



HAL
open science

Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoides du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie.

Yvon Georget

► To cite this version:

Yvon Georget. Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoides du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie.. Pétrographie. Université Rennes 1, 1986. Français. NNT: . tel-00648786

HAL Id: tel-00648786

<https://theses.hal.science/tel-00648786>

Submitted on 6 Dec 2011

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.

Y. GEORGET

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-08-4

**nature et origine
des granites peralumineux
à cordiérite
et des roches associées**

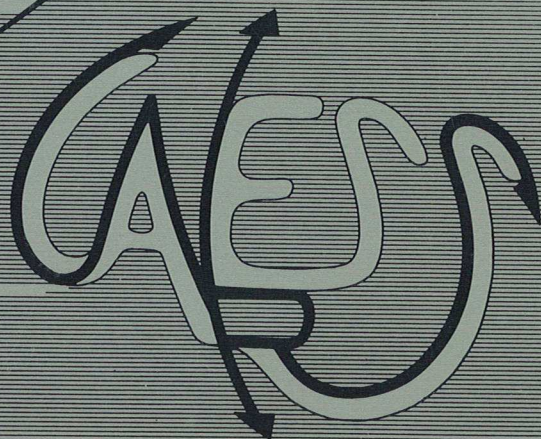
exemple des granitoïdes
du massif armoricain (France)
pétrologie et géochimie

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricain
d'Etude Structurale
des Socles*

n°9

Rennes 1986



MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES

N°9

Y. GEORGET

Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées.
Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) :
Pétrologie et géochimie.

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 03 Octobre 1986

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
(France)

1986

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

—

—

—

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-08-4

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°466I
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)

Y. GEORGET (1986)

Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie.

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 9 ; 250 p.



A tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé
à l'élaboration de ce mémoire,
merci.

NATURE ET ORIGINE DES GRANITES PERALUMINEUX A CORDIERITE

ET DES ROCHES ASSOCIEES (GRANITES A DEUX MICAS - ROCHES BASIQUES) :

EXEMPLE DES GRANITOIDES CADOMIENS ET HERCINIENS DU MASSIF ARMORICAIN (FRANCE) .

PETROLOGIE ET GEOCHIMIE

RESUME:

Cette étude porte sur les granites à cordiérite et sur leurs relations avec - (1) les granitoïdes à 2 micas et - (2) les enclaves "basiques" associées. Les objets géologiques choisis sont principalement les massifs hercyniens circonscrits de Huelgoat (340 ± 9 Ma) et de Brignogan-Plouescat (292 ± 15 Ma) et plus accessoirement le massif de S^{te} Anne d'Auray (376 ± 19 Ma) et le batholite Mancellien ($\approx 560 \pm 20$ Ma).

Elle a pour buts :

- 1 - de définir les relations entre les granitoïdes peralumineux à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite.
- 2 - de déterminer les mécanismes de fractionnement de ces granitoïdes.
- 3 - de discuter la signification du magmatisme "basique" associé.
- 4 - de proposer un modèle pétrogénétique pour l'ensemble de ces granitoïdes à cordiérite.

Les principaux résultats obtenus sont de 2 ordres :

- Ceux d'ordre régional :

- (1) Le massif de Huelgoat peut désormais être considéré comme un exemple d'intrusions indépendantes à bords francs juxtaposées; la chronologie relative étant 1 - granite à 2 micas de La Feuillée et 2 - granite à cordiérite de Huelgoat et du Cloître (Le Cloître étant en enclave dans Huelgoat).
- (2) Le massif de Brignogan - Plouescat représente l'une des intrusions hercyniennes les plus récentes et démontre l'importance des événements crustaux tardi-hercyniens souvent sous-estimés dans le Massif Armoricaïn; y est associé un important magmatisme "basique" à caractère magnésien et potassique.

- Ceux d'ordre général :

- (1) La différence fondamentale entre les granites à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite est à rechercher dans leurs caractères physiques de mise en place (P - T - H₂O - fO₂).
- (2) Pour tous ces granitoïdes, le mécanisme commun de fractionnement est la cristallisation fractionnée; les taux de fractionnement requis, bien que variables, restent toujours très faibles (<20%).
- (3) Le magmatisme "basique" associé à ces granitoïdes, représenté par les enclaves microgrenues sombres, est fort divers. Ces enclaves sont toujours des mélanges plus ou moins prononcés entre des magmas basiques et le granite hôte qui les contient.

- (4) Tous ces granitoïdes proviennent de la fusion crustale de métasédiments alumineux en faciès granulite (résidu principalement composé de biotite, plagioclase et grenat). Les taux de fusion nécessaires sont toujours élevés ($F > 50\%$). Régionalement, le meilleur candidat pour cette source est le briovérien "profond". Cependant, on ne peut exclure une contamination des produits de fusion par des magmas "basiques"; ne serait ce que pour expliquer les bas rapports initiaux du strontium de ces granitoïdes ($I_{Sr} = 0,707$).
- (5) La production simultanée des magmas acides et "basiques" ne semble pouvoir être engendrée que par des phénomènes géologiques de grande ampleur tels que des grands cisaillements intracrustaux.

Mots-Clés : Hercynien - Cadomien - Massif Armoricaïn - France - Granitoïdes peralumineux - Magmas basiques - Cordiérite - Recyclage crustal - Pétrologie - Géochimie - Géochronologie - Éléments majeurs et traces - Terres rares - Isotopes du strontium et du néodyme - Fractionnement géochimique - Hybridation - Mélange magmatique.

PLAN DU MEMOIRE

INTRODUCTION.	I
PREMIERE PARTIE : Relations entre granitoides peralumineux à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite: exemple du massif hercynien de Huelgoat (Massif Armoricaïn - France).	3
<u>CHAPITRE I</u> : Les grands traits géologiques du massif de Huelgoat et les relations entre les différentes unités.	4
I - Les grands traits géologiques du massif de Huelgoat.	4
1) Cadre géologique et travaux antérieurs.	4
a - cadre géologique.	
b - travaux antérieurs.	
2) Cartographie et données structurales.	5
a - cartographie.	
b - données structurales.	
II - Relations entre les différentes unités.	6
1) Apport des données cartographiques et structurales.	6
2) Apport des analyses modales et chimiques.	7
3) Apport des données radiochronologiques.	7
a - historique.	
b - résultats analytiques.	
c - discussion et conclusion.	
4) Apport des données gravimétriques.	9
5) Conclusion.	13
<u>Chapitre II</u> : Pétrographie, minéralogie, ordre de cristallisation et composition modale des intrusions du massif de Huelgoat.	14
I - Description minéralogique.	14
1) l'intrusion de Huelgoat.	14
2) le granite du Cloître.	17
3) l'intrusion de la Feuillée.	17
II - Ordre de cristallisation.	17
1) l'intrusion de Huelgoat.	17
2) le granite du Cloître.	18
3) l'intrusion de La Feuillée.	18
III - Les compositions modales.	19
<u>Chapitre III</u> - Analyses chimiques des différentes phases minérales des granites du massif de Huelgoat.	22
I - Les minéraux opaques.	22
II - La biotite.	23
III - La muscovite.	26
IV - La cordiérite.	29
V - Le feldspath potassique.	30
VI - Le plagioclase.	31
VII - Conclusion.	32

Chapitre IV : Analyses chimiques des roches du massif de Huelgoat : leurs affinités et site géotectonique.	33
I - Analyses chimiques des roches.	33
1) Chimie des éléments majeurs.	33
2) Chimie des éléments traces (autres que les terres rares).	35
3) Le groupe des lanthanides.	37
4) Cas du faciès particulier de Huelgoat et de l'aplite centrale du Cloître.	38
II - Affinités et site géotectonique.	39
1) Affinités.	39
2) Site géotectonique.	41
III - Conclusion.	42
Chapitre V : Conditions physiques de la cristallisation des magmas et réactions minérales.	43
I - Conditions physiques de la cristallisation des magmas.	43
1) Généralités	43
2) Pression totale et pression fluide (eau ou fluide).	44
a - granite de Huelgoat.	
b - granite du Cloître.	
c - granite de La Feuillée.	
3) Température de cristallisation des magmas.	46
a - granite de La Feuillée.	
b - granite de Huelgoat.	
c - granite du Cloître.	
4) Teneurs en eau des magmas et proportions de cette phase dans le fluide.	48
5) Degré d'oxydation et fugacité d'oxygène.	49
a - degré d'oxydation.	
b - fugacité d'oxygène.	
II - Les réactions entre phases minérales.	51
1) Granite de Huelgoat.	51
2) Granite du Cloître.	51
III - Conclusions à l'étude des conditions physiques de la cristallisation.	52
Chapitre VI : Les enclaves du massif de Huelgoat.	53
I - Les enclaves sédimentaires et surmicacées.	53
II - Les enclaves microgrenues sombres.	53
1) Caractères microscopiques, analyses modales et chimiques.	53
2) Caractères chimiques de la biotite et des minéraux opaques.	55
a - biotite.	
b - minéraux opaques.	
3) Analyse typologique de la population de zircon.	55
III - Les enclaves de matériel "lamprophyrique".	56
1) Caractères microscopiques, analyses modales et chimiques.	56
2) Analyse typologique de la population de zircon.	57
IV - Conclusions.	59

Chapitre VII : Mise en évidence d'un fractionnement magmatique : rôle de la cristallisation fractionnée.	60
I - Généralités et rappels.	60
II - Eléments compatibles - éléments incompatibles.	63
III - Rôle de la cristallisation fractionnée et choix des différents liquides primaires.	64
IV - Minéraux responsables de la cristallisation fractionnée.	67
1) Les minéraux principaux	67
2) Les minéraux accessoires	67
a - rôle des minéraux accessoires.	
b - quantification des proportions des minéraux accessoires par les bilans chimiques.	
V - Modèle de cristallisation fractionnée : les analyses modales, les éléments majeurs, traces et terres rares.	70
1) L'intrusion de Huelgoat.	70
a - choix des échantillons servant au modèle.	
b - les analyses modales.	
c - les éléments majeurs.	
d - les éléments traces.	
e - les terres rares.	
f - conclusion.	
2) Le granite du Cloître.	76
3) L'intrusion de La Feuillée.	78
a - test de cristallisation fractionnée entre les échantillons 82.20 et 82.13.	
b - test de cristallisation fractionnée entre les échantillons 82.13 et 82.233.	
4) En résumé.	82
VI - Conclusion à la cristallisation fractionnée.	82
Conclusion à la première partie.	83

oooooooooooooooo

DEUXIEME PARTIE : Autres granitoides à cordiérite d'âge hercynien ou cadomien dans le Massif Armoricaïn et les enclaves associées.	85
---	----

Chapitre I : Le massif circonscrit hercynien de Brignogan-Plouescat.	86
I - Généralités, cartographie, minéralogie, ordre de cristallisation et analyses modales.	86
1) Généralités et cadre géologique.	86
2) Cartographie.	86
3) Description minéralogique.	88
4) Ordre de cristallisation.	89
5) Analyses modales.	90
6) Conclusion.	90
II - Compositions chimiques des différentes phases minérales.	90
1) Les minéraux opaques.	90
2) La biotite.	90
3) La muscovite.	92
4) La cordiérite	92
5) Le feldspath potassique.	95
6) Le plagioclase.	95
7) Conclusion.	97

III- Analyses chimiques des roches totales; affinités et site géotectonique.	97
1) Chimie des roches totales.	97
a - les éléments majeurs.	
b - les éléments traces (autres que les terres rares).	
c - les terres rares.	
2) Affinités et site géotectonique.	100
3) Conclusion.	100
IV - Conditions physiques de la cristallisation et réactions minérales.	100
1) Conditions physiques de la cristallisation.	101
a - pression fluide et pression totale.	
b - température.	
c - teneur en eau et fugacité d'oxygène.	
2) Réactions minérales.	103
3) Conclusion.	103
V - Les enclaves microgrenues sombres.	103
1) Les enclaves microgrenues sombres à biotite - sphène et/ou allanite.	104
2) Les enclaves microgrenues sombres à biotite.	104
3) Les enclaves microgrenues sombres à biotite-amphibole.	108
4) Conclusion.	110
VI - Fractionnement magmatique : rôle de la cristallisation fractionnée.	111
1) Rôle de la cristallisation fractionnée et magma parent.	111
2) Minéraux responsables de la cristallisation fractionnée.	113
a - minéraux cardinaux et essentiels.	
b - minéraux accessoires.	
c - en résumé.	
3) Modèle de cristallisation fractionnée.	114
4) Conclusion.	116
VII - Conclusion à l'étude du massif de Brignogan-Plouescat.	117
Chapitre II : Autres exemples de plutons à cordiérite dans le Massif Armoricain.	118
I - Le massif hercynien de S ^{te} Anne d'Auray.	118
1) Localisation, cartographie, âge minéralogie et conditions de mise en place.	118
2) Géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares; mécanisme de fractionnement.	119
a - éléments majeurs.	
b - éléments traces et terres rares.	
c - mécanisme de fractionnement magmatique.	
3) Conclusion à l'étude du massif de S ^{te} Anne d'Auray.	121
II - Le batholite cadomien de Mancellia.	121
1) Localisation, cartographie, âge minéralogie et conditions de mise en place.	121
2) Géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares; mécanisme de fractionnement.	123
3) Conclusion à l'étude du batholite Mancellien.	124
Conclusion à la deuxième partie.	125

TROISIEME PARTIE : Genèse du plutonisme à cordiérite : à partir d'exemples Armoricains.	126
<u>Chapitre I</u> : Apport des principales classifications des granitoïdes; les minéraux au résidu : conséquences sur la nature de la source.	127
I - Les principales classifications des granitoïdes.	127
1) Classification de Chappell et White (1974).	127
2) Classification d'Ishihara (1977).	131
3) Conclusion.	131
II - Minéraux au résidu; conséquences sur la nature de la source.	131
1) Minéraux au résidu.	131
2) Conséquences sur la nature de la source.	134
III - Conclusion.	137
<u>Chapitre II</u> : Modèle géochimique de fusion : cas général.	138
I - Modèle de fusion.	138
1) Choix d'une composition moyenne de shales.	138
2) Test de fusion d'une roche khondalito-kinzigitique.	139
a - les minéraux.	
b - les terres rares.	
c - les autres éléments traces.	
d - les éléments majeurs.	
e - conclusion.	
II - Cas des autres granitoïdes à cordiérite étudiés : rôle du grenat.	142
III - Conclusion au modèle général de fusion.	146
<u>Chapitre III</u> : Modèle géochimique de fusion : cas régional.	147
I - Les formations métasédimentaires anté-permiennes susceptibles de produire le plutonisme à cordiérite dans le Massif Armoricaïn.	147
1) Les formations armoricaines n'étant pas susceptibles de représenter la source recherchée.	147
a - les paragneiss et micaschistes icartiens (Cotentin - Trégor).	
b - les métasédiments briovériens affleurants.	
c - les sédiments paléozoïques.	
d - conclusion.	
2) La formation armoricaine susceptible de représenter la source recherchée; les métasédiments briovériens "profonds".	149
II - Rôle des magmas basiques et composition de la source régionale.	155
III - Conclusion au modèle régional de fusion.	158
Conclusion à la troisième partie.	159

000000000000

CONCLUSION GENERALE.	162
I - Conséquences régionales.	162
1) Massif de Huelgoat.	162
2) Massif de Brignogan-Plouescat.	162
II - Essai de réponse aux 4 questions posées.	162
 BIBLIOGRAPHIE	 164
 ANNEXES.	

◇◇◇◇◇◇◇◇◇◇◇◇◇◇◇◇

◇◇◇◇◇◇

◇◇

INTRODUCTION



INTRODUCTION

Il est classiquement admis qu'à l'exception des granites anorogéniques, la production des plutonites, témoins d'une activité orogénique importante, résultent de 2 mécanismes principaux, fruits de la convergence des plaques : la subduction et le surépaississement crustal (Autran et Cogné, 1980 ; Bard et al., 1980). Les premiers sont représentés par des suites allant des diorites aux granites et se caractérisent minéralogiquement par la présence d'amphibole. Ce sont les granitoïdes métalumineux de type I (Chappell et White, 1974) dont l'origine est à rechercher dans les produits de fusion du manteau ou de ses dérivées (Graviou, 1984) et à laquelle il faut souvent ajouter un certain degré de contamination crustale (Auvray, 1979 ; Allègre et Ben Othman, 1980). Les seconds, peralumineux, sont les leucogranites et les granitoïdes dits d'anatexie. Ils représentent bien le type S de la classification de Chappell et White (1974) et ont pour origine principale la fusion de métasédiments alumineux. De plus, si les premiers renferment de nombreuses enclaves microgrenues sombres (Didier, 1973), les seconds se caractérisent, à l'inverse, par la présence de xénolithes sédimentaires.

A côté de ces 2 grands ensembles, existe, au cœur des chaînes de montagne, un plutonisme bien représenté, formant en général des massifs circonscrits, où l'on voit associés des granitoïdes à biotite-muscovite et des monzogranites à biotite-cordiérite (voir à biotite-grenat); ces deux ensembles peralumineux renfermant aussi assez fréquemment des enclaves microgrenues sombres "basiques". Les relations entre ces granitoïdes hétéromorphes et leurs origines sont mal connues. En effet, il pourrait s'agir aussi bien - (1) de granites de type I fortement contaminés par un encaissant pélitique que - (2) de granitoïdes de type S distincts des leucogranites par les conditions de fusion de leur source et/ou la nature de celle-ci. Si aujourd'hui, l'accord se fait plutôt autour d'une origine crustale (Clemens et al., 1981 ; Halliday et al., 1981 ; Miller, 1985, ...) reste ouvert un vaste débat relatif - (1) à la signification de l'hétéromorphisme des associations à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite (Conquéré, 1969) et - (2) à la présence des enclaves microgrenues sombres basiques (Didier, 1973 ; Cocirca et Orsini, 1986). S'ensuivent ainsi de nombreuses questions quant à la genèse de ces roches et à leurs mécanismes de différenciation (contamination par des magmas basiques? cristallisation fractionnée? réactions péritectiques? ...).

Le Massif Armoricaïn (Bretagne - France) représente une zone privilégiée pour ce type d'étude. En effet, aussi bien au Cadomien qu'à l'Hercynien, il y a mise en place des 3 grands types de granitoïdes précédemment définis. Par exemple, - (1) les granitoïdes calco-alcalins de type I peuvent être représentés par le batholite cadomien Nord-Trégorrois (Auvray, 1979; Graviou, 1984), - (2) les leucogranites de type S par ceux hercyniens du Sud de l'Armorique (Cogné, 1974 ; Bernard-Griffiths et al., 1985) et - (3) les granitoïdes peralumineux à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite par les massifs hercyniens de Huelgoat (Conquéré, 1966, 1969), de Brignogan-Plouescat (Le Guen de Kerneizon, 1975), de S^{te} Anne d'Auray (Le Métour, 1976 ; Audren, 1986), de Commana (Chauris et Garreau, 1983), de Rostrenen (Marcoux, 1980), de l'Île Grande (Albarède et al., 1980 ; Fourcade, 1981) et par le batholite cadomien de Mancellia (Jonin, 1981). Ces derniers sont, comme nous venons de le souligner, moins bien connus d'un point de vue pétrogénétique (exception faite de l'Île Grande). Ils ont donc retenu notre attention et font l'objet de cette étude. Les massifs ayant servi de support à ce travail sont principalement ceux de Huelgoat et de Brignogan-Plouescat et plus succinctement ceux de S^{te} Anne d'Auray et de la Mancellia.

Les buts recherchés se résument donc à un essai de réponse aux 4 questions suivantes :

- 1 - Relations entre granitoïdes peralumineux à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite.
- 2 - Mécanismes de fractionnement de ces granitoïdes.
- 3 - Détermination et signification du magmatisme basique associé.
- 4 - Genèse de ces plutonites.

Afin de répondre au mieux à ces questions, plusieurs méthodes ont été employées. Tout d'abord, un travail de terrain précis a servi de support à cette étude :

- Cartographie des objets géologiques principalement utilisés : les massifs hercyniens de Huelgoat et de Brignogan-Plouescat (buts : définition des principaux types pétrographiques et de leurs relations entre eux).
- Campagne gravimétrique sur le massif de Huelgoat (en collaboration avec J.L. Vignerresse et M. Cannat : Université de Nantes ; appareillage : La Coste Ramberg thermostaté ; buts : répondre au problème longuement débattu de

l'hétéromorphisme lié à une seule venue magmatique ou non).

Cette étude s'est poursuivie en laboratoire. Les principales méthodes utilisées ont été :

- La microscopie optique, les rayons X et le compteur de points (buts : identifier les différentes phases minérales, décrire l'histoire de la cristallisation et quantifier les proportions relatives des minéraux).
- La typologie des zircons (en collaboration avec D. Hermitte : CAESS - Rennes ; buts : déterminer l'origine, la nature et la pétrogenèse des matériaux qu'ils soient acides ou basiques et approcher les mécanismes de contamination).
- La microanalyse électronique (en collaboration avec D. Hermitte : CAESS- Rennes et M. Bonn : Ifremer-Brest ; buts : déterminer les compositions chimiques des diverses phases minérales, déterminer les associations en équilibre, utiliser les géothermomètres disponibles).
- La fluorescence X et l'absorption atomique (analyses effectuées par M. Le Coz et M. Lemoine : CAESS-Rennes ; buts : dosage des éléments majeurs et de quelques éléments traces permettant d'aborder et de quantifier les processus pétrogénétiques).
- La spectrométrie de masse (en collaboration avec J. Bernard-Griffiths, J. Cornichet, F. Martineau, N. Morin et J.J. Peucat : CAESS-Rennes ; buts : datations absolues, recherche des âges des protolithes et détermination des phénomènes de contamination).
- La spectrométrie gamma (activation neutronique instrumentale) : c'est la méthode que j'ai le plus largement utilisée. Toutes les analyses sur minéraux et roches totales ont été effectuées par moi-même au laboratoire P. Sûe, Groupe des Sciences de la Terre (CEA, CEN, Saclay, Gif sur Yvette) sous la direction de J.L. Joron. Cette technique analytique permet le dosage de la plupart des éléments traces (Zr - Sr - Rb - Co - Ni - Cr - Ba - U - Th - Hf - Ta - Cs - Sb - Sc) et des terres rares (La - Ce - Sm - Eu - Tb - Yb - Lu). Les buts recherchés, souvent communs à ceux définis pour la fluorescence X, sont - (1) de modéliser et de quantifier les mécanismes de fractionnement des magmas et leur genèse et - (2) , lorsque cela est apparu nécessaire, de calculer des coefficients de distribution ($K^{m/RT}$) et de définir certains paramètres physiques propres aux différents magmas (fugacité d'oxygène).

Nb : tous les spectres en terres rares de ce mémoire sont normalisés à la chondrite de Leedey (Masuda et al., 1973) légèrement modifiée (Taylor et Gorton, 1977 ; Jahn et al., 1980) .

N° atomique	Elément	Valeurs
57	La	0,315
58	Ce	0,813
60	Nd	0,597
62	Sm	0,192
63	Eu	0,0722
64	Gd	0,259
65	Tb	0,049
66	Dy	0,325
68	Er	0,213
70	Yb	0,208
71	Lu	0,0323

Le plan de ce mémoire se subdivise en 3 grandes parties :

I ère partie : Relations entre granitoïdes peralumineux à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite : exemple du massif hercynien de Huelgoat (Massif Armoricain - France). - Elle se fixe pour but principal la réponse à la 1ère question, mais aussi, par ce premier exemple, - (1) la détermination des mécanismes de fractionnement des roches et - (2) celle des enclaves microgrenues sombres associées.

IIème partie : Autres granitoïdes à cordiérite d'âge Hercynien ou Cadomien dans le Massif Armoricain et les enclaves associées. - Elle a pour buts - (1) d'élargir le débat. - (2) de définir les mécanismes de fractionnement propres à ce type de plutonites et - (3) d'approcher la nature et la signification du magmatisme "basique" associé à travers les enclaves du massif de Brignogan-Plouescat.

IIIème partie : Genèse du plutonisme à cordiérite : exemples armoricains. - Elle propose un modèle de genèse commun à toutes ces roches. Elle définit tout d'abord de façon générale le protolithe à l'origine de ces granitoïdes; puis propose un candidat régional. Enfin, elle discute la contribution d'un magmatisme basique associé à la genèse de ce plutonisme.

Ce travail s'achève par une conclusion générale dans laquelle - (1) les nouveaux résultats régionaux sont synthétisés et - (2) les principaux éléments de réponse, aux 4 questions précédemment posées, discutés.

I PARTIE



PREMIERE PARTIE

**RELATIONS ENTRE GRANITOÏDES PERALUMINEUX A BIOTITE-MUSCOVITE
ET A BIOTITE-CORDIERITE : EXEMPLE DU MASSIF HERCYNIEN DE HUELGOAT
(MASSIF ARMORICAIN - FRANCE).**

En règle générale, les granitoïdes peralumineux à biotite-muscovite (ou à muscovite seule), tels que les leucogranites de la chaîne varisque d'Europe se mettent en place de façon précoce dans des zones relativement profondes (faciès amphibolite). Par contre, les granitoïdes peralumineux porphyroïdes à biotite-cordiérite, de même composition chimique que les précédents, atteignent plus tardivement des zones relativement superficielles (faciès schistes verts). Cette différence de gisement est corrélable avec la nature des associations minérales : "basse température" dans le cas de la paragenèse - quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite + muscovite et "haute température" dans celui de la paragenèse - quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite + cordiérite. Les granitoïdes à cordiérite, parce qu'ils sont "secs et chauds" (Jonin, 1981) ont une capacité ascensionnelle plus importante que celle des granitoïdes à muscovite, "froids et humides". De plus, si ces derniers sont de toute évidence liés à un mécanisme de collision (Autran et Cogné, 1980), il semble par contre difficile de relier les granitoïdes à cordiérite à ce type de mécanisme plutôt qu'à un autre, tel que la subduction.

Ainsi les localisations différentes dans le temps et dans l'espace de ces 2 types hétéromorphes de granitoïdes ne facilitent pas leur étude comparée et la mise en évidence de leurs relations possibles. On peut même se demander s'ils ne résultent pas de mécanismes pétrogénétiques différents et/ou de sources distinctes.

Pour étudier ce problème, j'ai donc recherché un massif s'écartant de cette règle et pouvant être formé par au moins 2 intrusions : l'une à biotite-muscovite, l'autre à biotite-cordiérite. Le massif circonscrit de Huelgoat est apparu comme un bon candidat.

CHAPITRE I : LES GRANDS TRAITs GEOLOGIQUES DU MASSIF DU HUELGOAT ET LES RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES UNITES.

I : LES GRANDS TRAITs GEOLOGIQUES DU MASSIF DE HUELGOAT .

1) Cadre géologique et travaux antérieurs :

a) cadre géologique : Le massif hercynien de Huelgoat, petit corps plutonique circonscrit de 110 km², se situe à l'ouest du domaine centre armoricain (Figure 1). Intrusif au coeur d'une antiforme de terrains briovériens et paléozoïques, il y développe un métamorphisme de contact qui atteint le faciès des cornéennes à horblende (Conquéré, 1966 ; Darboux et al., 1977).

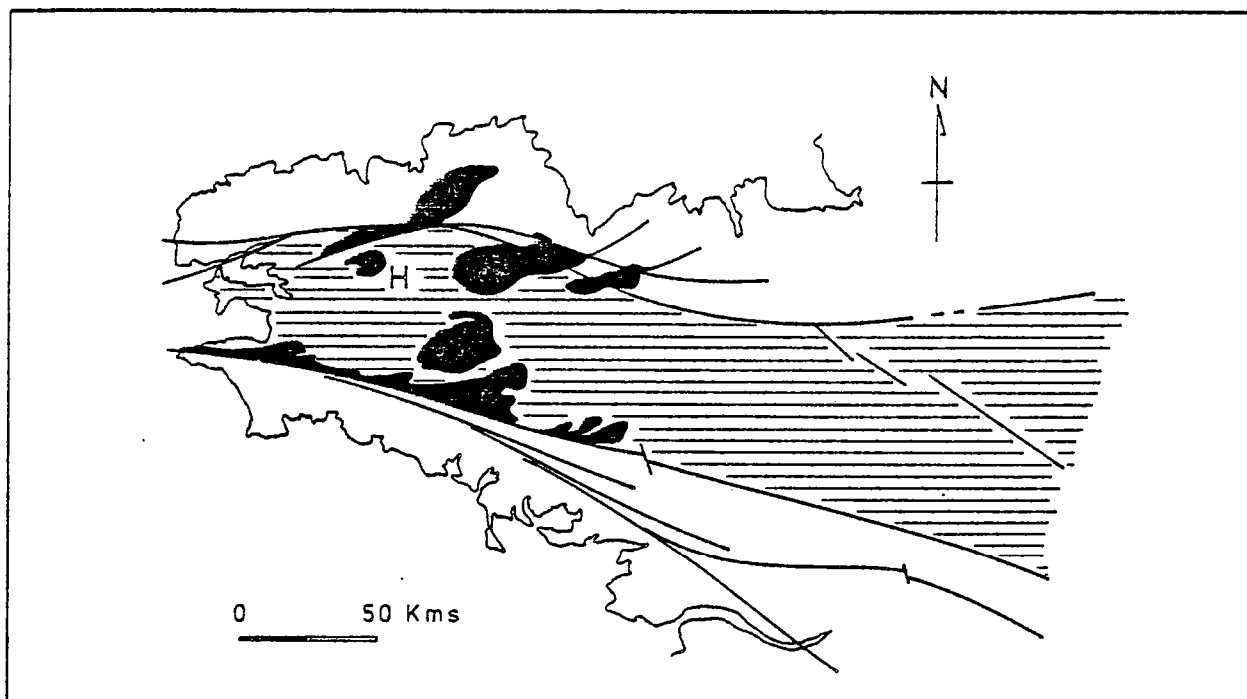


Figure 1 : Localisation du Massif de Huelgoat (H) au sein des granitoïdes hercyniens (noirs) du domaine centre armoricain (hachuré) (d'après Cogné - 1974).

b) travaux antérieurs : Dès 1886, ce massif retient l'attention de Barrois qui -(1) le cartographie et -(2) en fait la description dans un compte-rendu de la Société Géologique de France.

Plus tard Conquéré (1966, 1969), définit et cartographie précisément les principales unités de ce massif. Cet auteur y reconnaît 2 principaux types pétrographiques : l'un composé par les granites à biotite-muscovite de La Feuillée-Berrien et l'autre comprenant les granites à biotite-cordiérite de Huelgoat, du Cloître et de Leintan. Il interprète ces 2 ensembles comme des équivalents hétéromorphes provenant d'un magma parent unique. Plus récemment, Momo (1975) reprend l'étude pétrologique de ce massif sans en modifier la cartographie et en s'attachant plus particulièrement aux aspects radiogéologiques (U, Th). Il met en évidence, entre autre, le caractère global peu uranifère de ce massif comparé aux leucogranites. Son âge retient aussi l'attention de nombreux auteurs (Deutsh et Chauris, 1960,...); les uns se basant sur les données structuro-stratigraphiques, les autres sur des études radiochronologiques. Les premiers (Darboux, 1980 ; Rolet, 1982 ; Barrière et al., 1977, 1983) proposent une mise en place syntectonique mais tardi-phase bretonne (post Faménien et anté Strunien); les seconds (Peucat et al., 1979) définissent une isochrone Rb-Sr donnant un âge à 336 ± 13 Ma ($I_{Sr} : 0,7071 \pm 0,0004$). L'accord entre ces 2 méthodes cale ainsi dans le temps sa mise en place au Faménien terminal.

2) Cartographie et données structurales :

a) cartographie : Sur la base des données précédentes (Conquéré, 1966), une nouvelle étude de terrain a permis - (1) de confirmer le caractère allochtone (métamorphisme de contact, contacts intrusifs) et tardi-phase bretonne de ce massif, et - (2) de mettre en évidence, en son sein, 3 unités distinctes (Figure 2).

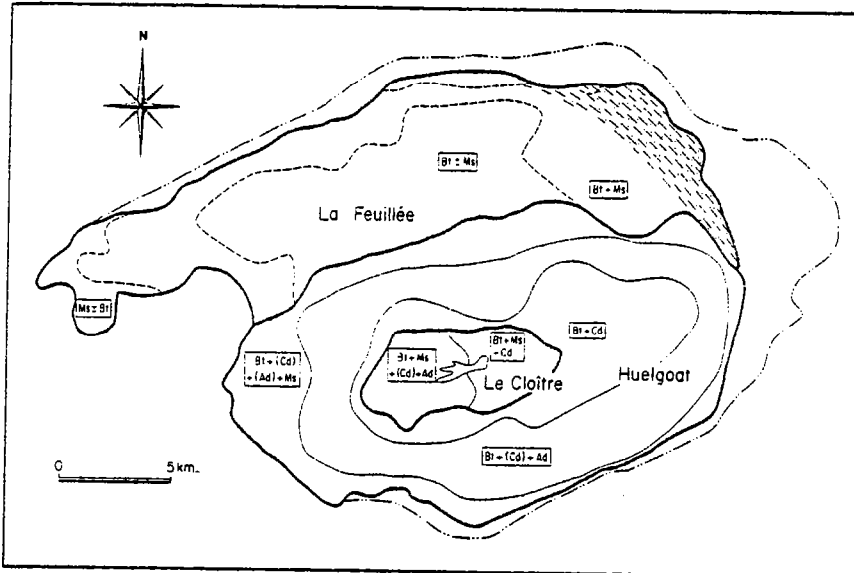


Figure 2 : Esquisse cartographique des 3 unités du Massif de Huelgoat (La Feuillée, Huelgoat, Le Cloître) et des associations minérales correspondantes. (trait en pointillé : passage progressif ; trait plein : passage réactionnel, tirets et points : zone ayant subi des phénomènes deutériques ; double point-trait : auréole de métamorphisme de contact ; () : minéral non stable dans l'association ; Bt : biotite ; CD : cordiérite ; Ad : andalousite ; Ms : muscovite).

- Le granite de La Feuillée : Cet ensemble forme la partie Nord du massif. C'est une roche à gros grain et à mégacristsaux de feldspath potassique qui évolue progressivement depuis une partie centrale à biotite prédominante jusqu'à une bordure à grain plus fin où le mica est principalement représenté par de la muscovite, en passant par un granite à 2 micas. C'est dans la partie Nord-Est de cette unité que se développent les phénomènes deutériques décrits par Chauris (à paraître). On y reconnaît aussi localement quelques enclaves microgrenues sombres (Didier, 1973) et des filons.

- Le granite de Huelgoat : Cette unité, concentrique, forme la majeure partie du Sud du massif et semble recouper l'intrusion de La Feuillée. Elle se distingue de la précédente non par sa taille de grain ou par l'absence de mégacristsaux de feldspath potassique mais par la présence de cordiérite automorphe plus ou moins pinitisée. Cette unité montre une évolution discontinue. Au coeur, on distingue un ensemble à biotite-cordiérite contrastant avec les roches périphériques à quartz globuleux et andalousite. Tout à fait en bordure, et particulièrement au Nord et au Nord-Ouest, la muscovite apparaît. Ajoutons à ceci qu'à l'Ouest s'individualise une zone à arènes relativement riche en tourmaline dont l'extension ne dépasse pas le contact granite de Huelgoat-granite de La Feuillée. Cette zone est considérée comme pouvant être liée à des transformations géomorphologiques récentes faisant suite à des phénomènes deutériques anciens (Chauris, com. pers.). Enfin, outre les filons peu nombreux, il existe aussi localement au moins 3 types d'enclaves. Les premières, d'origine sédimentaire, forment 2 grandes masses cartographiables dans la partie Est de l'intrusion. Les secondes, rares, sont de type microgrenu sombre. Enfin, les troisièmes, à grain fin et cordiérite, sont assimilables au dernier type pétrographique constituant ce massif : le granite du Cloître.

- Le granite du Cloître : Situé au centre de l'intrusion de Huelgoat, cet ensemble, constitué d'une roche sombre à claire, à pâte finement grenue, à mégacristsaux de feldspath potassique et cordiérite, est interprété par Conquéré (1969) comme une vaste enclave montrant, contrairement aux précédents cas, une évolution Est-Ouest (associations : biotite + muscovite + cordiérite - biotite + muscovite + (cordiérite) + andalousite). Cette unité renferme aussi quelques enclaves microgrenues sombres. Enfin, en son centre, existe une roche aplitique à cordiérite désignée par Conquéré (1969) sous le nom d'aplite de Coat Mocun. Comme nous le verrons plus loin, ce type s'intègre parfaitement à l'ensemble du Cloître.

Cette présentation cartographique sommaire va dans le sens de la juxtaposition d'intrusions indépendantes à bords francs et permet d'entrevoir une chronologie relative de mise en place (1 : La Feuillée; 2 : Le Cloître-Huelgoat).

b) données structurales : L'aspect structural n'est abordé ici qu'à travers la recherche des marqueurs de la déformation finie. Les objets les plus couramment utilisés dans les granitoïdes sont :

- 1 - les mégacristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad.
- 2 - les enclaves microgrenues sombres.
- 3 - les schlierens.
- 4 - les micas primaires.

C'est principalement le premier type d'objets qui a retenu notre attention. Le repérage du parallélisme des faces (010) des feldspaths potassiques ainsi que leurs pendages définissent une foliation (ou texture planaire); la linéation pouvant alors être obtenue à l'aide des axes "C". Cette linéation reste cependant difficile à cerner par cette méthode. L'analyse structurale est aussi classiquement complétée par l'étude des joints secs ou minéralisés (Marre, 1982). Ceux-ci ont toujours des relations géométriques simples avec les textures précédemment citées et se disposent en 3 systèmes grossièrement perpendiculaires entre eux. Ce sont les joints parallèles qui ont la même direction et le même pendage que les objets définissant la foliation qui ont servi à cette approche. C'est ainsi qu'à été obtenue l'esquisse structurale de ce massif (Figure 3). Elle confirme le caractère concentrique de l'unité de Huelgoat et montre la difficulté de concevoir un quelconque passage progressif entre les formations de Huelgoat et de La Feuillée; cette dernière apparaissant comme un corps incomplet et orienté S.W-N.E. De plus, couplée aux données gravimétriques, cette étude permettra ultérieurement de proposer un modèle architectural de mise en place. Postérieurement à la mise en place des granites, un réseau important de fractures de direction principale N.W-S.E affecte le massif.

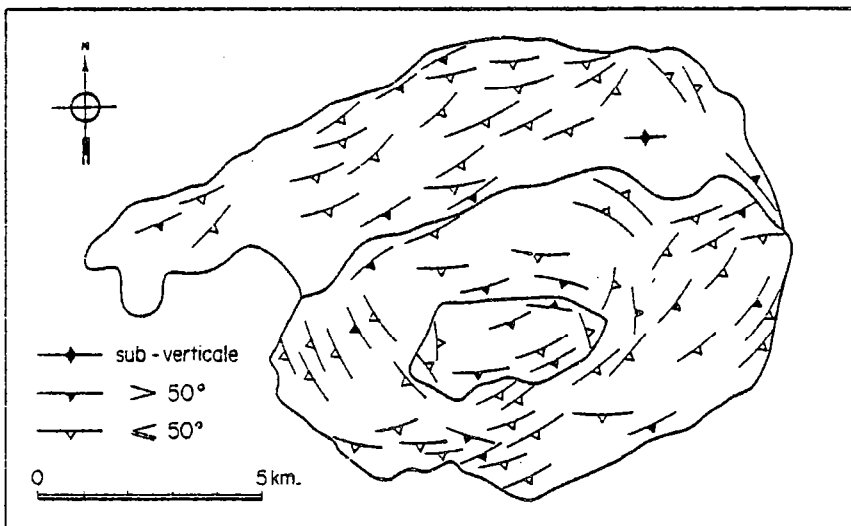


Figure 3 : Esquisse cartographique des foliations (ou texture planaire) dans le Massif de Huelgoat.

Après cette présentation sommaire de l'ensemble des granites du massif de Huelgoat et avant d'entreprendre l'étude détaillée des différentes unités, il est nécessaire de répondre à la question : le massif de Huelgoat représente-t-il - (1) une intrusion unique composée de roches hétéromorphes, ou - (2) une juxtaposition de plutons indépendants à bords francs?

II : RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES UNITES.

Afin de répondre à la question précédemment posée, des arguments cartographiques, structuraux, modaux, chimiques, géochronologiques et gravimétriques, ont été employés. Tous convergent vers l'hypothèse d'intrusions indépendantes à bords francs.

1) Apport des données cartographiques et structurales:

Seules les relations entre les granites de Huelgoat et du Cloître (Figure 2) sont directement visibles. En

effet, - (1) leurs contacts sont toujours francs et tranchés, - (2) la disposition des différents faciès du granite du Cloître orientés Nord-Sud, est en opposition avec l'évolution concentrique du granite de Huelgoat et - (3), il existe, au sein de l'unité de Huelgoat, de petites enclaves du granite du Cloître. Toutes ces informations font, de ce dernier, un corps plutonique enclavé et chronologiquement antérieur au granite de Huelgoat.

De même, bien que le contact entre les unités de Huelgoat et de La Feuillée n'ait jamais pu être observé directement, le passage est rapide et l'allure des foliations ainsi que la cartographie générale laissent supposer l'antériorité du granite de La Feuillée. Par contre, aucune relation ne peut être mise en évidence entre les granites du Cloître et de La Feuillée.

2) Apport des analyses modales et chimiques:

Les relations entre granite de Huelgoat - granite de La Feuillée d'une part et granite de La Feuillée - granite du Cloître d'autre part, n'ayant pu être établies de façon définitive, elles sont donc reconsidérées à partir des analyses modales et chimiques (celles-ci étant présentées ultérieurement). Cette approche, qui prend comme support les précédentes données, est axée sur la répartition cartographique de quelques éléments. Elle n'est que qualitative et ne suit pas une démarche du type "Trend surface analyse". Elle se fixe comme seul but la confirmation de la tendance. Les éléments utilisés sont d'une part, pour les analyses modales, le quartz et d'autre part, pour les éléments majeurs : TiO_2 , MgO et CaO .

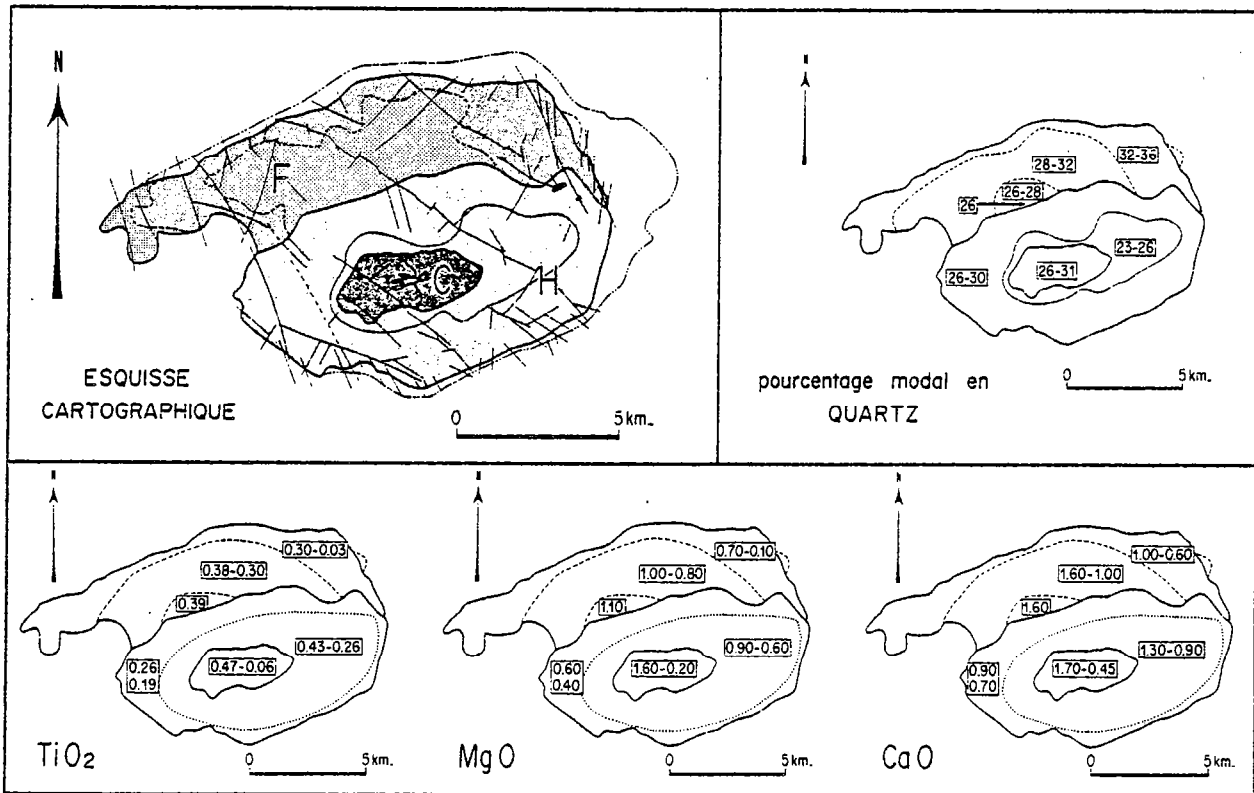


Figure 4 : Variations des proportions (%) en quartz et des teneurs en TiO_2 , MgO , CaO , en fonction des différentes unités reconnues dans le massif de Huelgoat.

Les résultats obtenus sont synthétisés par la figure 4. Ils confirment les principaux points précédemment étayés sans pour autant, vues les faibles variations obtenues et la démarche choisie, permettre une conclusion définitive.

3) Apport des données radiochronologiques:

Dans la recherche de preuves formelles du caractère polygénique du massif de Huelgoat, les données radiométriques sont aussi apparues comme l'un des outils pouvant apporter certaines contraintes. C'est la méthode Rb-Sr qui a été utilisée.

a) Historique : Depuis les travaux de Peucat et al. (1979), l'âge de cet ensemble, interprété comme celui de la mise en place, est bien déterminé (336 ± 13 Ma). Cependant, le petit nombre d'analyses n'avait jusqu'ici pas permis une quelconque distinction entre les unités. C'est pourquoi une nouvelle étude a été entreprise intégrant 12 nouveaux échantillons de roches totales et 1 biotite (5 pour le granite de La Feuillée, 2 pour le granite du Cloître et 5 pour le granite de Huelgoat + la biotite). Les conditions analytiques retenues ici sont les mêmes que celles employées lors du précédent travail. La totalité des résultats analytiques (données, extraites de Peucat et al.- 1979 plus ce travail, sont reportés en annexe). Les erreurs sont données à 2σ .

b) Résultats analytiques :

. Granite de La Feuillée : Les points analytiques de cinq des six échantillons étudiés (le sixième étant chloritisé) définissent un alignement autour d'une droite correspondant à un âge de 329 ± 43 Ma ($i_{Sr} = 0,7069 \pm 0,0014$). La valeur très élevée du MSWD (=22) traduit une très sensible dispersion des points autour de la droite ainsi qu'un faible étalement des rapports Rb/Sr; d'où l'imprécision importante sur l'âge obtenu. Cette droite est donc une erreurchrone plutôt qu'une isochrone.

. Granite du Cloître : Les cinq échantillons analysés définissent une isochrone correspondant à un âge de 347 ± 12 Ma ($i_{Sr} = 0,7063 \pm 0,0008$). Les faibles erreurs sur l'âge et le rapport initial (MSWD = 3,4) permettent d'interpréter cet âge comme celui de la mise en place.

. Granite de Huelgoat : Les points représentatifs de huit échantillons analysés définissent une "pseudo-isochrone" dont la pente correspond à un âge de 332 ± 22 Ma ($i_{Sr} = 0,7073 \pm 0,0020$). Le MSWD (= 4,7) traduit principalement le faible étalement des rapports Rb/Sr des roches totales (1,5 à 3,1), d'où l'erreur importante sur l'âge et le rapport initial. Enfin, l'âge ponctuel calculé à partir du couple biotite - roche totale (éch : 82.206) donne une valeur de 303 ± 6 Ma et une intersection avec la droite $^{87}Sr/^{86}Sr$ de $0,7104 \pm 0,0009$ (Figure 5).

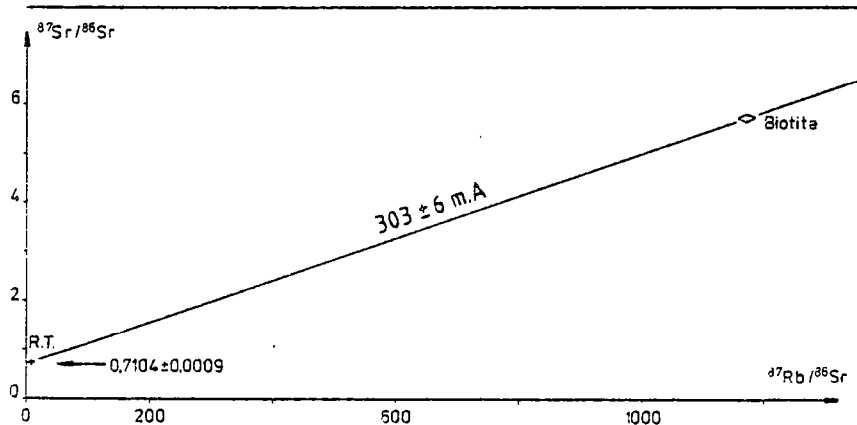


Figure 5 : Diagramme Rb-Sr roche totale (82-206 ; analyse n° 7373) - biotite d'un échantillon du granite de Huelgoat.

c) Discussion et conclusion : Les données géochronologiques disponibles ne permettent pas d'établir une quelconque chronologie relative (Tableau 1).

Unité	Age (M.a)	Rapport I Sr	MSWD
La Feuillée	329 ± 43	$0,7069 \pm 0,0014$	22,0
Le Cloître	347 ± 12	$0,7063 \pm 0,0008$	3,4
Huelgoat	332 ± 22	$0,7073 \pm 0,0020$	4,7

Tableau 1 : Résultats analytiques (Rb-Sr) obtenus dans les 3 unités constituant le massif granitique de Huelgoat.

Ces âges sont interprétés comme ceux de la mise en place des diverses intrusions mais avec des recouvrements des marges d'erreur très importantes et non significatives. C'est pourquoi, l'ensemble des données (18 échantillons) peut être traité globalement. Dans le diagramme $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = f \ ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, les points analytiques s'alignent alors autour d'une droite de référence donnant un âge de 340 ± 9 Ma, un rapport isotopique initial du strontium de $0,7066 \pm 0,0007$ et un MSWD de 4,0 (Figure 6). Cet âge, en accord avec le précédent (Peucat et al., 1979), correspond à la période de mise en place de l'ensemble du massif.

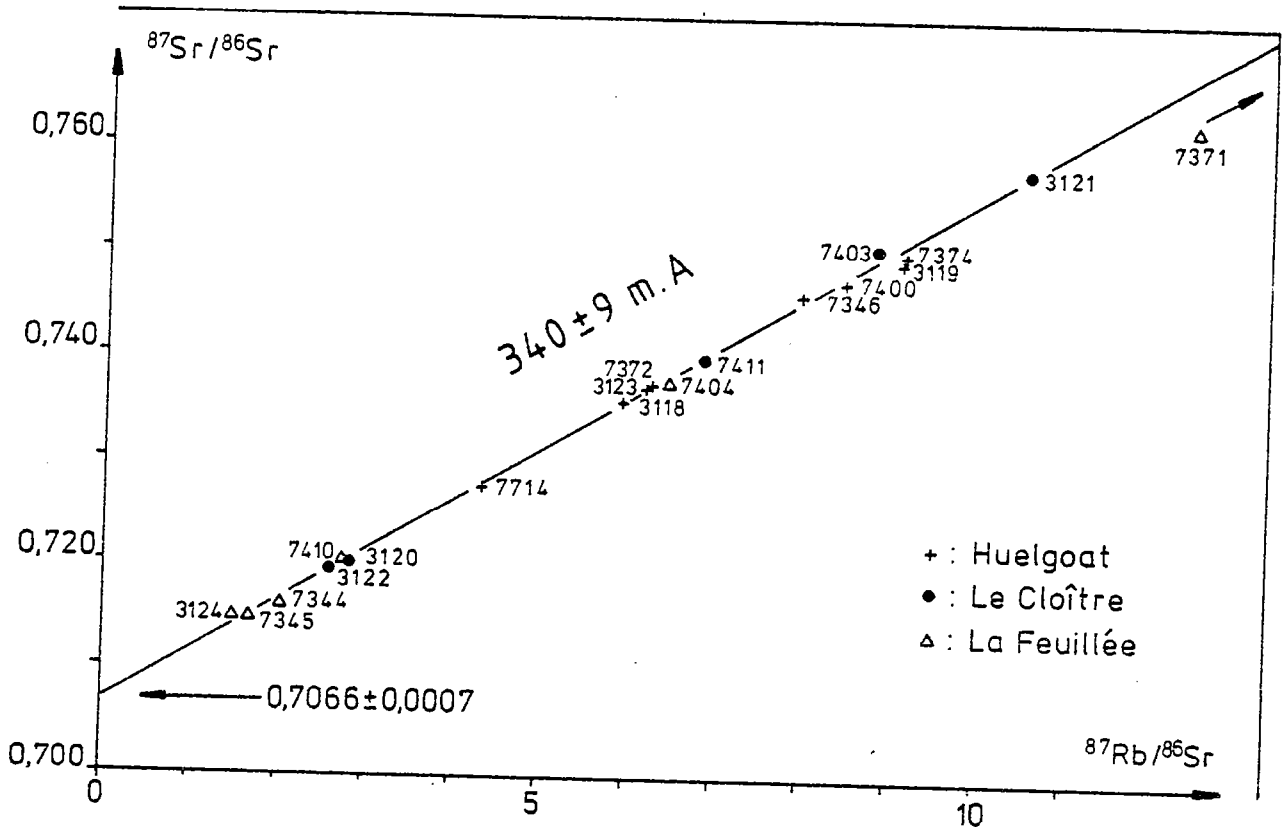


Figure 6 : Diagramme Rb-Sr (Roches totales) de l'ensemble des 3 intrusions constituant le Massif de Huelgoat.

L'importance des erreurs calculées, traduite par les valeurs élevées des MSWD, est explicable de 2 façons différentes. D'une part, il est possible d'envisager une mise en place successive des magmas dans un encaissant partiellement visqueux ne permettant pas une fermeture complète des systèmes radiométriques entre chaque intrusion. Mais plus probablement, il est nécessaire de rechercher la dispersion (comme nous le verrons ultérieurement) dans l'origine des matériaux sources. Mais, ce qui reste tout à fait envisageable est la combinaison des 2 processus dans des proportions variables.

Enfin, l'âge de 303 ± 6 Ma obtenu sur le couple biotite - roche totale, scelle définitivement la fin de l'histoire thermique de la région au Westphalien et est compatible avec les âges les plus récents connus dans cette région (Peucat et al., 1979, 1984). Bien que cette méthode ne permette aucune chronologie relative, elle a du moins le mérite, vis à vis du problème posé, de montrer que le laps de temps entre les diverses venues magmatiques est court.

4) Apport des données gravimétriques:

Bien que les précédentes données convergent vers l'hypothèse d'intrusions emboîtées, seules les données

gravimétriques ont permis définitivement de trancher entre les 2 hypothèses (ensemble hétéromorphe continu ou intrusions indépendantes). Compte-tenu que la densité d'un corps granitique est en général plus faible que celle de son encaissant sédimentaire, l'étude gravimétrique est employée pour déterminer en profondeur la forme d'un massif, sachant que celui-ci crée dans le champ de pesanteur, une anomalie négative.

Les données gravimétriques jusqu'à présent disponibles se limitaient aux levés BRGM (1967 - carte gravimétrique de la France). Si l'exploitation brute de ces données avait permis à Vignerresse (1978, 1983) d'avoir une idée de la forme de ce massif (grossièrement conique) et de ses profondeurs d'enracinement (≈ 4 km), la maille utilisée et le contraste de densité unique employé n'avaient pas permis la caractérisation en profondeur des différentes unités et l'établissement de leurs relations mutuelles. C'est pourquoi, une nouvelle campagne de mesures a été réalisée. La maille beaucoup plus serrée qui a été choisie est inférieure au kilomètre et correspond à 206 points de mesure; d'où une densité supérieure à un point au km^2 . Après traitement des données brutes et retrait de l'effet régional, une carte "anomalie de Bouguer - régional" est alors obtenue (Figure 7). Celle-ci dessine une structure concentrique fermée correspondant bien, en première approximation, à un ensemble plutonique individualisé par rapport aux autres corps et structures avoisinantes. Le massif de Huelgoat apparaît donc comme parfaitement circonscrit. A partir de cette donnée de base, la structure en profondeur du ou des corps peut être envisagée. Afin d'approcher au plus près les formes en profondeur, le contraste de densité est obtenu non à partir de valeurs constantes, comme c'est le plus souvent le cas, mais suivant des densités variables correspondant aux divers types pétrographiques. Une fois cette répartition effectuée et qui a l'avantage de correspondre au plus près à la réalité géologique (Georget et al., à paraître), le calcul est réalisé suivant la méthode préconisée par Vignerresse (1983). Les profondeurs obtenues sont alors reportées sur une nouvelle carte (Figure 8). La précision est estimée à 20%.

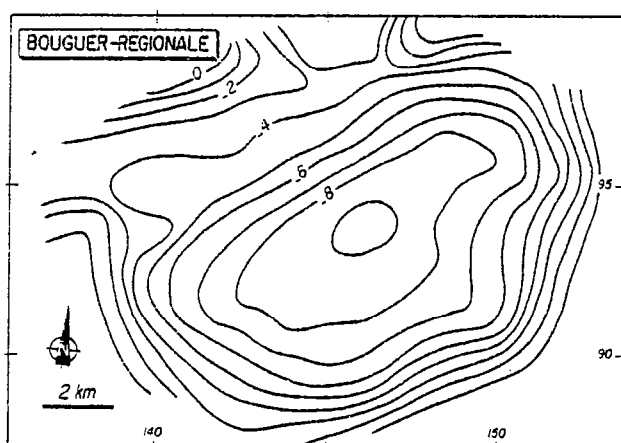


Figure 7 : Carte des anomalies de Bouguer corrigée de l'effet régional induit par les structures et corps avoisinants (Massif de Huelgoat).

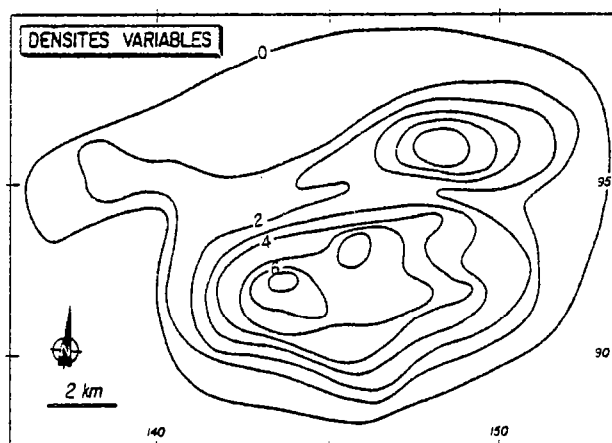


Figure 8 : Carte d'isoprofondeur du plancher des corps granitiques constituant le Massif de Huelgoat.

Cette carte représente la profondeur du contact entre des corps de densités différentes. On admet que cette surface correspond au plancher du massif granitique. Tout d'abord, remarquons que la valeur du zéro de la surface gravimétrique coïncide globalement avec les limites cartographiques du massif (Figure 9). L'accordance n'est pas parfaite pour des raisons de différence de niveau (un choix légèrement différent du niveau de base de la régionale reviendrait à changer le niveau de base "topographique").

L'interprétation qui passe par la lecture de la carte des isoprofondeurs du plancher et des faciès reconnus à l'affleurement (Figure 9) est nettement simplifiée par l'élaboration de coupes à travers le massif (Figure 10). Tout d'abord, l'analyse de la carte (Figure 9) montre l'existence de 2 anomalies gravimétriques correspondant aux zones de racines : l'une au centre de l'intrusion de Huelgoat et l'autre dans la partie Est du granite de La Feuillée; le contact entre les 2 intrusions étant particulièrement bien marquée par la courbe d'isoprofondeur -2 kms. Si la zone d'enracinement (≈ 7 kms) de l'intrusion de Huelgoat se détache bien (profil C-D; Figure 10), par contre, aucune racine est discernable pour le granite du Cloître. Le caractère enclavé de ce dernier se trouve ainsi tout à fait confirmé. De même, la coupe A1 - B1 (Figure 10) met en évidence, sans équivoque possible, l'indépendance des 2 principales unités et

démontre l'antériorité de l'intrusion de La Feuillée par rapport à celle de Huelgoat qui le recoupe.

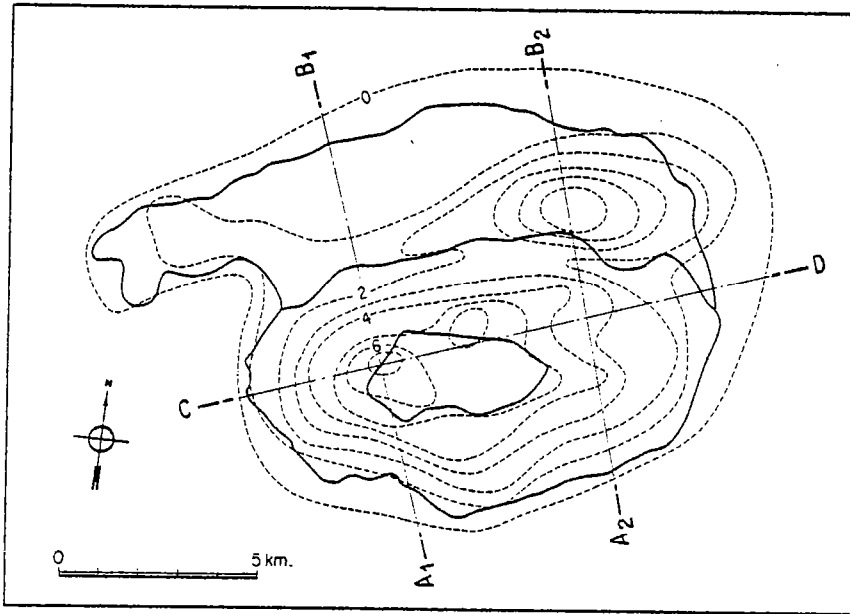


Figure 9 : Carte d'isoprosfondeur du plancher des corps granitiques (densité variable) comparée aux contours géologiques du Massif de Huelgoat et position des 3 coupes proposées : C-D ; A1-B1 ; A2-B2.

Enfin, la coupe A2 - B2 (Figure 10) montre l'enracinement de l'intrusion de La Feuillée (≈ 5 kms) et confirme les précédentes conclusions. Couplée aux différentes mesures de foliation, cette étude permet de proposer un schéma architectural en 3 dimensions (Figure 11).

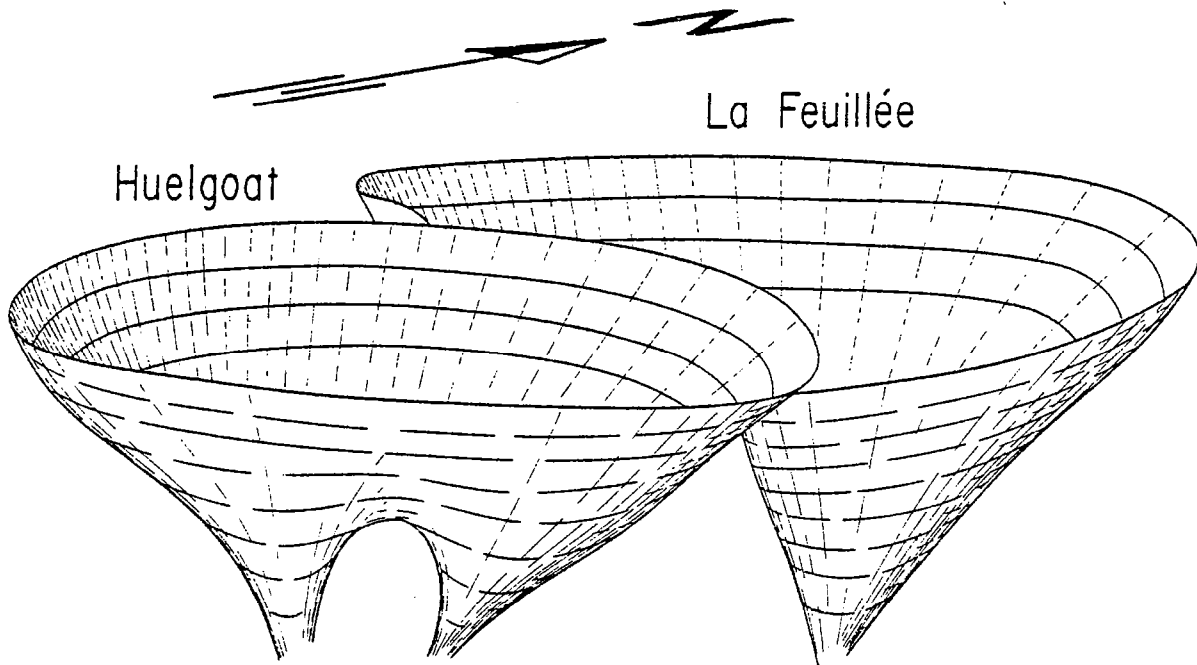


Figure 11 : Schéma architectural du Massif de Huelgoat.

