96.49	96.93	97.03	97.44	96.87	98.28
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.45	5.47	5.49	5.44	5.44	5.36	5.42	5.42	5.40	5.39
Al4	2.55	2.53	2.51	2.56	2.56	2.64	2.58	2.58	2.60	2.61
Al6	0.20	0.23	0.25	0.30	0.16	0.24	0.36	0.33	0.34	0.28
Fe	1.87	2.25	2.22	2.05	2.16	2.22	2.13	2.03	2.05	2.04
Mn	0.01	0.02	0.01		0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.93	2.60	2.66	2.72	2.79	2.67	2.81	2.70	2.68	2.62
Ti	0.60	0.55	0.52	0.55	0.54	0.55	0.43	0.56	0.54	0.63
Cr					0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca		0.01			0.00			0.00		
Na	0.05	0.05		0.05	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03
K	1.84	1.88	1.91	1.89	1.91	1.87	1.87	1.85	1.85	1.85
F	0.38	0.40	0.39	0.44	0.29			0.33	0.24	0.33
Cl	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03			0.16	0.03	0.03
Total	15.90	16.02	15.99	16.03	15.92	15.60	15.63	16.01	15.78	15.82
XFe	0.39	0.46	0.45	0.43	0.44	0.45	0.43	0.43	0.43	0.44

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	315	316	317	318	141	142	146	44	45	48
Lame	62C	62C	62C	62C	55A	55A	55A	G15	G15	G15
Faciès	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.22	36.49	36.37	36.65	36.02	36.12	36.36	37.03	37.11	37.28
Al2O3	16.32	16.21	16.21	16.01	15.66	16.09	16.04	16.41	16.53	16.87
FeO	16.20	16.87	16.74	17.64	17.56	17.63	17.10	12.58	12.61	11.81
MnO	0.04	n.d.	0.08	n.d.	0.06	0.13	0.09	0.02	0.01	0.02
MgO	12.30	11.79	12.17	11.43	11.17	11.42	11.37	15.34	15.21	15.69
TiO2	5.21	5.34	4.80	5.22	5.04	5.30	5.57	4.27	4.58	3.77
Na2O	0.09	0.01	0.10	n.d.	0.12	0.10	0.12	0.13	0.10	0.16
K2O	9.95	9.86	9.97	9.96	9.33	9.54	9.67	9.74	9.99	9.78
CaO	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.02	0.02	0.01	n.d.	0.03
Cr2O3	0.07	0.08	n.d.	0.06	0.06	0.05	0.08	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.65	0.66	0.85	0.76	0.53	0.67	0.77	0.93	1.07	1.34
Cl	0.21	0.10	0.12	0.12	0.12	0.15	0.12	0.09	0.09	0.08
Total	98.27	97.41	97.41	97.85	95.71	97.22	97.31	96.56	97.30	96.83
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.47	5.43	5.43	5.46	5.47	5.41	5.43	5.46	5.44	5.48
Al4	2.53	2.57	2.57	2.54	2.53	2.59	2.57	2.54	2.56	2.52
Al6	0.30	0.27	0.28	0.27	0.27	0.25	0.25	0.31	0.30	0.40
Fe	1.99	2.10	2.09	2.20	2.23	2.21	2.14	1.55	1.55	1.45
Mn	0.00		0.01		0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	2.70	2.62	2.71	2.54	2.53	2.55	2.53	3.37	3.32	3.44
Ti	0.58	0.60	0.54	0.58	0.58	0.60	0.63	0.47	0.50	0.42
Cr	0.01	0.01		0.01	0.01	0.01	0.01			
Ca	0.00				0.01	0.00	0.00	0.00		0.00
Na	0.03	0.00	0.03		0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05
K	1.87	1.87	1.90	1.89	1.81	1.82	1.84	1.83	1.87	1.83
F	0.30	0.31	0.40	0.36	0.25	0.32	0.36	0.44	0.50	0.62
Cl	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02
Total	15.83	15.81	15.99	15.88	15.76	15.84	15.84	16.03	16.09	16.23
XFe	0.42	0.44	0.44	0.46	0.47	0.46	0.46	0.32	0.32	0.30

Tableau I.5 (suite)

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	59	21	22	23	27	225	226	227	228	222
Lame	G15	G16	G16	G16	G16	51A	51A	51A	51A	51A
Faciès	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	36.21	36.03	35.75	35.81	36.33	36.49	36.30	36.63	36.29	37.03
Al2O3	16.14	16.24	15.68	15.60	16.37	15.51	15.31	16.33	15.94	15.47
FeO	16.42	16.20	16.64	16.76	16.07	17.54	17.07	16.46	16.65	17.66
MnO	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.07	0.09	0.08	0.06	0.12
MgO	12.36	12.25	12.08	12.04	12.58	11.96	11.89	12.25	12.44	11.87
TiO2	4.63	5.38	5.27	5.41	4.83	5.18	4.79	5.26	4.91	5.19
Na2O	0.11	0.09	0.09	0.05	0.10	0.10	0.12	0.11	0.08	0.12
K2O	9.76	9.87	9.71	9.78	9.58	9.83	9.73	9.64	9.58	9.78
CaO	0.02	0.03	0.05	0.03	0.01	n.d.	0.06	0.04	n.d.	n.d.
Cr2O3	n.d.	0.08	0.12	0.11	0.09	0.13	0.13	0.06	0.09	0.10
F	0.77	1.08	0.68	0.91	0.83	0.73	0.88	0.73	0.96	0.90
Cl	0.10	0.10	0.11	0.12	0.13	n.d.	n.d.	0.01	0.09	0.11
Total	96.55	97.38	96.19	96.64	96.96	97.54	96.37	97.60	97.09	98.35
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.44	5.38	5.40	5.40	5.42	5.45	5.49	5.42	5.43	5.49
Al4	2.56	2.62	2.60	2.60	2.50	2.55	2.51	2.58	2.57	2.51
Al6	0.30	0.24	0.19	0.18	0.40	0.18	0.22	0.27	0.24	0.20
Fe	2.06	2.02	2.10	2.12	2.01	2.19	2.16	2.04	2.08	2.19
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.77	2.73	2.72	2.71	2.80	2.66	2.68	2.70	2.78	2.63
Ti	0.52	0.60	0.60	0.61	0.54	0.58	0.54	0.58	0.55	0.58
Cr		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00		0.01	0.01		
Na	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
K	1.87	1.88	1.87	1.88	1.82	1.87	1.88	1.82	1.83	1.85
F	0.37	0.51	0.32	0.43	0.39	0.34	0.42	0.34	0.45	0.42
Cl	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03			0.00	0.02	0.03
Total	15.95	16.05	15.88	16.00	15.96	15.88	15.98	15.81	16.00	15.96
XFe	0.43	0.43	0.44	0.44	0.42	0.45	0.45	0.43	0.43	0.45

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	223	230	340	341	347	350	231	234	344	400
Lame	51A	51A	51B	51B	51B	51B	103C	103C	51B	46
Faciès	Pal	Pal	Pal. enc	Pal. enc	Pal. enc	Pal. enc	Pal. enc	Pal. enc	Pal. enc	Gbl
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.23	36.60	36.42	36.61	36.70	36.45	35.75	36.23	37.07	35.95
Al2O3	15.51	15.85	15.89	15.61	15.65	15.84	14.82	14.78	16.20	16.30
FeO	17.37	16.72	15.78	16.04	16.58	16.28	18.81	17.77	15.49	17.06
MnO	0.06	0.03	0.10	0.09	0.14	0.06	0.08	0.09	0.07	0.09
MgO	11.87	12.88	12.54	12.61	12.48	12.38	12.11	12.08	13.27	11.04
TiO2	5.23	4.58	5.26	5.51	5.14	4.53	3.81	5.03	4.70	5.41
Na2O	0.08	0.08	0.09	0.32	0.08	0.09	0.06	0.12	0.11	0.14
K2O	9.79	9.81	9.80	9.43	9.80	9.84	9.71	9.75	9.77	9.63
CaO	n.d.	n.d.	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	n.d.
Cr2O3	0.12	0.09	0.06	0.06	0.06	0.04	n.d.	0.01	0.06	n.d.
F	0.90	1.00	0.84	0.79	0.86	0.58	n.d.	n.d.	0.90	0.57
Cl	0.11	0.07	0.07	0.07	0.46	0.07	n.d.	n.d.	0.08	0.09
Total	98.27	97.71	96.88	97.18	97.96	96.18	95.17	95.89	97.76	96.28
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.51	5.45	5.44	5.45	5.46	5.48	5.48	5.48	5.47	5.42
Al4	2.49	2.55	2.56	2.55	2.54	2.52	2.52	2.52	2.53	2.58
Al6	0.22	0.23	0.24	0.19	0.21	0.29	0.16	0.11	0.29	0.32
Fe	2.15	2.08	1.97	2.00	2.06	2.05	2.41	2.25	1.91	2.15
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.62	2.86	2.79	2.80	2.77	2.78	2.77	2.72	2.92	2.48
Ti	0.58	0.51	0.59	0.62	0.57	0.51	0.44	0.57	0.52	0.61
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00		0.00	0.01	
Ca			0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Na	0.02	0.02	0.03	0.09	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04
K	1.85	1.86	1.87	1.79	1.86	1.89	1.90	1.88	1.84	1.85
F	0.42	0.47	0.40	0.37	0.40	0.28			0.42	0.27
Cl	0.03	0.02	0.02	0.02	0.12	0.02			0.02	0.02
Total	15.92	16.07	15.93	15.90	16.05	15.86	15.71	15.58	15.97	15.76
XFe	0.45	0.42	0.41	0.42	0.43	0.42	0.47	0.45	0.40	0.46

Tableau I.5 (suite)

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	401	402	416	422	426	125	122	414	562	563
Lame	46	46	54B	56F	56F	54A	54A	54B	50	50
groupe	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Fel	Fel
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	36.45	36.00	36.35	36.30	35.94	36.53	36.68	36.62	36.13	35.81
Al2O3	16.32	16.16	16.29	16.13	15.86	16.06	16.91	16.81	18.85	18.31
FeO	16.90	17.22	15.64	16.62	16.36	14.25	14.91	14.61	14.87	14.75
MnO	0.05	0.07	0.05	0.12	0.06	0.03	0.01	0.03	0.04	0.01
MgO	10.90	11.36	12.11	12.14	12.28	14.52	12.94	13.19	9.60	11.61
TiO2	5.70	5.29	5.90	5.26	5.30	4.25	4.26	5.25	4.70	4.26
Na2O	0.13	0.11	0.06	0.10	0.09	0.11	0.13	0.10	0.12	0.09
K2O	9.42	9.57	9.85	9.70	9.63	9.83	9.84	9.68	9.44	9.50
CaO	0.03	0.02	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.05
Cr2O3	0.06	0.06	n.d.	0.01	n.d.	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03
F	0.59	0.46	n.d.	0.56	0.88	n.d.	n.d.	0.61	0.23	1.00
Cl	0.08	0.07	0.06	0.14	0.08	n.d.	n.d.	0.08	0.10	0.10
Total	96.63	96.39	96.31	97.17	96.48	95.61	95.72	97.00	94.11	95.52
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.46	5.42	5.41	5.41	5.41	5.44	5.46	5.40	5.46	5.39
Al4	2.54	2.58	2.59	2.59	2.59	2.56	2.54	2.60	2.54	2.61
Al6	0.34	0.29	0.27	0.25	0.22	0.26	0.43	0.32	0.82	0.64
Fe	2.12	2.17	1.95	2.07	2.06	1.77	1.86	1.80	1.88	1.86
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.43	2.55	2.69	2.70	2.76	3.22	2.87	2.90	2.16	2.60
Ti	0.64	0.60	0.66	0.59	0.60	0.48	0.48	0.58	0.53	0.48
Cr	0.01	0.01		0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00		0.01					0.00	0.01
Na	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03
K	1.80	1.84	1.87	1.85	1.85	1.87	1.87	1.82	1.82	1.82
F	0.28	0.22		0.26	0.42			0.28	0.11	0.48
Cl	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02			0.02	0.03	0.02
Total	15.69	15.74	15.48	15.82	15.96	15.64	15.55	15.76	15.39	15.94
XFe	0.47	0.46	0.42	0.43	0.43	0.35	0.39	0.38	0.47	0.42

**Composition des biotites du massif d'Ansignan**

Point	608	609	610	611
Lame	156A	156A	156A	156A
Faciès	Caram	Caram	Caram	Caram
groupe	Caram	Caram	Caram	Caram
<b>Poids d'oxydes</b>				
SiO2	36.46	36.75	37.60	37.42
Al2O3	16.84	16.83	17.00	16.51
FeO	14.64	14.57	14.38	14.28
MnO	0.04	0.01	0.04	0.04
MgO	13.20	13.23	13.22	13.39
TiO2	5.19	5.30	5.03	4.84
Na2O	0.08	0.07	0.22	0.05
K2O	9.73	9.59	9.86	9.71
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.01
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.72	0.52	0.65	0.76
Cl	0.12	0.10	0.10	0.11
Total	97.02	96.97	98.10	97.12
<b>Formules structurales</b>				
Si	5.39	5.41	5.47	5.51
Al4	2.61	2.59	2.53	2.49
Al6	0.33	0.33	0.39	0.37
Fe	1.81	1.80	1.75	1.76
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.91	2.91	2.87	2.94
Ti	0.58	0.59	0.55	0.54
Cr				
Ca				0.00
Na	0.02	0.02	0.06	0.01
K	1.84	1.80	1.83	1.82
F	0.34	0.24	0.22	0.35
Cl	0.03	0.02	0.02	0.03
Total	15.86	15.71	16.70	15.83
XFe	0.38	0.38	0.38	0.37

Tableau I.5 (suite)

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	62	63	64	65	66	83	151	152	153	155	
lame	G42	G42	G42	G42	G42	G42	G42	55A	55A	55A	55A
facies	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt
type	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1

**Poids d'oxydes**

SiO2	37.73	37.56	37.63	37.45	37.55	37.53	37.43	37.72	37.38	37.26
Al2O3	21.71	21.65	21.61	21.62	21.66	21.41	21.82	21.89	21.69	21.59
MgO	5.82	5.93	5.87	5.88	5.61	4.40	4.61	5.53	4.40	4.27
FeO	30.66	30.63	31.26	30.95	31.10	33.37	32.27	31.54	32.25	32.12
MnO	2.30	2.25	2.22	2.24	2.40	2.01	2.52	2.26	2.75	2.86
CaO	1.84	1.80	1.66	1.76	1.88	1.90	1.91	1.74	1.92	1.87
Total	100	99.82	100	99.90	100	101	101	101	100	99.97

**Formules structurales**

Si	5.95	5.94	5.94	5.93	5.94	5.96	5.93	5.93	5.94	5.95
Al	4.04	4.04	4.02	4.04	4.04	4.01	4.07	4.06	4.06	4.06
Mg	1.37	1.40	1.38	1.39	1.32	1.04	1.09	1.30	1.04	1.02
Fe	4.05	4.05	4.13	4.10	4.11	4.43	4.28	4.15	4.29	4.29
Mn	0.307	0.302	0.297	0.300	0.321	0.270	0.338	0.301	0.370	0.387
Ca	0.311	0.305	0.281	0.299	0.318	0.323	0.324	0.293	0.327	0.320
Total	16.03	16.04	16.05	16.06	16.05	16.03	16.03	16.03	16.03	16.03

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	156	275	276	277	278	279	280	281	314	315
lame	55A	56B	56B	56B	56B	56B	56B	56B	158B	158B
facies	An.gt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.gt	An.gt
groupe	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1

**Poids d'oxydes**

SiO2	38.20	37.18	37.40	37.40	37.37	37.20	37.53	37.42	37.30	37.23
Al2O3	22.13	21.43	21.56	21.61	21.44	21.37	21.50	21.61	21.27	21.30
MgO	6.86	4.58	4.80	5.03	5.08	5.36	5.54	5.63	4.33	5.66
FeO	29.53	31.89	31.86	31.90	31.60	31.41	31.24	31.54	33.11	31.51
MnO	1.95	2.46	2.43	2.34	2.22	2.20	2.02	2.07	2.70	2.24
CaO	1.71	1.62	1.62	1.61	1.57	1.54	1.55	1.57	1.62	1.54
Total	100	99.16	99.67	99.89	99.28	99.08	99.38	99.84	100	99.48

**Formules structurales**

Si	5.96	5.97	5.96	5.95	5.97	5.95	5.97	5.94	5.95	5.94
Al	4.07	4.05	4.05	4.05	4.04	4.03	4.03	4.04	4.00	4.00
Mg	1.59	1.10	1.14	1.19	1.21	1.28	1.31	1.33	1.03	1.35
Fe	3.85	4.28	4.25	4.24	4.22	4.20	4.16	4.19	4.42	4.20
Mn	0.258	0.334	0.328	0.315	0.300	0.298	0.272	0.278	0.365	0.303
Ca	0.286	0.279	0.277	0.274	0.269	0.264	0.264	0.267	0.277	0.263
Total	16.01	16.01	16.00	16.02	16.01	16.02	16.01	16.04	16.04	16.06

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	316	317	318	62	63	64	65	66	10	11
lame	158B	158B	158B	158B	158B	158B	158B	158B	G30	G30
facies	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.pgt	An.pgt
groupe	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G2	G2

**Poids d'oxydes**

SiO2	37.18	37.42	37.16	36.88	37.02	36.95	37.22	35.81	38.29	38.75
Al2O3	21.05	21.17	21.21	21.61	21.73	21.49	21.60	21.53	21.60	21.94
MgO	4.25	4.38	4.33	3.28	4.54	4.67	4.75	4.05	5.95	7.69
FeO	30.89	32.95	33.11	33.95	32.87	32.89	32.81	33.43	31.76	29.51
MnO	2.56	2.58	2.58	2.81	2.45	2.26	2.25	2.51	1.52	1.40
CaO	1.60	1.61	1.55	1.56	1.50	1.55	1.52	1.62	1.55	1.64
Total	97.53	100	99.94	100	100	99.81	100	98.95	101	101

**Formules structurales**

Si	6.04	5.98	5.95	5.93	5.91	5.91	5.93	5.82	6.00	5.99
Al	4.03	3.99	4.01	4.09	4.09	4.05	4.06	4.13	3.99	3.99
Mg	1.03	1.04	1.03	0.786	1.08	1.11	1.13	0.982	1.39	1.77
Fe	4.20	4.40	4.44	4.56	4.39	4.40	4.37	4.55	4.16	3.81
Mn	0.353	0.349	0.350	0.383	0.331	0.306	0.304	0.346	0.202	0.183
Ca	0.279	0.276	0.266	0.269	0.256	0.266	0.259	0.282	0.260	0.271
Total	15.93	16.03	16.05	16.02	16.06	16.04	16.05	16.11	16.00	16.01

Tableau I.6



**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	12	13	16	17	18	25	26	28	30	40
lame	G30	G30	G30	G30	G30	G30	G30	G30	G30	G30
facies	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt
groupe	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2

**Poids d'oxydes**

SiO2	38.67	38.19	38.46	38.07	38.21	38.84	37.61	38.13	38.20	37.83
Al2O3	21.84	21.64	21.71	21.63	21.52	21.87	21.43	21.55	21.61	21.45
MgO	7.28	6.18	6.09	5.53	6.06	5.25	5.95	6.24	6.60	5.41
FeO	30.52	30.98	31.64	32.29	31.55	31.02	32.02	31.56	31.14	32.38
MnO	1.52	1.57	1.29	1.51	1.29	1.30	1.32	1.26	1.34	1.47
CaO	1.54	1.58	1.57	1.58	1.59	1.62	1.57	1.57	1.59	1.50
Total	101	100	101	101	100	99.90	99.90	100	100	100

**Formules structurales**

Si	5.98	6.00	6.01	5.99	6.01	6.09	5.96	5.99	5.98	5.99
Al	3.98	4.01	4.00	4.01	3.99	4.04	4.00	3.99	3.99	4.00
Mg	1.68	1.45	1.42	1.30	1.42	1.23	1.40	1.46	1.54	1.28
Fe	3.95	4.07	4.13	4.25	4.15	4.07	4.24	4.15	4.08	4.29
Mn	0.199	0.209	0.171	0.201	0.172	0.173	0.177	0.168	0.178	0.197
Ca	0.255	0.266	0.263	0.266	0.268	0.272	0.266	0.264	0.267	0.254
Total	16.04	16.00	15.99	16.02	16.01	15.87	16.04	16.02	16.03	16.01

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	213	214	215	216	217	218	308	309	310	311
lame	62C	62C	62C	62C	62C	62C	62C	62C	62C	62C
facies	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt
groupe	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2

**Poids d'oxydes**

SiO2	38.62	38.49	38.23	38.72	38.32	38.37	38.64	38.40	38.26	38.61
Al2O3	22.30	22.44	21.89	22.14	22.18	21.95	22.16	22.08	21.95	22.05
MgO	7.59	7.60	6.30	7.51	6.87	6.65	7.62	7.19	6.44	7.51
FeO	29.65	29.90	30.97	29.30	30.29	30.74	29.23	29.63	30.93	29.37
MnO	1.34	1.29	1.26	1.22	1.29	1.31	1.22	1.31	1.39	1.31
CaO	1.47	1.48	1.50	1.51	1.54	1.55	1.48	1.48	1.53	1.60
Total	101	101	100	100	100	101	100	100	100	100

**Formules structurales**

Si	5.96	5.93	5.99	6.00	5.97	5.98	5.99	5.98	5.98	5.99
Al	4.06	4.08	4.04	4.04	4.07	4.03	4.05	4.06	4.04	4.03
Mg	1.75	1.75	1.47	1.73	1.59	1.55	1.76	1.67	1.50	1.74
Fe	3.83	3.86	4.06	3.80	3.94	4.01	3.79	3.86	4.04	3.81
Mn	0.175	0.168	0.167	0.160	0.170	0.173	0.160	0.173	0.184	0.172
Ca	0.243	0.244	0.252	0.251	0.257	0.259	0.246	0.247	0.256	0.266
Total	16.02	16.03	15.98	15.98	16.00	16.00	16.00	15.99	16.00	16.01

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	312	313	450	451	452	453	454	455	456	457
lame	62C	62C	G30	G30	G30	G30	G30	G30	G30	G30
facies	An.gt	An.gt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt	An.pgt
groupe	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2

**Poids d'oxydes**

SiO2	38.42	38.56	38.09	38.26	37.70	37.81	38.11	38.14	38.33	38.15
Al2O3	22.23	22.16	21.97	21.87	21.81	21.63	21.89	22.02	22.15	22.21
MgO	7.23	7.90	6.16	6.26	5.97	5.90	6.24	7.29	7.46	7.36
FeO	30.09	29.29	31.88	31.55	31.95	32.17	31.41	30.25	29.72	29.99
MnO	1.25	1.20	1.30	1.32	1.47	1.50	1.26	1.17	1.36	1.24
CaO	1.54	1.50	1.43	1.53	1.49	1.24	1.52	1.58	1.58	1.74
Total	101	101	101	101	100	100	100	100	101	101

**Formules structurales**

Si	5.96	5.96	5.96	5.98	5.94	5.96	5.97	5.94	5.95	5.92
Al	4.06	4.04	4.05	4.03	4.05	4.02	4.04	4.04	4.05	4.07
Mg	1.67	1.82	1.44	1.46	1.40	1.39	1.46	1.69	1.73	1.70
Fe	3.90	3.79	4.17	4.12	4.21	4.24	4.12	3.94	3.86	3.90
Mn	0.164	0.157	0.172	0.175	0.196	0.200	0.167	0.154	0.179	0.163
Ca	0.256	0.249	0.240	0.256	0.251	0.210	0.255	0.264	0.263	0.290
Total	16.01	16.02	16.03	16.02	16.05	16.02	16.01	16.03	16.03	16.04

Tableau I.6 (suite)

**grenat d'Ansignan**

point	545	546	547	548	549	33	34	35	37	38
lame	F680	F680	F680	F680	F680	G16	G16	G16	G16	G16
facies	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt
groupe	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2

**Poids d'oxydes**

SiO2	37.28	37.68	37.00	37.79	38.30	38.04	38.50	38.33	38.39	38.43
Al2O3	21.28	21.70	21.29	21.44	21.93	21.56	21.60	21.68	21.56	21.66
MgO	4.31	6.32	4.49	5.27	6.64	6.05	6.90	6.83	7.28	7.41
FeO	31.99	31.09	33.15	32.13	30.47	32.11	30.89	31.06	30.39	30.43
MnO	1.73	1.66	2.02	1.67	1.40	1.47	1.30	1.33	1.28	1.26
CaO	1.55	1.61	1.57	1.54	1.70	1.55	1.56	1.57	1.56	1.57
Total	98.14	100	99.52	99.84	100	101	101	101	100	101

**Formules structurales**

Si	6.03	5.94	5.94	6.00	5.98	5.97	6.00	5.98	5.99	5.97
Al	4.05	4.03	4.03	4.01	4.03	3.99	3.97	3.98	3.96	3.97
Mg	1.04	1.48	1.07	1.25	1.54	1.41	1.60	1.59	1.69	1.72
Fe	4.32	4.10	4.45	4.26	3.98	4.21	4.02	4.05	3.96	3.96
Mn	0.237	0.222	0.275	0.224	0.185	0.195	0.172	0.176	0.169	0.166
Ca	0.268	0.272	0.270	0.262	0.284	0.261	0.260	0.262	0.261	0.261
Total	15.94	16.04	16.03	16.01	16.00	16.04	16.02	16.04	16.03	16.05

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	39	49	50	51	58	60	61	103	104	105
lame	G16	G15	G15	G15	G15	G15	G15	62E	62E	62E
facies	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt
groupe	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2	G2

**Poids d'oxydes**

SiO2	38.64	38.37	38.41	38.18	38.26	38.02	38.25	37.14	37.66	37.66
Al2O3	21.74	21.80	21.72	21.79	21.83	21.85	21.75	21.63	21.80	21.77
MgO	7.72	6.47	6.72	6.82	6.61	7.22	7.39	4.80	4.73	4.75
FeO	29.68	31.02	31.07	30.67	31.52	29.99	29.82	33.92	33.15	33.40
MnO	1.22	1.32	1.42	1.46	1.23	1.43	1.31	1.50	1.40	1.35
CaO	1.57	1.46	1.38	1.35	1.41	1.49	1.54	1.48	1.39	1.40
Total	101	100	101	100	101	100	100	100	100	100

**Formules structurales**

Si	5.99	6.00	5.99	5.97	5.97	5.95	5.97	5.91	5.97	5.97
Al	3.97	4.02	3.99	4.02	4.01	4.03	4.00	4.05	4.08	4.07
Mg	1.78	1.51	1.56	1.59	1.54	1.68	1.72	1.14	1.12	1.12
Fe	3.85	4.05	4.05	4.01	4.11	3.93	3.89	4.51	4.40	4.43
Mn	0.160	0.175	0.188	0.194	0.162	0.190	0.173	0.202	0.188	0.181
Ca	0.261	0.245	0.231	0.226	0.236	0.250	0.258	0.252	0.236	0.238
Total	16.01	16.00	16.01	16.01	16.03	16.03	16.01	16.06	15.99	16.01

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	106	107	108	109	417	418	421	8	9	10
lame	62E	62E	62E	62E	54B	54B	54B	158E2	158E2	158E2
facies	An.gt	An.gt	An.gt	An.gt	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl
groupe	G2	G2	G2	G2						

**Poids d'oxydes**

SiO2	37.49	37.60	37.73	37.44	37.60	37.66	37.81	37.00	37.17	36.71
Al2O3	21.60	21.69	21.59	21.59	21.75	21.71	21.75	21.60	21.52	21.77
MgO	4.52	4.54	4.41	4.39	5.51	5.56	6.01	4.71	4.96	5.30
FeO	33.96	33.89	33.67	33.79	32.29	32.44	31.72	33.13	33.22	32.64
MnO	1.52	1.72	1.55	1.42	1.59	1.58	1.52	1.71	1.63	1.64
CaO	1.39	1.42	1.38	1.39	1.55	1.80	1.90	1.50	1.53	1.54
Total	100	101	100	100	100	101	101	99.65	100	99.60

**Formules structurales**

Si	5.96	5.95	5.99	5.97	5.94	5.93	5.94	5.92	5.92	5.87
Al	4.04	4.05	4.04	4.06	4.05	4.03	4.02	4.07	4.04	4.10
Mg	1.07	1.07	1.04	1.04	1.30	1.31	1.41	1.12	1.18	1.26
Fe	4.51	4.49	4.47	4.51	4.27	4.27	4.16	4.43	4.43	4.36
Mn	0.205	0.231	0.208	0.192	0.213	0.211	0.202	0.232	0.220	0.222
Ca	0.237	0.241	0.235	0.237	0.262	0.304	0.320	0.257	0.261	0.264
Total	16.02	16.03	15.98	16.01	16.03	16.05	16.05	16.03	16.05	16.08

Tableau I.6 (suite)

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	13	14	16	27	28	29	308	311	312	232
lame	158E2	158E2	158E2	158E2	158E2	158E2	134A	134A	134A	103C
facies	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Pal	Pal	Pal	Pal.enc

**Poids d'oxydes**

SiO2	37.17	37.25	37.44	37.86	37.78	37.51	38.02	37.63	38.00	37.58
Al2O3	21.66	21.40	21.71	21.58	21.90	21.57	21.02	21.62	20.75	21.54
MgO	5.17	4.85	4.69	4.57	4.64	4.50	6.69	6.24	5.78	5.71
FeO	32.57	32.79	33.12	34.01	33.32	34.08	31.03	31.54	32.10	32.27
MnO	1.54	1.62	1.83	1.66	1.75	1.80	1.28	1.16	1.76	1.23
CaO	1.68	1.59	1.62	1.35	1.32	1.29	1.67	1.87	1.88	1.90
Total	99.79	99.50	100	101	101	101	99.71	100	100	100

**Formules structurales**

Si	5.92	5.96	5.94	5.98	5.97	5.95	6.00	5.94	6.01	5.94
Al	4.07	4.03	4.06	4.02	4.08	4.03	3.91	4.02	3.87	4.01
Mg	1.23	1.16	1.11	1.08	1.09	1.06	1.57	1.47	1.36	1.35
Fe	4.34	4.39	4.40	4.49	4.40	4.52	4.10	4.16	4.25	4.27
Mn	0.208	0.219	0.246	0.222	0.234	0.242	0.171	0.155	0.236	0.165
Ca	0.287	0.272	0.275	0.228	0.223	0.219	0.283	0.316	0.319	0.322
Total	16.05	16.03	16.03	16.02	16.00	16.02	16.03	16.06	16.04	16.06
XFe	0.779	0.791	0.799	0.806	0.801	0.810	0.723	0.739	0.758	0.760

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	233	564	565	111	115	116	129	130	131	132
lame	103C	50	50	23	23	23	23	23	23	23
facies	Pal.enc	GFel	GFel	GFel	GFel	GFel	GFel	GFel	GFel	GFel

**Poids d'oxydes**

SiO2	36.93	37.53	38.64	37.55	38.01	37.97	37.34	37.57	37.35	37.36
Al2O3	21.08	21.69	22.47	21.85	21.91	21.86	21.64	21.79	21.62	21.39
MgO	5.70	5.12	8.11	5.44	6.29	6.41	5.24	6.27	6.19	5.07
FeO	31.56	33.69	30.05	34.09	32.87	32.12	34.03	32.91	33.31	34.19
MnO	1.19	1.42	0.840	0.970	0.760	0.780	0.880	0.780	0.850	0.960
CaO	2.04	0.920	0.940	0.690	0.760	0.770	0.630	0.750	0.740	0.710
Total	98.50	100	101	101	101	99.91	99.76	100	100	99.68

**Formules structurales**

Si	5.94	5.95	5.95	5.93	5.96	5.98	5.95	5.93	5.92	5.97
Al	4.00	4.05	4.08	4.07	4.05	4.06	4.06	4.06	4.04	4.03
Mg	1.37	1.21	1.86	1.28	1.47	1.50	1.24	1.48	1.46	1.21
Fe	4.25	4.47	3.87	4.50	4.31	4.23	4.53	4.35	4.41	4.57
Mn	0.162	0.191	0.110	0.130	0.101	0.104	0.119	0.104	0.114	0.130
Ca	0.352	0.156	0.155	0.117	0.128	0.130	0.108	0.127	0.126	0.122
Total	16.07	16.03	16.02	16.03	16.02	16.00	16.01	16.05	16.07	16.03

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	134	135	136	147	148	149	150	151	152	612
lame	23	156A	156A	156A	156A	156A	156A	156A	156A	156A
facies	GFel	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram	Caram

**Poids d'oxydes**

SiO2	37.55	37.29	37.84	38.05	38.11	37.98	38.06	38.31	38.19	38.25
Al2O3	21.50	21.78	21.89	22.02	22.14	22.19	22.12	22.02	22.19	22.23
MgO	5.39	6.14	6.31	6.89	7.09	7.11	7.08	7.16	7.30	7.48
FeO	33.94	31.28	31.79	31.21	31.07	31.04	30.91	30.56	30.80	29.94
MnO	0.870	1.06	1.10	0.980	1.03	1.04	1.01	0.990	1.01	0.950
CaO	0.700	1.33	1.30	1.30	1.26	1.28	1.29	1.32	1.38	1.33
Total	99.95	98.88	100	100	101	101	100	100	101	100

**Formules structurales**

Si	5.97	5.94	5.95	5.94	5.93	5.92	5.94	5.97	5.93	5.95
Al	4.03	4.09	4.06	4.05	4.06	4.08	4.07	4.04	4.06	4.08
Mg	1.28	1.46	1.48	1.60	1.65	1.65	1.65	1.66	1.69	1.74
Fe	4.51	4.17	4.18	4.08	4.05	4.05	4.03	3.98	4.00	3.90
Mn	0.117	0.143	0.146	0.130	0.136	0.137	0.133	0.131	0.133	0.125
Ca	0.119	0.227	0.219	0.218	0.210	0.214	0.216	0.220	0.230	0.222
Total	16.03	16.03	16.03	16.02	16.04	16.05	16.04	16.00	16.04	16.02

Tableau I.6 (suite)

**Composition des grenats du massif d'Ansignan**

point	613	614	217
lame	156A	156A	108B
facies	Caram	Caram	enc.sed

**Poids d'oxydes**

SiO2	38.08	38.08	37.01
Al2O3	22.17	21.93	21.25
MgO	6.91	6.58	4.68
FeO	30.99	31.31	33.92
MnO	0.970	1.02	1.47
CaO	1.36	1.30	1.08
Total	100	100	99.41

**Formules structurales**

Si	5.94	5.97	5.95
Al	4.08	4.05	4.03
Mg	1.61	1.54	1.12
Fe	4.04	4.10	4.56
Mn	0.128	0.135	0.200
Ca	0.227	0.218	0.186
Total	16.02	16.01	16.05

Tableau I.6 (suite)