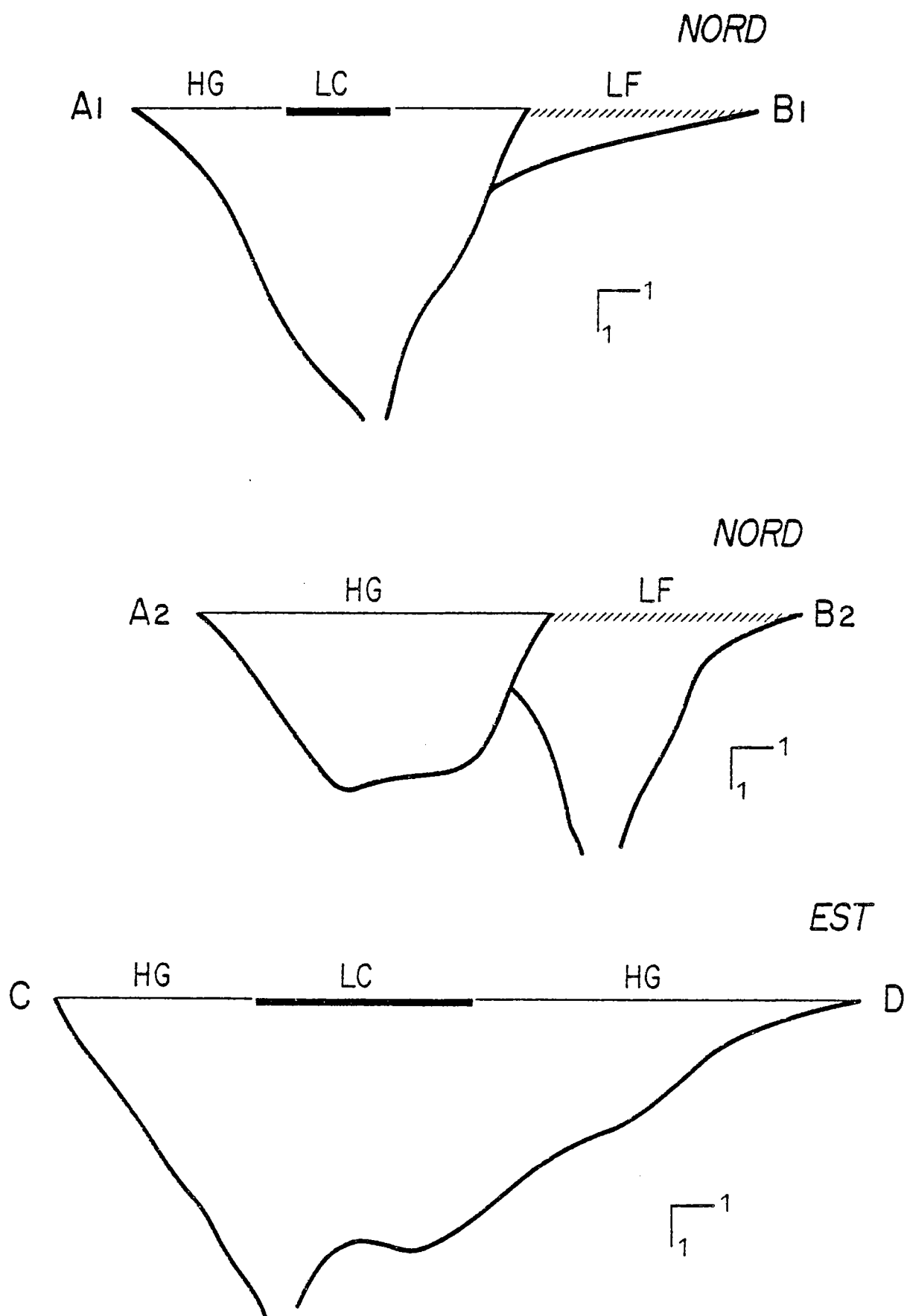


FIGURE 10 : Coupes montrant la profondeur du plancher (km) des plutons du Massif de Huelgoat selon les 3 profils proposés dans la figure 9 (échelle 1-1 : kilomètre)

LF : La Feuillée ; LC : Le Cloître ; HG : masse granitique principale de Huelgoat.

De cette étude, il ressort que :

- les relations entre les intrusions de Huelgoat et de La Feuillée sont désormais clairement indiquées (indépendance).
- le caractère enclavé du granite du Cloître est pleinement confirmé.

5) Conclusion:

L'approche pluridisciplinaire (cartographie, structure, mode, chimie, géochronologie et gravimétrie) du problème posé - hétéromorphisme ou polygénèse - permet :

- 1 - de définir le massif de Huelgoat en termes de juxtaposition de plutons indépendants à bords francs et d'intrusions emboîtées dans un cas (Huelgoat - La Feuillée) et enclavées (Le Cloître), dans l'autre.
- 2 - de proposer une chronologie relative de mise en place; à savoir : (a) intrusion de La Feuillée, (b) granites de Huelgoat et du Cloître (avec le Cloître antérieur à Huelgoat).
- 3 - de montrer que l'ensemble des mises en place des granites a lieu durant un laps de temps court : autour de 340 ± 9 Ma.
- 4 - de poursuivre ce travail par l'étude en parallèle de ces diverses intrusions.

CHAPITRE II : PETROGRAPHIE, MINERALOGIE, ORDRE DE CRISTALLISATION ET COMPOSITION MODALE DES INTRUSIONS DU MASSIF DE HUELGOAT.

Cette étude prend comme terme principal l'unité la plus importante du massif : le granite de Huelgoat, à laquelle sont comparés les granites du Cloître et de La Feuillée.

I : DESCRIPTION MINERALOGIQUE.

1) L'intrusion de Huelgoat:

Macroscopiquement, il s'agit d'une roche grenue à gros grain, à mégacristaux de feldspath potassique et à cordiérite automorphe. En lame mince, la texture est monzonitique. Les minéraux principaux sont : le quartz, les 2 feldspaths, la cordiérite et la biotite. Les minéraux accessoires sont : la muscovite, l'apatite, le zircon, les opaques, l'andalousite, la sillimanite, la monazite, le xénotime, la tourmaline et le leucoxène.

Rappelons que cette intrusion comprend 3 faciès : coeur, intermédiaire, bordure. L'andalousite n'apparaît qu'à partir du faciès intermédiaire. Quant à la muscovite, elle caractérise celui de bordure.

Le quartz : Il se présente sous plusieurs habitus :

- grandes plages xénomorphes constituées de plusieurs cristaux engrenés. Les inclusions y sont rares et de petite taille (biotite - plagioclase - minéraux opaques).
- cristaux arrondis, automorphes, inclus dans le feldspath potassique, le plagioclase et la cordiérite.
- veinules et chapelets (petites fractures).
- gouttelettes dans les myrmékites en bourgeons.
- en association symplectite avec de la muscovite.

Le feldspath potassique : Il se présente sous 2 aspects :

- phénocristal pouvant atteindre 6-7 centimètres.
- individu xénomorphe.

C'est en général une orthose perthitique. Les individus xénomorphes contiennent peu d'inclusions. Ces dernières, jamais orientées, sont principalement représentées par du quartz, de la biotite, du plagioclase et quelques minéraux accessoires.

Dans les mégacristaux, les inclusions sont abondantes. Celles-ci ne sont jamais orientées au coeur du cristal hôte. Par contre, en périphérie, elles prennent une disposition parallèle aux plans cristallins du feldspath. Ces alignements forment alors plusieurs couches concentriques successives. Les inclusions centrales sont représentées par de petits cristaux peu nombreux de quartz et de cordiérite et par de grands individus automorphes de biotite et de plagioclase. Quant aux inclusions périphériques, elles sont toujours de petite taille; ce sont des biotites et des plagioclases.

Le plagioclase : Toujours automorphe, il se divise en 2 types :

- celui inclus dans les mégacristaux de feldspath potassique.
- celui de la matrice.

Les premiers sont zonés, à coeur d'oligoclase ($\approx An_{20}$) et à périphérie plus sodique. Les seconds ont un coeur légèrement moins calcique (An_{17}). Dans tous les cas, la zonation est normale et est, le plus souvent, soulignée par une légère altération séricitique. Tous ces individus sont mâclés albite, mais présentent parfois aussi la macle du péricline. Les associations en synneusis se rencontrent fréquemment. Mais, le plus souvent, il ne s'agit que d'un accollement entre 2 cristaux sans auréole plus sodique. Les individus incorporés dans les mégacristaux de feldspath potassique renferment peu d'inclusions; contrairement à ceux de la matrice. Ces inclusions ne sont jamais orientées et sont représentées par de la biotite subautomorphe, du plagioclase zoné plus calcique, du quartz et de la cordiérite.

La cordiérite : Elle se présente sous 3 aspects :

- en individus automorphes, de grande taille (1 à 2 cms), souvent phyllitisés et pinitisés.

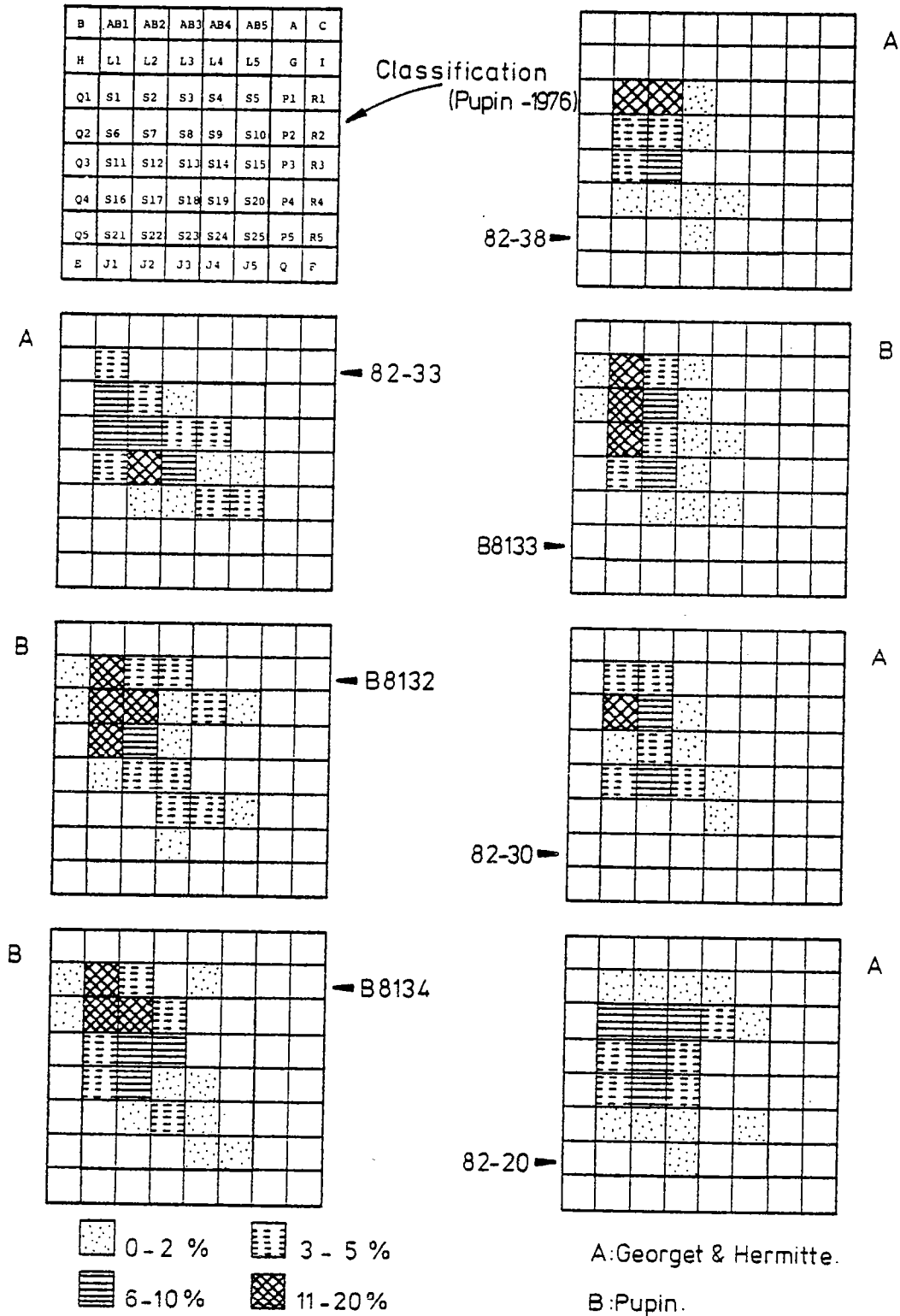


Figure 12 : Répartition typologique des populations de zircons d'après la classification de Pupin (1976)
(Huelgoat : 82.38, 82.33, B 8132, B 8133 ; Le Cloître : 82.30, B 8134 ; La Feuillée : 82.20).

- en cristaux automorphes, de plus petite taille, et en général inclus dans les mégacristaux de feldspath potassique.
- sous forme de "fantômes" de très petite taille inclus dans les plagioclases et les biotites.

Seuls, les grands individus automorphes possèdent des inclusions (quartz sub-automorphes, biotite, apatite). Leur étude permet de comprendre le mécanisme d'altération de ce minéral. En effet, un mica de couleur jaune verdâtre en lumière naturelle, se développe sur les bordures du minéral et selon les "planchers" caractéristiques de la cordiérite. Perpendiculairement à ceux-ci, et parfois de façon oblique, se développe une substance jaunâtre, assez réfringente, en lumière naturelle et isotrope en lumière polarisée. C'est la pinite. Cette hydro-muscovite se localise plus rarement sur les bordures des cordiérites.

La biotite : Ce minéral, automorphe à sub-automorphe, possède un fort pléochroïsme brun-rouge à incolore. Il est parsemé de nombreux halos pléochroïques, témoins de l'importance des minéraux uranifères et thorifères en inclusion, (zircon, monazite, xénotime). Les autres minéraux inclus sont des apatites globuleuses assez abondantes et plus rarement de tous petits cristaux de cordiérite. Sur les faces basales se détachent de fines aiguilles de sagénite. La chloritisation de la biotite est, en général, peu prononcée.

La muscovite : Elle se subdivise en 3 types principaux :

- le premier correspond à des individus mal cristallisés, associés le plus souvent à du quartz et se développant aux dépens des mégacristaux de feldspath potassique.
- le second est lié à l'altération des cordiérites (hydromuscovite).
- le troisième est beaucoup moins fréquent. Il est localisé, en général, dans les échantillons situés en bordure de l'intrusion. Il se caractérise par de petites lattes automorphes souvent incluses dans la biotite.

L'apatite : Elle est globuleuse et dans la majorité des cas incluse dans la biotite. Elle renferme parfois des inclusions de minéraux opaques voire de zircons.

Le zircon : Ce minéral, relativement sombre, est presque uniquement inclus dans les biotites. Les minéraux séparés montrent une population relativement homogène. Les individus sont allongés et possèdent le plus souvent un noyau hérité et un cortex zonaire marqué. Cette population se regroupe autour des types L1, S1, S2 et S6 (Figure 12), indiquant pour ces roches un fort caractère crustal (Pupin, 1976, 1980).

Les minéraux opaques : Ils sont peu nombreux et principalement inclus dans les biotites.

L'andalousite : Elle est automorphe, sans inclusion et, le plus souvent, entourée d'un fin liseré de muscovite. En lumière naturelle, elle présente un coeur pléochroïque rose pâle à incolore et une périphérie limpide. Elle est, le plus souvent isolée ou en amas de 3 à 4 petits individus. Elle se localise, en général, à proximité de la cordiérite.

La sillimanite : Elle n'a été observée que dans un seul échantillon situé en bordure Nord de l'intrusion. C'est de la fibrolite.

La monazite et le xénotime : Ces minéraux sont difficilement identifiables optiquement. Ils ont été mis en évidence par les rayons X, à partir d'un concentré de minéraux lourds. Ils sont inclus dans les biotites.

La tourmaline : Ce minéral, jaune-orangé en lumière naturelle, est peu abondant. Il est surtout présent dans la partie ouest de l'intrusion. Il est interstitiel et poecilitique.

Le leucoxène : Il n'a été observé que dans une seule lame. Bien qu'il puisse provenir de l'altération d'une ilménite, son appartenance à la paragenèse des granites de Huelgoat reste hypothétique; il peut être hérité.

Pour compléter cette description, il convient de prendre en considération un faciès particulier (200 x 100 m). Il s'agit d'une roche (éch : 82.33) de même composition minéralogique que celle du faciès commun du granite de Huelgoat mais possédant une taille de grain plus faible et une texture à tendance granophyrique. Cependant, sa population de zircons (noyau hérité et cortex zonaire marqué), regroupée autour du type S12 (Figure 12) s'intègre à la série de Huelgoat. Comme l'ensemble des données le montrera, elle est génétiquement liée à cette intrusion et représente un des termes les moins fractionnés. En fait, ce faciès correspond probablement à une bordure précoce recoupée et enclavée ultérieurement par une nouvelle poussée ascensionnelle du magma à l'origine du granite de

Huelgoat.

2) Le granite du Cloître:

Comparées au granite de Huelgoat, minéralogie et texture sont semblables. Exception faite de la taille du grain, la différence la plus marquante est la présence dans tous les échantillons de petites lattes de muscovite dans les biotites. Cette muscovite devient très abondante dans certains faciès où elle forme de grands individus, automorphes, accolés aux biotites.

Le feldspath potassique se présente parfois en mégacristsaux, mais le plus souvent s'exprime sous forme de grandes plages xénomorphes légèrement perthitiques, la presque totalité des autres minéraux s'y trouvant inclus. Les plagioclases sont plus calciques que ceux du granite de Huelgoat, leurs coeurs pouvant atteindre An₃₀ pour les individus inclus dans le feldspath potassique et An₂₅ pour ceux de la matrice. Par contre, leur périphérie est plus albitique. Cette albite, presque pure, constitue aussi de fins liserés autour des plagioclases de la matrice et de petites plages xénomorphes entre certains feldspaths potassiques.

La tourmaline, jaune en lumière naturelle, se rencontre dans toutes les roches, mais est plus abondante à l'Est.

Les zircons séparés, montrant eux-aussi des noyaux hérités et des cortex zonaires, se regroupent autour des types L₁ - S₁ et S₂ (Figure 12). Ils sont donc analogues à ceux du granite de Huelgoat.

A cette unité du Cloître, se rattache la roche à tendance aplitique et contenant de la cordiérite décrite par Conquére (1966) sous le terme d'aplite de Coat Mocun. Son cogénétisme avec le granite du Cloître sera confirmé dans la suite de ce travail.

3) L'intrusion de La Feuillée:

A la texture de cette roche, monzonitique, se surimposent depuis le coeur de l'intrusion jusqu'à la périphérie, une légère foliation et une faible cataclase.

Ce phénomène se traduit par :

- une extinction roulante des quartz.
- des feldspaths potassiques parfois brisés et recimentés en quartz et chlorite.
- des micas déformés (kinks).

La différence fondamentale entre cette intrusion et celle de Huelgoat (ou du Cloître) est d'une part l'absence de cordiérite et d'andalousite et d'autre part le développement en quantité de muscovite.

Le plagioclase, souvent séricitisé, à zonation normale, possède un coeur d'oligoclase (= An₂₀) et une périphérie plus albitique. Les zircons sont identiques à ceux des intrusions de Huelgoat et du Cloître. Leurs populations se regroupent autour des types S₁, S₂, S₃, S₇, S₁₂ (Figure 12).

N.B.: un échantillon par intrusion a été étudié au microscope métallogénique. Cette analyse montre la présence de pyrite et de rutile dans tous les échantillons. Pour le granite de La Feuillée, ont été reconnues, de plus, de la chalcopryrite et de la pyrrhotite. Lors de la séparation des minéraux, l'anatase, en grain, a été reconnue dans chaque intrusion.

II : ORDRE DE CRISTALLISATION.

Dans cette étude, j'ai essayé de mettre en évidence, en plus des caractères chronologiques relatifs entre les différents constituants, l'importance de la cristallisation d'un minéral donné à un instant donné.

Les représentations graphiques comprennent donc 2 paramètres :

- en abscisse, la période relative de cristallisation de tel minéral (t).
- en ordonnée, l'importance du développement volumétrique des minéraux (i).

1) L'intrusion de Huelgoat:

En accord avec Conquére (1969), l'histoire magmatique se subdivise, par rapport au temps, en 3 phases :

- précoce (cristallisation en profondeur)
- principale (stade où tous les minéraux cardinaux sont présents; au moment de la mise en place)

- tardive et deutérique (tardi-magmatique et post mise en place).

La majorité des minéraux accessoires (zircon, monazite, xénotime, apatite, opaques) est incluse, le plus souvent, dans les biotites automorphes. Ces minéraux sont les principaux témoins des premiers stades de l'histoire magmatique et caractérisent la phase précoce.

Le développement de la biotite a lieu très tôt. Ce sont les individus automorphes de la matrice et ceux inclus, sans orientation préférentielle, au coeur des mégacristsaux de feldspath potassique qui en sont les témoins. A la fin de la phase précoce, le développement de la biotite est à son maximum. Sa cristallisation se poursuit durant la phase principale avec des individus inclus et orientés principalement dans les mégacristsaux de feldspath potassique. Ces biotites, qui deviennent de plus en plus petites, disparaissent au début de la phase tardive.

Le plagioclase apparaît lui aussi durant la phase précoce, à peu près au même moment que la biotite, voir légèrement après. Le maximum de son développement se situe au cours de cette phase et à l'entrée de la phase principale. Puis, il diminue de taille et se retrouve, sous forme d'inclusions orientées, dans les mégacristsaux de feldspath potassique. Il disparaît dès le début de la phase tardive.

L'apparition du feldspath potassique, qui est légèrement postérieure à celle du plagioclase, a lieu aussi au cours de la phase précoce. Il s'exprime alors sous forme d'individus relativement petits incluant déjà biotite et plagioclase. Durant les premiers stades de la phase principale, sa taille continue de croître pour donner les mégacristsaux. Ces phénocristsaux, à développement rapide, vont inclure la plupart des autres minéraux. C'est durant cette période que cristallisent aussi les grandes cordiérites automorphes. Puis sa taille se réduit, et durant la phase tardive, il forme des plages xénomorphes.

Le quartz, apparaît dès la phase précoce sous forme de petits individus relativement automorphes inclus dans les plagioclases de la matrice, les mégacristsaux de feldspath potassique et les cordiérites de grande taille. Sa naissance se situe entre celles du plagioclase et du feldspath potassique. Son développement maximal se situe durant la première moitié de la phase principale : ce sont les grandes plages xénomorphes à cristaux engrenés. Puis, son rôle s'amenuise. Pendant la phase tardive et deutérique, il s'exprime surtout sous forme d'association dans les myrmékites.

L'histoire de la cordiérite commence par les tous petits cristaux inclus dans les biotites et les plagioclases. Elle est donc, elle aussi, caractéristique de la phase précoce. Dès lors, et durant toute celle-ci et le début de la phase principale, son développement est très progressif, donnant les cristaux de taille moyenne inclus, le plus souvent, dans les mégacristsaux de feldspath potassique. Et, c'est durant la période où se développent les mégacristsaux de feldspath potassique qu'apparaissent les grands cristaux automorphes. Elle disparaît à l'entrée de la phase tardive et c'est à ce moment que se produit sa transformation. Sa déstabilisation entraîne alors l'apparition des cristaux d'andalousite, selon une réaction péritectique du type :



Bien que l'on puisse la trouver en bordure du massif en association avec la biotite, la muscovite, tout comme la chlorite, est en général le résultat des phénomènes tardifs impliquant la déstabilisation du feldspath potassique (deutériques).

De même, la tourmaline interstitielle est elle-même un témoin de la fin de l'évolution magmatique.

Cet ordre de cristallisation est synthétisé par la figure 13.

2) Le granite du Cloître:

Les 3 phases précédemment définies (précoce, principale, tardive) se retrouvent ici. La différence notable est, dans ce cas, la présence de muscovite dès la phase précoce; sa cristallisation étant synchrone de celle des premières biotites. Quant à la phase tardive, elle se caractérise aussi par le développement d'albite en périphérie des plagioclases. Son évolution minéralogique est schématisée par la figure 13.

3) L'intrusion de La Feuillée:

Rappelons que dans cette intrusion, il n'existe ni cordiérite ni andalousite. Dès les premiers stades de l'évolution, la muscovite est bien exprimée. Les 3 phases proposées précédemment se retrouvent aussi ici. Son ordre de cristallisation est transcrit dans la figure 13.

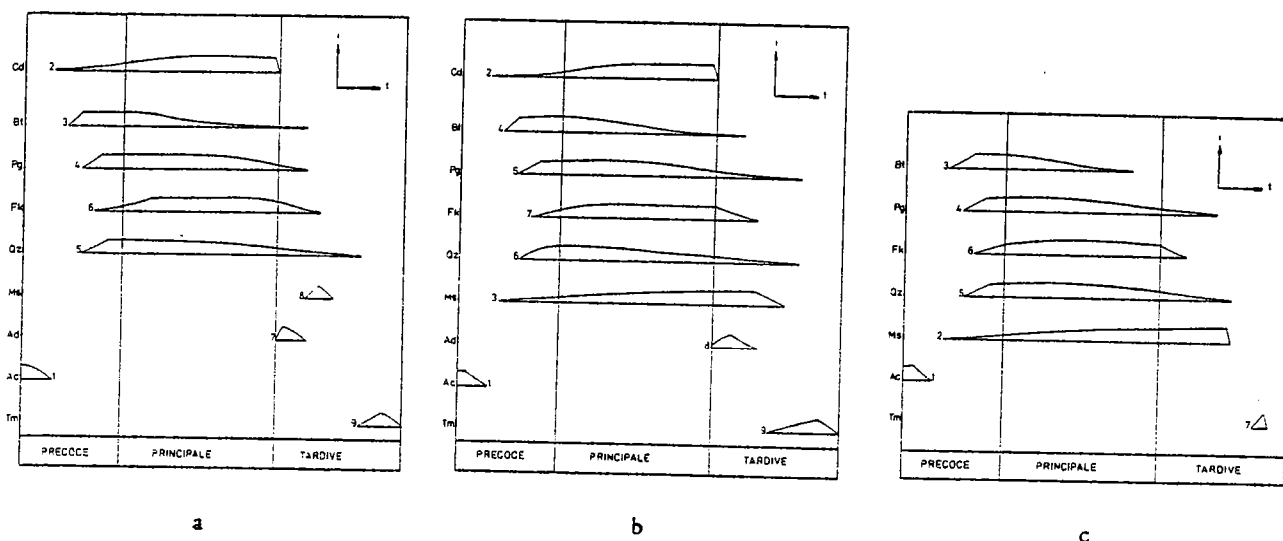


Figure 13 : Ordre de cristallisation des granites du massif de Huelgoat ; a - granite de Huelgoat, b - granite du Cloître, c - granite de la Feuillée (i : importance de la cristallisation à un moment donné ; t : temps relatif ; 1 - 9 : ordre d'apparition des minéraux ; Cd : cordiérite ; Bt : biotite ; Pg : plagioclase ; Fk : feldspath potassique ; Qz : quartz ; Ms : muscovite ; Ad : andalousite ; Ac : accessoires ; Tm : tourmaline).

En conclusion, il apparaît que dans ces 3 ensembles, l'ordre d'apparition des minéraux est globalement le même, mais, que les 2 points à retenir permettant de les différencier sont :

- présence ou non de cordiérite (andalousite).
- stade d'apparition de la muscovite.

III : LES COMPOSITIONS MODALES.

L'ensemble du massif de Huelgoat, exception faite des enclaves a fait l'objet de 53 analyses modales (Huelgoat : 25; Le Cloître : 11; La Feuillée : 17). Les valeurs numériques brutes, les moyennes et les écarts types ainsi que la localisation des échantillons sont donnés en annexe.

Quelle que soit l'intrusion considérée, si les variations modales restent peu importantes (Tableau 2), elles ne sont pas aléatoires.

	HUELGOAT	LE CLOITRE	LA FEUILLEE
Quartz	22,3 - 32,6	23,0 - 31,2	26,0 - 36,6
Feldspath potassique	24,0 - 33,9	13,0 - 29,2	15,8 - 26,8
Plagioclase	24,1 - 38,1	32,1 - 45,8	30,5 - 43,5
Biotite	3,9 - 11,9	0,4 - 13,8	0,4 - 11,0
Muscovite	tr - 2,2	tr - 5,2	0,6 - 9,9
Cordiérite	tr - 3,7	0,4 - 3,9	
Accessoires *	tr - 0,9	tr - 2,5	tr - 0,4

Tableau 2 : Gammes de variations des proportions minéralogiques dans les granites de Huelgoat (n=25), du Cloître (n=11) et de La Feuillée (n=17).

Accessoires * : zircon, apatite, monzanite, xénotime et opaque. (tr : traces).

Leurs évolutions se font conjointement à celles des associations minérales ou des faciès reconnus dans les différentes intrusions. Comme le montre la figure 14 (association minérale- pourcentage modal des minéraux), dans tous les cas, le fractionnement se traduit par une augmentation des proportions de quartz, feldspath potassique, muscovite et diminution du plagioclase et de la biotite.

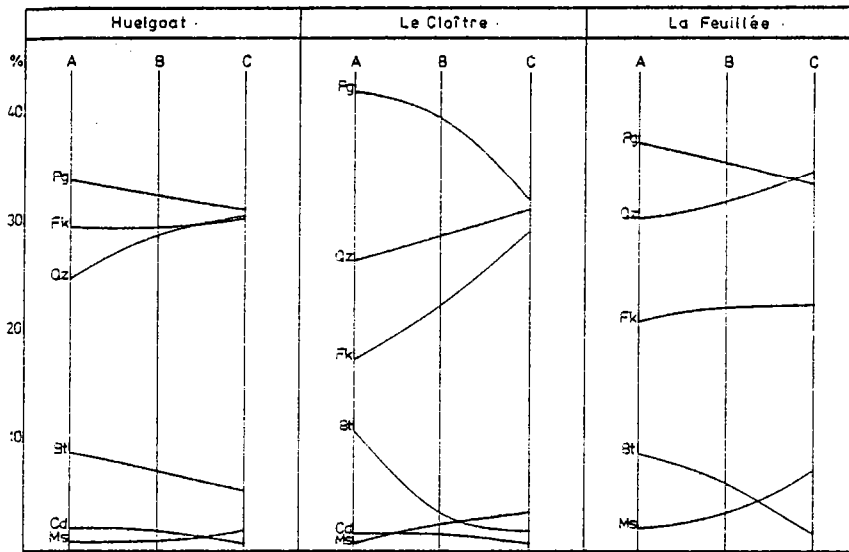


Figure 14 : Pourcentages modaux des minéraux en fonction des associations minérales reconnues (Cd : cordiérite ; Bt : biotite ; Ms : muscovite primaire et/ou secondaire ; Qz : quartz ; Fk : feldspath potassique ; Pg : plagioclase).

Huelgoat - A : association à biotite + cordiérite ; B : association à biotite + (cordiérite) + andalousite ; C : association à biotite + (cordiérite) + (andalousite) + muscovite.

Le Cloître - A : association à biotite + cordiérite + muscovite ; B : association à biotite + (cordiérite) + muscovite + andalousite ; C : association à biotite + (cordiérite) + muscovite + (andalousite).

La Feuillée - A : faciès à biotite ± muscovite ; B : faciès à biotite + muscovite ; C : faciès à muscovite ± biotite.

Reporté dans le diagramme de classification modale de Streckeisen (1967), l'ensemble des roches analysées se situe dans les champs des granodiorites et des monzogranites (Figure 15). Le terme granite pour l'ensemble de ces roches sera désormais employé au sens large.

De cette partie de l'étude, il ressort que :

1 - tous ces granitoïdes, qui ont une minéralogie assez semblables, se distinguent les uns des autres par la présence ou non de cordiérite et par l'apparition plus ou moins rapide et la quantité de muscovite. Ainsi le granite de La Feuillée qui ne contient pas de cordiérite, possède, dès les premiers stades de la cristallisation, de nombreuses muscovites alors que le granite de Huelgoat n'en renferment quasiment pas; le cas intermédiaire étant donné par l'unité du Cloître où coexistent cordiérite et muscovite, mais où cette dernière, bien qu'apparaissant tôt, reste en faible quantité.

2 - ces roches correspondent à des granodiorites et des monzogranites.

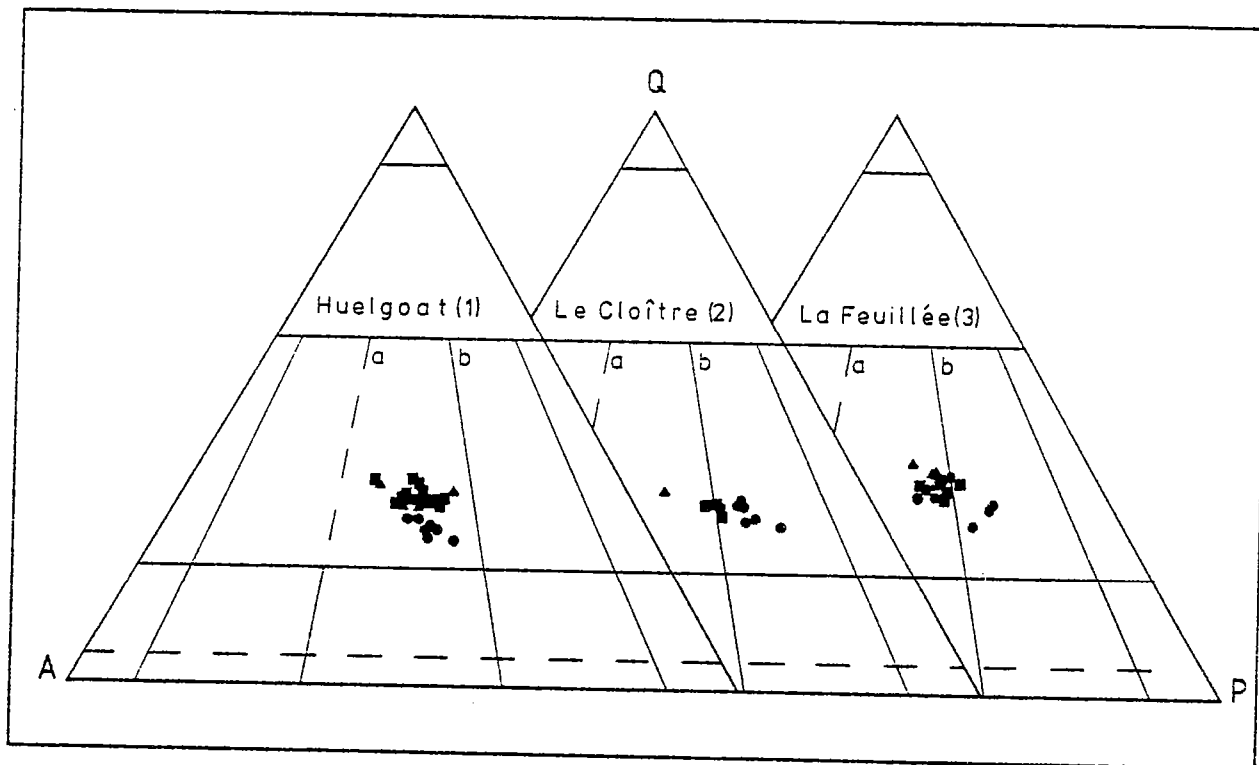


Figure 15 : Analyses modales reportées dans le diagramme de Streckeisen (1967).

Huelgoat (1) - rond : association à biotite + cordiérite ; carré : association à biotite + (cordiérite) + andalousite ; triangle : association à biotite + (cordiérite) + andalousite + muscovite.

Le Cloître (2) - rond : association à biotite + muscovite + cordiérite ; carré : association à biotite + muscovite + (cordiérite) + andalousite ; triangle : "aplite" centrale à biotite + muscovite + cordiérite + andalousite.

La Feuillée (3) - rond : faciès à biotite \pm muscovite ; carré : faciès à biotite + muscovite ; triangle : faciès à muscovite \pm biotite.

(a : monzogranite ; b : granodiorite).

CHAPITRE III : ANALYSE CHIMIQUE DES DIFFERENTES PHASES MINERALES DES GRANITES DU MASSIF DE HUELGOAT.

Après l'étude pétrographique de ces roches, nous nous sommes tout d'abord intéressés à la composition chimique en éléments majeurs des principales phases minérales; les buts principaux étant :

- 1 - de mettre en évidence dans chaque unité les minéraux à l'équilibre.
- 2 - de montrer les éventuelles différences chimiques entre minéraux issus de granites avec et sans cordiérite.
- 3 - de définir les outils nécessaires permettant ultérieurement d'aborder les conditions physiques de mise en place et le fractionnement des 3 intrusions du massif de Huelgoat.

L'ensemble des analyses brutes et des formules structurales est reporté en annexe. Ajoutons que cette étude s'est poursuivie par l'analyse dans quelques cas des éléments traces (dont les terres rares) et par le calcul des coefficients de distribution. Cette dernière partie ne servant qu'accessoirement à la démonstration générale, les résultats ont été reportés en annexe. Les minéraux analysés sont : les opaques, la biotite, la muscovite, la cordiérite, le plagioclase, le feldspath potassique et sa phase perthitique.

I : LES MINERAUX OPAQUES.

Quelque que soit l'intrusion considérée et l'habitus de ce minéral, un seul type a pu être identifié : l'ilménite (Tableau 3).

Composition moyenne et écart type de 20 cristaux	FeO*	MnO	TiO ₂
	39,04 (4,07)	5,41 (3,52)	53,37 (1,08)

Tableau 3 : Composition moyenne % (écart type) de 20 cristaux d'ilménite analysés dans l'ensemble du massif de Huelgoat

(Les valeurs < 0,2 ne sont pas prises en considération).

Celle-ci ne contient pas de magnésium mais est, par contre, riche en manganèse.

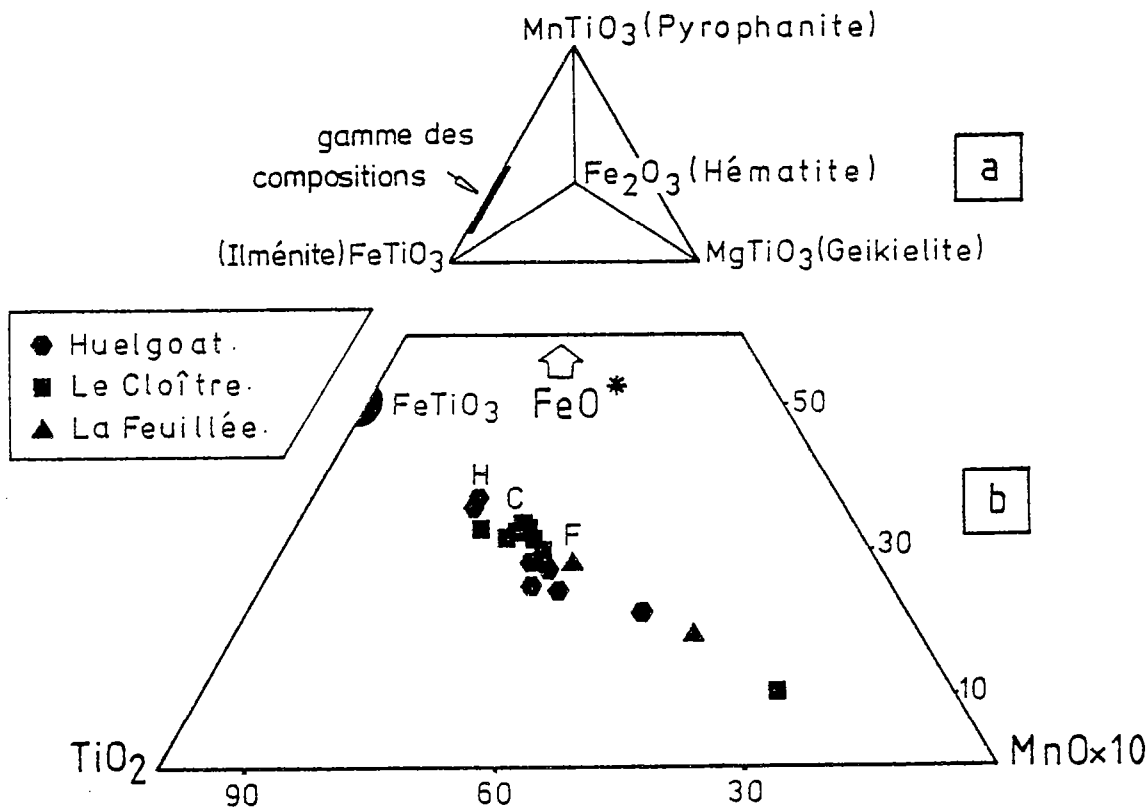


Figure 16 : a - composition des ilménites; b - évolution de la composition chimique des ilménites dans le triangle FeO* - TiO₂ - MnO x 10..

Elle se situe entre les pôles ilménite (Fe TiO_3) et pyrophanite (Mn TiO_3) (Figure 16a). Dans le triangle FeO^* , TiO_2 , MnO x10 (Figure 16b), quelque soit le type de granite auquel elle appartient, elle dessine une suite homogène et linéaire tendant à montrer l'existence de variations des températures de cristallisation suivant que l'on se situe au coeur ou en bordure des intrusions (Buddington et Lindley, 1964 ; Lipman, 1971 ; Neumann, 1974 ; Czamanske et Mihalik, 1972).

II : LA BIOTITE.

Au total, 28 biotites ont été analysées. Le fer sous la forme FeO et Fe_2O_3 a été dosé dans seulement quelques échantillons (colorimétrie). (Tableau 4).

	N° Echantillon	FeO^* moyen % (ms)	$\text{FeO}\%$ (col.)	$\text{Fe}_2\text{O}_3\%$ (cal.)
Huelgoat	B. 82.33	15,38	14,93	0,50
	B. 82.206	20,10	20,09	0,01
Le Cloître	B.82.30	17,26	17,77	-
La Feuillée	B.82.20	17,94	15,53	2,67

Tableau 4 : Répartition du fer sous les formes FeO et Fe_2O_3 dans les les biotites du massif de Huelgoat (ms. : microsonde; col. : colorimétrie; cal. : calculé).

Les biotites des 3 ensembles ont une composition comparable (Tableau 5), exception faite des teneurs plus élevées en fer ferrique des micas noirs du granite de La Feuillée. Dans chaque intrusion, elles diffèrent les unes des autres principalement par leurs teneurs en FeO^* et MgO ; témoins du fractionnement magmatique propre à chaque unité.

Intrusion	Huelgoat	Le Cloître	La Feuillée
n	14	8	6
SiO_2	35,53 (0,59)	35,64 (0,45)	35,78 (0,60)
Al_2O_3	19,63 (0,43)	20,28 (1,01)	18,79 (0,23)
FeO^*	19,00 (1,95)	19,28 (1,63)	18,02 (0,27)
MnO	0,27 (0,07)	0,32 (0,12)	0,37 (0,13)
MgO	8,08 (1,62)	7,18 (1,75)	9,53 (0,48)
Na_2O	0,17 (0,17)	0,11 (0,04)	0,14 (0,06)
K_2O	9,79 (0,38)	9,59 (0,33)	9,97 (0,55)
TiO_2	2,85 (0,61)	2,80 (0,48)	3,14 (0,58)
Cr_2O_3	0,04 (0,04)	0,05 (0,05)	0,02 (0,02)

Tableau 5 : Composition moyenne (écart type) des biotites de 3 ensembles du massif de Huelgoat (n: nombre de cristaux analysés).

Elles sont très alumineuses comparées à celles des granitoïdes à amphibole (par exemple : batholite Nord Trégorrois - granites rouges du Massif de Ploumanac'h). De ce fait, elles montrent un lien de parenté évident avec celles du batholite Mancellien et des massifs de La Margeride et de S^c Sylvestre (Massif Central français) où la cordiérite et/ou la muscovite sont bien représentées (Tableau 6).

	Moyenne en Al ₂ O ₃ des biotites (%)	Références auteurs
Huelgoat Le Cloître La Feuillée	19,63 20,28 18,79	
Batholite Nord Trégorrois Massif de Ploumanach' *	14,79 14,10	Graviou, 1984. Barrière, 1977.
Batholite Mancellien Massif de la Margeride Massif de St Sylvestre	18,81 19,25 19,86	Jonin, 1981. Couturié, 1977. Friedrich, 1984.

Tableau 6 : Valeurs moyennes en Al₂O₃ des biotites du massif de Huelgoat comparées à celles d'intrusions à amphibole (batholite Nord Trégorrois, massif de Ploumanach) et à cordiérite et muscovite (batholite Mancellien, massifs de la Margeride et de St Sylvestre).

* : granites roses.

Reportés dans le diagramme de Foster (1960), les points moyens (FeO et Fe₂O₃ analysés) se regroupent autour du joint Mg²⁺ = Fe²⁺ et évoluent, par exemple pour l'intrusion de Huelgoat, depuis des Mg-biotites jusqu'à des Fe-biotites (Figure 17a). En fait, leurs compositions chimiques sont typiques de celles rencontrées dans les granites peralumineux (Allen et Barr, 1983). Clarke (1981) les caractérise par - (1) un rapport Fe/Fe+Mg compris entre 0,40 et 0,80 et - (2) une position relativement éloignée par rapport au joint phlogopite-annite. Les biotites du massif de Huelgoat remplissent parfaitement ces conditions (Figure 17b).

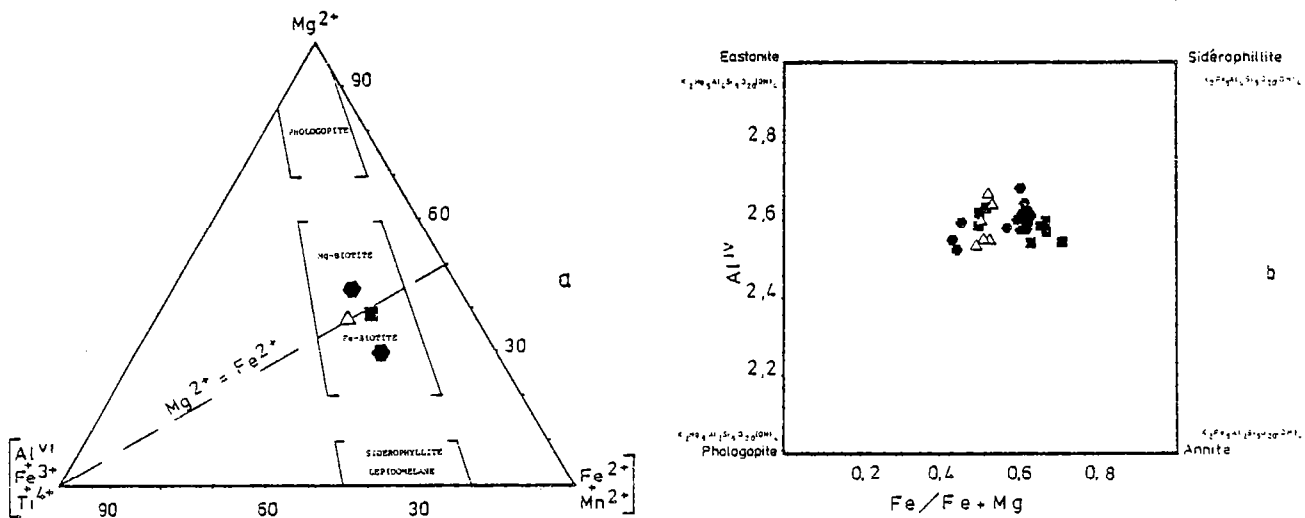


Figure 17 : Compositions des biotites reportées. a - dans le triangle de Foster, 1960 (échantillons où Fe²⁺ et Fe³⁺ sont disponibles); b - dans le diagramme Al^{IV} - Fe/Fe + Mg (hexagone : biotites du granite de Huelgoat ; carré : biotites du granite de Cloître; triangle évide : biotites du granite de La Feuillée).

De plus, la majorité des auteurs (Clarke, 1981 ; Allen et Barr, 1983, etc...) les considèrent comme primaires et magmatiques. Au niveau du massif de Huelgoat, la meilleure preuve en est donnée par la typologie des zircons inclus dans les biotites. En effet, ceux-ci possèdent un cortex zonaire et diffèrent selon le stade d'évolution de la roche hôte.

Cette évolution en parallèle, roche totale - zircon - biotite, reflète leur caractère primaire et magmatique.

Enfin, ceci est largement confirmé par les travaux expérimentaux de Green (1976) qui pour un X^{Mg} liquide ($X^{Mg} = Mg/Mg + Fe^{2+}$ avec $Fe^{2+} = \text{fer total}$) de 0,33 - 0,37 obtient une biotite à X^{Mg} voisin de 0,30. Dans le cadre de cette étude, le X^{Mg} liquide peut être évalué en tenant compte du X^{Mg} roche totale et des proportions pondérées de biotite (X^{Mg} liquide : X^{Mg} roche totale - X^{Mg} biotite x proportion modale pondérée). Les résultats sont reportés dans le tableau 7.

	X^{Mg} Liquide	X^{Mg} Biotite
	\bar{X} (σn)	gamme de variation et terme moyen ()
Huelgoat	0,38 (0,02)	0,57 - 0,38 (0,39)
Le Cloître	0,37 (0,04)	0,50 - 0,29 (0,35)
La Feuillée	0,47 (0,03)	0,50 - 0,48 (0,48)

Tableau 7 : Résultats obtenus sur les calculs X^{Mg} liquide, X^{Mg} biotite en équilibre ($X^{Mg} = Mg/Mg + Fe^{2+}$ avec $Fe^{2+} = \text{fer total}$).

Exception faite du granite de La Feuillée, ceux-ci sont assez proches des données expérimentales et confirment ainsi le caractère magmatique et primaire des biotites. En ce qui concerne la granite de La Feuillée, en toute rigueur, du fait de l'absence de cordiérite associée, la comparaison données analytiques - résultats expérimentaux ne peut être effectuée. Cependant, les valeurs plus élevées s'expliquent - (1) par l'absence de partage du MgO avec un autre minéral et - (2) par un X^{Mg} liquide nettement plus élevé.

En ce qui concerne les éléments traces, seuls les lanthanides (Figure 18) montrent des différences significatives entre les granitoïdes à cordiérite de Huelgoat et du Cloître et le granite à 2 micas de La Feuillée.

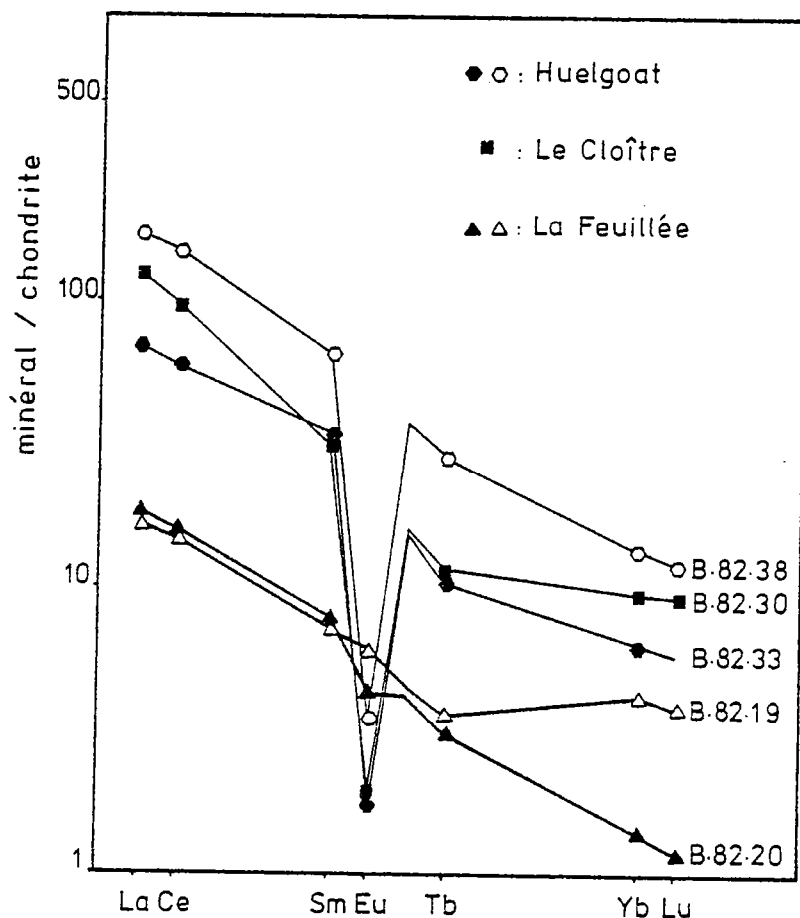


Figure 18 : Terres rares dans les biotites (les symboles pleins correspondent aux biotites appartenant aux termes les moins fractionnés de chaque série et inversement pour les symboles évidés).

En effet, les teneurs en terres rares des biotites de ce dernier sont plus faibles que dans les autres cas et l'anomalie négative en europium peu marquée. Ceci s'explique - (1) par la participation de celle-ci à une association minéralogique différente (absence de cordiérite) - (2) par son ordre de cristallisation distinct (muscovite cristallisant avant biotite) - (3) par une fugacité d'oxygène probablement différente (rapports Eu/Eu^* différents).

En conclusion :

(1) - Les différentes biotites étudiées peuvent être considérées comme primaires et magmatiques.

(2) - Il semble exister une relation entre X^{Mg} biotite - X^{Mg} liquide - association minérale; expliquant la dualité, parfaitement exprimée par les teneurs en terres rares de ce mica, entre granites avec et sans cordiérite.

III : LA MUSCOVITE.

Les analyses des micas provenant de la déstabilisation de la cordiérite seront traitées lors de l'étude de ce minéral. Le but essentiel recherché ici est la mise en évidence de la présence ou non de muscovites primaires; c'est à dire provenant d'une cristallisation directe à partir d'un bain silicaté. En effet, si la distinction entre muscovites primaires et secondaires (micas provenant de phénomènes principalement deutériques) peut être réalisée à partir des données texturales, elle est nettement facilitée par la microanalyse. Les travaux de Miller et al (1981) sont, à ce sujet, éloquentes. Sur la base d'une étude statistique, ces auteurs montrent que les muscovites primaires contiennent surtout plus de TiO_2 , et à un degré moindre plus de Na_2O et d' Al_2O_3 et moins de MgO et SiO_2 que les micas blancs secondaires. Ils proposent donc un diagramme discriminant Mg - Ti - Na. Dans le massif de Huelgoat, ces 2 types de muscovite coexistent et se distinguent bien au niveau de leurs teneurs en TiO_2 (Tableau 8); la plus grande dispersion des valeurs des muscovites secondaires s'expliquant par la nature différente des minéraux dont elles proviennent.

Muscovite	primaire		secondaire	
n	16		11	
SiO ₂	46,42	(0,50)	45,95	(1,67)
Al ₂ O ₃	35,79	(0,54)	36,26	(2,02)
FeO*	1,18	(0,31)	1,78	(2,00)
MnO	0,06	(0,07)	0,02	(0,02)
MgO	0,87	(0,16)	1,09	(1,25)
Na ₂ O	0,58	(0,12)	0,54	(0,10)
K ₂ O	10,42	(0,46)	10,40	(0,36)
TiO ₂	0,75	(0,29)	0,04	(0,03)
Cr ₂ O ₃	0,03	(0,02)	0,02	(0,01)

Tableau 8 : Composition moyenne (écart-type) des muscovites primaires et secondaires du massif de Huelgoat (n: nombre de cristaux analysés).

Reportées dans le diagramme Mg - Ti - Na (Figure 19) elles se disposent dans les 2 champs (primaire - secondaire) ; sur 27 points, 16 se situant franchement dans la zone des muscovites primaires. Comme le laissait supposer l'analyse pétrographique, dans l'intrusion de La Feuillée, les muscovites primaires sont présentes dès les termes les moins différenciés de la série. Par contre, celles du granite de Huelgoat, à une exception près, n'apparaissent que dans les roches les plus évoluées de bordure. Quant aux muscovites primaires du granite du Cloître, bien que rares et de petite taille, elles se retrouvent dans tous les types.

Cette distinction entre muscovites primaires et secondaires est parfaitement confirmée au niveau des terres rares. En effet, par exemple, dans l'intrusion de La Feuillée, la différence de concentration en lanthanides entre muscovites primaires et secondaires est significative (Figure 20). Elle s'explique, dans ce cas, -(1) par la cristallisation précoce de la muscovite primaire en compétition avec la biotite (partage des terres rares entre ces 2 minéraux avec préférentiellement, et contrairement au cas des granitoïdes à cordiérite, l'avantage au mica blanc qui cristallise le premier) et -(2) par les faibles concentrations en lanthanides des minéraux (feldspaths, par exemple) dont sont issues les muscovites secondaires.

De cette étude, il ressort que la muscovite primaire, bien que présente dans les 3 intrusions, n'a pas la même signification puisque, comme le laissait supposer l'ordre de cristallisation; - (1) elle n'apparaît pas partout en même temps et surtout - (2) elle est beaucoup moins bien représentée dans les granites à cordiérite. Le degré d'hydratation des magmas parents semble donc être ici un facteur prédominant pour distinguer ces 2 types granitiques.

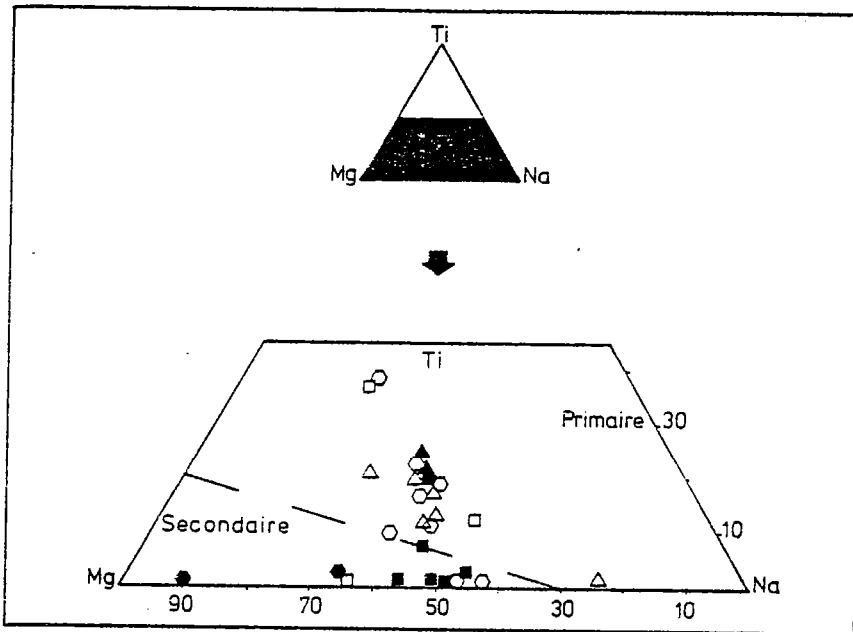


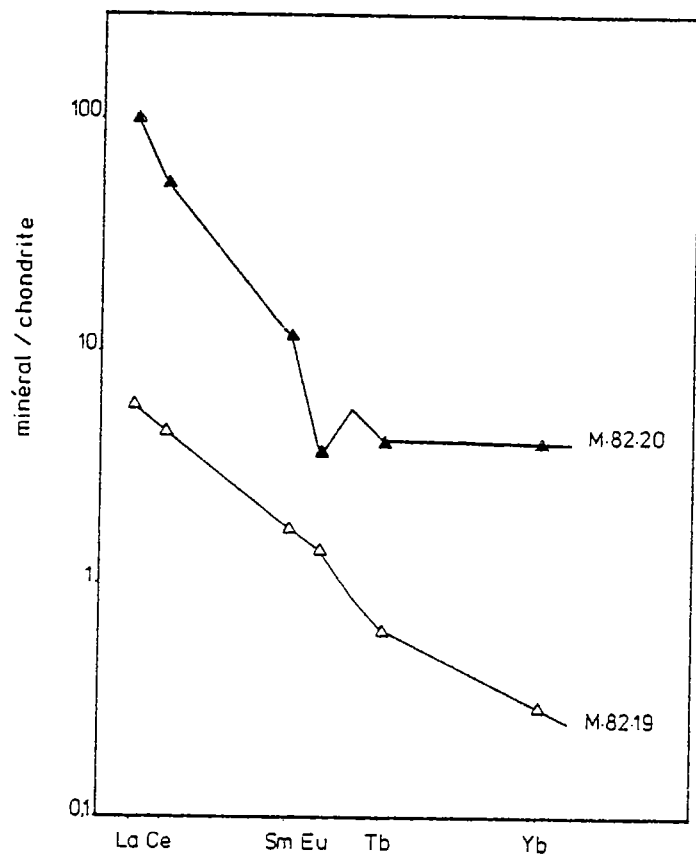
Figure 19: Muscovites du massif de Huelgoat reportées dans le diagramme de Miller et al. (1981).

Huelgoat (hexagone plein: association à Bt + Cd; évidé: association à Bt + (Cd) + (Ad) + Ms).

Le Cloître (carré-plein: association à Bt + Ms + (Cd) + (Ad); évidé: "aplite" centrale à Bt + Ms (Cd) + (Ad).

La Feuillée (triangle-plein: faciès à Bt + Ms; évidé: faciès à Ms + Bt).

Figure 20 : Spectres en terres rares d'une muscovite primaire (symbole plein) et d'une muscovite secondaire (symbole évidé) : exemple du granite de La Feuillée.



N° Echantillon	82.206	C.66	C.69	C.69	C.66	C.66	C.66
N° Analyse	1	2	3	4	5	6	7
\bar{x} (σn)	(n=15)						
SiO ₂	47,26 (0,29)	50,13	46,64	46,50	45,39	44,92	42,96
Al ₂ O ₃	32,42 (0,55)	30,28	30,70	29,90	30,22	30,67	31,30
Fe ₂ O ₃	nd	1,08	1,00	2,25	3,29	3,21	3,55
FeO	8,83* (0,14)	7,71	9,10	8,30	7,08	6,95	3,74
MnO	0,25 (0,09)	0,28	0,32	0,33	0,25	0,14	0,06
MgO	6,52 (0,26)	6,78	7,40	7,50	6,48	6,28	4,38
CaO	0,01 (-)	0,10	0,40	0,25	-	0,18	0,30
Na ₂ O	1,20 (0,15)	1,10	0,95	1,15	0,95	1,00	0,56
K ₂ O	-	0,58	0,27	0,25	1,80	2,16	5,30
TiO ₂	-	tr	0,13	0,13	tr	0,11	0,08
Cr ₂ O ₃	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P ₂ O ₅	nd	tr	0,07	tr	tr	tr	tr
H ₂ O+	nd	2,60	2,15	3,10	3,78	4,48	6,08
H ₂ O-	nd	0,10	0,20	0,02	1,25	0,56	1,22
Total	-	100,74	99,33	99,68	100,49	100,66	99,53
Si	4,997	5,207	4,953	4,965			
Al ^{IV}	1,003	0,793	1,047	1,035			
Al ^{VI}	3,029	2,907	2,796	2,729			
Fe ³⁺	nd	0,084	0,083	0,183			
Fe ²⁺	0,778	0,667	0,811	0,740			
Mn	0,022	0,025	0,032	0,030			
Mg	1,034	1,056	1,174	1,194			
Ca	0,001	0,011	0,045	0,029			
Na	0,245	0,221	0,191	0,238			
K	-	0,077	0,038	0,034			
Ti	-	-	0,013	0,010			
X ^{Fe}	0,43	0,39	0,41	0,38			

Tableau 9 : Composition chimique et formule structurale (sur 18 oxygènes) des cordiérites du granite de Huelgoat. (analyses 1, 2, 3, 4 : cordiérites non transformées; analyses 5, 6 : cordiérites partiellement transformées; analyse 7 : cordiérite totalement transformée; * : fer sous la forme FeO total; éch. 82.206 : ce travail; C.66 et C. 69 : d'après Conquére, 1966, 1969 nd : non déterminé, tr : traces).

IV : LA CORDIERITE.

Les analyses chimiques de ce minéral et de ses produits de transformation ont été effectuées pour apporter une réponse à 2 questions :

- Comment se transforme ce minéral ?
- Ce minéral est-il primaire ou hérité ?

Pour répondre à la première question, des cordiérites pures, plus ou moins altérées, voire totalement (Tableau 9), ainsi que les produits de transformation (Tableau 10), ont été analysés. Ces derniers sont comparés à ceux obtenus par Jamieson (1984) dans des gneiss. La transformation de la cordiérite se traduit, en première approximation, pour une baisse des teneurs en SiO₂ (50,13% à 42,96%), une augmentation en K₂O (0,25% à 5,30%) et en eau (2,15% à 6,08%). Cette transformation aboutit à l'apparition de 2 minéraux directement reconnaissables : la pinite et un mica vert pâle en lumière naturelle - une biotite. Que l'on s'intéresse aux granitoïdes ou aux gneiss, ces produits ont des compositions assez semblables, ne différant (Al₂O₃, FeO, MgO) que par l'origine du minéral transformé.

N° Echantillon	82.206		-	82.206		-
N° Analyse	1		2	3		4
\bar{x} (σn)	(n=3)			(n=6)		-
SiO ₂	39,08	(0,07)	41,81	34,69	(0,45)	37,78
Al ₂ O ₃	29,52	(0,30)	39,32	22,84	(0,52)	20,61
FeO*	5,85	(0,60)	3,94	16,70	(0,30)	12,94
MnO	0,33	(0,02)	0,15	0,17	(0,10)	0,59
MgO	4,51	(0,11)	2,24	10,61	(0,51)	13,88
CaO	1,94	(0,02)	1,87	-		-
Na ₂ O	-		0,20	0,23	(0,05)	-
K ₂ O	0,45	(0,32)	0,32	10,02	(0,14)	9,83
TiO ₂	-		-	-		-
Cr ₂ O ₃	0,01	(0,01)	nd	0,02	(0,02)	nd

Tableau 10 : Composition chimique des minéraux nés de la transformation des cordiérites (1: pinite-granite de Huelgoat; 2: pinite-gneiss migmatisés; d'après Jamieson, 1984 ; 3: biotite-granite de Huelgoat; 4: biotite-gneiss migmatisés, d'après Jamieson, 1984 .

En prenant comme référence, les analyses effectuées dans l'échantillon 82.206 (granite de Huelgoat), il apparaît surtout que l'alumine disponible dans la cordiérite ne se retrouve pas entièrement dans le couple pinite - biotite (Al₂O₃ : cordiérite - 32,42 %; pinite - 29,52 %; biotite - 22,84 %). Donc, un autre minéral riche en SiO₂ et Al₂O₃ doit intervenir. C'est l'andalousite qui, ici, répond le mieux à ces critères. Elle apparaît lors de la réaction péritectique:



La transformation de la cordiérite a donc lieu dès le stade magmatique.

D'autre part, la cordiérite hydratée (2,15% > H₂O⁺ < 3,10%) du granite de Huelgoat possède tous les caractères chimiques des cordiérites des granitoïdes peralumineux (Clarke, 1981 ; Schreyer, 1985 ; Maillot et Clarke, 1985). Clarke (1981) définit pour ce type de cordiérite un rapport X^{Fe} (Fe/Fe + Mg) compris entre 0,40 et 0,61, donc bien distinct de celui connu pour celles des zones métamorphiques (X^{Fe} , en règle générale, très inférieur ; Scheyer, 1965 ; Georget, à paraître). Dans l'intrusion de Huelgoat, la valeur moyenne est de 0,40. Il apparaît donc comme peu probable que les cordiérites des granitoïdes étudiés puissent être héritées des roches métamorphiques. Ce point de vue est largement confirmé par les données expérimentales de Green (1976). Cet auteur met en évidence la cristallisation simultanée de biotite et de cordiérite magmatique à X^{Fe} compris entre 0,39 et 0,50 pour des X^{Fe} liquide de 0,60 - 0,63. Dans le cas du granite de Huelgoat, pour un X^{Fe} cordiérite de 0,40, on obtient un X^{Fe} liquide évalué à 0,59 - 0,69. Il y a donc accord entre données expérimentales et résultats analytiques. Mais, ce qui est beaucoup plus significatif, c'est la répartition du fer entre biotite et cordiérite. Ainsi, Green (1976), pour une température de 780°C définit expérimentalement un K_D^{Fe} cordiérite - biotite compris entre 0,41 et 0,47 K_D^{Fe} cordiérite - biotite = (X^{Fe} cordiérite / X^{Mg} cordiérite) / (X^{Mg} biotite / X^{Fe} biotite). Dans le cas de Huelgoat (échantillon 82.206 : association à biotite + cordiérite), cette valeur est de 0,48. Donc, entre les valeurs X^{Fe} cordiérite, X^{Fe} liquide et K_D^{Fe} cordiérite - biotite expérimentales et obtenues pour le granite de Huelgoat, l'ordre de grandeur est respecté. Il apparaît ainsi que la cordiérite du granite de Huelgoat est le fruit d'une cristallisation directe à partir d'un magma acide peralumineux. Elle est primaire et en équilibre avec la biotite. Enfin, les teneurs en terres rares d'une cordiérite extraite (Figure 21)

indiquent le rôle peu important joué par ce minéral dans les mécanismes de fractionnement des lanthanides.

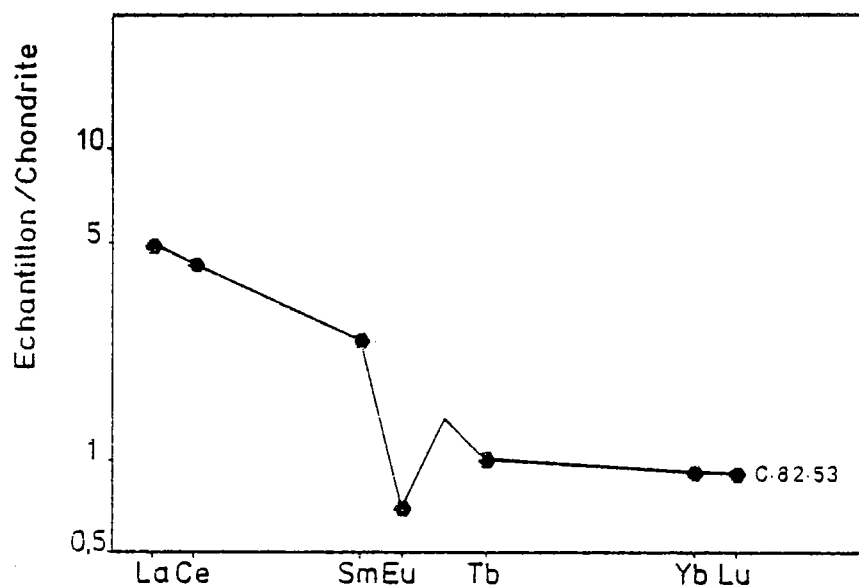


Figure 21 : Spectre en terres rares d'une cordiérite du granite de Huelgoat (éch. : 82.53).

En conclusion, l'étude géochimique de la cordiérite met en évidence :

- 1 - sa composition chimique particulière (hydratée - riche en fer) en accord avec celle obtenue dans la plupart des granitoïdes peralumineux.
- 2 - sa relation avec l'andalousite au cours des processus de transformation magmatique.
- 3 - son caractère primaire et magmatique.
- 4 - son équilibre dans le bain silicaté avec la biotite.
- 5 - son rôle peu important vis à vis des lanthanides.

V : LE FELDSPATH POTASSIQUE.

L'analyse chimique de ce minéral (et de sa phase perthitique) a été effectuée pour des raisons qui prendront principalement forme lors de l'étude des conditions physiques de cristallisation des magmas. Tous ces feldspaths potassiques ont des compositions homogènes (Tableau 11). La partie non perthitique possède une composition moyenne (Or % : 91-92) compatible avec le caractère magmatique de ce minéral (Mergoil-Daniel, 1970). Quant à la phase perthitique, c'est une albite quasiment pure (Ab % : 95-98).

Tableau 11 : Composition chimique moyenne des feldspaths potassiques des granites du massif de Huelgoat (\bar{X} : moyenne; σ : écart type; N : nombre de cristaux analysés; les valeurs < 0,2% ne sont pas prises en considération).

	Huelgoat \bar{X} (σ)	Le Cloître \bar{X} (σ)	La Feuillée \bar{X} (σ)
n	5	6	4
SiO ₂	63,37 (0,32)	64,36 (0,42)	63,65 (0,44)
Al ₂ O ₃	18,93 (0,16)	19,03 (0,22)	18,33 (0,19)
Na ₂ O	0,90 (0,33)	0,96 (0,33)	1,07 (0,19)
K ₂ O	16,07 (0,23)	15,93 (0,42)	15,68 (0,20)
Total	99,77	100,28	99,23
Or %	92 (3)	92 (3)	91 (1)
Ab %	8 (3)	8 (3)	9 (1)

De plus, leurs teneurs en terres rares sont comparables et leurs spectres parallèles sauf au niveau de l'euporium (Figure 22). Cet élément est en quantité supérieure dans le feldspath potassique du granite de La Feuillée (2,23 ppm contre 1,66 ppm - 1,23 ppm); ce qui se traduit par un rapport Eu*/Eu élevé comparé à ceux des feldspaths

potassiques des granites à cordiérite (18 contre 7 et 5). Ceci laisse supposer une fugacité d'oxygène différente lors de la cristallisation du granite de La Feuillée.

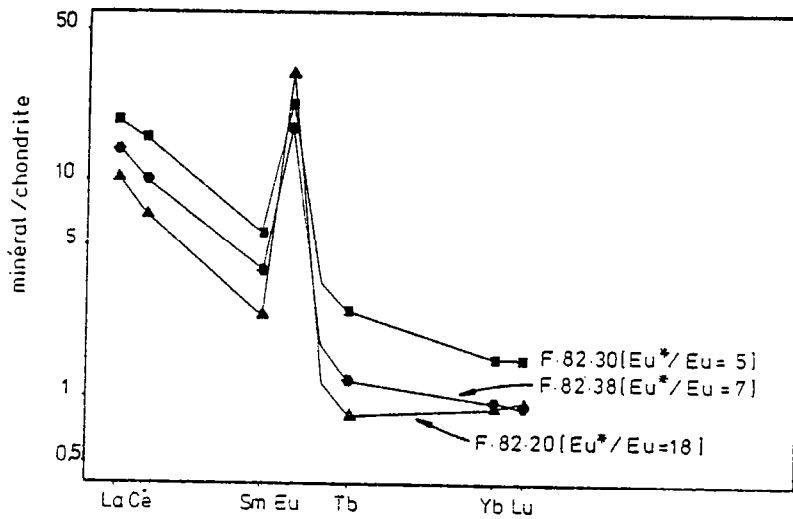


Figure 22 : Spectres en terres rares des feldspaths potassiques des granites du massif de Huelgoat (hexagone : Huelgoat carré : Le Cloître; triangle: La Feuillée).

L'analyse chimique du feldspath potassique confirme - (1) qu'aucune partie restitue ne peut être mise en évidence en son sein et - (2) qu'en accord avec les biotites, les fugacités d'oxygène entre granite à biotite - cordiérite et granite à biotite - muscovite doivent être distinctes.

VI : LE PLAGIOCLASE.

L'analyse chimique de ce minéral comme celle du feldspath potassique vise d'autres buts (géothermométrie) que cette simple discussion. Tous les minéraux analysés possèdent une zonation normale. Ce sont ceux du granite de Huelgoat qui montrent la gamme de variation la plus faible (Tableau 12).

	Huelgoat		Le Cloître		La Feuillée	
	max.	min.	max.	min.	max.	min.
SiO ₂	63,55	67,40	60,50	67,26	59,75	67,63
Al ₂ O ₃	23,23	20,89	25,93	20,73	25,37	21,01
CaO	3,22	0,78	6,39	0,89	6,01	0,94
Na ₂ O	8,86	11,26	6,78	10,61	7,72	10,36
K ₂ O	0,17	0,11	0,17	0,14	0,24	0,12
Total	99,03	100,44	99,77	99,63	99,09	100,06
Ab %	82	96	65	95	69	94
An %	17	3	34	4	30	5
Or %	1	1	1	1	1	1

Tableau 12 : Gamme de variation des compositions chimiques des plagioclases des granites du massif de Huelgoat.

Les pourcentages en anorthite sont variables et dépendent principalement du degré de fractionnement de la roche hôte. Les valeurs obtenues sont cohérentes avec celles déterminées optiquement. Le pourcentage en anorthite le plus élevé, An₃₄, se rencontre très rarement. En général, les coeurs des cristaux ne dépassent pas l'oligoclase; la périphérie pouvant atteindre des compositions très sodiques (albite).

Contrairement aux cas précédents, je n'ai pas pu effectuer d'analyses de traces directement. En effet, la séparation parfaite entre plagioclase et feldspath potassique + quartz est délicate. Toutefois, il est facile d'obtenir un concentré de ces 3 phases minérales. En supposant que le quartz ne contienne pas d'éléments traces et connaissant - (1) les concentrations dans le feldspath potassique et - (2) la proportion relative de plagioclase dans les concentrés, il est possible d'évaluer les teneurs en terres rares de ce minéral (Figure 23). Ces valeurs calculées sont plus élevées que celles des feldspaths potassiques correspondantes; ce qui est la règle générale dans les granitoïdes. Que ce soit dans l'un ou l'autre type de granite (avec ou sans cordiérite), pour des roches hôtes à degré de différenciation équivalent

(82.30 ; 82.20), on observe le même type de spectre. Par contre, pour le plagioclase d'une roche plus fractionnée (P. 82.38), il existe une nette diminution de l'anomalie positive en europium. Cette donnée est en accord avec celle de Fourcade (1981) sur un plagioclase d'un granite différencié de Quérigut (Pyrénées). Les spectres en terres rares calculés ici peuvent ainsi être considérés comme caractéristiques des plagioclases de granitoïdes peralumineux.

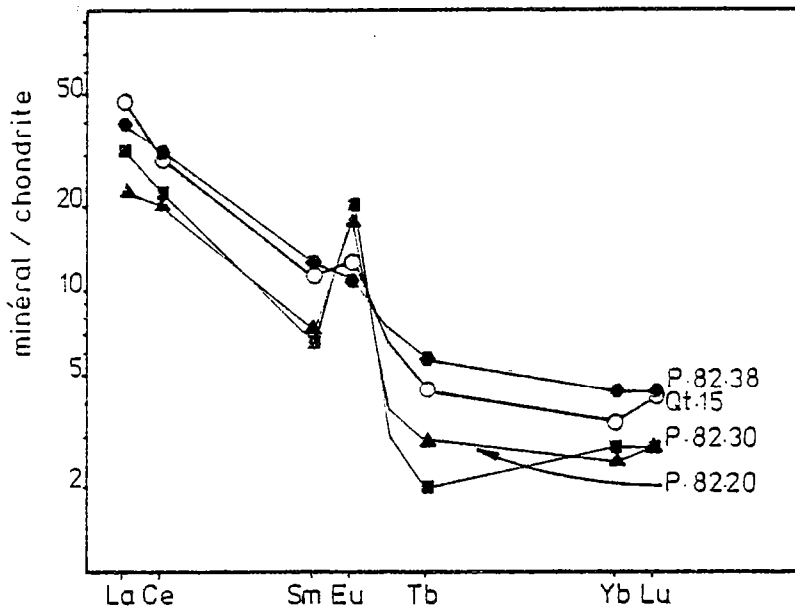


Figure 23 : Spectres en terres rares calculés des plagioclases du massif de Huelgoat et comparés à celui obtenu par Fourcade (1981) pour un plagioclase de roche différenciée (hexagone: Huelgoat (base du calcul; concentré : 16% Fk + 38% Pg + 46% Qz); carré : Le Cloître (base du calcul; concentré : 10% Fk + 50% Pg + 40% Qz); Triangle : La Feuillée (base du calcul; concentré : 14% Fk + 40% Pg + 46% Qz); rond évidé : Qt 15-Quérigut (Fourcade, 1981).

En conclusion, cette étude confirme les données optiques et montre que les plagioclases issus des granitoïdes à biotite - muscovite d'une part et à biotite - cordiérite d'autre part sont semblables.

VII - CONCLUSION:

Cette étude géochimique des principaux minéraux met en évidence :

- 1 - La présence, pour tous ces granitoïdes, d'un seul type de minéral opaque : l'ilménite.
- 2 - Le caractère primaire et l'origine magmatique de la biotite et de la cordiérite.
- 3 - La différence entre muscovite primaire et muscovite secondaire.
- 4 - Le peu d'affinité de la cordiérite pour les terres rares et le caractère secondaire de l'andalousite, produit de la déstabilisation de celle-ci.
- 5 - La fugacité d'oxygène et le degré d'hydratation des magmas sans doute différents entre granitoïdes à biotite-muscovite et granites à biotite-cordiérite (voir biotite et feldspath potassique; muscovite).

En ce sens, la composition des minéraux de chaque intrusion est le reflet des conditions physiques de cristallisation différentes des magmas.

**CHAPITRE IV : ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DU MASSIF DE HUELGOAT :
LEURS AFFINITES ET SITE GEOTECTONIQUE.**

Ce chapitre se propose principalement de mettre en évidence et de préciser :

- 1 - Le caractère alumineux de ces granitoïdes.
- 2 - Les variations modérées des éléments majeurs.
- 3 - La relative importance du fractionnement des éléments traces; marqueurs importants des processus pétrogénétiques.
- 4 - La différence de fractionnement des terres rares dans les 3 ensembles.
- 5 - Les affinités de ces roches avec d'autres plutonites à cordiérite et leur absence de liens génétiques directs avec les leucogranites.
- 6 - Le cogénéisme d'une part du faciès particulier à tendance granophyrique du granite de Huelgoat (éch: 82.33) et d'autre part de l'aplite du Cloître (éch: 82.26).
- 7 - Le site géotectonique de l'ensemble (d'après les diagrammes de Pearce et al., 1984).

I : ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES:

1) Chimie en éléments majeurs :

Exception faite des enclaves, 45 analyses sur roches totales ont été effectuées (La Feuillée : 16, Le Cloître : 8, Huelgoat : 21) et sont, avec leurs normes CIPW, reportées en annexe.

	HUELGOAT	LE CLOITRE	LA FEUILLEE
SiO ₂	69,32 - 73,16	68,52 - 74,35	69,83 - 74,92
Al ₂ O ₃	14,44 - 15,89	14,70 - 15,45	14,45 - 15,94
Fe ₂ O ₃ *	1,20 - 2,62	0,69 - 2,91	0,47 - 2,45
MnO	0,01 - 0,04	0,03 - 0,04	0,01 - 0,04
MgO	0,34 - 1,04	0,18 - 1,56	0,10 - 1,09
CaO	0,35 - 1,29	0,44 - 1,70	0,42 - 1,61
Na ₂ O	2,94 - 4,09	3,61 - 4,17	3,42 - 4,42
K ₂ O	3,88 - 5,45	3,64 - 4,24	3,51 - 4,72
TiO ₂	0,17 - 0,43	0,06 - 0,45	0,03 - 0,39
P ₂ O ₅	0,15 - 0,23	0,15 - 0,26	0,07 - 0,20

Tableau 13 : Gamme de variation des éléments majeurs des granites de Huelgoat, du cloître et de La Feuillée.

Tout d'abord, il apparaît que les variations modérées observées au cours de l'analyse modale se trouvent tout à fait confirmées par les éléments majeurs (Tableau 13). Ce sont principalement des roches acides s'intégrant dans le champ des granitoïdes à étain (Craig, 1927 ; Boissavy-Vinau, 1979 ; Figure 24); preuve supplémentaire de leur caractère crustal.

C'est encore, parmi les 3 intrusions, celle de Huelgoat qui possède, à l'exception d'Al₂O₃ qui reste relativement constant, la gamme de variation la plus faible. Ce sont aussi des roches pauvres en éléments ferromagnésiens. La somme Fe₂O₃*+MgO+MnO+TiO₂ n'atteint jamais 5%, confirmant ainsi leur caractère leucocrate. Par contre, leurs teneurs en Al₂O₃ sont toujours élevées (≈15%). Les rapports A/CNK (moles), supérieurs à 1, indiquent, dès les termes les moins différenciés, un caractère peralumineux (Clarke, 1981). De plus, les variations du rapport K₂O/Na₂O, en général supérieur à 1, montrent le rôle prépondérant joué par le feldspath potassique au cours de la différenciation magmatique. En effet, cette évolution ne peut pas être due à la biotite dont la proportion volumétrique diminue en fonction de l'acidité croissante des roches. En fait, ce rapport, aux incertitudes analytiques près, qui tend à augmenter dans le granite de Huelgoat, à rester constant dans le granite du Cloître, dans le granite de La Feuillée semble diminuer (1 point) en fin de différenciation (Figure 25). Donc, dans ce seul cas, il y aurait extraction de feldspath potassique durant les derniers stades de l'évolution magmatique.

Le principal apport de la norme CIPW est, par les teneurs en corindon élevées (\bar{X} : 2,98% - σ :0,64, pour les 3 intrusions), de confirmer le caractère alumineux de ces roches. Ajoutons à ceci que :

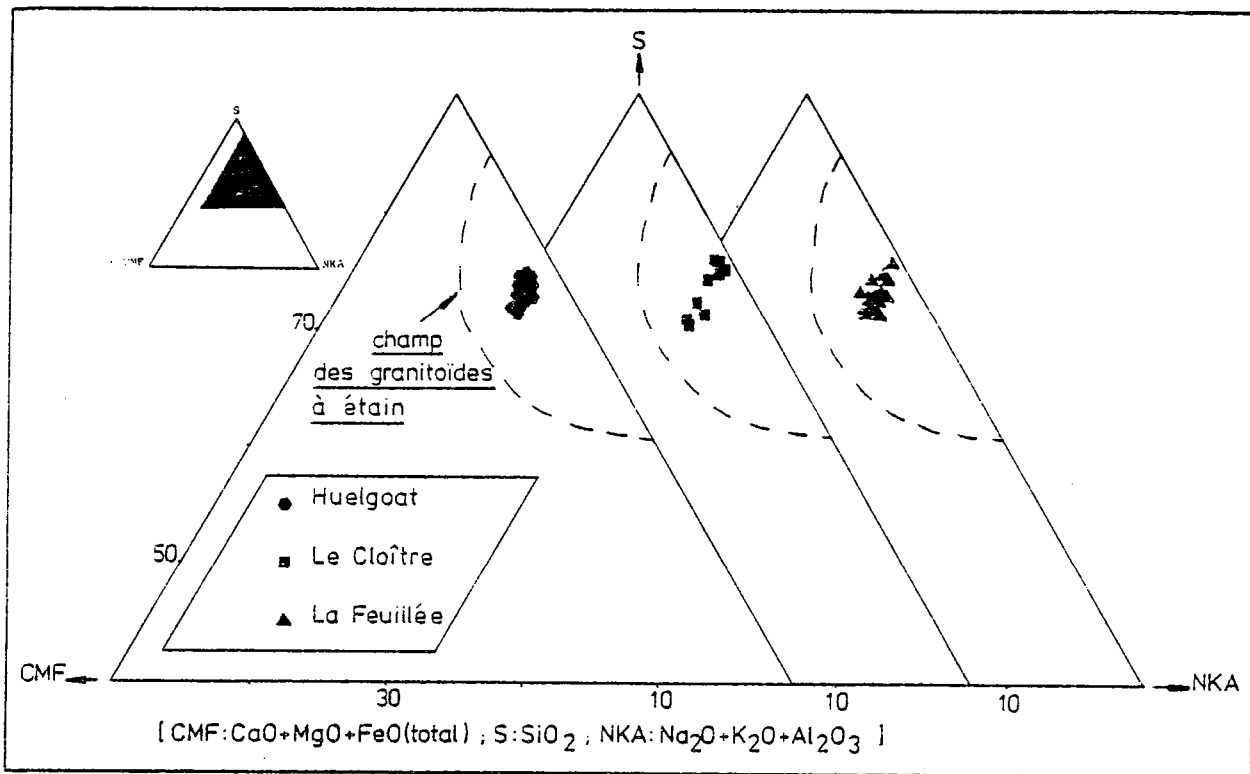


Figure 24 : Analyses chimiques des granites du massif de Huelgoat reportées dans le diagramme de CRAIG(1927).

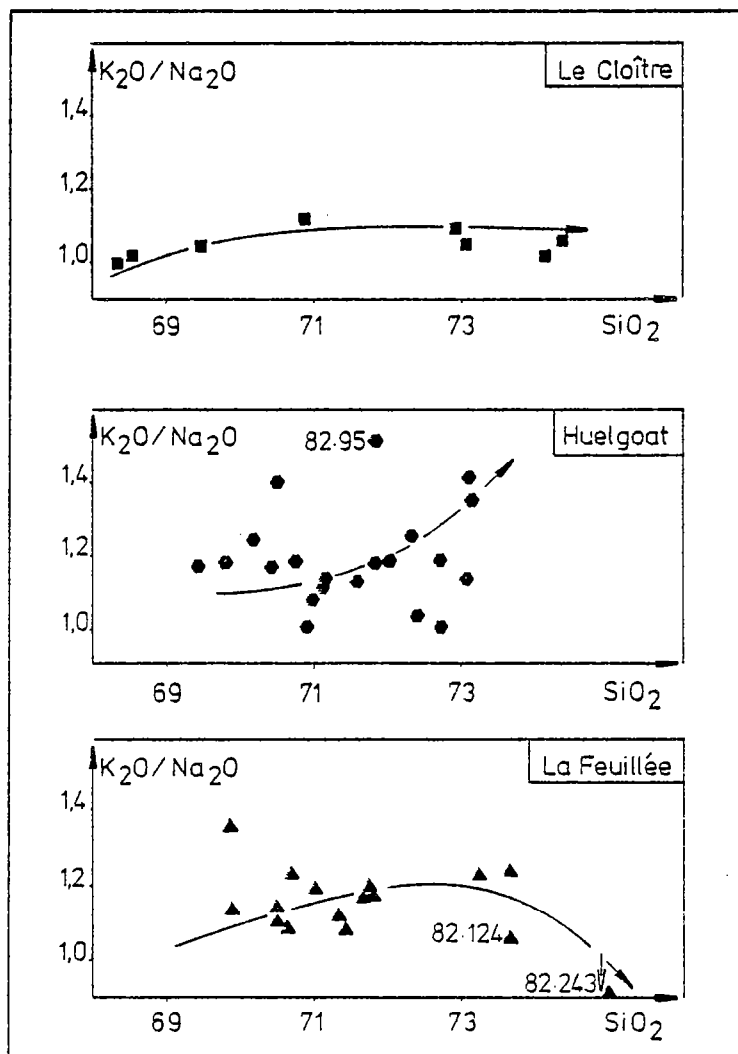


Figure 25 : Variation du rapport K_2O / Na_2O en fonction de l'acidité croissante des roches (SiO_2).

- la somme des coupholites est en général supérieure à 90%.
- le rapport Ab/An du granite de Huelgoat est relativement constant et évalué à 8,5.
- le rapport Ab/An du granite du Cloître, plus variable (4,0 à 35,3), est principalement dû à une légère albitisation tardive (visible au microscope) et probablement à une différenciation plus importante.
- le rapport Ab/An du granite de La Feuillée peut être évalué, en tenant compte de la zonéographie, à 6,0.

Enfin, dans le diagramme de classification normatif d'O'Connor (1965), les analyses chimiques des roches se situent, comme cela était prévisible, dans le champ des granites (Figure 26).

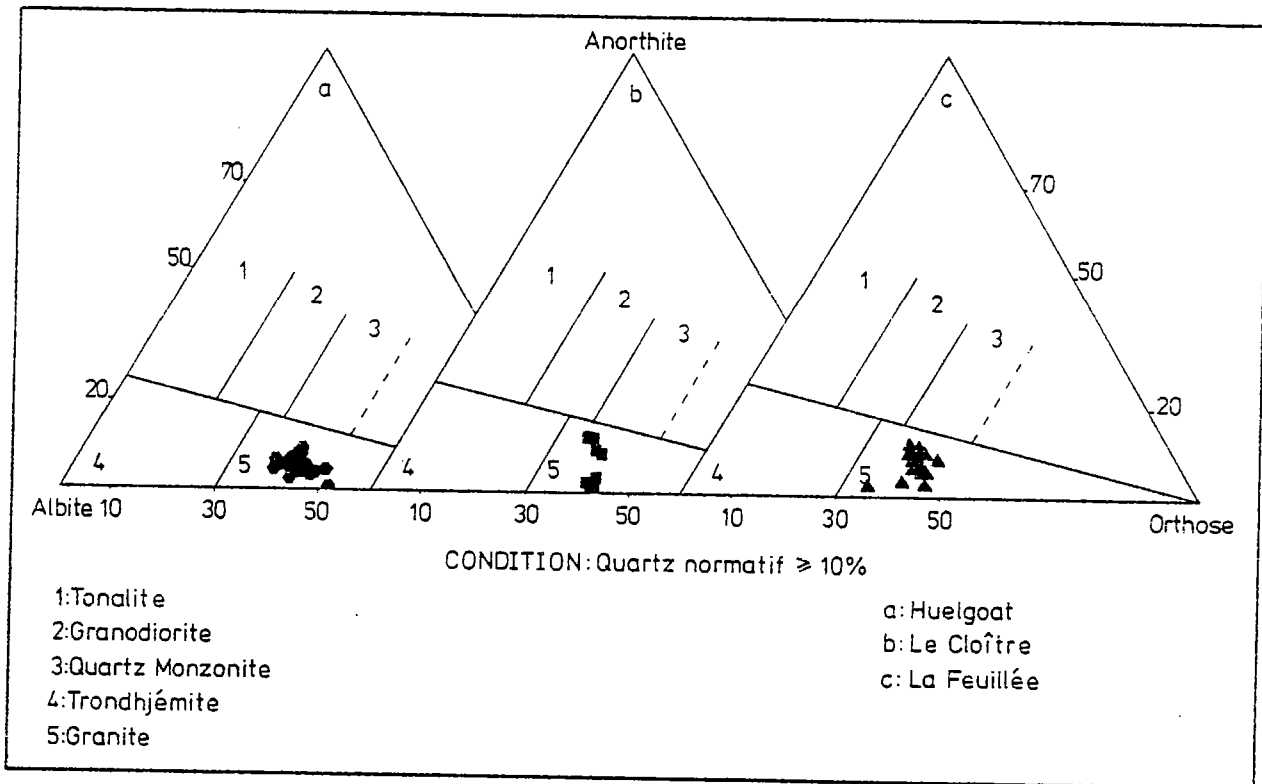


Figure 26 : Analyses chimiques des granites du massif de Huelgoat reportées dans le diagramme de classification normative des granitoïdes d'O'Connor (1965).

2) Chimie des éléments traces (autres que les terres rares):

Ces analyses sont reportées en annexe. Les variations observées sont importantes (Tableau 14). Ainsi, par exemple pour Ba, la gamme est respectivement de 402, 564 et 385 ppm dans les intrusions de Huelgoat, du Cloître et de La Feuillée. Remarquons que les teneurs les plus élevées se rencontrent dans le granite du Cloître, et, pour Cs et Ta, les concentrations sont moindres dans l'intrusion de La Feuillée. Ces teneurs ont été aussi comparées à celles des granitoïdes armoricains d'âge cadomien (Tableau 15). En effet, à cette époque, les 3 grands types plutoniques (granitoïdes à amphibolite : batholite Nord-Trégorrois; granites à cordiérite et leucogranites : batholite Mancellien) nous intéressant sont bien distingués. Plutôt que de prendre la moyenne des valeurs, j'ai choisi pour chaque unité, un échantillon moyen type. Cependant, comparer une granodiorite (Mancellia) et des granites (massif de Huelgoat) à cordiérite pose un problème, car, en effet, en règle générale les termes granodioritiques ont des teneurs plus élevées en éléments compatibles. Quoi qu'il en soit, l'ensemble des roches du massif de Huelgoat montre de fortes affinités avec les granodiorites mancelliennes. Les ordres de grandeurs en Co, Cr, U, Th, etc... sont semblables. Par contre, la comparaison avec les leucogranites laisse entrevoir une différence importante pour les éléments suivants : Zr, Sr, Co, Ni, Cr, Ba et Th. Celle-ci est particulièrement bien exprimée par le rapport Th/U (0,6 pour les leucogranites contre 2,9; 2,5; 1,8 dans les granites du massif de Huelgoat). Les leucogranites qui, rappelons le, naissent près des grandes zones de cisaillement et qui sont le fruit quasi-exclusif d'un surépaississement crustal (Didier et al., 1982 ; Bernard-Griffiths, et al., 1985 ; etc...) ont donc un caractère bien particulier, différent des autres granitoïdes. Granitoïdes à cordiérites et leucogranites ne semblent donc pas équivalents. Comparés aux granitoïdes à amphibole Nord-Trégorrois, le massif de Huelgoat montre bien les caractères d'un terme différencié (composition proche du granite 80-II : Graviou, 1984).

	Huelgoat	Le Cloître	La Feuillée
Nb	10 - 7	10 - 6	9 - 8
Zr	147 - 47	266 - 27	144 - 22
Y	19 - 10	15 - 9	17 - 13
Sr	184 - 54	298 - 24	279 - 14
Rb	273 - 182	256 - 169	208 - 135
Co	5,0 - 1,0	10,2 - 0,3	4,0 - 0,5
V	34 - 16	41 - 4	32 - 25
Ni	15,0 - 0,6	29,8 - 1,0	10,1 - 0,3
Cr	47 - 3	69 - 4	33 - 9
Ba	544 - 142	841 - 277	626 - 41
U	15,8 - 2,9	10,0 - 3,8	7,5 - 3,5
Th	13,1 - 5,7	22,9 - 1,4	11,8 - 2,9
Hf	3,4 - 1,6	6,5 - 0,9	3,9 - 1,2
Ta	1,32 - 0,90	2,55 - 1,27	0,58 - 1,30
Cs	23,4 - 9,3	26,9 - 12,9	10,2 - 3,5
Sb	0,26 - 0,09	0,30 - 0,12	0,25 - 0,07
Sc	5,3 - 2,7	9,4 - 1,9	5,7 - 3,2

Tableau 14 : Gamme de variation des teneurs en éléments traces (ppm) des granites du massif de Huelgoat.

Tableau 15 : Composition en éléments traces (ppm) des termes moyens des granites du massif de Huelgoat comparée à celle des termes moyens des granitoïdes à cordiérite et leucogranites du batholite Mancellien (Autran et al., 1983) et des granitoïdes à amphibole du batholite Nord Trégorrois (Graviou, 1984).

N°Echantillon	Massif de Huelgoat			Batholite Mancellien		Batholite Nord Trégorrois		
	Huelgoat	Le Cloître	La Feuillée	Granodiorite à cordiérite	Leucogranite	Diorite	Granodiorite	Granite
	82.206	82.309	82.19	P 11	M 9	80.10	80.06	80.11
Nb	9					6	17	13
Zr	125	146	77	256	26	84	232	134
Y	16					14	11	14
Sr	80	142	205	86	16	445	439	268
Rb	199	206	152	181	222	51	117	117
Co	3,5	4,7	2,7	5,3	0,5	36	11	6
V	25					120	70	28
Ni	5,0	13,4	4,7	12,0	1,6	120	7	3
Cr	22	37	16	46	5	678	17	13
Ba	319	489	407	704	157	343	896	717
U	4,4	5,5	5,6	4,0	4,1			
Th	13,0	13,9	10,0	14,1	2,4			
Hf	3,4	3,9	2,8	7,1	1,8			
Ta	1,26	1,34	0,89	1,23	1,62			
Cs	15,9	12,9	5,4	12,0	6,1			
Sb	0,10	0,12	0,04					
Sc	4,4	5,7	4,8	10,6	4,1			
Th/U	2,9	2,5	1,3	3,5	0,6			

De cette étude, il ressort surtout que granite à 2 micas de La Feuillée d'une part, leucogranites d'autre part, en accord avec leurs modes de gisement et leurs caractères pétrographiques, puissent difficilement être équivalents et avoir le même type d'évolution pétrogénétique.

3) Le groupe des lanthanides:

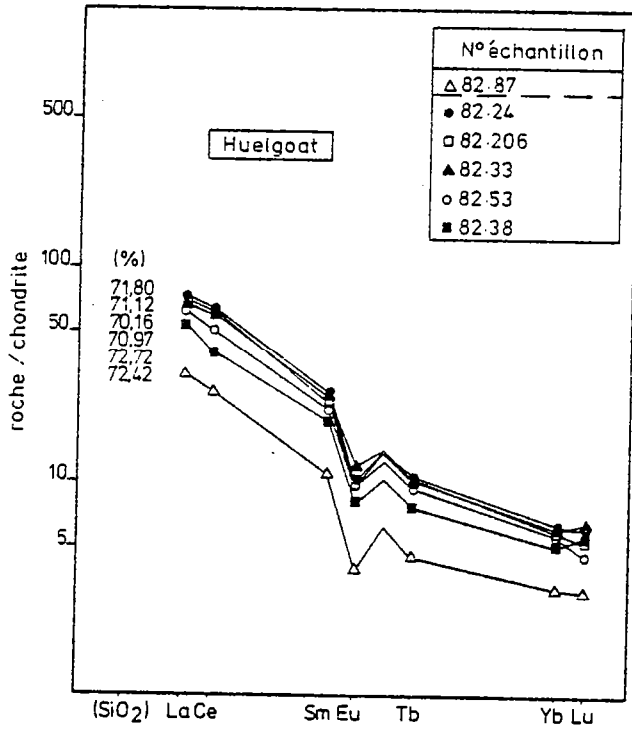


Figure 27a : Spectres en terres rares des granites de Huelgoat (zone centrale).

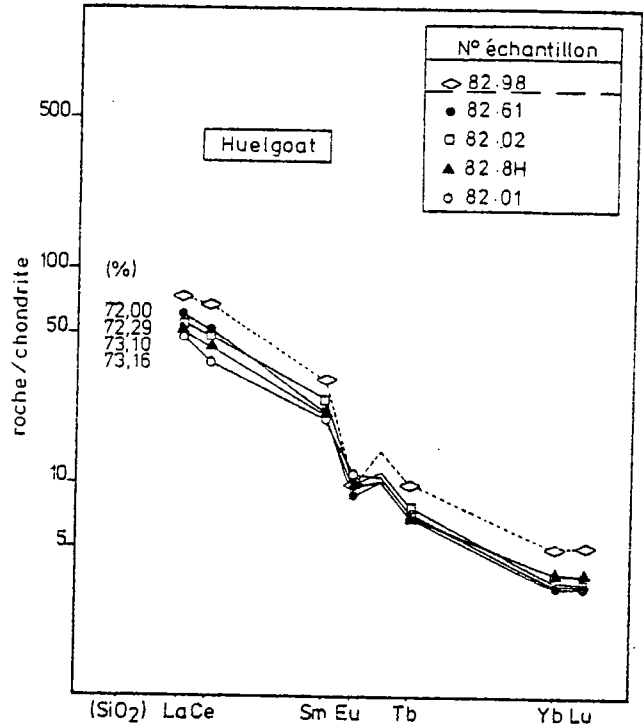


Figure 27b : Spectres en terres rares des granites de Huelgoat (zone périphérique).

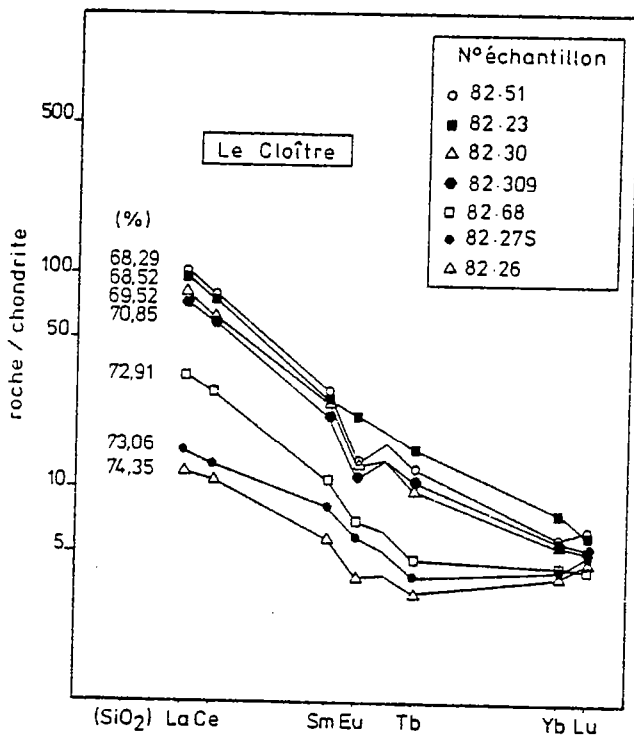


Figure 28 : Spectres en terres rares des granites du Cloître.

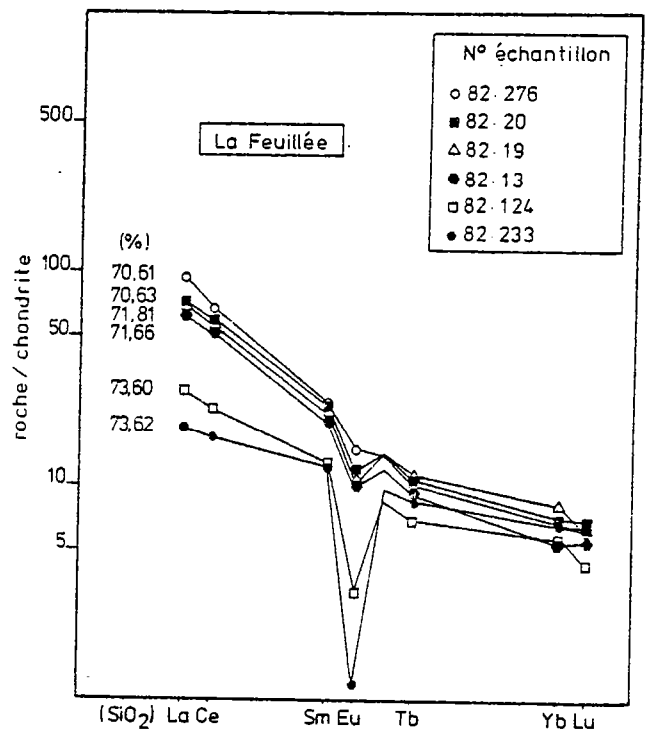


Figure 29 : Spectres en terres rares des granites de La Feuillée.

Les teneurs et les spectres obtenus sont respectivement reportés en annexe et dans les figures 27a-b, 28 et 29. Dans les 3 ensembles, à acidité croissante des roches (voir SiO_2), la somme des terres rares tend à diminuer. C'est dans le granite du Cloître que la variation est la plus forte ($\Sigma\text{REE analysées} \approx 106$ à 16 ppm). Elle est aussi bien marquée dans le granite de La Feuillée (≈ 93 à 24 ppm). Par contre, elle est nettement plus faible dans l'intrusion de Huelgoat (≈ 86 à 34 ppm). Dans ce dernier cas, les rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ compris entre $11,1$ et $18,6$ en accord avec le caractère centrifuge des associations minérales, se subdivisent en 2 ensembles correspondant globalement au centre et à la périphérie de l'intrusion; le fractionnement des terres rares relativement plus important en périphérie étant uniquement dû à l'augmentation des rapports $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ qui passent de $1,6$ à $2,2$. Tous Les échantillons se caractérisent aussi par une anomalie négative en europium. A ce niveau, 2 remarques s'imposent : - (1) l'échantillon 82.98 (zone arénisée) ne semble pas avoir subi de modification importante en terres rares - (2) l'échantillon 82.37 possède, pour sa valeur en silice, des teneurs anormalement basses. Quant aux granitoïdes du Cloître, à acidité croissante, la perte en terres rares diminue passant de $17,3$ à $3,1$. Par contre ici, cette diminution est due à l'ensemble des terres rares. L'anomalie négative en europium bien exprimée dans les termes les moins différenciés (éch: 82.51 : $0,61$) tend à disparaître au cours du fractionnement (éch: 82.27 S : $0,91$). Là encore, un échantillon (82.23) ne suit pas cette tendance ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 1$ pour $\text{SiO}_2 = 68,52\%$). Dans l'intrusion de La Feuillée, à acidité croissante des roches, la pente en terres rares diminue du fait principalement de la baisse du rapport La_N/Sm_N ($3,8$ à $1,5$); $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ ne variant pour ainsi dire pas. Par contre, tous les échantillons analysés possèdent une anomalie négative en europium qui, à l'inverse du Cloître et à un degré moindre de Huelgoat, augmente dans les terres rares les plus fractionnées ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,11$ pour éch: 82.233 ; $\text{SiO}_2 = 73,62\%$).

Cette approche très rapide de l'étude des terres rares met en évidence, en fin d'évolution, une différence dans le comportement des terres rares entre les granites à cordiérite (Huelgoat - Le Cloître) et ceux sans cordiérite (La Feuillée). De plus, elle permet de montrer l'absence de mobilité des terres rares dans la zone arénisée de Huelgoat (éch: 82.98). Par contre, elle pose le problème de leur baisse importante dans une roche apparemment "fraîche" (éch:82.37) et du caractère particulier de l'échantillon 82.23; ceux-ci étant discutés lors de l'étude du mécanisme de fractionnement des magmas.

4) Cas du faciès particulier de Huelgoat et de l'aplite centrale du Cloître:

A ce stade de l'étude, le cogénéisme de l'hétérogénéité du granite de Huelgoat (éch: 82.33) et de l'aplite centrale du Cloître (éch: 82.26) resté en suspens peut être résolu. cette approche a pour but, avant de décrire le fractionnement des séries, de replacer ces 2 types de roches dans l'un des ensembles précédemment définis. Tout d'abord, celles-ci contenant de la cordiérite ne peuvent être liées qu'aux intrusions de Huelgoat et du Cloître.

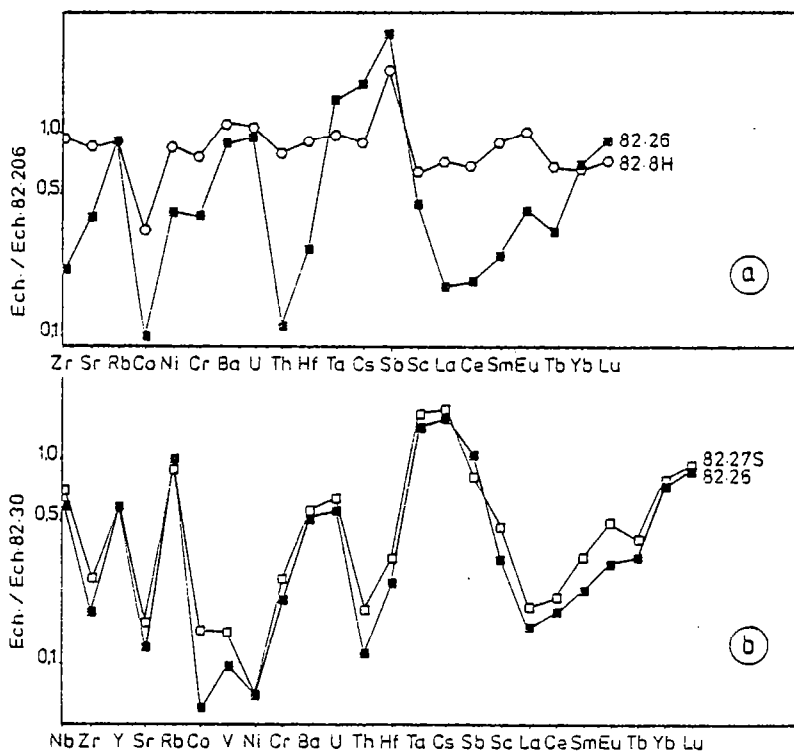


Figure 30 : Diagramme montrant le cogénéisme de l'aplite centrale du Cloître avec cette unité.

a- échantillons 82.26 et 82.3H (Huelgoat) normés à l'échantillon moyen 82.206 (Huelgoat).

b- échantillons 82.26 et 82.27S (Le Cloître) normés à l'échantillon moyen 82.30 (Le Cloître).

Les terres rares permettent de relier l'échantillon 82.33 à l'intrusion de Huelgoat. En effet, pour des termes équivalents en silice, le rapport $(La/Yb)_N$ des spectres en terres rares est de l'ordre de 11 dans l'intrusion de Huelgoat et de 13-14 pour celle du Cloître. Il est de 11,1 pour l'échantillon 82.33. De même, si on considère le fractionnement des terres rares lourdes (Tb_N/Yb_N) , il est de 1,6 à 1,8 dans le granite de Huelgoat et de 1,9 à 2,1 dans celui du Cloître. Cette valeur est de 1,7 dans l'échantillon 82.33.

Pour l'aplite centrale, l'approche est moins aisée du fait de son caractère intrusif et justement aplitique. Cependant, l'évolution des éléments traces permet de trancher (méthode de Tindle et Pearce, 1983). Cette aplite est donc un terme très différencié ($SiO_2 = 74,35\%$) qu'il convient de comparer à des roches analogues dans chaque ensemble (Le Cloître : éch: 82.27 S - $SiO_2 = 73,06\%$ et Huelgoat : éch: 82.8 H - $SiO_2 = 73,10\%$); le tout étant respectivement normalisé à des termes moyens (Huelgoat : éch: 82.206 - Le Cloître : éch: 82.30). Les résultats obtenus (Figure 30) indiquent sans ambiguïté que cette aplite centrale est génétiquement liée au granite du Cloître.

Il ressort que le faciès particulier à tendance granophyrique de Huelgoat et l'aplite centrale du Cloître sont respectivement génétiquement liées aux granites de Huelgoat et du Cloître.

II : AFFINITÉS ET SITE GEOTECTONIQUE:

1) Affinités:

A partir d'une compilation d'analyses modales, Lameyre (1980), Lameyre et Bowden (1982) et Bowden et al. (1984) définissent pour les roches grenues dans le diagramme de Streckeisen (1967) les lignées d'évolution des grands types magmatiques (tholéitique, calco-alcalin, alcalin) et y intègrent d'une part le champ des leucogranites et d'autre part celui des granites crustaux dont ceux peralumineux à cordiérite font partis. A cette distinction s'ajoute celle de Pupin (1976) qui aborde cette notion par une méthode originale : la typologie des zircons.

Que l'on prenne l'une ou l'autre classification, celles-ci confirment parfaitement le caractère crustal des granitoïdes du massif de Huelgoat (Figure 31). Cependant, si les granites à cordiérite n'atteignent pas le champ des leucogranites, le faciès à muscovite prédominante du granite de La Feuillée s'en approche fortement (Figure 32).

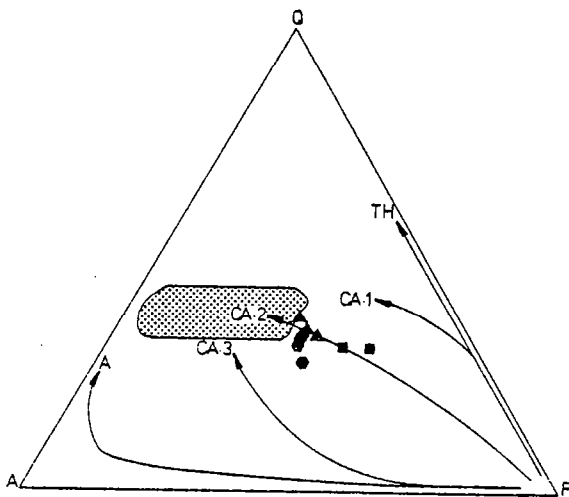


Figure 32 : Granites du massif de Huelgoat reportés dans le diagramme QAP de Lameyre (1980).

(Th: tholéitique; CA: calco-alcalin; A: alcalin
champ grisé: leucogranites).

hexagone: Huelgoat; carré: Le Cloître; triangle: La Feuillée.

Se repose donc le problème de savoir, bien que de nombreux indices s'y opposent (rapport Th/U, pétrographie, site, ...), si leucogranites et granite de La Feuillée sont équivalents. Plusieurs critères permettent de répondre. Tout d'abord, Didier et al. (1982) distinguent dans le Massif Central français les granodiorites-monzogranites des leucogranites et montrent, entre autre, que ces derniers ne contiennent pas d'enclaves microgrenues basiques; ce qui n'est pas le cas du granite de La Feuillée. De même, Cocherie (1978) remarque que les granites et granodiorites ont des teneurs en Rb comprises entre 100 et 200 ppm alors que celles des leucogranites oscillent entre 200 et 400 ppm. Dans l'intrusion de La Feuillée, la valeur moyenne est de 164 ppm ($\sigma n=24$). Enfin, Martin (1985) distingue dans un diagramme $(La/Yb)_N - Yb_N$, les champs de granitoïdes archéens et post-archéens et y définit aussi celui des leucogranites himalayens; la validité de ce champ étant parfaitement montrée par quelques points analytiques obtenus par Bernard-Griffiths et al. (1985) sur les leucogranites Sud-armoricains. Reportés dans ce diagramme, les analyses effectuées sur le granite de La Feuillée se situent dans le champ des granitoïdes post-archéens et ne montrent aucune affinité avec les leucogranites himalayens ou Sud-armoricains (Figure 33).

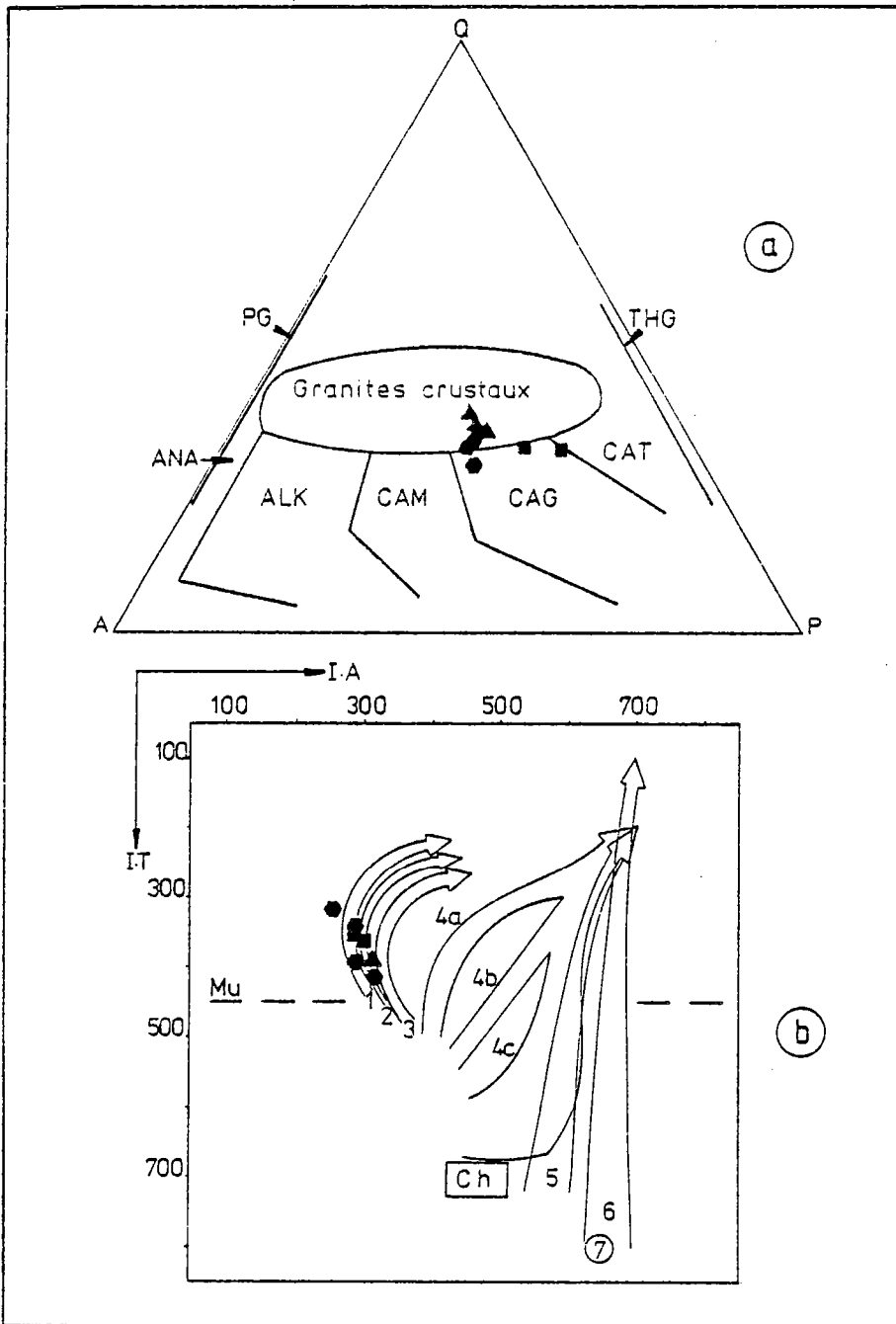


Figure 31 : a- types moyens des différents faciès des différents granites du massif de Huelgoat reportés dans le diagramme de Lameyre et Bowden (1982).

(PG: granite peralcalin
ANA: série sodique alcaline;
ALK: série alumineuse potassique
CAM: série calco-alcaline monzonitique;
CAG: série calco-alcaline granodioritique
CAT: série alcaline trondjhémitique;
THG: granite tholéitique ou plagiogranite.

b- points moyens des populations de zircons des granites du massif de Huelgoat reportés dans le diagramme de Pupin(1976).

1, 2, 3 : granites d'origine entièrement ou essentiellement crustale.

4 a, b, c : granites de la série calco-alcaline.

5 : granites de la série sub-alcaline.

6 : granites de la série alcaline.

7 : granites de la série tholéitique.

CH : domaine des charnockites; MU : limite des granites à muscovite.

(hexagone: Huelgoat; carré: Le Cloître; triangle: La Feuillée).

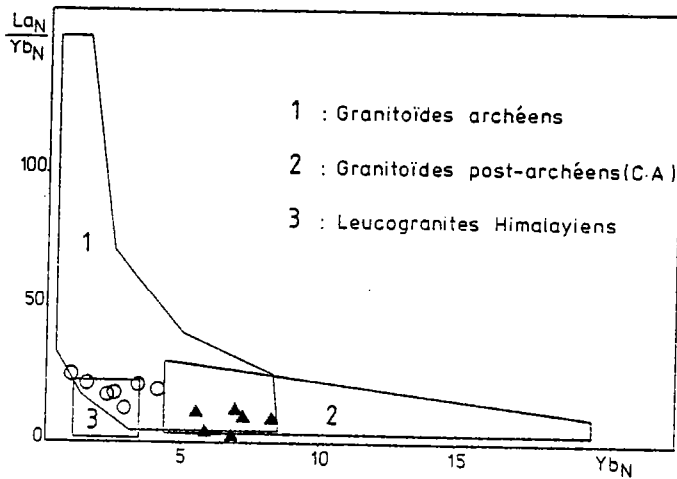


Figure 33 : Granites de La Feuillée (triangle) et leucogranites Sud armoricains (rond évidé) reportés dans le diagramme $(La / Yb)_N - Yb_N$ proposé par Martin (1985).

A la vue de ces résultats, il apparaît que les granites de La Feuillée ne sont pas des leucogranites au sens strict. Malgré une minéralogie différente, ils sont plus aisément reliables aux granitoïdes à cordiérite de Huelgoat et du Cloître.

2) Site géotectonique:

Le massif de Huelgoat, daté à 340 Ma, appartient donc à l'orogénèse hercynienne (chaîne de collision à cette époque; Autran et Cogné, 1980). Récemment, Pearce et al. (1984) proposent, pour les plutonites à plus de 5% de quartz, plusieurs diagrammes géotectoniques discriminants : Nb-Y; Ta-Yb; Rb-Y+Nb; Rb-Yb+Ta. Ces auteurs y délimitent 4 principaux champs : **ORG** (granitoïdes de ride océanique), **VAG** (granitoïdes d'arc volcanique et/ou lié à la subduction sous croûte continentale), **WPG** (granitoïdes intraplaques) et **syn-COLG** (granitoïdes syn-collision). Cependant, seul le diagramme Ta-Yb, utilisé ici, est parfaitement discriminant car c'est lui qui sépare le mieux les différents cas. En toute rigueur, les points analytiques du massif de Huelgoat doivent entrer dans le champ des granitoïdes crustaux syn-collisions (syn-COLG). Cependant, avant de discuter la position des points analytiques du massif de Huelgoat dans ce type de diagramme, il est nécessaire d'en mesurer la validité. C'est pourquoi, quelques ensembles à sites géotectoniques bien connus y ont été replacés (Figure 34 a et b).

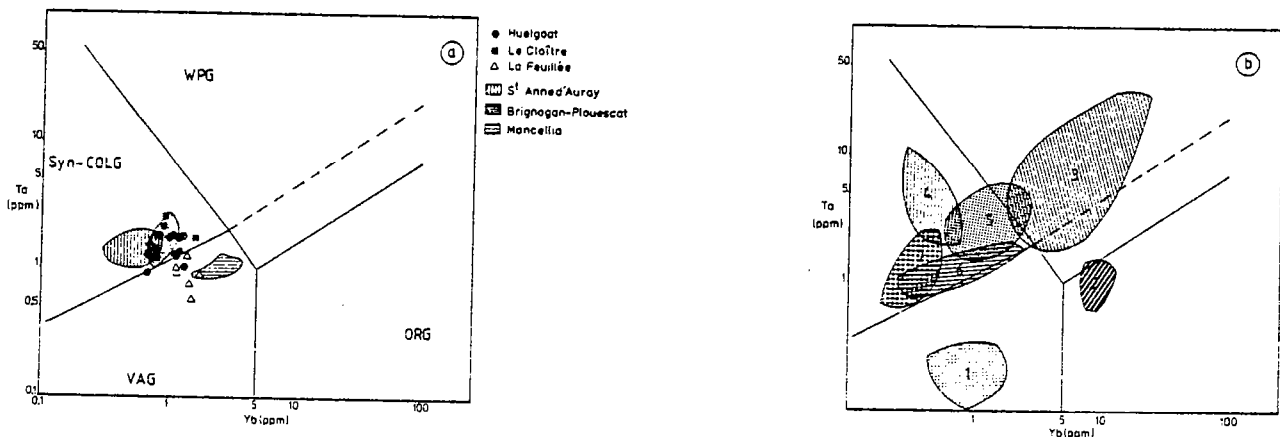


Figure 34 : a- Les granites du massif de Huelgoat et ceux des massifs à cordiérite de S^{te} Anne d'Auray (n=5) de Brignogan Plouescat (n=13) et de Mancellia (n=3) reportés dans le diagramme géotectonique Ta-Yb proposé par Pearce et al., 1984.

b- Exemples de quelques grands ensembles plutoniques replacés dans le diagramme de Pearce et al., 1984. (1: granitoïdes calco-alcalins de Guichon Creek, subduction, Cocherie, 1985; 2: trondjémities océaniques d'Inzecca, Cocherie, 1978; 3: complexe anorogénique de Mboutou et Golda Zewla, Jacquemin, 1981; 4: leucogranites du Manaslu, Cocherie, 1978; 5: granites crustaux de Meymac, Raimblaut, 1984; 6: leucogranites de Galice, Cocherie, 1978; 7: leucogranites de Côtes d'Ivoire, Cocherie, 1978).

L'accordance entre les champs dessinés et les sites géotectoniques connus est parfaite. Reportés dans ce diagramme, les points analytiques des granites de Huelgoat et du Cloître, en accord avec les données géologiques, se situent bien préférentiellement dans le champ syn-COLG. Par contre, ceux du granite de La Feuillée entrent dans celui des roches liées à une subduction, ce qui n'est absolument pas envisageable. L'hypothèse la plus vraisemblable, pour expliquer cette position, est une contamination des magmas primitifs par des venues basiques dont les enclaves microgrenues sombres en sont les témoins. Celles-ci, avec des teneurs basses en Ta (voir plus loin) sont en effet de parfaits candidats.

Les granitoïdes de Huelgoat apparaissent donc bien comme des plutonites crustales liés à la collision hercynienne. Cependant, l'intervention de venues basiques au cours de leur genèse ne peut être écartée.

III : CONCLUSION:

Cette partie de l'étude montre :

- 1 - le peu de fractionnement des éléments majeurs comparés aux éléments traces.
- 2 - les liens génétiques entre d'une part l'aplite centrale du Cloître et ce granite, et d'autre part le faciès particulier à tendance granophyrique de Huelgoat avec son encaissant.
- 3 - l'affinité de ces roches avec les autres plutonites à cordiérite (traces).

Elle confirme aussi :

- 1 - le caractère alumineux et crustal de tout cet ensemble (rapport A/CNK; granitoïdes à étain).
- 2 - la distinction entre leucogranites et granite de La Feuillée, ce dernier s'intégrant plus aisément aux autres granitoïdes à cordiérite de Huelgoat et du Cloître.
- 3 - la distinction dans les évolutions entre d'une part les granites à 2 micas (La Feuillée) et d'autre part, les granitoïdes à cordiérite (Huelgoat, Le Cloître; voir, les terres rares).
- 4 - le site géotectonique classiquement admis et souligne l'hypothèse de l'intervention de magmas basiques dans leurs genèses.

CHAPITRE V : CONDITIONS PHYSIQUES DE CRISTALLISATION DES MAGMAS DU MASSIF DE HUELGOAT ET REACTIONS MINÉRALES.

La connaissance des conditions physiques de cristallisation et des réactions minérales propres aux magmas est indispensable à la compréhension des processus de fractionnement. Les paramètres les plus couramment pris en compte sont : la pression, la température, la teneur en eau, et le degré d'oxydation (fugacité d'oxygène). Cette partie de l'étude se fixe donc pour buts d'une part, de montrer les similitudes et les différences entre granite à cordiérite et granite à 2 micas par l'approche des paramètres physiques de la cristallisation et, d'autre part, et au travers de ceux-ci, d'approcher les conditions physiques de la ou des sources.

I : CONDITIONS PHYSIQUES DE CRISTALLISATION DES MAGMAS:

1) Généralités:

Classiquement, les granitoïdes à cordiérite sont interprétés comme provenant de magmas déficitaires en eau (Charoy, 1979 ; Jonin, 1981); ceux à muscovite primaire étant au contraire saturés en eau. C'est ce caractère qui expliquerait que les granitoïdes à cordiérite "secs et chauds" aient une capacité ascensionnelle plus importante que ceux à muscovite "froids et humides".

Le granite de La Feuillée, à muscovite primaire, peut donc être considéré comme plus hydraté que ceux de Huelgoat et du Cloître; ce dernier à muscovite associée à la cordiérite devant contenir plus d'eau que le précédent. Comment alors expliquer que ces roches apparemment si différentes puissent se retrouver au même niveau structural? Auparavant quelques remarques et rappels s'imposent.