**Composition chimique des apatites du massif d'Ansignan**

point lame facies	30 1080 A	31 1080 A	32 1080 A	33 1080 A	34 1080 A	10 52B C	11 52B C	12 52B C	13 52B C	14 52B C
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	0.19	0.23	0.57	0.38	0.19	0.32	0.28	0.31	0.41	0.36
MgO	4.32	4.32	4.32	4.32	4.32	5.27	5.27	5.27	5.27	5.27
FeO	0.11	0.01	n.d.	0.09	0.15	0.05	0.08	0.02	0.03	n.d.
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.04	0.03	0.10	0.04	0.01
CaO	55.46	55.12	54.61	54.98	55.57	55.04	54.89	54.98	55.31	55.10
SrO	0.02	n.d.	0.03	0.03	n.d.	0.06	0.09	0.07	0.08	0.06
Na2O	n.d.	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	n.d.	0.04	0.02	0.04
P2O5	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51
Ce2O3	0.15	0.18	0.32	0.16	0.23	0.27	0.30	0.15	0.27	0.17
La2O3	0.05	0.10	0.08	n.d.	n.d.	0.11	0.05	0.12	0.04	0.06
Y2O3	0.05	0.08	0.20	0.08	0.08	0.09	0.02	0.11	0.05	0.08
F	1.92	1.65	1.76	1.83	1.72	1.61	1.67	1.75	1.77	1.62
Cl	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.10	0.12	0.11	0.11	0.14
Total	101.18	100.97	100.40	100.73	102.10	101.12	100.46	100.97	101.26	101.04
<b>Formules structurales</b>										
Si	0.03	0.04	0.10	0.07	0.03	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06
Mg	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.00
Fe	0.02	0.00	n.d.	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	n.d.
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	10.50	10.30	10.30	10.40	10.30	10.30	10.40	10.40	10.40	10.30
Sr	0.00	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.01
P	6.17	6.22	6.15	6.17	6.22	6.20	6.18	6.18	6.16	6.19
Ce	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
La	0.00	0.01	0.00	n.d.	n.d.	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Y	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
F	1.92	1.65	1.76	1.83	1.72	1.61	1.67	1.75	1.77	1.62
Cl	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.10	0.12	0.11	0.11	0.14
Total	18.74	18.33	18.46	18.61	18.42	18.33	18.47	18.56	18.57	18.36

**Composition chimique des apatites du massif d'Ansignan**

point lame facies	41 72 An.gt	42 72 An.gt	43 72 An.gt	44 72 An.gt	45 72 An.gt	46 72 An.gt	47 72 An.gt	48 72 An.gt	49 72 An.gt	57 129A Pal
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	0.09	0.07	0.10	0.08	0.08	0.10	0.04	0.06	0.04	0.08
MgO	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	3.07	2.94
FeO	n.d.	0.15	0.11	0.10	0.06	0.10	0.14	0.08	0.24	0.20
MnO	0.04	0.06	0.03	0.02	0.09	0.05	0.15	0.17	0.16	0.15
CaO	54.77	55.00	54.51	54.48	54.63	54.60	54.30	54.83	54.26	54.72
SrO	0.04	0.01	0.03	0.03	0.02	n.d.	n.d.	0.04	0.01	0.03
Na2O	0.08	0.08	0.07	0.05	0.07	0.09	0.04	0.08	0.02	0.02
P2O5	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.33
Ce2O3	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	0.08	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	0.04
La2O3	n.d.	0.08	n.d.	0.03	0.06	0.04	n.d.	n.d.	0.02	0.04
Y2O3	0.19	0.12	0.14	0.19	0.15	0.16	0.14	0.10	0.12	0.13
F	1.79	1.86	1.93	1.87	1.73	1.81	1.75	1.75	1.97	1.79
Cl	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.15
Total	100.98	101.46	101.19	100.83	100.74	100.65	100.50	101.12	100.89	100.77
<b>Formules structurales</b>										
Si	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.01	0.00	0.01	n.d.	0.01	0.00	0.00	0.01	n.d.	0.01
Fe	n.d.	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	10.20	10.30	10.20	10.20	10.20	10.30	10.20	10.20	10.20	10.30
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01
P	6.26	6.25	6.28	6.28	6.26	6.25	6.29	6.26	6.28	6.22
Ce	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
La	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.00
Y	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F	1.79	1.86	1.93	1.87	1.73	1.81	1.75	1.75	1.97	1.79
Cl	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.15
Total	18.37	18.53	18.52	18.45	18.32	18.48	18.37	18.35	18.58	18.56

Tableau I.7

**Composition chimique des apatites du massif d'Ansignan**

point	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67
lame	129A	129A	129A	129A	62A	62A	62A	62A	62A	62A
facies	Pal	Pal	Pal	Pal	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl

**Poids d'oxydes**

SiO <sub>2</sub>	0.09	0.06	0.10	0.03	0.14	0.14	0.14	0.13	0.22	0.19
MgO	2.94	2.94	2.94	2.94	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69
FeO	0.23	n.d.	0.13	0.07	0.51	0.74	0.69	0.53	0.29	0.24
MnO	0.10	n.d.	0.10	0.07	0.13	0.12	0.16	0.19	0.07	n.d.
CaO	54.78	54.83	54.93	55.47	54.82	53.47	53.66	54.28	53.96	53.99
SrO	0.04	0.02	0.09	0.05	0.01	0.08	0.05	0.06	0.04	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.04	n.d.	0.07	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.33	0.33	0.33	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.02	n.d.	0.06	n.d.	0.08	0.10	0.05	n.d.	0.20
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.12	n.d.	n.d.	0.03
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.09	0.17	n.d.	0.19	0.11	0.07	0.04	0.09	0.09
F	1.76	1.76	1.71	1.96	1.72	1.84	1.60	1.94	1.93	1.64
Cl	0.22	0.18	0.20	0.11	0.15	0.14	0.14	0.14	0.07	0.07
Total	101.48	100.29	100.57	101.18	100.10	101.33	100.47	100.65	100.68	100.08

**Formules structurales**

Si	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03
Mg	0.00	0.00	0.01	n.d.	0.02	0.02	0.03	0.03	n.d.	0.01
Fe	0.03	n.d.	0.02	0.01	0.08	0.11	0.10	0.08	0.04	0.03
Mn	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	n.d.
Ca	10.30	10.40	10.40	10.50	10.50	10.00	10.10	10.30	10.10	10.20
Sr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
P	6.23	6.22	6.18	6.19	6.13	6.31	6.26	6.19	6.28	6.26
Ce	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.01	0.00	n.d.	0.01
La	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.00
Y	0.02	0.01	0.02	n.d.	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
F	1.76	1.76	1.71	1.96	1.72	1.84	1.60	1.94	1.93	1.64
Cl	0.22	0.18	0.20	0.11	0.15	0.14	0.14	0.14	0.07	0.07
Total	18.62	18.60	18.59	18.79	18.69	18.49	18.32	18.76	18.50	18.29

**Composition chimique des apatites du massif d'Ansignan**

point	68	69	70	71	72	73
lame	62A	53B	53B	53B	53B	53B
facies	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl

**Poids d'oxydes**

SiO <sub>2</sub>	0.26	0.15	0.14	0.25	0.15	0.19
MgO	0.69	1.53	1.53	1.53	1.53	1.53
FeO	0.26	0.27	0.27	0.26	0.11	0.23
MnO	0.09	0.22	0.26	0.26	0.26	0.33
CaO	54.62	54.72	54.41	53.77	53.60	54.09
SrO	0.03	0.03	0.03	0.09	0.04	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.03	0.08	0.04	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.15	0.06	0.14	0.15
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	n.d.	0.06	n.d.	0.06	0.03
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.08	0.05	0.17	0.14	0.15
F	1.89	1.74	1.75	1.69	1.76	1.50
Cl	0.08	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Total	101.16	99.87	100.14	99.39	100.13	99.06

**Formules structurales**

Si	0.05	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03
Mg	0.02	n.d.	0.00	n.d.	0.01	0.01
Fe	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03
Mn	0.01	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05
Ca	10.20	10.40	10.30	10.20	10.10	10.30
Sr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
P	6.23	6.18	6.21	6.22	6.30	6.18
Ce	n.d.	n.d.	0.01	0.00	0.01	0.01
La	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00
Y	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
F	1.89	1.74	1.75	1.69	1.76	1.50
Cl	0.08	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Total	18.53	18.46	18.42	18.30	18.31	18.18

Tableau I.7 (suite)

**Composition chimique des zircons du massif d'Ansignan**

point	42	43	44	41	43	44	46	47	49	50
lame	108D	108D	108D	52D	52D	52D	53A	53A	56E	56E
facies	A	A	A	B	B	B	B	B	B	B
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	64.84	66.17	66.28	66.04	66.00	64.98	65.09	65.39	63.67	62.69
ThO2	0.18	0.02	n.d.	0.03	0.01	0.02	0.10	n.d.	0.18	0.26
U2O3	0.22	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.10	0.32
La2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	n.d.	0.01	0.07	n.d.	0.07
Ce2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03
Nd2O3	0.06	0.03	0.01	0.03	n.d.	n.d.	0.11	n.d.	0.02	n.d.
Sm2O3	0.08	n.d.	0.03	0.19	n.d.	0.15	n.d.	0.01	0.13	0.02
Y2O3	0.56	0.01	0.04	0.11	0.04	0.07	0.31	0.18	0.87	1.34
HfO2	1.14	1.49	1.45	0.65	0.63	1.55	1.06	1.13	1.04	1.12
SiO2	32.24	32.48	32.40	32.40	32.39	31.91	32.50	32.42	32.19	31.59
FeO	0.15	0.13	0.08	0.04	n.d.	0.28	0.02	0.04	0.02	0.12
CaO	0.02	0.04	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.02
Total	99.49	100.37	100.30	99.54	99.23	98.96	99.21	99.25	98.24	97.58
<b>Formules structurales</b>										
Zr	3.92	3.96	3.97	3.97	3.97	3.95	3.92	3.94	3.88	3.85
Th	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.01
U	0.01	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.01
La	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
Nd	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.
Sm	0.00	n.d.	0.00	0.01	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.01	0.00
Y	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.06	0.09
Hf	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04
Si	3.99	3.98	3.98	3.99	4.00	3.97	4.02	4.01	4.02	3.98
Fe	0.02	0.01	0.01	0.00	n.d.	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00
Total	8.02	8.01	8.01	8.00	8.00	8.02	8.01	8.01	8.01	8.00

**Composition chimique des zircons du massif d'Ansignan**

point	51	54	55	56	20	21	22	23	24	13
lame	56E	52A	52A	52A	71	71	71	71	71	111B
facies	B	C	C	C	C	C	C	C	C	D
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	63.31	66.00	65.92	66.43	63.89	64.95	63.92	64.67	64.39	63.44
ThO2	n.d.	0.07	0.08	n.d.	0.11	0.02	0.02	0.06	n.d.	0.06
U2O3	0.15	0.03	n.d.	n.d.	0.13	n.d.	0.02	0.01	0.09	0.01
La2O3	0.07	n.d.	0.02	0.02	0.01	0.02	n.d.	0.02	0.02	0.03
Ce2O3	n.d.	0.02	0.03	n.d.	0.06	0.05	n.d.	0.04	n.d.	n.d.
Nd2O3	n.d.	0.03	0.03	0.12	0.05	n.d.	n.d.	0.02	0.12	n.d.
Sm2O3	0.14	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	0.12	0.04	n.d.	0.04
Y2O3	1.07	0.19	0.31	0.10	0.44	0.02	0.20	0.17	0.15	0.28
HfO2	0.96	1.32	1.28	1.56	1.46	1.53	1.52	1.42	1.62	1.04
SiO2	31.83	32.31	32.36	32.34	31.74	31.98	31.17	31.56	31.48	30.48
FeO	0.10	n.d.	0.01	0.05	0.08	0.03	0.14	0.07	0.04	n.d.
CaO	n.d.	0.02	n.d.	0.01	n.d.	0.02	n.d.	0.01	n.d.	n.d.
Total	97.63	99.99	100.09	100.63	97.97	98.62	97.11	98.09	97.91	95.38
<b>Formules structurales</b>										
Zr	3.88	3.96	3.95	3.97	3.92	3.95	3.96	3.96	3.96	4.00
Th	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.00
U	0.00	0.00	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.
La	0.00	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.00
Ce	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.
Nd	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.
Sm	0.01	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00
Y	0.07	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02
Hf	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04
Si	4.00	3.98	3.98	3.96	3.99	3.99	3.96	3.97	3.97	3.94
Fe	0.01	n.d.	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	n.d.
Ca	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.
Total	8.01	8.01	8.00	8.00	8.01	8.00	8.01	8.01	8.01	8.00

Tableau I.8

**Composition chimique des zircons du massif d'Ansignan**

point lame facies	14 111B D	16 111B D	17 111B D	18 111B D	9 47A An.opx	10 47A An.opx	12 47A An.opx	13 80A An.opx	17 80A An.opx	18 80A An.opx
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	63.18	65.07	63.86	63.98	62.56	62.57	64.88	63.94	64.20	64.56
ThO2	0.07	0.01	0.02	n.d.	n.d.	0.03	0.08	0.02	0.03	0.05
U2O3	0.07	0.02	n.d.	n.d.	0.02	0.23	0.06	0.44	0.17	0.17
La2O3	n.d.	0.03	0.04	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	0.08	0.01	0.11
Ce2O3	n.d.	n.d.	0.03	0.01	n.d.	0.01	0.05	n.d.	n.d.	0.01
Nd2O3	0.09	0.06	0.04	0.02	n.d.	0.04	0.03	n.d.	0.01	0.08
Sm2O3	0.02	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	0.13	0.04	0.24
Y2O3	0.33	0.21	0.15	0.10	0.23	0.32	0.14	0.78	0.58	0.03
HfO2	1.05	1.14	1.31	1.22	1.83	1.66	1.58	1.38	1.25	1.39
SiO2	30.50	32.12	31.02	30.78	31.54	31.64	32.77	31.89	32.30	32.38
FeO	n.d.	0.03	0.01	n.d.	0.10	0.11	0.49	n.d.	0.11	0.16
CaO	n.d.	0.01	n.d.	0.02	0.04	0.02	0.01	n.d.	0.03	n.d.
Total	95.31	98.70	96.55	96.13	96.41	96.67	100.09	98.66	98.73	99.18
<b>Formules structurales</b>										
Zr	3.99	3.95	3.98	4.00	3.88	3.87	3.88	3.88	3.88	3.91
Th	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
U	0.00	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
La	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00
Ce	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.00	n.d.	n.d.	0.00
Sm	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.01	0.00	0.01
Y	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.05	0.04	0.00
Hf	0.04	0.04	0.05	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05
Si	3.95	4.00	3.96	3.95	4.01	4.02	4.02	3.97	4.01	4.02
Fe	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.01	0.01	0.05	n.d.	0.01	0.02
Ca	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.
Total	8.01	8.01	8.01	8.01	7.99	8.00	8.02	7.97	7.99	8.02

**Composition chimique des zircons du massif d'Ansignan**

point lame facies	4 55A An.gt	5 55A An.gt	6 55A An.gt	7 55A An.gt	8 55A An.gt	3 62E2 An.gt	4 62E2 An.gt	5 62E2 An.gt	26 1588 An.gt	27 1588 An.gt
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	65.45	65.33	64.43	64.82	64.85	65.43	64.48	64.00	62.72	63.16
ThO2	n.d.	0.07	n.d.	0.03	n.d.	0.04	n.d.	0.02	n.d.	0.04
U2O3	n.d.	n.d.	0.03	0.02	n.d.	0.09	0.12	0.37	0.02	n.d.
La2O3	n.d.	0.03	0.05	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01
Ce2O3	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.02	n.d.
Nd2O3	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.
Sm2O3	n.d.	0.11	n.d.	0.05	n.d.	0.11	0.12	n.d.	0.02	0.22
Y2O3	0.18	0.12	0.20	0.19	0.26	0.10	0.07	0.36	0.17	0.12
HfO2	1.41	1.50	1.50	1.51	1.60	1.70	1.66	1.71	1.82	1.47
SiO2	32.60	32.46	32.26	32.49	32.41	31.95	31.41	31.33	30.76	30.43
FeO	0.13	0.28	0.01	n.d.	n.d.	0.08	0.08	0.18	0.36	0.10
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.03	0.01	0.04	0.04	n.d.
Total	99.85	99.90	98.53	99.11	99.31	99.53	97.97	98.02	95.98	95.55
<b>Formules structurales</b>										
Zr	3.92	3.92	3.91	3.91	3.91	3.96	3.96	3.94	3.94	3.99
Th	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00
U	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.01	0.00	n.d.
La	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.
Nd	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.
Sm	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.01
Y	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
Hf	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05
Si	4.00	4.00	4.01	4.02	4.01	3.96	3.96	3.96	3.96	3.94
Fe	0.01	0.03	0.00	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	n.d.
Total	8.00	8.02	7.99	8.00	8.00	8.01	8.00	8.02	8.03	8.01

Tableau I.8 (suite)



**Composition chimique des zircons du massif d'Ansignan**

point	28	27	28	39	40	28	30	31	54	57
lame	158B	134A	134A	G37	G37	51A	51A	51A	158G	158G
facies	An.gt	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Gbl	Gbl
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	62.64	65.73	64.79	63.94	64.28	64.64	65.32	65.49	64.12	64.27
ThO2	0.03	0.05	0.06	0.18	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.03
U2O3	0.02	0.07	0.04	0.11	0.15	0.10	n.d.	0.08	0.03	0.11
La2O3	n.d.	0.13	0.05	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	0.05	n.d.	n.d.
Ce2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.03	n.d.	0.01
Nd2O3	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.30	0.09	n.d.	0.04	n.d.	0.10
Sm2O3	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.17	n.d.	n.d.	n.d.	0.15
Y2O3	0.13	0.06	0.18	0.89	0.10	0.14	n.d.	0.04	0.18	0.16
HfO2	1.47	1.25	1.47	1.05	1.92	1.60	1.43	1.63	1.59	1.61
SiO2	30.30	32.69	32.09	32.19	31.66	32.46	32.71	32.52	32.23	32.20
FeO	0.31	0.13	0.27	0.10	0.15	0.01	0.09	0.09	0.08	0.01
CaO	0.01	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.03	n.d.	n.d.
Total	94.91	100.13	99.02	98.46	98.56	99.26	99.58	100.00	98.23	98.65
<b>Formules structurales</b>										
Zr	3.98	3.93	3.93	3.89	3.93	3.90	3.92	3.93	3.90	3.90
Th	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.00
U	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.00
La	n.d.	0.01	0.00	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.
Nd	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.01	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.00
Sm	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.01
Y	0.01	0.00	0.01	0.06	0.01	0.01	n.d.	0.00	0.01	0.01
Hf	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
Si	3.94	4.01	3.99	4.01	3.97	4.02	4.02	4.00	4.02	4.01
Fe	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	0.00	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.	n.d.
Total	8.02	8.01	8.02	8.01	8.01	8.00	8.00	8.01	8.00	7.99

**Composition chimique des zircons du massif d'Ansignan**

point	58	59
lame	158G	158G
facies	Gbl	Gbl

<b>Poids d'oxydes</b>		
ZrO2	65.43	64.95
ThO2	0.01	0.05
U2O3	n.d.	0.12
La2O3	n.d.	n.d.
Ce2O3	n.d.	n.d.
Nd2O3	0.16	n.d.
Sm2O3	0.09	0.04
Y2O3	0.23	0.29
HfO2	1.03	1.26
SiO2	32.53	32.39
FeO	n.d.	n.d.
CaO	0.01	n.d.
Total	99.49	99.10

<b>Formules structurales</b>		
Zr	3.93	3.92
Th	n.d.	0.00
U	n.d.	0.00
La	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	n.d.
Nd	0.01	n.d.
Sm	0.00	0.00
Y	0.01	0.02
Hf	0.04	0.04
Si	4.01	4.01
Fe	n.d.	n.d.
Ca	0.00	n.d.
Total	8.00	8.00

Tableau I.8 (suite)

**Composition chimiques des monazites du massif d'Ansignan**

point lame facies	14 80A An.opx	15 80A An.opx	16 80A An.opx	19 80A An.opx	20 80A An.opx	1 55A An.gt	3 55A An.gt	1 62E An.gt	2 62E An.gt	6 62E An.gt
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	28.62	28.31	28.49	29.03	28.95	29.02	29.18	27.13	26.87	27.58
ThO2	7.28	6.73	6.29	7.05	7.42	7.55	7.34	4.78	7.50	7.64
U2O3	n.d.	0.24	n.d.	0.04	n.d.	0.01	0.19	n.d.	n.d.	n.d.
La2O3	14.05	14.46	15.76	15.08	13.40	14.86	14.83	16.00	13.85	13.48
Ce2O3	26.75	27.14	28.34	27.85	26.68	27.74	27.25	29.91	27.90	27.53
Nd2O3	11.21	11.20	10.69	10.78	11.62	11.59	10.11	10.98	11.22	11.38
Sm2O3	1.55	1.98	1.40	1.82	1.65	1.73	1.62	1.41	1.67	1.71
Y2O3	2.17	2.14	1.02	1.10	1.75	1.10	1.84	0.88	0.70	0.91
SiO2	0.54	0.65	0.72	0.42	0.47	0.51	0.53	0.39	0.44	0.42
FeO	0.03	0.02	0.09	n.d.	0.03	0.10	0.02	n.d.	0.10	n.d.
CaO	1.29	1.22	0.98	1.27	1.40	1.39	1.40	0.88	1.36	1.47
Total	93.50	94.09	93.79	94.44	93.39	95.60	94.31	94.36	94.61	94.12
<b>Formules structurales</b>										
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P	3.98	3.94	3.97	4.01	4.02	3.97	4.01	3.91	3.91	3.95
Th	0.27	0.25	0.23	0.26	0.28	0.28	0.27	0.18	0.29	0.29
U	n.d.	0.01	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
La	0.85	0.88	0.96	0.91	0.81	0.89	0.89	1.01	0.88	0.84
Ce	1.61	1.63	1.71	1.66	1.60	1.64	1.62	1.87	1.76	1.71
Nd	0.66	0.66	0.63	0.63	0.68	0.67	0.59	0.67	0.69	0.69
Sm	0.09	0.11	0.08	0.10	0.09	0.10	0.09	0.08	0.10	0.10
Y	0.19	0.19	0.09	0.09	0.15	0.09	0.16	0.08	0.06	0.08
Si	0.09	0.11	0.12	0.07	0.08	0.08	0.09	0.07	0.08	0.07
Fe	0.00	0.00	0.01	n.d.	0.00	0.01	0.00	n.d.	0.01	n.d.
Ca	0.23	0.21	0.17	0.22	0.25	0.24	0.24	0.16	0.25	0.27
Total	7.97	7.99	7.97	7.95	7.96	7.97	7.96	8.03	8.03	8.00

**Composition chimiques des monazites du massif d'Ansignan**

point lame facies	8 62E An.gt	9 62E An.gt	38 158B An.gt	39 158B An.gt	21 134A Pal	22 134A Pal	23 134A Pal	24 134A Pal	25 134A Pal	26 134A Pal
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.04	0.03	0.08	0.10
P2O5	26.87	26.31	26.06	26.35	28.86	28.70	28.95	28.94	29.28	28.90
ThO2	4.80	7.69	6.03	7.32	8.64	8.62	8.06	8.27	6.71	7.45
U2O3	0.66	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.16	n.d.	n.d.	0.07
La2O3	13.89	13.65	14.60	13.86	13.88	13.66	14.15	13.99	15.44	14.95
Ce2O3	27.91	27.66	28.53	28.24	26.45	26.90	26.79	27.01	28.29	27.82
Nd2O3	11.10	11.21	11.19	10.93	11.91	11.12	11.14	11.56	11.45	11.08
Sm2O3	1.90	1.81	1.59	1.53	1.52	1.60	1.44	1.75	1.31	1.45
Y2O3	1.81	0.79	1.09	0.61	1.33	1.22	1.00	1.01	0.33	0.38
SiO2	0.32	0.41	0.63	0.45	0.70	0.61	0.58	0.55	0.45	0.50
FeO	n.d.	0.07	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	0.02
CaO	1.06	1.47	1.01	1.33	1.45	1.45	1.46	1.45	1.34	1.43
Total	94.32	91.07	92.73	92.64	94.75	93.90	93.76	94.59	94.69	94.16
<b>Formules structurales</b>										
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.00	0.01	0.01
P	3.94	3.88	3.85	3.89	3.97	3.99	4.01	3.99	4.02	4.00
Th	0.19	0.30	0.24	0.29	0.32	0.32	0.30	0.31	0.25	0.28
U	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.00
La	0.89	0.88	0.94	0.89	0.83	0.83	0.85	0.84	0.92	0.90
Ce	1.77	1.76	1.82	1.80	1.57	1.62	1.60	1.61	1.68	1.67
Nd	0.69	0.70	0.70	0.68	0.69	0.65	0.65	0.67	0.66	0.65
Sm	0.11	0.11	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08	0.10	0.07	0.08
Y	0.17	0.07	0.10	0.06	0.11	0.11	0.09	0.09	0.03	0.03
Si	0.05	0.07	0.11	0.08	0.11	0.10	0.09	0.09	0.07	0.08
Fe	n.d.	0.01	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	0.00
Ca	0.20	0.27	0.19	0.25	0.25	0.25	0.26	0.25	0.23	0.25
Total	8.03	8.05	8.04	8.03	7.95	7.96	7.94	7.96	7.95	7.96

Tableau I.9

**Composition chimiques des monazites du massif d'Ansignan**

point	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
lame	134A	134A	G37	G37	G37	G37	G37	G37	G37	G37
facies	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal	Pal

**Poids d'oxydes**

ZrO2	0.09	n.d.	0.07	n.d.	0.02	0.01	n.d.	n.d.	0.05	0.09
P2O5	28.73	29.20	29.03	28.65	28.87	28.62	29.19	28.95	28.88	28.97
ThO2	7.95	8.27	7.89	8.61	7.88	6.39	7.55	7.14	7.58	7.88
U2O3	n.d.	n.d.	0.03	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La2O3	14.65	14.39	13.84	13.16	14.52	14.94	13.96	14.92	14.00	15.00
Ce2O3	27.65	27.46	27.18	26.39	27.43	28.61	27.64	27.75	27.54	27.48
Nd2O3	11.68	11.12	11.74	10.99	10.65	11.47	11.76	11.40	11.01	11.06
Sm2O3	1.62	1.32	1.87	1.39	1.36	1.57	1.39	1.50	1.50	1.56
Y2O3	0.52	0.41	1.09	1.04	0.65	0.51	0.69	0.71	0.60	0.44
SiO2	0.41	0.46	0.45	0.51	0.40	0.33	0.38	0.34	0.43	0.43
FeO	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	0.07	0.04	0.07
CaO	1.57	1.53	1.46	1.48	1.44	1.26	1.41	1.36	1.42	1.43
Total	94.87	94.14	94.72	92.31	93.25	93.72	93.98	94.14	93.06	94.39

**Formules structurales**

Zr	0.01	n.d.	0.01	n.d.	0.00	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.01
P	3.98	4.03	4.00	4.03	4.03	4.00	4.03	4.01	4.03	4.01
Th	0.30	0.31	0.29	0.32	0.30	0.24	0.28	0.27	0.28	0.29
U	n.d.	n.d.	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	0.88	0.86	0.83	0.81	0.88	0.91	0.84	0.90	0.85	0.90
Ce	1.66	1.64	1.62	1.60	1.65	1.73	1.65	1.66	1.66	1.64
Nd	0.68	0.65	0.68	0.65	0.63	0.68	0.69	0.67	0.65	0.65
Sm	0.09	0.07	0.10	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09
Y	0.04	0.04	0.09	0.09	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05	0.04
Si	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07
Fe	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.01
Ca	0.27	0.27	0.25	0.26	0.25	0.22	0.25	0.24	0.25	0.25
Total	7.99	7.94	7.96	7.94	7.94	7.97	7.93	7.96	7.94	7.96

**Composition chimiques des monazites du massif d'Ansignan**

point	55	64	65	66
lame	158G	158G	158G	158G
facies	Gbl	Gbl	Gbl	Gbl

**Poids d'oxydes**

ZrO2	n.d.	n.d.	0.03	n.d.
P2O5	28.33	29.06	28.69	28.35
ThO2	7.14	5.88	7.39	7.36
U2O3	n.d.	0.04	n.d.	n.d.
La2O3	13.27	14.11	14.01	13.38
Ce2O3	27.45	27.27	27.60	27.49
Nd2O3	11.59	11.18	11.70	11.64
Sm2O3	1.85	1.85	1.51	1.78
Y2O3	1.94	2.24	0.96	1.72
SiO2	1.09	0.52	0.54	0.87
FeO	0.02	n.d.	0.02	n.d.
CaO	0.99	1.07	1.35	0.96
Total	93.68	93.21	93.79	93.55

**Formules structurales**

Zr	n.d.	n.d.	0.00	n.d.
P	3.93	4.02	3.99	3.95
Th	0.27	0.22	0.28	0.28
U	n.d.	0.00	n.d.	n.d.
La	0.80	0.85	0.85	0.81
Ce	1.65	1.63	1.66	1.66
Nd	0.68	0.65	0.69	0.68
Sm	0.10	0.10	0.09	0.10
Y	0.17	0.19	0.08	0.15
Si	0.18	0.08	0.09	0.14
Fe	0.00	n.d.	0.00	n.d.
Ca	0.17	0.19	0.24	0.17
Total	7.96	7.94	7.96	7.95

Tableau I.9 (suite)



**Massif de Saint-Arnac : Liste des abréviations dans les tableaux d'analyses.**

**Ar** : Roches provenant du massif de Saint Arnac

**TF** : Roches provenant du secteur de Tournefort

**Dio** : }

**Dio1** : }Roches basiques et intermédiaires englobées dans le granite de Saint Arnac

**DT** : Diorite de Tournefort

**Dio.Riv** : Diorite englobée dans les gneiss de Riverole

**bioenc** : enclave basique à biotite seule comme phase ferromagnésienne

**ampenc** : enclave basique à biotite et amphibole comme phases ferromagnésiens

**GDio** : Granodiorite de Saint Arnac

**GT** : Granodiorite de Tournefort

**GPorph** : Granite porphyroïde

**GLansac** : granite de Lansac

**River** : Gneiss de Riverole

**Composition chimique des enclaves et des roches basiques du massif de Saint Arnac**

ECHANT	18	19B	19C	22A	22B	22C	22D	151B	190	40
MASSIF	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	TF	Ar	TF
FACIES	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	58.60	53.20	57.40	54.10	54.50	55.90	60.70	59.66	54.29	52.30
TiO2	0.90	0.61	1.04	0.89	0.85	0.85	0.89	0.99	0.69	0.90
Al2O3	16.90	12.80	16.50	14.10	14.10	14.60	16.40	16.83	14.41	17.00
Fe2O3	7.09	9.02	6.70	8.49	7.64	7.83	5.78	6.76	7.85	8.29
MnO	0.08	0.13	0.10	0.14	0.12	0.11	0.08	0.10	0.12	0.13
MgO	3.87	12.50	5.21	10.50	8.53	9.57	3.84	4.35	9.06	6.45
CaO	4.58	5.65	4.79	4.45	4.68	5.26	4.14	5.03	5.75	6.73
Na2O	2.89	2.18	2.81	2.38	2.36	2.92	3.12	2.92	2.31	3.29
K2O	2.24	1.71	2.87	3.10	2.67	1.76	3.41	2.87	2.27	2.18
P2O5	0.28	0.18	0.27	0.24	0.26	0.24	0.29	0.26	0.25	0.17
PF	2.66	1.17	1.32	1.94	1.88	1.24	0.88	0.98	1.97	1.82
Total	100.09	99.14	99.01	100.33	97.59	100.28	99.54	100.75	98.97	99.26
<b>éléments traces</b>										
Ni	52.00	334.00	63.60	180.00	161.00	158.00	55.30	68.20	189.00	23.90
Cr	147.00	729.00	158.00	380.00	355.00	439.00	119.00	150.00	366.00	166.00
Co	19.10	48.50	22.60	39.30	37.80	38.40	20.80	22.70	36.90	29.90
V	109.00	126.00	94.10	107.00	117.00	123.00	87.00	98.70	107.00	171.00
Cu	6.08	37.40	9.41	14.20	18.50	13.70	12.10	6.26	17.10	14.20
Zn	68.00	67.30	79.60	70.00	73.90	60.50	69.60	80.50	65.30	55.90
Ga	19.30	13.80	17.50	15.20	15.10	14.00	19.20	17.40	18.60	14.60
Rb	96.20	58.30	113.00	110.00	100.00	67.90	138.00	113.50	90.30	91.90
Sr	186.00	207.00	237.00	199.00	222.00	247.00	225.00	231.10	218.10	315.00
Ba	530.00	329.00	828.00	554.00	495.00	488.00	759.00	607.00	380.10	404.00
Zr	193.00	125.00	184.00	152.00	153.00	145.00	222.00	199.40	147.00	84.70
Y	25.20	26.00	28.80	23.50	27.00	22.50	23.00	32.00	29.30	20.80
Nb	13.70	9.00	12.70	11.20	12.60	11.70	14.70	13.60	10.70	6.69
W	n.d.	n.d.	5.50	n.d.	n.d.	4.20	6.20	4.00	5.20	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.80	5.50	n.d.
U	3.20	n.d.	n.d.	4.10	n.d.	3.20	n.d.	n.d.	4.60	4.60
Pb	9.30	12.00	16.30	12.00	13.70	10.70	13.70	16.50	16.10	8.40
Cs	n.d.	10.30	8.40	15.50	n.d.	11.10	7.60	n.d.	18.00	n.d.
Li	42.60	28.10	45.40	43.30	41.10	24.00	37.00	36.70	31.60	28.50
Sc	19.10	19.80	15.70	16.20	16.50	17.40	14.00	15.90	20.20	29.60
La	46.90	12.30	26.00	21.20	18.40	16.30	48.00	37.10	16.50	16.70
Ce	82.00	40.80	64.50	50.50	56.00	52.30	87.30	65.00	55.20	39.90
Nd	41.20	12.20	36.30	14.50	16.80	20.80	43.30	39.50	20.90	21.90
Sm	8.20	5.29	7.82	5.18	5.52	8.14	11.10	11.50	9.10	5.80
Eu	1.40	1.36	0.78	0.87	1.30	1.38	1.32	1.05	0.78	1.35
Dy	5.14	3.82	5.14	4.08	4.23	3.86	4.66	5.52	5.73	5.04
Yb	2.39	2.80	2.31	2.85	2.94	2.88	1.80	2.54	2.88	2.41
Be	1.53	1.30	0.91	1.91	2.06	1.76	2.43	2.33	1.82	1.76
Th	9.90	4.20	8.90	7.00	6.40	6.40	13.00	11.60	3.80	6.20
<b>Al/Na+K+2Ca</b>										
	1.09	0.81	1.00	0.92	0.92	0.90	1.00	0.99	0.86	0.85
<b>Fe/Mg</b>										
	0.93	0.36	0.65	0.41	0.45	0.41	0.76	0.78	0.44	0.65

Tableau II.1

**Composition chimique des enclaves et des roches basiques du massif de Saint Arnac**

ECHANT	42A	42B	43A	44A	44B	66A	105	143B	152A	102B
MASSIF	TF	TF	TF	TF	TF	TF	TF	TF	TF	Ar
FACIES	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	Dio1
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	52.90	52.40	51.60	53.90	54.20	55.80	57.51	50.86	57.50	52.24
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.81	0.86	1.00	0.76	0.99	1.23	1.68	1.09	1.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.40	17.30	17.10	16.20	16.30	17.70	16.37	18.21	16.83	17.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.03	7.21	8.05	9.12	8.67	8.38	6.96	10.35	7.03	7.88
MnO	0.15	0.13	0.12	0.14	0.14	0.14	0.11	0.14	0.11	0.13
MgO	5.99	6.70	7.22	6.74	7.82	5.18	4.74	4.84	4.81	5.18
CaO	6.60	8.87	6.66	6.28	6.48	8.07	6.13	7.90	6.03	6.24
Na <sub>2</sub> O	3.94	3.32	3.49	2.88	2.97	0.73	3.04	2.87	2.62	2.47
K <sub>2</sub> O	2.30	1.30	2.04	1.38	1.30	1.79	2.25	1.78	2.39	2.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.21	0.17	0.18	0.16	0.29	0.35	0.29	0.31	0.28
PF	1.74	1.17	1.94	1.46	1.40	0.94	1.32	0.76	0.99	2.69
Total	99.16	99.42	99.25	99.28	100.20	100.01	100.01	99.68	99.71	98.93
<b>éléments traces</b>										
Ni	22.50	23.30	46.20	23.00	29.30	11.80	16.00	13.10	25.30	17.20
Cr	109.00	163.00	255.00	177.00	234.00	89.80	109.00	14.10	132.00	98.90
Co	24.50	28.20	33.30	33.40	36.50	19.20	23.00	29.20	24.70	29.60
V	162.00	163.00	141.00	159.00	156.00	149.00	119.00	131.00	118.00	130.00
Cu	8.79	12.70	12.10	12.00	16.30	7.32	7.14	1.58	13.10	22.30
Zn	75.00	88.80	53.60	73.40	73.50	127.00	63.00	96.70	71.50	80.00
Ga	15.60	15.80	14.10	15.40	16.30	17.90	18.00	21.50	19.80	18.70
Rb	117.00	72.80	104.00	53.40	51.30	83.00	108.00	60.20	108.50	109.00
Sr	296.00	298.00	310.00	309.00	318.00	240.00	278.00	339.90	275.70	292.00
Ba	377.00	268.00	295.00	313.00	306.00	451.00	475.00	564.80	427.10	643.00
Zr	110.00	96.60	99.40	111.00	101.00	179.00	153.00	181.40	149.50	117.00
Y	25.30	21.30	21.90	22.20	18.40	26.50	30.00	37.00	29.30	32.00
Nb	9.78	7.98	7.88	8.13	6.36	7.37	12.20	12.10	11.30	11.00
W	5.20	n.d.	5.10	5.50	3.10	6.20	n.d.	7.90	3.90	n.d.
Sn	8.20	7.10	7.50	3.70	n.d.	n.d.	9.00	n.d.	6.50	5.10
U	n.d.	n.d.	3.30	4.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	14.90	13.30	7.80	11.40	11.10	8.90	16.60	11.50	14.30	15.00
Cs	6.50	9.40	10.10	n.d.	6.30	9.80	8.00	n.d.	8.40	n.d.
Li	22.40	20.10	26.60	49.80	43.80	37.50	34.50	21.50	43.90	n.d.
Sc	27.40	28.80	23.30	25.30	20.90	27.30	19.50	24.60	16.60	29.50
La	16.70	12.70	14.60	16.30	16.20	54.80	21.60	18.70	21.40	14.60
Ce	40.80	33.70	32.50	41.30	33.50	108	54.30	52.20	60.30	45.70
Nd	21.60	19.80	19.00	22.50	19.00	43.00	29.10	34.40	27.90	30.50
Sm	5.01	6.08	5.76	5.76	4.80	8.13	7.09	7.90	8.58	11.20
Eu	1.17	1.17	1.20	1.38	1.31	1.30	1.31	1.60	1.44	1.76
Dy	5.26	4.31	4.97	4.47	4.06	4.04	5.32	6.99	4.62	6.44
Yb	2.77	2.43	2.53	2.44	2.25	2.76	2.74	3.80	2.77	2.65
Be	3.59	3.66	2.19	1.35	1.20	2.19	3.48	1.66	3.55	2.40
Th	5.60	5.50	3.60	6.50	5.40	8.60	10.50	10.00	9.50	8.00
<b>Al/Na+K+2Ca</b>										
	0.83	0.75	0.85	0.92	0.90	0.99	0.88	0.87	0.94	0.97
<b>Fe/Mg</b>										
	0.59	0.54	0.56	0.68	0.56	0.82	0.74	1.08	0.74	0.77

Tableau II.1 (suite)

**Composition chimique des enclaves et des roches basiques du massif de Saint Arnac**

ECHANT	187	192	9B	10B	13B	17B	26C	26D	93	189B
MASSIF	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar
FACIES	Dio1	Dio1	bioenc	ampenc	bioenc	ampenc	bioenc	bioenc	bioenc	ampenc
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	50.17	51.09	61.70	61.00	60.50	61.50	63.00	60.40	63.50	55.23
TiO2	0.56	1.11	0.79	0.73	0.95	0.69	0.88	1.39	0.90	1.08
Al2O3	16.73	16.90	16.90	17.30	17.20	16.30	16.90	17.80	16.71	17.38
Fe2O3	7.37	9.00	6.38	6.47	6.59	6.04	5.70	6.43	6.12	7.62
MnO	0.12	0.16	0.09	0.09	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.10
MgO	7.72	6.11	2.12	2.85	1.93	2.86	1.76	1.68	2.18	3.79
CaO	9.90	6.22	2.83	4.84	4.29	4.25	4.33	4.01	2.55	5.71
Na2O	1.92	3.23	3.35	2.25	3.19	2.99	3.27	3.45	3.52	3.01
K2O	1.22	2.16	1.96	3.12	2.55	3.46	2.08	2.93	1.94	2.52
P2O5	0.12	0.16	0.19	0.18	0.36	0.16	0.29	0.47	0.25	0.33
PF	2.45	2.20	2.94	0.79	1.68	0.80	0.93	1.02	2.44	1.28
Total	98.28	98.34	99.24	99.62	99.31	99.13	99.21	99.66	100.20	98.05
<b>éléments traces</b>										
Ni	70.00	32.00	12.40	15.80	14.10	15.80	14.50	8.63	6.95	31.70
Cr	383.00	177.00	7.35	24.70	18.70	35.70	19.50	8.28	14.60	152.00
Co	28.80	35.90	16.40	19.00	16.70	19.00	15.30	16.30	17.10	23.00
V	175.00	145.00	100.00	101.00	55.20	106.00	86.20	87.70	102.00	109.00
Cu	10.30	18.80	1.80	6.07	3.78	7.85	5.79	1.90	1.00	7.36
Zn	58.20	72.70	67.00	72.70	69.00	93.50	64.70	62.20	40.00	83.30
Ga	18.80	20.30	18.60	17.00	19.60	16.90	18.50	22.00	22.00	22.40
Rb	53.50	86.90	176.00	142.00	122.00	127.00	130.00	129.00	137.00	99.50
Sr	319.40	288.30	104.00	185.00	228.00	199.00	219.00	248.00	143.00	286.20
Ba	259.30	530.80	192.00	510.00	491.00	400.00	419.00	1109	226.00	812.50
Zr	79.60	134.10	134.00	132.00	202.00	122.00	214.00	452.00	165.00	198.30
Y	15.60	27.10	42.00	25.30	22.80	16.70	21.50	33.80	35.00	29.80
Nb	4.94	11.92	13.40	10.30	14.00	11.00	14.40	21.80	15.50	13.20
W	5.70	n.d.	4.30	n.d.	4.10	n.d.	7.40	7.40	n.d.	4.10
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	10.80	n.d.	n.d.	3.40	n.d.	6.00	n.d.
U	n.d.	n.d.	7.10	3.80	n.d.	n.d.	n.d.	4.70	n.d.	3.80
Pb	14.10	14.40	15.90	8.30	14.70	12.90	14.30	20.60	12.00	14.30
Cs	n.d.	6.30	10.40	28.50	5.20	12.60	11.50	15.20	11.00	11.60
Li	24.30	27.10	40.20	81.30	46.10	45.30	37.20	31.20	47.00	30.60
Sc	29.10	21.10	15.60	17.50	6.68	17.40	12.50	16.70	16.80	12.60
La	9.66	17.60	24.20	24.00	28.80	26.50	42.30	63.90	18.80	49.80
Ce	25.90	45.70	69.00	63.00	75.70	52.20	76.60	174.00	63.30	110.00
Nd	6.80	10.80	28.20	21.70	27.00	25.00	38.70	81.80	31.20	37.90
Sm	4.89	9.10	9.71	5.47	6.94	6.71	7.51	17.60	6.77	12.10
Eu	0.50	0.95	1.01	1.19	1.41	1.36	1.43	1.83	1.14	1.48
Dy	3.03	4.35	7.07	4.16	4.27	4.77	5.26	6.83	5.35	5.51
Yb	1.86	2.62	4.20	2.34	1.66	1.82	1.81	2.37	3.29	2.30
Be	0.89	1.85	6.65	2.40	2.54	2.27	2.81	2.69	6.89	2.20
Th	2.86	5.01	11.30	10.50	10.70	11.40	10.50	28.70	10.40	15.30
<b>Al/Na+K+2Ca</b>										
	0.74	0.89	1.32	1.09	1.09	0.99	1.09	1.10	1.33	0.96
<b>Fe/Mg</b>										
	0.48	0.74	1.52	1.15	1.72	1.07	1.64	1.93	1.42	1.02

Tableau II.1 (suite)



**Composition chimique des enclaves et des roches basiques du massif de Saint Arnac**

ECHANT 189C  
MASSIF Ar  
FACIES ampenc

**Poids d'oxydes**

SiO <sub>2</sub>	55.50
TiO <sub>2</sub>	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.89
MnO	0.13
MgO	3.93
CaO	5.54
Na <sub>2</sub> O	2.91
K <sub>2</sub> O	2.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31
PF	1.42
Total	98.40

**éléments traces**

Ni	36.10
Cr	95.40
Co	23.90
V	108.00
Cu	6.40
Zn	84.60
Ga	23.30
Rb	114.60
Sr	246.70
Ba	718.10
Zr	178.80
Y	37.40
Nb	14.20
W	5.40
Sn	5.80
U	3.90
Pb	16.30
Cs	13.20
Li	34.00
Sc	16.60
La	29.60
Ce	76.40
Nd	32.20
Sm	13.00
Eu	1.33
Dy	6.67
Yb	2.92
Be	3.71
Th	9.90

Al/Na+K+2Ca  
0.97

Fe/Mg 1.01

Tableau II.1 (suite)

**Composition chimique des granites du massif de Saint Arnac**

ECHANT	10A	12	13A	17A	19A	26A	26B	148	149	154
MASSIF	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar
FACIES	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	65.50	63.70	63.90	63.70	64.60	66.40	65.20	66.38	66.26	61.80
TiO2	0.56	0.59	0.51	0.65	0.76	0.47	0.58	0.53	0.51	0.72
Al2O3	16.80	17.70	17.20	17.30	16.80	16.10	17.00	16.55	16.30	17.90
Fe2O3	4.74	5.52	4.50	5.60	4.51	4.07	4.20	4.57	4.39	5.81
MnO	0.07	0.07	0.06	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07
MgO	1.49	2.01	1.72	2.16	1.80	1.52	1.54	1.53	1.58	2.13
CaO	3.57	3.59	3.02	4.32	4.20	3.09	4.04	3.78	3.63	4.32
Na2O	3.24	3.26	3.49	3.13	3.95	3.20	3.44	3.27	3.34	3.36
K2O	3.14	2.21	3.23	2.71	1.64	3.40	1.66	2.64	2.93	2.60
P2O5	0.15	0.25	0.17	0.18	0.23	0.19	0.19	0.17	0.22	0.20
PF	0.80	1.29	1.99	0.76	0.57	0.89	1.40	0.90	0.89	1.36
Total	100.06	100.19	99.79	100.59	99.13	99.39	99.31	100.35	100.12	100.27
<b>éléments traces</b>										
Ni	9.79	16.20	14.50	16.50	18.90	11.70	12.20	10.30	14.00	12.10
Cr	26.10	44.30	44.20	41.70	37.40	29.60	22.00	24.50	34.90	36.50
Co	10.40	12.40	11.70	15.70	14.30	9.52	11.30	11.20	12.60	14.80
V	52.10	65.80	60.20	71.90	71.10	49.70	56.80	55.20	54.90	75.10
Cu	n.d.	1.22	0.46	19.10	11.10	5.45	2.06	5.43	1.12	2.41
Zn	86.90	57.70	46.70	75.80	53.90	52.70	48.10	60.40	67.00	69.50
Ga	18.60	18.90	19.20	17.90	17.90	16.20	18.20	19.40	19.80	22.30
Rb	119.00	119.00	110.00	113.00	88.40	132.00	81.90	138.20	120.00	120.50
Sr	190.00	189.00	208.00	219.00	235.00	207.00	222.00	211.30	183.70	217.20
Ba	749.00	409.00	742.00	943.00	620.00	1238	510.00	557.60	656.30	870.30
Zr	135.00	150.00	145.00	174.00	201.00	153.00	150.00	153.10	148.30	196.50
Y	16.10	16.60	17.30	15.00	17.80	17.10	16.20	19.30	19.60	14.20
Nb	15.80	12.50	11.80	12.20	11.20	13.20	12.50	12.70	13.20	13.00
W	4.90	9.30	5.30	4.50	4.60	10.70	12.50	3.60	n.d.	3.20
Sn	6.30	n.d.	3.40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.40	19.40	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	4.20	n.d.	3.40	3.10	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	22.10	18.80	18.00	15.00	18.30	20.70	15.30	19.10	15.40	14.50
Cs	12.60	6.10	n.d.	10.90	n.d.	n.d.	7.60	n.d.	30.60	n.d.
Li	63.20	34.10	25.60	31.70	27.80	20.60	46.10	77.50	80.00	43.20
Sc	12.10	12.60	11.20	9.31	9.61	8.46	9.18	11.50	10.80	12.70
La	28.30	24.00	29.60	20.80	28.00	35.00	25.20	38.10	38.80	33.50
Ce	58.10	39.80	60.30	45.00	53.70	51.30	55.30	43.00	44.00	36.00
Nd	28.50	11.80	39.90	16.20	24.00	23.70	24.40	33.70	33.70	33.60
Sm	6.57	5.58	9.15	4.63	8.54	6.80	4.60	8.75	4.71	7.23
Eu	1.07	1.27	1.40	1.23	1.31	1.16	1.14	1.24	1.09	1.28
Dy	3.84	3.06	3.51	2.87	3.67	2.86	3.17	4.23	3.90	4.01
Yb	1.35	1.64	1.82	1.56	1.79	1.40	1.44	1.61	1.66	1.75
Be	2.72	2.06	3.12	2.54	2.99	2.30	3.55	3.12	4.79	2.99
Th	10.00	8.42	12.80	8.30	10.60	13.00	10.60	11.70	10.60	8.70
Al/(Na+K+2Ca)	1.10	1.24	1.17	1.09	1.06	1.11	1.15	1.10	1.07	1.11
Fe/Mg	1.61	1.39	1.32	1.31	1.27	1.35	1.38	1.51	1.40	1.38

Tableau II.1 (suite)

**Composition chimique des granites du massif de Saint Arnac**

ECHANT	189A	1	4	5	6A	6B	8A	8C	20	21
MASSIF	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar
FACIES	GDio	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	60.12	70.00	70.40	70.40	69.40	68.40	69.60	64.70	66.40	63.00
TiO2	0.56	0.35	0.35	0.38	0.37	0.38	0.39	0.49	0.54	0.67
Al2O3	18.87	14.70	14.60	14.70	15.30	15.50	15.40	16.90	15.90	16.40
Fe2O3	4.29	2.80	2.76	2.98	3.25	3.33	3.17	4.51	4.12	5.09
MnO	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.09	0.07	0.07
MgO	2.00	0.88	0.85	0.92	1.15	1.17	1.24	1.49	1.56	1.91
CaO	5.88	1.22	1.88	2.10	2.47	2.45	2.22	2.54	3.19	2.84
Na2O	3.79	3.36	3.30	3.40	3.25	3.38	3.34	3.43	3.40	3.43
K2O	1.57	4.43	4.28	4.29	3.58	3.20	3.04	3.82	2.79	3.67
P2O5	0.19	0.13	0.13	0.14	0.11	0.13	0.12	0.15	0.19	0.21
PF	1.21	1.51	1.09	0.71		1.22	1.49	1.23	1.15	2.18
Total	98.54	99.43	99.70	100.07	98.94	99.23	100.07	99.36	99.31	99.47
<b>éléments traces</b>										
Ni	18.70	5.49	6.44	6.06	7.38	9.22	6.53	12.80	13.30	16.40
Cr	42.00	13.50	13.70	14.50	20.10	19.90	20.90	31.10	29.30	41.00
Co	14.70	6.43	4.18	6.25	7.81	7.68	6.55	9.95	10.90	13.40
V	62.70	25.90	28.80	29.80	36.70	39.20	38.00	51.00	58.90	70.70
Cu	14.40	9.52	2.49	18.50	n.d.	n.d.	6.76	2.30	5.19	8.14
Zn	48.70	42.60	34.80	40.60	43.30	47.40	29.70	63.40	58.70	262.00
Ga	23.10	17.00	16.10	17.40	16.30	17.50	16.80	19.60	18.70	17.90
Rb	59.90	177.00	171.00	186.00	164.00	162.00	139.00	230.00	105.00	121.00
Sr	352.00	120.00	120.00	120.00	126.00	127.00	127.00	119.00	213.00	239.00
Ba	536.70	469.00	457.00	435.00	435.00	408.00	419.00	342.00	561.00	1105
Zr	150.30	150.00	138.00	147.00	119.00	113.00	117.00	140.00	181.00	199.00
Y	15.80	30.70	29.40	29.20	28.60	29.90	27.80	58.90	16.50	18.60
Nb	11.70	12.90	13.90	14.40	11.50	12.50	12.90	14.00	12.30	12.30
W	8.50	9.40	6.10	12.20	5.90	6.70	6.10	7.70	6.70	n.d.
Sn	n.d.	4.70	6.10	n.d.	5.40	n.d.	8.40	6.30	n.d.	n.d.
U	3.50	8.50	5.90	7.20	3.70	3.20	5.50	9.80	3.30	n.d.
Pb	19.40	21.20	26.90	24.80	21.70	21.30	16.40	23.80	20.90	25.00
Cs	9.20	n.d.	5.80	14.00	11.50	n.d.	5.10	11.10	9.20	n.d.
Li	20.60	22.60	22.00	69.70	16.30	26.80	28.40	28.90	28.60	31.70
Sc	8.11	7.31	7.14	7.74	8.98	8.97	8.74	12.60	10.60	11.60
La	26.90	39.50	33.20	36.00	29.00	33.20	29.00	36.80	23.90	35.20
Ce	48.70	81.80	77.40	84.00	57.50	70.70	64.10	99.90	67.40	45.00
Nd	21.80	36.70	32.60	36.70	31.60	31.60	28.50	44.20	27.50	48.00
Sm	6.19	7.23	6.57	5.91	6.57	6.57	6.57	11.00	7.48	11.00
Eu	1.33	0.85	0.78	0.85	0.78	0.64	0.64	0.96	1.18	1.43
Dy	3.20	5.68	5.51	5.34	5.01	5.51	5.85	9.11	3.03	4.23
Yb	1.39	2.77	2.65	2.61	2.68	2.81	2.47	4.71	1.62	1.77
Be	2.49	3.82	4.10	4.17	3.86	4.38	4.12	5.17	2.82	2.90
Th	9.10	16.40	18.00	18.60	17.20	15.10	15.50	28.60	13.20	10.10
Al/(Na+K+2Ca)	1.01	1.17	1.08	1.05	1.12	1.15	1.20	1.17	1.10	1.11
Fe/Mg	1.08	1.61	1.64	1.64	1.43	1.44	1.29	1.53	1.33	1.35

Tableau II.1 (suite)

Composition chimique des granites du massif de Saint Arnac

ECHANT	27+	31	90B	91	94	95	96	98	2	29
MASSIF	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar
FACIES	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GLansac	GLansac
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	67.50	65.80	70.10	70.71	68.91	68.66	66.81	65.77	71.80	72.90
TiO2	0.40	0.49	0.35	0.42	0.36	0.39	0.50	0.57	0.15	0.18
Al2O3	16.00	16.30	14.03	14.88	14.87	15.78	16.51	16.49	14.30	14.80
Fe2O3	3.68	4.33	3.19	3.04	3.07	3.35	4.44	4.47	2.52	2.44
MnO	0.06	0.07	0.04	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.02	0.03
MgO	1.24	1.28	0.80	1.09	1.18	1.21	1.39	1.72	0.22	0.45
CaO	2.99	3.39	1.42	2.21	2.46	2.81	3.59	3.24	0.83	1.00
Na2O	3.37	3.19	3.19	3.35	3.19	3.16	3.16	3.09	3.09	3.33
K2O	2.62	3.21	3.68	3.83	3.91	3.76	3.31	3.60	5.01	4.64
P2O5	0.14	0.16	0.13	0.13	0.11	0.11	0.15	0.20	0.05	0.07
PF	1.02	2.20	1.41	0.94	0.77	1.06	0.64	0.84	1.46	1.33
Total	99.02	100.42	98.34	100.65	98.89	100.35	100.57	100.04	99.45	101.17
<b>éléments traces</b>										
Ni	7.98	9.85	4.31	6.23	5.84	6.04	6.23	7.55	0.58	10.90
Cr	24.50	18.80	20.50	18.70	21.00	19.90	20.70	33.70	5.05	16.20
Co	8.74	11.60	6.45	6.05	6.59	7.25	9.87	12.90	3.23	3.50
V	46.80	47.30	15.70	34.10	35.60	40.70	49.40	48.00	2.06	4.80
Cu	1.10	3.44	0.74	n.d.	n.d.	n.d.	8.89	8.17	1.70	1.11
Zn	43.20	57.20	34.00	47.00	42.00	50.00	62.00	61.00	13.60	13.00
Ga	16.90	17.80	17.00	17.00	16.40	16.00	18.00	18.40	16.50	18.50
Rb	132.00	138.00	145.00	171.00	164.00	139.00	137.00	127.00	202.00	180.00
Sr	168.00	179.00	108.00	129.00	123.00	157.00	193.00	213.00	63.50	75.20
Ba	654.00	623.00	260.00	371.00	506.00	578.00	621.00	1135	615.00	609.00
Zr	127.00	154.00	143.00	142.00	110.00	126.00	158.00	187.00	110.00	114.00
Y	22.30	24.00	34.00	27.70	29.50	20.00	27.00	19.00	38.70	31.80
Mb	11.20	14.40	13.30	13.40	12.90	12.00	13.40	12.90	14.90	15.30
W	6.90	3.40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6.70	n.d.
Sn	n.d.	3.50	8.00	5.00	6.60	5.00	5.20	3.20	4.90	6.90
U	5.50	3.20	5.10	5.00	4.80	n.d.	n.d.	n.d.	3.20	n.d.
Pb	20.80	20.10	21.70	26.00	26.00	22.40	21.00	21.00	16.30	14.00
Cs	8.40	16.10	6.70	13.00	10.30	5.30	n.d.	25.00	n.d.	n.d.
Li	24.60	79.80	n.d.	36.30	55.80	17.60	66.30	n.d.	13.30	13.30
Sc	8.74	11.30	5.88	7.63	8.36	8.84	11.30	10.50	5.54	7.23
La	33.30	36.30	32.00	39.80	25.90	21.30	38.40	20.10	41.20	32.10
Ce	75.60	81.00	81.00	79.60	63.00	53.00	79.60	60.00	81.00	70.70
Nd	42.30	34.60	30.50	37.70	27.50	22.40	37.70	32.80	45.80	32.60
Sm	9.51	7.23	5.34	5.26	5.91	3.94	6.57	6.88	8.54	6.57
Eu	1.14	0.85	0.89	0.71	0.78	0.85	1.00	1.52	1.14	0.78
Dy	4.13	4.84	5.25	5.18	5.51	3.84	5.18	2.95	7.18	5.85
Yb	1.51	2.00	3.24	2.43	2.99	1.53	2.14	1.94	3.21	2.77
Be	4.14	2.66	4.10	4.39	2.88	3.14	2.50	2.50	2.66	4.82
Th	17.00	16.70	17.20	17.30	13.20	12.00	13.50	11.00	18.50	14.60
<b>Al/Na+K+2Ca</b>										
	1.16	1.10	1.19	1.09	1.07	1.10	1.08	1.11	1.19	1.20
<b>Fe/Mg</b>										
	1.50	1.71	2.01	1.41	1.31	1.40	1.61	1.31	5.78	2.74

Tableau II.1 (suite)

**Composition chimique des granites du massif de Saint Arnac**

ECHANT	32	30	90A	116	146	33	37	44D	141B	143A
MASSIF	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	TF	TF	TF	TF	TF
FACIES	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GT	GT	GT	GT	GT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	71.60	73.40	71.36	70.01	70.05	67.50	65.60	65.50	65.29	64.22
TiO2	0.21	0.10	0.09	0.28	0.28	0.49	0.52	0.47	0.61	0.63
Al2O3	14.80	13.90	14.70	14.78	15.79	16.10	16.50	16.30	16.65	17.04
Fe2O3	2.45	1.58	1.52	2.91	2.96	4.30	4.80	4.09	4.42	4.92
MnO	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.07	0.07	0.06	0.07	0.08
MgO	0.42	0.18	0.21	0.44	0.60	1.52	1.71	1.50	1.54	1.75
CaO	2.02	0.53	0.39	1.51	2.59	3.38	2.81	3.56	3.43	4.03
Na2O	3.59	3.32	3.29	3.10	3.60	3.41	3.52	3.03	3.20	3.11
K2O	3.79	4.86	4.65	4.64	3.35	2.39	2.50	3.37	3.66	3.16
P2O5	0.11	0.04	0.03	0.13	0.11	0.16	0.22	0.15	0.18	0.20
PF	0.51	0.82	0.88	1.08	0.90	0.67	1.30	0.73	1.10	1.07
Total	99.54	98.76	97.14	98.92	100.27	99.98	99.55	98.76	100.15	100.20
<b>éléments traces</b>										
Ni	3.50	9.50	3.10	0.19	6.50	10.90	14.70	12.80	18.60	12.40
Cr	4.79	21.80	3.56	7.43	17.10	25.00	35.00	31.80	47.00	45.00
Co	4.51	2.01	0.97	3.29	5.29	11.30	12.60	11.50	13.50	12.50
V	12.00	1.23	5.30	2.60	18.90	59.20	62.40	52.80	59.60	63.00
Cu	n.d.	0.51	n.d.	0.89	n.d.	9.86	5.47	3.03	11.70	5.24
Zn	52.40	30.20	15.00	28.70	62.00	62.00	47.40	53.00	69.00	67.60
Ga	16.50	16.30	16.50	17.50	19.30	17.80	19.40	17.50	20.10	19.90
Rb	174.00	191.00	193.00	167.00	190.00	120.00	131.00	107.00	129.90	110.00
Sr	124.00	46.20	45.00	130.00	164.70	195.00	211.00	209.00	220.10	201.70
Ba	544.00	264.00	252.00	1071	644.00	464.00	477.00	895.00	854.20	839.50
Zr	110.00	105.00	110.00	113.00	114.90	139.00	157.00	143.00	168.70	167.50
Y	19.00	42.70	31.00	42.00	15.40	15.40	14.40	13.90	19.40	14.90
Nb	13.30	12.50	15.00	12.30	14.70	11.70	12.00	11.00	13.50	13.10
W	7.90	8.60	n.d.	n.d.	n.d.	5.60	7.60	9.10	3.10	4.70
Sn	11.20	4.20	5.20	11.70	7.80	7.10	4.70	n.d.	n.d.	n.d.
U	5.70	6.30	6.70	5.60	n.d.	4.80	n.d.	3.10	n.d.	n.d.
Pb	26.40	24.50	16.00	16.00	23.00	20.00	13.20	19.60	25.40	16.90
Cs	8.30	n.d.	n.d.	21.60	6.70	12.50	10.70	n.d.	11.80	n.d.
Li	64.50	11.00	n.d.	n.d.	90.00	70.50	25.20	22.30	73.40	35.60
Sc	5.67	7.56	6.63	6.77	6.89	11.30	11.30	9.84	11.00	12.00
La	31.60	38.70	42.00	37.00	37.40	35.00	27.90	26.50	24.00	32.00
Ce	64.80	70.70	68.00	75.00	80.50	51.10	58.00	72.40	47.70	52.00
Nd	33.80	33.60	23.00	51.70	34.70	22.90	25.20	25.00	35.00	39.60
Sm	5.95	8.54	7.01	8.65	7.40	6.83	5.63	5.05	6.81	6.73
Eu	1.15	0.36	0.51	1.20	0.95	1.09	1.20	1.20	1.33	1.09
Dy	3.86	7.68	5.28	6.45	2.71	3.48	2.50	2.71	5.14	3.56
Yb	1.24	3.78	2.60	3.83	0.92	1.58	1.32	1.16	1.50	1.26
Be	9.33	3.24	3.17	5.52	4.21	4.01	5.38	2.30	2.93	2.07
Th	16.30	19.50	17.40	18.00	18.50	10.60	11.70	15.00	12.50	9.40
<b>Al/(Na+K+2Ca)</b>										
	1.08	1.19	1.32	1.15	1.11	1.12	1.21	1.08	1.08	1.07
<b>Fe/Mg</b>										
	2.95	4.43	3.66	3.34	2.49	1.43	1.42	1.38	1.45	1.42

Tableau II.1 (suite)

**Composition chimique des granites du massif de Saint Arnac**

ECHANT	144	145A	151A
MASSIF	TF	TF	TF
FACIES	GT	GT	GT

**Poids d'oxydes**

SiO2	64.70	67.33	62.49
TiO2	0.66	0.52	0.75
Al2O3	16.80	16.01	17.69
Fe2O3	5.11	4.19	5.27
MnO	0.08	0.06	0.07
MgO	1.83	1.50	2.22
CaO	3.95	3.66	4.88
Na2O	3.00	3.65	3.36
K2O	2.81	2.23	2.22
P2O5	0.19	0.15	0.20
PF	1.40	0.94	0.75
Total	100.53	100.24	99.90

**éléments traces**

Ni	15.30	8.85	16.20
Cr	34.40	29.20	38.70
Co	13.00	10.50	13.90
V	67.20	50.50	74.90
Cu	1.46	1.49	12.60
Zn	68.40	50.90	62.70
Ga	19.90	19.10	19.30
Rb	110.80	99.20	90.80
Sr	192.80	177.40	272.60
Ba	821.80	620.20	1010.20
Zr	177.90	146.00	187.90
Y	13.10	15.30	11.40
Nb	14.10	12.70	12.00
W	n.d.	4.00	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	17.40	16.10	15.50
Cs	n.d.	n.d.	n.d.
Li	30.30	33.00	33.70
Sc	12.60	10.50	8.26
La	25.30	30.60	18.00
Ce	52.90	69.00	40.30
Nd	21.80	27.70	46.50
Sm	6.06	6.06	7.40
Eu	0.95	1.09	1.24
Dy	2.37	3.39	2.88
Yb	1.19	1.44	1.19
Be	2.29	2.14	2.41
Th	8.19	10.90	8.00

Al/Na+K+2Ca	1.11	1.06	1.05
Fe/Mg	1.41	1.41	1.20

Tableau II.1 (suite)

**Composition chimique des gneiss de Riverole et du basique associée**

ECHANT	15A	15B	16A	16B	16C	194
MASSIF	Riv	Riv	Riv	Riv	Riv	Riv
FACIES	River	River	River	River	River	Dio.Riv

**Poids d'oxydes**

SiO <sub>2</sub>	75.10	74.70	73.70	71.70	70.25	54.21
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.19	0.18	0.48	0.61	1.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.90	12.90	13.40	13.80	14.08	15.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.69	1.80	1.74	3.28	3.91	9.67
MnO	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05	0.14
MgO	0.17	0.21	0.26	0.80	1.02	4.81
CaO	0.81	0.70	0.65	1.50	1.82	8.09
Na <sub>2</sub> O	3.74	2.97	2.74	2.90	2.98	2.69
K <sub>2</sub> O	4.55	4.60	5.37	4.33	3.81	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.07	0.10	0.15	0.19	0.20
PF	0.33	0.57	0.60	0.73	0.67	1.28
Total	99.60	98.73	98.76	99.72	99.39	98.56

**éléments traces**

Ni	1.31	1.82	3.70	5.80	8.80	54.50
Cr	5.22	3.42	6.00	23.00	27.50	108.00
Co	2.68	2.61	4.22	6.71	10.00	27.30
V	6.13	6.00	12.80	37.40	52.80	274.00
Cu	3.82	n.d.	3.39	4.16	4.89	n.d.
Zn	37.00	29.40	26.10	43.30	56.10	58.60
Ga	18.20	18.10	17.70	15.70	16.90	22.70
Rb	211.00	227.00	258.00	176.00	151.70	14.90
Sr	55.30	44.80	67.10	89.80	106.40	287.30
Ba	396.00	421.00	234.00	507.00	500.00	65.70
Zr	148.00	144.00	150.00	164.00	193.10	157.40
Y	31.50	23.30	30.40	36.90	42.10	49.70
Nb	13.40	13.50	14.40	13.90	15.60	9.56
W	11.60	10.50	5.60	11.20	6.50	6.00
Sn	8.10	7.70	14.20	4.40	n.d.	6.70
U	5.30	6.90	7.50	6.20	6.00	n.d.
Pb	19.90	19.30	19.80	21.20	19.90	12.10
Cs	6.20	n.d.	12.10	8.20	n.d.	n.d.
Li	74.30	17.40	15.90	35.00	77.30	14.60
Sc	8.72	7.75	3.33	8.06	10.30	35.00
La	30.50	26.50	17.90	25.00	26.00	7.85
Ce	81.00	71.10	57.40	71.50	75.40	55.00
Nd	39.20	34.60	24.80	33.90	35.00	n.d.
Sm	9.10	7.98	5.91	9.22	10.20	10.90
Eu	0.76	0.67	0.40	0.84	1.14	1.75
Dy	6.14	4.95	4.03	5.68	6.31	9.04
Yb	2.46	1.72	1.16	2.66	3.02	4.72
Be	5.12	2.81	2.58	2.94	2.98	3.84
Th	18.80	18.50	16.50	16.10	14.50	5.10

**Al/(Na+K+2Ca)**

	1.03	1.16	1.17	1.13	1.14	0.78
Fe/Mg	5.02	4.33	3.38	2.07	1.94	1.02

Tableau II.1 (suite)