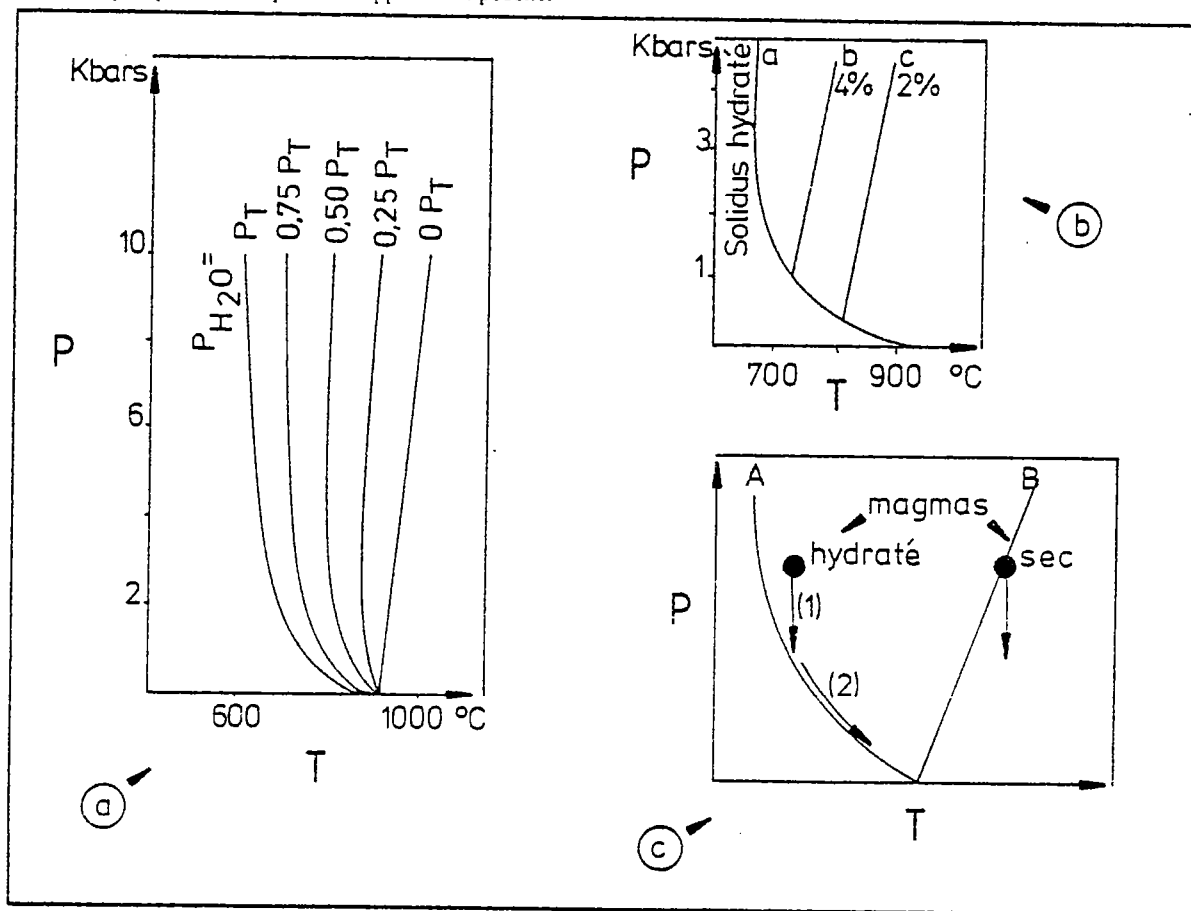


Figure 35 : a- travaux de Cann (1970) sur la position des solidus plus ou moins hydratés.

b- travaux de Winkler (1962) sur la position des liquidus en fonction du pourcentage en eau dans le mélange (liquidus; a- hydraté, b- à 4% d'eau, c- à 2% d'eau).

c- travaux d'Albarède (1983) sur la remontée adiabatique des magmas "secs" (B) et "humides" (A); 1- remontée adiabatique, 2- remontée grâce à la chaleur latente de réaction.

Tout d'abord, les données expérimentales sur la stabilité des minéraux apportent de nombreuses contraintes. Ainsi, Green (1976) obtient entre 780°C et 820°C, à partir d'un matériel pélitique moyen additionné d'eau (2 à 5%), un liquide de composition "adamellitique" dont les associations minérales diffèrent selon la pression. L'absence de grenat dans toutes les associations minérales reconnues dans le massif de Huelgoat ne permet pas de retenir des pressions totales supérieures à 5 kbars. A ceci s'ajoutent les travaux de Winkler (1962) et Cann (1970) montrant que les positions des courbes liquidus et solidus sont très dépendantes $-(1)$ des teneurs en eau ou en fluide des magmas et $-(2)$ des relations pression totale - pression d'eau (ou de fluide). Ceux de Cann (1970) indiquent que la courbe solidus se déplace vers des températures plus élevées pour des pressions d'eau de plus en plus éloignées de la pression totale (Figure 35a). Ceux de Winkler (1962) montrent qu'un accroissement des teneurs en eau de la source restreint le domaine liquidus-solidus et diminue ainsi l'espace dans lequel un magma a la possibilité de monter (Figure 35b).

En faisant abstraction de la température de fusion, il apparaît ainsi clairement que des magmas sous-saturés en eau montent haut dans l'écorce terrestre alors que ceux riches en ce constituant recourent très tôt leurs solidus et restent de ce fait près de leurs lieux de production. Cette notion est, à première vue, contradictoire d'une part avec le caractère allochtone du granite de La Feuillée et d'autre part avec la coexistence granites à biotite-muscovite, granites à biotite-cordiérite au même niveau structural. Mais, ceci s'explique soit en tenant compte des réactions exothermiques entre phases minérales et liquide en équilibre (Albarède, 1983; Figure 35c), soit en supposant une région source pour le granite de La Feuillée plus proche de la zone de mise en place que dans les autres cas; les 2 hypothèses pouvant être complémentaires. Ajoutons enfin qu'une remontée isostatique entre la mise en place du granite de La Feuillée et celle du granite de Huelgoat peut être évoquée; cette dernière hypothèse, vu le laps de temps court entre les 2 venues magmatiques, paraissant plus improbable. Ainsi, granites à cordiérite primaire (Huelgoat - Le Cloître) d'une part, granites à muscovite primaire (La Feuillée) d'autre part, peuvent se retrouver au même niveau structural.

Cependant, afin de mieux cerner ce problème, les conditions physiques de cristallisation des magmas (pression, température, teneur en eau, degré d'oxydation) ont été quantifiées.

2) Pression totale et pression partielle (eau ou fluide):

La façon la plus simple d'évaluer la pression est de se référer aux travaux de Winkler (1962-1974) sur le système granitique.

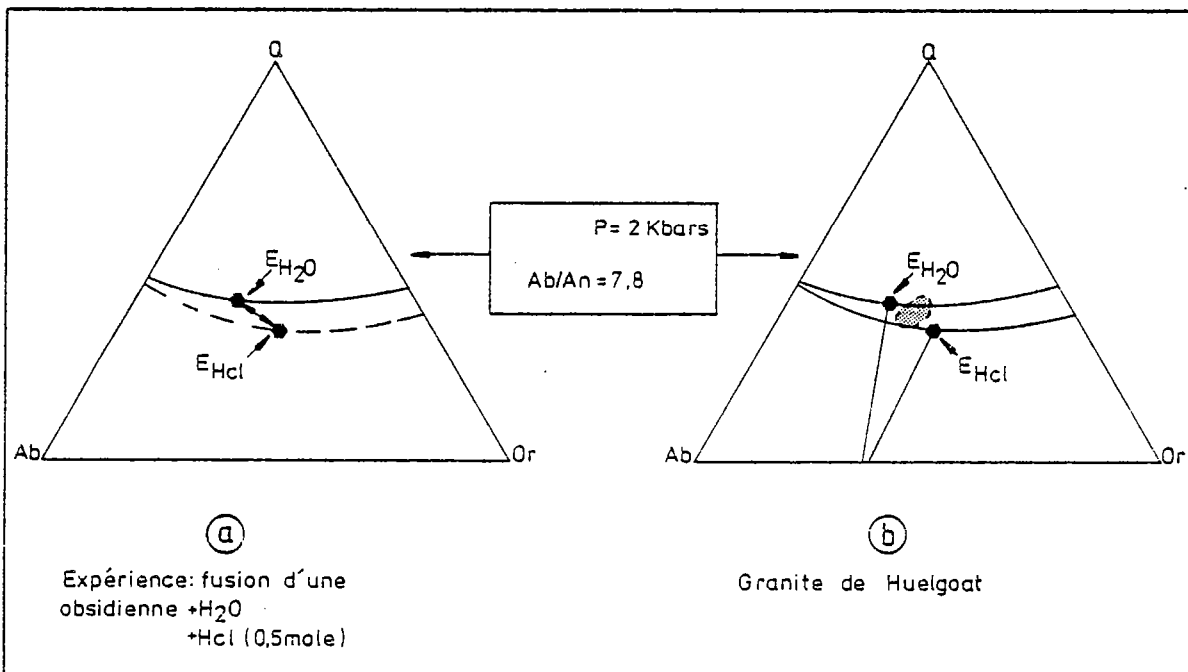


Figure 36 : a- Expérience de fusion d'une obsidienne en présence d' H_2O ou HCl et position des eutectiques correspondants (d'après Von Platen, 1965).

b- Analyses chimiques du granite de Huelgoat reportées dans ce diagramme (zone grisée).

Le fondement de la démarche est, pour des pressions données et des rapports normatifs Ab/An variables, la position

des points eutectiques et des courbes cotectiques dans un diagramme normatif quartz-albite-orthose (Q-Ab-Or). La pression envisagée dans ce diagramme est la pression des fluides; celle-ci pouvant être différente de la pression totale. Cette phase fluide peut contenir d'autres constituants que l'eau (Hcl, Hf,...). Le rôle de ces constituants est mal connu, mais, Von Platen (1965) montre que ceux-ci influent sur la position de l'eutectique (Figure 36a). En effet, les solutions salines contenues dans les sédiments subsistent entre les grains durant l'enfouissement. Et lors de la fusion de ceux-ci, ces solutions prennent toute leur importance dans le cas où l'on produit des granitoïdes paradérivés (ce qui, comme nous le verrons, est le cas ici).

a) Le granite de Hueigoat : Les variations du rapport Ab/An sont faibles; la valeur moyenne étant de 8,5. Du fait de la légère albitisation en fin d'évolution, elle peut être considérée comme proche de 7,8 (courbe expérimentale; Winkler, 1962). Reportés dans le diagramme Q-Ab-Or (Figure 36b), les points analytiques se situent entre les eutectiques E_{H_2O} (phase fluide constitué uniquement d'eau) et E_{HCl} (phase fluide contenant Hcl) pour des pressions fluides de 2 kbars. Cette pression est une valeur minimale. Cependant, la pression totale ne peut en aucun cas dépasser 5 kbars (absence de grenat; Green, 1976). Des pressions totales de l'ordre de 3-4 kbars sont donc envisageables. Ce sont celles retenues par de nombreux auteurs pour ce type de roches (Holdaway et Lee, 1977 ; Brandebourger, 1984). Donc, la pression de mise en place du granite de Hueigoat peut être évaluée à 3-4 kbars.

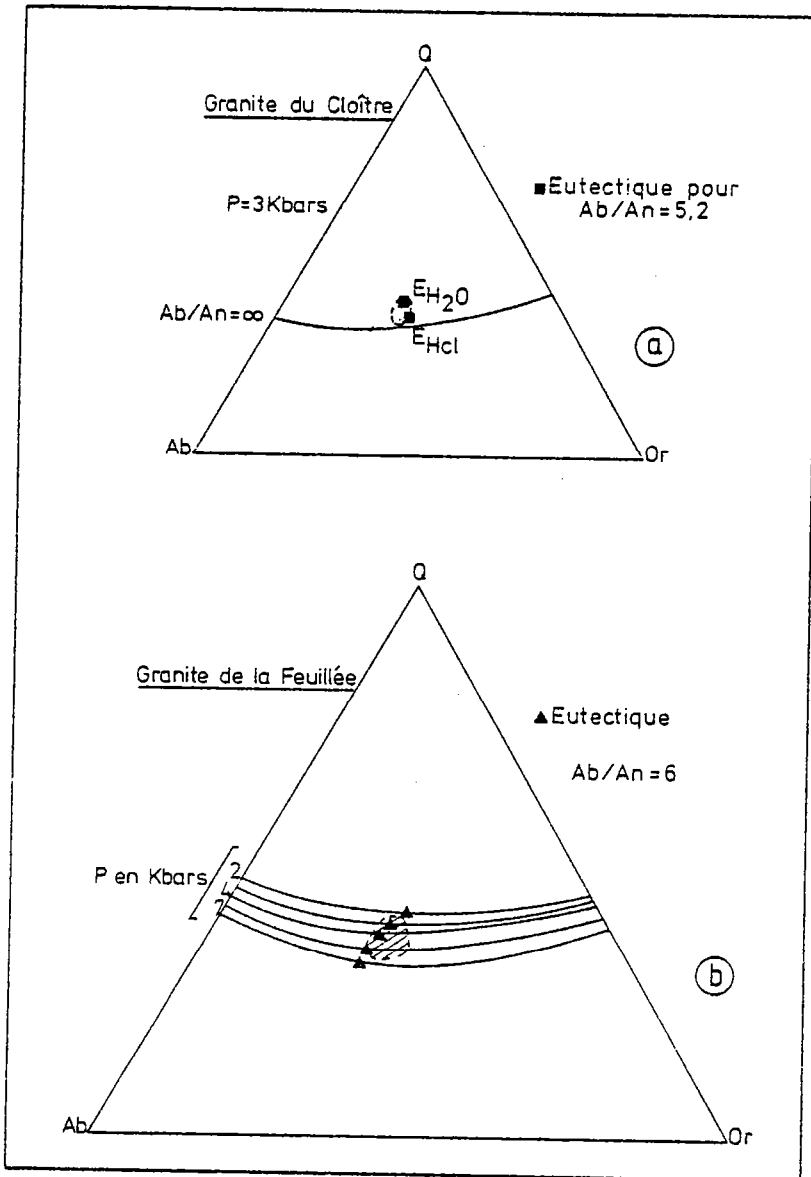


Figure 37 : a-Ensemble des points analytiques du granite du Clôître reporté dans le diagramme Q.Ab.Or (zone grisée).

b- Ensemble des points analytiques du granite de La Feuillée reporté dans le diagramme Q.Ab.Or (zone hachurée).

b) Le granite du Clôître : Les phénomènes d'albitisation tardive affectent plus intensément cette intrusion, d'où des rapports Ab/An variant de 4,0 à 35,3. Par contre, la muscovite primaire est ici présente très tôt et donc, par rapport au granite de Hueigoat, l'eau disponible est en quantité supérieure. Cependant, la cordiérite est

toujours présente. Donc, la pression fluide est plus proche ici de la pression d'eau. Dans le diagramme Q-Ab-Or, l'eutectique doit toujours être intermédiaire entre E_{H_2O} et E_{HCl} du fait de la non équivalence totale fluide - eau. Le rapport Ab/An moyen ne prenant en compte que les roches peu ou pas affectées par l'albitisation tardive est évalué à 5,2. Dans ces conditions la pression partielle fluide retenue est de 3 kbars (Figure 37a). Du fait de la plus grande quantité d'eau disponible dans le fluide, cette pression doit être peu éloignée (sans être totalement équivalente) de la pression totale. Celle-ci peut donc être considérée comme proche de 3-4 kbars.

c) Le granite de La Feuillée : La présence en quantité importante de muscovite primaire conjointement à l'absence de cordiérite va dans le sens d'une pression fluide proche de la pression totale du fait qu'ici la phase fluide se résume quasi exclusivement à de l'eau. Le rapport Ab/An moyen avait précédemment été évalué à 6,0. Les données analytiques reportées dans le diagramme Q-Ab-Or, bien que se dispersant entre 3 et 6 kbars se concentrent principalement autour des points eutectiques correspondant à des pressions fluides de 3 et 4 kbars (Figure 37b); la pression totale étant dans ce cas du même ordre de grandeur.

En conclusion, pour l'ensemble du massif de Huelgoat, la pression totale de cristallisation est semblable et évaluée par cette méthode à 3-4 kbars. Cependant, il faut remarquer que d'après les grilles pression-température proposées par Thompson et Algor (1977), Abbott et Clarke (1979), ..., les granites à muscovite sont, en règle générale, à des pressions plus élevées que les granites à cordiérite.

3) Température de cristallisation des magmas:

Dans le cas où la pression totale est proche de la pression fluide (cas du granite de La Feuillée), les diagrammes Q-Ab-Or et An-Ab-Or de Winkler et al. (1975) permettent directement d'évaluer la température de cristallisation des magmas. Dans les autres cas (principalement Huelgoat et à un degré moindre Le Cloître), où cette condition n'est pas tout à fait remplie, le géothermomètre de Stormer (1975) est la méthode la mieux adaptée.

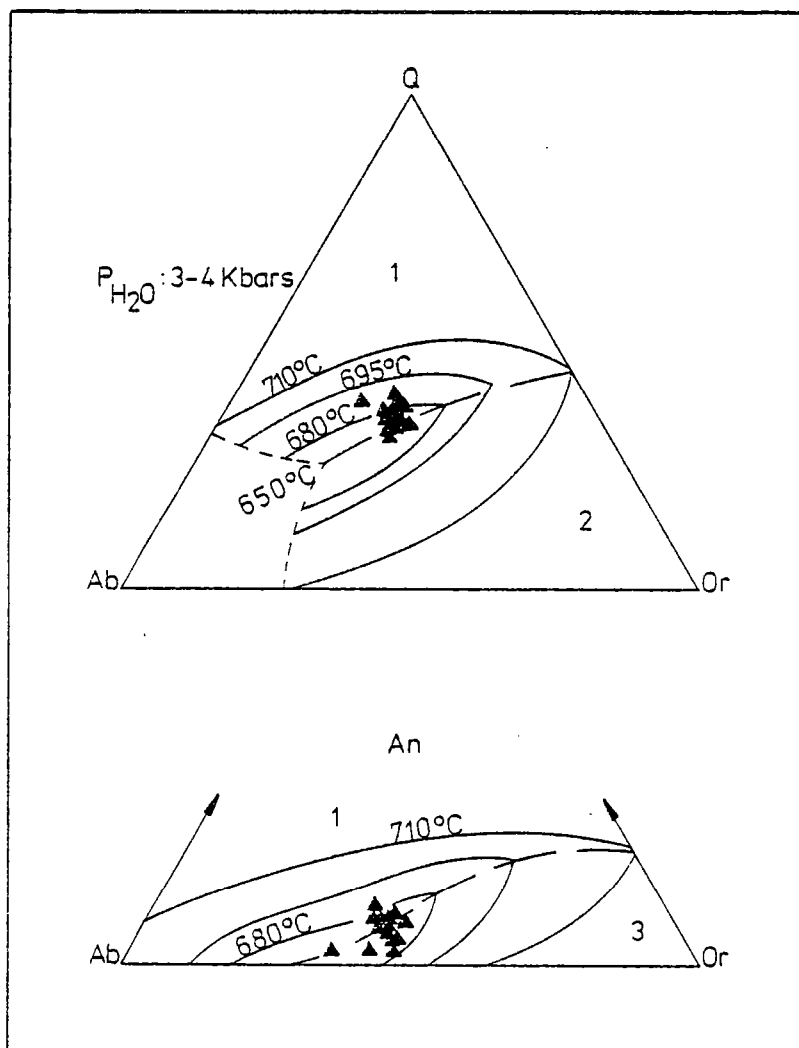


Figure 38 : Points analytiques du granite de La Feuillée reportés dans les diagrammes normatifs Q.Ab.Or. et An.Ab.Or. proposés par Winkler et al., 1975 (1: quartz + plagioclase + vapeur + liquide; 2: plagioclase + feldspath potassique + vapeur + liquide; 3: quartz + feldspath potassique + vapeur + liquide; -températures corrigées de $+10^\circ$ suivant les indications des auteurs par rapport à 5 kbars).

a) Granite de la Feuillée : Reportés dans les diagrammes thermométriques Q-Ab-Or et An-Ab-Or (Winkler et al., 1975), les points analytiques indiquent une température de cristallisation comprise entre 650 et 695°C pour les pressions précédemment considérées (Figure 38).

b) Granite de Huelgoat : Le thermomètre utilisé est celui de Stormer (1975). Il est basé sur les teneurs en albite du plagioclase, du feldspath potassique et sa phase perthitique. Du fait du zonage important des plagioclases, j'ai choisi de travailler sur les valeurs extrêmes. Ce thermomètre est calibré pour des pressions de 1-2-5-10 kbars. Suite aux résultats obtenus sur les pressions, il a donc été utilisé pour 2 et 5 kbars. Les résultats sont synthétisés dans la figure 39.

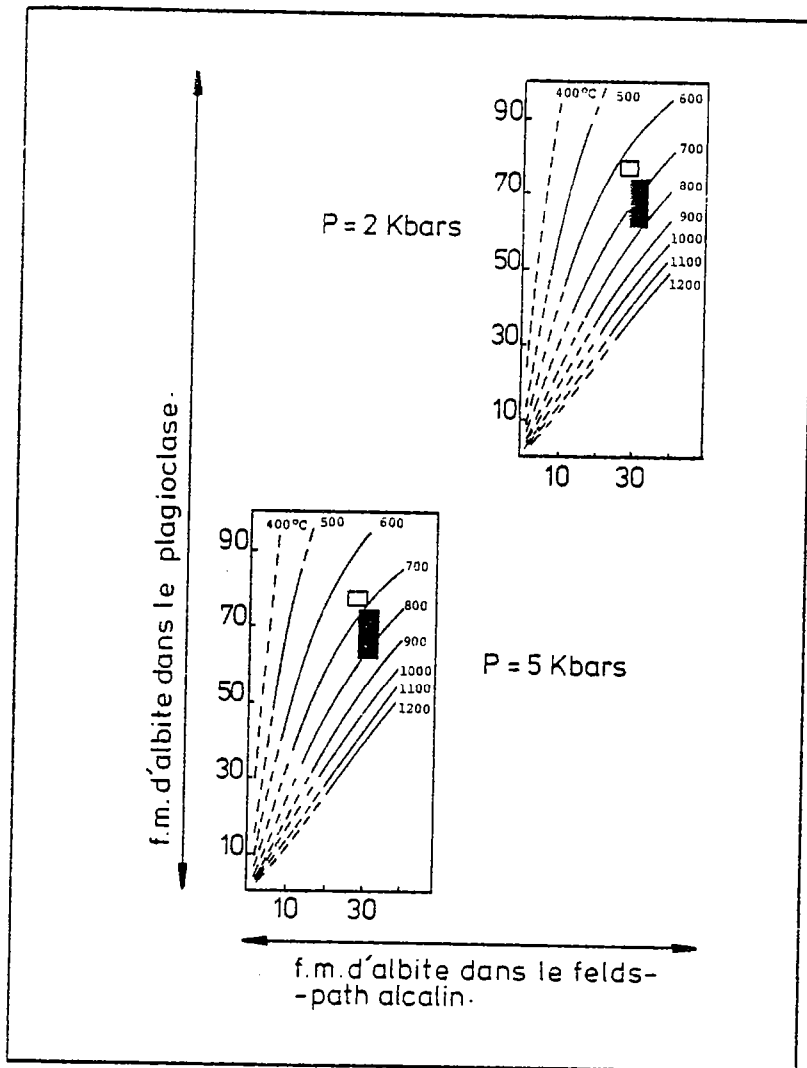


Figure 39 : Application du géothermomètre de Stormer (1975) au granite de Huelgoat pour des pressions de 2 et 5 kbars (f.m. : fraction molaire en % ; rectangle noir : échantillon 82.206 ; rectangle blanc : échantillon 82.8H).

Dans le cas de l'échantillon 82.206, terme peu différencié et se situant au coeur de l'intrusion, les températures sont de 650-800°C pour 2 kbars et de 700-850°C pour 5 kbars. A 3-4 kbars, elles peuvent être évaluées à 700-800°C. Pour un échantillon différencié de bordure (82.8 H), elles sont respectivement de 600-650°C et 650-700°C pour 2 et 5 kbars, d'où environ 650°C pour 3-4 kbars. Donc, la température de cristallisation des feldspaths est dans la majeure partie de l'intrusion de 700-800°C et diminue en bordure du massif, ce qui est tout à fait normal.

c) Granite du Cloître : C'est aussi le géothermomètre de Stormer (1975) qui a été utilisé. Les résultats sont reportés dans la figure 40. Dans les 3 exemples traités, la température reste relativement constante. Elle est de 600-800°C pour 2 kbars et de 650-850°C pour 5 kbars. A 3-4 kbars, elle peut être évaluée à 650-800°C.

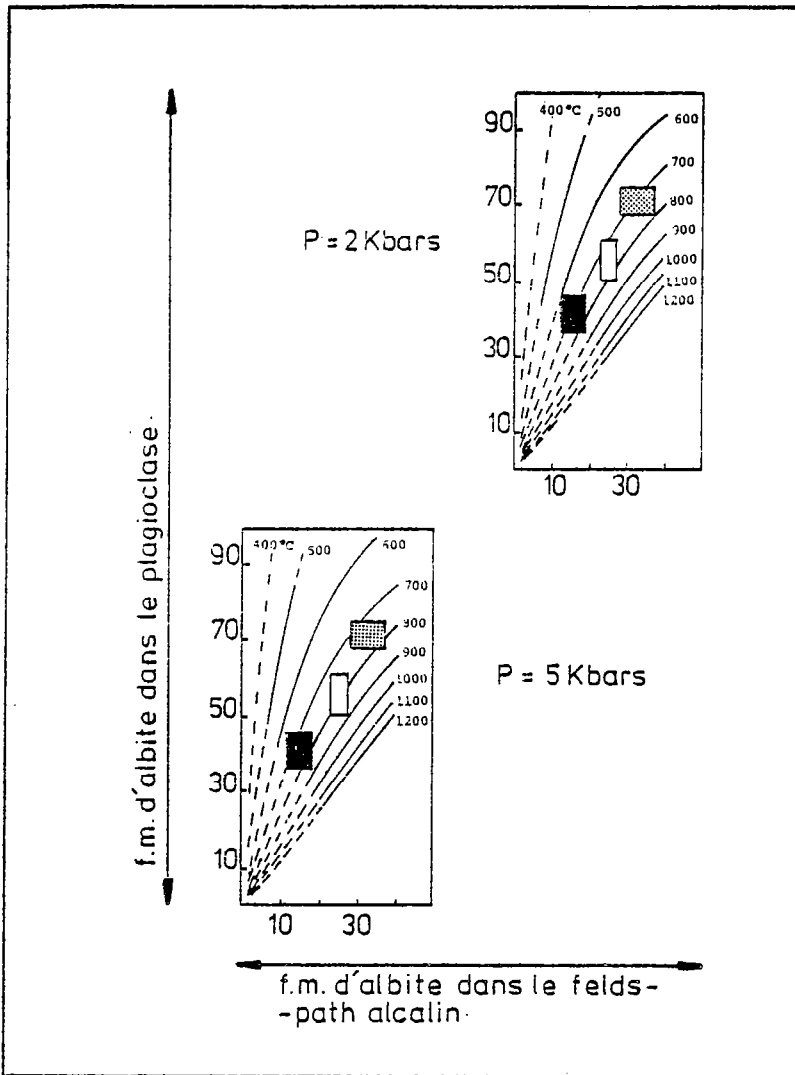


Figure 40 : Application du géothermomètre de Stormer (1975) au granite du Cloître pour des pressions de 2 et 5 kbars (f.m. : fraction molaire en % ; rectangle noir: échantillon 82.30 ; rectangle grisé: échantillon 82.27S ; rectangle blanc : échantillon 82.26).

En conclusion, pour l'ensemble du massif de Huelgoat, la température de cristallisation des feldspaths, assimilée à celle de la mise en place, est de l'ordre de 700-750°C. Bien que le granite le moins hydraté (Huelgoat) semble avoir la température de mise en place la plus élevée valeur moyenne : 750°C contre 725°C (Le Cloître) et 675°C (La Feuillée) , ce qui est logique, les incertitudes des méthodes ne permettent pas une distinction précise entre les intrusions.

4) Teneur en eau des magmas et proportion de cette phase dans le fluide:

Ce paragraphe tend à confirmer, à travers les travaux expérimentaux de Clemens et Wall (1981), que les magmas des granitoïdes à cordiérite de Huelgoat et du Cloître, contrairement à celui hydraté de La Feuillée (muscovite primaire abondante; phase fluide = eau), sont déficitaires en eau. Les cas théoriques utilisés sont à 2 et 5 kbars (Figure 41). Tout d'abord, il existe une bonne concordance entre les données expérimentales concernant l'ordre d'apparition des minéraux (voir 2 kbars) et celui observé en lame mince. A 2 kbars et pour une température autour de 750°C, les proportions d'eau dans le mélange sont évaluées à 3,5% et celles de ce constituant dans la phase fluide à 50%. A 5 kbars, les résultats sont respectivement de 4,5% et 40%. Donc pour 3-4 kbars, les valeurs retenues sont : pourcentage en eau du mélange : 4%; proportion d'eau dans la phase fluide : 45%.

Ces données expérimentales confirment donc la sous-saturation en eau des magmas produisant les granitoïdes à cordiérite; ce qui n'est nullement en contradiction avec les hypothèses avancées par Pichavant et Stussi (1986) quant aux conditions physiques de production des granitoïdes à cordiérite comparées à celles des leucogranites. En effet, dans le cadre où les taux de fusion sont élevés (comme nous le verrons ultérieurement), la sous-saturation en eau des magmas peut être évoquée. En supposant pour les 3 intrusions une source pétrographiquement et géochimiquement semblable, il est clair que les teneurs en eau des magmas produits sont pour une grande part le reflet

de la quantité d'eau disponible dans les sources; la moins hydratée étant la plus profonde. Dans le cadre de cette hypothèse, il apparaît que les sources des différents granites du massif de Huelgoat étaient plus ou moins enfouies; celle ayant générée le plutonisme à cordiérite l'étant davantage que celle donnant les granites à 2 micas.

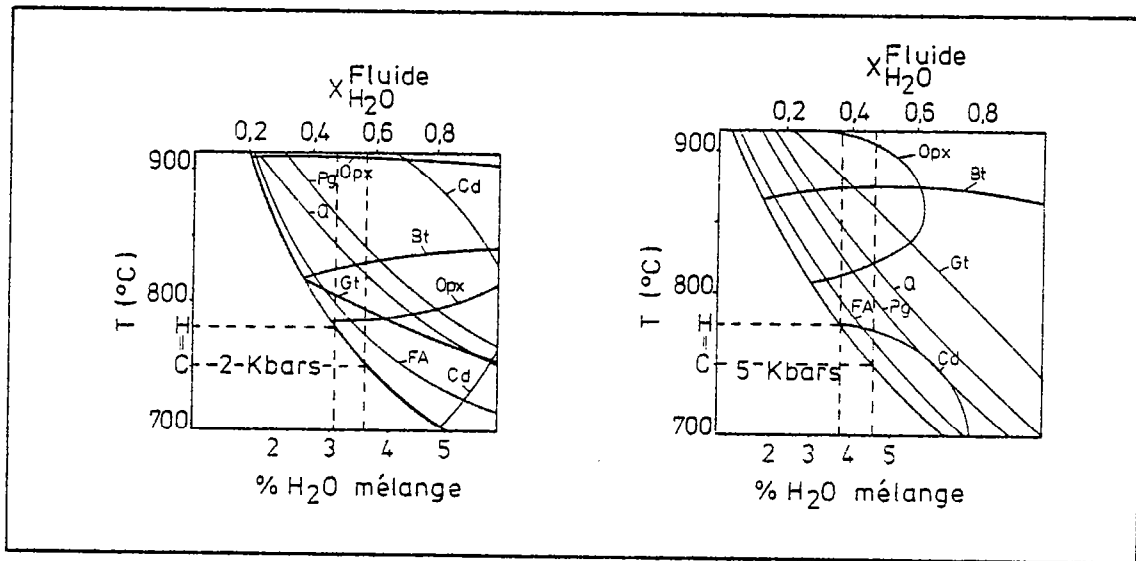


Figure 41 : Travaux expérimentaux de Clemens et Wall (1981) : position des températures moyennes des granites de Huelgoat et du Cloître pour 2 et 5 kbars permettant d'approcher les pourcentages en eau dans le mélange et les proportions d'eau dans la phase fluide.

5) Degré d'oxydation et fugacité d'oxygène:

Le calcul de ces 2 paramètres complémentaires demande la connaissance d'une part du fer sous les formes Fe^{2+} et Fe^{3+} et d'autre part celle des teneurs en europium des biotites et roches totales. Pour des raisons analytiques, le nombre des exemples traités est peu élevé, mais, les résultats semblent significatifs.

a) degré d'oxydation : Cette grandeur définie par Rittman (1973) peut être exprimée de la façon suivante :

$$Ox = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn^{2+}) \text{ (en nombre d'atomes).}$$

Les résultats obtenus sur 3 échantillons, les moins altérés possible, (un par intrusion et à même degré de fractionnement) sont les suivants :

	N° Echantillon	Ox
Huelgoat	82.206	60. 10^{-3}
Le Cloître	82.30	72. 10^{-3}
La Feuillée	82.20	100. 10^{-3}

Ceux-ci diffèrent d'une intrusion à l'autre, mais montrent surtout des degrés d'oxydation distincts entre granite à cordiérite et granite à 2 micas. Ils vont donc dans le sens d'une fugacité d'oxygène plus élevée dans l'intrusion de La Feuillée.

b) Fugacité d'oxygène : Ce paramètre est classiquement défini à l'aide des teneurs en Fe^{2+} et Fe^{3+} des biotites (Wones et Eugster, 1965) et du comportement de l'euprotium entre minéral et roche totale (Philpotts, 1970).

- Fe^{2+} et Fe^{3+} dans les biotites : Reportés dans le diagramme $Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg^{2+}$ (Wones et Eugster, 1965), les points analytiques indiquent une différence de fugacité d'oxygène entre les granites de Huelgoat et du Cloître et celui de La

Feuillée (Figure 42). En effet, seule la biotite de cette dernière intrusion se situe au dessus du tampon Ni-NiO. Donc, qualitativement, la fugacité d'oxygène dans ce magma était supérieure à celle régnant dans les liquides parents des granites de Huelgoat et du Cloître.

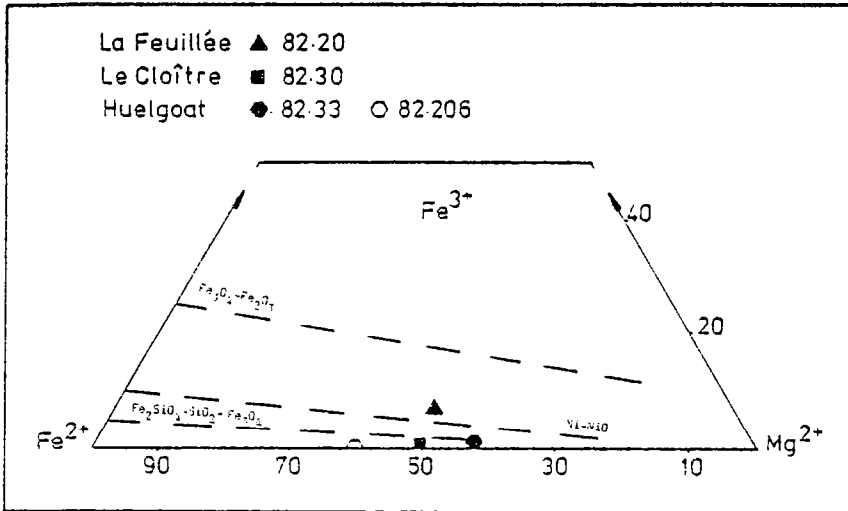


Figure 42 : Points moyens des biotites des granites du massif de Huelgoat reportés dans le diagramme de Wones et Sugster, 1965.

- Comportement de l'euporium (Eu^{2+} , Eu^{3+}) entre biotite et roche totale : La fugacité d'oxygène peut aussi être estimée en considérant les proportions en Eu^{2+} et Eu^{3+} dans les phases minérales ayant cristallisé à partir d'un magma granitique (Philpotts, 1970). L'application de la méthode est basée sur les travaux expérimentaux de Drake (1975); d'où la relation :

$$\log f\text{O}_2 = -4,55 (+0,17) \log (\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+})_1 - 10,89 (+0,19).$$

Celle-ci est classiquement utilisée à partir des feldspaths (Treuil, 1973 ; Drake, 1975). Mais, comme le souligne Raimbault (1984), il est préférable d'appliquer ce raisonnement à des phases minérales dont les coefficients de distribution des terres rares trivalentes sont élevés et ceux du strontium et de l'euporium divalent bas (K_{Eu} mesurable; $K_{\text{Eu}^{2+}}$ approximé par K_{Sr} ; $K_{\text{Eu}^{3+}}$ déduit par interpolation entre K_{Sm} et K_{Gd} ; K : coefficient de distribution minéral - roche totale). En effet, ceci minimise l'erreur due à l'approximation faite sur K_{Sr} . C'est pourquoi, cet auteur applique la méthode aux apatites et aux biotites (avec $K_{\text{Sr}}^{\text{bt}/\text{RT}}$: 0,12).

Pour ma part, seules les biotites ont été utilisées. Les résultats sont reportés dans le tableau 16.

	Biotite	Log fO ₂	fO ₂
Huelgoat	B.82.33	= - 18	10 ⁻¹⁸
	B.82.38	= - 15	10 ⁻¹⁵
Le Cloître	B.82.30	= - 17	10 ⁻¹⁷
La Feuillée	B.82.19	= - 11	10 ⁻¹¹
	B.82.20	= - 8	10 ⁻⁸

Tableau 16 : Fugacités d'oxygène calculées à partir des biotites.

Comme c'est souvent le cas, les valeurs calculées n'ont pas grande signification: seules les variations sont interprétables. En effet, les calibrages expérimentaux de Drake (1975) correspondent à des magmas dont la structure est probablement différente de celle des granitoïdes étudiés. De même, si la fugacité d'oxygène dépend bien du rapport $(\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+})_1$, elle est aussi liée au degré de polymérisation des magmas (Virgo et al., 1980). Qualitativement, la fugacité d'oxygène est du même ordre de grandeur pour les granites de Huelgoat et du Cloître (10⁻¹⁸ - 10⁻¹⁵ contre 10⁻¹⁷). Par contre, comme le laissait prévoir - (1) le degré d'oxydation, - (2) la répartition du fer dans les biotites, et-

(3) l'étude des terres rares dans les feldspaths, elle est nettement plus élevée dans le granite de La Feuillée (10^{-11} à 10^{-8}).

La fugacité d'oxygène est une grandeur directement reliable aux magmas parents; la connaître est un moyen d'approche indirect permettant d'évaluer celle de la source. Ainsi, dans l'hypothèse où tous ces magmas proviendraient de sources pétrographiquement et géochimiquement semblables, il est clair que le degré d'oxydation des magmas est le reflet du plus ou moins grand enfouissement des sources (en règle générale, pour une série donnée, le degré d'oxydation diminue avec la profondeur). Dans le cadre de cette hypothèse, on peut donc conclure que les sources des granites de Huelgoat et du Cloître, se situeraient à une même profondeur; supérieure à celle du granite de La Feuillée. Ceci confirme les résultats obtenus lors de l'étude des teneurs en eau des divers magmas.

II : LES REACTIONS ENTRE PHASES MINÉRALES:

Elles sont de 2 types : deutériques et magmatiques. Les premières particulièrement bien développées au Nord-Est du granite de La Feuillée ont été récemment étudiées par Chauris (à paraître). Il ne convient donc pas, dans le cadre de cette étude, d'y revenir. Les secondes existent dans les granites à cordiérite de Huelgoat et du Cloître. Ce sont des réactions péritectiques.

1) Le granite de Huelgoat:

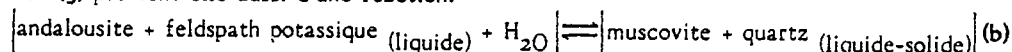
Dans cette intrusion, 2 réactions péritectiques peuvent être reconnues. En effet, les associations minéralogiques identifiées sont :

- biotite + cordiérite (1)
- biotite + (cordiérite) + andalousite (2)
- biotite + (cordiérite) + (andalousite) + muscovite (3)

Dans l'association (2), la cordiérite n'est plus stable et se transforme en andalousite. La réaction se produit pour des matériaux relativement fractionnés. En effet, la présence d'andalousite ne s'exprime que dans des roches à plus de 26% de quartz (analyse modale); conjointement, la proportion de cordiérite non transformée baisse. La réaction péritectique qui en est responsable est du type :

$$\left\{ \text{cordiérite} + \text{liquide} \right\}_{\text{feldspath .k.} - \text{H}_2\text{O}} \rightleftharpoons \left\{ \text{andalousite} + \text{biotite} \right\} \quad \text{(a) Abbott et Clarke (1979); Conquéret (1966).}$$

L'association (3) provient elle aussi d'une réaction:



et est parfaitement définie dans le système $\text{KAlO}_2 - \text{NaAlO}_2 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (Thomson et Algor, 1977).

2) Le granite du Cloître:

Dans cet ensemble, seule la réaction (a) est identifiable. En effet, les associations reconnues sont :

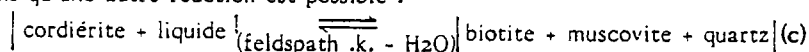
- biotite + muscovite I + cordiérite (4)
- biotite + muscovite I + (cordiérite) + andalousite (5)

Le fait d'avoir de la muscovite dès le départ ne permet pas de savoir si l'association :

- biotite + muscovite I + (cordiérite) + (andalousite) + muscovite II (6)

existe et donc si la réaction (b) est exprimée.

Ajoutons qu'une autre réaction est possible :



Cette partie de l'étude met en évidence de réel paradoxe entre granites avec et sans cordiérite. En effet, dans le granite de La Feuillée, aucune de ces réactions n'intervient. Elle permet aussi -(1) d'expliquer les différentes associations minérales reconnues dans les intrusions de Huelgoat et du Cloître et -(2) de montrer que ces réactions se font au cours d'une décroissance de la température (voir zonéographie des associations et la baisse des températures entre le coeur et la bordure de l'intrusion de Huelgoat).

III : CONCLUSIONS A L'ETUDE DES CONDITIONS PHYSIQUES DE LA CRISTALLISATION:

Celles-ci se résument à 2 points essentiels :

- 1 - Ces 3 intrusions cristallisent à même pression (3-4 kbars) et à des températures globalement semblables (autour de 700-750°C).
- 2 - Les teneurs en eau des magmas et les fugacités d'oxygène distincts entre granite avec ou sans cordiérite sont, en fait, dans l'hypothèse de roches mères semblables, le reflet des conditions physiques différentes dans les sources; d'où l'idée d'un enfouissement plus ou moins important de ces dernières exprimé d'une part par des associations minérales différentes, et d'autre part, par l'existence ou non de réactions péritectiques; celles-ci se faisant lors de la décroissance de la température.

CHAPITRE VI : LES ENCLAVES DU MASSIF DE HUELGOAT

Il est classiquement admis que les enclaves contenues dans les granitoïdes sont susceptibles d'apporter de précieuses indications pétrogénétiques (Didier, 1973). C'est pourquoi, celles relativement abondantes et variées du massif de Huelgoat ont fait l'objet d'une étude spécifique; la question principale étant de savoir si ces roches correspondent à des restites, des cumulats, des magmas indépendants du granite hôte, ou encore des mélanges (magma basique - granite encaissant).

Dans l'ensemble du massif de Huelgoat, 3 types principaux ont pu être reconnus :

- enclaves sédimentaires et surmicacées.
- enclaves microgrenues sombres.
- enclaves de matériel "lamprophyrique".

Leur étude a pour buts :

- 1 - en précisant l'existence d'enclaves sédimentaires, d'en donner la signification.
- 2 - de mettre en évidence, principalement par les enclaves microgrenues sombres, des phénomènes de mélange et/ou de contamination et de préciser leurs histoires par rapport au granite hôte.

I : LES ENCLAVES SEDIMENTAIRES ET SURMICACEES:

Les premières forment 2 masses principales, cartographiables et localisées au Nord-Est du granite de Huelgoat. La plus importante (enclave de Brignou; Conquére, 1966) est constituée de bancs superposés, d'épaisseur métrique, orientés Est-Ouest et à pendage Nord ($\approx 45^\circ$). C'est une roche massive, cornéifiée à quartz, biotite, muscovite, albite, feldspath potassique et andalousite (chiastolite le plus souvent). Conquére (1966) remarque que la direction et le pendage des bancs de cette enclave sont identiques à ceux des schistes encaissants. Pour cet auteur, ces lambeaux sédimentaires ne semblent donc pas avoir subi un déplacement important. Il relie cette masse aux formations sédimentaires coblenciennes avoisinantes. Il s'agit donc de morceaux de toit. Quant aux enclaves surmicacées, elles sont toujours de très petite taille (diamètre de l'ordre de 5 cm; principalement à biotite et plagioclase) et se rencontrent dans tout le massif. Leur nombre diminue dans les termes les plus leucocrates. Elles sont interprétées comme des restites; celles-ci pouvant provenir soit de la source soit du toit (Carron et al., 1978). Cependant, le nombre plus important de ces enclaves surmicacées dans les termes les moins fractionnés (coeur des intrusions) et le caractère différent de celles-ci par rapport à ce que l'on considère, ici, comme des morceaux de toit font que ces dernières sont plus facilement interprétables comme des restites provenant de la source.

II : LES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES:

Elles sont, en général, de petite taille (diamètre < 10 cm) et peu nombreuses; particulièrement dans le granite de Huelgoat. Elles s'observent plus fréquemment dans le granite du Cloître. Mais, c'est dans le granite de La Feuillée qu'elles sont les plus abondantes et qu'a été retenu le type le plus caractéristique (Ech:82.175'). En effet, sans être cartographiable au 1/50.000ème, cette enclave est de plus grande taille (diamètre de l'ordre de la cinquantaine de centimètres) et n'est pas altérée.

1) Caractères microscopiques, analyses modales et chimiques :

Cette roche présente une composition minéralogique simple : quartz, plagioclase, biotite, feldspath potassique et minéraux accessoires (opaques, zircons, apatites rares). La texture est finement grenue. Reportée dans le diagramme de Streckeisen (1967), elle se situe dans le champ des tonalites (Figure 43). Au niveau des éléments majeurs et traces (composition en annexe), elle se caractérise comme étant une roche intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 64,39\%$), riche en éléments ferromagnésiens ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 = 8,38\%$), à rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ relativement bas (0,67) et à corindon normatif bien exprimé (2,99%). Une telle composition est tout à fait classique pour ce type d'enclaves (Didier, 1973 ; Orsini, 1980). A l'exception du baryum, c'est une roche riche en éléments compatibles (Sr, V, Ni, Cr) et pauvres en

éléments hygromagphiles (Rb-Ta-Cs-Sb).

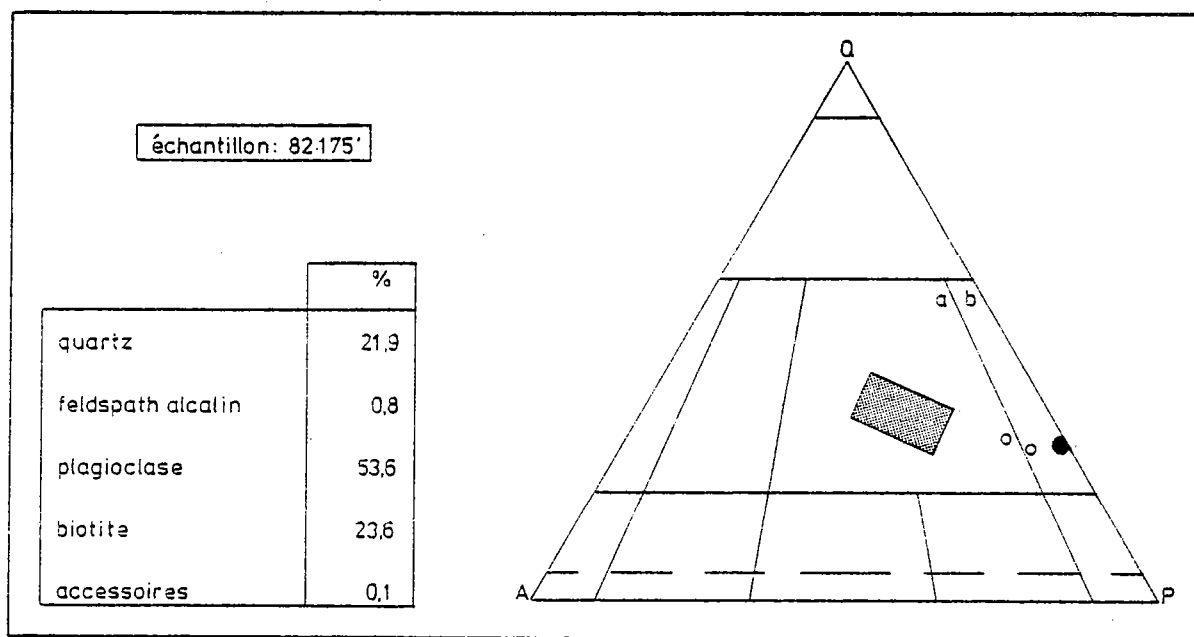


Figure 43 : Composition modale des enclaves microgrenues sombres reportée dans le diagramme de classification de Streckeisen, 1967 (a: granodiorite, granite; b: tonalite; rond noir: ech. 82.175'; ronds blancs: même type de roche analysé par Conquééré, 1966).

Ses terres rares dessinent un spectre fractionné ($La_N/Yb_N : 1,67$) (Figure 44). Comparée à un des termes les moins différenciés de la série de La Feuillée (par exemple éch:82.276), elle montre un fractionnement plus important, principalement dû aux terres rares lourdes ($Tb_N/Yb_N : 2,1$ contre 1,5). L'ensemble de ces données sur les éléments traces est en accord avec l'idée généralement répandue (Didier, 1973 ; Orsini, 1980 ; Cocirta et Orsini, 1986) qu'il n'existe aucun lien génétique direct entre ce type de roche enclavée et le granite hôte (voir par exemple Cs, élément incompatible, qui est plus élevé dans cette roche que dans les termes les moins fractionnés du granite hôte).

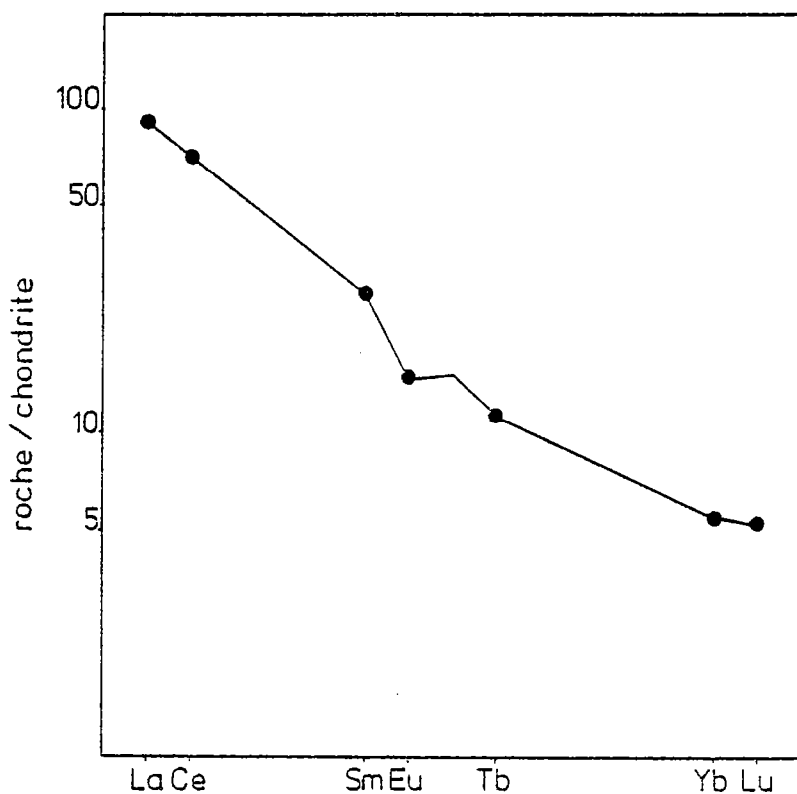


Figure 44 : Spectre en terres rares de l'enclave microgrenue sombre du granite de La Feuillée (ech.: 82.175').

2) Caractères chimiques de la biotite et des minéraux opaques :

Cette étude sommaire se propose d'apporter des éléments de réponse au problème de la contamination largement débattu (Reid et al., 1983 ; Cantagrel et al., 1984) pour ce type de matériel.

a) La biotite : Huit minéraux ont été analysés à la microsonde (voir en annexe). Comme le montre la figure 45b, il s'agit de biotites magnésiennes distinctes de celles du granite hôte. C'est ce que montrent aussi leurs compositions reportées dans le diagramme de Nockolds (1947) et comparées à celles du granite hôte (Figure 45a).

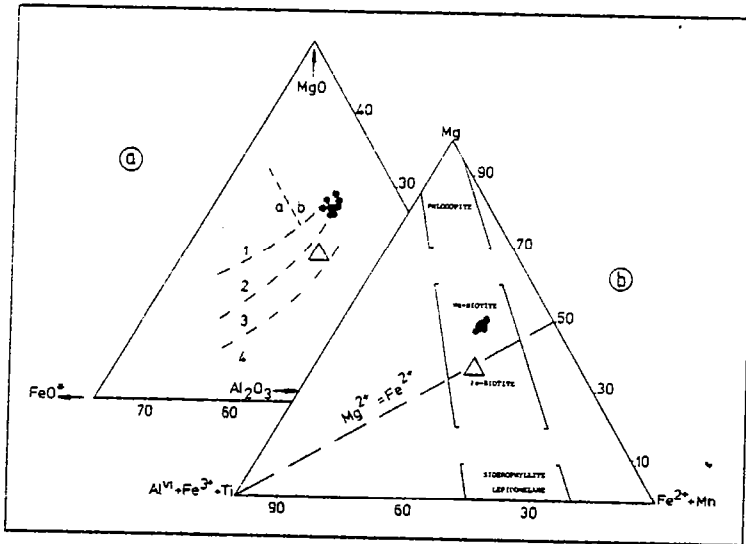


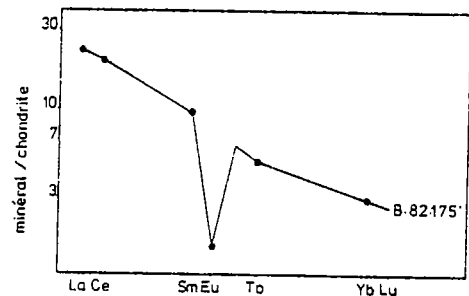
Figure 45 : Biotites de l'enclave microgrenue sombre (ech.: 82.175') reportées dans les diagrammes:

a- de Nockolds, 1947 (1a: association à biotite + amphibole; 1b: association à biotite + pyroxène + olivine; 2: association à biotite seule; 3: association à biotite + muscovite; 4: association à biotite + Al_2SiO_5).

b- de Foster, 1960.
(ronds noirs: biotites de l'enclave; triangle évidé: biotites du granite encaissant - point moyen).

De même, sa teneur nettement plus riche en Cr, Co et Ni (voir composition en annexe) et son spectre en lanthanides différent (Figure 46; voir europium) de ceux obtenus pour les biotites du granite hôte montrent que ces micas noirs appartiennent à la paragenèse primaire de l'enclave et qu'à ce stade, aucun mécanisme de contamination ne peut être mis en évidence.

Figure 46 : Spectre en terres rares de la biotite extraite de l'enclave microgrenue sombre (ech.: 82.175').



b) Les minéraux opaques : Leurs compositions sont reportées en annexe. Le fait marquant, ici, est que c'est le seul cas dans tout le massif où l'on rencontre à la fois de l'ilménite et de la magnétite. Ces minéraux ne peuvent pas non plus être considérés comme hérités du granite hôte.

3) Analyse typologique de la population de zircons:

Seule cette méthode permet de mettre en évidence le caractère contaminé du matériel. En effet, celle-ci indique (Figure 47) la présence de 2 populations distinctes :

- la première regroupée autour du type S7 est semblable à celle du granite hôte et peut donc être considérée comme héritée.
- la seconde (autour de P2) caractérise la population originelle (Georget et al., à paraître).

Entre ces 2 extrêmes, les populations convergent; ce qui rend impossible de matérialiser dans le diagramme I.A.IT (Figure 47) 2 points moyens.

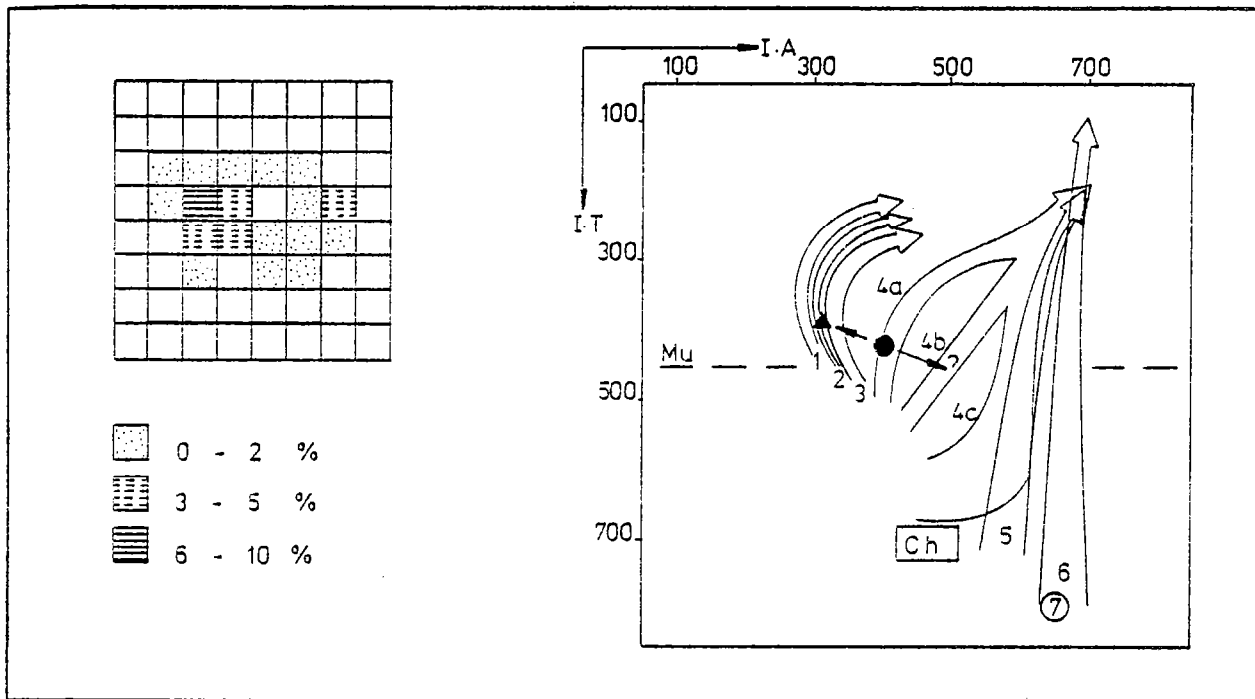


Figure 47 : Analyse typologique de la population de zircon de l'enclave microgrenue sombre (éch.: 82.175') et position du point moyen (rond noir) dans le diagramme IA.IT de Pupin (1976) comparée à celle du granite encaissant (triangle noir; La Feuillée).

Cette étude montre que :

- 1 - ni l'enclave ni le magma granitique étaient consolidés lors des phénomènes d'hybridation.
- 2 - cette roche microgrenue sombre coexistait avec le granite dès les premiers stades de l'histoire magmatique.
- 3 - étant donné le mélange des populations de zircons, sa composition actuelle ne reflète en rien (surtout pour les terres rares) celle de son magma originel.
- 4 - sa consolidation a eu lieu très tôt puisqu'aucune biotite du granite hôte a apparemment été échantillonnée par l'enclave.
- 5 - il n'existe aucun lien génétique direct entre l'enclave et le granite hôte.

III : LES ENCLAVES DE MATERIEL "LAMPROPHYRIQUE":

Cet exemple a pour but de confirmer, et par là même, de généraliser les conclusions précédentes. Cette roche se caractérise principalement par la présence d'amphibole et se localise exclusivement dans l'intrusion de Huelgoat, d'où la distinction entre les enclaves précédemment étudiées et ce cas. Trois masses métriques à plurimétriques, formées d'une roche sombre à gris - à grain fin porphyrique, ont été reconnues (éch.: 82.261' ; 82.282' ; 82.285').

1) Caractères microscopiques, analyses modales et chimiques:

La cristallisation de cette roche a eu lieu en 2 temps :

- tout d'abord, apparition des phénocristaux, aujourd'hui totalement déstabilisés (anciens pyroxènes ?).
- puis, une pâte très finement grenue à quartz, plagioclase, feldspath potassique (peu), minéraux colorés (dont 95% de biotite, le reste étant de l'amphibole) et accessoires (zircons, opaques).

L'analyse modale de 2 échantillons indique qu'il s'agit d'une microtonalite à phénocristaux (Figure 48).

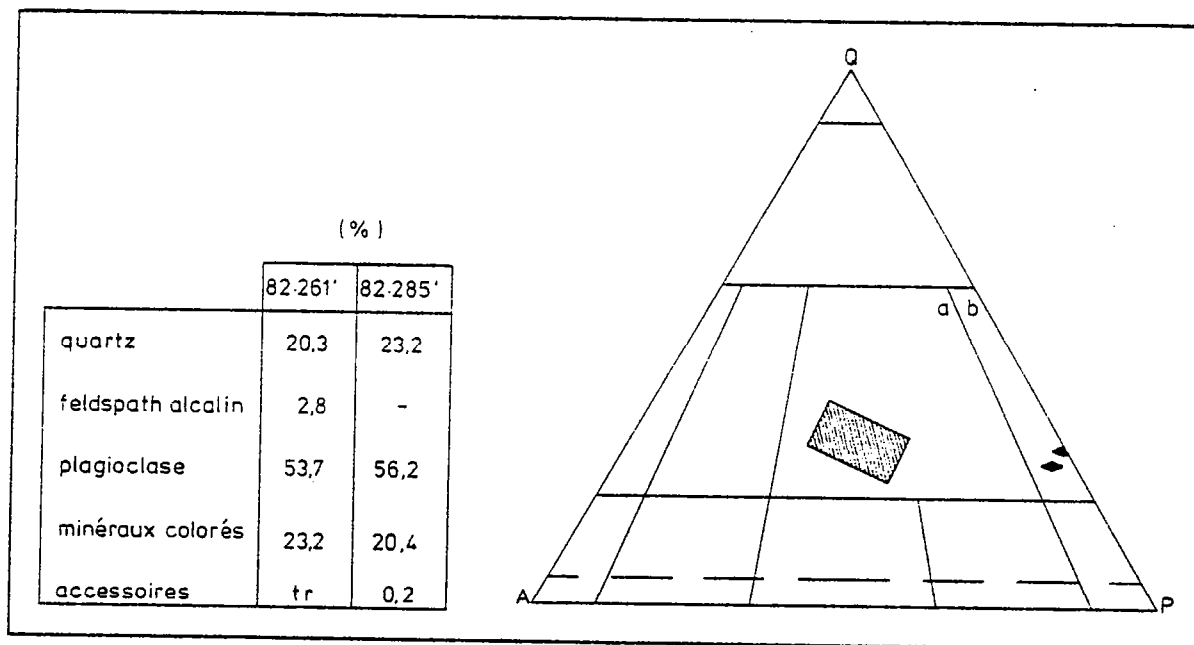


Figure 48 : Composition modale de 2 échantillons de matériel à tendance lamprophyrique en enclave dans le granite de Huelgoat reportée dans le diagramme de classification de Streckeisen, 1967 (a: grano-diorite, granite; b: tonalite; losange noir: enclave; rectangle gris: granite de Huelgoat).

Quant à l'analyse chimique (voir annexe), elle montre que cette roche est peralumineuse ($A/CNK = 1,12$); ce qui n'est pas courant pour des plutonites à amphibole. Par contre, et contrairement aux enclaves microgrenues précédemment décrites, son rapport K_2O/Na_2O est élevé (1,21), et ses concentrations sont nettement supérieures en Ba, Zr et surtout en Sb (élément incompatible); ce qui ne permet pas de la relier au type précédent. Notons enfin que c'est la roche la plus riche en terres rares de tout le massif (ΣREE analysés = 234 ppm). Comparée aux lamprophyres "vrais" (Cullers et Graf, 1984 ; Figure 49) elle montre un léger déficit en lanthanides dû, soit au caractère transformé de cette roche (effet de dilution au contact du granite - voir proportion anormalement élevée en quartz pour ce type de roche), soit à l'absence de lien réel avec cet ensemble. La typologie des zircons donne la préférence à la 1ère hypothèse.