**Echantillons analysés par activation neutronique**

echant massif groupe	19C Ar Dio	22D Ar Dio	151B CO Dio	42A CO DT	44A CO DT	105 CO DT	19A Ar GDio	26A Ar GDio	26B Ar GDio	3 Ar GPorph
Sc	18.300	16.600	14.700	30.900	30.900	21.500	10.000	7.860	10.180	6.500
Cr	169.000	121.000	145.000	124.000	230.000	125.000	30.000	28.900	18.000	10.500
Co	20.200	18.000	21.500	20.800	31.000	20.200	9.500	8.500	12.400	1.500
Cs	6.500	3.300	2.000	3.950	3.100	7.200	3.100	1.300	4.600	2.400
Zn	86.500	84.000	75.600	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	48.900	47.200	n.d.
Rb	129.000	158.000	133.000	115.000	54.000	102.000	95.000	145.000	85.600	242.000
Sr	255.000	250.000	250.200	330.000	300.000	270.000	n.d.	220.000	250.000	n.d.
Ba	750.000	860.000	650.000	300.000	240.000	350.000	n.d.	1150	520.000	n.d.
Zr	203.000	290.000	220.000	109.000	111.000	153.000	200.000	155.000	155.000	250.000
La	32.000	44.000	36.100	16.500	18.000	22.000	20.500	18.800	24.700	36.000
Ce	68.500	83.000	63.000	35.000	39.000	51.000	47.000	48.300	57.100	92.000
Nd	33.300	37.000	39.000	16.000	14.000	22.000	24.000	22.500	23.400	42.000
Sm	6.000	7.500	5.400	4.200	4.200	5.700	4.170	4.800	5.400	8.600
Eu	0.850	1.200	0.950	1.100	1.500	1.500	1.200	1.110	1.010	0.500
Tb	0.700	0.800	0.800	0.700	0.700	0.800	0.700	0.750	0.800	0.700
Yb	1.800	1.600	1.900	2.200	2.200	2.700	1.400	1.400	1.440	1.900
Hf	4.500	7.400	6.810	3.400	2.800	4.600	6.500	n.d.	n.d.	5.100
Ta	0.500	0.650	0.540	1.050	0.980	1.300	0.700	0.830	0.800	1.200
Th	9.800	14.800	11.800	4.350	4.350	8.210	9.000	13.000	12.100	16.000

**Echantillons analysés par activation neutronique**

echant massif groupe	5 Ar GPorph	20 Ar GPorph	32 Ar GLansac	146 Ar GLansac	2 Ar GLansac	29 Ar GLansac	143A CO GT	145A CO GT
Sc	7.200	10.400	5.300	8.200	7.000	7.600	14.500	11.500
Cr	13.000	25.000	6.500	8.500	2.100	16.200	38.000	31.000
Co	4.000	6.900	2.200	3.900	1.200	1.600	11.000	8.600
Cs	8.600	3.300	9.200	9.800	2.900	2.100	2.300	2.400
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	74.500	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	200.000	108.000	175.000	218.000	220.000	180.000	120.000	96.000
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	185.000	n.d.	n.d.	200.000	210.000
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	825.000	n.d.	n.d.	900.000	600.000
Zr	205.000	185.000	100.000	170.000	210.000	240.000	167.000	140.000
La	31.000	30.000	27.000	45.500	40.000	27.500	46.500	31.000
Ce	81.600	59.000	56.000	91.000	71.000	56.000	90.000	60.000
Nd	36.700	27.500	33.800	37.000	45.800	32.600	36.000	25.000
Sm	5.900	3.480	5.950	7.900	8.500	6.570	6.800	5.300
Eu	0.750	0.400	1.100	1.300	1.000	0.850	1.500	1.200
Tb	1.000	0.600	0.700	0.750	1.100	0.900	0.700	0.600
Yb	2.500	1.620	1.000	0.950	3.000	3.000	1.200	1.400
Hf	5.000	6.000	4.100	5.100	6.200	7.000	5.300	4.800
Ta	1.100	0.700	1.100	1.050	1.100	1.000	0.750	1.000
Th	16.900	13.200	13.000	18.500	17.000	13.500	13.800	11.500



**amphiboles de St Arnac**

point	75	76	77	78	79	87	26	1	3	5
lame	18	18	18	18	18	18	18	19B	19B	19B
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio.am1	Dio.am1	Dio.am1
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	47.75	50.52	49.59	48.33	47.85	48.64	48.41	50.46	49.03	48.71
Al2O3	6.92	4.97	6.21	6.65	7.07	6.81	6.31	5.75	6.25	6.88
FeO	15.44	14.51	14.74	14.94	15.16	15.40	14.93	8.99	9.20	9.17
MgO	12.17	13.50	12.88	12.51	12.22	12.19	13.40	17.33	17.23	16.78
TiO2	0.46	0.42	0.58	0.69	0.56	0.60	0.76	0.55	0.54	0.67
MnO	0.54	0.38	0.42	0.34	0.41	0.33	0.25	0.10	0.15	n.d.
Na2O	0.72	0.45	0.51	0.65	0.60	0.57	0.64	0.59	0.71	0.72
K2O	0.64	0.40	0.55	0.58	0.63	0.65	0.62	0.15	0.15	0.13
CaO	12.17	11.92	11.81	12.12	12.18	11.78	11.80	11.69	11.59	11.81
Cr2O3	0.24	0.02	0.03	0.05	0.04	0.01	0.06	0.11	0.15	0.18
BaO	0.16	n.d.	n.d.	n.d.	0.16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.13	0.02	0.15	0.15	0.15	0.18	0.31	n.d.	0.26	n.d.
Cl	0.01	0.01	0.03	0.10	0.12	0.06	0.06	n.d.	0.02	0.01
Total	97.35	97.12	97.50	97.11	97.15	97.22	97.55	95.72	95.28	95.06
<b>Formules structurales</b>										
SiZ	7.115	7.424	7.290	7.175	7.130	7.211	7.159	7.314	7.192	7.140
AlZ	0.885	0.576	0.709	0.825	0.870	0.789	0.841	0.685	0.808	0.860
AlY	0.330	0.284	0.366	0.338	0.371	0.400	0.259	0.297	0.272	0.328
TiY	0.051	0.046	0.064	0.077	0.063	0.067	0.084	0.060	0.060	0.074
CrY	0.028	0.002	0.003	0.006	0.005	0.001	0.007	0.013	0.017	0.021
FeY	1.888	1.710	1.743	1.810	1.847	1.838	1.695	0.886	0.884	0.911
MgY	2.703	2.957	2.822	2.768	2.714	2.693	2.954	3.744	3.767	3.666
FeX	0.036	0.073	0.069	0.044	0.042	0.071	0.151	0.203	0.245	0.213
MnX	0.068	0.047	0.052	0.043	0.052	0.041	0.031	0.012	0.019	
CaX	1.896	1.877	1.860	1.913	1.907	1.871	1.817	1.784	1.737	1.787
NaX		0.003	0.019			0.016				
NaA	0.208	0.125	0.127	0.187	0.173	0.147	0.183	0.166	0.202	0.205
KA	0.122	0.075	0.103	0.110	0.120	0.123	0.117	0.028	0.028	0.024
Total	15.330	15.200	15.230	15.297	15.293	15.271	15.301	15.194	15.230	15.229

**amphiboles de St Arnac**

point	1	2	9	52	53	55	58	59	60	61
lame	19C	19C	19C	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	51.79	49.19	50.29	52.07	53.96	53.25	53.42	52.64	54.98	53.13
Al2O3	4.13	6.04	5.06	4.11	2.86	2.97	3.10	3.69	1.82	3.36
FeO	11.64	12.17	11.80	9.45	8.64	9.16	8.98	9.34	8.99	8.94
MgO	15.66	14.29	15.25	18.24	19.26	18.86	19.16	18.38	19.90	18.75
TiO2	0.41	0.56	0.53	0.17	0.04	0.23	0.40	0.24	0.10	0.16
MnO	0.50	0.73	0.52	0.31	0.37	0.40	0.28	0.38	0.26	0.21
Na2O	0.41	0.80	0.60	0.45	0.33	0.34	0.36	0.45	0.22	0.45
K2O	0.23	0.36	0.25	0.18	0.07	0.07	0.08	0.16	0.04	0.03
CaO	12.04	11.81	11.98	11.57	11.73	11.46	11.87	11.65	11.95	11.74
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	0.26	0.09	0.07	0.03	0.22	n.d.	0.10
BaO	n.d.	n.d.	0.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.25	0.03	0.30	n.d.	0.15	n.d.	0.13	0.02	0.21	n.d.
Cl	0.02	0.04	n.d.	0.05	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.01
Total	97.08	96.02	96.68	96.86	97.52	96.81	97.81	97.17	98.48	96.88
<b>Formules structurales</b>										
SiZ	7.518	7.268	7.370	7.472	7.646	7.610	7.566	7.521	7.721	7.581
AlZ	0.482	0.731	0.630	0.527	0.354	0.390	0.433	0.479	0.279	0.419
AlY	0.225	0.320	0.244	0.168	0.123	0.110	0.084	0.143	0.023	0.146
TiY	0.045	0.062	0.058	0.018	0.004	0.025	0.043	0.026	0.011	0.017
CrY				0.029	0.010	0.008	0.003	0.025		0.011
FeY	1.342	1.470	1.366	0.883	0.795	0.840	0.825	0.892	0.801	0.838
MgY	3.388	3.147	3.331	3.901	4.068	4.017	4.045	3.914	4.166	3.988
FeX	0.071	0.034	0.080	0.251	0.229	0.255	0.239	0.223	0.255	0.229
MnX	0.061	0.091	0.064	0.038	0.044	0.048	0.034	0.046	0.031	0.025
CaX	1.868	1.870	1.855	1.711	1.726	1.697	1.728	1.730	1.714	1.746
NaX		0.005								
NaA	0.115	0.224	0.170	0.125	0.091	0.094	0.099	0.125	0.060	0.124
KA	0.043	0.068	0.047	0.033	0.013	0.013	0.014	0.029	0.007	0.005
Total	15.158	15.292	15.217	15.158	15.103	15.107	15.113	15.154	15.067	15.130

Tableau II.2

**amphiboles de St Arnac**

point	62	46	47	48	24	35	40	42	45	46
lame	22A	22B	22B	22B	22C	22C	22C	22C	22C	22C
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	53.33	52.75	52.69	51.23	54.97	52.72	52.69	53.85	53.00	52.91
Al2O3	3.00	3.48	3.30	4.37	3.74	3.49	3.62	2.98	3.46	3.55
FeO	9.05	9.90	9.85	10.22	9.06	8.92	9.21	8.88	8.23	8.34
MgO	19.22	17.16	16.91	16.25	19.38	18.91	19.10	19.53	19.51	19.52
TiO2	0.17	0.31	0.23	0.37	0.45	0.42	0.73	0.24	0.27	0.34
MnO	0.26	0.33	0.34	0.32	0.09	0.29	0.18	0.16	0.23	0.20
Na2O	0.33	0.35	0.37	0.57	0.39	0.42	0.42	0.30	0.41	0.37
K2O	0.09	0.15	0.13	0.22	0.15	0.11	0.09	0.07	0.09	0.14
CaO	11.68	12.21	11.80	11.65	11.26	11.41	11.39	11.93	11.58	11.71
Cr2O3	0.09	0.01	0.05	0.04	0.02	0.16	0.18	0.02	0.08	0.03
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.08	n.d.	0.08	n.d.	0.26	0.06	0.02	0.15	0.17	0.19
Cl	0.02	0.02	n.d.	0.02	0.03	0.06	0.05	0.01	0.08	0.01
Total	97.32	96.67	95.75	95.26	99.80	96.97	97.68	98.12	97.11	97.31
<b>Formules structurales</b>										
SiZ	7.588	7.593	7.649	7.505	7.601	7.530	7.477	7.592	7.542	7.518
AlZ	0.412	0.407	0.351	0.495	0.399	0.470	0.523	0.408	0.458	0.482
AlY	0.091	0.183	0.214	0.259	0.211	0.118	0.082	0.087	0.122	0.112
TiY	0.018	0.034	0.025	0.041	0.047	0.045	0.078	0.025	0.029	0.036
CrY	0.010	0.001	0.006	0.005	0.002	0.018	0.020	0.002	0.009	0.003
FeY	0.805	1.100	1.096	1.147	0.746	0.793	0.780	0.781	0.702	0.714
MgY	4.076	3.682	3.659	3.548	3.994	4.026	4.040	4.104	4.138	4.134
FeX	0.272	0.092	0.099	0.105	0.302	0.272	0.313	0.266	0.277	0.277
MnX	0.031	0.040	0.042	0.040	0.010	0.035	0.022	0.019	0.028	0.024
CaX	1.697	1.868	1.835	1.828	1.668	1.692	1.665	1.715	1.695	1.699
NaX			0.023	0.027	0.019					
NaA	0.091	0.098	0.081	0.135	0.085	0.116	0.116	0.082	0.113	0.102
KA	0.016	0.028	0.024	0.041	0.026	0.020	0.016	0.013	0.016	0.025
Total	15.107	15.125	15.105	15.176	15.111	15.136	15.132	15.094	15.129	15.127

**amphiboles de St Arnac**

point	51	30	31	32	39	43	1	2	3	23
lame	22C	22D	22D	22D	22D	22D	22D	22D	22D	151B
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	53.90	50.69	51.57	51.63	50.62	51.99	50.71	50.41	52.36	47.59
Al2O3	2.93	5.29	3.97	3.94	4.98	3.94	4.69	3.90	3.13	7.11
FeO	8.39	13.24	12.21	12.81	13.20	12.86	13.36	12.81	12.93	14.64
MgO	20.28	14.07	14.55	14.70	14.07	14.24	15.15	15.52	16.44	12.84
TiO2	0.27	0.21	0.14	0.52	0.10	0.13	0.29	0.16	0.21	0.75
MnO	0.13	0.38	0.41	0.51	0.36	0.29	0.37	0.45	0.30	0.53
Na2O	0.38	0.39	0.33	0.45	0.46	0.41	0.51	0.48	0.39	0.75
K2O	0.02	0.35	0.29	0.36	0.34	0.30	0.45	0.31	0.23	0.59
CaO	11.23	12.59	12.15	12.24	12.21	12.34	12.35	12.20	12.12	11.60
Cr2O3	0.05	0.03	0.01	0.08	0.08	0.05	0.01	0.07	0.01	0.22
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.08	0.04	0.28	0.14	0.17	0.07	0.02	0.19	0.16	n.d.
Cl	0.03	0.02	n.d.	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01
Total	97.69	97.30	95.91	97.42	96.63	96.71	97.95	96.53	98.30	96.63
<b>Formules structurales</b>										
SiZ	7.596	7.400	7.596	7.519	7.446	7.605	7.371	7.432	7.543	7.084
AlZ	0.404	0.599	0.404	0.481	0.553	0.395	0.629	0.568	0.457	0.915
AlY	0.082	0.311	0.285	0.195	0.310	0.284	0.174	0.110	0.074	0.332
TiY	0.029	0.023	0.015	0.057	0.011	0.014	0.032	0.018	0.023	0.084
CrY	0.006	0.003	0.001	0.009	0.009	0.006	0.001	0.008	0.001	0.026
FeY	0.624	1.601	1.504	1.548	1.585	1.573	1.511	1.454	1.372	1.709
MgY	4.260	3.062	3.194	3.191	3.085	3.105	3.282	3.411	3.530	2.849
FeX	0.365	0.015	0.000	0.012	0.039		0.113	0.126	0.185	0.113
MnX	0.015	0.047	0.051	0.063	0.045	0.036	0.046	0.056	0.037	0.067
CaX	1.620	1.938	1.917	1.910	1.916	1.934	1.841	1.818	1.778	1.820
NaX			0.031	0.015		0.030				
NaA	0.104	0.110	0.063	0.112	0.131	0.086	0.144	0.137	0.109	0.216
KA	0.004	0.065	0.055	0.067	0.064	0.056	0.084	0.058	0.042	0.112
Total	15.107	15.176	15.118	15.179	15.195	15.124	15.227	15.196	15.151	15.329

Tableau II.2 (suite)

**amphiboles de St Arnac**

point	24	27	31	33	34	92	93	104	105	63
lame	151B	151B	151B	151B	151B	40	40	40	40	42A
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	DT	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	47.54	47.51	47.40	47.00	47.29	49.97	50.34	52.25	49.81	48.43
Al2O3	7.38	7.28	7.00	6.76	6.64	5.68	5.76	4.53	6.10	5.87
FeO	14.67	14.17	14.15	13.73	14.23	14.03	13.24	12.64	13.16	12.86
MgO	12.47	12.38	13.01	13.46	13.15	13.49	14.03	15.07	13.90	14.20
TiO2	0.70	0.68	0.68	0.53	0.76	0.72	0.56	0.39	0.56	0.72
MnO	0.47	0.51	0.36	0.38	0.44	0.17	0.20	0.38	0.20	0.39
Na2O	0.82	0.63	0.64	0.57	0.60	0.38	0.48	0.35	0.51	0.59
K2O	0.70	0.62	0.60	0.58	0.63	0.23	0.29	0.11	0.31	0.30
CaO	11.81	11.84	12.02	11.97	11.96	11.61	11.95	12.13	11.44	11.69
Cr2O3	0.11	0.20	0.01	0.16	0.08	0.03	0.02	0.01	n.d.	0.02
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	n.d.	0.02	0.01	n.d.
F	0.20	0.08	0.17	0.10	0.17	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.15
Cl	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	n.d.
Total	96.91	95.94	96.06	95.27	95.98	96.48	96.90	97.91	96.06	95.22
<b>Formules structurales</b>										
SiZ	7.079	7.115	7.097	7.086	7.098	7.366	7.359	7.517	7.340	7.239
AlZ	0.921	0.885	0.903	0.914	0.902	0.634	0.641	0.483	0.660	0.761
AlY	0.374	0.400	0.332	0.287	0.273	0.352	0.351	0.285	0.399	0.273
TiY	0.078	0.077	0.077	0.060	0.086	0.080	0.062	0.042	0.062	0.081
CrY	0.013	0.024	0.001	0.019	0.009	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002
FeY	1.767	1.736	1.687	1.609	1.690	1.601	1.528	1.440	1.486	1.481
MgY	2.768	2.763	2.903	3.025	2.942	2.964	3.057	3.232	3.053	3.163
FeX	0.060	0.039	0.084	0.122	0.097	0.129	0.091	0.081	0.136	0.127
MnX	0.059	0.065	0.046	0.048	0.056	0.021	0.025	0.046	0.025	0.049
CaX	1.881	1.897	1.870	1.829	1.847	1.833	1.872	1.870	1.806	1.824
NaX						0.016	0.013	0.003	0.033	
NaA	0.237	0.183	0.186	0.167	0.175	0.092	0.123	0.095	0.112	0.171
KA	0.133	0.119	0.115	0.112	0.121	0.043	0.054	0.020	0.058	0.057
Total	15.370	15.302	15.301	15.278	15.295	15.135	15.177	15.115	15.171	15.228

**amphiboles de St Arnac**

point	67	73	78	81	38	39	19	21	22	26
lame	42A	42B	42B	42B	44B	44B	44E	44E	44E	44E
facies	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	48.80	50.03	50.31	49.47	50.42	51.20	47.32	47.49	47.43	47.50
Al2O3	5.99	5.99	5.34	5.60	5.45	6.10	7.83	7.70	7.21	7.45
FeO	11.96	12.71	11.99	12.19	10.85	10.67	15.47	15.83	16.20	15.62
MgO	14.11	14.57	14.93	14.54	16.28	16.03	12.07	11.58	11.60	11.75
TiO2	0.66	0.74	0.74	0.75	0.53	0.50	0.80	0.93	1.02	1.00
MnO	0.46	0.32	0.33	0.26	0.20	0.26	0.52	0.49	0.64	0.56
Na2O	0.55	0.67	0.51	0.49	0.49	0.49	0.83	0.83	0.85	0.91
K2O	0.31	0.29	0.27	0.28	0.07	0.10	0.39	0.44	0.45	0.31
CaO	11.77	12.16	12.11	12.18	11.67	11.89	11.37	11.21	11.31	11.18
Cr2O3	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BaO	n.d.	0.03	0.41	0.07	0.07	0.14	n.d.	0.03	n.d.	n.d.
F	0.28	0.08	0.19	0.28	0.11	n.d.	0.14	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.06	0.04	n.d.	n.d.
Total	94.92	97.59	97.13	96.12	96.14	97.38	96.80	96.57	96.71	96.28
<b>Formules structurales</b>										
SiZ	7.290	7.272	7.353	7.305	7.349	7.348	7.054	7.093	7.095	7.104
AlZ	0.710	0.728	0.647	0.695	0.651	0.651	0.946	0.907	0.905	0.896
AlY	0.344	0.298	0.272	0.280	0.285	0.380	0.430	0.448	0.366	0.417
TiY	0.074	0.081	0.081	0.083	0.058	0.054	0.090	0.104	0.115	0.112
CrY	0.002									
FeY	1.438	1.465	1.394	1.437	1.120	1.136	1.799	1.870	1.932	1.851
MgY	3.142	3.156	3.252	3.200	3.537	3.429	2.682	2.578	2.586	2.619
FeX	0.056	0.080	0.071	0.068	0.202	0.144	0.130	0.107	0.094	0.103
MnX	0.058	0.039	0.041	0.032	0.025	0.032	0.066	0.062	0.081	0.071
CaX	1.884	1.881	1.888	1.899	1.773	1.824	1.805	1.794	1.813	1.791
NaX	0.002							0.037	0.012	0.035
NaA	0.158	0.189	0.144	0.140	0.138	0.136	0.240	0.203	0.235	0.229
KA	0.059	0.054	0.050	0.053	0.013	0.018	0.074	0.084	0.086	0.059
Total	15.217	15.243	15.195	15.193	15.151	15.155	15.314	15.287	15.321	15.288

Tableau II.2 (suite)

**amphiboles de St Arnac**

point	27	30	31	32	59	66	68	8	13	11
lame	44E	44E	44E	44E	66A	66A	66A	66A	66A	152A
facies	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	47.46	47.61	47.13	47.92	48.41	49.26	47.87	48.26	48.53	52.14
Al2O3	7.84	7.64	7.59	7.08	7.66	7.30	8.13	6.25	7.04	4.88
FeO	15.60	16.14	15.80	15.27	13.97	14.27	14.55	14.16	14.39	12.49
MgO	11.96	11.48	11.27	12.14	12.96	13.24	12.50	14.20	13.78	14.36
TiO2	0.99	0.80	1.08	0.65	0.53	0.36	0.61	0.56	0.41	0.44
MnO	0.44	0.46	0.60	0.43	0.38	0.53	0.32	0.37	0.48	0.44
Na2O	0.91	0.84	0.69	0.81	0.55	0.60	0.66	0.49	0.56	0.52
K2O	0.37	0.35	0.31	0.31	0.23	0.19	0.27	0.23	0.18	0.19
CaO	11.28	10.99	11.44	11.19	11.58	11.40	11.62	10.93	11.39	12.40
Cr2O3	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.10	0.14	0.02
BaO	0.07	0.11	n.d.	0.03	0.07	0.27	n.d.	n.d.	n.d.	0.13
F	0.05	0.05	0.14	n.d.	0.05	0.05	0.27	0.12	0.04	0.08
Cl	n.d.	n.d.	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	n.d.	0.03
Total	96.97	96.51	96.08	95.86	96.40	97.48	96.81	95.69	96.94	98.12
<b>Formules structurales</b>										
SiZ	7.055	7.120	7.087	7.178	7.157	7.216	7.087	7.199	7.149	7.509
AlZ	0.945	0.880	0.913	0.821	0.843	0.784	0.913	0.801	0.851	0.491
AlY	0.429	0.467	0.433	0.428	0.492	0.477	0.505	0.298	0.371	0.336
TiY	0.111	0.090	0.122	0.073	0.059	0.040	0.068	0.063	0.045	0.048
CrY		0.005						0.012	0.016	0.002
FeY	1.810	1.879	1.919	1.788	1.593	1.593	1.669	1.470	1.541	1.504
MgY	2.650	2.559	2.526	2.711	2.856	2.891	2.758	3.157	3.026	3.083
FeX	0.129	0.139	0.068	0.125	0.134	0.156	0.133	0.296	0.232	
MnX	0.055	0.058	0.076	0.055	0.048	0.066	0.040	0.047	0.060	0.053
CaX	1.797	1.761	1.843	1.796	1.818	1.779	1.827	1.657	1.708	1.912
NaX	0.019	0.041	0.012	0.024						0.034
NaA	0.243	0.202	0.189	0.211	0.158	0.170	0.189	0.142	0.160	0.111
KA	0.070	0.067	0.060	0.059	0.043	0.036	0.051	0.044	0.034	0.034
Total	15.314	15.269	15.248	15.271	15.201	15.206	15.240	15.185	15.194	15.118

**amphiboles de St Arnac**

point	12	16	17	18	19	65	66	67	68	71
lame	152A	152A	152A	152A	152A	143B	143B	143B	143B	143B
facies	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	52.77	50.37	52.14	51.54	51.55	46.87	47.78	47.41	47.89	46.61
Al2O3	4.04	5.99	4.79	5.01	5.63	8.28	8.34	8.25	7.87	8.93
FeO	11.83	12.33	12.09	12.26	12.05	16.71	16.89	16.08	16.81	16.71
MgO	14.55	13.79	14.80	14.66	14.46	10.37	10.70	10.90	10.75	10.36
TiO2	0.32	0.80	0.53	0.44	0.53	1.20	0.69	0.59	0.77	0.75
MnO	0.30	0.52	0.29	0.45	0.51	0.42	0.37	0.26	0.38	0.26
Na2O	0.38	0.68	0.49	0.44	0.61	0.90	0.93	0.83	0.94	0.90
K2O	0.16	0.32	0.21	0.21	0.22	0.44	0.40	0.38	0.38	0.43
CaO	12.42	12.16	12.03	11.98	12.04	11.66	11.47	12.06	11.83	11.70
Cr2O3	n.d.	0.08	0.03	0.01	0.05	n.d.	n.d.	0.08	0.14	0.10
BaO	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.24	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.10	0.26	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.04	0.00	n.d.	0.05	n.d.	0.02	0.05	0.05	0.05	0.10
Total	96.92	97.29	97.43	97.10	97.66	96.93	97.89	96.90	97.81	96.86
<b>Formules structurales</b>										
SiZ	7.643	7.341	7.518	7.479	7.429	7.017	7.082	7.068	7.095	6.980
AlZ	0.357	0.659	0.482	0.521	0.571	0.983	0.918	0.932	0.905	1.020
AlY	0.334	0.369	0.333	0.335	0.386	0.478	0.539	0.518	0.469	0.557
TiY	0.035	0.087	0.057	0.048	0.057	0.135	0.076	0.066	0.086	0.085
CrY		0.009	0.004	0.001	0.005			0.010	0.016	0.012
FeY	1.433	1.502	1.424	1.444	1.446	2.071	2.021	1.985	2.055	2.035
MgY	3.142	2.996	3.181	3.171	3.106	2.315	2.363	2.421	2.374	2.312
FeX			0.033	0.044	0.006	0.021	0.073	0.019	0.028	0.058
MnX	0.037	0.064	0.035	0.055	0.063	0.053	0.046	0.033	0.048	0.034
CaX	1.927	1.898	1.859	1.863	1.858	1.870	1.822	1.926	1.878	1.877
NaX	0.036	0.038	0.073	0.038	0.073	0.056	0.058	0.021	0.047	0.031
NaA	0.071	0.154	0.065	0.087	0.098	0.205	0.208	0.220	0.223	0.232
KA	0.029	0.060	0.039	0.039	0.040	0.085	0.076	0.073	0.071	0.082
Total	15.045	15.179	15.104	15.126	15.138	15.290	15.284	15.293	15.295	15.313

Tableau II.2 (suite)

**amphiboles de St Arnac**

point	72	75	76	78
lame	143B	143B	143B	143B
facies	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>				
SiO2	45.88	46.72	46.39	46.40
Al2O3	9.64	8.95	8.81	8.95
FeO	16.78	16.92	16.56	17.11
MgO	9.77	10.49	10.02	10.36
TiO2	1.20	0.90	1.35	1.40
MnO	0.34	0.28	0.45	0.39
Na2O	1.09	1.00	1.00	1.04
K2O	0.62	0.51	0.56	0.50
CaO	11.47	11.73	11.21	11.21
Cr2O3	0.12	0.05	n.d.	0.06
BaO	0.04	0.09	0.01	0.07
F	0.18	n.d.	0.10	0.08
Cl	0.02	0.07	0.11	0.14
Total	97.15	97.70	96.58	97.71
<b>Formules structurales</b>				
SiZ	6.880	6.953	6.978	6.920
AlZ	1.120	1.047	1.022	1.080
AlY	0.584	0.522	0.541	0.493
TiY	0.136	0.101	0.153	0.157
CrY	0.014	0.005		0.007
FeY	2.083	2.045	2.060	2.040
MgY	2.183	2.327	2.246	2.302
FeX	0.022	0.061	0.023	0.094
MnX	0.043	0.035	0.057	0.049
CaX	1.843	1.870	1.807	1.792
NaX	0.092	0.034	0.112	0.065
NaA	0.224	0.254	0.180	0.235
KA	0.119	0.097	0.107	0.096
Total	15.343	15.351	15.287	15.331

Tableau II.2 (suite)

**Cumingtonite du massif de ST Arnac**

point	2	6	9	64	65	14	44	9	10	11
lame	19B	19B	19B	19B	19B	44B	44B	66A	66A	66A
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	DT	DT	DT	DT	DT

**Poids d'oxydes**

SiO2	53.60	52.96	53.29	54.43	54.54	52.06	54.50	53.52	53.79	53.50
Al2O3	1.11	1.62	1.41	0.72	1.54	0.72	0.47	0.86	0.69	0.50
FeO	18.10	16.64	17.49	18.13	16.03	21.13	21.72	23.92	23.33	24.94
MgO	21.28	20.90	20.93	20.97	20.70	19.15	18.63	17.39	17.62	17.68
TiO2	0.12	0.13	0.11	n.d.	0.20	0.04	0.05	0.14	n.d.	0.06
MnO	0.47	0.43	0.47	0.46	0.58	0.60	0.84	0.94	1.19	1.06
Na2O	0.12	0.16	0.12	0.09	0.18	0.07	0.02	0.08	0.05	0.05
K2O	1.11	0.03	n.d.	0.03	0.02	0.03	n.d.	n.d.	0.05	0.05
CaO	1.40	3.08	2.16	1.20	3.50	1.35	1.31	1.33	0.83	0.96
Cr2O3	n.d.	0.07	0.01	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.05
Cl	0.02	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.22	96.15	96.02	96.03	97.35	95.15	97.55	98.34	97.59	98.85

**Formules structurales**

Si	7.757	7.711	7.762	7.907	7.798	7.790	7.935	7.841	7.901	7.825
AlIV	0.189	0.278	0.238	0.093	0.202	0.127	0.065	0.148	0.099	0.086
AlVI			0.004	0.030	0.058		0.016		0.020	
Cr			0.001		0.007				0.003	
Ti	0.013	0.014	0.012		0.021	0.004	0.005	0.015		0.007
Mg	4.590	4.536	4.544	4.540	4.411	4.271	4.043	3.797	3.858	3.854
Fe	0.410	0.453	0.438	0.430	0.503	0.729	0.936	1.198	1.119	1.146
Fe	1.781	1.573	1.692	1.773	1.414	1.915	1.708	1.733	1.747	1.905
Mn	0.058	0.053	0.058	0.057	0.070	0.076	0.104	0.117	0.148	0.131
Ca	0.161	0.374	0.250	0.171	0.516	0.009	0.188	0.151	0.105	
Na	0.034	0.045	0.034	0.025	0.050	0.020	0.006	0.023	0.014	0.014
K	0.205	0.006		0.006	0.004	0.006			0.009	0.009
Total	15.199	15.051	15.034	15.031	15.054	14.947	15.006	15.023	15.024	14.947

**Cumingtonite du massif de ST Arnac**

point	12	28	36	37	38	41	48
lame	66A	19B	22C	22C	22C	22C	22C
facies	DT	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio

**Poids d'oxydes**

SiO2	52.92	54.65	54.51	54.55	55.02	54.96	54.00
Al2O3	1.16	1.78	0.52	1.44	0.51	0.52	1.40
FeO	23.39	15.89	18.73	17.18	19.09	17.73	18.00
MgO	16.97	22.12	21.81	21.32	21.76	21.52	21.11
TiO2	n.d.	0.05	0.09	0.26	0.05	0.04	0.26
MnO	1.17	0.41	0.58	0.47	0.63	0.52	0.63
Na2O	0.12	0.19	0.06	0.20	0.05	0.11	0.15
K2O	0.06	0.03	n.d.	0.02	0.02	0.06	0.01
CaO	2.37	2.82	1.30	3.30	1.01	2.61	2.20
Cr2O3	0.07	0.04	0.02	0.06	0.03	0.03	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.23	98.09	97.66	99.10	98.19	98.25	97.80

**Formules structurales**

Si	7.777	7.740	7.825	7.726	7.854	7.841	7.742
AlIV	0.201	0.260	0.088	0.240	0.086	0.087	0.237
AlVI		0.037					
Cr		0.004					
Ti		0.005	0.010	0.028	0.005	0.004	0.028
Mg	3.717	4.669	4.667	4.501	4.630	4.576	4.511
Fe	1.283	0.284	0.333	0.498	0.370	0.424	0.482
Fe	1.591	1.598	1.915	1.536	1.909	1.691	1.676
Mn	0.146	0.049	0.070	0.056	0.076	0.063	0.076
Ca	0.263	0.353	0.014	0.407	0.015	0.246	0.248
Na	0.034	0.052	0.017	0.055	0.014	0.030	0.042
K	0.011	0.005		0.004	0.004	0.011	0.002
Total	15.031	15.058	14.942	15.058	14.966	14.977	15.043

Tableau II.2 (suite)

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	24	25	26	72	73	74	3	6	10	44
lame	220	220	220	18	18	18	19C	19C	19C	22B
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.590	36.970	37.170	36.400	37.190	36.950	37.220	36.340	36.770	36.230
Al2O3	14.820	14.800	15.060	15.940	15.800	15.320	15.800	15.480	15.890	15.350
FeO	17.990	17.740	17.830	17.960	18.460	18.760	16.630	17.110	16.080	13.240
MgO	11.700	11.690	11.720	11.310	11.100	10.970	12.530	12.330	12.530	15.340
TiO2	3.030	3.360	3.390	2.600	2.610	2.550	2.820	2.910	3.090	2.450
MnO	0.310	0.380	0.120	0.190	0.250	0.190	0.190	0.270	0.340	0.120
Na2O	0.020	0.090	0.090	0.070	0.050	0.100	0.230	0.120	0.080	0.140
K2O	9.270	8.980	9.340	9.470	9.740	9.630	9.260	9.110	9.500	9.320
CaO	0.080	0.100	0.070	0.010	n.d.	n.d.	0.080	0.020	0.010	0.020
Cr2O3	n.d.	0.050	0.020	0.060	0.070	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	0.100
BaO	0.070	0.170	0.250	0.090	0.230	0.090	0.230	0.200	0.130	n.d.
F	0.190	0.310	0.270	0.330	0.310	0.420	0.590	0.080	0.160	0.130
Cl	0.070	n.d.	0.090	0.050	0.090	0.080	0.040	0.060	0.040	0.060
Total	95.140	94.640	95.420	94.480	95.900	95.090	95.620	94.030	94.620	92.500
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.710	5.660	5.650	5.590	5.650	5.670	5.620	5.580	5.580	5.550
Al4	2.290	2.340	2.350	2.410	2.350	2.330	2.380	2.420	2.420	2.450
Al6	0.370	0.330	0.350	0.480	0.480	0.440	0.430	0.380	0.420	0.320
Fe	2.290	2.270	2.270	2.310	2.340	2.410	2.100	2.200	2.040	1.700
Mg	2.650	2.670	2.650	2.590	2.510	2.510	2.820	2.820	2.840	3.500
Ti	0.346	0.387	0.387	0.300	0.298	0.294	0.320	0.336	0.353	0.282
Mn	0.040	0.049	0.015	0.025	0.032	0.025	0.024	0.035	0.044	0.016
Na	0.006	0.027	0.027	0.021	0.015	0.030	0.067	0.036	0.024	0.042
K.	1.800	1.750	1.810	1.860	1.890	1.890	1.780	1.780	1.840	1.820
Ca	0.013	0.016	0.011	0.002			0.013	0.003	0.002	0.003
Cr		0.006	0.002	0.007	0.008	0.004				0.012
Ba	0.004	0.010	0.015	0.005	0.014	0.005	0.014	0.012	0.008	
F.	0.091	0.150	0.130	0.160	0.149	0.204	0.282	0.039	0.077	0.063
Cl	0.018		0.023	0.013	0.023	0.021	0.010	0.016	0.010	0.016
Total	15.628	15.665	15.690	15.773	15.759	15.833	15.860	15.657	15.658	15.774
XFe	0.464	0.460	0.461	0.471	0.482	0.490	0.427	0.438	0.418	0.327

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	45	50	55	56	29	30	31	32	33	34
lame	22B	22B	22B	22B	19B	19B	22C	22C	22C	22C
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	37.660	37.190	37.190	37.280	38.850	37.830	36.370	37.670	37.740	38.410
Al2O3	15.180	15.300	15.340	15.840	14.420	14.450	14.370	14.340	13.830	14.360
FeO	14.030	13.900	13.640	13.960	10.810	10.890	14.010	11.960	12.820	12.850
MgO	14.440	14.690	14.850	14.550	18.210	17.920	17.390	17.730	16.780	17.940
TiO2	2.260	2.530	2.430	2.360	3.250	3.080	1.590	1.750	3.030	1.340
MnO	0.170	0.160	n.d.	0.110	n.d.	n.d.	0.020	0.040	0.140	0.110
Na2O	0.130	0.110	0.150	0.140	0.530	0.310	0.090	0.180	0.230	0.100
K2O	9.430	9.260	9.290	9.680	8.300	8.610	9.390	9.100	8.460	9.310
CaO	n.d.	n.d.	0.010	0.050	0.040	0.040	0.050	n.d.	0.090	0.010
Cr2O3	0.100	0.020	0.100	0.190	0.210	0.210	0.140	0.100	0.290	0.220
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	n.d.	0.200	0.220	0.170	0.040	0.020	0.170	0.170	n.d.	n.d.
Cl	0.060	0.050	0.070	0.030	0.050	0.060	0.060	0.050	0.080	0.080
Total	93.460	93.410	93.290	94.360	94.710	93.420	93.650	93.090	93.490	94.730
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.710	5.650	5.650	5.610	5.680	5.630	5.540	5.680	5.670	5.710
Al4	2.290	2.350	2.350	2.390	2.320	2.370	2.460	2.320	2.330	2.290
Al6	0.420	0.390	0.400	0.420	0.170	0.170	0.120	0.230	0.120	0.220
Fe	1.780	1.760	1.730	1.760	1.320	1.360	1.780	1.510	1.610	1.600
Mg	3.260	3.320	3.360	3.260	3.970	3.980	3.950	3.990	3.760	3.970
Ti	0.257	0.289	0.277	0.267	0.358	0.345	0.182	0.198	0.342	0.150
Mn	0.022	0.021		0.014			0.003	0.005	0.018	0.014
Na	0.038	0.032	0.044	0.041	0.150	0.090	0.027	0.053	0.067	0.029
K.	1.820	1.790	1.800	1.860	1.550	1.640	1.820	1.750	1.620	1.760
Ca			0.002	0.008	0.006	0.006	0.008		0.014	0.002
Cr	0.012	0.002	0.012	0.023	0.024	0.025	0.017	0.012	0.034	0.026
Ba										
F.		0.096	0.106	0.081	0.019	0.009	0.082	0.081		
Cl	0.015	0.013	0.018	0.008	0.012	0.015	0.015	0.013	0.020	0.020
Total	15.624	15.713	15.749	15.742	15.579	15.640	16.004	15.842	15.605	15.791
XFe	0.353	0.346	0.340	0.351	0.250	0.255	0.311	0.275	0.300	0.287

Tableau II.3

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	43	44	56	57	63	7	22	6	7	21
lame	22C	22C	22A	22A	22A	19B	22C	22D	22D	151B
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	38.270	38.550	38.540	38.490	38.180	37.940	37.700	37.380	37.150	35.790
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.720	13.910	14.390	14.080	14.490	14.640	15.180	14.300	14.040	15.410
FeO	12.110	13.590	12.530	12.730	12.450	11.460	12.840	17.150	16.540	16.710
MgO	17.410	16.630	17.320	17.210	17.140	16.940	16.690	12.920	13.090	12.320
TiO <sub>2</sub>	2.080	1.880	1.740	2.100	1.850	3.320	2.070	2.600	2.950	3.040
MnO	0.040	0.040	0.090	0.090	0.110	0.020	0.100	0.300	0.260	0.240
Na <sub>2</sub> O	0.200	0.100	0.160	0.160	0.190	0.480	0.140	0.060	0.050	0.090
K <sub>2</sub> O	9.100	9.030	9.360	9.080	9.030	8.260	9.100	9.870	9.770	9.580
CaO	0.020	0.090	0.040	n.d.	0.020	0.040	0.050	n.d.	0.020	0.020
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.150	0.250	0.170	0.090	0.210	0.210	0.050	0.020	0.040	0.070
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.240	0.240	0.280	n.d.	0.060	n.d.	0.140	0.250	0.640	0.020
Cl	0.050	0.050	0.070	0.050	0.010	0.030	0.070	0.080	0.060	0.070
<b>Total</b>	<b>93.390</b>	<b>94.360</b>	<b>94.690</b>	<b>94.080</b>	<b>93.740</b>	<b>93.340</b>	<b>94.130</b>	<b>94.930</b>	<b>94.610</b>	<b>93.360</b>
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.760	5.770	5.730	5.740	5.710	5.650	5.640	5.700	5.700	5.540
Al <sub>4</sub>	2.240	2.230	2.270	2.260	2.290	2.350	2.360	2.300	2.300	2.460
Al <sub>6</sub>	0.190	0.220	0.250	0.220	0.270	0.220	0.320	0.270	0.240	0.350
Fe	1.520	1.700	1.560	1.590	1.560	1.430	1.610	2.190	2.120	2.160
Mg	3.900	3.710	3.840	3.830	3.820	3.760	3.720	2.940	2.990	2.840
Ti	0.235	0.212	0.195	0.236	0.208	0.372	0.233	0.298	0.340	0.354
Mn	0.005	0.005	0.011	0.011	0.014	0.003	0.013	0.039	0.034	0.031
Na	0.058	0.029	0.046	0.046	0.055	0.139	0.041	0.018	0.015	0.027
K.	1.750	1.720	1.780	1.730	1.720	1.570	1.740	1.920	1.910	1.890
Ca	0.003	0.014	0.006	0.003	0.006	0.006	0.008	0.003	0.003	0.003
Cr	0.018	0.030	0.020	0.011	0.025	0.025	0.006	0.002	0.005	0.009
Ba										
F.	0.114	0.114	0.132		0.028		0.066	0.121	0.310	0.010
Cl	0.013	0.013	0.018	0.013	0.003	0.008	0.018	0.021	0.016	0.018
<b>Total</b>	<b>15.806</b>	<b>15.767</b>	<b>15.858</b>	<b>15.687</b>	<b>15.706</b>	<b>15.533</b>	<b>15.775</b>	<b>15.819</b>	<b>15.983</b>	<b>15.692</b>
XFe	0.280	0.314	0.289	0.293	0.290	0.276	0.302	0.427	0.415	0.432

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	25	30	32	20	24	28	30	37	45	46
lame	151B	151B	151B	44E	44E	44E	44E	44E	44B	44B
facies	Dio	Dio	Dio	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO <sub>2</sub>	36.350	35.730	36.310	36.290	36.220	36.020	36.700	36.660	37.120	36.650
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.630	15.260	14.730	15.750	15.350	16.180	15.650	15.730	15.580	15.670
FeO	17.090	16.550	18.130	18.240	18.780	17.620	17.950	18.970	17.490	17.820
MgO	12.160	12.610	11.970	11.420	10.740	11.830	11.710	10.900	11.570	11.560
TiO <sub>2</sub>	3.200	2.750	3.200	2.930	3.390	2.780	2.720	2.540	2.460	2.290
MnO	0.380	0.310	0.250	0.390	0.170	0.090	0.130	0.110	0.180	0.080
Na <sub>2</sub> O	0.090	0.030	0.120	0.140	0.110	0.140	0.190	0.170	0.110	0.170
K <sub>2</sub> O	8.790	9.380	9.260	9.210	9.270	9.370	8.800	9.400	8.990	9.300
CaO	0.110	0.070	n.d.	0.100	0.020	n.d.	0.040	n.d.	n.d.	n.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.080	0.120	0.170	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.060	0.130	0.120
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	0.200	0.200	0.530	0.260	0.420	0.160
F	0.470	0.300	0.200	0.160	0.250	0.050	0.300	0.280	0.150	0.190
Cl	0.070	0.050	0.070	0.040	0.040	0.140	0.030	n.d.	n.d.	n.d.
<b>Total</b>	<b>93.420</b>	<b>93.160</b>	<b>94.410</b>	<b>94.700</b>	<b>94.540</b>	<b>94.420</b>	<b>94.750</b>	<b>95.080</b>	<b>94.200</b>	<b>94.010</b>
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.630	5.550	5.590	5.560	5.590	5.520	5.620	5.620	5.680	5.640
Al <sub>4</sub>	2.370	2.450	2.410	2.440	2.410	2.480	2.380	2.380	2.320	2.360
Al <sub>6</sub>	0.300	0.340	0.260	0.400	0.380	0.440	0.440	0.460	0.490	0.480
Fe	2.210	2.150	2.330	2.340	2.420	2.260	2.300	2.430	2.240	2.290
Mg	2.810	2.920	2.750	2.610	2.470	2.700	2.670	2.490	2.640	2.650
Ti	0.373	0.321	0.370	0.338	0.393	0.321	0.313	0.293	0.283	0.265
Mn	0.050	0.041	0.033	0.051	0.022	0.012	0.017	0.014	0.023	0.010
Na	0.027	0.009	0.036	0.042	0.033	0.042	0.056	0.051	0.033	0.051
K.	1.740	1.860	1.820	1.800	1.820	1.830	1.720	1.840	1.760	1.830
Ca	0.018	0.012		0.016	0.003		0.007			
Cr	0.010	0.015	0.021					0.007	0.016	0.015
Ba				0.002	0.012	0.012	0.032	0.016	0.025	0.010
F.	0.230	0.147	0.097	0.078	0.122	0.024	0.145	0.136	0.073	0.092
Cl	0.018	0.013	0.018	0.010	0.010	0.036	0.008			
<b>Total</b>	<b>15.786</b>	<b>15.828</b>	<b>15.735</b>	<b>15.687</b>	<b>15.685</b>	<b>15.677</b>	<b>15.708</b>	<b>15.737</b>	<b>15.583</b>	<b>15.693</b>
XFe	0.440	0.424	0.459	0.473	0.495	0.456	0.463	0.494	0.459	0.464

Tableau II.3 (suite)



**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	75	77	79	80	82	58	73	13	14	15
lame	42B	42B	42B	42B	42B	42A	42A	152A	152A	152A
facies	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	36.660	37.040	36.940	36.380	35.980	35.370	35.260	37.347	37.531	37.835
Al2O3	15.350	15.600	15.680	15.300	15.160	15.080	16.300	15.637	14.566	15.361
FeO	16.790	16.660	16.160	16.700	16.580	16.280	17.030	17.661	17.213	17.655
MgO	12.960	13.360	13.490	12.310	12.660	12.300	12.260	11.725	12.248	12.030
TiO2	3.230	2.940	3.200	3.840	3.950	3.560	3.350	2.868	2.887	2.734
MnO	0.160	0.140	0.110	0.190	0.170	0.190	0.140	0.240	0.312	0.160
Na2O	0.200	0.230	0.230	0.260	0.260	0.100	0.270	0.117	0.060	0.091
K2O	9.200	9.040	9.110	9.510	9.270	9.160	9.250	9.472	9.603	9.756
CaO	0.030	0.030	0.040	0.020	n.d.	0.060	0.040	0.037	0.039	0.056
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.120	0.023	0.069	0.116
BaO	0.300	n.d.	0.100	0.070	0.270	n.d.	n.d.	0.318	0.197	0.172
F	0.270	0.480	0.350	0.520	0.300	0.510	0.250	0.078	n.d.	0.234
Cl	0.060	0.040	0.030	0.030	0.040	0.050	0.070	0.041	0.054	0.016
Total	95.210	95.560	95.440	95.130	94.640	92.660	94.340	95.564	94.779	96.216
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.560	5.580	5.560	5.540	5.500	5.520	5.410	5.650	5.720	5.690
Al4	2.440	2.420	2.440	2.460	2.500	2.480	2.590	2.350	2.280	2.310
Al6	0.300	0.350	0.340	0.290	0.230	0.300	0.360	0.440	0.330	0.410
Fe	2.130	2.100	2.030	2.130	2.120	2.130	2.190	2.230	2.190	2.220
Mg	2.930	3.000	3.030	2.800	2.890	2.860	2.800	2.640	2.780	2.700
Ti	0.368	0.333	0.362	0.440	0.454	0.418	0.387	0.326	0.331	0.309
Mn	0.021	0.018	0.014	0.025	0.022	0.025	0.018	0.031	0.040	0.020
Na	0.059	0.067	0.067	0.077	0.077	0.030	0.080	0.034	0.018	0.027
K.	1.780	1.740	1.750	1.850	1.810	1.830	1.810	1.830	1.870	1.870
Ca	0.005	0.005	0.006	0.003		0.010	0.007	0.006	0.006	0.009
Cr							0.015	0.003	0.008	0.014
Ba	0.018		0.006	0.004	0.016			0.019	0.012	0.010
F.	0.130	0.229	0.167	0.251	0.145	0.252	0.121	0.037		0.111
Cl	0.015	0.010	0.008	0.008	0.010	0.013	0.018	0.011	0.014	0.004
Total	15.756	15.852	15.780	15.878	15.774	15.868	15.806	15.607	15.599	15.704
XFe	0.421	0.412	0.401	0.432	0.423	0.427	0.439	0.458	0.441	0.451

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	20	21	70	73	18	19	53	54	29
lame	152A	152A	143B	143B	9B	9B	9B	9B	13B
facies	DT	DT	DT	DT	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc
<b>Poids d'oxydes</b>									
SiO2	37.753	37.600	36.410	36.376	36.430	36.880	34.950	36.220	35.280
Al2O3	15.524	16.172	13.870	13.970	16.520	16.770	17.360	16.420	16.050
FeO	16.638	16.998	20.680	19.429	19.970	20.780	20.990	21.310	23.510
MgO	12.939	12.537	9.930	10.294	8.120	8.010	8.780	7.860	6.700
TiO2	2.364	2.341	3.450	3.322	2.690	2.760	2.560	2.980	2.700
MnO	0.190	0.167	0.115	0.097	0.350	0.340	0.420	0.300	0.250
Na2O	0.131	0.062	0.178	0.085	0.120	0.110	0.120	0.120	0.070
K2O	9.379	9.326	9.200	9.070	9.320	8.990	9.360	9.320	9.300
CaO	0.018	n.d.	0.022	0.038	0.060	0.140	0.060	0.060	0.010
Cr2O3	0.046	0.077	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	n.d.	n.d.	0.010
BaO	0.309	0.379	0.260	0.314	0.040	0.110	0.130	0.300	n.d.
F	0.195	0.205	0.038	0.057	0.770	0.650	0.830	0.910	0.240
Cl	0.079	0.066	0.116	0.102	0.050	0.120	0.030	0.080	0.100
Total	95.565	95.930	94.269	93.154	94.440	95.690	95.590	95.880	94.220
<b>Formules structurales</b>									
Si	5.680	5.640	5.690	5.710	5.670	5.660	5.430	5.610	5.590
Al4	2.320	2.360	2.310	2.290	2.330	2.340	2.570	2.390	2.410
Al6	0.430	0.500	0.240	0.290	0.700	0.700	0.610	0.610	0.590
Fe	2.090	2.130	2.700	2.550	2.600	2.670	2.730	2.760	3.110
Mg	2.900	2.800	2.310	2.410	1.880	1.830	2.030	1.820	1.580
Ti	0.268	0.264	0.405	0.392	0.315	0.319	0.299	0.347	0.322
Mn	0.024	0.021	0.015	0.013	0.046	0.044	0.055	0.039	0.034
Na	0.038	0.018	0.054	0.026	0.036	0.033	0.036	0.036	0.022
K.	1.800	1.790	1.830	1.820	1.850	1.760	1.850	1.840	1.880
Ca	0.003		0.004	0.006	0.010	0.023	0.010	0.010	0.002
Cr	0.005	0.009				0.004			0.001
Ba	0.018	0.022	0.016	0.019	0.002	0.007	0.008	0.018	
F.	0.093	0.097	0.019	0.028	0.379	0.316	0.408	0.446	0.120
Cl	0.020	0.017	0.031	0.027	0.013	0.031	0.008	0.021	0.027
Total	15.689	15.668	15.624	15.581	15.831	15.737	16.044	15.947	15.688
XFe	0.419	0.432	0.539	0.514	0.580	0.593	0.574	0.603	0.663

Tableau II.3 (suite)

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point lame	30 13B	31 13B	32 13B	1 26C	2 26C	6 26C	2 10B	3 10B	4 10B	5 10B
facies	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	ampenc	ampenc	ampenc	ampenc
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	35.450	34.830	35.400	34.650	34.110	35.180	35.780	35.710	36.150	35.880
Al2O3	15.460	15.650	15.610	18.700	17.890	19.160	16.830	17.100	17.060	17.280
FeO	22.990	22.310	23.590	21.760	21.920	21.620	20.930	21.110	20.930	20.880
MgO	7.290	6.500	7.480	7.660	7.140	7.870	8.820	8.780	8.670	8.420
TiO2	3.470	3.340	3.020	3.400	3.390	2.650	2.340	2.390	2.440	2.340
MnO	0.300	0.200	0.300	0.270	0.230	0.270	0.400	0.420	0.310	0.320
Na2O	0.060	0.090	0.080	0.090	0.070	0.130	0.130	0.140	0.120	0.140
K2O	9.640	9.180	9.260	9.440	9.330	9.500	9.600	9.440	9.610	9.500
CaO	n.d.	0.780	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr2O3	n.d.	0.030	n.d.	0.050	0.060	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.130	0.180	0.120	0.110
F	0.180	0.060	0.300	0.260	0.320	n.d.	0.250	0.560	0.270	0.590
Cl	0.080	0.060	0.080	0.070	0.050	0.070	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	94.920	93.030	95.120	96.350	94.510	96.480	95.210	95.830	95.690	95.460
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.570	5.570	5.560	5.310	5.350	5.360	5.540	5.510	5.560	5.540
Al4	2.430	2.430	2.440	2.690	2.650	2.640	2.460	2.490	2.440	2.460
Al6	0.430	0.520	0.450	0.690	0.660	0.800	0.610	0.620	0.650	0.690
Fe	3.020	2.980	3.100	2.790	2.880	2.750	2.710	2.720	2.690	2.700
Mg	1.710	1.550	1.750	1.750	1.670	1.790	2.040	2.020	1.990	1.940
Ti	0.410	0.401	0.357	0.392	0.400	0.303	0.272	0.277	0.282	0.272
Mn	0.040	0.027	0.040	0.035	0.031	0.035	0.052	0.055	0.040	0.042
Na	0.018	0.028	0.024	0.027	0.021	0.038	0.039	0.042	0.036	0.042
K.	1.930	1.870	1.860	1.850	1.870	1.850	1.900	1.860	1.880	1.870
Ca		0.134				0.005				
Cr		0.004		0.006	0.007				0.001	
Ba							0.008	0.011	0.007	0.007
F.	0.089	0.030	0.149	0.126	0.159		0.122	0.273	0.131	0.288
Cl	0.021	0.016	0.021	0.018	0.013	0.018				
Total	15.668	15.560	15.751	15.684	15.711	15.589	15.753	15.878	15.707	15.851
XFe	0.638	0.658	0.639	0.615	0.633	0.606	0.571	0.574	0.575	0.582

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point lame	11 10B	11 17B	12 17B	16 17B	25 17A	26 17A	28 17A	36 31	11 19A	12 19A
facies	ampenc	ampenc	ampenc	ampenc	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	36.360	36.120	35.950	36.360	35.130	35.020	35.740	34.710	35.290	35.300
Al2O3	17.420	16.520	15.580	16.160	15.840	16.240	15.530	17.090	15.690	14.950
FeO	20.150	19.520	20.130	20.630	21.370	21.950	21.510	22.460	19.680	20.420
MgO	8.900	9.860	10.280	9.600	8.870	8.480	8.530	6.850	9.880	9.660
TiO2	2.420	2.580	2.680	2.290	2.950	2.800	2.820	2.600	3.080	3.590
MnO	0.220	0.170	0.310	0.230	0.370	0.390	0.320	0.410	0.160	0.210
Na2O	0.090	0.150	0.150	0.110	0.110	0.080	0.120	0.070	0.130	0.170
K2O	9.250	9.520	9.270	9.770	9.440	9.560	9.840	9.800	9.160	9.220
CaO	0.070	0.080	0.070	0.040	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.060
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.100	0.030	0.060	0.070	0.040
BaO	0.470	0.430	n.d.	0.200	n.d.	n.d.	0.330	0.150	n.d.	n.d.
F	0.350	0.240	0.410	0.210	0.440	0.210	0.020	0.210	0.100	0.150
Cl	n.d.	0.070	0.070	0.070	0.040	0.080	0.070	0.050	0.160	0.100
Total	95.700	95.260	94.900	95.670	94.570	94.910	94.860	94.460	93.400	93.870
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.570	5.560	5.570	5.600	5.510	5.480	5.590	5.480	5.530	5.540
Al4	2.430	2.440	2.430	2.400	2.490	2.520	2.410	2.520	2.470	2.460
Al6	0.710	0.560	0.410	0.530	0.440	0.480	0.450	0.660	0.430	0.300
Fe	2.580	2.510	2.610	2.660	2.800	2.870	2.810	2.970	2.580	2.680
Mg	2.030	2.260	2.370	2.200	2.070	1.980	1.990	1.610	2.310	2.260
Ti	0.279	0.299	0.312	0.265	0.348	0.330	0.332	0.309	0.363	0.424
Mn	0.029	0.022	0.041	0.030	0.049	0.052	0.042	0.055	0.021	0.028
Na	0.027	0.045	0.045	0.033	0.033	0.024	0.036	0.021	0.040	0.052
K.	1.810	1.870	1.830	1.920	1.890	1.910	1.960	1.970	1.830	1.850
Ca	0.011	0.013	0.012	0.007	0.002					0.010
Cr						0.012	0.004	0.007	0.009	0.005
Ba	0.028	0.026		0.012			0.020	0.009		
F.	0.169	0.117	0.201	0.102	0.218	0.104	0.010	0.105	0.050	0.074
Cl		0.018	0.018	0.018	0.011	0.021	0.019	0.013	0.043	0.027
Total	15.673	15.740	15.849	15.777	15.861	15.783	15.673	15.729	15.676	15.710
XFe	0.560	0.526	0.524	0.547	0.575	0.592	0.585	0.648	0.528	0.543

Tableau II.3 (suite)

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	14	15	36	40	41	42	43	14	17	19
lame	19A	19A	26B	26B	26B	26B	26B	10A	10A	10A
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	35.710	36.000	34.960	34.730	34.610	34.590	34.300	35.180	34.250	34.840
Al2O3	15.940	15.800	17.910	17.350	17.360	16.690	17.350	15.280	15.000	15.860
FeO	20.890	20.200	20.120	20.970	21.750	21.160	21.380	22.950	22.730	20.860
MgO	9.830	10.160	8.280	8.060	8.070	7.920	8.090	8.480	8.120	8.640
TiO2	2.790	2.920	2.480	3.050	2.580	3.060	3.120	2.630	2.490	3.010
MnO	0.210	0.220	0.310	0.310	0.370	0.270	0.290	0.420	0.350	0.190
Na2O	0.060	0.030	0.090	0.100	0.110	0.090	0.090	0.050	0.080	0.150
K2O	9.440	9.190	8.880	9.350	9.240	9.080	9.440	9.580	9.520	9.440
CaO	0.010	0.030	0.060	0.050	0.080	0.050	0.070	0.010	n.d.	0.010
Cr2O3	0.080	0.030	n.d.	n.d.	0.030	0.110	0.070	0.120	0.060	0.080
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.220	0.020	0.170	0.250	0.100	0.170	0.150	0.500	0.340	0.150
Cl	0.140	0.100	0.100	0.060	0.140	0.060	0.110	0.130	0.080	0.100
Total	95.320	94.700	93.360	94.280	94.440	93.250	94.460	95.330	93.020	93.330
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.520	5.560	5.470	5.430	5.420	5.470	5.370	5.530	5.520	5.510
Al4	2.480	2.440	2.530	2.570	2.580	2.530	2.630	2.470	2.480	2.490
Al6	0.430	0.430	0.770	0.630	0.630	0.580	0.570	0.360	0.370	0.470
Fe	2.700	2.610	2.630	2.740	2.850	2.800	2.800	3.020	3.070	2.760
Mg	2.270	2.340	1.930	1.880	1.880	1.870	1.890	1.990	1.950	2.040
Ti	0.324	0.339	0.292	0.359	0.304	0.364	0.368	0.311	0.302	0.358
Mn	0.028	0.029	0.041	0.041	0.049	0.036	0.038	0.056	0.048	0.025
Na	0.018	0.009	0.027	0.030	0.033	0.028	0.027	0.015	0.025	0.046
K.	1.860	1.810	1.770	1.870	1.850	1.830	1.890	1.920	1.960	1.910
Ca	0.002	0.005	0.010	0.008	0.013	0.008	0.012	0.002		0.002
Cr	0.010	0.004			0.004	0.014	0.009	0.015	0.008	0.010
Ba										
F.	0.108	0.010	0.084	0.124	0.050	0.085	0.074	0.249	0.173	0.075
Cl	0.037	0.026	0.027	0.016	0.037	0.016	0.029	0.035	0.022	0.027
Total	15.787	15.612	15.581	15.698	15.700	15.631	15.707	15.973	15.928	15.723
XFe	0.543	0.527	0.577	0.593	0.603	0.600	0.597	0.603	0.612	0.575

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	22	23	46	47	2	3	4	6	7	8
lame	10A	10A	31	31	5	5	5	5	6A	6A
facies	GDio	GDio	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	34.870	34.900	34.910	35.370	35.560	35.560	35.660	35.870	35.540	35.440
Al2O3	15.290	14.980	17.210	16.660	17.230	16.100	16.290	16.200	16.160	15.880
FeO	22.130	22.570	22.330	22.640	21.460	22.340	23.390	22.120	23.500	23.470
MgO	8.170	7.960	7.130	6.980	7.540	7.410	7.260	6.890	7.220	7.770
TiO2	2.280	2.380	2.510	2.650	3.030	3.100	3.160	3.090	2.430	2.470
MnO	0.440	0.340	0.400	0.350	0.250	0.440	0.350	0.410	0.430	0.540
Na2O	0.090	0.090	0.110	0.070	0.200	0.060	0.160	0.180	0.060	0.080
K2O	9.390	9.230	9.640	9.690	9.570	9.370	9.310	8.750	9.650	9.680
CaO	0.030	0.080	0.040	n.d.	0.050	0.010	0.010	0.130	n.d.	n.d.
Cr2O3	0.040	n.d.	0.170	n.d.	n.d.	0.100	n.d.	0.030	0.090	0.030
BaO	n.d.	n.d.	0.150	0.030	0.210	0.540	0.570	0.360	0.240	0.330
F	0.420	0.440	0.470	0.140	0.810	0.590	0.680	0.800	0.700	0.400
Cl	0.070	0.060	0.070	0.060	0.220	0.160	0.160	0.120	0.130	0.150
Total	93.220	93.030	95.140	94.640	96.130	95.780	97.000	94.950	96.150	96.240
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.580	5.610	5.480	5.560	5.510	5.560	5.530	5.630	5.560	5.540
Al4	2.420	2.390	2.520	2.440	2.490	2.440	2.470	2.370	2.440	2.460
Al6	0.470	0.450	0.660	0.640	0.660	0.530	0.510	0.630	0.540	0.610
Fe	2.960	3.030	2.930	2.970	2.780	2.920	3.030	2.900	3.080	3.070
Mg	1.950	1.910	1.670	1.630	1.740	1.730	1.680	1.610	1.690	1.810
Ti	0.275	0.288	0.296	0.313	0.353	0.364	0.368	0.365	0.286	0.290
Mn	0.060	0.046	0.053	0.047	0.033	0.058	0.046	0.054	0.057	0.071
Na	0.028	0.028	0.033	0.021	0.060	0.018	0.048	0.055	0.018	0.024
K.	1.920	1.890	1.930	1.940	1.890	1.870	1.840	1.750	1.930	1.930
Ca	0.005	0.014	0.007		0.008	0.002	0.002	0.022		
Cr	0.005		0.021			0.012		0.004	0.011	0.004
Ba			0.009	0.002	0.013	0.033	0.035	0.022	0.015	0.020
F.	0.213	0.224	0.233	0.070	0.397	0.292	0.333	0.397	0.347	0.198
Cl	0.019	0.016	0.019	0.016	0.058	0.042	0.042	0.032	0.035	0.040
Total	15.905	15.896	15.861	15.649	15.992	15.871	15.934	15.841	16.009	16.067
XFe	0.603	0.613	0.637	0.646	0.615	0.628	0.643	0.643	0.646	0.629

Tableau II.3 (suite)

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point lame	9 6A	10 6A	11 6A	12 8C	13 8C	14 8C	17 8C	59 20	60 20	74 96
facies	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	35.060	35.430	35.100	35.210	35.240	35.090	34.970	35.770	37.070	34.840
Al2O3	17.000	16.620	16.190	16.860	18.050	17.920	18.230	16.380	16.560	16.860
FeO	22.260	22.220	22.810	20.790	21.600	20.530	21.940	21.340	20.950	22.810
MgO	7.900	7.720	8.290	7.870	7.390	7.530	7.320	8.340	8.640	7.230
TiO2	2.390	2.500	2.760	2.430	2.810	2.570	2.840	2.410	2.390	2.980
MnO	0.410	0.420	0.320	0.380	0.550	0.500	0.460	0.360	0.400	0.350
Na2O	0.100	0.070	0.210	0.150	0.090	0.060	0.130	0.090	0.110	0.090
K2O	9.480	9.600	9.500	9.940	9.940	9.730	9.770	9.200	9.760	9.540
CaO	0.010	n.d.	0.040	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	0.030	n.d.
Cr2O3	0.070	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.050	0.080	0.060	n.d.
BaO	n.d.	0.270	0.120	0.200	0.300	n.d.	n.d.	0.060	n.d.	n.d.
F	0.450	0.330	0.430	1.110	0.490	1.130	0.970	0.330	0.490	0.360
Cl	0.130	0.090	0.180	0.080	0.090	0.060	0.070	0.070	0.050	0.040
Total	95.260	95.270	95.950	95.020	96.550	95.120	96.750	94.460	96.510	95.100
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.480	5.540	5.480	5.540	5.430	5.480	5.400	5.590	5.660	5.460
Al4	2.520	2.460	2.520	2.460	2.570	2.520	2.600	2.410	2.340	2.540
Al6	0.610	0.600	0.660	0.670	0.710	0.780	0.720	0.610	0.640	0.580
Fe	2.910	2.900	2.980	2.730	2.780	2.680	2.830	2.790	2.670	2.990
Mg	1.840	1.800	1.930	1.850	1.700	1.750	1.680	1.940	1.970	1.690
Ti	0.281	0.294	0.324	0.287	0.326	0.302	0.330	0.283	0.274	0.351
Mn	0.054	0.056	0.042	0.051	0.072	0.066	0.060	0.048	0.052	0.046
Na	0.030	0.021	0.064	0.046	0.027	0.018	0.039	0.027	0.033	0.027
K.	1.890	1.910	1.890	1.990	1.950	1.940	1.920	1.830	1.900	1.910
Ca	0.002		0.007					0.005	0.005	
Cr	0.009						0.006	0.010	0.007	
Ba		0.017	0.007	0.012	0.018			0.004		
F.	0.222	0.163	0.212	0.552	0.239	0.558	0.474	0.163	0.236	0.179
Cl	0.034	0.024	0.048	0.021	0.024	0.016	0.018	0.019	0.013	0.011
Total	15.882	15.785	15.964	16.209	15.846	16.110	16.077	15.729	15.800	15.784
XFe	0.613	0.617	0.607	0.596	0.621	0.605	0.627	0.590	0.575	0.639