2) Analyse typologique de la population de zircon:

Remarquons tout d'abord que classiquement les lamprophyres ne contiennent pas ou peu de zircon (Velde, 1969). Cependant, une population homogène peut être mise en évidence. Elle ne correspond en rien aux zircons couramment décrits dans ce type de matériel (Pupin, 1976). Elle possède par contre tous les caractères de celle du granite hôte (Georget et al., à paraître). En effet, son point moyen se situe au niveau du type S7 (Figure 50). Ces zircons sont interprétés en terme d'héritage et proviennent donc du magma granitique.

Cet exemple confirme en tous points les précédentes conclusions, et montre là encore que ce matériel a évolué conjointement au magma acide.

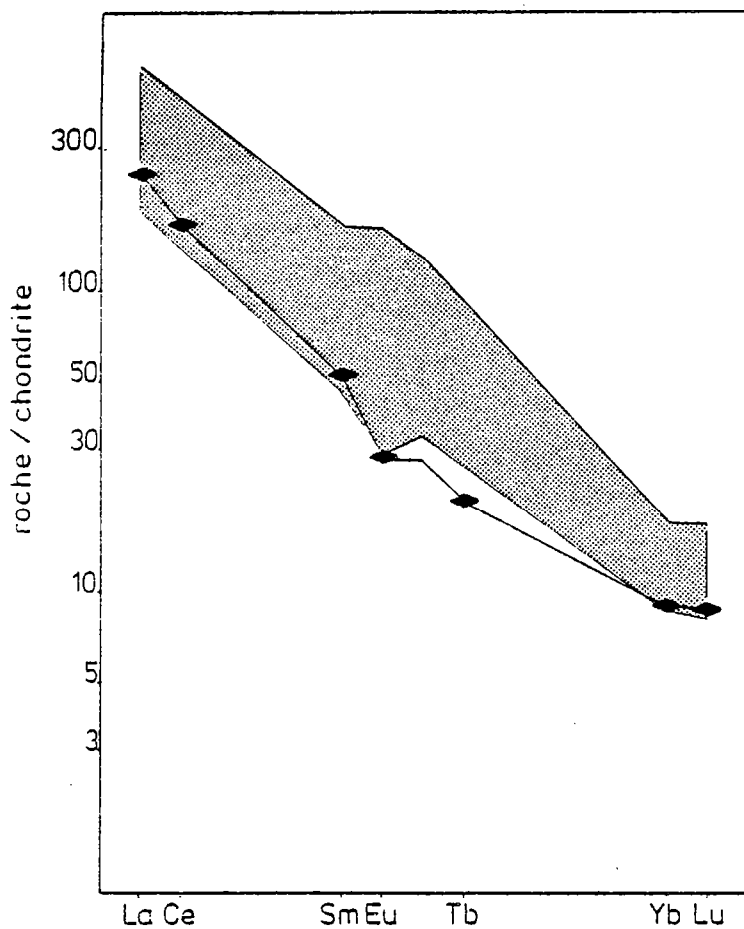


Figure 49 : Spectre en terres rares de l'enclave de matériel à tendance lamprophyrique (losange noir, ech. 32.282') et gamme de variation des spectres en lanthanides des lamprophyres définie par Culliers et Graf (1984).

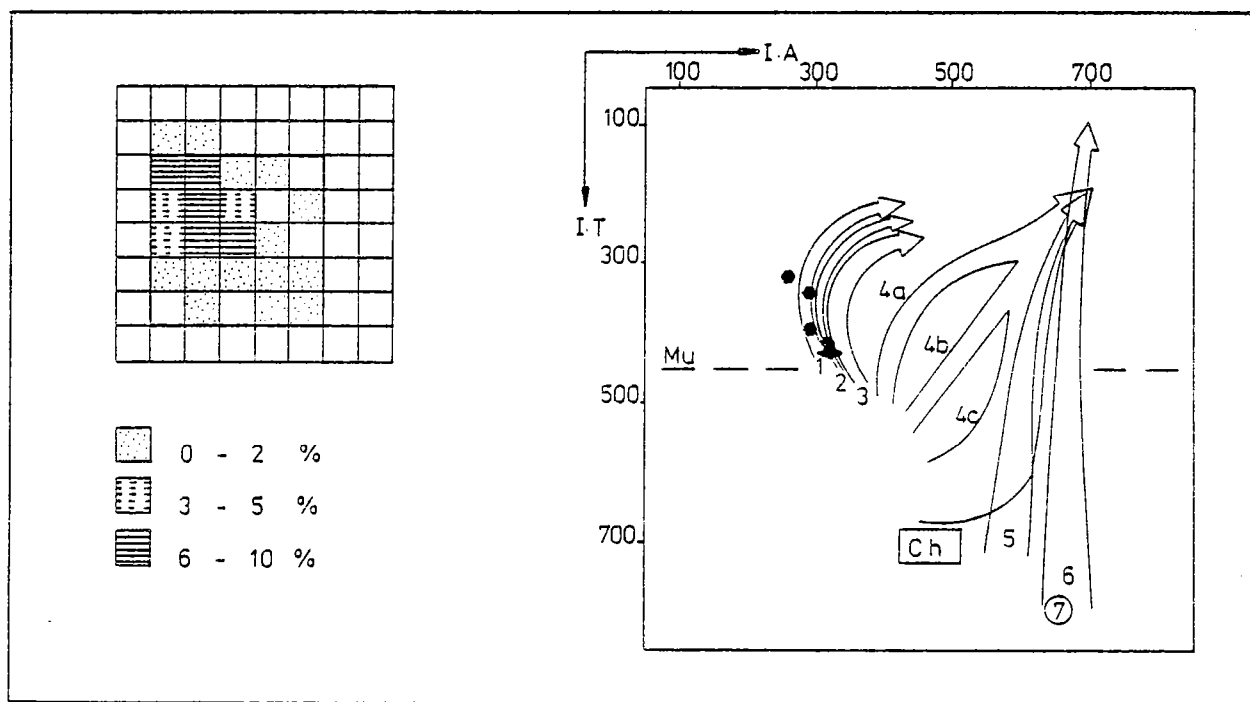


Figure 50 : Analyse typologique de la population de zircon de l'enclave de matériel à tendance lamprophyrique (ech.: 32.282') et position de son point moyen (losange noir) dans le diagramme I.A.I.T. de Pupin (1976) comparée à celles des granites encaissants (hexagones noirs; Huelgoat).

VI : CONCLUSIONS:

L'étude des enclaves met en évidence 2 points essentiels :

- 1 - la présence d'enclaves surmicacées, interprétées en terme de restites de sources, semble indiquer une origine crustale pour les matériaux produisant les granitoïdes étudiés.
- 2 - la présence d'enclaves microgrenues sombres et "lamprophyriques" montre que des magmas "basiques" ont coexisté dès les premiers stades de l'histoire avec les magmas granitiques et que des échanges sont intervenus; l'origine précise et la signification de ces matériaux étant discutées ultérieurement (granite de Brignogan-Plouescat).

**CHAPITRE VII : MISE EN EVIDENCE DU FRACTIONNEMENT MAGMATIQUE -
ROLE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE.**

Ce chapitre a pour buts :

- 1 - de voir si les mécanismes de fractionnement entre les 3 séries sont distincts.
- 2 - de les quantifier et d'en discuter la signification.

I : GENERALITES ET RAPPELS:

Outre les réactions péritectiques précédemment décrites, les variations minéralogiques et chimiques observables, bien que d'ampleur limitée, peuvent être pour chaque intrusion, interprétées en terme de fractionnement magmatique; celui-ci pouvant être le fruit de processus variés :

- cristallisation,
- fusion partielle à des taux différents,
- interactions avec des fluides lors de la fusion partielle,
- mélange.
- hybridation, etc...

Bien que ces mécanismes puissent se superposer au sein d'une même intrusion, il est probable que l'un est prédominant et donc plus facilement discernable. Les éléments en traces, du fait de leur comportement particulier (solutions idéales), s'avèrent être des outils puissants pour les distinguer. Cependant, les changements de pente observées dans les diagrammes oxyde - oxyde, comme par exemple $P_2O_5 - SiO_2$ (Figure 52), sont symptomatiques d'un fractionnement solide - liquide (Cox et al., 1979). Donc, seule la cristallisation et la fusion partielle peuvent être retenues. Parmi ces mécanismes, la fusion partielle à l'équilibre et la cristallisation fractionnée sont celles qui répondent le mieux aux lois régissant les phénomènes géologiques (Hanson, 1980). Ces 2 mécanismes sont eux aussi régis par des lois simples. Ainsi, l'expression mathématique de la cristallisation fractionnée (C.F), développée par Rayleigh (1896), se résume à l'équation suivante :

$$C_i^l = C_i^o \cdot F^{(D_i^{s-l} - 1)}$$

Celle de la fusion partielle à l'équilibre (F.P) est de la forme :

$$C_i^l = C_i^o / D_i^{s-l} + F (1 - D_i^{s-l}) \quad \text{Shaw (1970)}$$

avec :

C_i^o : concentration d'un élément trace i dans la source quelle soit solide (F.P) ou magmatique (C.F).

C_i^l : concentration d'un élément trace i dans le liquide différencié.

F : proportion de liquide avec selon les cas, (1-F) le taux de cristallisation (C.F) et F le taux de fusion (F.P) [$1 \geq F \geq 0$]

D_i^{s-l} : coefficient global de partage (de distribution) de l'élément trace i entre le cumulat (C.F) ou le résidu (F.P) et le liquide en équilibre.

$D_i^{s-l} = X_i^\alpha \cdot K_i^{\alpha/l} + \dots + X_i^\omega \cdot K_i^{\omega/l}$; X_i^α : fraction massique de la phase minérale α dans le cumulat (C.F) ou le résidu (F.P); $K_i^{\alpha/l}$: coefficient de partage (de distribution) de l'élément trace i entre le minéral α et le liquide .

Dans un diagramme logarithmique, la distinction de ces 2 mécanismes est aisée. En effet, à partir d'une source donnée, l'évolution des teneurs d'un élément trace C compatible ($D_C^{s-l} > 1$) en fonction des teneurs d'un élément trace I incompatible ($D_I^{s-l} < 1$) aboutit à 2 courbes distinctes pour la fusion partielle à l'équilibre d'une part et la cristallisation fractionnée d'autre part (Figure 51). Dans la pratique, le choix des éléments utilisés est effectué en tenant compte de l'échelle de compatibilité-incompatibilité (degré d'incompatibilité croissant) des éléments dans les suites granitiques considérées et de la précision analytique propre à chaque élément.

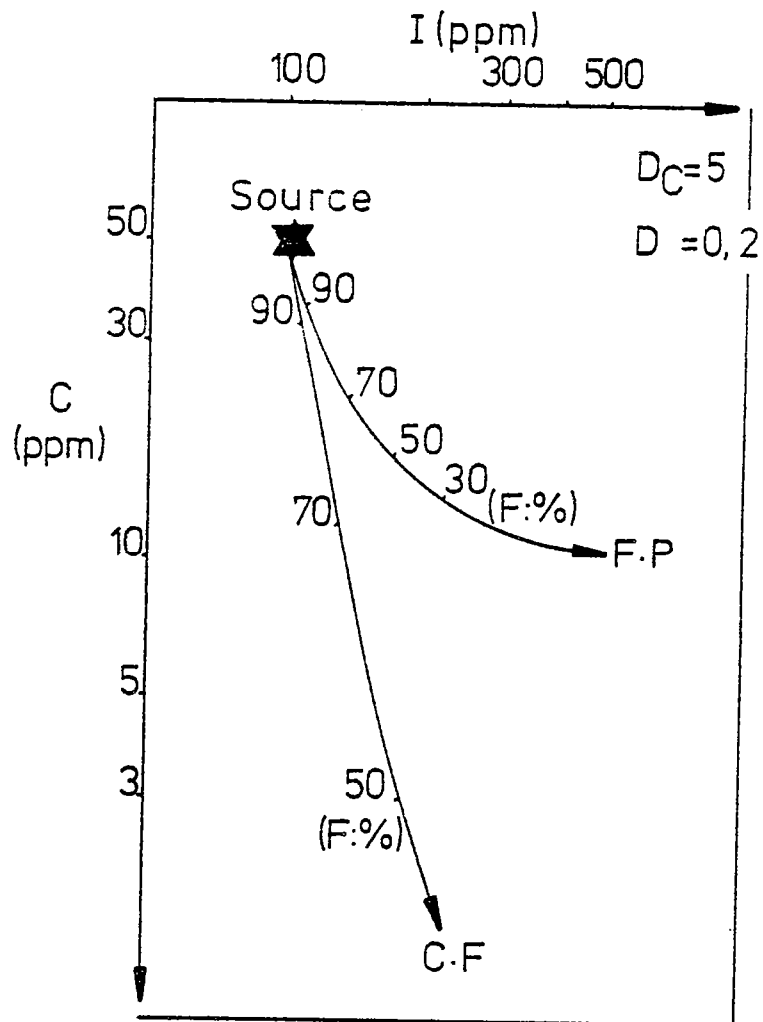


Figure 51 : Représentation théorique dans un diagramme logarithmique élément compatible (C) élément incompatible (I) de l'évolution d'une série suivant que le mécanisme de fractionnement est la cristallisation fractionnée (C.F) ou la fusion partielle à l'équilibre (F.P).

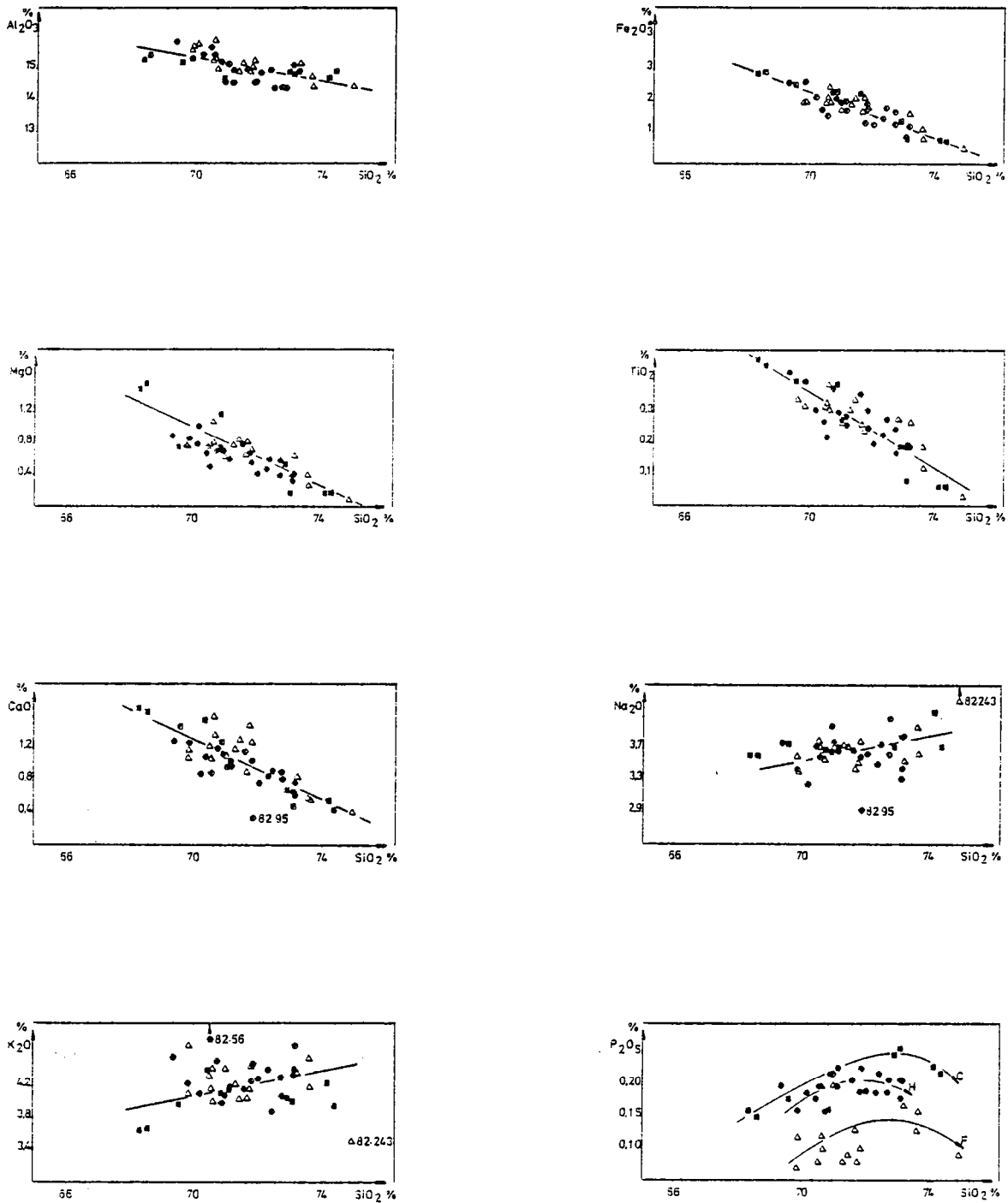


Figure 52 : Evolution en fonction de la silice (index de fractionnement) des différents oxydes des granites des 3 séries du massif de Huelgoat.

(hexagone noir: granite de Huelgoat; carré noir: granite du Cloître; triangle évidé: granite de La Feuillée).

II : ELEMENTS COMPATIBLES - ELEMENTS INCOMPATIBLES:

Classiquement, l'index de différenciation choisi dans les roches acides est la silice. Par souci de simplification, les points analytiques des 3 intrusions du massif de Huelgoat sont reportés dans les mêmes diagrammes pour les éléments compatibles et dans 3 diagrammes différents pour les éléments incompatibles (éléments traces). Ces diagrammes sont reportés en annexe. Le cas des éléments majeurs servant à la modélisation sera tout d'abord abordé. Dans les 3 intrusions, Al_2O_3 , $Fe_2O_3^*$, MgO , CaO et TiO_2 sont compatibles (Figure 52). Malgré la mauvaise définition de la droite, Na_2O est considéré comme incompatible. Par contre, si K_2O est bien incompatible, il apparaît qu'en fin de différenciation, et seulement dans l'intrusion de La Feuillée, il tend à devenir compatible (ceci n'étant cependant contrôlé que par 1 point; éch:82.243). Quant à P_2O_5 , il peut être considéré comme incompatible dans un premiers temps puis devient compatible en fin de différenciation; d'où une extraction faible d'apatite en début d'évolution.

Pour les éléments traces, le cas est beaucoup plus simple. Parmi les 24 éléments analysés, 19 sont, dans les 3 intrusions du massif de Huelgoat, des éléments compatibles : Nb, Zr, Y, Sr, Co, V, Ni, Cr, Ba, Th, Hf, Sc, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yu, Lu. Restent les éléments Rb, U, Ta, Cs et Sb. Parmi ceux-ci, si Rb, Ta et Sb sont incompatibles, par contre, le comportement de l'uranium, élément mobile, est difficile à cerner. Quant à Cs, alors qu'il est franchement incompatible dans les granites du Cloître et de Huelgoat, il semble être compatible dans l'intrusion de La Feuillée. Cependant, pour faire un choix judicieux des éléments traces permettant au mieux de distinguer la fusion partielle à l'équilibre de la cristallisation fractionnée, il est nécessaire de classer ces éléments par degré d'incompatibilité croissant. Mais auparavant, il reste à déterminer si les 3 échantillons (82.23 - Le Cloître ; 82.98 et 82.87 - Huelgoat) montrant des comportements différents de l'ensemble de 3 séries peuvent être inclus dans ce type d'étude.

Ech: 82.23 : Cette roche qui appartient à la série du Cloître (différente par ses REE) est aussi dans les divers diagrammes élément trace - silice (voir annexe) éloignée de la tendance générale et ne peut pas correspondre à un seul mélange liquide-extrait. Elle ne sera donc pas prise en compte dans l'étude du degré d'incompatibilité.

Ech: 82.98 : Cet échantillon qui correspond à la zone arénisée de Huelgoat, par analogie avec le 82.61 (même teneur en $Fe_2O_3^*$) s'intègre parfaitement dans les diagrammes élément trace - silice (voir annexe; croix), à la tendance générale. Il fait donc partie de la discussion.

Ech. 82.87 : Cette roche, appauvrie en terres rares, qui macroscopiquement ne montre aucune différence avec la série de Huelgoat, à vis à vis de l'index de fractionnement TiO_2/Ta (Boissavy-Vinau, 1979 ; Boissavy-Vinau et Roger, 1980), et par rapport à l'ensemble de la série, un comportement divergent (Figure 53).

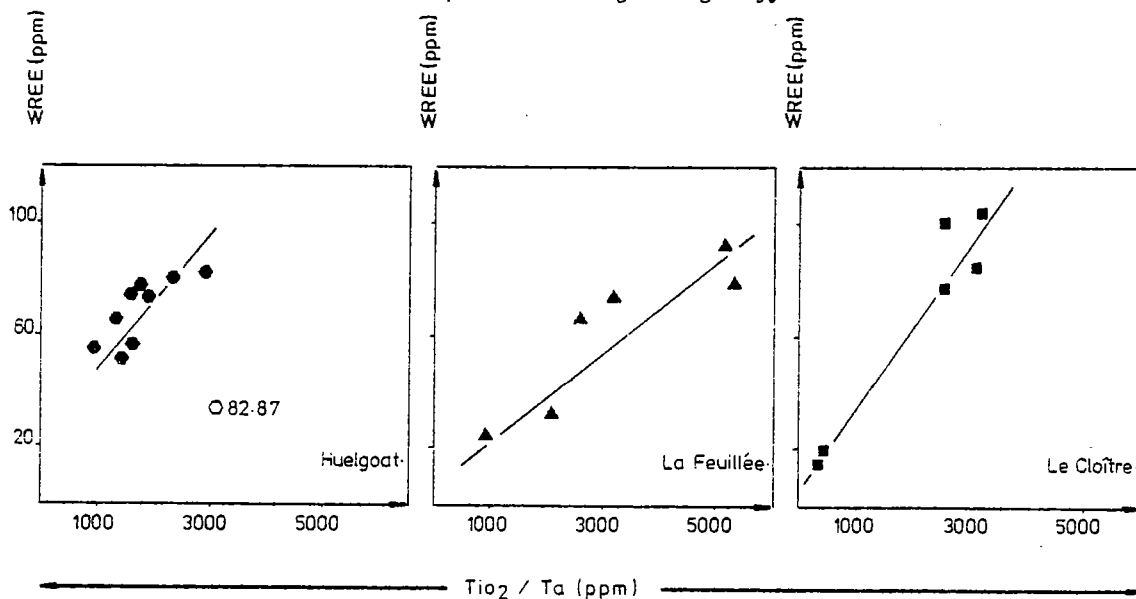


Figure 53 : Diagramme TiO_2/Ta - ΣREE montrant la différence de comportement de l'échantillon 82.87 par rapport à l'ensemble de la série de Huelgoat(à titre de comparaison, sont aussi reportées les évolutions des granites de La Feuillée et du Cloître).

Ce phénomène de dilution des terres rares (perte d'accessoires ?) ne permet pas de l'intégrer à l'étude qui va suivre.

Le degré d'incompatibilité des éléments traces peut être défini à partir de la méthode préconisée par Tindle et Pearce (1983). Ainsi, partant d'une roche moyenne représentative des granitoïdes étudiés, il est possible de normer tous les autres échantillons à ce terme. Pour une suite donnée, plus un élément est compatible et plus il tend vers des valeurs inférieures à 1 et inversement pour un élément incompatible. Cette méthode a tout d'abord été utilisée pour l'intrusion de Huelgoat; le terme moyen de référence étant l'échantillon 82.206. Les résultats sont synthétisés dans la figure 54.

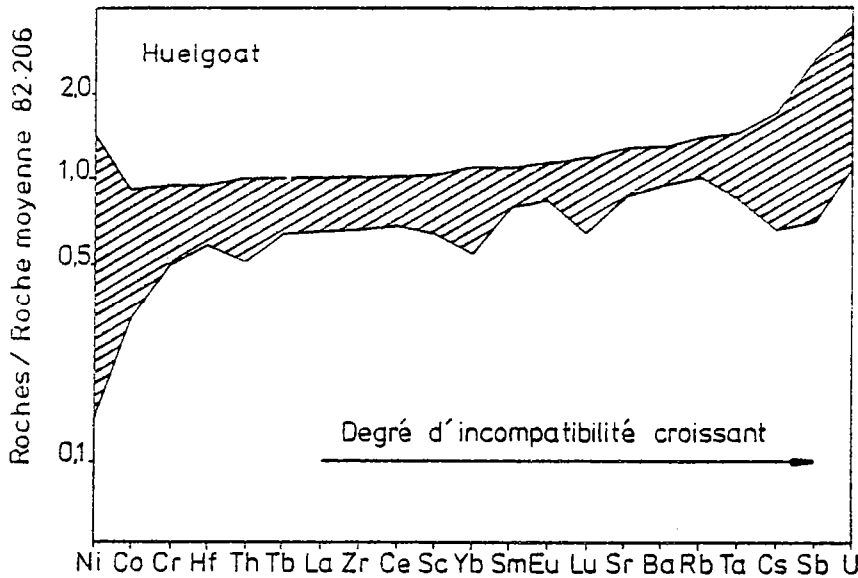


Figure 54 : Eléments traces du granite de Huelgoat classés en fonction de leur degré d'incompatibilité croissant (selon la méthode de Tindle et Pearce, 1983).

Les éléments les plus compatibles sont Ni, Co et Cr; les plus incompatibles étant Rb, Ta, Cs, Sb et U. Une démarche analogue a aussi été effectuée pour les intrusions du Cloître et de La Feuillée, et donne des résultats assez semblables. Ainsi, pour les 3 intrusions, les éléments traces les plus compatibles restent Ni, Co et Cr; les plus incompatibles étant restreints à Rb et Ta. Donc pour construire les diagrammes discriminants les mécanismes de cristallisation fractionnée et de fusion partielle à l'équilibre, je choisirai Ni comme élément compatible (gamme de variation la plus étendue). Quant à l'élément incompatible, c'est Rb qui est retenu (celui ayant une faible erreur analytique et des fortes teneurs).

III : ROLE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE ET CHOIX DES DIFFERENTS LIQUIDES PRIMAIRES:

Dans les diagrammes de la figure 55, les points représentatifs des roches constituant les 3 intrusions du massif de Huelgoat se répartissent suivant 3 droites parallèles, globalement confondues, et à pente fortement négative traduisant l'influence prépondérante de la cristallisation fractionnée. L'analyse de ces diagrammes confirme aussi que l'échantillon 82.23 n'est pas le fruit d'un mélange important cumulat-liquide, comme le montre le cas théorique développé dans la figure 56.

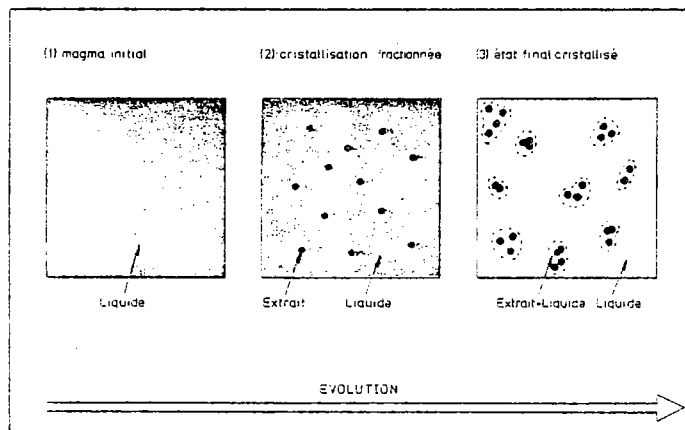


Figure 57 : Schéma d'évolution d'un magma granitique permettant d'expliquer la coexistence à l'état final de roches représentant des liquides et/ou des liquides + extraits.

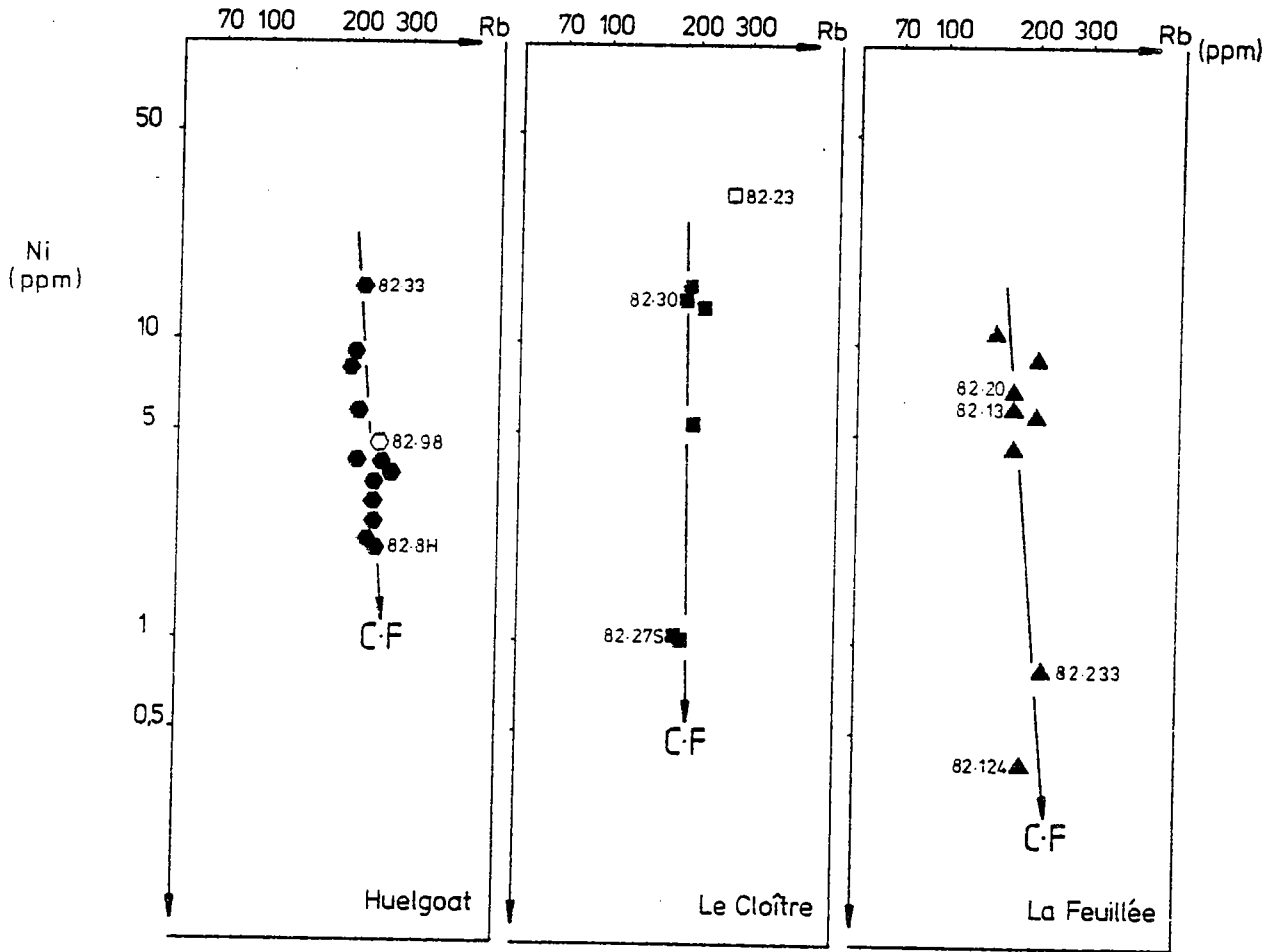


Figure 55 : Diagrammes élément compatible (Ni) - élément incompatible (Rb) montrant le rôle prépondérant joué par la cristallisation fractionnée dans les intrusions de Huelgoat, du Cloître et de La Feuillée.

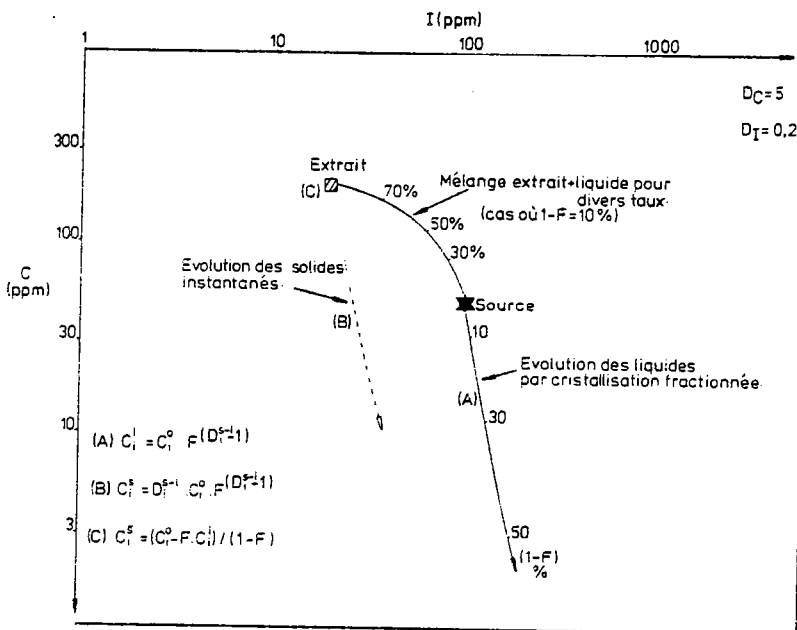


Figure 56 : Cristallisation fractionnée; diagramme théorique élément compatible (C) - élément incompatible (I) montrant, à partir d'une source donnée, l'évolution des liquides différenciés (A), des solides instantanés (B) et de la courbe de mélange liquide + extrait (en divers proportions - C).

Cependant, les diverses roches étudiées sont interprétables soit en terme de liquides "purs" différenciés, soit en terme de mélanges liquide + solide en proportion constante. Le seul fait certain et que montrent parfaitement les 2 précédents diagrammes est que l'on n'a pas à la fois des roches représentant les liquides et les liquides+ extraits. Avoir ces 2 types de roches à l'affleurement est cependant un cas souvent rencontré (Mc Carthy et Groves, 1979 ; Bateman et Chappell, 1979 ; Lee et Christiansen, 1983 ; Graviou, 1984 ; Querré, 1985 ; Martin, 1985) s'expliquant par l'absence de séparation parfaite des minéraux cumulés et des liquides différenciés (Figure 57). Lorsque c'est le cas, ceci doit être marqué au niveau des lignées de différenciation par une discontinuité qui d'après Lee et Van Loenen (1971) représente alors la composition du liquide primaire. Comme le montrent Querré (1985) et Martin (1985) une telle discontinuité est facilement mise en évidence dans un diagramme de fréquence : nombre d'échantillons - silice (Figure 58a). Dans les 3 intrusions du massif de Huelgoat, cette discontinuité n'existe pas (Figure 58b, c, d).

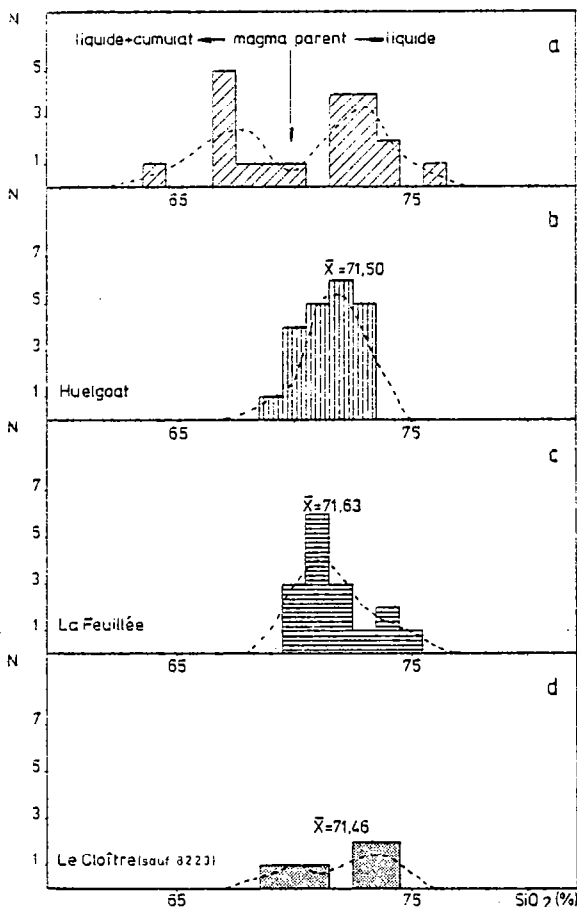


Figure 58 : Histogramme de fréquence (nombre d'échantillons; N) en fonction des teneurs en silice .
 a- cas de l'ensemble granodioritique d'Årola (Finlande); d'après Querré (1985).

b- cas de l'intrusion de Huelgoat.

c- cas de l'intrusion de La Feuillée.

d- cas de l'enclave du Cloître.

- - - : courbe obtenue après lissage du 1° degré:

$$N_x = (N_{x-1} + N_x + N_{x+1}) / 3 .$$

On peut donc considérer que les compositions des roches étudiées représentent soit un ensemble de liquides différenciés, soit des associations liquide + cumulat en proportion constante. Il est peu probable que ces roches correspondent à des mélanges liquide + cumulat importants car, dans ce cas, le magma parent de chaque intrusion aurait eu des teneurs en silice de l'ordre de 74-76%; ce qui n'est pas raisonnable. Les roches étudiées correspondent donc, pour une grande part, à des compositions de liquides différenciés. Le choix du magma parent devient dans ce cas relativement délicat. En effet, deux points de vue peuvent être avancés:

1 - soit que l'on considère que l'échantillonnage est représentatif de tous les termes de la différenciation, et alors, la moyenne arithmétique des teneurs pondérées par l'abondance relative des différentes roches est proche du magma parent.

2 - soit que considérant les phases cumulées comme peu importantes, on choisisse alors un échantillon parmi les termes les moins différenciés sans pour autant prendre les valeurs extrêmes (là où il risque plus d'avoir de proportion d'extrait).

C'est le deuxième cas qui a été choisi. Et donc, les échantillons 82.33 (SiO₂ = 70,16%), 82.30 (SiO₂ = 69,52% voir 82.309 ; SiO₂ = 70,85 %) et 82.20 (SiO₂ = 70,61%) sont considérés, respectivement pour les intrusions de Huelgoat, du Cloître et de La Feuillée, comme assimilables aux magmas parents.

IV : MINÉRAUX RESPONSABLES DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNÉE:

1) Les minéraux principaux:

Seules les analyses modales sont susceptibles de donner des informations fiables sur le rôle joué par les minéraux principaux. En effet, le faible fractionnement observé dans les 3 séries ne permet pas d'utiliser dans les diagrammes de Harker (1909) la méthode lignée-minéraux (Cox et al. 1979). Cependant, la figure 52 indique que le solide ayant fractionné était à la fois riche en Al_2O_3 , $Fe_2O_3^*$, MgO , TiO_2 , CaO et plus pauvre en K_2O , Na_2O et SiO_2 . Aucun minéral ne peut à lui seul avoir une telle composition. L'extrait correspond donc à un assemblage pluriminéral. C'est ce que montrent les analyses modales. En effet, les variations observées dans les 3 intrusions, interprétables principalement comme le reflet de la cristallisation fractionnée, s'expriment par :

- une augmentation systématique des proportions de quartz, de feldspath potassique et de muscovite primaire.
- une diminution en nombre du plagioclase et de la biotite.

Quant à la cordiérite, si on fait abstraction des réactions péritectiques, elle se concentre elle-aussi dans les liquides différenciés (étant donnée sa faible densité). Donc les 2 principaux minéraux à fractionner sont, dans les 3 séries, le plagioclase et la biotite.

De plus, l'analyse modale permet de quantifier les proportions relatives de ces 2 minéraux dans l'extrait.

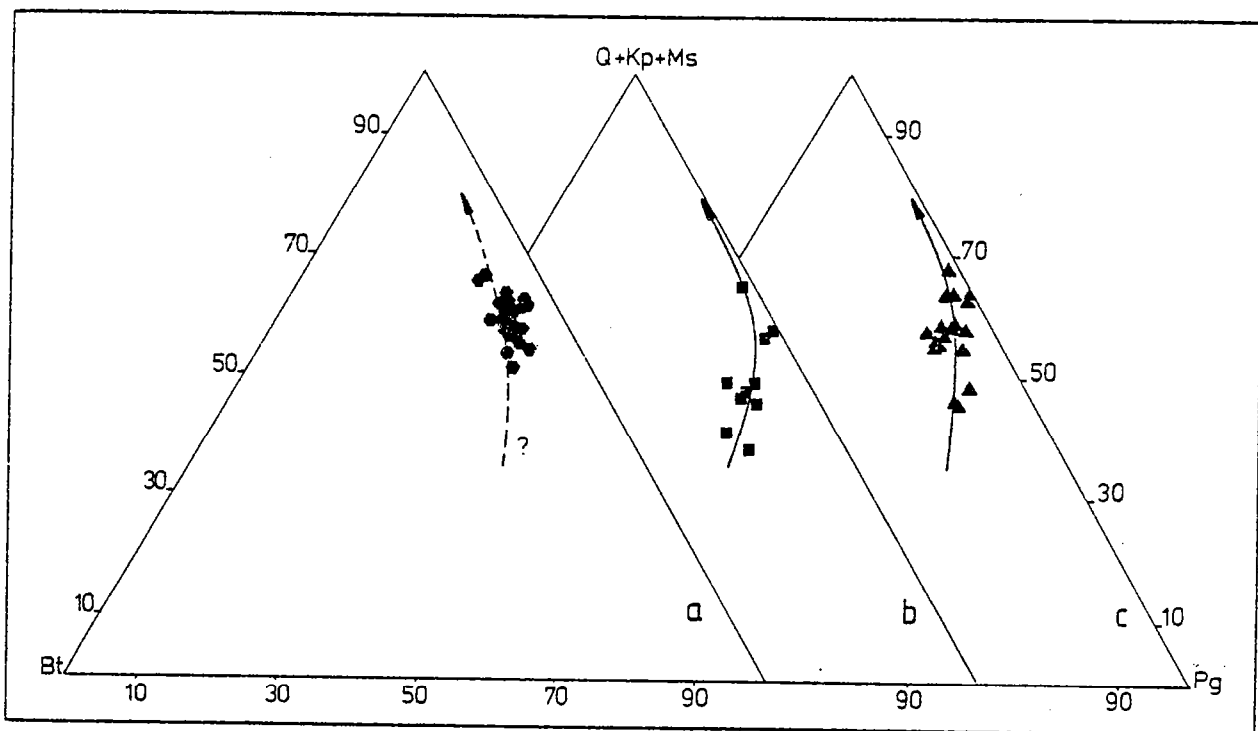


Figure 59 : Evolution des 3 lignées du massif de Huelgoat dans les diagrammes modaux (quartz + feldspath potassique + muscovite) - biotite - plagioclase (a- Huelgoat; b- Le Cloître; c- La Feuillée).

Les droites d'évolution reportées dans les diagrammes (quartz + feldspath potassique + muscovite) - plagioclase - biotite (Figure 59) indiquent :

- (1) que les proportions plagioclase-biotite varient légèrement au cours de la cristallisation fractionnée (particulièrement dans les cas du Cloître et de La Feuillée) et,
- (2) que, bien que légèrement différente d'une intrusion à l'autre, la proportion relative plagioclase-biotite caractérisée par le rapport plagioclase/biotite est, aux incertitudes près, en début de fractionnement de l'ordre de 2, soit $2/3$ de plagioclase - $1/3$ de biotite.

2) Les minéraux accessoires:

La compatibilité de certains éléments traces et particulièrement des terres rares est un phénomène courant dans les plutonites et plus précisément dans les ensembles peralumineux (Emmerman et al., 1975 ; Frey et Chappell,

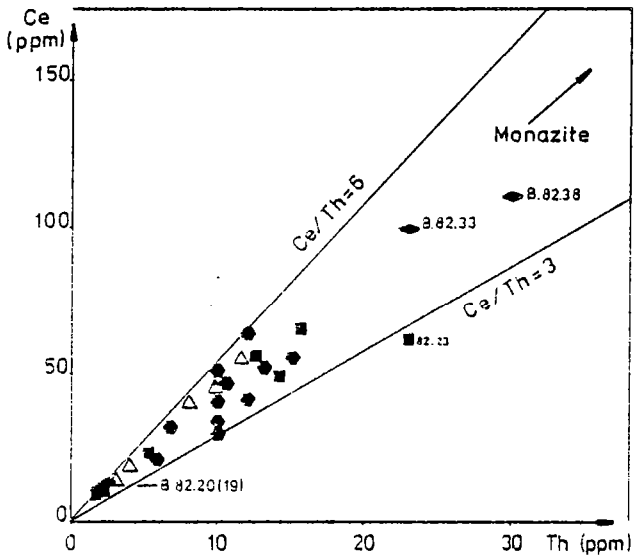


Figure 60 : Rôle de la monazite dans le fractionnement des terres rares légères: points analytiques des granitoïdes et des biotites du massif de Huelgoat reportés dans le diagramme Ce - Th (ppm).

Figure 61 : Points analytiques des granitoïdes du massif de Huelgoat reportés dans le diagramme $(Tb/Yb)_N$ - Th montrant le rôle joué par le xénotime à côté de la monazite.

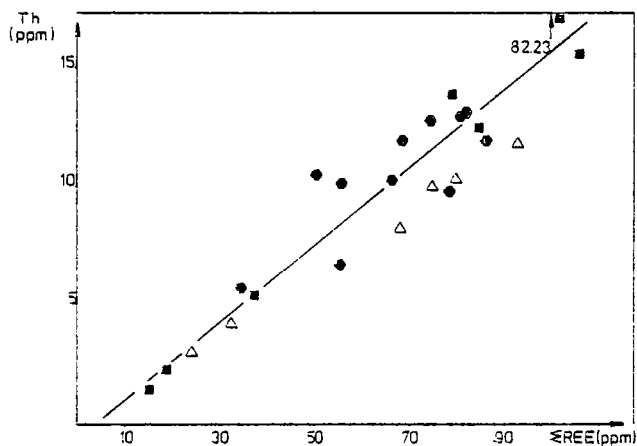
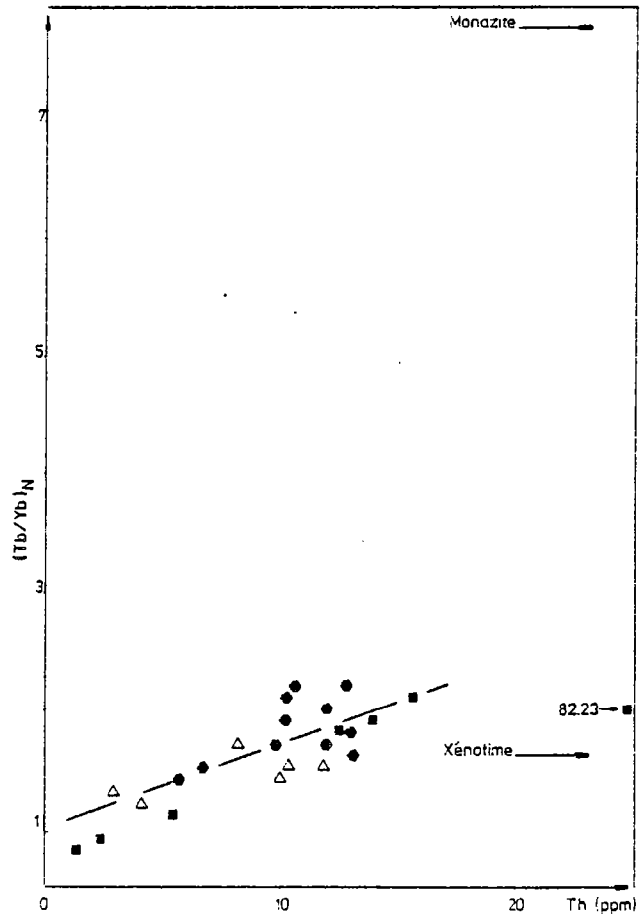


Figure 62 : Points analytiques des granitoïdes du massif de Huelgoat reportés dans le diagramme Th - Σ REE; la corrélation positive entre ces 2 types d'éléments indiquant le contrôle des minéraux accessoires sur le fractionnement des terres rares (monazite + xénotime).

1979 ; Cuney et al., 1982; Friedrich, 1984). Ce sont les minéraux accessoires qui en sont responsables et plus spécifiquement la monazite et le xénotime (minéraux reconnus dans l'ensemble du massif de Huelgoat). Cette constatation demande donc pour chaque série étudiée, et avant toute modélisation, de décrire et de quantifier leurs rôles. C'est pourquoi, ceux-ci ont été particulièrement étudiés et leurs proportions évaluées par les bilans chimiques.

a) Rôle des minéraux accessoires: Empiriquement, tout laisse supposer que les phases accessoires contenues dans les biotites participent au cumulat. Ce sont les éléments traces qui sont les plus susceptibles de le démontrer. Ainsi, les diagrammes Zr-SiO₂ et Hf-SiO₂ (en annexe) indiquent clairement que le zircon est une phase cumulée. De même, la décroissance de Th en fonction de la silice (en annexe) accrédite la participation des minéraux thorifères, comme la monazite et le xénotime, à la constitution de l'extrait. En effet, les rapports Ce/Th des points analytiques (Figure 60), compris entre 3 et 6 sont du même ordre de grandeur que ceux des monazites des granitoïdes (d'après les travaux de Fleischer et Altschuler, 1969 et Guineberteau, 1982 ; Ce/Th : 4-6,5) et des biotites analysées. Le jeu du xénotime, plus difficile à cerner, peut cependant être mis en évidence par le diagramme Th -(Tb/Yb)_N (Figure 61). En effet, bien que la monazite y soit pour une grande part, la droite d'évolution est en partie contrôlée par ce minéral. En fait, comme l'indiquent ces résultats et au regard de la droite d'évolution moyenne passant dans le diagramme Th- Σ REE (Figure 62) par les points de coordonnées 0-0, il est clair que l'évolution des terres rares est principalement, et quasi exclusivement, due à la monazite et au xénotime. Il devient dans ce cas nécessaire d'en connaître les proportions dans les granitoïdes étudiés.

b) Quantification des proportions des minéraux accessoires par les bilans chimiques : Trois échantillons ont été retenus. Les 2 premiers (82.30 - Le Cloître et 82.20 - La Feuillée) correspondent à des termes proches des liquides primaires, le 3ème étant plus fractionné (82.38 - Huelgoat); ce choix ayant aussi pour but de montrer que les minéraux accessoires se concentrent bien dans l'extrait au cours du fractionnement.

Méthode : Afin d'obtenir une meilleure précision, la densité des roches est mesurée et les analyses modales pondérées (Tableau 17).

Intrusion	Le Cloître	Huelgoat	La Feuillée
Echantillon	82.30	82.38	82.20
Densité de la roche totale (mesurée)	2,74	2,66	2,69
Quartz	25,1	26,1	31,6
Feldspath Potassique	18,2	29,8	22,5
Plagioclase	43,9	33,5	35,8
Biotite	10,0	6,0	7,3
Muscovite	0,7	1,3	2,1
Cordiérite	0,9	3,0	-
Opaques	0,2	tr	0,2
Accessoires	1,0	tr	0,5
Densité de la roche totale calculée à partir de celle des minéraux	2,74	2,68	2,71

Tableau 17 : Analyses modales pondérées (%) à partir de la densité des roches (densités; quartz: 2,65; feldspath potassique: 2,60; plagioclase: 2,70; biotite: 3,10; muscovite: 2,82 cordiérite: 2,65; opaque: 5,00; accessoires: 4,82; -d'après Jonin, 1981).

Pour chaque élément *i*, l'analyse roche totale représente 100%. Donc, dans le cas où aucune phase accessoire participe, la teneur de tous les minéraux cardinaux et essentiels multipliée par leurs proportions pondérées doit être égale à celle de la roche totale. Alors, pour cet élément *i*, cette somme équivaut à 100% du bilan. Si ce n'est pas le cas, ceci implique que les minéraux accessoires non pris en compte dans le calcul contiennent cet élément *i*; la différence roche totale-teneur globale dans les minéraux principaux représentant la participation des minéraux accessoires. Connaissant ceux-ci (lame mince -RX) et leurs teneurs (littérature), il est possible d'avoir une idée de leurs proportions. Celles-ci sont des valeurs minimales. En effet, la purification des minéraux principaux n'est en général pas parfaite (voir Th dans

les biotites). Quant aux éléments majeurs, ils sont exprimés sous forme cationique. Ceux-ci ne servant qu'au contrôle de la méthode ont donc été, dans certains cas, regroupés en un paramètre. Ainsi, Fmt représente $Fe_2O_3^* + MgO + MnO + TiO_2$ et Cnk, $CaO + Na_2O + K_2O$. La fiabilité de la méthode est de l'ordre des erreurs dues aux analyses modales (2-3%), aux mesures de densités (1-2%) et aux teneurs des éléments (2-10%), soit au maximum 15%.

Résultats : Ils sont synthétisés dans la figure 63.

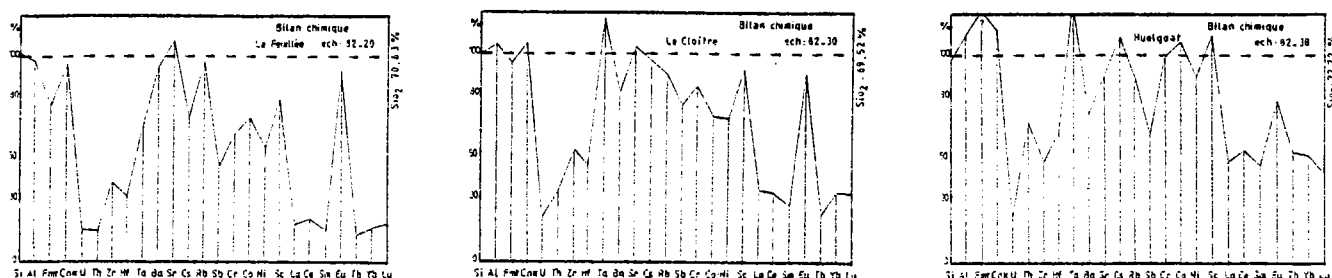


Figure 63 : Bilans chimiques de 3 échantillons du massif de Huelgoat (La Feuillée; Le Cloître; Huelgoat).

D'une façon générale, pour les éléments majeurs, il existe une bonne concordance entre l'analyse et la somme pondérée des teneurs des divers minéraux. Cependant, le paramètre Fmt montre quelques divergences principalement dues à la proportion d'ilménite considérée (difficile à évaluer); d'où une répercussion des erreurs sur Cr, Co et Ni. Mais, ce qui reste dans tous les cas particulièrement significatif, c'est le déficit en U, Th, Zr, Hf, terres rares légères et lourdes, à l'exception de l'euprotium. Des minéraux accessoires contenant ces éléments participent donc bien à la composition des roches étudiées. Remarquons aussi qu'entre les termes les moins fractionnés (82.30 et 82.20) et celui plus différencié (82.38) le déficit s'amenuise; preuve que les minéraux accessoires se concentrent bien dans l'extrait au cours de la cristallisation fractionnée. Connaissant ces minéraux ainsi que leurs teneurs (Tableau 18; Tableau 19 et Figure correspondante), leurs proportions peuvent être évaluées. L'échantillon 82.30 en donne une bonne illustration; une démarche analogue pouvant être faite pour les 2 autres cas. Le déficit en Zr et Hf s'explique par la non analyse du zircon. Le calcul montre qu'il suffit d'une quantité inférieure à 0,1% pour clore le bilan en Zr et Hf; l'effet sur les terres rares étant peu important. A ce niveau, reste un déficit en U, Th et terres rares. Bien que l'intervention de l'apatite n'explique en rien la perte en U et Th, elle peut être invoquée, sans pour autant tout expliquer. En effet, elle ne peut pas, à cause de P_2O_5 , intervenir pour plus de 0,3%. Seuls 2 minéraux expliquent ce déficit en U, Th et lanthanides : ce sont la monazite et le xénotime. En effet, pour clore totalement le bilan, le calcul indique qu'il suffit de 0,007% de monazite et de 0,003% de xénotime; le pourcentage en europium du bilan atteignant alors 102%; ce qui reste raisonnable.

A partir de ces données, et en tenant compte désormais des faibles proportions de minéraux accessoires contenus dans ces roches, une approche quantitative de la cristallisation fractionnée peut être menée à bien par la voie d'une modélisation géochimique.

V : MODELE DE CRISTALLISATION FRACTIONNEE : LES ANALYSES MODALES, LES ELEMENTS MAJEURS, TRACES ET TERRES RARES :

Dans toute cette partie, les calculs sont en un premier temps effectués d'une façon purement numérique, c'est à dire sans tenir compte des erreurs et des incertitudes géologiques; les résultats obtenus étant par la suite relativisés.

1) L'intrusion de Huelgoat:

a) Choix des échantillons servant au modèle : Comme ceci avait été préalablement mentionné, la composition du magma initial est considérée comme proche de l'échantillon 82.33. Parmi les termes les plus fractionnés, c'est l'échantillon 82.8H qui a été choisi (teneur la plus faible en Ni et l'une des plus élevée en SiO_2).

b) Les analyses modales : En supposant que les granitoïdes étudiés se comportent comme des "liquides", une évaluation directe du taux de fractionnement est réalisée à l'aide des proportions minérales. Passer de

Minéral	Zircon	Apatite
La	44	1110
Ce	674	2360
Sm	291	440
Eu	2,48	15,4
Tb	11,4	69,4
Yb	-	242
Lu	-	37
Zr	50163	-
Hf	3817	-
P ₂ O ₅	-	= 40 %

Tableau 18 : Teneurs en terres rares zirconium, hafnium (ppm) et P₂O₅ (%) d'un zircon (d'après Jacquemin, 1981) et d'une apatite (d'après Fourcade, 1981).

Minéral	Xénotime		
	Moyenne	Maximale	Minimale
La	239000		
Ce	465000		
Pr	54000		
Nd	182000	1800	2100
Sm	31000	7100	5200
Eu	600	1700	700
Gd	19000	28900	22300
Tb	1900	5600	4600
Dy	7000	45300	40300
Er	1000	35600	13600
Yb	140	41600	14800

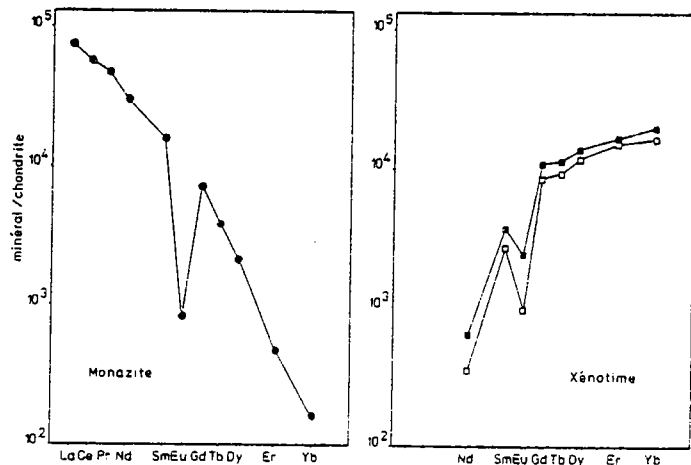


Tableau 19 : Teneurs en terres rares (ppm) de 2 minéraux accessoires: la monazite et le xénotime ; et les spectres correspondants (d'après Fleischer et Altschuler, 1969 et Amlı, 1975; - carré noir: valeur maximale - carré évidé: valeur minimale).

l'échantillon 82.33 à l'échantillon 82.8H, par cristallisation fractionnée, demande la participation d'un cumulat extrait composé de plagioclase, biotite et minéraux accessoires et dont le rapport plagioclase/biotite est de 2,3; c'est à dire semblable à celui précédemment défini. Le liquide ainsi produit à une composition minéralogique proche de l'échantillon 82.8H (Tableau 20).

	82.33	82.8 H	Cumulat calculé par (1-F) = 23%	Liquide produit pour (1-F) = 23 %
Quartz	22,3	29,1	-	28,8
Feldspath potassique	27,0	30,4	-	30,1
Plagioclase	38,1	30,9	68,8	30,6
Biotite	11,9	7,5	29,6	7,4
Cordiérite+Muscovite III	0,7	2,1	-	3,0
Ilménite	tr	tr	0,8	0,1
Apatite	tr	tr	0,4	
Autres accessoires	tr	tr	0,4	

Tableau 20 : Composition minéralogique des échantillons 82.33 et 82.8H et résultats obtenus pour un liquide différencié et un cumulat produits à partir de l'échantillon 82.33 et pour un taux de fractionnement de 23%.

(Dans le cas, où restent au cumulat, soit du feldspath potas-

sique, soit du quartz, soit de la muscovite, leurs proportions sont négligées et transcrites sous forme d'incertitude).

Le taux de fractionnement (1-F) est alors de l'ordre de 23%. C'est cette valeur qui servira de base de raisonnement pour les autres modélisations (majeurs, traces et terres rares), avec une fourchette d'incertitude de $\pm 5\%$ (erreurs dues aux analyses modales).

c) Les éléments majeurs : Pour les taux de fractionnement considérés, la différence entre magma initial (Mi) et le cumulat (C) représente la composition du liquide produit (Lp); celle-ci devant, lorsque le modèle est satisfait, être proche de celle de l'échantillon considéré comme le plus fractionné. La relation est de la forme : $Mi = F.Lp + (1-F).C$.

Du fait de l'absence de dosage de l'eau à la microsonde, les calculs sont effectués à partir des analyses chimiques en base anhydre. Le but est donc de comparer les compositions entre les éléments majeurs du liquide produit calculé (Lp) et de l'échantillon 82.8H; ceci demandant la connaissance des compositions du magma initial et du cumulat. Celle du magma initial est directement accessible puisque proche de l'échantillon 82.33. Celle du cumulat peut être estimée connaissant - (1) les proportions minérales et - (2) la composition chimique des minéraux (Tableaux 21-22).

	1	2	3	4
	Plagioclase	Biotite	Ilménite	Apatite
SiO ₂	66,5	36,5	0,1	-
Al ₂ O ₃	22,0	19,5	-	-
Fe ₂ O ₃ *+MnO	-	17,4	42,9	1,7
MgO	-	11,1	-	0,5
CaO	2,6	-	-	52,4
Na ₂ O	6,8	-	-	-
K ₂ O	0,1	10,4	0,1	-
TiO ₂	-	1,9	55,1	-
P ₂ O ₅	-	-	-	11,0

Tableau 21 : Composition chimique des divers minéraux utilisés pour le calcul de la composition en éléments majeurs de l'extrait (1: moyenne des plagioclases du granite de Huelgoat pondérée suivant la proportion des différentes zones; 2: moyenne des biotites de l'échantillon 82.33; 3: moyenne des ilménites de l'échantillon 82.33; 4: analyse extraite de Deer et al., 1965).

	82.33	82.8 H	Cumulat calculé
SiO ₂	71,91	74,30	58,11
Al ₂ O ₃	15,86	15,02	21,43
Fe ₂ O ₃ *+MnO+MgO	3,27	1,74	9,01
CaO	0,90	0,67	2,05
Na ₂ O	3,34	3,38	4,80
K ₂ O	4,21	4,49	3,23
TiO ₂	0,33	0,20	1,02
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,34

Tableau 22 : Composition chimique des échantillons 82.33, 82.8H et du cumulat calculé (base anhydre).

Les résultats obtenus pour $(1-\bar{F}) = 23 \pm 5\%$ sont reportés dans le tableau 23. Les valeurs acceptables sont celles dont le pourcentage d'erreur ($|\frac{T-A}{A}| \times 100$) ne dépasse pas, pour les éléments principaux, 10%. Ainsi, les liquides produits pour des taux de cristallisation supérieurs ou égaux à 23% et inférieurs ou égaux à 18% peuvent être rejetés; les cas

intermédiaires, 19-20%, étant les plus favorables (Figure 64). En effet, si les erreurs dépassent parfois 10%, il faut tenir compte d'une part des incertitudes analytiques et d'autre part, des faibles différences entre les résultats (TiO_2 : 0,17-0,18 contre 0,20 et P_2O_5 : 0,15-0,16 contre 0,18).

	(I-F) = 18%		(I-F) = 19%		(I-F) = 20%		(I-F) = 23%		(I-F) = 28%	
	Valeurs	$(\frac{T-A}{A})_{100}$	Valeurs	$(\frac{T-A}{A})_{100}$	Valeurs	$(\frac{T-A}{A})_{100}$	Valeurs	$(\frac{T-A}{A})_{100}$	Valeurs	$(\frac{T-A}{A})_{100}$
SiO_2	74,93	(0,85)	75,12	(1,10)	75,35	(1,41)	76,01	(2,30)	77,26	(3,96)
Al_2O_3	14,63	(2,60)	14,55	(3,13)	14,46	(3,73)	14,19	(5,53)	13,69	(8,85)
$\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} + \text{MnO}$	2,00	(14,94)	1,91	(9,77)	1,84	(5,75)	1,57	(9,77)	1,04	(40,23)
CaO	0,65	(2,99)	0,63	(5,97)	0,61	(8,96)	0,56	(16,42)	0,46	(31,34)
Na_2O	3,03	(10,36)	3,00	(11,24)	2,98	(11,83)	2,91	(13,91)	2,78	(17,75)
K_2O	4,43	(1,34)	4,44	(1,11)	4,45	(0,89)	4,51	(0,45)	4,60	(2,45)
TiO_2	0,18	(10,00)	0,17	(15,00)	0,16	(20,00)	0,13	(35,00)	0,06	(70,00)
P_2O_5	0,16	(11,11)	0,16	(11,11)	0,15	(16,66)	0,14	(22,22)	0,12	(33,33)

Tableau 23 : Composition chimique en éléments majeurs d'un liquide différencié pour divers taux de fractionnement (1-F, compris entre 18% et 28%).