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point lame	75 96	78 96	52 32	55 32	22 146	23 146	24 146	26 146	2 151A	4 151A
facies	GPorph	GPorph	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GT	GT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	34.830	34.250	33.450	34.290	34.400	35.737	34.515	34.121	36.785	36.685
Al2O3	17.140	16.960	17.490	17.580	19.107	19.326	19.219	18.815	15.349	15.282
FeO	23.260	21.890	26.650	26.720	24.389	23.222	23.476	25.796	19.207	19.918
MgO	6.890	6.990	4.070	4.170	4.846	4.858	4.867	4.943	10.250	10.229
TiO2	2.540	2.640	1.880	2.110	2.191	2.404	2.928	2.023	3.548	3.723
MnO	0.370	0.380	0.270	0.330	0.296	0.244	0.291	0.350	0.226	0.184
Na2O	0.060	0.070	0.060	0.020	0.076	0.054	0.088	0.037	0.082	0.059
K2O	9.510	9.310	9.750	9.730	9.448	9.328	9.126	9.138	9.179	9.148
CaO	0.060	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	0.029	0.062	0.038	0.062	0.106
Cr2O3	0.040	n.d.	n.d.	0.060	0.022	n.d.	0.030	0.015	0.152	0.015
BaO	n.d.	n.d.	0.060	n.d.	n.d.	0.331	0.202	n.d.	0.417	0.375
F	0.320	0.200	0.420	0.440	0.464	0.590	0.551	0.303	0.212	0.327
Cl	0.020	0.020	0.040	0.060	0.075	0.114	0.035	0.059	0.051	0.135
Total	95.040	92.710	94.160	95.510	95.314	96.237	95.390	95.638	95.520	96.186
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.470	5.480	5.430	5.470	5.410	5.530	5.400	5.370	5.620	5.600
Al4	2.530	2.520	2.570	2.530	2.590	2.470	2.600	2.630	2.380	2.400
Al6	0.640	0.680	0.780	0.770	0.950	1.050	0.940	0.860	0.390	0.350
Fe	3.060	2.930	3.620	3.560	3.210	3.000	3.070	3.400	2.460	2.540
Mg	1.610	1.670	0.985	0.991	1.140	1.120	1.130	1.160	2.340	2.330
Ti	0.300	0.318	0.229	0.253	0.259	0.280	0.344	0.240	0.408	0.427
Mn	0.049	0.051	0.037	0.045	0.039	0.032	0.039	0.047	0.029	0.024
Na	0.018	0.022	0.019	0.006	0.023	0.016	0.027	0.011	0.024	0.017
K.	1.910	1.900	2.020	1.980	1.900	1.840	1.820	1.840	1.790	1.780
Ca	0.010		0.003			0.005	0.010	0.006	0.010	0.017
Cr	0.005			0.008	0.003		0.004	0.002	0.018	0.002
Ba			0.004			0.020	0.012		0.025	0.022
F.	0.159	0.101	0.216	0.222	0.231	0.288	0.273	0.151	0.102	0.158
Cl	0.005	0.005	0.011	0.016	0.020	0.030	0.009	0.016	0.013	0.035
Total	15.766	15.677	15.924	15.851	15.775	15.681	15.678	15.733	15.609	15.702
XFe	0.655	0.637	0.786	0.782	0.738	0.728	0.731	0.746	0.512	0.522

Tableau II.3 (suite)

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	5	7	8	9	10	56	58	59	60	61
lame	151A	151A	151A	151A	151A	151A	151A	151A	151A	151A
facies	GT	GT	GT	GT	GT	GT	GT	GT	GT	GT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	36.565	36.209	36.778	37.103	36.156	37.004	36.779	36.963	36.668	36.948
Al2O3	15.227	14.923	15.040	16.173	15.294	15.046	14.697	14.833	15.290	15.368
FeO	20.897	20.995	17.893	18.443	19.990	19.108	18.876	18.382	19.029	18.589
MgO	9.543	9.602	10.529	10.708	9.692	11.466	10.778	11.259	10.701	10.172
TiO2	3.475	2.898	2.963	3.561	3.413	3.098	3.017	3.718	3.458	3.132
MnO	0.398	0.269	0.203	0.301	0.165	0.201	0.396	0.340	0.243	0.268
Na2O	0.088	0.043	0.091	0.103	0.119	0.047	0.103	0.154	0.187	0.117
K2O	9.226	9.313	9.637	9.189	9.420	9.469	9.501	9.459	9.247	9.514
CaO	0.045	0.019	n.d.	n.d.	0.037	0.040	0.059	n.d.	n.d.	0.014
Cr2O3	0.031	n.d.	0.054	n.d.	0.053	0.015	0.152	0.068	0.046	0.053
BaO	0.605	0.333	0.283	0.403	0.238	0.348	0.255	0.255	n.d.	0.280
F	0.202	0.346	0.166	0.195	0.297	0.172	0.326	0.277	0.278	0.316
Cl	0.160	0.092	0.133	0.174	0.151	0.132	0.183	0.143	0.154	0.178
Total	96.462	95.042	93.770	96.353	95.025	96.146	95.122	95.851	95.301	94.949
<b>Formules structurales</b>										
Si	5.600	5.630	5.700	5.590	5.600	5.620	5.670	5.630	5.610	5.680
Al4	2.400	2.370	2.300	2.410	2.400	2.380	2.330	2.370	2.390	2.320
Al6	0.350	0.370	0.450	0.460	0.390	0.310	0.340	0.290	0.370	0.470
Fe	2.680	2.730	2.320	2.330	2.590	2.430	2.430	2.340	2.440	2.390
Mg	2.180	2.230	2.430	2.410	2.240	2.600	2.480	2.550	2.440	2.330
Ti	0.400	0.339	0.346	0.404	0.397	0.354	0.350	0.426	0.398	0.362
Mn	0.052	0.035	0.027	0.038	0.022	0.026	0.052	0.044	0.031	0.035
Na	0.026	0.013	0.027	0.030	0.036	0.014	0.031	0.045	0.055	0.035
K.	1.800	1.850	1.910	1.770	1.860	1.840	1.870	1.840	1.810	1.870
Ca	0.007	0.003			0.006	0.007	0.010			0.002
Cr	0.004		0.007		0.006	0.002	0.019	0.008	0.006	0.006
Ba	0.036	0.020	0.017	0.024	0.014	0.021	0.015	0.015		0.017
F.	0.098	0.170	0.081	0.093	0.145	0.083	0.159	0.133	0.135	0.154
Cl	0.042	0.024	0.035	0.044	0.040	0.034	0.048	0.037	0.040	0.046
Total	15.675	15.784	15.650	15.603	15.746	15.721	15.804	15.728	15.725	15.717
XFe	0.551	0.550	0.488	0.492	0.536	0.483	0.495	0.479	0.500	0.506

**Composition des biotites du massif de St Arnac**

point	62	63	64
lame	151A	151A	151A
facies	GT	GT	GT
<b>Poids d'oxydes</b>			
SiO2	36.665	36.876	36.673
Al2O3	14.558	15.270	15.959
FeO	18.731	18.852	18.257
MgO	10.306	10.601	11.053
TiO2	2.951	3.166	2.934
MnO	0.256	0.250	0.256
Na2O	0.117	0.084	0.087
K2O	9.425	9.254	9.109
CaO	0.033	n.d.	0.019
Cr2O3	0.030	0.114	0.008
BaO	0.501	0.349	0.085
F	0.297	0.201	0.306
Cl	0.138	0.105	0.119
Total	94.008	95.122	94.865
<b>Formules structurales</b>			
Si	5.710	5.650	5.610
Al4	2.290	2.350	2.390
Al6	0.380	0.410	0.490
Fe	2.440	2.420	2.330
Mg	2.390	2.420	2.520
Ti	0.346	0.365	0.337
Mn	0.034	0.032	0.033
Na	0.035	0.025	0.026
K.	1.870	1.810	1.780
Ca	0.006		0.003
Cr	0.004	0.014	0.001
Ba	0.031	0.021	0.005
F.	0.146	0.097	0.148
Cl	0.036	0.027	0.031
Total	15.718	15.641	15.704
XFe	0.505	0.500	0.480

**Composition de quelques feldspaths potassiques du massif de St Arnac**

point	146	153	60	61	250	165	167
lame	22D	22D	10A	10A	6A	32	32
facies	Dio	Dio	GDio	GDio	GPorph	GLansac	GLansac

**Poids d'oxydes**

SiO2	63.260	63.440	64.120	63.560	63.100	64.080	64.400
Al2O3	18.550	18.560	18.540	18.620	18.380	18.600	18.650
FeO	0.040	0.020	0.040	0.080	0.070	n.d.	n.d.
CaO	0.040	n.d.	n.d.	n.d.	0.040	n.d.	n.d.
Na2O	0.600	0.690	0.550	0.850	0.650	0.590	0.500
K2O	16.120	15.750	15.990	15.030	15.980	15.630	16.230
Total	98.610	98.460	99.240	98.140	98.220	98.900	99.780

**Formules structurales**

Si	2.970	2.980	2.990	2.980	2.980	2.990	2.980
Al	1.030	1.030	1.020	1.030	1.020	1.020	1.020
Fe	0.002	0.001	0.002	0.003	0.003		
Ca	0.002				0.002		
Na	0.055	0.063	0.050	0.077	0.059	0.053	0.045
K	0.966	0.943	0.950	0.900	0.962	0.930	0.960
Total	5.025	5.017	5.012	4.990	5.026	4.993	5.005

Tableau II.4

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144
lame	22D	22D	22D	22D	22D	22D	22D	22D	22D	22D
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	62.25	57.53	58.97	57.84	58.20	56.64	58.15	58.05	57.85	58.23
Al2O3	23.16	26.41	25.51	26.39	26.20	26.38	26.17	26.08	26.19	26.27
FeO	0.01	0.05	0.04	0.06	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.01
CaO	4.45	8.26	7.34	8.27	7.96	8.61	7.94	7.58	8.07	8.07
Na2O	9.14	6.83	7.47	6.85	6.97	6.58	6.97	7.05	6.80	6.86
K2O	0.11	0.09	0.14	0.15	0.16	0.13	0.20	0.21	0.23	0.19
Total	99.12	99.17	99.47	99.56	99.52	98.38	99.46	99.02	99.18	99.63
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.780	2.600	2.650	2.600	2.610	2.580	2.610	2.620	2.610	2.610
Al	1.220	1.400	1.350	1.400	1.390	1.420	1.390	1.390	1.390	1.390
Fe		0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	
Ca	0.213	0.399	0.353	0.398	0.383	0.420	0.382	0.366	0.390	0.388
Na	0.791	0.597	0.650	0.597	0.607	0.581	0.607	0.617	0.595	0.597
K.	0.006	0.005	0.008	0.009	0.009	0.008	0.011	0.012	0.013	0.011
Total	5.010	5.003	5.013	5.006	5.000	5.011	5.001	5.007	5.000	4.996

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	145	148	149	150	151	152	176	178	179	180
lame	22D	22D	22D	22D	22D	22D	18	18	18	18
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	57.19	58.44	55.16	56.12	58.46	58.68	57.24	57.07	61.12	57.59
Al2O3	26.52	25.55	28.08	27.41	25.81	25.54	27.15	26.23	23.93	27.24
FeO	0.03	0.04	0.04	0.03	0.06	0.03	0.14	0.01	0.04	0.01
CaO	8.28	7.36	10.10	9.50	7.57	7.31	9.14	8.30	5.58	8.97
Na2O	6.68	7.37	5.80	6.21	7.20	7.30	6.36	6.91	8.32	6.57
K2O	0.19	0.17	0.09	0.10	0.13	0.09	0.17	0.18	0.34	0.16
Total	98.89	98.93	99.27	99.37	99.23	98.95	100.20	98.70	99.33	100.54
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.590	2.640	2.500	2.540	2.630	2.640	2.560	2.590	2.730	2.570
Al	1.410	1.360	1.500	1.460	1.370	1.360	1.430	1.400	1.260	1.430
Fe	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.005		0.001	
Ca	0.402	0.356	0.491	0.460	0.365	0.353	0.439	0.404	0.267	0.429
Na	0.586	0.645	0.510	0.544	0.628	0.638	0.552	0.608	0.722	0.568
K.	0.011	0.010	0.005	0.006	0.007	0.005	0.010	0.010	0.019	0.009
Total	5.000	5.013	5.008	5.011	5.002	4.997	4.996	5.012	4.999	5.006

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191
lame	18	18	19B	19B	19B	19B	19B	19B	19B	19B
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	56.48	57.27	60.17	58.94	56.68	59.96	61.09	60.00	59.90	54.26
Al2O3	27.53	27.10	24.76	25.69	27.49	24.64	24.10	24.83	24.86	28.62
FeO	0.04	0.03	0.04	0.06	0.03	0.02	0.10	0.05	0.07	0.05
CaO	9.37	8.91	6.43	7.31	9.17	6.48	5.69	6.54	6.51	10.67
Na2O	6.45	6.49	8.10	7.46	6.46	7.67	8.09	7.72	7.54	5.53
K2O	0.10	0.17	0.03	n.d.	0.03	0.40	0.27	0.39	0.37	0.07
Total	99.97	99.97	99.53	99.46	99.86	99.17	99.34	99.53	99.25	99.20
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.540	2.570	2.690	2.640	2.550	2.690	2.730	2.690	2.690	2.470
Al	1.460	1.430	1.300	1.360	1.460	1.300	1.270	1.310	1.310	1.530
Fe	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.004	0.002	0.003	0.002
Ca	0.451	0.428	0.308	0.351	0.441	0.312	0.273	0.314	0.313	0.520
Na	0.562	0.564	0.702	0.649	0.563	0.668	0.701	0.670	0.656	0.487
K.	0.006	0.010	0.002		0.002	0.023	0.015	0.022	0.021	0.004
Total	5.021	5.003	5.003	5.002	5.017	4.994	4.993	5.008	4.993	5.013

Tableau II.4 (suite)

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	192	154	155	156	157	158	159	197	198	200
lame	19B	66A	66A	66A	66A	66A	66A	44B	44B	44B
facies	Dio	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	57.12	46.53	46.09	47.29	46.23	45.49	48.37	56.23	56.34	55.99
Al2O3	26.14	33.89	34.49	33.39	34.25	34.00	32.79	27.16	27.07	27.22
FeO	0.03	0.07	0.11	0.11	0.02	0.40	0.06	0.04	0.06	0.02
CaO	7.96	17.00	17.48	16.19	17.08	17.13	15.15	9.08	8.90	9.07
Na2O	7.23	1.81	1.54	2.13	1.77	1.50	2.65	6.49	6.62	6.40
K2O	0.03	0.02	0.01	0.04	0.02	0.19	n.d.	0.04	0.04	0.07
Total	98.51	99.32	99.72	99.15	99.37	98.71	99.02	99.04	99.03	98.77
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.600	2.150	2.130	2.180	2.140	2.120	2.230	2.550	2.550	2.540
Al	1.400	1.850	1.870	1.820	1.870	1.870	1.780	1.450	1.450	1.460
Fe	0.001	0.003	0.004	0.004	0.001	0.016	0.002	0.002	0.002	0.001
Ca	0.388	0.842	0.864	0.802	0.846	0.857	0.748	0.441	0.432	0.442
Na	0.637	0.162	0.138	0.191	0.159	0.136	0.237	0.570	0.582	0.564
K.	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.011		0.002	0.002	0.004
Total	5.028	5.008	5.007	4.999	5.017	5.010	4.997	5.015	5.018	5.011

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	201	96	99	100	101	119	120	121	124	125
lame	44B	40	40	40	40	13B	13B	13B	13B	13B
facies	DT	DT	DT	DT	DT	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	56.14	55.68	56.57	55.59	54.96	58.58	55.91	57.98	58.22	58.82
Al2O3	27.15	27.74	27.68	27.79	27.47	25.87	27.55	25.96	25.83	25.56
FeO	0.09	0.03	0.03	n.d.	0.16	0.01	0.01	0.09	0.10	0.09
CaO	9.07	9.81	9.76	9.84	9.92	7.69	9.75	7.88	7.62	7.38
Na2O	6.47	5.40	5.54	5.51	5.31	7.16	6.05	6.99	7.17	7.32
K2O	0.06	0.10	0.15	0.11	0.11	0.23	0.14	0.18	n.d.	0.20
Total	98.98	98.76	99.73	98.84	97.93	99.54	99.41	99.08	98.94	99.37
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.550	2.530	2.540	2.520	2.520	2.630	2.530	2.620	2.630	2.640
Al	1.450	1.480	1.470	1.490	1.480	1.370	1.470	1.380	1.370	1.350
Fe	0.003	0.001	0.001		0.006			0.003	0.004	0.003
Ca	0.441	0.477	0.470	0.479	0.487	0.370	0.472	0.381	0.368	0.355
Na	0.569	0.475	0.483	0.485	0.472	0.623	0.530	0.612	0.627	0.638
K.	0.003	0.006	0.009	0.006	0.006	0.013	0.008	0.010		0.011
Total	5.016	4.969	4.973	4.980	4.971	5.006	5.010	5.006	4.999	4.997

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	126	127	128	129	130	131	132	133	6	12
lame	13B	13B	13B	13B	13B	13B	13B	13B	10B	10B
facies	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	53.01	53.40	50.94	57.59	57.81	53.27	52.93	53.19	58.02	57.93
Al2O3	29.72	29.69	30.79	25.76	25.98	29.28	29.44	29.02	26.89	27.21
FeO	0.08	0.07	0.05	0.15	0.03	0.04	0.03	0.04	0.21	0.10
CaO	12.05	11.91	13.46	7.70	7.90	11.48	11.84	11.58	8.67	8.97
Na2O	4.59	4.78	3.87	7.00	7.02	4.85	4.78	4.90	6.87	6.60
K2O	0.11	0.12	0.08	0.12	0.18	0.10	0.11	0.06	0.13	0.08
Total	99.56	99.97	99.19	98.32	98.92	99.02	99.13	98.79	100.79	100.89
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.410	2.420	2.330	2.620	2.610	2.430	2.420	2.430	2.580	2.570
Al	1.590	1.580	1.660	1.380	1.380	1.570	1.580	1.560	1.410	1.420
Fe	0.003	0.003	0.002	0.006	0.001	0.002	0.001	0.002	0.008	0.004
Ca	0.587	0.577	0.661	0.375	0.383	0.561	0.579	0.567	0.413	0.427
Na	0.404	0.419	0.344	0.617	0.615	0.429	0.423	0.435	0.593	0.568
K.	0.006	0.007	0.005	0.007	0.010	0.006	0.006	0.004	0.007	0.005
Total	5.000	5.006	5.002	5.005	4.999	4.998	5.009	4.998	5.011	4.994

Tableau II.4 (suite)



**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	13	14	15	19	20	46	47	48	49	50
lame	10B	10B	10B	10B	10B	10A	10A	10A	10A	10A
facies	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	bioenc	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	55.52	56.27	55.55	57.91	57.87	58.22	58.48	58.04	58.15	57.49
Al2O3	28.65	28.34	28.41	27.24	27.69	26.27	25.94	25.98	26.26	26.15
FeO	n.d.	n.d.	0.04	0.04	0.09	0.07	0.04	0.02	0.05	0.05
CaO	10.43	9.77	10.05	8.74	8.93	7.86	7.65	7.83	7.94	8.09
Na2O	5.76	5.87	5.77	6.44	6.59	7.14	7.07	6.99	6.96	6.77
K2O	0.12	0.11	0.09	0.19	0.14	n.d.	0.23	0.25	0.26	0.08
Total	100.48	100.36	99.91	100.56	101.31	99.56	99.41	99.11	99.62	98.63
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.490	2.520	2.500	2.580	2.560	2.610	2.630	2.620	2.610	2.610
Al	1.510	1.490	1.510	1.430	1.440	1.390	1.370	1.380	1.390	1.400
Fe			0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002
Ca	0.501	0.468	0.485	0.417	0.423	0.378	0.368	0.378	0.382	0.393
Na	0.500	0.509	0.503	0.556	0.565	0.621	0.616	0.611	0.606	0.595
K.	0.007	0.006	0.005	0.011	0.008		0.013	0.014	0.015	0.005
Total	5.008	4.993	5.005	4.995	4.999	5.002	4.999	5.004	5.005	5.005

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	51	52	53	54	55	56	57	58	59	62
lame	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	57.44	58.41	58.12	58.37	59.09	58.83	58.47	58.66	59.49	59.56
Al2O3	25.99	25.86	26.12	26.08	25.25	25.50	25.80	25.65	24.89	25.32
FeO	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.02	0.05	0.05	0.05	0.07
CaO	8.18	7.63	7.95	7.92	7.07	7.44	7.78	7.54	6.39	6.77
Na2O	6.63	7.05	6.85	6.90	7.45	7.45	7.06	7.26	7.86	7.80
K2O	0.30	0.30	0.30	0.32	n.d.	0.27	0.28	0.20	0.11	0.10
Total	98.59	99.29	99.39	99.64	98.91	99.51	99.44	99.36	98.79	99.62
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.610	2.630	2.610	2.620	2.660	2.640	2.630	2.640	2.680	2.660
Al	1.390	1.370	1.390	1.380	1.340	1.350	1.370	1.360	1.320	1.340
Fe	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003
Ca	0.398	0.368	0.383	0.381	0.341	0.358	0.375	0.363	0.308	0.325
Na	0.583	0.615	0.598	0.600	0.650	0.649	0.615	0.633	0.687	0.677
K.	0.017	0.017	0.017	0.018		0.015	0.016	0.011	0.006	0.006
Total	5.000	5.002	5.000	5.001	4.993	5.013	5.008	5.009	5.003	5.011

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	63	64	65	66	67	68	69	71	72	73
lame	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	57.91	58.32	57.51	56.84	58.36	58.09	57.57	55.53	57.74	55.86
Al2O3	26.21	25.78	26.75	25.51	25.33	25.78	25.56	27.33	26.17	26.92
FeO	0.01	0.16	0.10	0.05	0.03	0.02	0.10	0.03	0.03	0.03
CaO	8.04	7.47	8.59	7.07	7.23	7.54	7.22	9.43	8.14	8.94
Na2O	6.95	7.26	6.87	6.87	7.37	7.22	6.93	6.23	6.98	6.40
K2O	0.10	0.19	0.08	0.31	0.23	0.21	0.26	0.12	0.22	0.17
Total	99.22	99.18	99.90	96.65	98.55	98.86	97.64	98.67	99.28	98.32
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.610	2.630	2.580	2.620	2.640	2.630	2.630	2.530	2.600	2.550
Al	1.390	1.370	1.410	1.390	1.350	1.370	1.380	1.470	1.390	1.450
Fe		0.006	0.004	0.002	0.001	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001
Ca	0.388	0.361	0.413	0.350	0.351	0.365	0.354	0.460	0.393	0.437
Na	0.607	0.634	0.598	0.615	0.647	0.633	0.614	0.550	0.610	0.567
K.	0.006	0.011	0.005	0.018	0.013	0.012	0.015	0.007	0.013	0.010
Total	5.001	5.012	5.010	4.995	5.002	5.011	4.997	5.018	5.007	5.015

Tableau II.4 (suite)

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83
lame	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	56.74	56.83	57.37	57.38	58.04	57.73	57.21	56.61	57.30	56.70
Al2O3	26.45	25.75	26.37	24.92	25.75	25.76	25.47	26.49	26.06	26.20
FeO	0.03	0.02	0.06	0.03	0.11	0.04	0.04	0.03	0.04	0.01
CaO	8.40	8.23	8.30	7.14	7.62	7.57	7.80	8.23	7.90	7.75
Na2O	6.76	6.92	6.95	7.15	7.41	7.33	7.20	6.92	7.20	6.96
K2O	0.23	0.28	n.d.	0.25	0.08	0.15	0.15	0.10	n.d.	n.d.
Total	98.61	98.03	99.05	96.87	99.01	98.58	97.87	98.38	98.50	97.62
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.580	2.600	2.590	2.640	2.620	2.620	2.620	2.580	2.600	2.600
Al	1.420	1.390	1.400	1.350	1.370	1.380	1.370	1.420	1.390	1.410
Fe	0.001	0.001	0.002	0.001	0.004	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
Ca	0.409	0.403	0.402	0.353	0.369	0.368	0.382	0.402	0.384	0.380
Na	0.596	0.614	0.609	0.639	0.649	0.645	0.639	0.611	0.634	0.618
K.	0.013	0.016		0.015	0.005	0.009	0.009	0.006	0.006	0.006
Total	5.019	5.024	5.003	4.998	5.017	5.024	5.022	5.020	5.010	5.008

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93
lame	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A	10A
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	57.72	57.43	57.45	56.35	57.70	58.76	58.77	57.71	56.16	58.13
Al2O3	25.73	26.17	26.00	26.65	25.66	25.43	25.14	25.91	27.19	26.00
FeO	0.02	0.03	0.07	0.04	0.08	0.13	0.13	0.04	0.04	0.08
CaO	7.41	8.14	7.73	8.67	7.55	7.16	6.86	7.89	9.36	7.77
Na2O	7.37	6.93	6.97	6.66	7.35	7.51	7.86	7.18	6.32	7.19
K2O	0.09	n.d.	0.17	0.09	0.22	0.25	0.22	0.10	0.20	0.14
Total	98.34	98.70	98.39	98.46	98.56	99.24	98.98	98.83	99.27	99.31
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.620	2.600	2.610	2.570	2.620	2.650	2.650	2.610	2.540	2.620
Al	1.380	1.400	1.390	1.430	1.370	1.350	1.340	1.380	1.450	1.380
Fe	0.001	0.001	0.003	0.002	0.003	0.005	0.005	0.002	0.002	0.003
Ca	0.361	0.395	0.376	0.423	0.367	0.345	0.332	0.383	0.454	0.375
Na	0.649	0.609	0.614	0.588	0.647	0.656	0.688	0.630	0.555	0.628
K.	0.005		0.010	0.005	0.013	0.014	0.013	0.006	0.012	0.008
Total	5.016	5.005	5.003	5.018	5.020	5.020	5.028	5.011	5.013	5.014

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	94	95	97	101	102	103	104	110	111	112
lame	10A	10A	10A	19A	19A	10A	19A	19A	19A	19A
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	57.05	54.89	58.21	55.45	52.36	53.10	54.43	57.60	58.92	59.68
Al2O3	26.27	27.45	25.60	27.20	28.83	28.77	28.53	26.21	25.45	24.40
FeO	0.02	0.06	0.11	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06	0.04	0.07
CaO	7.83	9.68	7.54	9.34	10.95	10.69	10.30	8.28	7.27	6.28
Na2O	7.30	6.22	7.42	6.44	5.04	5.33	5.73	6.76	7.39	7.84
K2O	0.11	0.09	0.20	0.08	0.10	0.05	0.13	0.14	0.12	0.25
Total	98.58	98.39	99.08	98.58	97.34	97.98	99.17	99.05	99.19	98.52
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.590	2.510	2.630	2.530	2.430	2.440	2.470	2.600	2.650	2.700
Al	1.410	1.480	1.360	1.460	1.580	1.560	1.530	1.400	1.350	1.300
Fe	0.001	0.002	0.004	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003
Ca	0.381	0.475	0.365	0.457	0.544	0.527	0.502	0.401	0.350	0.304
Na	0.643	0.552	0.650	0.570	0.453	0.476	0.505	0.592	0.644	0.687
K.	0.006	0.005	0.012	0.005	0.006	0.003	0.008	0.008	0.007	0.014
Total	5.031	5.024	5.021	5.025	5.015	5.008	5.017	5.003	5.003	5.008

Tableau II.4 (suite)

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	116	117	118	202	203	204	205	206	208	243
lame	19A	19A	19A	20	20	20	20	20	20	6A
facies	GDio	GDio	GDio	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	59.24	59.15	59.18	59.49	58.31	58.81	58.62	58.14	57.54	59.28
Al2O3	25.28	25.44	25.23	24.27	24.97	26.35	25.09	25.42	26.19	25.00
FeO	0.05	0.06	0.02	0.05	0.06	0.01	0.02	0.05	0.07	0.03
CaO	7.10	7.11	6.95	6.08	6.66	6.88	6.92	7.34	8.07	6.69
Na2O	7.63	7.48	7.54	8.00	7.51	7.80	7.77	7.56	7.05	7.94
K2O	0.01	0.12	0.08	0.17	0.20	0.14	0.17	0.17	0.17	0.26
Total	99.31	99.36	99.00	98.06	97.71	99.99	98.59	98.68	99.09	99.20
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.660	2.650	2.660	2.700	2.660	2.620	2.650	2.630	2.600	2.670
Al	1.340	1.350	1.340	1.300	1.340	1.390	1.340	1.360	1.390	1.330
Fe	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002		0.001	0.002	0.003	0.001
Ca	0.341	0.342	0.335	0.296	0.326	0.329	0.336	0.356	0.391	0.323
Na	0.664	0.651	0.658	0.704	0.664	0.675	0.682	0.664	0.618	0.693
K.	0.001	0.007	0.005	0.010	0.012	0.008	0.010	0.010	0.010	0.015
Total	5.008	5.002	4.999	5.012	5.004	5.022	5.019	5.022	5.012	5.032

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	244	245	246	247	248	249	251	252	253	254
lame	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A	6A
facies	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	56.76	56.29	58.52	61.38	56.53	56.36	58.63	59.50	56.85	58.43
Al2O3	26.90	27.12	25.70	23.83	27.05	26.90	25.32	25.44	25.92	24.81
FeO	0.03	0.05	0.03	0.08	0.06	0.04	0.07	0.03	0.03	0.05
CaO	8.80	9.16	7.51	5.31	8.98	8.78	6.57	6.57	8.04	6.72
Na2O	6.65	6.48	7.35	8.70	6.36	6.56	7.35	7.10	6.94	7.86
K2O	0.23	0.23	0.25	0.27	0.29	0.26	0.28	0.24	0.27	0.12
Total	99.37	99.33	99.36	99.57	99.27	98.90	98.22	98.88	98.05	97.99
<b>Formules structurales</b>										
Si	2.560	2.550	2.630	2.740	2.560	2.560	2.660	2.670	2.600	2.660
Al	1.430	1.450	1.360	1.250	1.440	1.440	1.350	1.350	1.400	1.330
Fe	0.001	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002
Ca	0.426	0.444	0.362	0.254	0.435	0.427	0.319	0.316	0.394	0.328
Na	0.582	0.568	0.641	0.753	0.558	0.577	0.646	0.618	0.615	0.694
K.	0.013	0.013	0.014	0.015	0.017	0.015	0.016	0.014	0.016	0.007
Total	5.012	5.027	5.008	5.015	5.012	5.021	4.994	4.969	5.026	5.021

**Composition des plagioclases du massif de St Arnac**

point	160	161	162	163	168	193	195	196
lame	32	32	32	32	32	2	2	2
facies	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac	GLansac
<b>Poids d'oxydes</b>								
SiO2	60.55	60.92	62.17	60.95	61.40	66.18	63.72	63.61
Al2O3	24.13	23.83	23.38	24.09	23.56	20.25	21.95	22.09
FeO	0.01	0.03	0.03	0.02	n.d.	0.21	0.03	0.05
CaO	5.51	5.23	4.94	5.71	5.19	0.77	3.26	3.22
Na2O	8.37	8.47	8.78	8.14	8.63	10.79	9.77	9.68
K2O	0.16	0.10	0.12	0.16	0.16	0.64	0.28	0.46
Total	98.73	98.58	99.42	99.07	98.94	98.84	99.01	99.11
<b>Formules structurales</b>								
Si	2.720	2.740	2.770	2.730	2.750	2.940	2.840	2.840
Al	1.280	1.260	1.230	1.270	1.240	1.060	1.150	1.160
Fe		0.001	0.001	0.001		0.008	0.001	0.002
Ca	0.266	0.252	0.236	0.274	0.249	0.037	0.156	0.154
Na	0.730	0.739	0.758	0.707	0.750	0.930	0.845	0.837
K.	0.009	0.006	0.007	0.009	0.009	0.036	0.016	0.026
Total	5.005	4.998	5.002	4.991	4.998	5.011	5.008	5.019

Tableau II.4 (suite)

**Composition des apatites du massif de St Arnac**

point	23	24	25	26	29	30	31	32	33	35
lame	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A	22A
facies	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio	Dio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	0.250	0.350	0.280	0.300	0.400	0.310	0.200	0.290	0.320	0.320
Al2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.020	0.010	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.
FeO	0.050	0.170	0.130	0.090	0.040	0.070	0.070	0.050	n.d.	0.100
MnO	0.050	0.090	0.060	0.090	0.100	n.d.	0.030	n.d.	0.040	0.090
CaO	55.440	55.670	56.140	55.080	55.220	56.140	54.930	55.100	55.370	55.510
SrO	0.040	0.050	0.040	0.050	0.030	0.040	0.040	0.040	0.050	0.070
Na2O	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	0.040	0.020	n.d.	0.030
P2O5	42.560	40.710	42.150	41.800	41.210	41.860	42.040	41.360	41.760	41.560
Ce2O3	n.d.	0.080	0.190	0.270	0.250	0.060	0.160	0.250	0.110	0.080
La2O3	0.250	0.080	0.070	n.d.	n.d.	0.090	0.080	n.d.	0.080	0.070
Y2O3	0.230	0.060	0.130	0.110	0.080	0.110	0.160	0.140	0.130	0.080
F.	1.270	1.460	1.420	1.110	1.250	1.240	1.470	1.200	1.240	1.210
Cl	0.400	0.410	0.370	0.500	0.520	0.320	0.420	0.560	0.440	0.520
Total	100.560	99.140	101.000	99.400	99.130	100.240	99.640	99.020	99.540	99.640

**Formules structurales**

Si	0.043	0.062	0.048	0.053	0.070	0.054	0.035	0.051	0.056	0.056
Al	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mg	0.005	0.003	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.
Fe	0.007	0.025	0.019	0.013	0.006	0.010	0.010	0.007	n.d.	0.015
Mn	0.007	0.013	0.009	0.013	0.015	n.d.	0.004	n.d.	0.006	0.013
Ca	10.300	10.600	10.400	10.300	10.400	10.500	10.300	10.400	10.400	10.400
Sr	0.004	0.005	0.004	0.005	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005	0.007
Na	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	0.007	n.d.	0.010
P.	6.230	6.100	6.170	6.200	6.150	6.160	6.230	6.170	6.180	6.160
Ce	n.d.	0.005	0.012	0.017	0.016	0.004	0.010	0.016	0.007	0.005
La	0.016	0.005	0.004	n.d.	n.d.	0.006	0.005	n.d.	0.005	0.005
Y.	0.021	0.006	0.012	0.010	0.008	0.010	0.015	0.013	0.012	0.007
F	1.270	1.460	1.420	1.110	1.250	1.240	1.470	1.200	1.240	1.210
Cl	0.117	0.123	0.108	0.148	0.155	0.094	0.125	0.167	0.130	0.154
Total	18.020	18.407	18.213	17.869	18.080	18.082	18.222	18.038	18.041	18.042

**Composition des apatites du massif de St Arnac**

point	36	21	22	23	24	25	26	27	28	29
lame	22A	40	40	40	40	40	40	40	40	40
facies	Dio	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT	DT
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	0.230	0.040	0.150	0.120	0.110	0.100	0.100	0.120	0.040	0.100
Al2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.130	0.220	0.080	0.090	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	0.040	n.d.
MnO	0.020	0.050	0.060	0.090	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	0.020	0.020
CaO	54.970	54.780	54.610	54.400	55.060	54.660	55.290	55.120	55.030	55.050
SrO	0.040	0.010	0.030	0.050	0.060	0.040	0.030	0.020	n.d.	0.010
Na2O	0.050	0.010	0.020	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	0.010	n.d.	n.d.
P2O5	41.900	42.710	42.290	42.250	42.020	42.100	42.430	42.010	42.300	42.410
Ce2O3	0.080	0.110	0.140	0.090	0.120	0.190	0.100	0.120	0.030	0.080
La2O3	0.080	n.d.	0.090	0.040	0.140	0.020	0.040	n.d.	0.050	0.050
Y2O3	0.090	n.d.	n.d.	0.040	0.010	0.020	n.d.	0.060	n.d.	n.d.
F.	1.350	1.310	1.300	1.560	1.620	1.490	1.460	1.400	1.500	1.360
Cl	0.480	0.360	0.440	0.380	0.340	0.340	0.280	0.380	0.240	0.360
Total	99.430	99.600	99.210	99.110	99.510	99.000	99.730	99.270	99.250	99.440