$|T-A| \times 100$ représente l'erreur entre le modèle théorique (T) et la valeur analytique (A); ici $A=82,8\text{H}$.

Une valeur de 20% pour le taux de cristallisation est retenue à partir des éléments majeurs. Remarquons, enfin que des variations minimales sur la composition minéralogique et/ou sur les teneurs des minéraux auraient peu d'influence sur ce résultat.

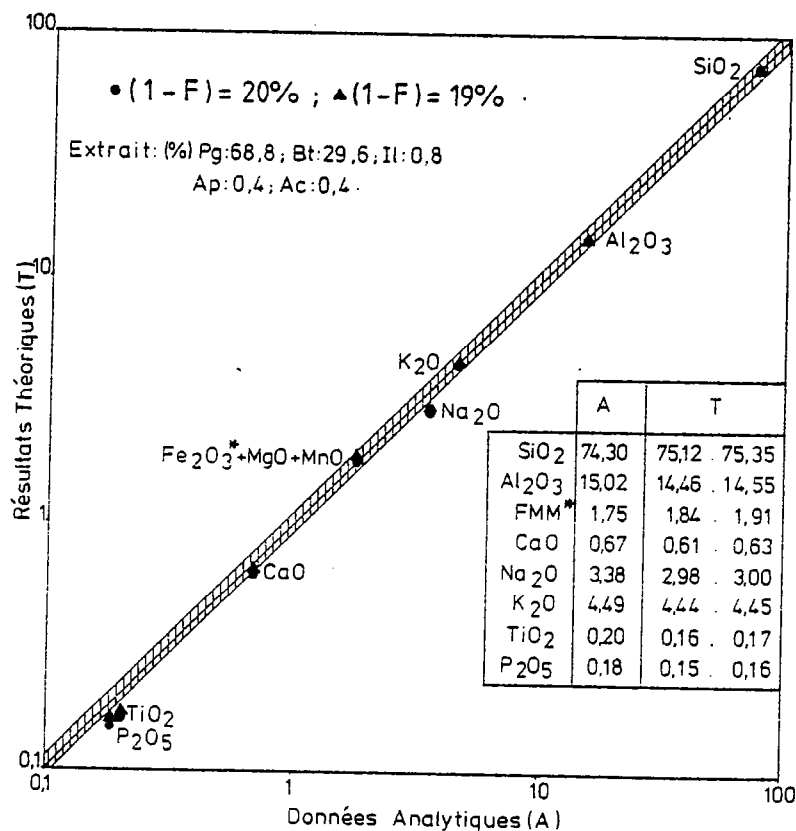


Figure 64 : Diagramme $\log(\text{résultats théoriques}) - \log(\text{données analytiques})$ montrant le bon accord au niveau des éléments majeurs entre les données analytiques et théoriques dans le cas d'une cristallisation fractionnée évaluée à 19% et 20%; cas de l'intrusion de Huelgoat.

d) Les éléments traces : Parmi les divers éléments traces analysés, exception faite des terres rares, huit, dont les coefficients de partage (ou de distribution) sont relativement bien connus, ont été sélectionnés

(Tableau 24).

	Biotite	Plagioclase	Ilménite	Apatite
Ba	9,7 (A)	(0,05) (C)	-	(6,2) (F)
Sr	0,12 (B)	4,4 (A)	7,8(E)	(13,4) (F)
Rb	3,26 (B)	0,041 (A)	-	-
Cr	17 (B)	0,05 (B)	-	-
Co	25,2 (B)	0,05 (B)	26 (D)	-
Ni	(13,9) (C)	-	(300) (E)	-
Sc	14,6 (C)	-	-	-
Cs	2,3 (D)	-	-	-

Tableau 24 : Coefficients de partage et de distribution (...) utilisés.

A : Arth et Hanson (1975).

B : Haskin et al. (1968) et Turekian et Wedepohl (1961).

C : Ce travail.

D : Mahood et Hildreth (1983).

E : Jacquemin (1981).

F : Boissavy-Vinau (1979).

Ces éléments servant qu'à confirmer le rôle des minéraux principaux, le taux de 20% a été directement employé. A une exception près (Ni), il existe une bonne concordance entre résultats théoriques et données analytiques (Tableau 25, figure 65); la différence Ni analysé - Ni calculé pouvant être expliquée - (1) par les faibles teneurs des roches en cet élément et/ou - (2) par la mauvaise connaissance de ces coefficients de distribution (dans l'ilménite, par exemple). Les éléments traces confirment donc l'approche effectuée à l'aide des éléments majeurs.

	I	A	T	$\frac{T-A}{A} \times 100$
	82.13 (ppm)	82.8 H (ppm)	Liquide théorique produit pour (1-F) = 20% (ppm)	
Ba	554	356	354	0,56
Sr	124	65	76	16,96
Rb	210	214	210	1,87
Cr	47	18	19	5,56
Co	5,0	1,0	1,1	10,00
Ni	15,0	0,6	4,3	61,67
Sc	5,3	2,7	2,4	11,11
Cs	10,6	12,3	11,4	7,32

Tableau 25 : Valeurs (ppm) de quelques éléments traces dans l'échantillon considéré comme proche du magma initial (I), dans le liquide théorique produit à partir de I pour un taux de fractionnement de 20% et dans la roche (A) supposée être l'une des plus différenciée de la série de Huelgoat.

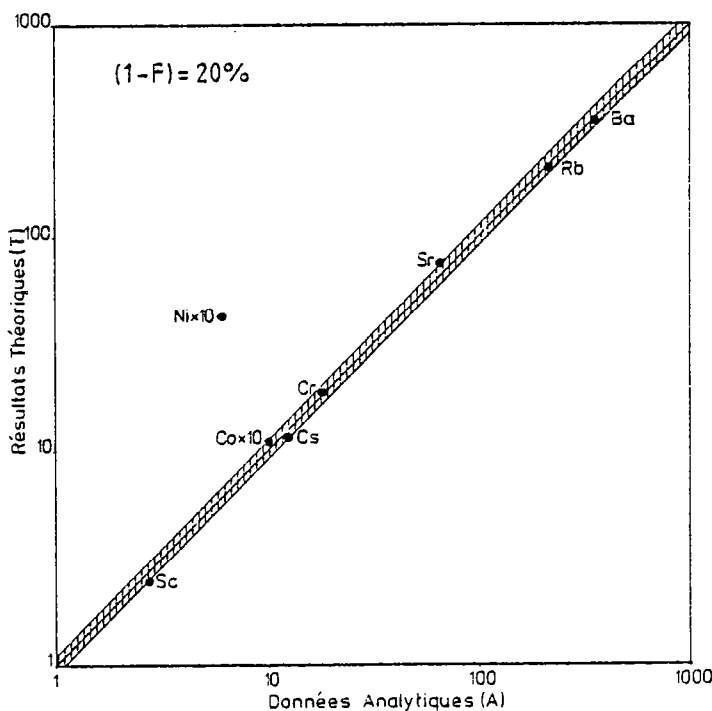


Figure 65 : Log (résultats théoriques) - Log (données analytiques) montrant la bonne concordance des éléments traces (sauf pour le nickel) entre les données analytiques et théoriques dans le cas d'une cristallisation fractionnée évaluée à 20% : intrusion de Huelgoat.

e) Les terres rares : Les éléments majeurs et traces jusqu'ici utilisés n'ont montré que le rôle des minéraux principaux. Seules les terres rares sont à même de préciser celui des accessoires. En effet, des éléments comme U, Th, Hf, etc... ne peuvent pas être utilisés de façon fiable à cause de la très mauvaise connaissance de leurs coefficients de distribution. Par contre, ceux des terres rares sont mieux connus (Tableau 26). Le modèle proposé tient

compte des proportions des minéraux accessoires précédemment définis.

	Biotite (A)	Plagioclase (A)	Ilménite (B)	Apatite (A)	Zircon (A)	Monazite (C)	Xénotime (C)
Ce	0,32	0,27	1,19	34,7	2,64	9940	200
Sm	0,26	0,13	0,684	62,8	3,14	5070	700
Eu	0,24	2,15	0,40	30,4	3,14	820	2730
Tb	(0,285)	(0,07)	0,36	53,4	(28,05)	2710	8450
Yb	0,44	0,049	0,55	23,9	270	200	10000

Tableau 26 : Coefficients de partage et de distribution utilisés (minéral/liquide); A : pour des roches de composition rhyolitique d'après Arth et Hanson (1975) et Hanson (1980) ; B : pour des roches de composition rhyolitique riches en silice d'après Mahood et Hildreth (1983);

C : calculés d'après diverses données de la littérature (Fleischer et Altschuler, 1969 ; Amlı, 1975).

Notons qu'une infime variation de leurs concentrations modifie largement les spectres en terres rares obtenus. Cependant, les résultats, pour $(1-F) = 23 \pm 5\%$, rendent compte du fractionnement observé (Tableau 27, Figure 66a);

Tableau 27 : Teneurs en lanthanides (ppm) dans l'échantillon considéré comme proche du magma initial (I), dans les liquides théoriques produits à partir de I (T1, T2, T3) pour divers taux de fractionnement

	I	A	T1	T2	T3	$\frac{I-A}{A} \times 100$
	82.33 (ppm)	82.8 H (ppm)	Liquide produit pour $(1-F) = 18\%$ (ppm)	Liquide produit pour $(1-F) = 28\%$ (ppm)	Liquide produit pour $(1-F) = 20\%$ (ppm)	
Ce	49,5	33,9	30,6	37,0	35,7	3,31
Sm	4,87	3,92	4,01	4,33	4,27	1,93
Eu	0,85	0,68	0,54	0,64	0,62	1,32
Tb	0,50	0,34	0,29	0,36	0,34	0,00
Yb	1,28	0,77	0,61	0,81	0,77	0,00

(18%, 28%, 20%) et dans la roche (A) supposée être l'une des plus différenciée de la série de Huelgoat.

le cas le plus favorable étant là encore pour $(1-F) = 20\%$ (Figure 66b).

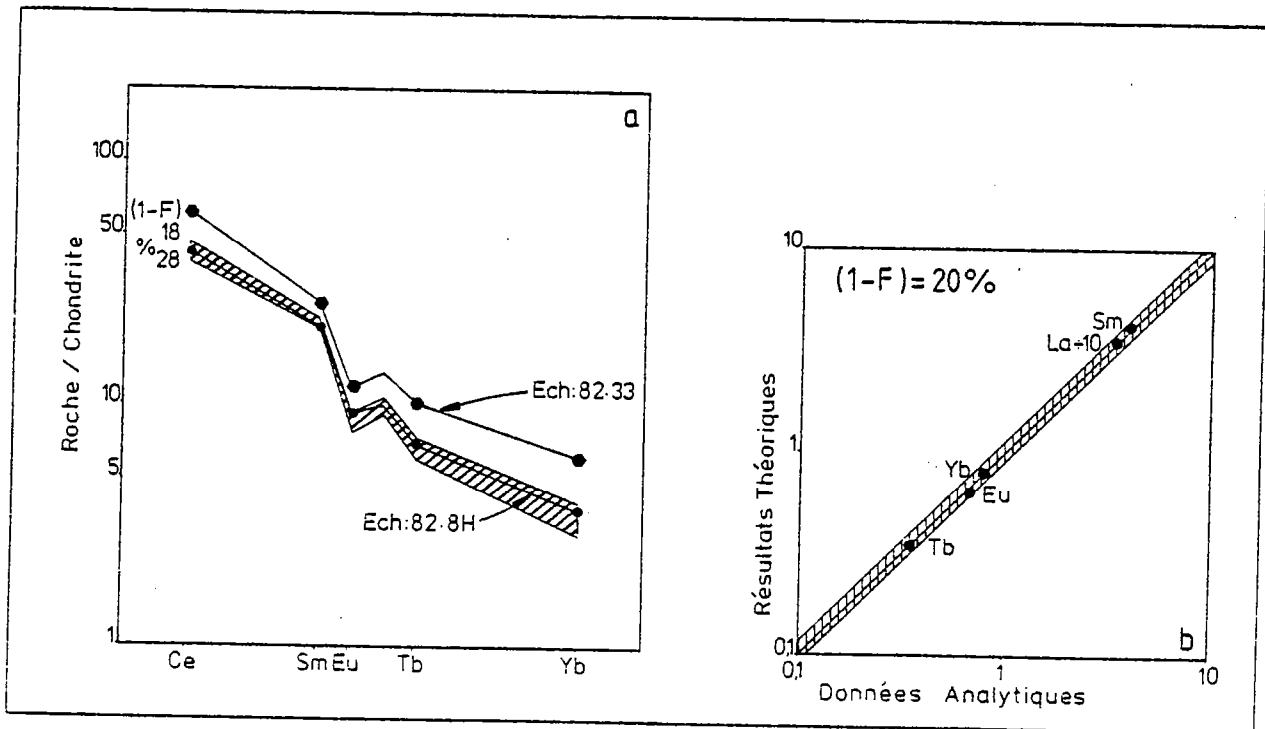


Figure 66 : Intrusion de Huelgoat.

(a) Modèle de cristallisation fractionnée à partir des terres rares pour $(1-F)$ compris entre 18% et 28%.

(b) Diagramme Log (résultats théoriques) -Log (données analytiques) montrant le bon accord des terres rares entre les données analytiques et théoriques dans le cas où $(1-F) = 20\%$. (Composition de l'extrait : Plagioclase : 68,8% ; Biotite : 29,6% ; Ilménite : 0,8% ; Apatite : 0,4% ; Zircon : 0,36 ; Monazite : 0,02% ; Xénotime : 0,02%).

f) Conclusion : L'ensemble des données analytiques et des résultats théoriques, cohérent aussi bien au niveau des analyses modales que des éléments majeurs, traces et terres rares, s'accorde avec une évolution du

granite de Hueigoat par cristallisation fractionnée à partir d'un magma initial dont la composition chimique est proche de celle de l'échantillon 82.33. Le cumulat est alors principalement à plagioclase-biotite (proportions 2/3 - 1/3); le taux de fractionnement étant de l'ordre de 20%.

2) Le granite du Cloître:

La démarche employée est analogue à celle utilisée pour le granite de Huelgoat. L'échantillon considéré comme proche du liquide primaire est le 82.30; celui représentant l'un des termes les plus fractionnés, le 82.27S. Grâce aux analyses modales, le taux de fractionnement est évalué à 15%; auxquels s'ajoute une fourchette d'incertitude de $\pm 5\%$ (erreurs sur les analyses modales). L'extrait est principalement composé de plagioclase et de biotite (Tableau 28).

	82.30	82.27 S	Liquide produit pour (1-F) = 15%	Cumulat produit pour (1-F) = 15%
Quartz	25,7	28,8	28,8	-
Feldspath potassique	19,0	21,2	21,2	-
Plagioclase	44,2	39,7	39,7	53,2
Biotite	3,8	2,0	2,0	13,8
Mica blanc + Cordiérite	1,6	3,1	3,0	-
Apatite				0,1
Ilménite				2,0
Zircon	0,7	0,2	0,3	0,77
Monazite + Xénotime				0,13

Tableau 28 : Composition minéralogique des échantillons considérés dans la série du Cloître comme représentatifs du magma initial (82.30) et d'un des produits les plus fractionnés (82.27 S), ainsi que celle d'un liquide produit théorique et de son cumulat pour (1-F) 15% (même remarque que pour le tableau 20).

Pour les éléments majeurs, traces et terres rares, seuls les cas théoriques les plus favorables sont reportés dans le tableau 29. L'extrait demandé possède un plagioclase plus calcique (labrador) que dans le cas de l'intrusion de Huelgoat.

	A 82.27 S	(T) Liquides produits pour diverses valeurs de (1-F)				I 82.30
		(1-F)=15% $\frac{T-A}{A} \times 100$	(1-F)=16% $\frac{T-A}{A} \times 100$	(1-F)=17% $\frac{T-A}{A} \times 100$		
SiO ₂	74,85	75,69 (1,12)	76,08 (1,64)	76,46 (2,15)	71,06	
Al ₂ O ₃	15,22	14,00 (8,02)	13,87 (8,87)	13,75 (9,66)	15,56	
FM	1,04	1,32 (26,92)	1,15 (10,58)	0,98 (5,77)	3,37	
CaO	0,50	0,59 (18,00)	0,51 (2,00)	0,43 (14,00)	1,51	
Na ₂ O	3,93	4,10 (4,33)	4,12 (4,83)	4,14 (5,34)	3,84	
K ₂ O	4,11	4,02 (2,19)	4,02 (2,19)	4,01 (2,43)	4,06	
TiO ₂	0,08	0,06(5) (18,75)	0,03 (68,50)	0,00 (100,00)	0,41	
P ₂ O ₅	0,27	0,22 (18,52)	0,23 (14,81)	0,23 (14,81)	0,19	
Ba	301	313 (3,99)	301 (0,00)	289 (3,99)	533	
Sc	59	156 (164,00)	153 (159,00)	150 (154,00)	204	
Rb	169	170 (0,59)	169 (0,00)	168 (0,59)	183	
Cr	11	15 (36,36)	14 (27,27)	13 (18,18)	43	
Co	0,7	0,9 (28,57)	0,8 (14,29)	0,7 (0,00)	4,8	
Ni	3	4,0 (33,33)	3,6 (20,00)	3,3 (10,00)	15,0	
Se	2,7	3,6 (33,33)	3,7 (37,04)	3,8 (40,74)	5,9	
Cs	26,9	14,8 (44,98)	14,8 (44,98)	14,8 (44,98)	14,8	

Tableau 29 : Teneurs en éléments majeurs (%) et traces (ppm) dans l'échantillon considéré comme proche du magma initial (I), dans les liquides théoriques pour (1-F) variant de 15% à 17% et dans la roche (A) supposée être l'un des termes les plus différenciés de la série du Cloître ($\frac{T-A}{A} \times 100$) : pourcentage d'erreur. Les coefficients de partage ou de distribution sont identiques à ceux utilisés dans l'intrusion de Huelgoat à l'exception des $K^{m/RT}$ Ni et Sc de la biotite. (Valeurs mesurées par moi-même - voir annexe). Composition chimique du cumulat : SiO₂ : 44,65% ; Al₂O₃ : 24,43% ; Fe₂O₃ + MgO + MnO : 15,03% ; CaO : 6,76% ; Na₂O : 2,36% ; K₂O : 4,28% ; TiO₂ : 2,44% ; P₂O₅ : 0,04%.

Les calculs montrent que le cas le plus satisfaisant se situe autour de $(1-F) = 16\%$ (Figure 67a). Cependant, certains éléments posent problème; parmi eux, TiO_2 , Sr et Cs. En effet, si TiO_2 varie très rapidement en fonction de $(1-F)$, ce qui rend sa valeur acceptable, ce n'est pas le cas de Sr, ni celui de Cs. L'explication est, comme le montrent les travaux de Mahood et Hildreth (1983) et Nash et Crecraft (1985) ainsi que les coefficients de distribution que nous avons pu calculer (voir annexe), à rechercher dans les coefficients de partage couramment utilisés (Turekian et Wedepohl, 1961 ; Haskin et al., 1968 ; Arth et Hanson, 1975 ; Hanson, 1980), peu adaptés dans le cas de liquides très siliceux. Ceux-ci sont, pour ce type de liquide, très élevés et expliquent parfaitement les appauvrissements très rapides des éléments comme Sr et Cs dans les "jus" résiduels.

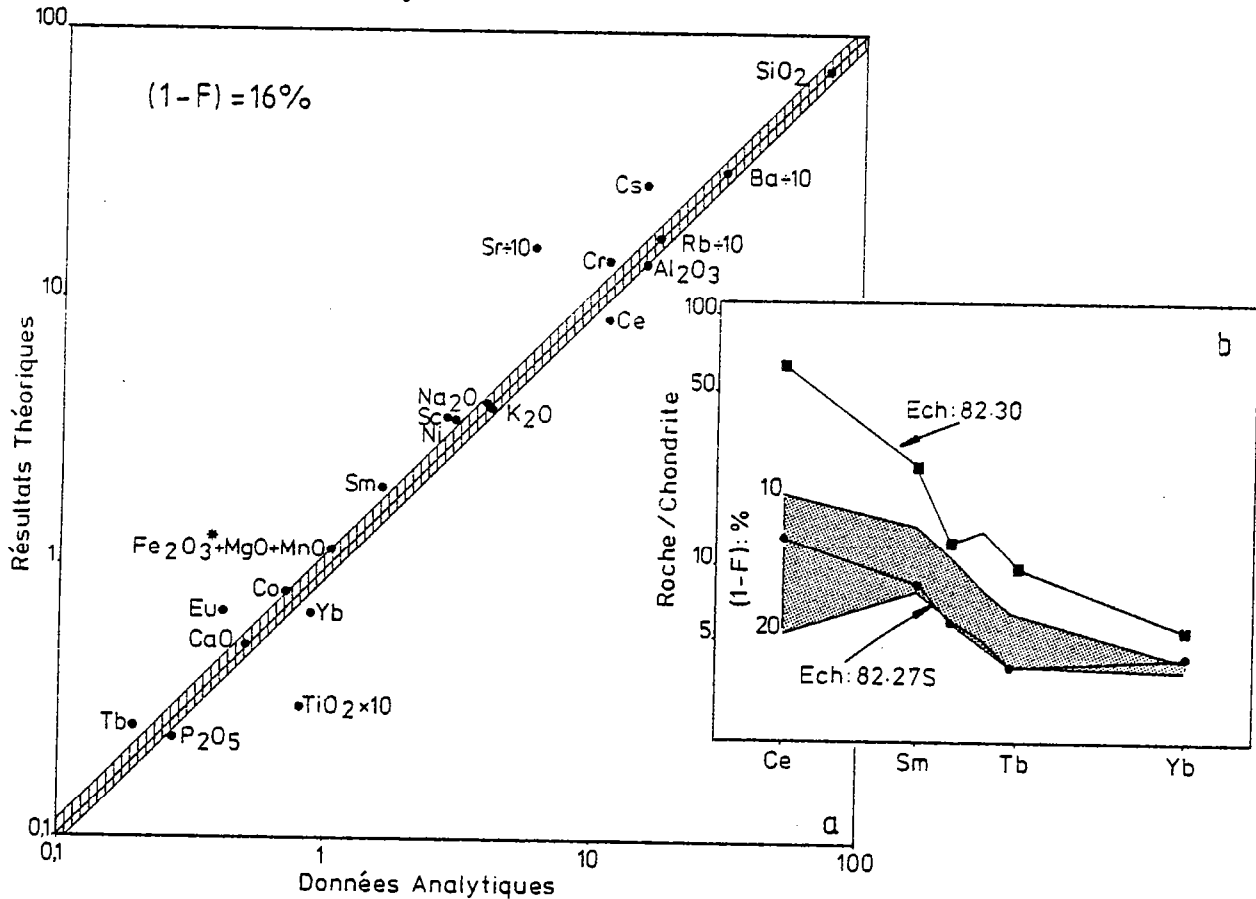


Figure 67 : Série du Cloître.

(a) Diagramme Log (résultats théoriques) Log (données analytiques) montrant l'accordance des éléments majeurs, traces et terres rares entre les données analytiques et résultats théoriques dans le cas où $(1-F) = 16\%$.

(b) Modèle de cristallisation fractionnée à partir des terres rares pour $(1-F)$ compris entre 10% et 20%.

Quant aux terres rares, si pour la fourchette relativement large choisie $(1-F) = 15 \pm 5\%$, le spectre en lanthanides analysées (82.27S) s'intègre au modèle, il est clair que pour $(1-F) = 16\%$ les résultats sont de qualité médiocre (Tableau 30, figure 67b). En effet, l'erreur est en général supérieure à 20% et l'allure des courbes théoriques distinctes (spectre théorique a peu près plat au niveau des terres rares légères). Cependant, les terres rares qui ne montrent que le rôle des minéraux accessoires ne peuvent pas à elles seules remettre en cause le modèle. Là encore, le calcul est très dépendant - (1) des proportions des minéraux accessoires au cumulat, - (2) des coefficients de distribution utilisées.

	I	A	Liquides produits (T) pour diverses valeurs de $(1-F)$		
	82.30	82.27 S	$(1-F) = 10\%$	$1-F=16\%$ $\frac{T-A}{A} \times 100$	$1-F=20\%$
Ce	51,2	10,9	4,3	7,3 (33,03)	15,8
Sm	4,78	1,60	1,49	1,92 (20,00)	2,76
Eu	0,89	0,43	0,61	0,67 (55,81)	0,75
Tb	0,48	0,19	0,20	0,25 (31,58)	0,32
Yb	1,14	0,89	0,60	0,69 (22,47)	0,84

Tableau 30 : Teneurs en Lanthanides (ppm) dans l'échantillon considéré comme proche du magma initial (I), dans les liquides produits théoriques pour $(1-F)$ compris entre 10% et 20% et dans la roche (A) supposée être l'un des termes les plus fractionnés de la série du Cloître.

Donc, en conclusion, dans le granite du Cloître, la modélisation, en accord avec les analyses modales, les éléments majeurs et traces, montre que le passage, par cristallisation fractionnée d'un terme considéré comme proche du liquide primaire (82.30) aux échantillons les plus différenciés (82.27S), est réalisé pour un taux de fractionnement de l'ordre de 15%.

3) L'intrusion de La Feuillée:

Dans cet ensemble, la majorité des roches est représentée par 2 faciès : l'un à biotite dominante, l'autre à 2 micas. Entre eux, le fractionnement est très faible (voir SiO_2). Par contre, il semble être beaucoup mieux exprimé entre ces roches et celles du faciès de bordure à muscovite prédominante, où des modifications significatives interviennent dans le comportement de certains éléments (baisse de K_2O ; chute brutale de Sr, Ba et Eu, par exemple). Donc, en un premier temps, je m'attacherai à quantifier la cristallisation fractionnée au niveau des 2 premiers faciès. Pour ce faire, les échantillons 82.20 et 82.13 ont été sélectionnés; le premier est proche du liquide primaire, le second représente "un des termes les plus évolués" des faciès à biotite et à 2 micas. Puis le passage du terme 82.13 à un de ceux les plus fractionnés de bordure (82.233) sera testé. La démarche utilisée est semblable à celle décrite précédemment.

a) Test de cristallisation fractionnée entre les échantillons 82.20 et 82.13 : Les données minéralogiques permettent de préciser le faible taux de fractionnement, de l'ordre de 5%; c'est à dire quasiment nul. Le cumulat est là encore principalement à plagioclase-biotite (Tableau 31). Le test géochimique effectué simultanément sur les éléments majeurs, traces et terres rares montre que le meilleur accord entre résultats théoriques et données analytiques est réalisée pour $(1-F) = 6\%$ (Tableau 32 et Figure 68).

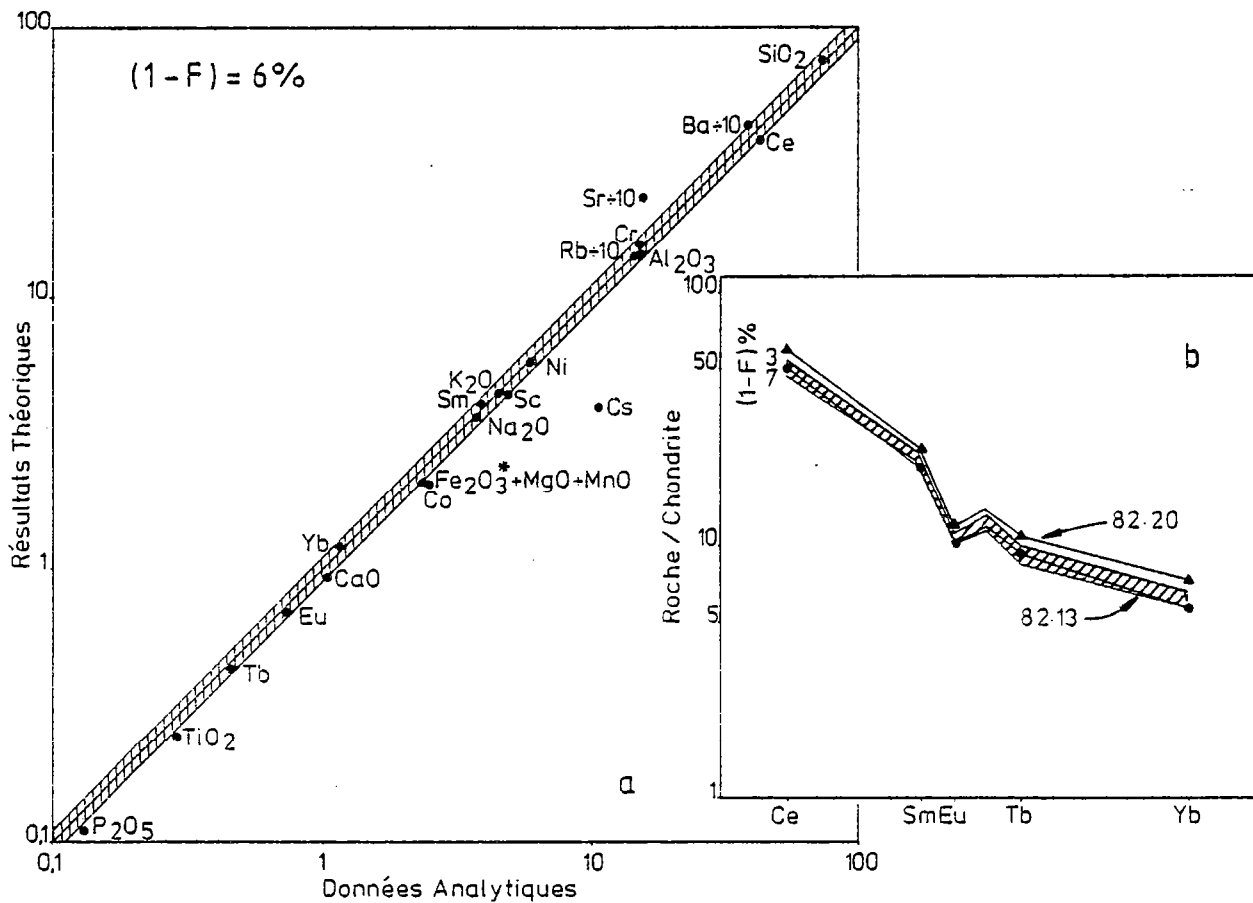


Figure 68 : Série de La Feuillée; passage par cristallisation fractionnée de l'échantillon 82.20 à l'échantillon 82.13.

a- diagramme log (résultats théoriques) log (données analytiques) montrant le bon accord entre analyse et modèle pour $(1-F) = 6\%$.

b- cas des terres rares pour $(1-F)$ compris entre 3% et 7%.

	Liquide I et Cumulat I produits pour (1-F) = 5 %		Liquide II et Cumulat II produits pour (1-F) = 13 %	
	Liquide	Cumulat	Liquide	Cumulat
Quartz	31,9	-	36,4	-
Feldspath potassique	22,4	-	24,5	6,7
Plagioclase	35,6	54,5	30,6	59,2
Biotite	6,4	45,2	1,5	34,0
Muscovite	3,6	-	7,0	-
Ilménite		0,01		0,02
Apatite		0,04		-
Zircon	0,1	0,07	tr	-
Monazite		0,04		0,08
Xénotime		0,04		-

Tableau 31 : Composition minéralogique des liquides et des cumulats théoriques permettant d'expliquer le fractionnement de la série de La Feuillée.

	I	A	(T) Liquide théorique calculé pour (1-F) variant de 3% à 7% avec $\Delta = \frac{T-A}{A} \times 100$				
	82.20	82.13	(1-F) = 3% (Δ)	(1-F) = 4% (Δ)	(1-F) = 6% (Δ)	(1-F) = 6% (Δ)	(1-F) = 7% (Δ)
SiO ₂	71,91	73,30	72,72 (0,79)	73,00 (0,41)	73,15 (0,20)	73,60 (0,41)	73,90 (0,82)
Al ₂ O ₃	15,29	15,31	14,99 (2,09)	14,88 (2,81)	14,75 (3,66)	14,67 (4,18)	14,56 (4,90)
FM	2,83	2,39	2,49 (4,18)	2,39 (0,00)	2,26 (5,44)	2,15 (10,04)	2,02 (15,48)
CaO	1,41	0,93	1,25 (34,41)	1,19 (27,96)	1,12 (20,43)	1,06 (13,98)	1,00 (7,53)
Na ₂ O	3,63	3,53	3,67 (3,97)	3,68 (4,25)	3,69 (4,53)	3,70 (4,82)	3,72 (5,38)
K ₂ O	4,51	4,13	4,49 (8,72)	4,49 (8,72)	4,46 (7,99)	4,47 (8,23)	4,46 (7,99)
TiO ₂	0,31	0,28	0,28 (0,00)	0,27 (3,57)	0,25 (10,71)	0,24 (12,50)	0,23 (10,76)
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,10 (15,38)	0,10 (15,38)	0,11 (15,38)	0,11 (15,38)	0,11 (15,38)
Ba	540	374	487 (30,21)	470 (25,67)	453 (21,12)	437 (16,84)	421 (12,57)
Sr	262	155	250 (61,29)	246 (58,71)	242 (56,13)	238 (53,55)	234 (50,97)
Rb	149	146	147 (0,68)	146 (0,00)	145 (0,68)	144 (1,37)	144 (1,37)
Cr	24	15	20 (33,33)	18 (20,00)	17 (13,33)	16 (6,67)	15 (0,00)
Co	4,0	2,5	2,9 (16,00)	2,6 (4,00)	2,3 (8,00)	2,1 (16,00)	1,9 (24,00)
Ni	7,0	5,9	6,5 (10,17)	6,3 (6,78)	6,2 (5,08)	6,0 (1,69)	5,9 (8,33)
Sc	5,0	4,8	4,7 (2,08)	4,6 (4,17)	4,5 (6,25)	4,5 (6,25)	4,4 (8,33)
Cs	4,0	10,2	4,0 (60,78)	4,0 (60,78)	4,0 (60,78)	4,0 (60,78)	4,0 (60,78)
Ce	48,8	41,7	44,0 (5,52)	42,5 (1,92)	41,1 (1,44)	39,6 (5,04)	38,2 (8,39)
Sm	4,60	3,85	4,39 (14,03)	4,32 (12,21)	4,25 (10,39)	4,19 (8,83)	4,12 (7,01)
Eu	0,85	0,73	0,81 (10,96)	0,79 (8,22)	0,78 (6,85)	0,76 (4,11)	0,75 (2,74)
Tb	0,54	0,45	0,48 (6,67)	0,46 (2,22)	0,45 (0,00)	0,43 (4,44)	0,41 (8,88)
Tb	1,50	1,14	1,35 (18,42)	1,30 (14,04)	1,25 (9,65)	1,21 (6,14)	1,16 (1,75)

Tableau 32 : Teneurs en éléments majeurs (%), traces et terres rares (ppm) dans l'échantillon 82.20 (terme proche du liquide primaire), dans les liquides théoriques pour (1-F) variant de 3% à 7% et dans la roche 82.13 représentative d'un des termes les plus fractionnés des faciès à biotite et 2 micas du granite de La Feuillée (entre parenthèses: pourcentage d'erreur; cumulats - SiO₂: 45,55%; Al₂O₃: 25,02%; Fe₂O₃+MgO+MnO: 13,51%; CaO: 6,83%; Na₂O: 4,42%; K₂O: 5,10%; TiO₂: 1,56%; P₂O₅: 0,02%).

Là encore, les teneurs obtenues pour Sr et Cs accèdent la discussion précédente sur les coefficients de distribution. Cette valeur de 6% qui, en fait, ne montre que "l'absence" de fractionnement est tout à fait théorique. En effet, il est peu probable d'extraire une si faible quantité d'un bain silicaté dont la viscosité est sans nul doute loin d'être négligeable.

b) Test de cristallisation fractionnée entre les échantillons 82.13 et 82.233 : Si pour un taux de fractionnement de l'ordre de 13% ($\pm 5\%$), évalué grâce aux analyses modales (Tableau 31), la plupart des éléments majeurs et traces s'accordent relativement bien entre résultats théoriques et données analytiques (Tableau 33 et Figure 69 a : cas les plus favorables), ici encore, plus que dans les autres cas, le choix des coefficients de distribution est primordial.

	I	A	(T) : liquide théorique calculé pour :		
	82.13	82.233	(1-F) = 12%	(1-F) = 13%	(1-F) = 14%
SiO ₂	73,30	74,96	75,97 (1,35)	76,20 (1,65)	76,48 (2,03)
Al ₂ O ₃	15,31	14,71	14,35 (2,45)	14,26 (3,06)	14,16 (3,74)
FM	2,39	1,17	1,25 (6,84)	1,15 (1,71)	1,03 (11,97)
CaO	0,93	0,58	0,65 (12,07)	0,62 (6,90)	0,59 (1,72)
Na ₂ O	3,53	3,71	3,36 (9,47)	3,36 (9,47)	3,34 (9,97)
K ₂ O	4,13	4,64*	4,11 (11,42)	4,12 (11,21)	4,10 (11,64)
TiO ₂	0,28	0,12	0,16 (33,33)	0,15 (25,00)	0,14 (16,67)
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,15 (6,25)	0,15 (6,25)	0,15 (6,25)
Ba	374	41	264 (543,90)	255 (521,95)	247 (502,44)
Sr	155	37	121 (227,03)	119 (221,62)	116 (213,51)
Rb	146	200	143 (28,50)	143 (28,50)	143 (28,50)
Cr	15	12	13 (8,33)	13 (8,33)	13 (8,33)
Co	2,5	0,5	0,9 (80,00)	0,9 (80,00)	0,8 (60,00)
Ni	5,9	0,8	1,2 (50,00)	1,1 (37,50)	0,9 (12,50)
Sc	4,8	3,2	2,8 (12,50)	2,6 (18,75)	2,5 (21,88)
Cs	10,2	3,7	10,5 (183,78)	10,5 (183,78)	10,5 (183,78)

* valeur anormalement élevée comparée au reste de la série.

Tableau 33 : Teneurs en éléments majeurs (%) et traces (ppm) dans l'échantillon 82.13 (un des termes les plus évolués des faciès à biotite et 2 micas), dans les liquides théoriques produits pour (1-F) variant de 12% à 14% et dans l'échantillon 82.233 (terme ultime de la différenciation) de la série de La Feuillée (cumulat; SiO₂: 53,77%; Al₂O₃: 22,34%; Fe₂O₃*+MgO+MnO: 10,73%; CaO: 3,02%; Na₂O: 4,72%; K₂O: 4,27%; TiO₂: 1,15%; P₂O₅: tr.; entre parenthèses: pourcentages d'erreur; $K^{bt/RT}$ utilisé pour le calcul - Cr= 5,2 Cs= 15,6; Ni= 38,5 - d'après Mahood et Hildreth, 1983 et ce travail).

C'est pourquoi, ce sont ceux proposés par Mahood et Hildreth (1983) ou encore ceux que j'ai pu calculer (voir annexe) qui ont été le plus souvent utilisés. Quant aux terres rares, elles montrent, pour (1-F) = 13 \pm 5%, une relativement bonne concordance entre modèle et analyse, sauf au niveau de l'euprimum (Tableau 34 et Figure 69 b). Il apparaît ainsi que l'ensemble du modèle est acceptable sauf pour les éléments suivants : Ba, Sr, Rb, Cs, et Eu. Arriver à cette constatation est classique dans ce type de roche (Hildreth, 1979 ; Bacon et al., 1981 ; Crecraft et al., 1981 ; Mahood, 1981) : ni des phénomènes de thermodiffusion et de gradient thermique (Hildreth, 1977, 1979, 1981 ; Smith et Mac

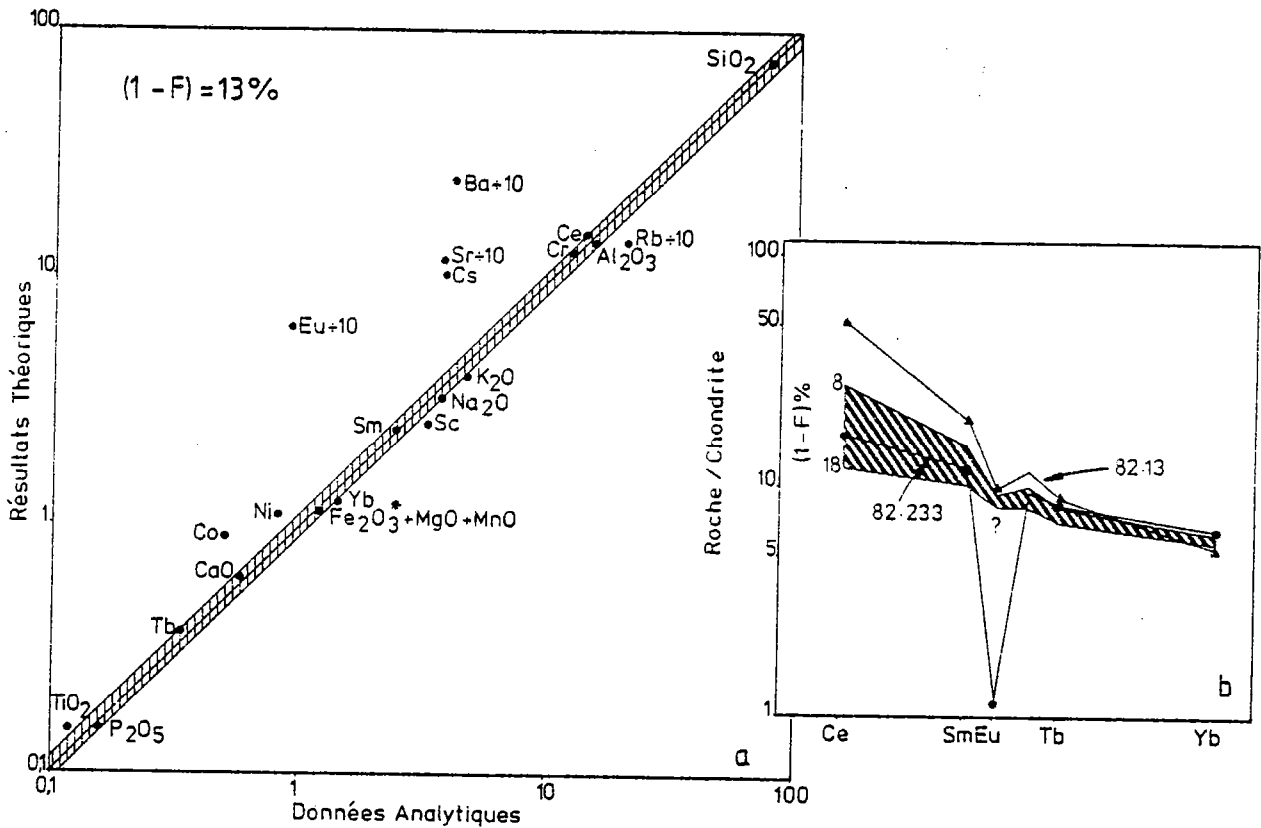


Figure 69 : Série de La Feuillée: passage par cristallisation fractionnée d'un des termes les plus évolués des faciès à biotite et à 2 micas (82.13) à un granite de bordure (82.233).

a- diagramme log (résultats théoriques) log (données analytiques) montrant l'accordance (sauf pour Ba, Sr, Rb, Cs et Eu) entre modèle et analyse pour $(1-F) = 13\%$.

b- cas des terres rares pour $(1-F) = 13 \pm 5\%$.

Tableau 34 : Teneurs en terres rares des échantillons 82.13 et 82.233 du granite de la Feuillée et dans les liquides théoriques produits pour $(1-F) = 13 \pm 5\%$ (entre parenthèses : pourcentage d'erreur).

	I		(T) liquide théorique calculé pour :		
	82.13	82.233	(1-F) = 8%	(1-F) = 13%	(1-F) = 18%
Ce	44,7	13,7	22,8 (66,42)	15,2 (10,95)	9,9 (27,74)
Sm	3,85	2,41	2,94 (21,99)	2,46 (2,07)	2,03 (15,77)
Eu	0,73	0,09	0,67 (644,44)	0,63 (600,00)	0,59 (555,55)
Tb	0,45	0,34	0,40 (17,65)	0,37 (8,82)	0,35 (2,94)
Yb	1,14	1,41	1,20 (14,89)	1,25 (11,35)	1,30 (7,80)

Donald, 1979 ; Mahood, 1981), ni l'interaction de fluides (Flynn et Burnham, 1978 ; Vidal et al., 1982), ni le rôle joué par les minéraux accessoires (Mittfehltd et Miller, 1985) ne peuvent rendre compte de l'ensemble des données. Là encore, en accord avec les travaux de Ewast et al; (1977) et de Leeman et Phelps (1981), et comme le soulignent Mahood et Hildreth (1983), seuls des coefficients de distribution très différents dans ces liquides résiduels hypersiliceux peuvent être évoqués.

Conclusion : L'ensemble des données (minéraux, éléments majeurs, traces et terres rares) recueillies au niveau du massif de La Feuillée s'accorde avec une évolution par cristallisation fractionnée; le taux requis étant d'ordre de 15 à 20% et les différents cumulats composés principalement de plagioclase et de biotite.

4) En Résumé :

La modélisation effectuée s'accorde, quelque soit l'intrusion considérée dans le massif de Huelgoat, avec un processus de fractionnement par cristallisation fractionnée à faible taux (15-20%). Les cumulats requis contiennent tous comme minéraux principaux du plagioclase et de la biotite; leurs proportions étant globalement comprises entre 1/2 - 1/2 et 2/3 - 1/3.

VI : CONCLUSION A LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE:

Elle se résume en 5 points principaux :

- 1 - Le processus de différenciation est, dans les 3 séries constituant le massif de Huelgoat, la cristallisation fractionnée.
- 2 - Les roches étudiées représentent, pour une grande part, des liquides.
- 3 - Le fractionnement des terres rares est uniquement contrôlé par les minéraux accessoires; leurs proportions étant plus facilement évaluées grâce aux bilans chimiques.
- 4 - La modélisation géochimique proposée, basée sur les minéraux, les éléments majeurs, traces et terres rares, s'accorde avec un taux de fractionnement faible; compris, quelque soit l'intrusion choisie, entre 15 et 20%.
- 5 - Le cumulat requis est alors principalement à plagioclase, biotite et minéraux accessoires (ilménite, apatite, zircon, monazite et xénotime).

CONCLUSION A LA PREMIERE PARTIE

L'étude comparée entre les granites à biotite-muscovite (La Feuillée) et ceux à biotite-cordiérite (Huelgoat, Le Cloître), met en évidence dans les 2 cas une évolution pétrogénétique analogue. Ainsi, les variations minéralogiques et chimiques, faibles et progressives, sont interprétées comme la conséquence d'une cristallisation fractionnée dont le taux ne dépasse pas, pour chaque intrusion, 20%. Les magmas parents, bien que distincts (présence de 3 intrusions indépendantes à bords francs), ont des compositions chimiques identiques; le fractionnement étant principalement dû à l'extraction de plagioclase et de biotite.

Par contre, en montrant la différence entre le granite à biotite-muscovite de La Feuillée et les leucogranites, il ressort qu'entre les 2 types de magmatisme étudiés (à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite) la seule différence fondamentale est due aux caractères physiques de mise en place (Tableau 35); ceux-ci reflétant, dans l'hypothèse où la roche mère de chaque intrusion est de même nature chimique, ceux des sources. La réponse à ces conditions physiques différentes s'expriment alors -(1) par des associations minéralogiques distinctes (cordiérite et/ou muscovite) et -(2) pour certains minéraux (biotite-muscovite), par des compositions chimiques différentes (partage ou non des éléments traces selon que telle phase cristallise avant, avec ou après telle autre).

Caractères Généraux	(A) intrusion à biotite muscovite	(B) intrusion à biotite - cordiérite		Comparaison entre (A) et (B)
	ex : la Feuillée	ex : le Cloître	ex : Huelgoat	
Minéralogie primaire	Q-KF-Pg-Bt-Ms-Ac.	Q-KF-Pg-Bt-Ms-Cd-Ac.	Q-KF-Pg-Bt-Cd-Ac.	Différent
Variations minéralogiques fonction de l'acidité croissante des roches pour les minéraux communs aux 3 intrusions.	Q(+); KF(+); Pg(-); Bt(-); Ac(-).	Q(+); KF(+); Pg(-); Bt(-); Ac(-).	Q(+); KF(+); Pg(-); Bt(-); Ac(-).	Semblable
Ordre de cristallisation les minéraux communs aux 3 intrusions.	Ac - Bt - Pg - Q - KF	Ac - Bt - Pg - Q - KF	Ac - Bt - Pg - Q - KF	Semblable
Classification modale (Streckeisen, 1967)	Granodiorite - granite	Granodiorite - granite	Granite	Semblable
Chimie des minéraux communs aux 3 intrusions.	<ul style="list-style-type: none"> . Feldspath potassique (Or:92%) . Plagioclase (An:30 à 5%) . Biotite (associée à la muscovite et pauvre en terres rares). . Opaque (ilménite) 	<ul style="list-style-type: none"> . Feldspath potassique (Or:92%) . Plagioclase (An:34 à 1%) . Biotite (associée à Al₂SiO₅ et riche en terres rares) . Opaque (ilménite) 	<ul style="list-style-type: none"> . Feldspath potassique (Or:92%) . Plagioclase (An:17-1%) . Biotite (associée à Al₂SiO₅ et riche en terres rares) . Opaque (ilménite) 	Semblable Semblable Différent Semblable
Chimie des roches totales majeurs (A.N.I) traces terres rares	X SiO ₂ = 71,63 % Σ (éch:82.20) = 1129 ppm éch:82.20: (La/Sm) _N =3,0 ; (Tb/Yb) _N =1,5	X SiO ₂ = 71,46 % Σ (éch:82.30) = 1183 ppm éch:82.30: (La/Sm) _N =3,3 (Tb/Yb) _N =1,8	X SiO ₂ = 71,50 % Σ (éch:82.33) = 1172 ppm éch:82.33: (La/Sm) _N =2,7 (Tb/Yb) _N =1,7	Semblable Semblable Légèrement différent (pour les terres rares lourdes).
Conditions physiques de cristallisation Pression Température %H ₂ O dans le bain Fugacité d'oxygène	3-4 Kbars 650-695°C > 4% 10 ⁻¹¹ à 10 ⁻⁹	3-2 Kbars 700-800°C 4% 10 ⁻¹¹	3-4 Kbars 650-800°C < 4% 10 ⁻¹¹ à 10 ⁻⁹	Semblable Peu différent Différent Différent
Réactions minérales	Absentes	Reconnues	Reconnues	Différent
Hétérogénéités	Enclaves microgrenues sombres	Enclaves microgrenues sombres	Enclaves de matériel lamprophyrique et sédimentaires	Semblable
Fractionnement	Cristallisation fractionnée avec (1-F) = 15 à 20%	Cristallisation fractionnée avec (1-F) = 15%	Cristallisation fractionnée avec (1-F) = 20%.	Semblable
Chronologie relative	1 ^{re} venue magmatique	2 ^{de} venue magmatique	3 ^{ème} venue magmatique	Différent
Age	= 340 mA	= 340 mA	= 340 mA	Semblable

Tableau 35 : Caractères minéralogiques, chimiques et chronologiques généraux des 3 intrusions du Massif de Huelgoat séparées en 2 groupes : (A) et (B) : granite à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite.

Q : quartz; KF : feldspath potassique; Pg : plagioclase; Bt : biotite; Ms : muscovite; Cd : cordiérite; Ac : accessoires - ANI : activation neutronique instrumentale.

Le fractionnement du granite de La Feuillée est celui qui s'est opéré sous la pression d'eau la plus forte et à la température la plus faible. Ceux des granites à cordiérite de Huelgoat et du Cloître se sont opérés, quant à eux, sous une pression d'eau plus faible et à une température plus élevée.

Ainsi, le comportement des associations minérales, des éléments majeurs et traces, est compatible avec l'idée que les sites de fusion de chaque source, tout en étant proches, sont d'autant plus profonds que les conditions de cristallisation montrent des caractères plus chauds et plus anhydres et que, pour le massif étudié, la mise en place des intrusions est récente.

II PARTIE



DEUXIEME PARTIE

AUTRES GRANITOIDES A CORDIERITE D'AGE HERCYNIEU OU CADOMIEU
DANS LE MASSIF ARMORICAIN ET LES ENCLAVES ASSOCIEES.

Avant d'entreprendre l'étude de la genèse de ce type de plutonisme peralumineux, il m'est apparu nécessaire d'étendre la discussion à d'autres cas afin de généraliser le modèle pétrogénétique proposé. C'est pourquoi quelques autres exemples (Brignogan - Plouescat, S^{te} Anne d'Auray, La Mancellia; figure 70) sont développés dans cette deuxième partie; particulièrement celui de Brignogan - Plouescat où de nombreuses enclaves microgrenues sombres y sont associées.

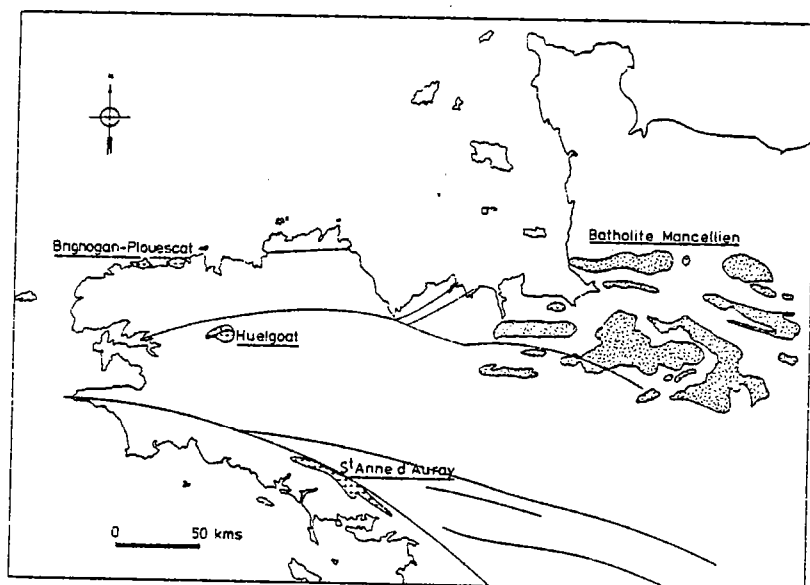


Figure 70 : Quelques exemples de granitoïdes à cordiérite dans le Massif Armoricain. croix : âge hercynien moucheté : âge cadomien.

Ainsi, si dans les régions armoricaines le massif de Huelgoat est couramment cité (Chauris, 1977 ; Barrière, 1980) pour caractériser le plutonisme à cordiérite, il n'en est pas pour autant unique. Son expression est connue aussi bien à l'Hercynien qu'au Cadomien. En effet, à la fin des temps protérozoïques, se développe à l'arrière de la cordillère trégorroise (Auvray, 1979 ; Graviou, 1984 ; Graviou et Auvray, 1985), de la baie de St Brieuc (Jeannette, 1972 ; Balé et Brun, 1983 ; Genestier, 1984) et du dôme migmatitique de S^t Malo (Brun, 1975 ; Martin, 1977 ; Brun et Martin, 1977), dans la région Centre-Est Bretagne, un vaste batholite peralumineux à biotite-cordiérite : le batholite Mancellien (Jonin, 1981 ; Autran et al., 1983). De même à l'Hercynien, on le reconnaît aussi à travers les exemples de Brignogan-Plouescat (région du Léon; Le Guen de Kerneizon, 1975), de S^{te} Anne d'Auray (anticlinal de Cornouaille ; Cogné, 1957 ; Le Métour, 1976 ; Audren, 1986), ou encore sporadiquement dans les intrusions de Commana et de Rostrenen (Centre Armorique ; Chauris et Garreau, 1983; Marcoux, 1980). C'est aussi à ce type de magmatisme que peuvent être reliés (Georget et al., 1986), les microgranites du Bas Léon (Chauris et al., 1977), les granitoïdes de l'île Grande (unité du complexe de Ploumanac'h ; Barrière, 1977 ; Albarède et al., 1980 ; Fourcade, 1981) et les granites peralumineux du Sud Ouest de l'Angleterre (Charoy, 1979 ; Exley et al., 1983 ; Darbyshire et Shepherd, 1985).

Cette deuxième partie se subdivise en 3 unités :

- le Massif de Brignogan-Plouescat (étude générale).
- le Massif de S^{te} Anne d'Auray (quelques tests géochimiques).
- le Batholite Mancellien (revue bibliographique).

CHAPITRE I : LE MASSIF HERCYNIEN DE BRIGNOGAN-PLOUESCAT.

Cette étude, qui a donc pour but principal d'élargir le débat par un nouvel exemple, suit un plan similaire à celui développé pour l'intrusion de Huelgoat. Elle se propose aussi d'être plus particulièrement axée sur les enclaves microgrenues sombres qui, comme le laissent supposer les données obtenues précédemment, représentent un plutonisme relativement basique coexistant dès les premiers stades de l'histoire magmatique avec les liquides granitiques.

I : GENERALITES, CARTOGRAPHIE, MINERALOGIE, ORDRE DE CRISTALLISATION ET ANALYSES MODALES:

1) Généralités et cadre géologique:

Ce massif circonscrit, situé au Nord-Ouest du domaine Nord-Armoricain dans l'ensemble cristallophyllien du Léon (Figure 71), a successivement été étudié principalement par Puillon-Bohlaye (1827), De Fourcy (1844), Barrois (1893), Chauris (1966), Sandréa (1966) et Le Guen de Kerneizon (1975). Affleurant le long des côtes de la Manche, seule environ la moitié de l'intrusion est directement visible (Andreiff et al., 1973 ; le Guen de Kerneizon, 1975).

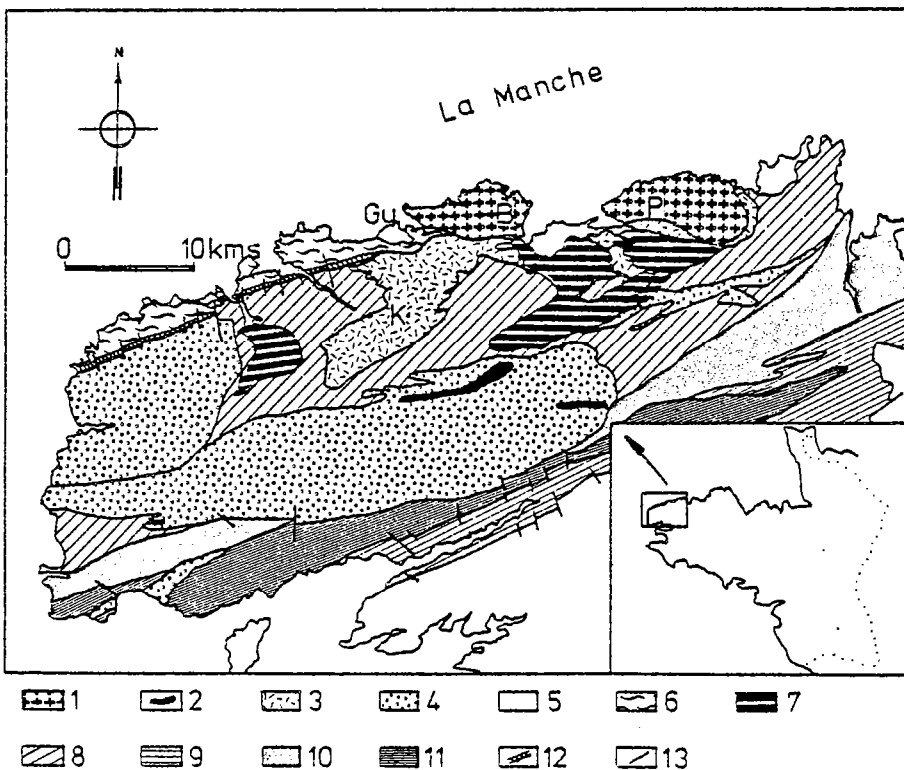


Figure 71 : Esquisse cartographique du Léon (Finistère Nord) d'après Chauris (1970-1973) modifiée.

1: granite de Brignogan-Plouescat; 2: diorites et granodiorites micacées potassiques montrant des affinités avec les vaugnérites; 3: granite de Kernelis; 4: autres granitoïdes; 5: zone dunaise; 6: gneiss migmatitiques et migmatites de Plouguerneau; 7: gneiss (ortho) de Tréglonou et Lanhouarneau (Plounevez-Lochrist); 8: gneiss (para) et micaschistes de Lesneven; 9: quartzophyllades de l'Elorn; 10: micaschistes du Conquet; 11: gneiss de Brest; 12: mylonites; 13: faille; B-Brignogan; P-Plouescat; Gu-Guisseny; G-Goulven.

Ce massif granitique est intrusif dans toutes les formations encaissantes (gneiss migmatitiques et migmatites de Plouguerneau, granite de Kernelis, ortho et paragneiss de Plounevez-Lochrist-Lesneven). Ses foliations (Figure 72), sa fracturation (Figure 73) et son âge (292 ± 15 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$; $0,7074 \pm 0,0011$; Georget et al., 1986) s'accordent avec un caractère allochtone et tardif.

2) Cartographie:

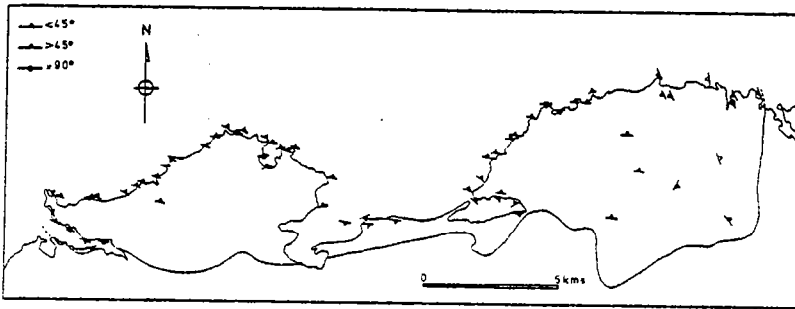


Figure 72 : Esquisse cartographique des foliations mesurées dans le massif de Brignogan-Plouescat.

Figure 73 : Esquisse cartographique de la fracturation dans la massif de Brignogan-Plouescat (trait pointillé: contact granite de Brignogan-Plouescat - formations encaissantes. (Travail effectué par Garreau, Brest).

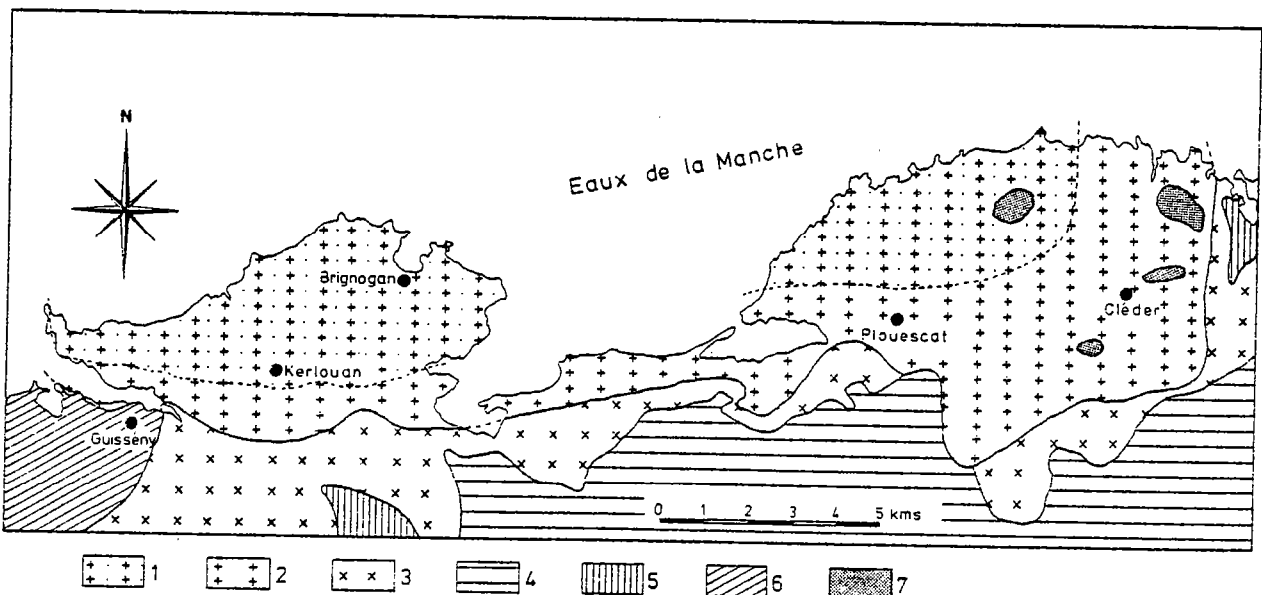
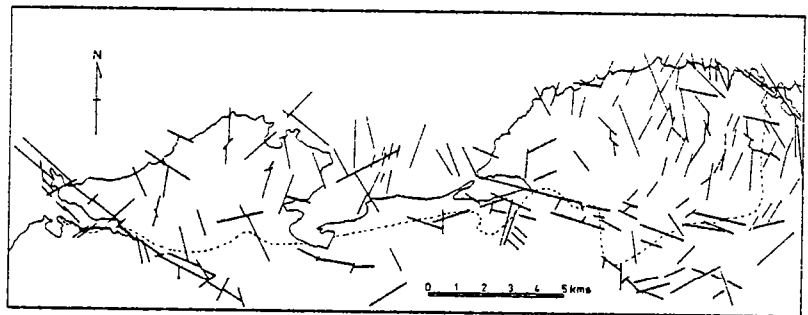


Figure 74 : Esquisse cartographique du massif de Brignogan-Plouescat (d'après Le Guen de Kerneizon, 1975 ; modifiée). 1 : granite de Brignogan-Plouescat : faciès porphyroïde à cordiérite central; 2 : granite de Brignogan-Plouescat : faciès de bordure; 3 : granite de Kernelis; 4 : orthogneiss de Plounévez-Lochrist; 5 : paragneiss de Lesneven; 6 : gneiss migmatitiques et migmatites de Plouguerneau; 7 : granitoïde en enclave dans le granit de Brignogan-Plouescat.

Une nouvelle étude cartographique a permis, en un premier temps, d'ajuster les contacts (partie orientale) sans pour autant modifier fondamentalement la carte proposée par Le Guen de Kerneizon (1975). Deux types de roche sont identifiables (Figure 74). Le premier forme la partie centrale et est constitué d'un granite à grain grossier, à mégacristsaux de feldspath potassique et à cordiérite automorphe : c'est le faciès porphyroïde. S'y ajoute un faciès de bordure le ceinturant sur toute la périphérie Sud et dont la roche se distingue de la précédente par l'absence de cordiérite et par un développement plus important de muscovite. Le passage entre ces 2 faciès, bien que rapide, est progressif. Ajoutons enfin que ce massif renferme de nombreuses enclaves microgrenues sombres, le plus souvent en essains, des filons aplitiques cicatrisant les joints et de vastes enclaves de matériel granitique à grain fin.

3) Description minéralogique:

Une analyse texturale et minéralogique ayant récemment été effectuée (Le Guen de Kerneizon, 1975), je ne reviendrai pas en détail sur cette étude. Rappelons simplement que le faciès porphyroïde central est constitué de :

- quartz
- feldspath alcalin perthitique (orthose en général)
- plagioclase zoné (zonage régulier à coeur d'oligoclase -An 25%- et à bordure d'albite - An 5%) à inclusions de biotite, de petit plagioclase précoce et de nodules de cordiérite au coeur, quartz et andalousite à la périphérie.
- cordiérite automorphe le plus souvent transformée (biotite - pinité).
- biotite à fort pléochroïsme brun rouge à incolore et à inclusions de minéraux accessoires, souvent nombreux.
- muscovite primaire de grande taille et secondaire de plus petite taille.
- andalousite automorphe à fin liseré de muscovite.
- sillimanite en amas fibreux ou cristaux prismatiques.
- minéraux accessoires (zircon, apatite, opaque, monazite et xénotime).
- tourmaline (rare).

L'analyse typologique de 2 populations de zircons (Pupin : com. pers.), l'une dans le faciès porphyroïde (B. 81.38) et, l'autre dans le faciès de bordure (B. 81.37), indique que le premier groupe se concentre autour du type S2 alors que le second est plus proche du type L2; montrant ainsi d'une part le caractère crustal du massif de Brignogan-Plouescat et d'autre part l'affinité de celui-ci avec l'intrusion de Huelgoat (Figure 75).

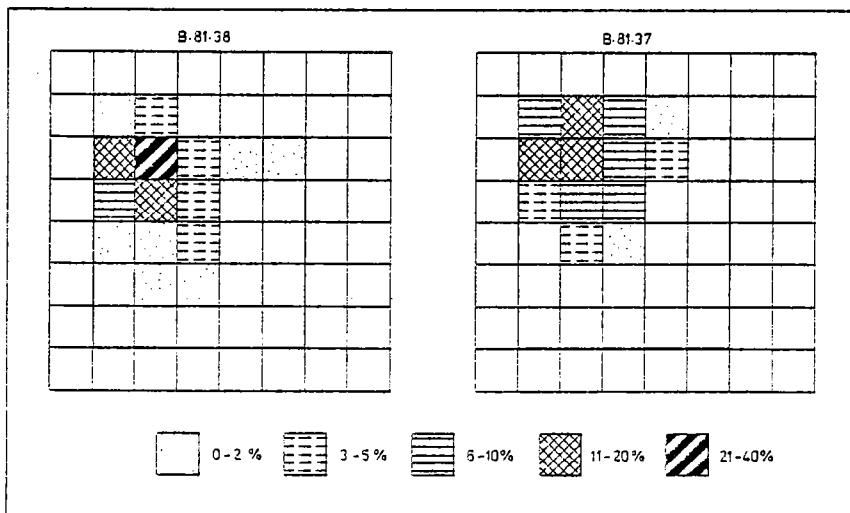
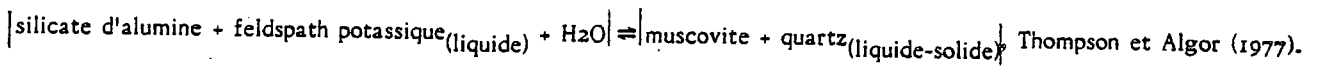


Figure 75 : Répartition typologique de 2 populations de zircons du massif de Brignogan-Plouescat. B.81.38 Faciès porphyroïde à cordiérite; B.81.37: Faciès de bordure sans cordiérite; (d'après Pupin, com. pers.).

Comparé au faciès porphyroïde, le granite à grain légèrement plus fin de bordure possède une minéralogie semblable avec toutefois une quantité supérieure de muscovite, pas de cordiérite et beaucoup moins de silicate d'alumine, la disparition de la sillimanite se faisant en particulier au profit de la muscovite.

Cette intrusion qui contient de la muscovite primaire dès les premiers stades visibles de son évolution peut donc se résumer à 2 associations minéralogiques liées par une réaction péritectique. La première association est à biotite + muscovite I + (cordiérite) + silicate d'alumine; la présence de ce dernier indiquant déjà l'instabilité de la cordiérite. La seconde association est à biotite + muscovite I + (silicate d'alumine) + muscovite II. Le passage de l'une

à l'autre se fait suivant une réaction péritectique du type :



Ainsi, la limite entre les 2 faciès de cette intrusion est une réaction péritectique interprétable, tout comme pour le métamorphisme, en terme d'isograde.

4) Ordre de cristallisation:

Les premiers cristaux à se développer dans le magma sont les minéraux accessoires. Biotite, muscovite et cordiérite apparaissent à peu près en même temps; la biotite légèrement avant la muscovite. Puis cristallisent le quartz, le plagioclase et légèrement après le feldspath potassique. C'est à l'état magmatique que se produit la transformation de la cordiérite donnant andalousite et/ou sillimanite, se transformant elles-mêmes ultérieurement en muscovite II. Puis, comme phase post-magmatique, s'observe une légère action deutérique caractérisée par la chloritisation des biotites, la muscovitisation et la séricitisation des feldspaths, ainsi que la cristallisation de quelques baguettes de tourmaline.

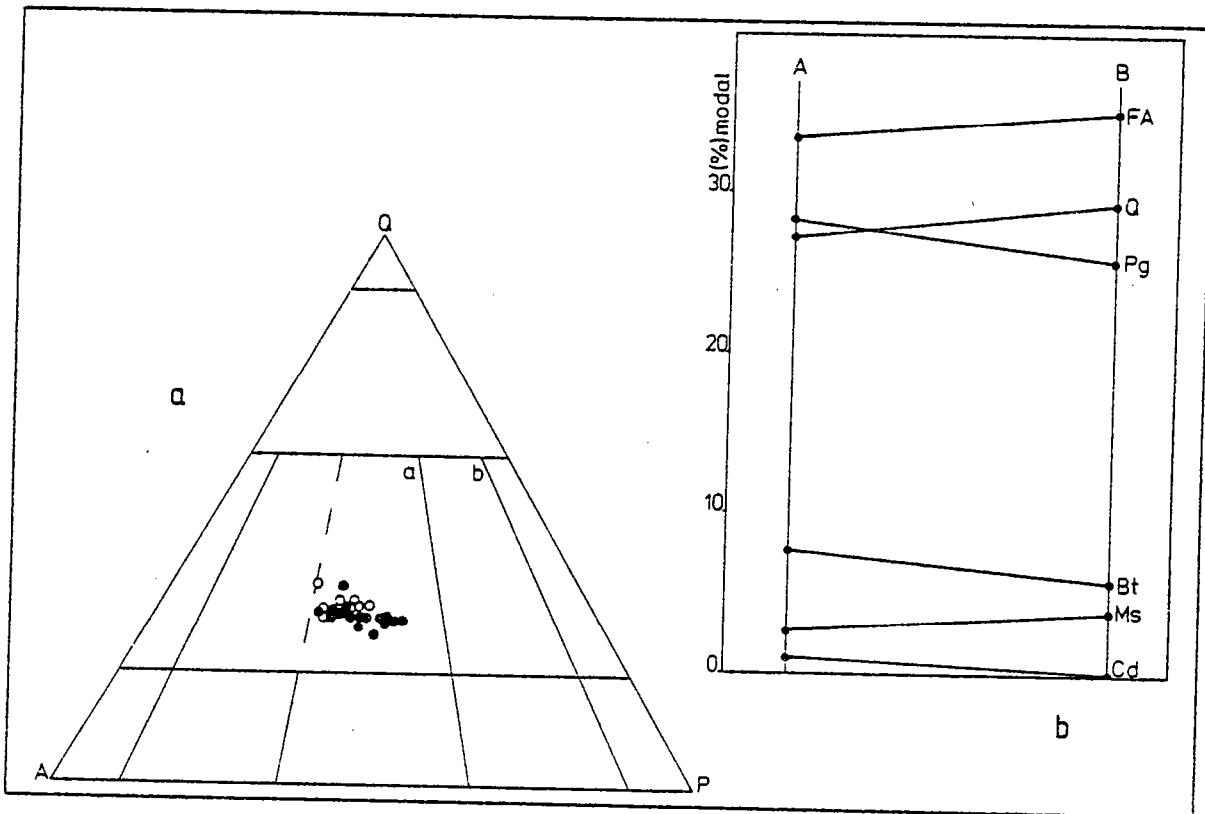


Figure 76 : Massif de Brignogan-Plouescat

(a) : compositions modales reportées dans le diagramme de classification de Streckeisen, 1967. rond noir : faciès porphyroïde à cordiérite ; rond évidé : faciès de bordure sans cordiérite. a : monzogranite b : granoïdiorite.

(b) : Evolution des proportions des phases minérales entre le faciès porphyroïde à cordiérite (A) et le faciès de bordure sans cordiérite (B). (FA : feldspath alcalin ; Q : quartz ; Pg : plagioclase ; Bt : biotite ; Ms : muscovite ; Cd : cordiérite).

5) Analyses modales:

Elles ont été effectuées - (1) pour caractériser les roches étudiées et - (2) pour essayer de mettre en évidence un fractionnement magmatique. Celles-ci, au nombre de 25, sont, avec leurs localisations, reportées en annexe. L'ensemble des données reporté dans le diagramme de Streckeisen (1967) indique que la composition est très homogène à l'échelle du massif (Figure 76 a): il s'agit dans tous les cas de monzogranites. Si dans chaque unité (centrale et bordure), il n'est pas possible de mettre en évidence une évolution, par contre un très léger fractionnement semble se dessiner entre ces 2 termes (Figure 76 b). Cependant, les variations sont peu significatives (voir écart-type : tableau 36). Il apparaît donc que le massif de Brignogan-Plouescat est peu, voire pas, fractionné.

	A	B
Nb d'analyses	17	8
Quartz	27,2 (2,0)	29,3 (1,6)
Feldspath potassique	33,5 (3,1)	35,1 (2,5)
Plagioclase	28,3 (3,2)	25,9 (2,7)
Biotite	7,6 (1,2)	5,8 (1,5)
Muscovite	2,6 (1,2)	3,9 (1,0)
Cordiérite	0,9 (0,6)	- -

Tableau 36 : Composition modale moyenne et écart-type () entre le faciès porphyroïde central (A) et le faciès de bordure (B) du massif de Brignogan - Plouescat.

6) Conclusion:

Elle se résume en 5 points principaux :

- 1 - Le massif de Brignogan-Plouescat est circonscrit et allochtone.
- 2 - Il est tardif par rapport à l'histoire hercynienne et au socle cristallophyllien du Léon (292 ± 15 Ma).
- 3 - Il est constitué de 2 faciès, à passage progressif, liés par une réaction périclétique.
- 4 - Il s'agit de monzogranites.
- 5 - Il est peu ou pas fractionné.

II : COMPOSITION CHIMIQUE DES DIFFERENTES PHASES MINERALES:

Le but de ce paragraphe est de caractériser, par les compositions chimiques des minéraux, cette intrusion par rapport à celles de Huelgoat et d'en montrer les similitudes et les différences.

Rappelons cependant que, comme pour le massif de Huelgoat, l'analyse des feldspaths servira principalement à l'étude des conditions physiques de cristallisation. L'ensemble des données est reporté en annexe.

1) Les minéraux opaques:

Comme pour le massif de Huelgoat, un seul type peut être reconnu : l'ilménite, celle-ci se situant aussi entre les pôles ilménite et pyrophanite.

2) La biotite:

Dans tout le massif, sa composition en éléments majeurs est très constante (Tableau 37).

Ce sont des Fe-biotites (mg moyen : $0,36 \pm 0,03$) qui, à la différence de celles du granite de Huelgoat, possèdent des teneurs élevées en fer ferrique (Tableau 38).

SiO ₂	35,49	(0,45)
Al ₂ O ₃	19,78	(0,68)
FeO*	21,17	(0,82)
MnO	0,26	(0,09)
MgO	6,48	(0,75)
Na ₂ O	0,14	(0,05)
K ₂ O	9,53	(0,21)
TiO ₂	2,67	(0,28)
Cr ₂ O ₃	0,03	(0,02)

Tableau 37 : Composition chimique moyenne et écart type () de 24 cristaux de biotite du massif de Brignogan-Plouescat (* fer sous la forme FeO total).

Faciès	N° Biotite	FeO*% (A.N.I)	FeO% moyen (MS)	FeO% col.	Fe ₂ O ₃ % cal.
porphyroïde à cordiérite	B.83.99	21,60	21,16	17,37	4,21
	B.83.44	21,63	20,85	10,72	11,26
de bordure	B.83.88	21,97	21,32	7,85	14,97

Tableau 38 : Répartition du fer total sous les formes : FeO et Fe₂O₃ dans 3 biotites extraites du massif de Brignogan-Plouescat (ANI : activation neutronique instrumentale ; MS : microsonde ; col. : colorimétrie ; cal. : calculé ; * : total).

Reportées dans le diagramme de Foster (1960), les analyses dans lesquelles le fer est disponible sous les 2 formes ne se situent pas dans le champ des compositions habituelles des biotites et surtout ne suivant pas une évolution magmatique "normale" (Figure 77).

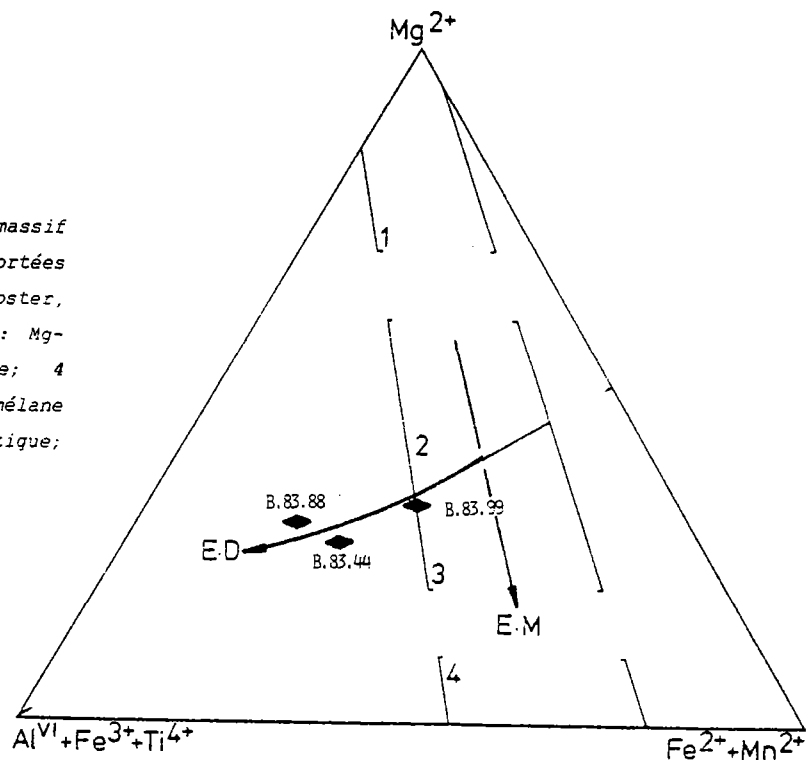


Figure 77 : Biotites du massif de Brignogan-Plouescat reportées dans le diagramme de Foster, 1960. 1 : phlogopite; 2 : Mg-biotite; 3 : Fe-biotite; 4 : sidérophyllite et lépidomélane - EM : évolution magmatique; ED : évolution deutérique.

Elles dessinent une courbe qui reflète un phénomène deutérique (oxydation : augmentation de Fe^{3+}) affectant préférentiellement les bordures du massif. Ces compositions sont cependant compatibles avec une origine magmatique. De plus, comme dans les granites de Huelgoat et du Cloître, ces biotites, en accord avec l'ordre de cristallisation, possèdent de fortes teneurs en lanthanides. Leurs spectres en terres rares (Figure 78) sont sensiblement parallèles à ceux des roches totales; leurs anomalies négatives en europium laissant présager une fugacité d'oxygène intermédiaire entre celle des granites de Huelgoat et du Cloître, et celle de l'intrusion de La Feuillée.

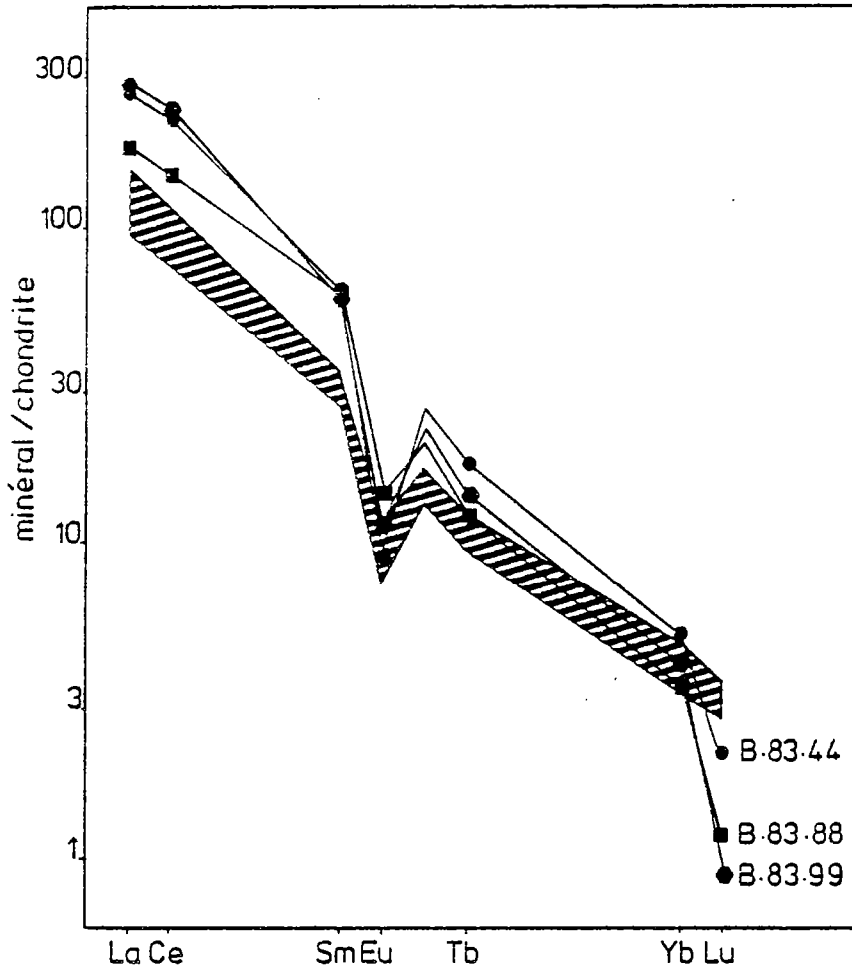


Figure 78 : Spectres en terres rares de 3 biotites extraites du granite de Brignogan-Plouescat (B.83.99; B.83.44; B.83.88) et gamme de variation (hachuré) des spectres en lanthanides des roches totales de ce massif.

3) La muscovite:

Comme dans les intrusions de Huelgoat, le but est de confirmer la présence de muscovite primaire dans l'ensemble du massif. C'est pourquoi, leurs analyses (20 cristaux) ont été reportées dans le diagramme de Miller et al. (1981) (Figure 79). Celles-ci confirment parfaitement, quelle que soit la roche hôte, la présence de muscovite primaire et montrent aussi que quelques unes, pauvres en TiO_2 (Tableau 39), correspondent bien à des muscovites deutériques (secondaires).

L'analyse des terres rares de 2 muscovites primaires, en accord avec l'ordre de cristallisation (biotite et muscovite primaire apparaissant à peu près en même temps, voire la biotite légèrement avant la muscovite) confirme aussi l'idée de partage des lanthanides disponibles entre les premiers micas à cristalliser; idée abordée lors de l'étude du granite de La Feuillée. En effet, leurs spectres en terres rares (Figure 80), parallèles à ceux des roches hôtes, sont assez semblables à ceux des biotites.

4) La cordiérite:

Celle-ci comparable, par sa composition chimique, à celle du granite de Huelgoat (Tableau 40) est cependant plus riche en fer. Ceci se traduit par un X^{Fe} plus élevé (0,47 - 0,48 contre $\approx 0,43$) restant cependant dans la gamme de ceux obtenus dans les cordiérites des granitoïdes peralumineux (Clarke, 1981). Comme dans l'intrusion de Huelgoat, elle résulte d'une cristallisation directe à partir d'un magma peralumineux, et, est en équilibre avec la

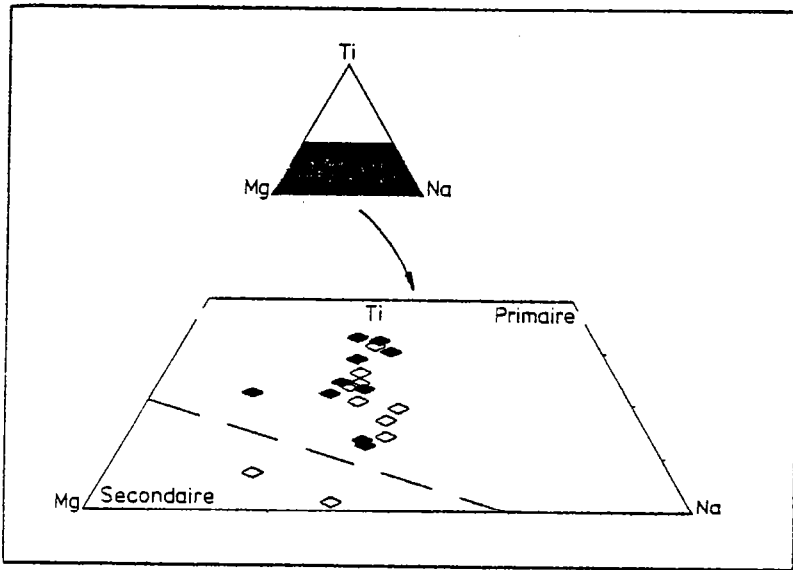


Figure 79 : Analyses chimiques des muscovites du massif de Brignogan-Plouescat reportées dans le diagramme de Miller et al., 1981. (losange noir: faciès porphyroïde à cordiérite losange évidé : faciès de bordure).

Tableau 39 : Composition chimique moyenne et écart type () des muscovites primaires (A) et secondaires (B) du massif de Brignogan-Plouescat (* : fer sous la forme FeO total).

	A	B
Nombre de cristaux analysés	18	2
SiO ₂	46,15 (0,43)	46,62 (0,32)
Al ₂ O ₃	34,94 (0,78)	34,66 (0,70)
FeO*	1,57 (0,22)	1,93 (0,19)
MnO	0,03 (0,02)	0,05 (0,01)
MgO	0,93 (0,18)	0,92 (0,29)
Na ₂ O	0,55 (0,09)	0,33 (0,01)
K ₂ O	10,11 (0,31)	10,58 (0,09)
TiO ₂	1,00 (0,35)	0,14 (0,11)
Cr ₂ O ₃	0,03 (0,02)	0,06 (0,01)

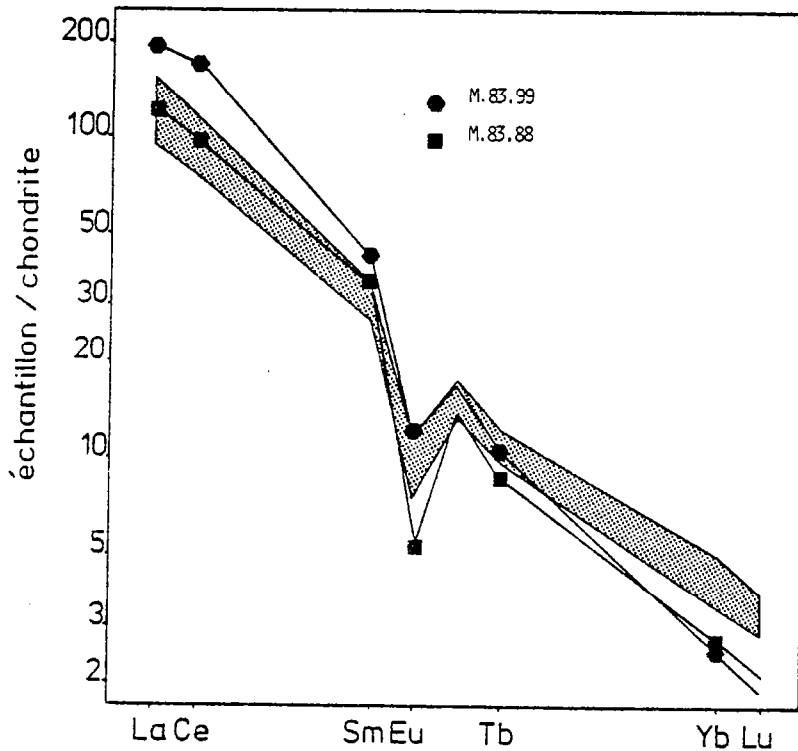


Figure 80 : Spectres en terres rares de 2 muscovites primaires (M.83.99 et M.83.83) comparés à la gamme de variation (zone grisée) de ceux des roches totales : Massif de Brignogan-Plouescat.

N°Echantillon	83.109 B	83.109 B	82.206
N° Analyse \bar{X} (σ , n)	1 n=3	2 n=4	n=15
SiO ₂	47,30 (0,35)	47,49 (0,15)	47,26 (0,29)
Al ₂ O ₃	31,79 (0,40)	31,22 (0,29)	32,42 (0,55)
FeO*	10,02 (0,25)	10,09 (0,58)	8,83 (0,14)
MnO	0,50 (0,11)	0,50 (0,08)	0,25 (0,09)
MgO	6,26 (0,21)	6,10 (0,07)	6,52 (0,26)
CaO	0,03 (0,01)	0,04 (0,02)	0,01 (-)
Na ₂ O	1,01 (0,10)	1,17 (0,13)	1,20 (-)
K ₂ O	0,03 (0,02)	0,02 (0,02)	-
TiO ₂	-	0,01 (0,02)	-
Cr ₂ O ₃	-	0,01 (0,03)	-
Si	5,011	5,050	4,997
Al ^{IV}	0,989	0,950	1,003
Al ^{VI}	2,974	2,956	3,029
Fe ²⁺	0,885	0,894	0,778
Mn	0,045	0,045	0,022
Mg	0,995	0,972	1,034
Ca	0,003	0,005	0,001
Na	0,207	0,241	0,246
K	0,004	0,003	-
Ti	-	0,001	-
Cr	-	0,001	-
χ^{Fe}	0,47	0,48	0,43

Tableau 40 : Composition chimique et formule structurale (sur 18 oxygènes) de 2 cordiérites du massif de Brignogan-Plouescat comparées à celles d'une cordiérite du massif de Huelgoat (82.206).

biotite.

5) Le feldspath potassique:

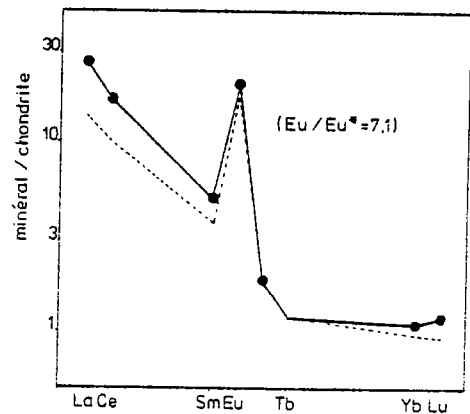
Entre le faciès porphyroïde central à cordiérite et celui de bordure, les teneurs en orthose du feldspath potassique varient légèrement (Tableau 41).

	A	B	C
Nombre de cristaux analysés	6	6	10
SiO ₂	64,57 (0,45)	64,43 (0,19)	67,98 (0,61)
Al ₂ O ₃	18,84 (0,17)	18,78 (0,18)	20,15 (0,38)
Na ₂ O	1,41 (0,33)	0,98 (0,16)	10,64 (0,49)
K ₂ O	14,77 (0,53)	15,37 (0,22)	0,48 (0,44)
Total	99,59	99,56	99,25
Or %	88 ± 3	91 ± 1	3 ± 3
Ab %	12 ± 3	9 ± 1	95 ± 3
An %	-	-	2 ± 2

Tableau 41 : Composition chimique moyenne et écart type () des feldspaths potassiques (A : faciès porphyroïde central à cordiérite; B : faciès de bordure) et de ses phases perthitiques (C) dans le massif de Brignogan-Plouescat (Les valeurs < 0,2% ne sont pas prises en considération).

Ainsi, elles passent de Or - 88 ± 3% à Or - 91 ± 1%; laissant prévoir, là encore, un très faible fractionnement magmatique. Quant à la phase perthitique, c'est une albite quasiment pure (Ab : 95 ± 3%). En ce qui concerne les terres rares (un échantillon: F. 83.99), analysées principalement pour les bilans chimiques, elles sont peu différentes de celles obtenues sur un feldspath potassique du granite de Huelgoat (Figure 81).

Figure 81 : Spectres en terres rares d'un feldspath potassique (éch. F.83.99) du massif de Brignogan-Plouescat comparé à celui obtenu dans l'échantillon 82.38 (pointillé : granite de Huelgoat).



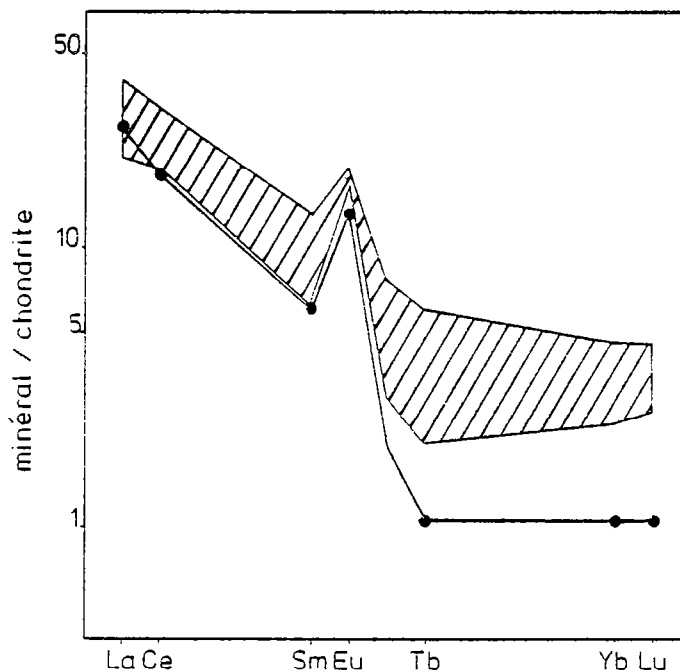
6) Le plagioclase:

L'ensemble des analyses chimiques confirme la zonation normale des plagioclases. Ainsi, les teneurs en anorthite varient de 32% à 3% (Tableau 42). Comme pour les intrusions du massif de Huelgoat, la détermination des teneurs en éléments traces du plagioclase est indirecte (difficulté de séparation). Celles-ci sont donc calculées selon la même méthode que celle utilisée dans la première partie de ce travail. Le spectre en lanthanides du plagioclase obtenu (éch: 83.99) montre une grande similitude avec ceux calculés pour le massif de Huelgoat. En effet, bien que ses teneurs en terres rares lourdes soient inférieures, la mauvaise précision de la méthode (comptage de grain) ne permet pas une quelconque distinction (Figure 82).

	Maximum	Minimum
SiO ₂	60,08	67,59
Al ₂ O ₃	25,65	20,44
CaO	6,56	0,67
Na ₂ O	7,67	11,24
K ₂ O	0,15	0,20
Total	100,11	100,14
Or %	1	1
Ab %	67	96
An %	32	3

Tableau 42 : Gamme de variation des compositions chimiques des plagioclases des granites du massif de Brignogan-Plouescat.

Figure 82 : Spectre en terres rares calculé d'un plagioclase (P.83.99) de l'intrusion de Brignogan-Plouescat comparé à la gamme de ceux retenus pour le massif de Hueigoat (zone hachurée); proportions retenues pour la phase quartzo-feldspathique : 21% Fk + 34% Pg + 41% Q.



7) Conclusion:

Les caractères chimiques principaux de l'ensemble des minéraux du massif de Brignogan-Plouescat (avec ou sans cordiérite) sont identiques à ceux des granites de Huelgoat et du Cloître; d'où les mêmes conclusions : caractère primaire et magmatique de la cordiérite, biotite et cordiérite en équilibre dans le magma, etc... Cependant, l'étude de la muscovite indique - (1) qu'à la différence du granite de Huelgoat et tout comme le granite du Cloître, celle-ci est primaire dans toute la "série", - (2) qu'en accord avec l'ordre d'apparition des minéraux, le partage des terres rares, restant disponibles après la cristallisation des minéraux accessoires, se fait d'une façon à peu près égale entre la muscovite et la biotite. Quant à cette dernière, elle semble indiquer une fugacité d'oxygène, lors de la cristallisation de ce massif, intermédiaire entre celle des granitoïdes à cordiérite de Huelgoat et du Cloître et celle du granite à 2 micas de La Feuillée.

III : ANALYSE CHIMIQUE DES ROCHES TOTALES; AFFINITE ET SITE GEOTECTONIQUE:

Ce paragraphe se propose :

- 1 - de caractériser chimiquement ces granitoïdes.
- 2 - de confirmer par les analyses chimiques (majeurs, traces, terres rares) le faible fractionnement magmatique de cet ensemble (déjà mis en évidence à l'aide des analyses modales).
- 3 - de montrer les similitudes (affinité et site géotectonique) de ce massif avec celui de Huelgoat.

1) Chimie des roches totales:

Cette étude se subdivise en 3 : les éléments majeurs, les éléments traces (autres que les lanthanides) et les terres rares.

a) Les éléments majeurs : Les analyses effectuées (37 ; 27 pour le faciès central et 16 pour celui de bordure) sont reportées en annexe. Celles-ci montrent qu'il s'agit de roches acides ($\text{SiO}_2 \approx 71-73\%$) s'intégrant dans le champ des granitoïdes à étain (Craig, 1927; Boissavy-Vinau, 1979) ; d'où leur caractère crustal. Tout comme les granitoïdes du massif de Huelgoat, ce sont des roches pauvres en éléments ferromagnésiens ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 5\%$) et peralumineuses (Shand, 1927 ; Clarke, 1981 ; $\text{A/CNK} > 1$; corindon normatif : $2,73 \pm 0,58\%$). L'ensemble de ces analyses est très homogène (voir moyenne et écart type obtenus pour les 2 faciès; tableau 43), à l'exception d'un cas (éch: 83,38 : $\text{SiO}_2 = 75,81\%$). En accord avec les analyses modales, ceci traduit pour cet ensemble un très faible fractionnement; celui-ci pouvant être évoqué eu égard des teneurs en CaO, et à un degré moindre, en Fe_2O_3^* et MgO.

N	A		B	
	21	(0,72)	16	(1,52)
SiO_2	71,51	(0,72)	72,27	(1,52)
Al_2O_3	15,30	(0,28)	14,92	(0,59)
Fe_2O_3^*	1,79	(0,20)	1,51	(0,29)
MnO	0,03	(0,01)	0,03	(0,02)
MgO	0,51	(0,08)	0,40	(0,12)
CaO	1,22	(0,21)	0,77	(0,25)
Na_2O	3,26	(0,16)	3,05	(0,26)
K_2O	5,06	(0,30)	5,36	(0,30)
TiO_2	0,29	(0,04)	0,22	(0,07)
P_2O_5	0,14	(0,04)	0,16	(0,05)

Tableau 43 : Composition moyenne et écart type () des analyses chimiques en éléments majeurs des granitoïdes du massif de Brignogan-Plouescat; A : faciès central; B : faciès de bordure (N : nombre d'analyse; * : fer sous la forme Fe_2O_3 total).

Quant à la norme, tout comme dans le massif de Huelgoat, elle montre que la somme des coupholites est supérieure à 90% et que le rapport Ab/An relativement homogène dans le faciès central ($5,6 \pm 1,4$) tend à augmenter et à se disperser dans celui de bordure ($11,4 \pm 7,4$). Ceci traduit principalement la légère albitisation tardive reconnue dans le faciès de bordure. Enfin, ces analyses normatives reportées dans le diagramme d'O'Connor (1965) confirment ce que les analyses modales avaient pu montrer : le caractère très homogène de la population et le faible fractionnement

(Figure 83).

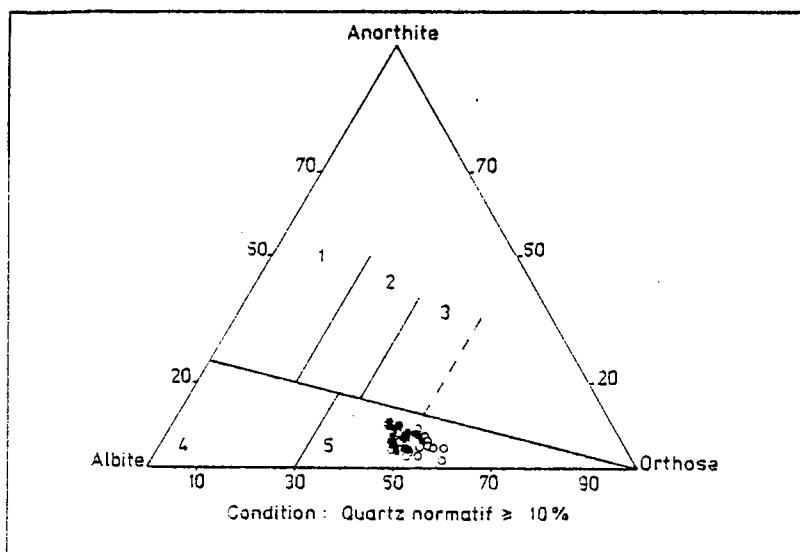


Figure 83 : Les granitoïdes du massif de Brignogan-Plouescat replacés dans le diagramme normatif d'O'Connor, 1965. 1 : tonalite; 2 : granodiorite; 3 : quartz monzonite; 4 : trondhjemite; 5 : granites. *rond noir* : roches du faciès porphyroïde central à cordiérite; *rond évidé* : roches du faciès de bordure.

b) Les éléments traces (autres que les lanthanides) : Ces teneurs, comparées à celles obtenues dans les différents granites du massif de Huelgoat sont faibles et relativement regroupées (ensemble des analyses reporté en annexe; gamme de variation - voir Tableau 44).

Element	Maximum	Minimum	Element	Maximum	Minimum
Nb	13	4	Ba	535	248
Zr	175	42	U	7,5	3,8
Y	18	13	Th	35,6	12,9
Sr	271	79	Hf	4,9	2,4
Rb	366	204	Ta	2,48	1,13
Co	8,0	1,8	Cs	16,0	7,9
V	34	8	Sb	0,25	0,04
Ni	8	0	Sc	3,8	2,7
Cr	19	9			

Tableau 44 : Gamme de variation des teneurs (ppm) en éléments traces des granites du Massif de Brignogan-Plouescat.

Ainsi, Cr varie au maximum de 10 ppm alors que dans les 3 intrusions du massif de Huelgoat, il passe respectivement de 69 à 4 ppm; de 47 à 3 ppm et de 33 à 9 ppm. Il en est de même pour les éléments suivants : Co, Ni et Cs. Cependant, pour quelques éléments, les variations sont significatives : Zr, Sr, Ba, ... Ceci tend donc à montrer qu'un fractionnement magmatique, même faible, est responsable de leurs évolutions. En effet, par exemple, si dans le faciès central le rapport Rb/Sr moyen est de 1,43 (σ_n : 0,35), il passe par contre à 2,43 (σ_n : 0,93) dans celui de bordure. Quant au rapport K/Rb, constant d'un faciès à l'autre (146 ± 22 contre 149 ± 28), il montre que l'ensemble du massif n'a pas été affecté de façon significative par l'action des fluides hydrothermaux (valeurs proches du "Main-Trend" défini par Shaw, 1968).

c) Les terres rares : Treize échantillons ont été sélectionnés pour le dosage des terres rares (7 pour le faciès central et 6 pour le faciès de bordure : analyses en annexe). A une exception près (éch: 82.65), tous les spectres obtenus sont semblables (Figures 84, 85).

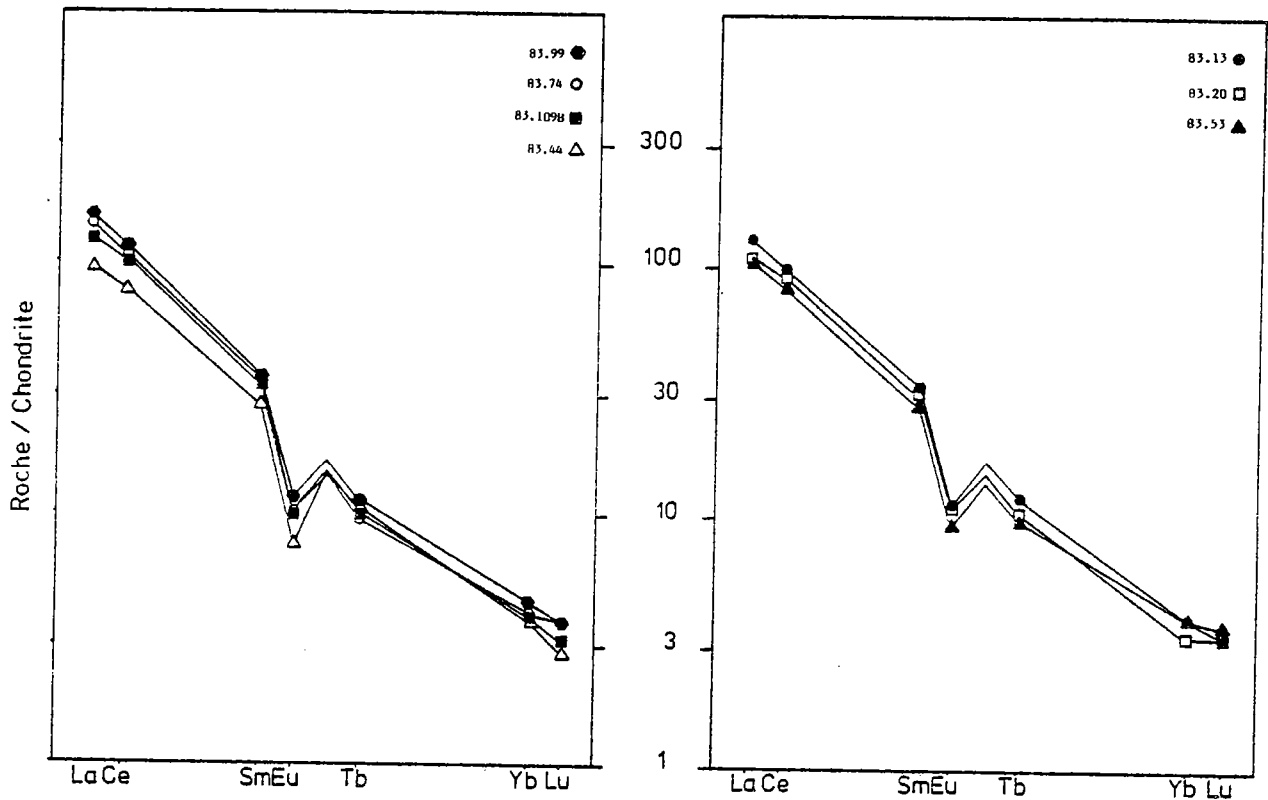


Figure 84 : Spectres en terres rares des granites du faciès porphyroïde à cordiérite central du massif de Brignogan-Plouescat. 83.99 : SiO₂ = 71,13% ; 83.74 : SiO₂ = 71,48% ; 83.109 B : SiO₂ = 70,95% ; 83.44 : SiO₂ = 72,70% ; 83.13 : SiO₂ = 70,94% ; 83.20 : SiO₂ = 71,52% ; 83.53 : SiO₂ = 72,55%.

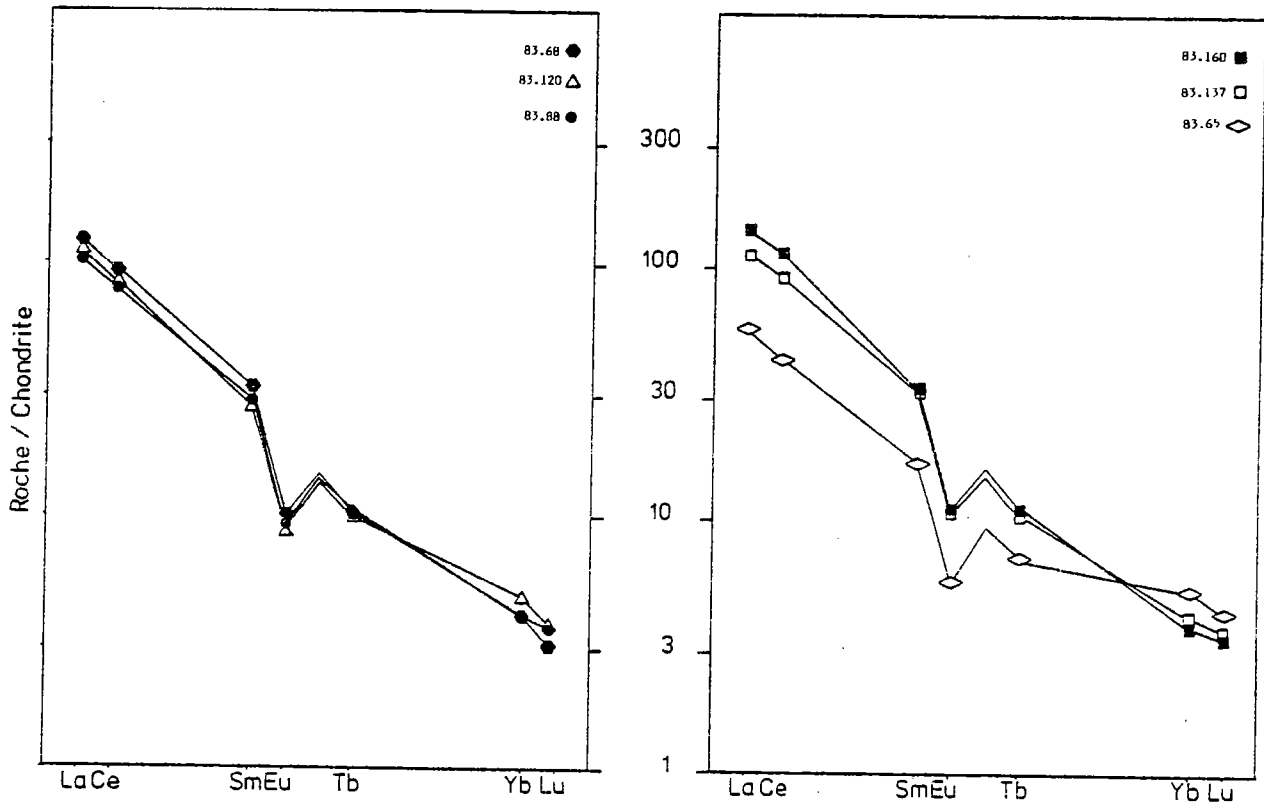


Figure 85 : Spectres en terres rares des granites du faciès de bordure du massif de Brignogan-Plouescat. (83.68 : SiO₂ = 71,46% ; 83.120 : SiO₂ = 73,39% ; 83.88 : SiO₂ = 71,34% ; 83.160 : SiO₂ = 73,58% ; 83.137 : SiO₂ = 69,87 ; 83.65 : SiO₂ = 72,74%.

Ceci traduit seulement l'absence de fractionnement des terres rares, due soit à un fractionnement inexistant pour l'ensemble de la "série", soit à des coefficients globaux de distribution proches de 1. Le spectre divergent (éch: 82.65) s'explique, quant à lui, par la forte chloritisation des biotites (Alderton et al., 1980). Enfin, comparés à ceux des granites du massif de Huelgoat, ces spectres, qui possèdent tous une anomalie négative en europium (Eu/Eu^* compris entre 0,52 et 0,38), sont nettement plus fractionnés (La_N/Yb_N compris entre 37 et 25 contre 19 et 3 à Huelgoat); ceci étant aussi bien dû aux terres rares lourdes qu'aux terres rares légères.

2) Affinité et site géotectoniques:

Ces granitoïdes possèdent des zircons montrant une origine crustale (Pupin, 1980; Figure 86a). Ils sont donc semblables à ceux du massif de Huelgoat. Comme ces derniers, leur site géotectonique défini par le diagramme Log Ta - Log Yb (Pearce et al., 1984 ; Figure 86b) est celui des granitoïdes nés d'une collision continentale.

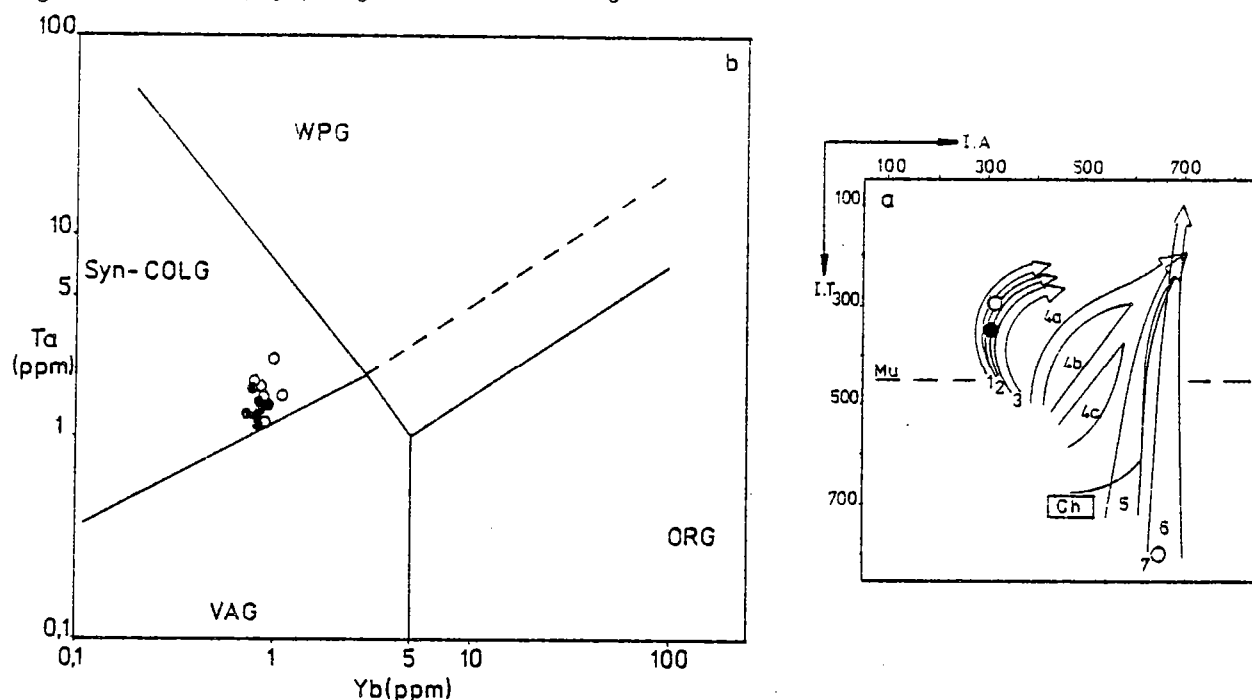


Figure 86 : Points analytiques du granite de Brignogan-Plouescat montrant que :

(a) : la population de zircons reportée dans le diagramme génétique de Pupin (1980) se situe dans le champ des granitoïdes anatectiques crustaux (123); (4 : calco-alkalin; 5 : sub-alkalin; 6 : alcalin; 7 : tholéiitique; ch. : charnockites; Mu : limite de stabilité de la muscovite).

(b) ceux-ci se situent dans le champ syn-collision défini par Pearce et al. (1984). rond noir : roches du faciès porphyroïde central à cordiérite; rond évidé : roches du faciès de bordure.

3) Conclusion:

L'ensemble du massif de Brignogan-Plouescat est représenté par des granites peralumineux crustaux, peu fractionnés (majeurs et traces) et très semblables à ceux du massif de Huelgoat (affinité, site géotectonique). Cependant, entre ces 2 massifs, le fractionnement des terres rares est nettement distinct.

IV : CONDITIONS PHYSIQUES DE CRISTALLISATION ET REACTIONS MINERALES:

Ce paragraphe a pour but - (1) de caractériser les conditions physiques de mise en place de ce massif et - (2) de les comparer à celles obtenues dans le massif de Huelgoat et à celles couramment décrites. Quant aux réactions minérales, elles se proposent de montrer les liens existants - (1) entre les faciès du massif de Brignogan-Plouescat et - (2) entre tous les granitoïdes à cordiérite étudiés.

1) Conditions physiques de cristallisation:

Les paramètres retenus sont les mêmes que ceux utilisés pour le massif de Huelgoat (P, T, H₂O, fO₂).

a) Pression fluide et pression totale : Tout d'abord, la présence de muscovite primaire indique une pression au minimum de 3 kbars; le bain silicaté parent étant alors hydraté. Par contre, celle-ci ne peut pas dépasser 5 kbars (absence de grenat magmatique : Green, 1976). L'utilisation des positions eutectiques et des courbes cotectiques dans le diagramme normatif Q-Ab-Or (Von Platen, 1965 ; Winkler, 1962, 1974) permet de préciser la valeur de la pression des fluides; c'est à dire à peu près celle de la pression totale. Dans le massif de Brignogan-Plouescat, le rapport Ab/An est variable, passant de ≈ 5 pour le faciès central à ≈ 11 dans celui de bordure. Cependant, la légère albitisation tardive observée en bordure du massif permet de ramener cette dernière valeur à quelque chose proche de 7,8 (valeur expérimentale connue). De la même façon, la valeur de ≈ 5 retenue précédemment est assimilable à une autre valeur expérimentale : 5,2. Les points analytiques reportés dans le diagramme Q-Ab-Or (Figure 87) se situent dans le domaine où les compositions eutectiques doivent se trouver lorsque la pression est comprise entre 0,5 et 4 kbars (Von Platen, 1965 ; Ab/An, acidité du bain et pression de gaz variant de façon quelconque). Dans ce diagramme, sont aussi reportés les points eutectiques (saturés en H₂O ou contenant HCl) pour Ab/An variant de 1,8 à l'infini et pour des pressions fluides de 2 à 4 kbars. La meilleure solution est donnée pour $P_F = 4$ kbars.

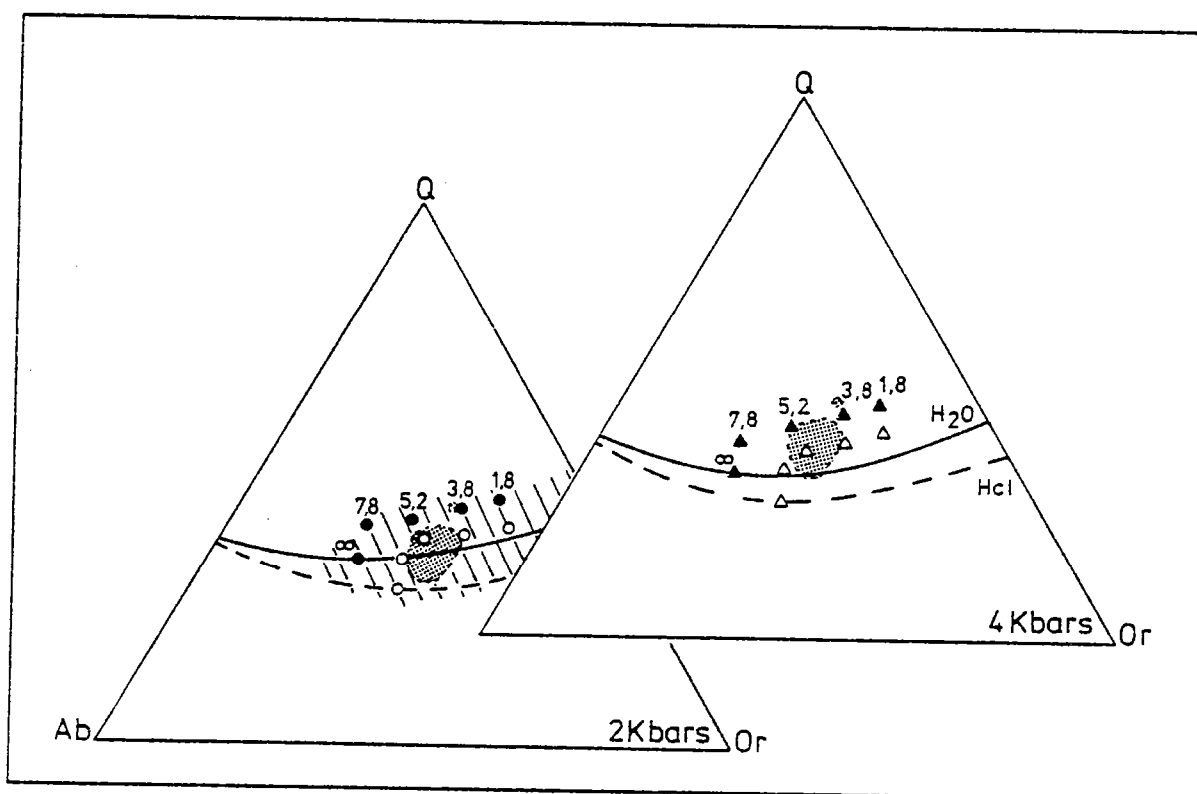


Figure 87 : Points analytiques du granite de Brignogan-Plouescat (grisé) reportés dans le diagramme Q-Ab-Or (Von Platen, 1965 ; Winkler, 1962-1974) pour des pressions de fluide de 2 à 4 kbars. rond et triangle noir : position des points eutectiques pour Ab/An variant de ∞ à 1,8 dans le cas d'un magma saturé en eau. Rond et triangle évidé : position des points eutectiques pour Ab/An variant de ∞ à 1,8 dans le cas d'un magma où la phase fluide contient une certaine quantité d'HCl. Zone hachurée : domaine des compositions eutectiques pour Ab/An, acidité et pression de gaz variant de façon quelconque dans l'intervalle de pression compris entre 0,5 et 4 kbars.

En effet, la majorité des points analytiques se situe entre les eutectiques $Ab/An = 5,2$ saturés et sous saturés en eau. Cette valeur, assimilable à la pression des fluides ayant régné dans le bain silicaté lors de la formation des phases quartzofeldspathiques, est aussi celle retenue par Le Guen de Kerneizon (1975). Cette pression des fluides est une pression minimum qui doit être assez proche de la pression totale si l'on en juge par l'importance des phases hydratées (muscovite). Une pression totale de 4-5 kbars pour être retenue.

b) La température : Comme pour les granites de Huelgoat et du Cloître, c'est le géothermomètre de Stormer (1975) qui a été utilisé (même méthode et pressions analogues).

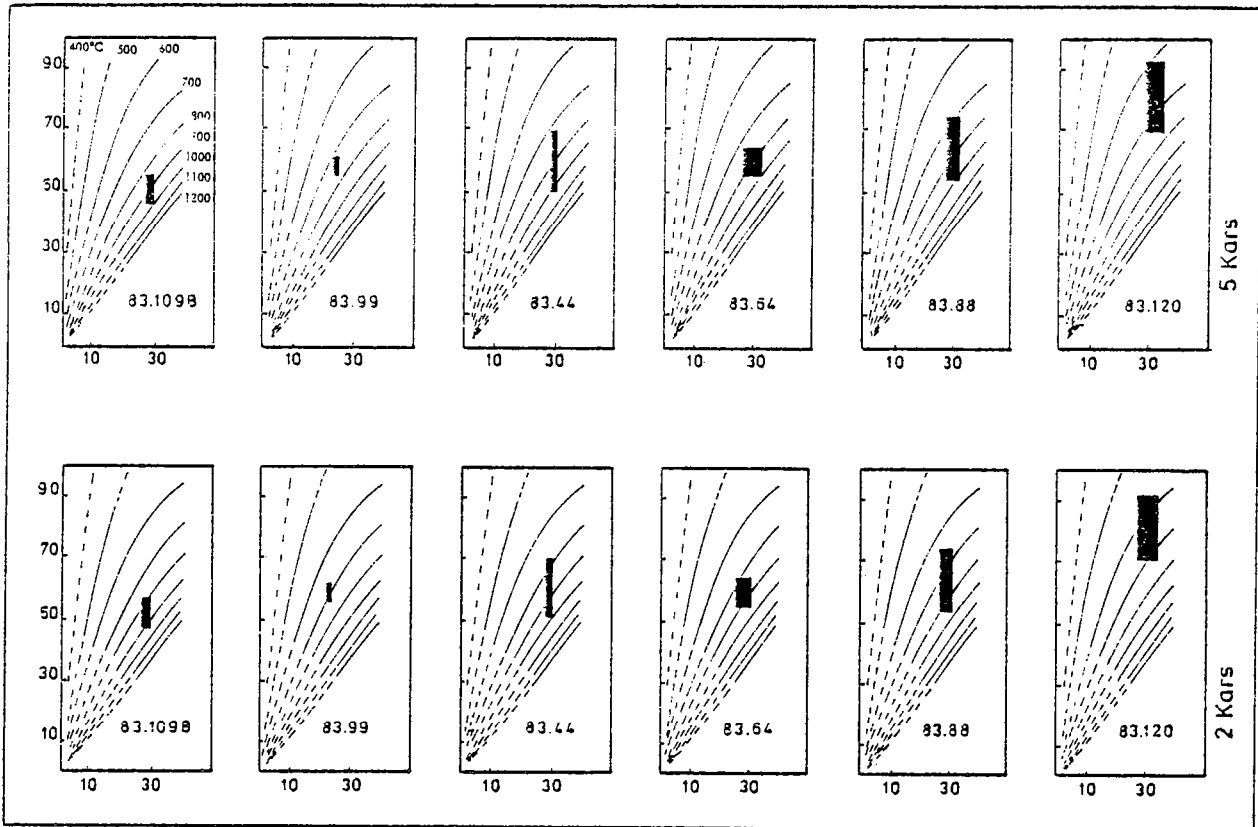


Figure 88 : Géothermomètre de Stormer (1975) appliqué au massif de Brignogan-Plouescat; Les calculs ont été effectués pour 2 et 5 kbars et sur 3 échantillons du faciès central (83.109B ; 83.99, 83.44) et 3 échantillons du faciès de bordure (83.64; 83.88; 83.120). Abscisse : fraction molaire d'albite dans le feldspath alcalin en % ; Ordonné : fraction molaire d'albite dans le plagioclase.

Les résultats obtenus sont donnés par la figure 88 et le tableau 45. Des valeurs moyennes de 740°C et 790°C sont respectivement retenues par 2 et 5 kbars; ce qui, pour 4-5 kbars, donne une température de cristallisation des feldspaths estimée à 750°C. C'est la température de mise en place classiquement admise pour les granitoïdes peralumineux à cordiérite (massif de Huelgoat, ce travail ; batholite de Strathbogie - Phillips et al., 1981 ; batholite Mancellien - Jonin, 1981, etc...).

Echantillon	83.109 B	83.99	83.44	83.64	83.88	83.120	Moyenne
2 Kbars	850	700	750	750	750	650	≈ 740
5 Kbars	900	750	800	800	800	700	≈ 790

Tableau 45 : Valeurs moyennes des températures calculées à partir du géothermomètre de Stormer (1975) pour 6 échantillons du granite de Brignogan-Plouescat.

c) Teneur en eau et fugacité d'oxygène : La cristallisation précoce de muscovite indique que le magma parent devait être hydraté. Pour une température de 750°C et pour une pression de 4-5 kbars, celui-ci, d'après les travaux de Clemens et Walls (1981), devait contenir une quantité d'eau assez importante ($H_2O \approx 4-5\%$ et $X_{H_2O}^{fluide} \approx 50\%$).