**Formules structurales**

Si	0.040	0.007	0.026	0.021	0.019	0.018	0.017	0.021	0.007	0.017
Al	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mg	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.019	0.032	0.012	0.013	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	n.d.
Mn	0.003	0.007	0.009	0.013	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.003	0.003
Ca	10.300	10.200	10.200	10.200	10.300	10.300	10.300	10.300	10.300	10.300
Sr	0.004	0.001	0.003	0.005	0.006	0.004	0.003	0.002	n.d.	0.001
Na	0.017	0.003	0.007	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	0.003	n.d.	n.d.
P.	6.210	6.290	6.260	6.270	6.230	6.260	6.250	6.230	6.260	6.260
Ce	0.005	0.007	0.009	0.006	0.008	0.012	0.006	0.008	0.002	0.005
La	0.005	n.d.	0.006	0.003	0.009	0.001	0.003	n.d.	0.003	0.003
Y.	0.008	n.d.	n.d.	0.004	0.001	0.002	n.d.	0.006	n.d.	n.d.
F	1.350	1.310	1.300	1.560	1.620	1.490	1.460	1.400	1.500	1.360
Cl	0.143	0.106	0.130	0.113	0.101	0.101	0.083	0.113	0.071	0.106
Total	18.107	17.963	17.962	18.208	18.300	18.200	18.122	18.087	18.152	18.055

Tableau II.5

**Composition des apatites du massif de St Arnac**

point lame facies	50 152A DT	51 152A DT	52 152A DT	53 152A DT	54 152A DT	58 10B ampenc	59 10B ampenc	60 10B ampenc	1 10A GDio	4 10A GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	0.360	0.220	0.210	0.170	0.380	0.440	0.740	0.440	0.240	0.160
Al2O3	0.020	n.d.	0.010	0.010	0.050	n.d.	0.010	0.010	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	0.020	n.d.	n.d.
FeO	0.040	0.050	n.d.	0.050	n.d.	n.d.	0.040	0.050	0.180	0.110
MnO	0.020	0.070	n.d.	0.020	0.020	0.030	n.d.	0.120	n.d.	n.d.
CaO	55.610	55.860	54.210	55.350	55.020	55.150	54.830	54.910	56.170	56.040
SrO	0.030	0.040	0.030	0.020	0.030	0.020	n.d.	0.030	0.020	0.020
Na2O	0.020	0.030	0.010	n.d.	0.010	0.010	0.040	n.d.	0.050	0.030
P2O5	40.710	41.500	42.180	41.450	41.520	40.960	41.510	41.280	42.190	42.150
Ce2O3	0.050	0.110	0.110	0.100	0.120	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.050
La2O3	0.100	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	0.120	0.030	0.560	0.180	0.070
Y2O3	0.030	0.060	0.130	0.050	0.100	0.350	n.d.	0.350	0.370	0.230
F.	1.640	1.510	1.580	1.760	1.870	2.190	1.780	2.080	1.780	1.860
Cl	0.190	0.160	0.190	0.190	0.200	n.d.	0.020	n.d.	0.020	0.010
Total	98.820	99.610	98.660	99.190	99.320	99.290	99.000	99.850	101.200	100.730
<b>Formules structurales</b>										
Si	0.064	0.039	0.037	0.030	0.067	0.077	0.126	0.077	0.041	0.028
Al	0.004	n.d.	0.002	0.002	0.010	n.d.	0.002	0.002	n.d.	n.d.
Mg	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	0.005	n.d.	n.d.
Fe	0.006	0.007	n.d.	0.007	n.d.	n.d.	0.010	0.007	0.026	0.016
Mn	0.003	0.010	n.d.	0.003	0.003	0.004	n.d.	0.018	n.d.	n.d.
Ca	10.600	10.500	10.200	10.400	10.400	10.300	10.000	10.300	10.400	10.400
Sr	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.002	n.d.	0.003	0.002	0.002
Na	0.007	0.010	0.003	n.d.	0.003	0.003	0.013	n.d.	0.017	0.010
P.	6.110	6.160	6.270	6.180	6.180	6.060	5.980	6.140	6.170	6.190
Ce	0.003	0.007	0.007	0.006	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003
La	0.007	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.010	0.002	0.036	0.011	0.004
Y.	0.003	0.006	0.012	0.005	0.009	0.033	n.d.	0.033	0.034	0.021
F	1.640	1.510	1.580	1.760	1.870	2.190	1.780	2.080	1.780	1.860
Cl	0.057	0.048	0.057	0.057	0.060	n.d.	0.006	n.d.	0.006	0.003
Total	18.507	18.301	18.171	18.453	18.613	18.684	17.919	18.701	18.487	18.537

**Composition des apatites du massif de St Arnac**

point lame facies	10 10A GDio	12 10A GDio	13 10A GDio	15 10A GDio	16 10A GDio	17 10A GDio	18 10A GDio	19 10A GDio	20 10A GDio	38 12 GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	0.280	0.160	0.100	0.260	0.150	0.290	0.230	0.080	0.230	0.130
Al2O3	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	n.d.	n.d.
MgO	0.010	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	0.020
FeO	0.200	0.150	0.130	0.070	0.110	0.210	0.220	0.170	0.040	0.140
MnO	0.050	0.050	0.030	0.070	0.040	n.d.	n.d.	0.070	0.160	0.190
CaO	56.020	56.070	56.340	56.040	55.720	55.260	55.550	56.560	56.130	56.610
SrO	0.020	n.d.	0.020	0.020	0.050	0.020	0.040	0.030	0.010	0.020
Na2O	0.040	0.040	0.040	0.030	0.030	0.060	0.050	n.d.	0.010	0.070
P2O5	41.320	41.690	41.980	42.130	41.930	41.750	42.270	42.390	41.940	42.320
Ce2O3	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	0.050	0.050	0.140	0.020	0.020	0.100
La2O3	n.d.	n.d.	0.040	0.130	0.010	0.040	0.030	n.d.	n.d.	0.130
Y2O3	0.430	0.230	0.180	0.390	0.380	0.540	0.350	n.d.	0.130	0.180
F.	2.090	2.040	2.120	1.840	1.860	1.980	2.100	2.050	1.890	1.900
Cl	0.030	n.d.	n.d.	0.010	0.010	n.d.	0.030	n.d.	0.010	n.d.
Total	100.500	100.460	100.980	100.990	100.340	100.200	101.010	101.410	100.570	101.810
<b>Formules structurales</b>										
Si	0.049	0.028	0.017	0.045	0.026	0.051	0.040	0.014	0.040	0.022
Al	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	n.d.	n.d.
Mg	0.003	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	0.005
Fe	0.029	0.022	0.019	0.010	0.016	0.031	0.032	0.025	0.006	0.020
Mn	0.007	0.007	0.004	0.010	0.006	n.d.	n.d.	0.010	0.024	0.028
Ca	10.500	10.500	10.500	10.400	10.400	10.300	10.300	10.400	10.400	10.400
Sr	0.002	n.d.	0.002	0.002	0.005	0.002	0.004	0.003	0.001	0.002
Na	0.014	0.014	0.013	0.010	0.010	0.020	0.017	n.d.	0.003	0.023
P.	6.120	6.160	6.170	6.170	6.180	6.170	6.200	6.190	6.170	6.160
Ce	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.003	0.003	0.009	0.001	0.001	0.006
La	n.d.	n.d.	0.003	0.008	0.001	0.003	0.002	n.d.	n.d.	0.008
Y.	0.040	0.021	0.017	0.036	0.035	0.050	0.032	n.d.	0.012	0.016
F	2.090	2.040	2.120	1.840	1.860	1.980	2.100	2.050	1.890	1.900
Cl	0.009	n.d.	n.d.	0.003	0.003	n.d.	0.009	n.d.	0.003	n.d.
Total	18.865	18.796	18.865	18.534	18.545	18.610	18.745	18.702	18.550	18.590

Tableau II.5 (suite)

**Composition des apatites du massif de St Arnac**

point	39	40	41	42	43	44	45	46	47	49
lame	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	0.240	0.220	0.150	0.120	0.160	0.090	0.140	0.130	0.170	0.100
Al2O3	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.020	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.370	0.140	0.270	0.020	0.030	0.070	0.120	0.120	0.220	0.060
MnO	0.020	0.010	0.100	0.250	0.100	n.d.	0.130	0.100	0.070	0.050
CaO	56.040	56.470	55.720	55.550	55.120	56.410	55.800	56.180	55.490	55.800
SrO	0.020	0.020	0.040	n.d.	0.060	0.050	0.020	0.040	n.d.	0.020
Na2O	0.030	0.040	0.050	0.040	n.d.	0.020	0.050	0.040	0.060	0.060
P2O5	41.060	41.100	41.940	42.120	42.390	42.140	42.230	41.910	41.090	42.050
Ce2O3	n.d.	n.d.	0.110	0.100	0.110	n.d.	0.180	0.190	0.030	0.140
La2O3	0.070	0.100	n.d.	n.d.	n.d.	0.050	0.080	0.080	0.250	n.d.
Y2O3	0.270	0.080	0.150	0.090	n.d.	0.130	0.250	0.080	0.100	0.200
F.	2.370	2.200	2.190	2.190	2.300	2.350	2.170	2.420	2.070	2.030
Cl	0.060	0.090	0.050	0.070	0.050	0.030	0.050	0.070	0.060	0.030
Total	100.560	100.480	100.770	100.550	100.320	101.340	101.240	101.380	99.610	100.540

**Formules structurales**

Si	0.042	0.039	0.026	0.021	0.028	0.016	0.024	0.023	0.030	0.017
Al	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.004	n.d.	n.d.
Mg	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.054	0.021	0.039	0.003	0.004	0.010	0.017	0.017	0.032	0.009
Mn	0.003	0.001	0.015	0.037	0.015	n.d.	0.019	0.015	0.010	0.007
Ca	10.500	10.600	10.400	10.400	10.300	10.500	10.400	10.500	10.500	10.400
Sr	0.002	0.002	0.004	n.d.	0.006	0.005	0.002	0.004	n.d.	0.002
Na	0.010	0.014	0.017	0.014	n.d.	0.007	0.017	0.013	0.021	0.020
P.	6.100	6.100	6.180	6.210	6.250	6.180	6.190	6.160	6.140	6.200
Ce	n.d.	n.d.	0.007	0.006	0.007	n.d.	0.011	0.012	0.002	0.009
La	0.005	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.005	0.005	0.016	n.d.
Y.	0.025	0.007	0.014	0.008	n.d.	0.012	0.023	0.007	0.009	0.019
F	2.370	2.200	2.190	2.190	2.300	2.350	2.170	2.420	2.070	2.030
Cl	0.018	0.027	0.015	0.021	0.015	0.009	0.015	0.021	0.018	0.009
Total	19.131	19.020	18.907	18.910	18.925	19.092	18.897	19.201	18.848	18.722

**Composition des apatites du massif de St Arnac**

point	50	52	53	54	55	56	57	35	36	37
lame	12	12	12	12	12	12	12	1	1	1
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GPorph	GPorph	GPorph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	0.240	0.200	0.200	0.160	0.250	0.170	0.190	0.610	0.080	0.170
Al2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.070	0.020	0.040
FeO	0.020	0.040	n.d.	0.090	0.020	0.010	0.160	0.630	0.130	0.400
MnO	0.140	0.110	0.200	0.150	0.120	0.150	0.260	0.690	0.650	0.920
CaO	55.500	56.340	55.410	55.650	54.980	55.670	55.650	53.470	54.520	53.120
SrO	0.040	0.060	n.d.	0.030	0.050	0.010	n.d.	n.d.	0.020	0.030
Na2O	0.050	0.040	0.070	0.040	0.080	0.060	0.060	0.070	0.040	0.080
P2O5	41.890	42.180	42.060	42.600	42.030	41.750	42.090	40.530	42.320	41.590
Ce2O3	0.290	0.330	0.290	0.020	0.030	0.020	n.d.	0.110	n.d.	0.240
La2O3	n.d.	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.040	0.070	0.030	0.070
Y2O3	0.330	0.150	0.110	0.230	0.270	0.120	0.180	0.340	0.090	0.290
F.	1.840	1.800	1.840	1.660	1.920	1.800	1.780	1.930	1.700	2.290
Cl	0.050	0.050	0.050	0.040	0.090	0.060	0.050	0.130	0.060	0.240
Total	100.390	101.330	100.240	100.670	99.840	99.820	100.460	98.650	99.660	99.480

**Formules structurales**

Si	0.042	0.035	0.035	0.028	0.044	0.030	0.033	0.109	0.014	0.030
Al	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mg	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.019	0.005	0.011
Fe	0.003	0.006	n.d.	0.013	0.003	0.001	0.023	0.094	0.019	0.059
Mn	0.021	0.016	0.030	0.022	0.018	0.022	0.038	0.104	0.096	0.138
Ca	10.400	10.400	10.300	10.300	10.300	10.400	10.400	10.200	10.200	10.100
Sr	0.004	0.006	n.d.	0.003	0.005	0.001	n.d.	n.d.	0.002	0.003
Na	0.017	0.013	0.024	0.013	0.027	0.020	0.020	0.024	0.014	0.027
P.	6.180	6.170	6.200	6.230	6.220	6.180	6.190	6.110	6.250	6.230
Ce	0.018	0.021	0.018	0.001	0.002	0.001	n.d.	0.007	n.d.	0.016
La	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.005	0.002	0.005
Y.	0.031	0.014	0.010	0.021	0.025	0.011	0.017	0.032	0.008	0.027
F	1.840	1.800	1.840	1.660	1.920	1.800	1.780	1.930	1.700	2.290
Cl	0.015	0.015	0.015	0.012	0.027	0.018	0.015	0.039	0.018	0.072
Total	18.571	18.498	18.475	18.303	18.591	18.484	18.519	18.673	18.328	19.008

Tableau II.5 (suite)

**Composition des apatites du massif de St Arnac**

point	38	39	40	15	16	17	18	19	20
lame	1	1	1	151A	151A	151A	151A	151A	151A
facies	GPorph	GPorph	GPorph	GT	GT	GT	GT	GT	GT
<b>Poids d'oxydes</b>									
SiO2	0.200	0.160	0.120	0.180	0.140	0.120	0.120	0.120	0.240
Al2O3	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020
MgO	0.040	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.620	0.340	0.230	0.140	0.190	0.050	0.050	0.090	0.260
MnO	0.990	0.880	0.640	0.080	0.010	0.030	n.d.	0.080	0.100
CaO	53.440	53.960	53.830	56.230	55.780	55.780	56.290	55.880	55.330
SrO	n.d.	0.020	0.020	0.040	0.050	0.030	n.d.	0.040	0.040
Na2O	0.130	0.140	0.120	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.
P2O5	41.530	41.610	41.680	42.030	42.460	41.230	41.730	41.440	42.350
Ce2O3	0.210	0.100	0.050	0.050	n.d.	0.070	0.040	0.020	n.d.
La2O3	0.070	0.050	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	0.030	0.010	0.090
Y2O3	0.360	0.320	0.380	0.090	0.140	0.090	0.110	0.130	0.240
F.	1.870	1.930	2.030	1.740	1.660	1.820	1.660	1.580	1.710
Cl	0.260	0.240	0.100	0.140	0.130	0.110	0.150	0.140	0.130
Total	99.750	99.760	99.200	100.730	100.560	99.360	100.180	99.540	100.510

**Formules structurales**

Si	0.035	0.028	0.021	0.031	0.024	0.021	0.021	0.021	0.042
Al	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004
Mg	0.011	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.091	0.050	0.034	0.020	0.028	0.007	0.007	0.013	0.038
Mn	0.148	0.131	0.096	0.012	0.001	0.004	n.d.	0.012	0.015
Ca	10.100	10.200	10.200	10.500	10.300	10.500	10.500	10.500	10.300
Sr	n.d.	0.002	0.002	0.004	0.005	0.003	n.d.	0.004	0.004
Na	0.044	0.048	0.041	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.
P.	6.190	6.200	6.230	6.170	6.220	6.150	6.160	6.160	6.210
Ce	0.014	0.006	0.003	0.003	n.d.	0.005	0.003	0.001	n.d.
La	0.005	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002	0.001	0.006
Y.	0.034	0.030	0.036	0.008	0.013	0.008	0.010	0.012	0.022
F	1.870	1.930	2.030	1.740	1.660	1.820	1.660	1.580	1.710
Cl	0.078	0.072	0.030	0.041	0.038	0.033	0.044	0.042	0.038
Total	18.626	18.703	18.723	18.532	18.289	18.553	18.407	18.349	18.389

Tableau II.5 (suite)

**Composition des allanites du massif de St Arnac**

point	121	123	126	132	136	143	150	154	156	163
lame	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	32.09	33.96	31.81	31.51	34.79	31.96	30.97	30.44	30.55	31.55
Al2O3	18.47	18.66	18.11	18.08	17.55	17.48	17.06	16.74	16.86	16.67
TiO2	0.32	0.48	0.36	0.35	0.49	0.43	0.28	0.33	0.36	0.47
MgO	0.54	0.44	0.64	0.32	0.67	0.73	0.72	0.85	0.89	0.92
FeO	11.34	9.05	11.42	11.52	8.70	11.23	12.09	12.41	12.24	12.56
MnO	0.21	0.20	0.18	0.23	0.19	0.17	0.29	0.47	0.36	0.30
P2O5	0.05	0.04	0.02	n.d.	0.03	0.05	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
Y2O3	0.82	0.60	0.95	0.36	0.66	0.31	0.43	0.42	0.41	0.36
Yb2O3	0.04	0.02	0.01	0.06	0.07	n.d.	0.10	n.d.	0.02	n.d.
La2O3	4.36	4.37	4.42	5.05	4.36	5.30	5.36	6.03	5.93	6.25
Ce2O3	8.24	8.30	8.25	9.31	9.33	10.04	11.03	11.13	11.40	11.57
Nd2O3	1.46	1.62	1.33	1.28	1.85	1.25	1.82	1.57	1.41	1.21
ThO2	1.38	1.94	1.15	1.31	1.89	1.42	1.39	1.51	1.40	1.57
CaO	12.93	11.08	12.54	12.81	10.39	10.83	10.11	9.63	9.63	9.74
Total	92.25	90.76	91.19	92.19	90.97	91.20	91.65	91.53	91.47	93.17

**Formules structurales**

Si	6.13	6.47	6.15	6.10	6.64	6.25	6.15	6.11	6.11	6.20
Al	4.16	4.19	4.13	4.13	3.95	4.03	4.00	3.96	3.98	3.86
Ti	0.05	0.07	0.05	0.05	0.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.07
Mg	0.15	0.13	0.18	0.09	0.19	0.21	0.21	0.25	0.26	0.27
Fe	1.81	1.44	1.85	1.87	1.39	1.84	2.01	2.08	2.05	2.06
Mn	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.08	0.06	0.05
P	0.01	0.01	0.00		0.00	0.01			0.00	
Y	0.08	0.06	0.10	0.04	0.07	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
YB	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.01		0.00	
La	0.31	0.31	0.31	0.36	0.31	0.38	0.39	0.45	0.44	0.45
Ce	0.58	0.58	0.58	0.66	0.65	0.72	0.80	0.82	0.83	0.83
Nd	0.10	0.11	0.09	0.09	0.13	0.09	0.13	0.11	0.10	0.08
Th	0.06	0.08	0.05	0.06	0.08	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07
Ca	2.65	2.26	2.60	2.66	2.13	2.27	2.15	2.07	2.06	2.05
Total	16.12	15.73	16.14	16.15	15.64	15.98	16.05	16.09	16.06	16.04

**Composition des allanites du massif de St Arnac**

point	165	168	169	170	171	172	3	7	8	9
lame	154	154	154	154	154	154	20	20	20	20
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	GDio	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	30.35	34.29	32.84	33.94	33.92	35.39	34.07	34.63	34.62	34.47
Al2O3	16.63	17.98	17.48	18.55	18.71	17.94	17.32	17.64	17.53	17.59
TiO2	0.33	0.45	0.43	0.43	0.42	0.56	0.76	0.69	0.74	0.64
MgO	0.87	0.82	0.76	0.58	0.46	0.56	0.62	0.73	0.70	0.72
FeO	12.08	9.85	10.59	10.57	10.12	8.35	7.79	8.10	8.32	8.63
MnO	0.28	0.28	0.24	0.29	0.16	0.16	0.29	0.34	0.28	0.33
P2O5	0.05	0.05	0.04	0.02	n.d.	0.05	0.08	0.07	0.07	0.07
Y2O3	0.37	0.44	0.42	0.34	0.54	0.67	0.21	0.34	0.33	0.32
Yb2O3	n.d.	0.01	0.10	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	0.06
La2O3	6.09	5.04	4.68	4.19	3.80	3.63	4.26	4.77	4.68	4.89
Ce2O3	10.99	9.88	9.32	8.52	6.85	7.22	7.91	9.26	9.26	9.40
Nd2O3	1.29	1.47	1.19	1.01	1.12	1.33	1.19	0.97	1.48	1.25
ThO2	1.05	1.98	1.59	1.56	1.76	2.56	3.28	2.60	2.79	2.63
CaO	10.20	9.24	10.05	12.16	13.00	10.66	8.10	8.05	8.04	8.06
Total	90.58	91.78	89.73	92.23	90.86	89.08	85.88	88.19	88.93	89.06

**Formules structurales**

Si	5.93	6.11	6.54	6.43	6.38	6.40	6.74	6.79	6.76	6.74
Al	3.75	3.95	4.04	4.03	4.11	4.16	4.03	4.07	4.06	4.02
Ti	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.11	0.10	0.11
Mg	1.15	0.26	0.23	0.22	0.16	0.13	0.16	0.18	0.21	0.20
Fe	2.01	2.03	1.57	1.73	1.66	1.60	1.33	1.30	1.32	1.35
Mn	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.05	0.06	0.05
P	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00		0.01	0.01	0.01	0.01
Y	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.07	0.02	0.03	0.03
YB			0.00	0.01	0.00					0.00
La	0.44	0.45	0.35	0.34	0.29	0.26	0.25	0.31	0.34	0.34
Ce	0.78	0.81	0.69	0.67	0.59	0.47	0.50	0.58	0.66	0.66
Nd	0.10	0.09	0.10	0.08	0.07	0.08	0.09	0.08	0.07	0.10
Th	0.06	0.05	0.09	0.07	0.07	0.08	0.11	0.15	0.11	0.12
Ca	2.04	2.20	1.89	2.11	2.45	2.63	2.18	1.73	1.68	1.68
Total	16.40	16.10	15.67	15.84	15.92	15.95	15.58	15.40	15.42	15.42

Tableau II.6



**Composition des allanites du massif de St Arnac**

point lame	12 20	13 20	14 20	15 20	16 20	17 20	20 20	21 20	25 20	26 20
facies	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	34.03	34.17	34.11	32.17	33.10	32.46	31.46	30.87	32.10	32.58
Al2O3	17.37	17.21	17.05	16.38	16.50	16.78	16.98	16.61	19.73	19.90
TiO2	0.64	0.66	0.64	0.56	0.58	0.53	0.52	0.48	0.30	0.31
MgO	0.73	0.71	0.76	0.77	0.78	0.87	0.73	0.72	0.35	0.35
FeO	8.39	8.40	8.68	9.86	9.21	10.45	11.03	11.84	10.18	10.22
MnO	0.31	0.29	0.34	0.36	0.30	0.35	0.32	0.39	0.16	0.23
P2O5	0.07	0.07	0.02	0.05	0.01	0.03	0.04	0.06	n.d.	0.04
Y2O3	0.28	0.30	0.32	0.32	0.38	0.36	0.34	0.29	0.49	0.57
Yb2O3	0.07	n.d.	n.d.	0.02	0.04	0.03	0.03	n.d.	0.06	n.d.
La2O3	4.93	4.82	5.16	5.73	5.45	5.17	5.67	5.77	4.16	4.07
Ce2O3	9.35	9.72	9.64	10.20	10.09	10.50	10.48	10.91	7.37	7.66
Nd2O3	1.19	1.26	1.38	1.45	1.42	1.75	1.22	1.59	0.98	1.26
ThO2	2.68	2.65	2.35	2.22	2.34	2.07	1.79	1.87	1.29	1.48
CaO	8.19	8.20	8.48	8.93	8.61	9.06	9.13	9.60	13.97	13.92
Total	88.23	88.46	88.93	89.02	88.81	90.41	89.74	91.00	91.14	92.59

**Formules structurales**

Si	6.71	6.70	6.72	6.70	6.47	6.60	6.43	6.30	6.19	6.10
Al	4.04	4.03	3.99	3.95	3.88	3.88	3.92	4.01	3.93	4.42
Ti	0.09	0.09	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.04
Mg	0.21	0.21	0.21	0.22	0.23	0.23	0.26	0.22	0.21	0.10
Fe	1.41	1.38	1.38	1.43	1.66	1.54	1.73	1.85	1.99	1.62
Mn	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.03
P	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	
Y	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05
YB	0.00	0.00			0.00	0.00	0.00	0.00		0.00
La	0.35	0.36	0.35	0.37	0.42	0.40	0.38	0.42	0.43	0.29
Ce	0.67	0.67	0.70	0.69	0.75	0.74	0.76	0.77	0.80	0.51
Nd	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.10	0.12	0.09	0.11	0.07
Th	0.12	0.12	0.12	0.10	0.10	0.11	0.09	0.08	0.08	0.06
Ca	1.68	1.73	1.73	1.78	1.92	1.84	1.92	1.96	2.06	2.84
Total	15.47	15.48	15.47	15.54	15.73	15.62	15.79	15.87	15.99	16.13

**Composition des allanites du massif de St Arnac**

point lame	27 20	28 20	29 20	30 20	31 20	32 20	33 20	35 20	36 20	37 20
facies	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph	Gporph
<b>Poids d'oxydes</b>										
SiO2	32.10	32.07	32.03	31.86	32.32	31.92	31.95	30.39	32.18	31.11
Al2O3	19.43	19.32	19.32	19.25	19.39	19.16	19.23	16.42	17.43	15.96
TiO2	0.28	0.30	0.30	0.30	0.31	0.29	0.28	0.48	0.59	0.47
MgO	0.37	0.40	0.39	0.41	0.41	0.40	0.42	0.88	0.75	0.80
FeO	10.23	10.44	10.54	10.36	10.57	10.46	10.26	12.02	10.68	11.78
MnO	0.19	0.22	0.29	0.25	0.24	0.23	0.19	0.29	0.20	0.30
P2O5	0.03	n.d.	n.d.	0.01	0.01	0.03	0.04	0.03	0.04	0.06
Y2O3	0.47	0.47	0.40	0.45	0.36	0.49	0.50	0.32	0.24	0.31
Yb2O3	0.05	0.04	n.d.	n.d.	0.02	0.08	n.d.	n.d.	0.13	0.10
La2O3	4.45	4.07	4.35	4.67	4.46	3.91	4.43	5.91	5.40	5.84
Ce2O3	7.72	8.04	8.38	8.11	8.29	8.19	8.27	10.78	9.52	10.44
Nd2O3	1.12	1.23	1.20	1.13	1.30	1.32	1.08	1.20	1.14	1.45
ThO2	1.46	1.40	1.38	1.58	1.41	1.53	1.58	1.66	2.09	1.46
CaO	13.70	13.26	13.28	13.25	13.33	13.44	13.17	9.96	8.45	9.76
Total	91.60	91.26	91.86	91.63	92.42	91.45	91.40	90.34	88.84	89.84

**Formules structurales**

Si	6.11	6.11	6.13	6.11	6.10	6.12	6.11	6.12	6.14	6.41
Al	4.40	4.36	4.35	4.34	4.34	4.33	4.32	4.34	3.91	4.09
Ti	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.09
Mg	0.10	0.10	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	0.26	0.22
Fe	1.60	1.63	1.67	1.68	1.66	1.67	1.67	1.64	2.03	1.78
Mn	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03
P	0.01	0.00			0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Y	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02
YB	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00			0.01
La	0.28	0.31	0.29	0.31	0.33	0.31	0.28	0.31	0.44	0.40
Ce	0.53	0.54	0.56	0.58	0.57	0.57	0.57	0.58	0.80	0.69
Nd	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07	0.09	0.08
Th	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.09
Ca	2.80	2.79	2.72	2.71	2.72	2.71	2.76	2.70	2.16	1.80
Total	16.11	16.11	16.11	16.11	16.11	16.10	16.12	16.08	16.07	15.73

Tableau II.6 (suite)

**Composition des allanites du massif de St Arnac**

point lame	38 20	39 20	43 31	45 31	46 31	47 31	48 31	51 31	57 31	59 31
facies	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph
Poids d'oxydes										
SiO2	34.77	35.86	31.71	30.52	30.72	30.49	30.42	30.97	30.31	30.37
Al2O3	18.36	17.46	19.33	17.01	16.95	16.99	16.88	16.83	16.72	16.66
TiO2	0.65	0.74	0.31	0.39	0.49	0.43	0.46	0.49	0.27	0.33
MgO	0.86	0.59	0.38	0.57	0.57	0.59	0.65	0.79	0.84	0.83
FeO	8.46	7.92	12.83	14.14	14.81	13.64	13.99	12.93	12.86	12.71
MnO	0.28	0.29	0.39	0.23	0.25	0.12	0.15	0.22	0.45	0.41
P2O5	0.06	0.05	1.37	1.17	1.16	0.97	0.84	0.29	0.06	0.03
Y2O3	0.24	0.24	0.65	0.34	0.37	0.39	0.37	0.33	0.41	0.39
Yb2O3	0.08	0.02	0.13	0.02	0.04	n.d.	0.04	0.08	n.d.	0.04
La2O3	4.68	4.06	4.11	4.83	4.64	4.87	5.15	5.75	5.86	5.51
Ce2O3	8.85	7.92	7.90	9.15	8.52	9.28	9.52	10.17	11.12	11.24
Nd2O3	1.25	1.03	1.34	1.58	1.38	1.22	1.05	1.38	1.57	1.65
ThO2	2.68	3.32	2.43	2.11	2.03	1.78	1.91	1.70	1.49	1.50
CaO	8.35	8.77	8.13	7.52	7.63	8.38	8.29	9.75	9.30	9.32
Total	89.57	88.27	91.01	89.58	89.56	89.15	89.72	91.68	91.26	90.99

**Formules structurales**

Si	6.29	6.68	6.91	6.08	6.11	6.12	6.11	6.10	6.13	6.10
Al	3.80	4.15	3.96	4.37	4.01	3.98	4.02	3.99	3.93	3.96
Ti	0.07	0.09	0.11	0.04	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.04
Mg	0.24	0.25	0.17	0.11	0.17	0.17	0.18	0.19	0.23	0.25
Fe	1.99	1.36	1.28	2.06	2.37	2.47	2.29	2.35	2.14	2.16
Mn	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.08
P	0.01	0.01	0.01	0.22	0.20	0.20	0.16	0.14	0.05	0.01
Y	0.03	0.02	0.02	0.07	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
YB	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00			0.00	0.00
La	0.43	0.33	0.29	0.29	0.36	0.34	0.36	0.38	0.42	0.43
Ce	0.77	0.62	0.56	0.55	0.67	0.62	0.68	0.70	0.74	0.82
Nd	0.10	0.09	0.07	0.09	0.11	0.10	0.09	0.07	0.10	0.11
Th	0.07	0.12	0.15	0.11	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08	0.07
Ca	2.11	1.72	1.81	1.67	1.61	1.63	1.80	1.78	2.07	2.00
Total	15.98	15.49	15.38	15.74	15.84	15.87	15.90	15.93	16.03	16.08

**Composition des allanites du massif de St Arnac**

point lame	62 31	64 31	66 31	69 31	70 31	72 31	73 31	75 31	77 31	80 31
facies	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph
Poids d'oxydes										
SiO2	30.67	30.43	30.55	30.59	30.16	30.77	31.03	31.60	31.17	30.74
Al2O3	16.63	16.75	16.75	16.89	16.58	16.82	17.12	17.39	17.19	18.38
TiO2	0.33	0.33	0.34	0.42	0.43	0.44	0.45	0.40	0.36	0.31
MgO	0.83	0.87	0.83	0.82	0.86	0.55	0.64	0.64	0.56	0.34
FeO	12.71	12.75	12.62	12.33	12.29	13.49	13.33	13.79	15.24	13.45
MnO	0.34	0.38	0.34	0.27	0.18	0.20	0.12	0.19	0.26	0.37
P2O5	0.04	0.05	0.04	n.d.	0.03	0.50	0.76	0.90	1.42	1.37
Y2O3	0.38	0.38	0.36	0.35	0.37	0.39	0.37	0.33	0.34	0.75
Yb2O3	n.d.	n.d.	0.04	0.01	n.d.	n.d.	0.03	0.02	n.d.	0.12
La2O3	5.93	6.02	5.92	5.87	6.04	4.94	5.14	5.38	4.40	3.78
Ce2O3	11.35	11.54	11.25	10.53	10.94	9.98	9.40	9.30	8.40	7.08
Nd2O3	1.06	1.50	1.55	1.10	1.39	1.15	1.30	1.48	1.11	1.18
ThO2	1.50	1.43	1.37	1.37	1.32	1.68	1.91	1.89	1.99	2.47
CaO	9.23	9.55	9.57	10.55	10.28	8.72	8.34	7.86	7.52	8.12
Total	91.00	91.98	91.53	91.10	90.87	89.63	89.94	91.17	89.96	88.46

**Formules structurales**

Si	6.12	6.16	6.09	6.12	6.10	6.08	6.18	6.17	6.19	6.14
Al	3.96	3.94	3.95	3.95	3.97	3.94	3.98	4.02	4.02	3.99
Ti	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.05
Mg	0.25	0.25	0.26	0.25	0.24	0.26	0.16	0.19	0.19	0.16
Fe	2.14	2.14	2.13	2.11	2.06	2.07	2.27	2.22	2.26	2.51
Mn	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04
P	0.00	0.01	0.01	0.01		0.00	0.08	0.13	0.15	0.24
Y	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
YB	0.00			0.00	0.00			0.00	0.00	
La	0.41	0.44	0.44	0.44	0.43	0.45	0.37	0.38	0.39	0.32
Ce	0.83	0.83	0.84	0.82	0.77	0.81	0.73	0.68	0.67	0.61
Nd	0.12	0.08	0.11	0.11	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10	0.08
Th	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.09	0.08	0.09
Ca	2.01	1.99	2.05	2.05	2.26	2.22	1.88	1.78	1.65	1.59
Total	16.07	16.05	16.10	16.07	16.12	16.13	15.96	15.88	15.83	15.86

Tableau II.6 (suite)

**Composition des allanites du massif de St Arnac**

point lame	81 31	8 144	9 144	10 144	70 31
facies	GPorph	GT	GT	GT	GPorph
<b>Poids d'oxydes</b>					
SiO2	32.07	35.63	35.21	35.11	30.16
Al2O3	18.98	16.29	16.45	16.18	16.58
TiO2	0.31	0.54	0.60	0.65	0.43
MgO	0.33	0.60	0.58	0.65	0.86
FeO	13.96	11.38	11.41	11.15	12.29
MnO	0.37	0.11	0.17	0.18	0.18
P2O5	1.30	0.41	0.40	0.43	0.03
Y2O3	0.90	0.42	0.40	0.40	0.37
Yb2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La2O3	3.69	4.54	4.77	4.55	6.04
Ce2O3	7.02	7.76	7.94	7.73	10.94
Nd2O3	1.34	0.87	0.96	0.81	1.39
ThO2	2.33	1.69	1.74	1.82	1.32
CaO	8.33	10.11	10.36	10.17	10.28
Total	90.93	90.35	90.99	89.83	90.87

**Formules structurales**

Si	6.07	6.13	6.78	6.69	6.73
Al	4.28	4.28	3.65	3.69	3.66
Ti	0.05	0.04	0.08	0.09	0.09
Mg	0.10	0.09	0.17	0.16	0.19
Fe	2.22	2.23	1.81	1.81	1.79
Mn	0.06	0.06	0.02	0.03	0.03
P	0.23	0.21	0.07	0.06	0.07
Y	0.08	0.09	0.04	0.04	0.04
YB	0.01				
La	0.28	0.26	0.32	0.33	0.32
Ce	0.51	0.49	0.54	0.55	0.54
Nd	0.08	0.09	0.06	0.06	0.05
Th	0.11	0.10	0.07	0.07	0.08
Ca	1.72	1.71	2.06	2.11	2.09
Total	15.79	15.80	15.67	15.71	15.69

Tableau II.6 (suite)

**Composition des zircons du massif de St Arnac**

point	23	25	47	12	13	14	15	16	6	7
lame	22D	22D	22C	152A	152A	152A	152A	152A	19A	19A
facies	Dio	Dio	Dio	DT	DT	DT	DT	DT	GDio	GDio
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	64.09	64.16	66.50	63.86	64.55	64.22	65.22	63.48	63.33	65.53
ThO2	0.06	0.18	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	0.07	0.01	0.01	0.05
UO2	0.04	0.18	n.d.	0.03	0.18	n.d.	n.d.	0.10	n.d.	n.d.
La2O3	n.d.	n.d.	0.01	0.05	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	0.04	n.d.
Ce2O3	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	0.02	n.d.	n.d.
Nd2O3	0.05	n.d.	0.03	0.17	n.d.	n.d.	0.10	0.03	n.d.	0.03
Sm2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.16	n.d.
Y2O3	0.27	0.54	0.06	0.20	0.03	0.20	0.37	0.20	0.12	0.18
HfO2	1.52	1.09	1.45	1.03	1.06	1.17	1.22	1.89	1.32	1.29
SiO2	32.44	32.38	32.70	32.68	33.19	33.09	32.96	32.04	31.68	32.64
Al2O3	0.23	0.11	n.d.	n.d.	0.13	0.14	0.03	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.52	0.26	n.d.	0.04	0.18	0.19	0.09	0.31	0.30	0.31
CaO	n.d.	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	n.d.	0.02	0.02	0.01
Total	99.22	98.92	100.77	98.11	99.34	99.10	100.06	98.10	96.98	100.04

**Formules structurales**

Zr	3.86	3.87	3.96	3.87	3.85	3.85	3.89	3.88	3.91	3.92
Th	0.00	0.00		0.00			0.00			0.00
U	0.00	0.02		0.00	0.02			0.01		
La				0.00		0.00			0.00	
Ce						0.00		0.00		
Nd	0.00		0.00	0.01			0.00	0.00		0.00
Sm									0.01	
Y	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Hf	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.05	0.04
Si	4.01	4.01	3.99	4.06	4.06	4.07	4.03	4.01	4.01	4.01
Al	0.03	0.02			0.02	0.02	0.00			
Fe	0.05	0.03		0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03
Ca		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Total	8.04	8.02	8.01	8.00	8.01	8.02	8.01	8.02	8.02	8.02

**Composition des zircons du massif de St Arnac**

point	8	9	10	11	2	3	4	5	17	21
lame	19A	19A	19A	19A	20	20	20	20	146	146
facies	GDio	GDio	GDio	GDio	GPorph	GPorph	GPorph	GPorph	GLansac	GLansac
<b>Poids d'oxydes</b>										
ZrO2	65.55	64.96	65.34	65.02	61.62	59.95	60.45	61.57	65.52	65.45
ThO2	n.d.	0.03	0.11	0.04	0.37	1.09	n.d.	0.04	0.04	0.04
UO2	0.07	0.08	0.02	0.13	0.74	0.87	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La2O3	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	n.d.	0.06	n.d.	n.d.
Ce2O3	n.d.	0.06	0.01	0.04	0.03	0.04	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Nd2O3	n.d.	0.10	0.01	n.d.	0.20	0.19	0.06	0.01	0.04	n.d.
Sm2O3	n.d.	n.d.	0.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.21
Y2O3	0.16	0.10	0.56	0.14	1.95	0.92	0.19	0.05	0.33	0.26
HfO2	1.03	1.52	1.06	1.78	1.13	1.01	1.28	1.39	1.16	1.20
SiO2	32.44	32.36	32.64	32.54	30.47	30.77	30.54	30.30	32.74	32.29
Al2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.13	0.23	0.09	0.06	0.41	0.36	0.26	0.20	0.34	0.33
CaO	0.01	0.02	0.02	n.d.	0.06	0.01	0.01	0.01	0.07	n.d.
Total	99.39	99.47	99.99	99.75	97.21	95.28	92.80	93.65	100.24	99.78

**Formules structurales**

Zr	3.94	3.91	3.91	3.90	3.82	3.77	3.89	3.95	3.91	3.94
Th		0.00	0.00	0.00	0.01	0.03		0.00	0.00	0.00
U	0.01	0.01	0.00	0.01	0.08	0.09				
La						0.00		0.00		
Ce		0.00		0.00	0.00	0.00				
Nd		0.00			0.01	0.01	0.00		0.00	
Sm			0.01					0.00		0.01
Y	0.01	0.01	0.04	0.01	0.13	0.06	0.01	0.00	0.02	0.02
Hf	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
Si	4.00	4.00	4.01	4.01	3.87	3.97	4.03	3.98	4.01	3.98
Al					0.03					
Fe	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00		0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	
Total	8.01	8.01	8.02	8.00	8.05	8.02	8.01	8.01	8.03	8.02

Tableau II.7

### Composition des zircons du massif de St Arnac

point	22
lame	146
facies	GLansac
<b>Poids d'oxydes</b>	
ZrO2	66.04
ThO2	0.02
UO2	n.d.
La2O3	0.03
Ce2O3	n.d.
Nd2O3	0.22
Sm2O3	n.d.
Y2O3	0.19
HfO2	1.28
SiO2	32.90
Al2O3	n.d.
FeO	0.37
CaO	n.d.
Total	101.05

### Formules structurales

Zr	3.92
Th	0.00
U	
La	0.00
Ce	
Nd	0.01
Sm	
Y	0.01
Hf	0.04
Si	4.00
Al	
Fe	0.04
Ca	
Total	8.03

Tableau II.7 (suite)

## Déscription des échantillons analysés

<b>Ech</b>	<b>Massif</b>	<b>Type</b>
1	St-Amac	Granite faiblement porphyroïde chloriteux, sériciteux
2	St-Amac	Granite type Lansac chloritisé, corps d'environ 10 m en contact normal avec le granite porphyroïde.
3	St-Amac	Granite porphyroïde chloritisé et séricité
4	St-Amac	Granite porphyroïde légèrement altéré
5	St-Amac	Granite porphyroïde frais englobant quelques enclaves basiques
6A	St-Amac	Granite porphyroïde assez sombre, pauvre en phénocristaux
6B	St-Amac	Granite porphyroïde assez sombre, pauvre en phénocristaux
7	St-Amac	Granite porphyroïde pauvre en phénocristaux
8A	St-Amac	Granite porphyroïde assez clair, pauvre en phénocristaux et contenant quelques lamelles de muscovite
8B	St-Amac	Enclave basique dans 8A
8C	St-Amac	Granite porphyroïde à lamelles de muscovite pris entre 8A et B
9B	St-Amac	Enclave basique à biotite seule dans le granite porphyroïde
10A	St-Amac	Granodiorite de Saint Amac
10B	St-Amac	Enclave basique (dans 10A) à amphibole et à quelques phénocristaux de plagioclase
12	St-Amac	Granodiorite de Saint Amac à muscovite
13A	St-Amac	Granodiorite de Saint Amac à petits phénocristaux de feldspath potassique
13B	St-Amac	Enclave basique métrique dans le granite 13A. Roche à biotite seule et à phénocristaux de plagioclase
15A	Riverole	Base du gneiss de Riverole à petits yeux et à foliation crénelée
15B	Riverole	Base du gneiss de Riverole à petits yeux et à foliation crénelée
16A	Riverole	Gneiss clair de Riverole un peu oeilé
16B	Riverole	Gneiss sombre de Riverole et à petits yeux
16C	Riverole	Gneiss sombre porphyroïde de Riverole
17A	St-Amac	Granodiorite de Saint Amac très étirée
17B	St-Amac	Enclave basique métrique à biotite et amphibole et à phénocristaux de plagioclase
18	St-Amac	Diorite à amphibole, à texture rubanée et à phénocristaux plagioclasiques
19A	St-Amac	Granodiorite de Saint Amac
19B	St-Amac	Hornblendite en masse supramétrique dans 19A
19C	St-Amac	Diorite à amphibole et à grain fin, en masse de plusieurs mètres dans le même granite 19A
20	St-Amac	Granite porphyroïde, légèrement chloritisé

21	St-Amac	Granite porphyroïde très altéré
22A	St-Amac	Hornblendite en masse dans la granodiorite de St-Amac
22B	St-Amac	Idem que 22A
22C	St-Amac	Diorite à amphibole et biotite, en grande masse dans la granodiorite de Saint Amac
22D	St-Amac	Idem que 22C
23	Socle	Granite de type Felluns très clair à grenat et à foliation très marquée
25A	Socle	Granite rubané de type Cassagnes légèrement porphyroïde
26A	St-Amac	Granodiorite de Saint-Amac à rares phénocristaux englobant des enclaves basiques et des panneaux de schistes
26B	St-Amac	Granodiorite dépourvue de phénocristaux prise dans la zone enrichie en enclaves. Roche fraîche à texture écrasée
26C	St-Amac	Enclave basique à biotite seule et à quelques phénocristaux de plagioclase et quartz
26D	St-Amac	Enclave basique à biotite seule pauvre en phénocristaux
27	St-Amac	Enclave basique à biotite seule dans la granodiorite de St-Amac
29	St-Amac	Granite de type Lansac à biotite et muscovite
30	St-Amac	Granite de type Lansac à biotite et muscovite
31	St-Amac	Granodiorite de Saint-Amac
32	St-Amac	Granite de type Lansac à biotite et muscovite ; faciès englobant quelques enclaves basiques
33	Tournefort	Granodiorite déformée de Tournefort à enclaves allongées et panneaux de schistes
37	Tournefort	Granodiorite rubanée de Tournefort au contact des micaschistes anatectiques. Roche légèrement séricitisée
40	Tournefort	Diorite fine orientée de Tournefort
42A	Tournefort	Diorite sombre rubanée de Tournefort
42B	Tournefort	Diorite peu déformée à proximité de 42A
43A	Tournefort	Diorite rubanée de Tournefort lardée de pegmatites
44A	Tournefort	Diorite de Tournefort peu déformée, à quelques phénocristaux plagioclasiques
44B	Tournefort	Diorite déformée de Tournefort à grain grossier
45	Ansignan	Charnockite assez homogène à orthopyroxène
46	Ansignan	Veine de granite blanc pris dans un bloc de charnockite à hypersthène dominant. Roche à biotite et quelques orthopyroxènes
47A	Ansignan	Charnockite verte sombre à orthopyroxène et un peu de grenat
47B	Ansignan	Charnockite riche en feldspath potassique à orthopyroxène et quelques biotites
48	Socle	Granite clair rubané de type Felluns intrusif dans le Caramany
50	Socle	Granite assez sombre de type Felluns

51A	Ansignan	Chamockite de Palmade : roche sombre à hypersthène sans grenat
51B	Ansignan	Roche intermédiaire en enclave dans 51A. Roche à grain moyen, à orthopyroxène et biotite et à quelques phénocristaux de plagioclase
51C	Ansignan	Idem que 51B, mais plus riche en biotite
52A	Ansignan	Norite à 2 pyroxènes provenant de la masse basique de Trilla
52B	Ansignan	Idem que 52A , mais un peu plus riche en biotite
52C	Ansignan	Roche tardive gabbrodioritique à 2 pyroxènes et amphibole ; en dyke subvertical d'une puissance d'environ 10 cm recoupant 52A. Roche à grain fin prise en bordure du dyke
52D	Ansignan	idem que 52C mais à grain moins fin prise au coeur du dyke
53A	Ansignan	Norite à 2 pyroxènes et amphibole secondaire. provenant de la masse de Trilla.
53B	Ansignan	Roche sombre à texture pegmatitique en filon métrique recoupant 53A. Roche riche en feldspath potassique, en biotite et contenant des biotites symplectiques (représentant probablement un ancien ferromagnésien)
54A	Ansignan	Niveau de granite blanc à grenat et biotite dans la chamockite. Le grenat est réparti de façon homogène
54B	Ansignan	Granite blanc très rubané à partie sombre riche en biotite et partie claire à gros grenats
55A	Ansignan	Chamockite à biotite et grenat. Le grenat est réparti de façon homogène
55B	Ansignan	Enclave "basique" décimétrique à grain fin dans la chamockite 55A. Roche à biotite et orthopyroxène
56A	Ansignan	Enclave "basique" à quelques phénocristaux de plagioclase. Roche prise entre la chamockite et le granite blanc
56B	Ansignan	Chamockite plutôt à orthopyroxène et quelques grenats
56C	Ansignan	Granite blanc à biotite en filon anastomosé dans la chamockite
56D	Ansignan	Diorite fine à orthopyroxène et quelques biotites en banc décimétrique découpé par la chamockite
56E	Ansignan	Idem que 56D, pris à la terminaison du banc
56F	Ansignan	Filon de granite blanc à biotite dans la chamockite
57A	Ansignan	Diorite à orthopyroxène et biotite, découpée par des veines de granite blanc
57B	Ansignan	Granite blanc à quelques biotites ; les coeurs des plagioclases contiennent des inclusions de quartz arrondis plus ou moins orientés (texture micropegmatitique).
57C	Ansignan	Roche tardive gabbrodioritique à 2 pyroxènes et amphibole en boule dans le granite blanc (57B)



57D	Ansignan	Veine de granite blanc englobant 57C et à pegmatite aux éponges ; roche à texture micropegmatitique identique à 57B
58A	Ansignan	Chamockite verte sombre à orthopyroxène et biotite, pauvre en phénocristaux de K-feldspath
58C	Ansignan	Chamockite à phénocristaux de K-feldspath jointifs. Roche à biotite seule sans orthopyroxène ni grenat ; entourée de chamockite très sombre.
58C1	Ansignan	Chamockite sombre à biotite seule de part et d'autre de 58C
58C2	Ansignan	Idem que 58C1
59A	Ansignan	Enclave basique décimétrique à orthopyroxène et biotite dans la chamockite ; roche à texture orientée s'approchant de 55B et 56A
59B	Ansignan	Idem 59A mais plus pauvre en hypersthène
60	Socle	Gneiss granitoïde de Caramany ; roche très sombre à grenat
61A	Socle	Gneiss granitoïde de Caramany
61B	Socle	Gneiss de Caramany rubané à alternances de bancs clairs et de bancs sombres
61C	Socle	Gneiss clair de Caramany ; légèrement rubané
61D	Socle	Gneiss de Caramany plus clair et homogène
62A	Ansignan	Granite blanc riche en grenat, partie interne d'un filon découpant la chamockite
62B	Ansignan	Chamockite sombre à hypersthène et grenat prise juste au dessous du filon 62A
62C	Ansignan	Chamockite à éponges de grenat au dessus du filon 62A
62D	Ansignan	Granite blanc pris en contact de la chamockite avec des parties tantôt à grenat et tantôt à biotite
62E2	Ansignan	Chamockite à éponges de grenat
63B	Socle	Granite de Cassagnes sombre, non porphyroïde et riche en grenat
63C	Socle	Granite rubané de Cassagnes porphyroïde et à grenat
66A	Tournefort	Diorite rubanée à amphibole de type Tournefort en dyke dans les micaschistes loin de la masse principale de la diorite de Tournefort
68	Ansignan	Norite à grain grossier de type Trilla, en masse supramétrique dans la chamockite
69	Ansignan	Norite à grain grossier de type Trilla : affleurement d'une vingtaine de mètres
70	Ansignan	Chamockite à biotite seule avec tantôt des parties sombres à phénocristaux de feldspath potassique, tantôt des parties claires quartzo-feldspathiques
71	Ansignan	Norite à grain grossier type la masse de Trilla
72	Ansignan	Chamockite à grenat et biotite
73	Ansignan	Norite à grain fin à clinopyroxène abondant

75	Ansignan	Chamockite à biotite seule et à phénocristaux orientés, intrusive dans les granites clairs déformés de type Felluns
76	Ansignan	Chamockite à orthopyroxène et biotite ; roche très déformée
77A	Ansignan	Chamockite assez sombre à orthopyroxène et grenat
77B	Ansignan	Banc basique d'environ 1.5 m dans la chamockite. Roche à grain fin, à orthopyroxène et rares clinopyroxènes
78	Ansignan	Banc basique décimétrique dans la chamockite ; roche sombre à gros orthopyroxènes orientés et globules de quartz
80A	Ansignan	Chamockite équigranulaire à orthopyroxène et biotite, pauvre en K-feldspath
80B	Ansignan	Chamockite sombre à orthopyroxène et biotite , pauvre en phénocristaux
81	Ansignan	Banc basique à orthopyroxène découpé par la chamockite
83	Ansignan	Chamockite sombre à grenat
84	Ansignan	Idem que 57A
85	Ansignan	Idem que 56D
86	Ansignan	Granite blanc équigranulaire type les Albas ; roche à grenat et biotite à proximité du contact de la chamockite avec le mésozoïque
87	Ansignan	Norite de type la masse de Trilla près du contact de la chamockite avec le mésozoïque
88	Ansignan	Norite orientée à clinopyroxène et ilménite abondants
89	Ansignan	Granite blanc équigranulaire type les Albas ; roche à grenat et biotite
90A	St-Amac	Granite non porphyroïde assez clair type Lansac ; roche altérée
90B	St-Amac	Granite porphyroïde séparé de 90A par une faille
91	St-Amac	Granite porphyroïde englobant quelques enclaves basiques centimétriques
92A	St-Amac	Granite porphyroïde à biotite et lamelles de muscovite près du contact avec le mésozoïque
93	St-Amac	Enclave "basique" décimétrique dans le granite 6A ; roche à biotite et à gros cristaux de plagioclase et de quartz
94	St-Amac	Granite porphyroïde pauvre en phénocristaux
95	St-Amac	Granite porphyroïde assez sombre
96	St-Amac	Granite équigranulaire de type Lansac
98	St-Amac	Granite porphyroïde de St-Amac
103A	Palmade	Chamockite de Palmade à grenat et biotite
103B	Palmade	Chamockite de Palmade riche en biotite
103C	Palmade	Enclave basique à orthopyroxène et grenat prise dans la chamockite 103A
105	Tournefort	Diorite orientée de Tournefort, à grain grossier

107	Socle	granite clair riche grenat de type Felluns, pris à la base de la chamockite près de Trilla
108A	Ansignan	Chamockite à orthopyroxène et grenat
108B	Ansignan	Enclave décimétrique métasédimentaire dans la chamockite. Roche à grenat, spinelle, sillimanite, cordiérite et biotite
108C	Ansignan	Chamockite riche en grenat sans orthopyroxène
108D	Ansignan	Norite orientée à clinopyroxène et ilménite abondants
109A	Ansignan	Chamockite à orthopyroxène et biotite prise au contact de la masse basique de Trilla
109B	Ansignan	Norite à grain grossier type la masse de Trilla
110	Ansignan	Idem que 109B
111A	Ansignan	Chamockite sombre à biotite seule, pauvre en phénocristaux
111B	Ansignan	Banc basique à orthopyroxène et biotite ; roche à grain moyen (affleurement d'une cinquantaine de mètres) au toit de la chamockite
112A	Ansignan	Banc basique à orthopyroxène et biotite au toit de la chamockite
112B	Ansignan	Banc basique à orthopyroxène et biotite au toit de la chamockite
112C	Ansignan	Chamockite à orthopyroxène et biotite (toit de la chamockite)
112D	Ansignan	Banc à orthopyroxène et biotite vers le toit de la chamockite
113A	Ansignan	Banc basique à grain moyen au toit de la chamockite. Roche à orthopyroxène et biotite
113B	Ansignan	Idem que 113A
114	Ansignan	Banc basique à grain moyen vers le toit de la chamockite ; roche déformée à orthopyroxène seul
115	Ansignan	Granite blanc type les Albas. Roche rubané à grenat et biotite
116	St-Amac	Granite équigranulaire assez clair de type Lansac
129A	Palmade	Chamockite de Palmade à orthopyroxène et biotite
130	Palmade	Chamockite de Palmade à orthopyroxène et biotite
134A	Palmade	Chamockite de Palmade à orthopyroxène, grenat et biotite
134B	Socle	Gneiss de Caramany à gros grenats en contact avec la chamockite de Palmade
141B	Tournefort	Granodiorite déformée de Tournefort à biotite seule
143A	Tournefort	Granodiorite déformée de Tournefort, faiblement porphyroïde, à biotite seule
143B	Tournefort	Diorite massive de Tournefort dans 143A ; roche à homblende dominante et quelques biotites
144	Tournefort	Granodiorite déformée de Tournefort, faiblement porphyroïde et à biotite seule
145A	Tournefort	Granodiorite déformée de Tournefort
146	St-Amac	Granite non porphyroïde assez clair de type Lansac
148	St-Amac	Granodiorite foliée de Saint Amac

- |      |            |                                                                                                                                                                                                 |
|------|------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 149  | St-Amac    | Granodiorite de St-Amac. Roche assez clair non porphyroïde                                                                                                                                      |
| 151A | Tournefort | Granodiorite déformée de Tournefort                                                                                                                                                             |
| 151B | Tournefort | Enclave basique dans 151A, à phénocristaux de plagioclase                                                                                                                                       |
| 152A | Tournefort | Diorite orientée de Tournefort                                                                                                                                                                  |
| 154  | St-Amac    | Granodiorite foliée de Saint-Amac                                                                                                                                                               |
| 155  | Socle      | Gneiss de Caramany très sombre et riche en grenat                                                                                                                                               |
| 156A | Socle      | Gneiss de Caramany très sombre et riche en grenat, au contact de la chamockite                                                                                                                  |
| 157C | Ansignan   | Banc basique très sombre, à grain fin, pris au toit de la chamockite à un dizaine de mètre de son contact avec les gneiss de Caramany.<br>Roche à orthopyroxène orienté et à globules de quartz |

\*\*\*\*\*

**Coupe systématique dans un bloc d'environ 50 cm de Granite blanc des Albas**

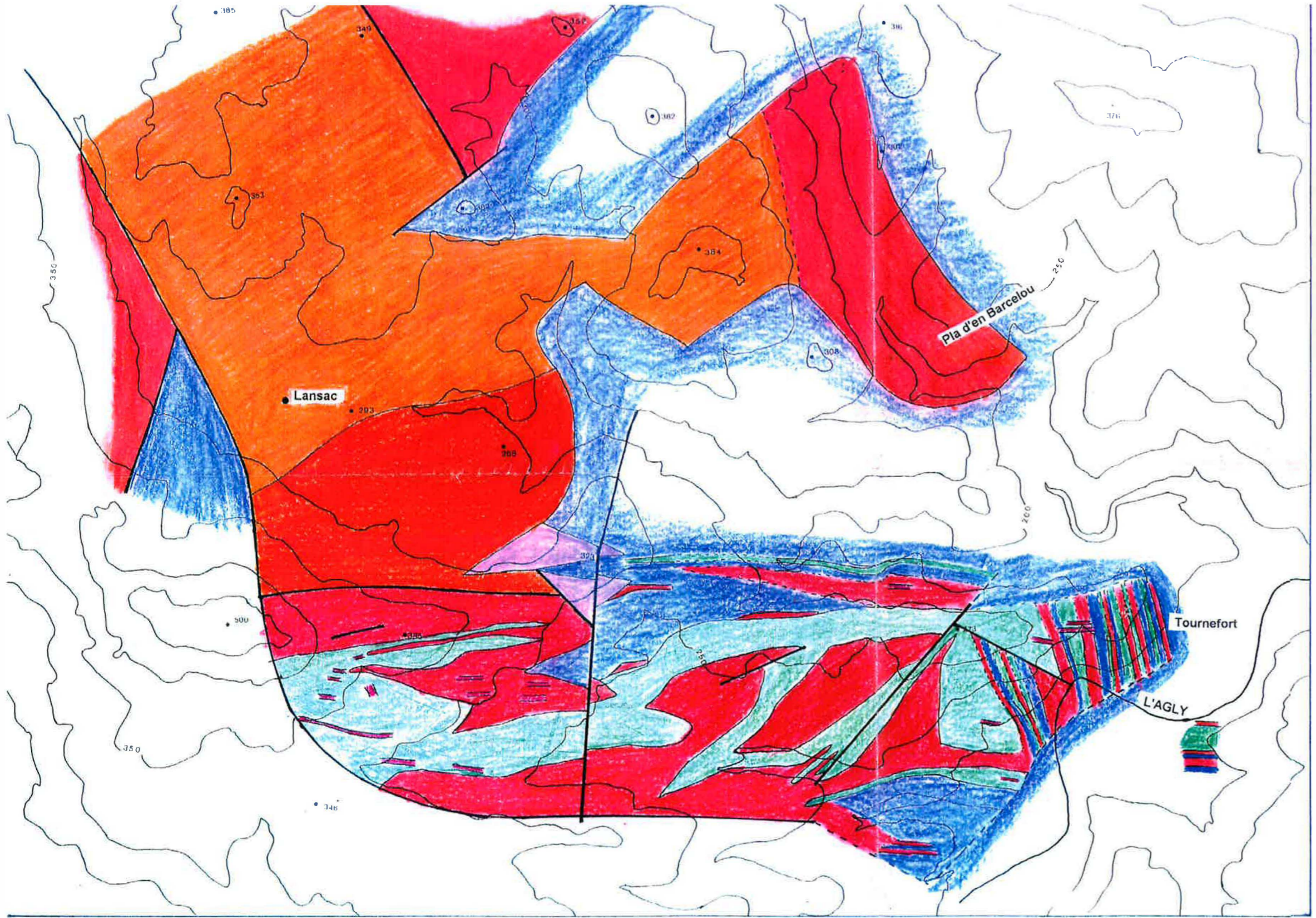
- |       |          |                                                                                                                                                           |
|-------|----------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 158A  | Ansignan | Granite blanc des Albas à bords nets avec la chamockite ; roche rubanée avec une zone sombre à biotite et grenat et une zone claire quartzo-feldspathique |
| 158B  | Ansignan | Chamockite englobée dans ce bloc de granite blanc. Roche à biotites, petits grenats et quelques phénocristaux                                             |
| 158C1 | Ansignan | Zone assez sombre, à grain fin et à petits yeux feldspathiques                                                                                            |
| 158C2 | Ansignan | Zone à grain fin un peu plus sombre que 158C1 ; roche à biotite et petits grenats                                                                         |
| 158D1 | Ansignan | Zone très claire à grenat et biotite                                                                                                                      |
| 158D2 | Ansignan | Zone très claire à grenat et grosses tâches de biotites                                                                                                   |
| 158E1 | Ansignan | Roche hétérogène à partie sombre à grenat et biotite et partie plus claire quartzo-feldspathique à grenat seul                                            |
| 158E2 | Ansignan | Idem que 158E1, mais un peu plus clair                                                                                                                    |
| 158E3 | Ansignan | Zone leucocrate plutôt à grenat et quelques taches de biotites                                                                                            |
| 158F  | Ansignan | Zone sombre à grosses biotites et petits grenats                                                                                                          |
| 158G  | Ansignan | Zone claire à biotites et quelques petits grenats                                                                                                         |
| 158H  | Ansignan | Granite à texture pegmatitique et à grosses biotites ; le contact avec la chamockite est net                                                              |

\*\*\*\*\*

- |      |          |                                                                                                         |
|------|----------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 160  | Ansignan | Norite à grain grossier type la masse basique de Trilla. Roche prise loin du contact avec la chamockite |
| 164  | Ansignan | Norite type la masse basique de Trilla. Roche à grosses lattes de biotites                              |
| 167A | Ansignan | Norite assez riche en clinopyroxène, voisine de 73, près du contact avec la chamockite                  |

167B	Ansignan	Idem que 167A mais à grain un peu plus gros, prise vers le coeur de la veine à environ 2 m de 167A
181B	Ansignan	Charnockite à orthopyroxène prise au coeur d'une "Iveine" entre limitée par deux bancs basiques
181C	Ansignan	Idem que 181B dans le contact basique-charnockite
181D	Ansignan	Banc basique d'environ 1 m à grain moyen. Roche à biotite et orthopyroxène au contact de la charnockite
181E	Ansignan	Idem que 181D vers le coeur du banc
181F	Ansignan	Idem que 181D, au coeur de la veine
181G	Ansignan	Idem que 181D de l'autre côte du contact avec la charnockite
181I	Ansignan	Idem que 181F à environ 1m de celui ci dans son prolongement latéral
182A	Ansignan	Banc basique d'environ 1.5 m à grain moyen. Roche à orthopyroxène et biotite prise au coeur du banc
187	St-Amac	Masse dioritique à la base du granite porphyroïde de St-Amac
189A	St-Amac	Granodiorite de Saint Amac
189B	St-Amac	Zone intermédiaire entre l'enclave "basique" 189C et la granodiorite 189A
189C	St-Amac	Enclave "basique" dans 189A
192	St-Amac	Hornblendite de Saint Amac, altérée (chlorite, séricite et épidote)
194	Riverole	Niveau basique orientée et à grain fin à la base des gneiss de Riverole
G15	Palmade	Charnockite de Palmade riche en grenat
G16	Palmade	Charnockite de Palmade riche en grenat
G19	Ansignan	Roche tardive gabbrodioritique à 2 pyroxènes et amphibole
G25	Ansignan	Norite à texture cumulative à 2 pyroxènes et amphiboles secondaires
G40	Ansignan	Diorite très sombre à gros orthopyroxènes orientés et quartz globuleux



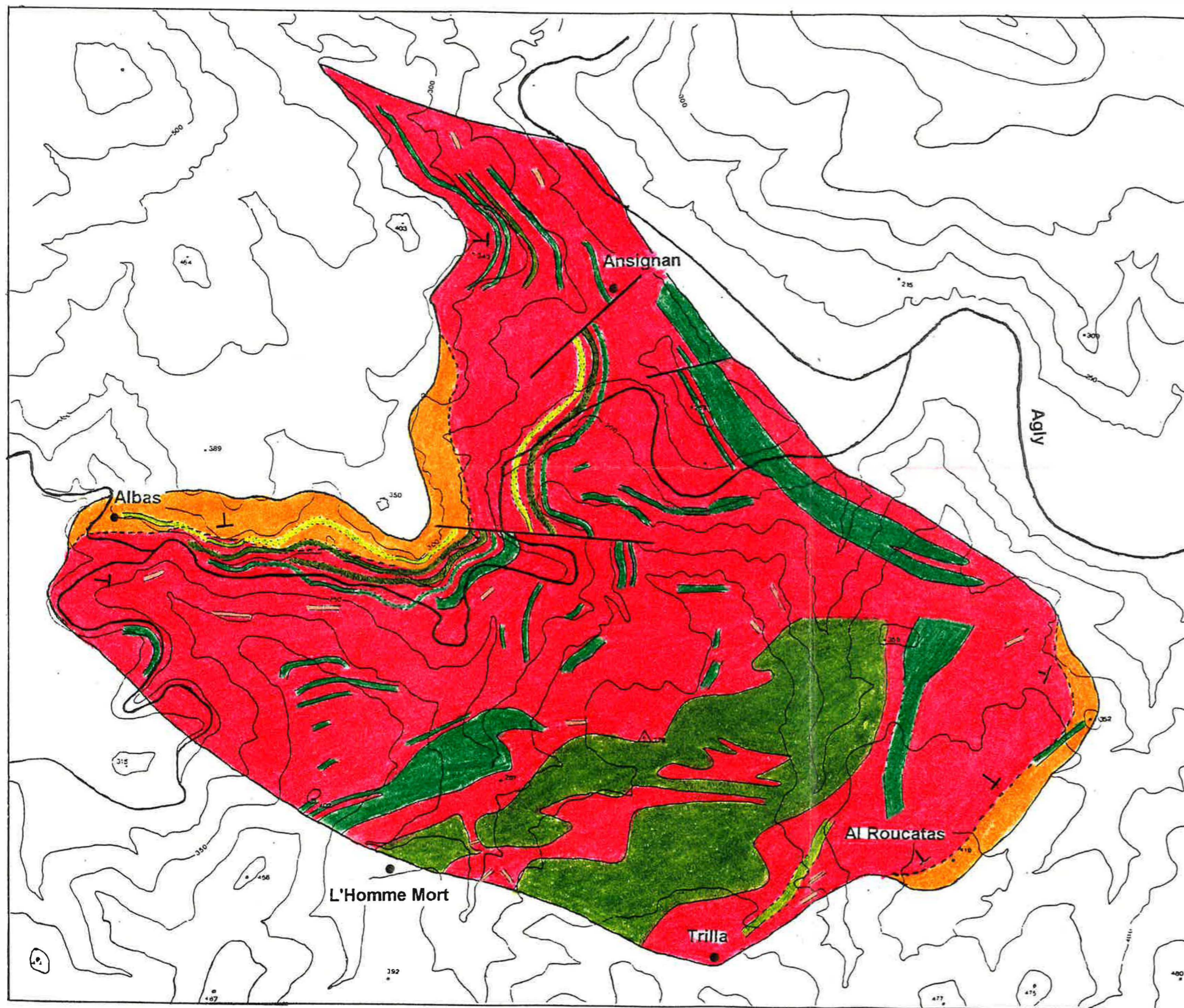


LEGENDE

- Diorite de Tournefort
- Granodiorite à biotite de Tournefort
- Granodiorite à biotite de Saint Arnac
- Granite porphyroïde à biotite de Saint Arnac
- Granite non porphyroïde à biotite. Type Lansac
- Pegmatite perianatectique
- Micaschistes







**LEGENDE**

- Roches basiques et intermédiaires de type A
- Roches basiques et intermédiaires de type B
- Roches basiques et intermédiaires de type C
- Roches magnésio-potassiques de type C1
- Roches intermédiaires de type D
- Charnockite d'Ansignan : Granodiorite porphyroïde à orthopyroxène, biotite et grenat
- Granite clair à grenat de type Albas
- Zone mixte constituée de charnockite et de granite clair à grenat