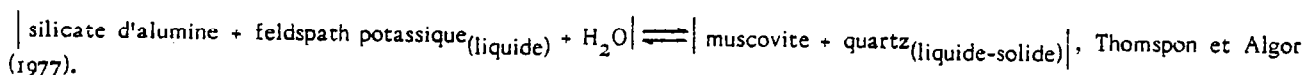
Quant à la fugacité d'oxygène, elle est, comme pour le massif de Huelgoat, calculée à partir des valeurs en europium des phases minérales et du liquide en équilibre (Philpotts, 1970 ; Drake, 1975). L'oxydation des biotites du faciès de bordure, mise en évidence précédemment, ne permet pas leur utilisation. Seule la biotite B.83.99 du faciès central a servi au calcul. La fugacité d'oxygène est de 10^{-10} . Celle-ci a pu être aussi contrôlée à partir de feldspath alcalin; la valeur est alors de 10^{-12} . Ainsi dans le massif de Brignogan-Plouescat, la fugacité d'oxygène lors de la cristallisation du feldspath alcalin et de la biotite est de 10^{-10} , 10^{-12} . Elle est donc, aux incertitudes près, intermédiaire entre celle des granites de Huelgoat et du Cloître (10^{-15} , 10^{-18}) et celle du granite de La Feuillée (10^{-8} , 10^{-11}). En supposant pour toutes ces roches une source de même nature, comme l'ensemble des données le laisse prévoir, il apparaîtrait alors que la fugacité d'oxygène de cristallisation de ces magmas est le reflet de celle des protolithes. Ceci s'accorde avec l'idée que la source du granite de Brignogan-Plouescat (muscovite et cordiérite) devait être située à une profondeur moindre que celle des granites de Huelgoat et du Cloître (cordiérite et peu ou pas de muscovite), mais supérieure à celle du granite de La Feuillée (muscovite et pas de cordiérite).

2) Réactions minérales:

Comme pour le massif de Huelgoat, seules celles d'ordre magmatique sont développées ici. Dans ce massif, 2 associations minéralogiques peuvent être reconnues :

- biotite + muscovite I + (cordiérite) + silicate d'alumine (1).
- biotite + muscovite I + (silicate d'alumine) + muscovite II (2).

La première correspond au faciès porphyroïde central à cordiérite, la seconde au faciès de bordure. Par contre, bien que certains échantillons ne contiennent pas de silicate d'alumine, l'association préexistante (biotite + muscovite I + cordiérite) ne peut pas clairement être mise en évidence. Le passage des associations (1) à (2), s'explique par une réaction péritectique, qui est :



Ainsi, ce type de réaction discontinue, reconnue aussi bien dans les granites de Huelgoat et du Cloître qu'ici, semble être un caractère général pour les granitoïdes peralumineux à cordiérite. Elle correspond à une isograde.

3) Conclusion:

La cristallisation du magma parent du massif de Brignogan-Plouescat, "liquide" relativement hydraté (4-5% H_2O), s'est faite à environ 750°C, pour une pression totale de 4-5 kbars et sous une fugacité d'oxygène de 10^{-10} , 10^{-12} . En ce qui concerne l'évolution de ce massif, elle se caractérise, à première vue, par une suite de réactions péritectiques. Cependant, il ne paraît pas "raisonnable" pour autant de rejeter la surimposition d'un mécanisme de cristallisation fractionnée, même si celui-ci est de très faible ampleur.

V : LES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES:

Lors de l'étude du massif de Huelgoat, la mise en évidence d'enclaves microgrenues sombres correspondant à des venues basiques ayant coexistés avec le "liquide" granitique, dès les premiers stades de l'évolution magmatique, représentait l'une des caractéristiques de ce type de plutonisme. Le but de cette étude est donc :

- 1 - de préciser, par ce nouvel exemple, leur existence.
- 2 - de confirmer leur origine profonde (magma basique).
- 3 - de montrer que, là encore, il y a eu, d'une part, échantillonnage par le magma basique des minéraux précoces du granite et, d'autre part, probablement interaction chimique magma basique - magma acide.

C'est pourquoi, bien que d'autres types d'enclaves existent (surmicacée, granitique, aplitique), seule l'étude de ce matériel est développée ici.

Dans le massif de Brignogan-Plouescat, les enclaves microgrenues sombres (Didier, 1973) peuvent être subdivisées en 3 groupes. Les 2 premiers correspondent à des roches qui ont pour minéral coloré principal la biotite; un des groupes renfermant en plus du sphène et/ou de l'allanite. Le dernier ensemble, quant à lui, est représenté par des roches à biotite-amphibole et constitue une unité tout à fait particulière que l'on observe également dans les formations encaissantes du massif. L'ensemble des données analytiques utilisées pour argumenter la discussion est reporté en annexe.

1) Les enclaves microgrenues sombres à biotite-sphène et/ou allanite:

Ce sont des roches à grain très fin formant de petites enclaves (diamètre de l'ordre de 10 cm), peu abondantes et dispersées dans tout le massif. Il s'agit de tonalites (Figure 89) à plagioclase, biotite, sphène, allanite, apatite, zircon et minéraux opaques.

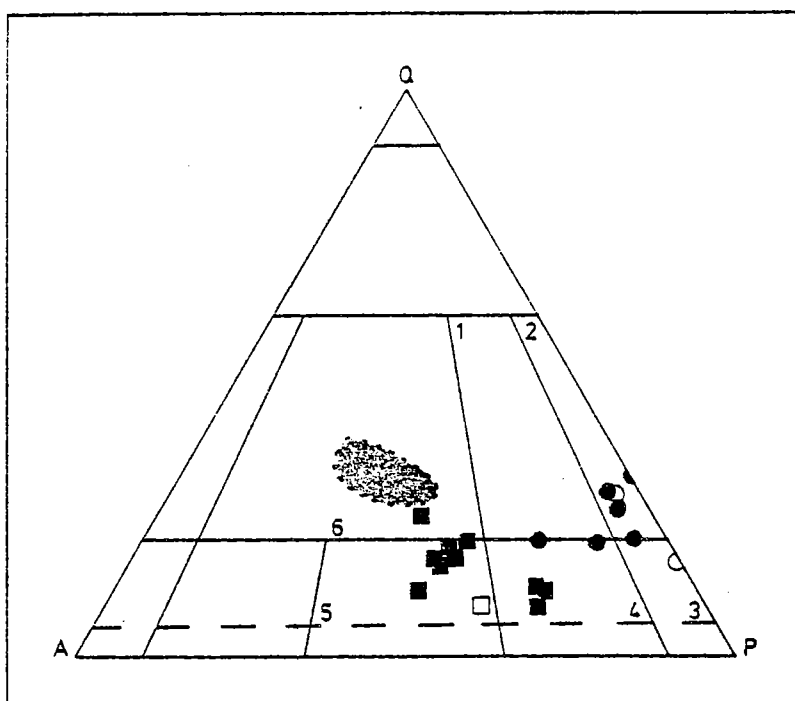


Figure 89 : Analyses modales des enclaves microgrenues sombres et autres roches de ce type reportées dans le diagramme QAP de Streckeisen, 1967. (rond évidé : type à biotite-sphène-allanite; rond noir : type à biotite; carré évidé : type à amphibole; carré noir : type à amphibole mais intrusif dans les formations encaissantes du massif de Brignogan-Plouescat; zone grisé : composition du granite de Brignogan-Plouescat; 1 : granodiorite; 2 : tonalite; 3 : diorite quartzifère; 5 : monzonite quartzifère; 6 : granite (monzogranite).

Ce sont des roches intermédiaires (SiO_2 : 55-62%) et légèrement peralumineuses (A/CNK : $1,05 \pm 0,01$) du fait de leurs fortes proportions en biotite (30-35%). Leurs caractères chimiques essentiels sont :

- très forte teneur en Sr (jusqu'à ≈ 1100 ppm).
- faible rapport Rb/Sr (maximum 0,50)
- bas rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuel ($0,70729 \pm 0,00009$).

Ainsi, ces enclaves qui ont au plus l'âge de la mise en place du massif de Brignogan-Plouescat (292 ± 15 Ma) indiquent que leur rapport ^{87}Sr était au maximum à cette époque de 0,7048 ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$: 0,5987). Cette valeur, proche de celle du manteau hercynien (0,7030 - 0,7040 ; Vidal, 1980), est en accord avec leur origine profonde. Ce matériel est donc compatible avec un magmatisme basique pouvant provenir directement du manteau.

2) Les enclaves microgrenues sombres à biotite:

Bien que l'on puisse les retrouver dans tout le massif, elles s'observent dans 3 gisements principaux, formant alors de véritables essaims (Le Guen de Kerneizon, 1975). Il s'agit de tonalites et de monzodiorites quartzifères à la limite des granodiorites (Figure 89) contenant : quartz, plagioclase zoné, rare feldspath potassique (microcline), biotite, parfois muscovite, apatite, zircon et minéraux opaques. Tout comme les précédentes enclaves, elles sont peralumineuses (A/CNK moyen : $1,10 \pm 0,03$), mais contrairement à elles, plus riches en SiO_2 ($\approx 64-70\%$) et plus pauvres en Sr (au maximum ≈ 720 ppm). Leurs terres rares se caractérisent par -(1) des spectres fortement fractionnés

(La_N/Yb_N : 81,5 ; 51,4 ; 35,5) et -(2) par une baisse apparente des teneurs en fonction de l'acidité croissante des roches (Figure 90). Ce mécanisme (appauvrissement en REE en fonction de SiO_2) n'est pas classique pour ce type de matériel supposé provenir de magmas basiques. Seule une contamination plus ou moins prononcée (voir SiO_2), peut l'expliquer.

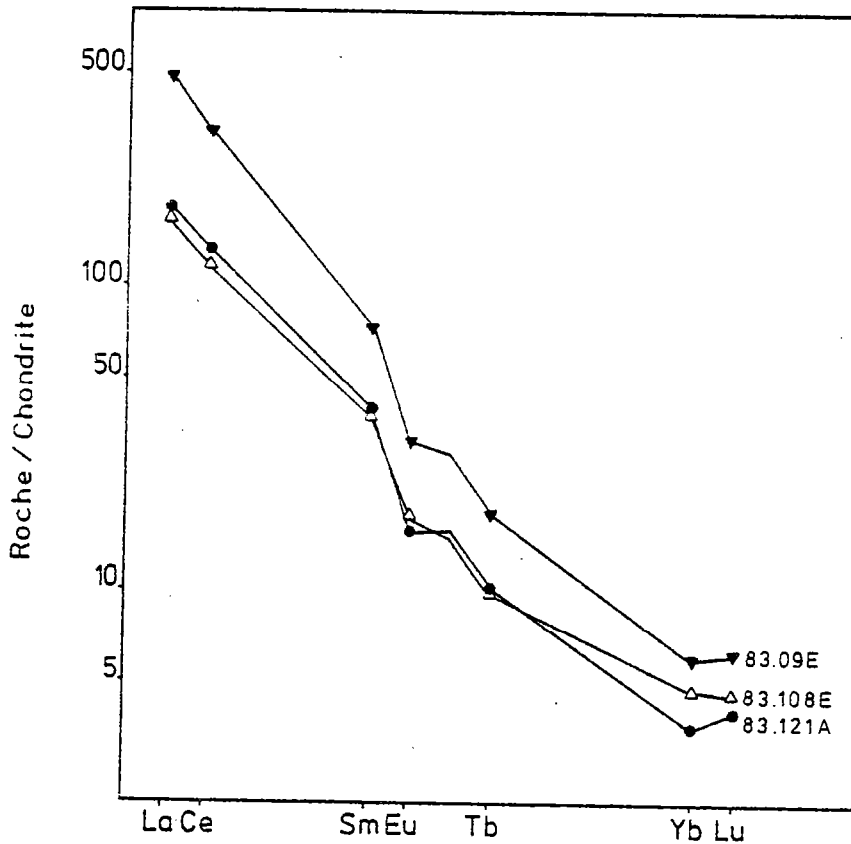


Figure 90 : Spectres en terres rares des enclaves microgrenues sombres à biotite du massif de Brignogan-Plouescat. (83.09 E : SiO_2 = 64,90% ; 83.108 E : SiO_2 = 67,66% ; 83.121 A : SiO_2 = 68,52%).

C'est ce que, d'une part, la typologie des zircons et, d'autre part, la chimie des micas indiquent. En effet, l'analyse morphologique des zircons effectuées sur 2 populations (éch: 83.121 A et 83.09 E) montre clairement la présence d'un phénomène de mélange entre les magmas originaux des enclaves et le granite hôte (Georget et al., à paraître). Ainsi, la population de zircons de l'enclave 83.121 A est hétérogène avec une famille de cristaux sombres dont les types principaux vont de S_2 à G_1 et qui correspond aux zircons du granite hôte et une autre famille de minéraux plus clairs dont les types principaux sont S_{11} - S_{12} et qui doit être celle propre à l'enclave; le point moyen, reporté dans le diagramme IA - IT (Pupin, 1980), étant, de ce fait, intermédiaire entre les zircons des granitoïdes crustaux et ceux des granitoïdes hybrides (Figure 91). Quant à l'enclave 83.09 E; elle renferme peu de zircons hérités d'où une contamination moindre. Cette notion de contamination est en partie confirmée par la chimie des micas. En effet, si dans le diagramme de Nachit et al. (1985), les micas noirs de ces enclaves, situés dans le champ des biotites des plutonites aluminopotassiques (Figure 92) et donc proches de ceux du granite hôte (ce qui, pour ce type de roche, est étonnant), peuvent être expliqués en terme de diffusion d'éléments entre granite encaissant et magma originel de l'enclave (Orsini, 1980 ; Cocirta et Orsini, 1986), ce n'est pas le cas pour les micas blancs. Ceux-ci, qui dans certains cas sont interstratifiés avec les biotites, ont des compositions de muscovites primaires (Miller et al., 1981) souvent identiques à celles des micas blancs du granite encaissant (Figure 93). Ces muscovites ne peuvent donc pas être expliquées par une simple diffusion d'éléments. Un mécanisme d'incorporation mécanique, tout comme pour les zircons et par là même comme pour certaines biotites, doit être invoqué; ceci étant, dans ce cas, d'autant plus vraisemblable que muscovite et biotite sont, dans le granite de Brignogan-Plouescat, les premières phases essentielles à cristalliser. Ce mécanisme est aussi parfois confirmé macroscopiquement par l'incorporation de mégacristaux de feldspath potassique du granite dans ces enclaves. Remarquons enfin qu'en accord avec les zircons, sa teneur en silice et la composition des biotites (les plus éloignées de celles du granite hôte), l'enclave 83.09 E est considérée comme la moins contaminée; d'où l'idée d'expliquer son spectre en terres rares plus enrichi que les autres par l'absence de dilution due à la faible incorporation de magma granitique. Cet exemple confirme l'échantillonnage important des minéraux du granite par les enclaves microgrenues sombres; d'où le caractère de mélange de ce type de matériel. Il montre que magma acide et magma

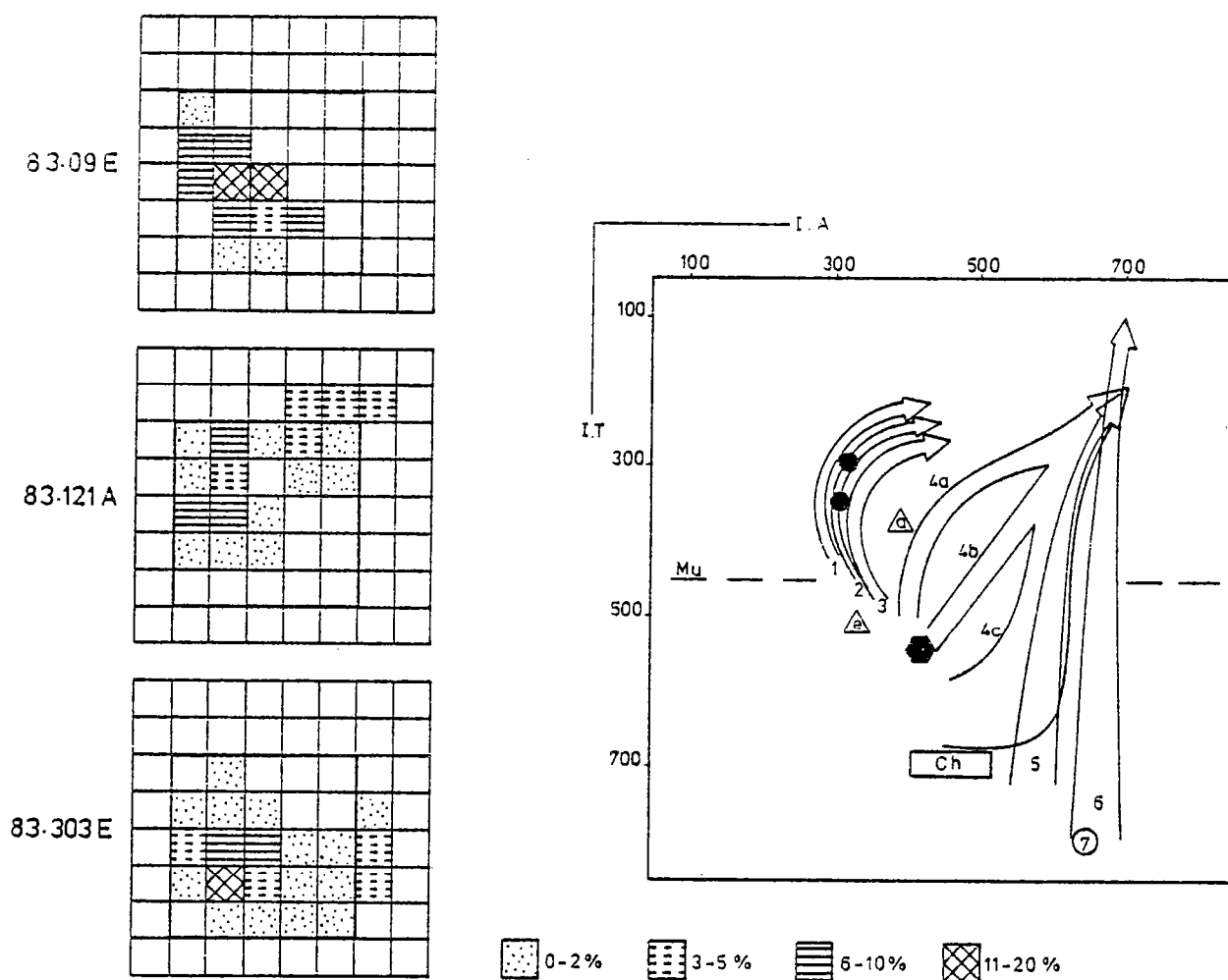


Figure 91 : Répartition typologique et position dans le diagramme IA-IT (Pupin, 1980) de quelques enclaves microgrenues sombres du massif de Brignoan-Plouescat. (83.09 E et 83.121 A : enclave microgrenue sombre à biotite; 83.303 E : enclave microgrenue sombre à biotite-amphibole; triangle évidé : e 83.09 E; a 83.121 A; hexagone noir : 83.303 E; rond noir : granite de Brignoan-Plouescat), 1, 2, 3 : granitoïdes anatectiques; 4a, b, c : granitoïdes de la série calco-alkaline; 5 : granitoïdes de la série alcaline; 6 : granitoïdes de la série tholéitique; 7 : granitoïdes de la série tholéitique; Mu : limite des granitoïdes à muscovite; Ch : domaine des charnockites.

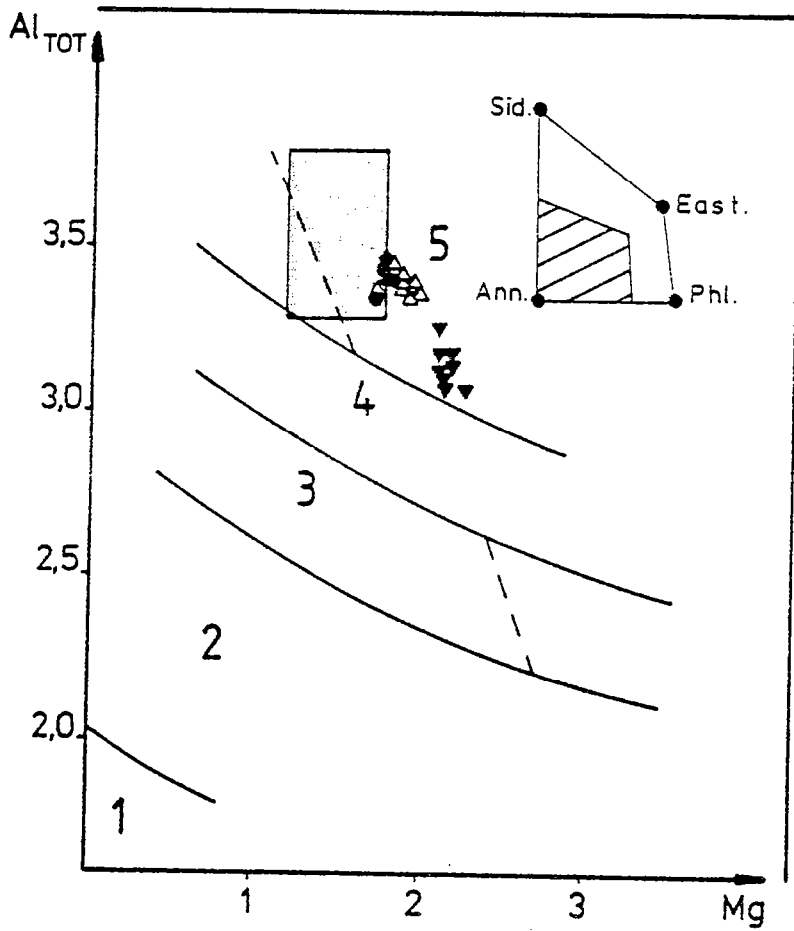
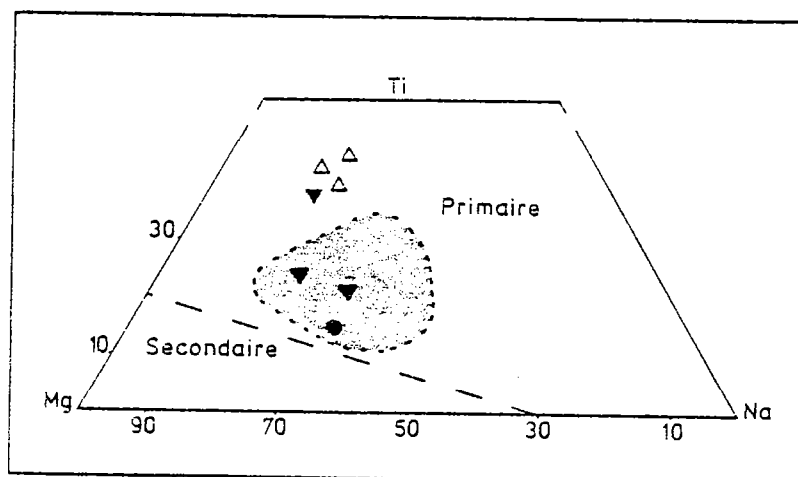


Figure 92 : Répartition des biotites des enclaves microgrenues sombres à biotite du granite de Brignogan-Plouescat (triangle noir : 83.09 E; triangle évidé : 83.108 E; rond noir : 83.121 A) dans le diagramme Al_{total} -Mg (Nacht et al., 1985). La zone grisée représente la composition des biotites du granite hôte. (biotites des granitoïdes 1 : peralcalins; 2 : alcalins; 3 : sub-alcalins; 4 : calco-alcalins; 5 : alumino-potassiques).

Figure 93 : Diagramme Mg-Ti-Na (Miller et al., 1981) montrant que les muscovites des enclaves microgrenues sombres du massif de Brignogan-Plouescat se situent dans le champ des muscovites primaires (même symboles que pour la figure 92; zone grisée : muscovites primaires du granite de Brignogan-Plouescat).



"basique" ont coexisté dès les premiers stades de l'évolution de l'ensemble (zircons). Il évoque l'hypothèse d'interaction magmas acides-basiques (diffusion d'éléments expliquant les compositions chimiques des biotites des enclaves plus ou moins proches de celles des micas noirs du granite hôte) dans la genèse des plutonites à cordiérite.

3) Les enclaves microgrenues sombres à biotite-amphibole:

Le troisième groupe est tout à fait particulier. Il convient donc, en un premier temps, de le définir précisément. Ce sont les seules roches métalumineuses ($A/CNK : 0,83 \pm 0,06$), intermédiaires ($SiO_2 = 55-65\%$) et à amphibole de tout le massif. Contrairement aux autres, elles sont à la fois magnésiennes et potassiques ($MgO/FeO^* > 0,5$ et $K_2O/Na_2O > 1$; Orsini, 1976). Elles se rencontrent sous forme d'enclaves dans le massif de Brignogan-Plouescat (éch: 83.303 E) et sont intrusives dans les formations encaissantes (gneiss de Plouvévez-Lochrist, granites de Kernelis et de Kersaint; éch: 89, 91, 92); toutes étant génétiquement liées et peu modifiées (Figure 94; méthode de Pearce et al., 1984), d'où l'étude d'ensemble développée ici.

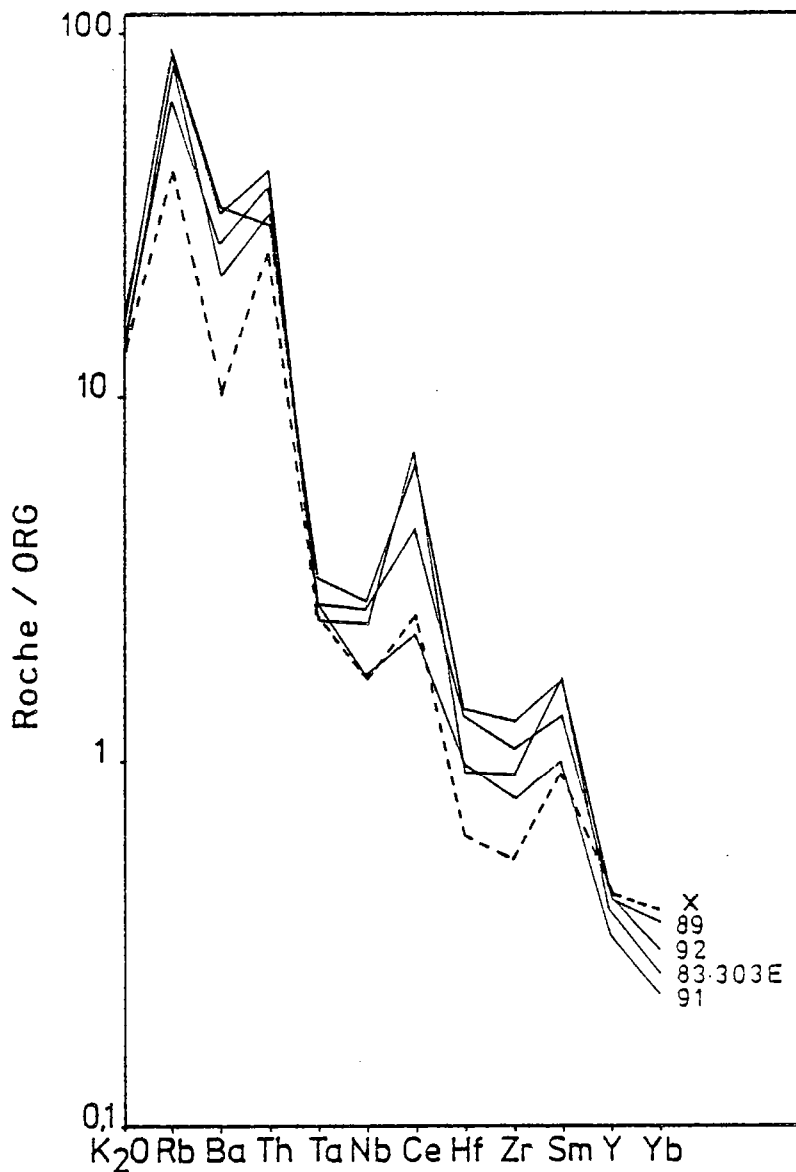


Figure 94 : Diagramme montrant (1) le caractère génétiquement lié des diverses roches à biotite-amphibole (89 - 92 - 83.303E - 91) à partir des éléments discriminants proposés par Pearce et al. (1984) et normalisés à ORG (Ocean Ridge Granit) et (2) le caractère peu modifié de ces échantillons si on les compare, par exemple, aux granitoïdes des Andes du Chili (X); d'après Pearce et al. (1984).

Il s'agit principalement de monzodiorites et de monzonites quartzifères (Figure 89) à quartz, feldspath potassique (oligoclase), plagioclase zoné ($An_{45} \rightarrow An_{25}$), biotite, amphibole (vert pâle à jaune en lumière naturelle), apatite, sphène, allanite, zircon et minéraux opaques. Les minéraux ferromagnésiens principaux (biotite, amphibole) montrent que ce type de roche a une composition minéralogique différente de celle qu'elle a pu avoir à l'origine. En effet, toutes les amphiboles analysées (magnésio-hornblende, actino-hornblende et actinote) faiblement alumineuses et peu titanifères (Al_2O_3 moyen $\approx 7\%$; TiO_2 moyen $\approx 0,5\%$) ont des rapports mg supérieurs à 0,65 (Figure 95), difficilement compatibles avec une origine magmatique (Leake, 1978).

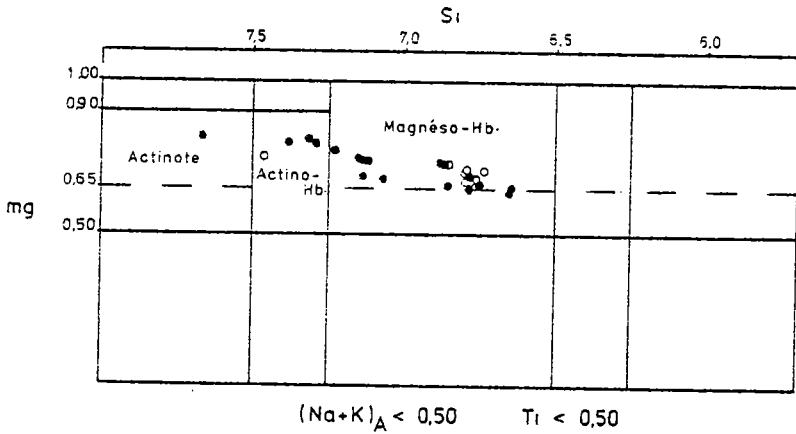


Figure 95 : Composition chimique des amphiboles des enclaves sombres magnésiennes et potassiques (rond évidé) du granite de Brignogan-Plouescat et du même type de roche (rond noir) mais dans les formations encaissantes, reportée dans le diagramme de Leake (1978) (Hb : hornblende).

Elles sont donc interprétées comme provenant de la déstabilisation d'un minéral préexistant. C'est ce que confirment les analyses chimiques des biotites. En effet, leurs compositions, reportées dans le diagramme de Nockolds (1947) (Figure 96b) montrent qu'elles se situent dans le champ où la biotite est associée soit à du pyroxène, soit à de l'olivine mais pas à de l'amphibole.

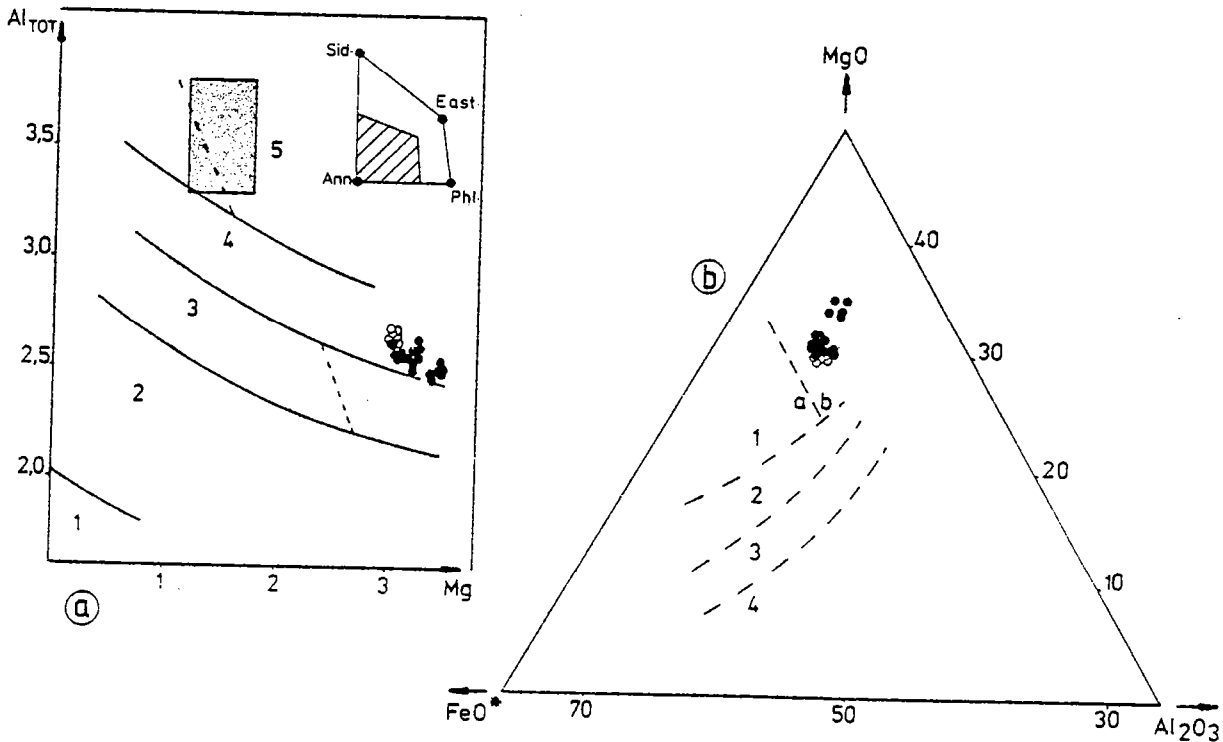


Figure 96 : Composition chimique des biotites des roches microgrenues sombres à amphibole du granite de Brignogan-Plouescat (rond évidé) et des formations encaissantes (rond noir) reportée.

a : dans le diagramme de Nachit et al. (1985) - zone grisée : biotites du granite de Brignogan - Plouescat (1 \rightarrow 5 : voir figure 92).

b : dans le diagramme de Nockolds (1947) (biotites associées à la : de l'amphibole; lb : du pyroxène et/ou de l'olivine; 2 : (biotite seule); 3 : de la muscovite; 4 : du silicate d'alumine).

De plus, elles possèdent un mg très constant ($0,60 \pm 0,02$) et sont moins magnésiennes que les amphiboles. Tous ces caractères minéralogiques permettent d'envisager, en un premier temps, leur appartenance aux vaugnérîtes (Sabatier, 1980-1984). Cependant, ces roches ne possèdent, de façon systématique, ni le caractère lamprophyrique ($MgO > CaO$), ni la richesse en lanthanides, ni le rapport isotopique initial en strontium élevé propres aux vaugnérîtes (Gil Ibarguchi et al., 1984). Elles sont plutôt assimilables aux plutonites de la série magnésio-potassique type Corse (Orsini, 1980 ; Cocherie, 1985) qui, à acidité semblable, possèdent les mêmes spectres en terres rares (Figure 97), les mêmes teneurs en Sr élevées (jusqu'à 1300 ppm) et les mêmes rapports isotopiques initiaux du strontium ($\approx 0,708$).

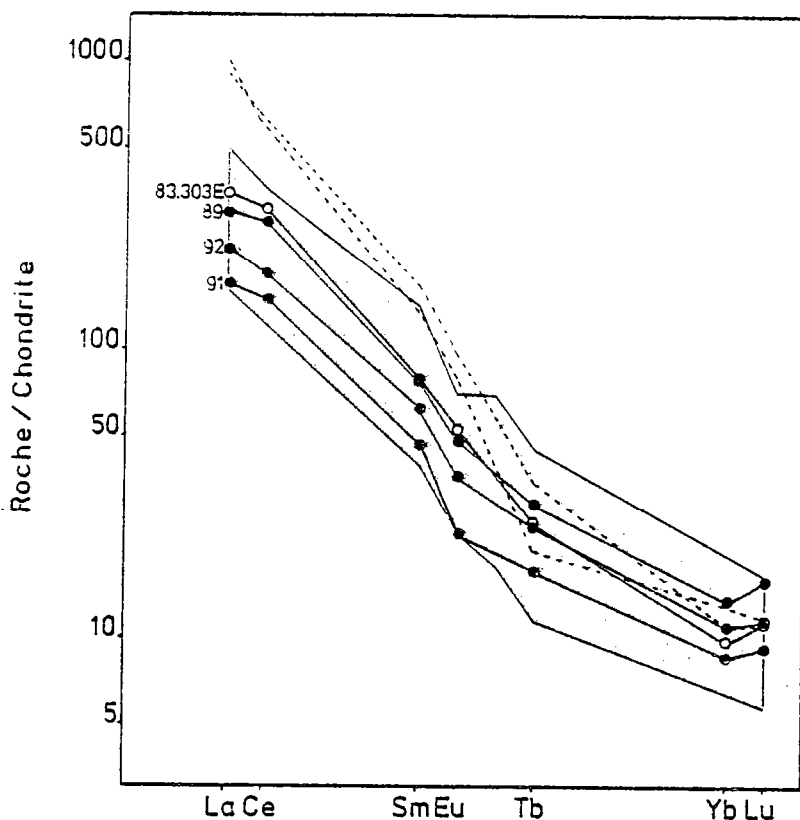


Figure 97 : Spectres en terres rares des roches microgrenues sombres à biotite-amphibole du granite de Brignogan-Plouescat (83.303 E) et des formations encaissantes (89 - 91 - 92) comparés à ceux des roches (acidité semblable) de la série magnésio-potassique type Corse. Cocherie, 1985. zone grisée) et à ceux des vaugnérîtes de Galice (pointillé), Gil Ibarguchi et al., 1984.

Bien que l'enclave de ce matériel (éch: 83.303 E) dans le granite de Brignogan-Plouescat montre des phénomènes de mélange (typologie des zircons : figure 91; apatites globuleuses et aciculaires : Georget et al., à paraître) et, sans doute, de diffusion d'éléments (position de ses biotites plus proches de celles du granite hôte que les biotites du même matériel mais intrusif dans les formations encaissantes; figure 96a), il est clair que, là encore, cette roche est d'origine profonde. Ne suffit-il pas pour en juger de calculer, connaissant $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0,5901), le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de cette enclave à 292 Ma (0,7046)?

Ce troisième exemple confirme le caractère de mélange de toutes ces enclaves microgrenues sombres associées au plutonisme à cordiérite étudié. Il montre surtout qu'un magma "basique" d'origine profonde, magnésien et potassique, a pris une part importante durant la mise en place du massif de Brignogan-Plouescat puisqu'on le retrouve aussi bien en enclave dans ce granite qu'intrusif dans les formations avoisinantes.

4) Conclusion:

En accord avec l'étude effectuée sur ce type de matériel dans le massif de Huelgoat, ces nouveaux exemples:

- 1 - confirment l'existence de magmas "basiques" d'origine profonde (I_{Sr} : 0,7046 - 0,7048) associés au plutonisme à cordiérite.
- 2 - montrent la coexistence de ce magmatisme basique avec les magmas granitiques dès les premiers stades de leurs évolutions respectives.

3 - indiquent que ces enclaves correspondent à des mélanges plus ou moins bien achevés (zircon et/ou biotites et/ou feldspaths potassiques).

4 - évoquent l'hypothèse d'interaction chimique entre ces 2 types magmatiques (composition des biotites des enclaves).

5 - dans le cadre plus restreint du massif de Brignogan-Plouescat, mettent en évidence la présence d'un important magmatisme d'origine profonde, magnésien et potassique; celui-ci étant engendré durant la période de formation du massif granitique (en enclave dans le massif et intrusif dans les formations encaissantes du granite).

VI: FRACTIONNEMENT MAGMATIQUE ; ROLE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE;

Bien que les variations minéralogiques observées puissent être largement interprétées en terme de réactions péritectiques, l'hypothèse d'un léger fractionnement magmatique peut être invoquée. En effet, si les principales données (faibles variations du mode, des oxydes, des éléments traces et des terres rares) indiquent principalement l'absence de fractionnement, certains indices (CaO, Ba, Sr,...) laissent supposer que ce mécanisme, tout en étant de très faible ampleur, peut être envisagée.

Le but de cette partie de l'étude est donc :

- 1 - de montrer que la cristallisation fractionnée est un mécanisme identifiable au sein du massif de Brignogan-Plouescat,
- 2 - d'en déterminer les minéraux responsables ainsi que le magma parent,
- 3 - de la modéliser à partir des analyses modales et de la chimie des éléments majeurs, traces et terres rares; ceci afin de montrer, à ce niveau, les analogies de ce massif avec celui de Huelgoat.

1) Rôle de la cristallisation fractionnée et magma parent:

Du fait des faibles variations chimiques observées, l'index de différenciation choisi est le rapport TiO_2/Ta . En effet, celui-ci est particulièrement performant car il varie rapidement en fonction du fractionnement magmatique (Boissavy-Vinau et Roger, 1980) ; l'utilisation, d'une part de SiO_2 comme index de différenciation et d'autre part de la méthode de Tindle et Pearce (1983) (degré d'incompatibilité croissant des éléments traces) étant, dans ce cas, mal adaptée. Les éléments suivants : Zr, Sr, Ni et Ba, sont considérés comme compatibles: Rb, Ta et Sb étant incompatibles (Tableau 46). Les autres éléments traces (Cr, Sc, REE, ...) ne montrent aucune corrélation évidente avec le rapport TiO_2/Ta d'où dans le cadre d'un fractionnement magmatique, des coefficients globaux de distribution proches de 1.

Echantillon	TiO_2/Ta	Zr ⁽¹⁾	Sr ⁽¹⁾	Rb ⁽¹⁾	Ni ⁽²⁾	Ba ⁽¹⁾	Ta ⁽²⁾	Sb ⁽²⁾
83-13	2832	151	226	286	1,4	513	1,13	0,05
83-109 B	2400	138	256	284	3,6	484	1,25	0,10
83-74	2206	145	235	296	3,6	447	1,36	0,06
83-99	2183	144	223	302	1,5	399	1,42	0,08
83-20	2154	-	-	-	0	-	1,30	0,04
83-53	1879	127	175	315	0	370	1,49	0,06
83-68	1795	120	198	331	2,2	376	1,56	0,08
83-137	1638	-	-	-	1,9	-	1,16	0,14
83-44	1404	113	150	327	0	308	1,78	0,06
83-88	1337	-	-	-	0	-	1,72	0,15
83-160	1304	119	105	351	0	285	1,84	0,25
83-120	967	118	113	366	0	352	2,48	0,20
C : compatible		C	C	I	C	C	I	I
I : incompatible								

Tableau 46 : Détermination des éléments traces (ppm) compatibles (C) et incompatibles (I) par rapport à l'index des différenciations TiO_2/Ta (Boissavy-Vinau, 1979) (1) : dosage par FX; (2) dosage par ANI.

Dans les diagrammes log éléments compatibles (par exemple, Ba-Sr) -log élément incompatible (par exemple, Rb), les points analytiques ébauchent une alignement à pente fortement négative traduisant l'influence prépondérante de la cristallisation fractionnée (Figure 98).

Quant à la composition chimique du magma parent, elle reste difficile à évaluer. Cependant, étant donné le très faible taux de fractionnement, choisir la valeur moyenne comme liquide primaire ne doit pas être très éloigné de la réalité. Ainsi, l'ensemble des analyses dessinent pour SiO_2 un histogramme sans discontinuité avec pour valeur moyenne, 71,84% (Figure 99). Cette valeur est à rapprocher de celle de l'échantillon 83-74 (SiO_2 : 71,48%). En accord avec les éléments traces (Tableau 47) cet échantillon peut être considéré comme proche du magma parent.

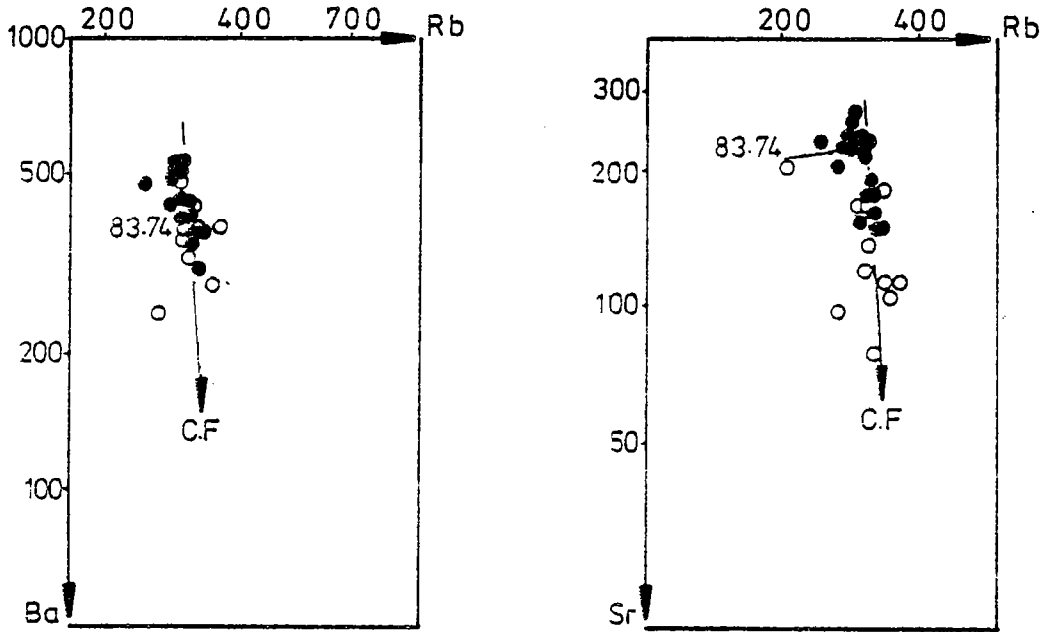


Figure 98 : Diagramme éléments compatibles (Ba-Sr) - élément incompatible (Rb) montrant le rôle joué par la cristallisation fractionnée dans l'intrusion de Brignogan-Plouescat.

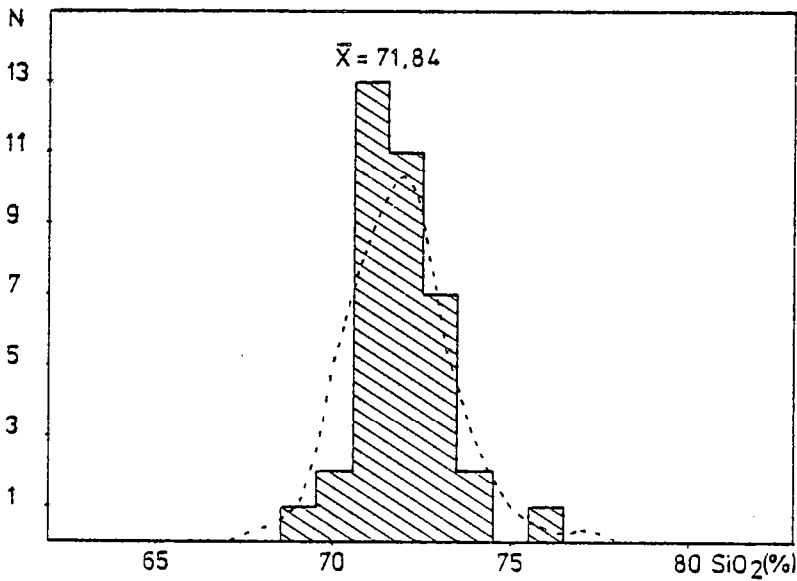


Figure 99 : Histogramme de fréquence des teneurs en silice des granites du massif de Brignogan-Plouescat (N : nombre d'échantillons; ... : courbe obtenue après lissage du 1° degré).

	SiO ₂ %	Nb	Zr	Y	Sr ⁽¹⁾	Rb ⁽¹⁾	Co ⁽²⁾	V	Ni ⁽²⁾	Cr ⁽²⁾	Ba ⁽¹⁾	U	Th	Hf	Ta	Cs	Sb	Sc	ΣREE
\bar{X}	71,84	11	128	15	182	293	2,4	22	1,2	13	408	5,2	24,8	4,0	1,55	12,3	0,10	3,2	123,1
83.74	71,48	10	145	15	202	295	2,9	25	3,6	10	459	5,4	30,3	4,3	1,36	16,0	0,06	3,8	137,8

Tableau 47 : Comparaison entre les teneurs en éléments traces (ppm) de la moyenne des analyses du Massif de Brignogan-Plouescat et celles de l'échantillon 83.74 (1) : moyenne entre FX et ANI ; (2) : ANI.

2) Minéraux responsables de la cristallisation fractionnée:

a) Les minéraux cardinaux et essentiels : Dans cette intrusion, les proportions minérales varient. Celles du quartz, du feldspath potassique et de la muscovite augmentent; celles du plagioclase et de la biotite diminuent. Ces variations sont interprétées comme la conséquence de la cristallisation fractionnée. Reportées dans le diagramme (quartz + feldspath potassique + muscovite) - biotite - plagioclase (Figure 100), les analyses modales dessinent une droite d'évolution se dirigeant vers le pôle quartz + feldspath potassique + muscovite. Ceci traduit - (1) que les principaux minéraux à fractionner sont le plagioclase et la biotite, - (2) que leurs proportions relatives dans l'extrait sont respectivement de 80% et 20% et - (3) que ce rapport (80-20) reste constant tout au long de l'histoire magmatique.

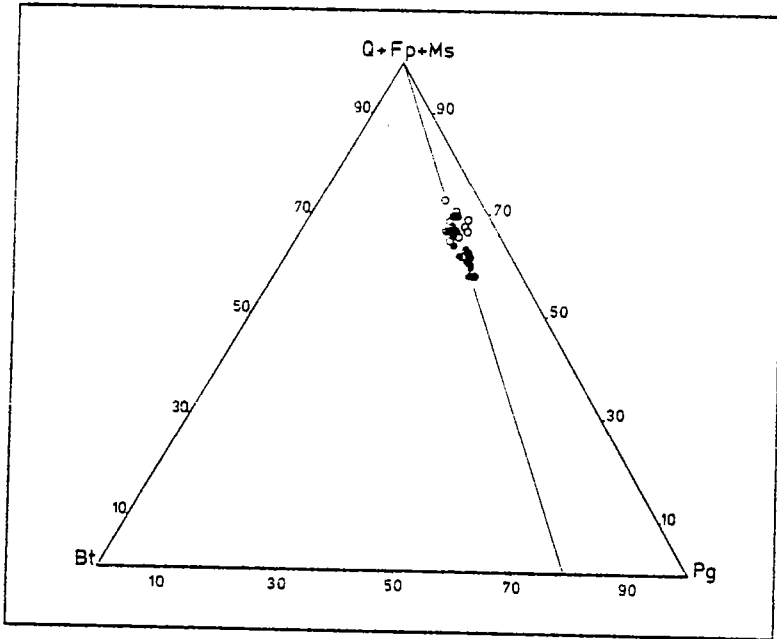


Figure 100 : Analyses modales du massif de Brignogan reportées dans le diagramme Q+Fs+Ms (quartz + feldspath potassique + muscovite) - Bt (biotite) - Pg (plagioclase) montrant le rôle joué par le plagioclase et la biotite dans la constitution de l'extrait et leurs proportions relatives (80% - 20%): rond noir : faciès central; rond évidé : faciès de bordure.

b) Les minéraux accessoires : Si la décroissance de Zr en fonction du rapport TiO_2/Ta indique bien le rôle joué par le zircon dans la constitution de l'extrait, l'évolution de Th, Y et des terres rares, à la différence du massif de Huelgoat, traduit soit une plus faible proportion de minéraux thorifères (monazite, xénotime), soit un fractionnement de ces minéraux dans des proportions à peu près égales entre liquide et cumulat.

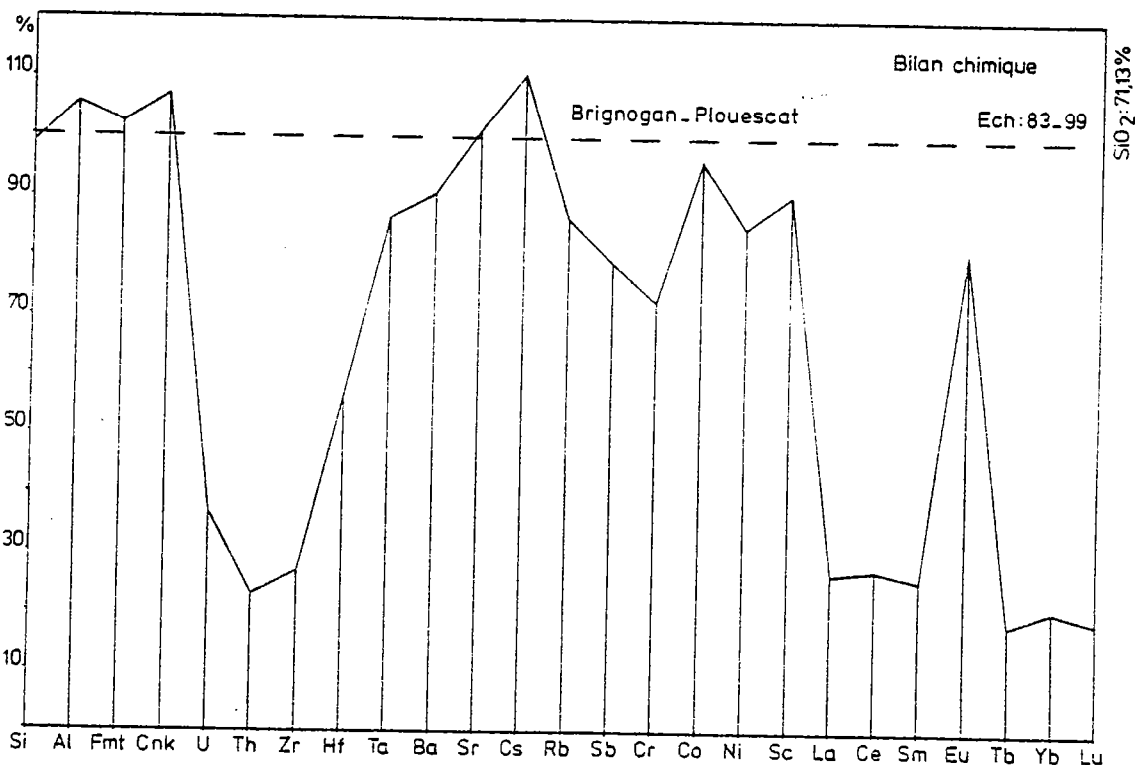


Figure 101 : Bilan chimique d'un échantillon du Massif de Brignogan-Plouescat.

Le bilan chimique effectué sur un échantillon (83.99) permet de trancher entre les 2 hypothèses (Figure 101) (même méthode que dans le massif de Huelgoat). Celui-ci indique surtout un déficit prononcé en U, Th, Zr, Hf, terres rares légères lourdes, à l'exception de l'euporium; d'où, une participation des minéraux accessoires non analysés (zircon, monazite, xénotime, apatite). Qualitativement, le zircon est responsable du déficit en Zr et Hf; le rôle de la monazite et du xénotime étant montré par U, Th et les terres rares. A ce niveau, le calcul indique que pour clore le bilan, il suffit d'une proportion faible de ces 2 minéraux : monazite $\approx 0,015\%$ et xénotime $\approx 0,002\%$. Celle-ci est légèrement supérieure à celle retenue pour le massif de Huelgoat (monazite + xénotime $\approx 0,010\%$). L'absence d'évolution des terres rares ne peut donc pas être expliquée par une plus faible proportion des minéraux thorifères. Il faut donc considérer, que contrairement au cas de Huelgoat, ici, le fractionnement de ces minéraux accessoires s'est fait dans des proportions à peu près égales entre liquide et cumulat. Ceci s'accorde avec la plus faible quantité de biotite dans l'extrait (monazite et xénotime inclus dans biotite ; Pg/Bt Huelgoat ≈ 2 ; Pg/Bt Brignogan-Plouescat ≈ 4). Ainsi, cette constatation rejoint l'idée développée par Pagel (1981-1982) selon laquelle les minéraux accessoires qui contrôlent la majorité du fractionnement des terres rares suivent un cursus d'évolution propre à chaque massif étudié: celui-ci étant très dépendant des proportions de biotite contenues dans l'extrait.

c) En résumé : La cristallisation fractionnée observée dans le massif de Brignogan-Plouescat est principalement contrôlée par le fractionnement des minéraux suivants : Plagioclase ($\approx 30\%$), biotite ($\approx 20\%$), zircon, apatite ⁽¹⁾, ilménite ⁽¹⁾, monazite et xénotime: (1) = minéraux dont nous n'avons pas parlé mais qui sont bien entendu inclus dans biotite .

3) Modèle de cristallisation fractionnée:

Le taux de fractionnement peut être évalué directement à partir des analyses modales. En effet, -(1) les compositions minéralogiques de l'extrait (Pg $\approx 80\%$, Bt $\approx 20\%$) et du magma parent (moyenne des analyses) sont connues et -(2) la gamme de variation des analyses modales des différentes roches étudiées est directement accessible par les valeurs maximales et minimales en quartz. La meilleure solution (Tableau 48) est donnée pour $1-F = 10\%$ avec d'un côté des liquides résiduels et de l'autre, en accord avec la définition précédente du magma parent (moyenne des compositions), des roches correspondant à des mélanges imparfaits liquide résiduel-extrait (proportion 85% de liquide résiduel + 15% d'extrait).

	Cristallisation fractionnée \rightarrow					Echantillon 83.227
	E		Lo	$1-F^* = 10\%$	$1-F = 15\%$	
Quartz	-		27,9	31,0	32,9	32,7
Feldspath potassique	-		34,0	37,8	40,0	37,7
Plagioclase	80		27,5	21,6	18,2	20,9
Biotite	20		7,1	5,7	4,8	6,0
Cordiérite + muscovite	-		3,5	3,9	4,1	2,7
	24,3	24,8	25,4	27,9	31,0	Quartz
	32,8	30,2	32,1	34,0	37,8	Feldspath potassique
	32,1	33,3	30,4	27,5	21,6	Plagioclase
	3,2	8,6	7,8	7,1	5,7	Biotite
	2,6	3,1	3,3	3,5	3,9	Cordiérite + muscovite
Echantillon 83.109	20 %	15 % [*]	10 %	0 %	\leftarrow M	
\leftarrow Séparation "extrait"-liquide imparfait						

Tableau 48 : Test de cristallisation fractionnée à partir des analyses modales dans le massif de Brignogan-Plouescat; la meilleure solution étant donnée pour $(1-F)=10\%$ avec d'une part des liquides résiduels(*) et des roches correspondant à une séparation imparfaite extrait-liquide résiduel (*).

	T Liquide résiduel pour (1-F)= 10%	A Echan : 83.120	$\left \frac{T-A}{A} \right \%$	T Liquide résiduel pour (1-F)= 10% avec mélange imparfait : extrait (15%)	A Echan : 83.109	$\left \frac{T-A}{A} \right \%$	Lo	E*
SiO ₂	74,76	73,50	1,71	71,53	71,84	0,43	72,60	53,23
Al ₂ O ₃	14,23	15,32	7,11	15,84	15,72	0,76	15,30	24,93
Fe ₂ O ₃ * MnO + MgO	1,62	2,00	16,50	2,43	2,52	3,57	2,18	6,75
CaO	0,42	0,44	4,55	1,35	1,15	17,39	1,04	6,64
Na ₂ O	2,98	3,00	0,67	3,31	3,28	0,91	3,20	5,18
K ₂ O	5,58	5,35	4,30	5,09	5,09	-	5,25	2,31
TiO ₂	0,20	0,24	16,67	0,31	0,30	3,33	0,28	0,96
P ₂ O ₅	0,16	0,15	6,66	0,14	0,10	40,00	0,15	-
Ba	369	366	0,82	427	506	15,61	408	
Sr	139	102	36,27	204	245	16,73	182	
Rb	308	298	3,36	293	285	2,81	298	
Co	1,5	1,5	-	2,8	3,4	17,65	2,4	
Cr	10	11	9,09	14	12	16,67	13	
Sc	2,6	3,0	13,33	3,5	3,4	2,94	3,2	
Co	13,0	9,9	31,31	11,9	8,5	40,00	12,3	
Ce	76,4	65,9	15,91	76,8	84,1	8,68	76,7	
Sm	6,28	5,25	19,62	5,92	6,78	12,52	6,04	
Eu	0,65	0,63	3,17	0,77	0,74	4,05	0,73	
Tb	0,52	0,49	6,12	0,52	0,50	4,00	0,52	
Yb	0,82	0,99	17,17	0,85	0,81	4,94	0,84	

Tableau 49 : Comparaison entre résultats théoriques (T) pour (1-F)=10% et données analytiques (A) (analyses en base anhydre; Ni non considéré : limite de détection des méthodes de dosage utilisées; Lo : magma parent (moyenne des analyses); E : extrait avec (%) - Pg : 79, bt : 20, ilm : 0,8, apa : 0,1, acc : 0,1 dont 85% de zircon, 7% de monazite et 8% de xénotime; * calculé à partir des compositions moyennes des minéraux du Massif de Brignogan-Plouescat; $\left| \frac{T-A}{A} \right| \%$: pourcentage d'erreur.

Cette solution est en accord avec les analyses chimiques (Tableau 49 ; Figure 102). En effet, bien que ne connaissant pas la composition en éléments majeurs, traces et terres rares de l'échantillon 83.227, il peut être assimilé à l'échantillon 83.120, roche la plus fractionnée de la "série" (voir TiO_2/Ta).

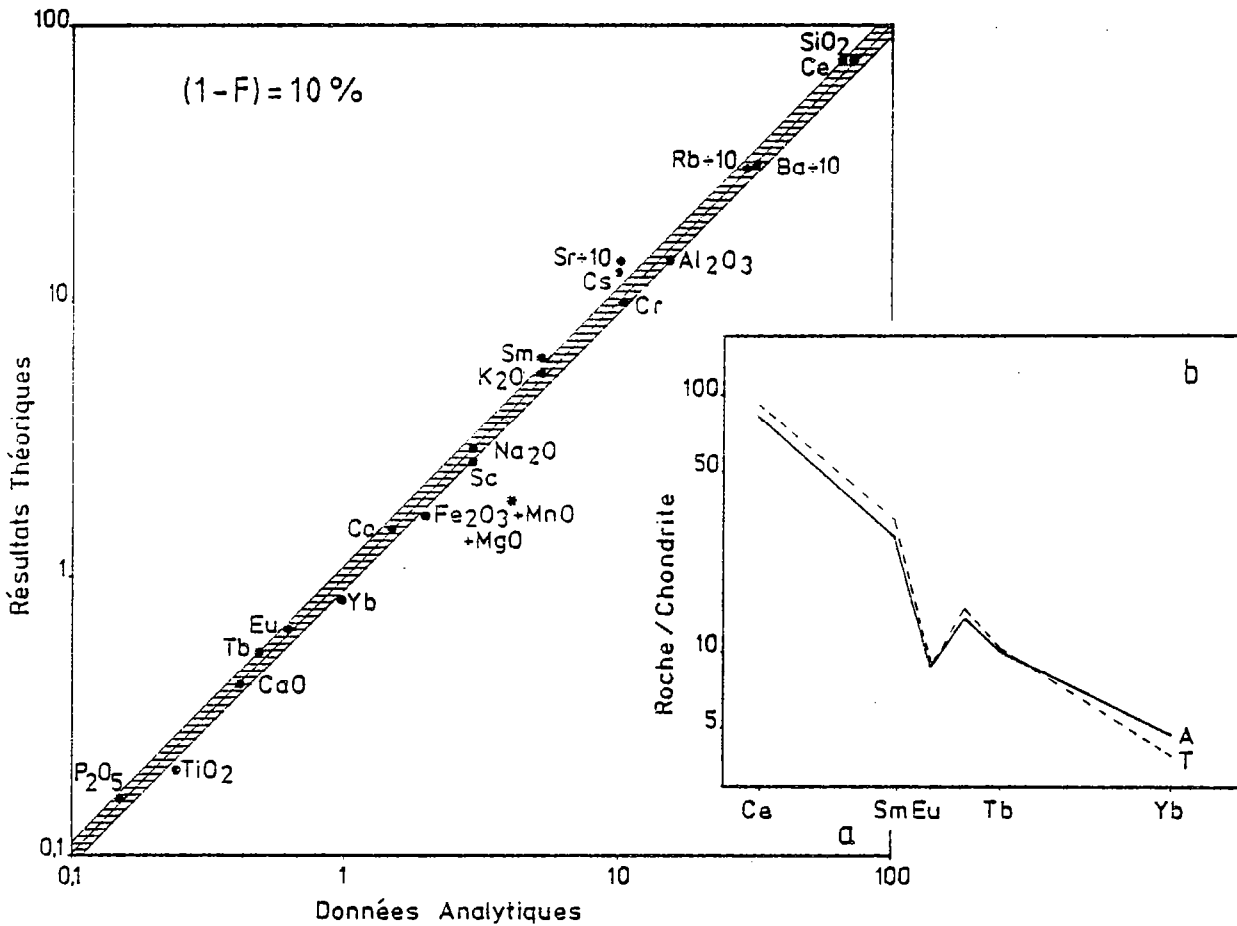


Figure 102 : Granite de Brignogan-Plouescat

a) diagramme log (résultats théoriques) log (données analytiques) montrant le bon accord au niveau des éléments majeurs, traces et terres rares entre liquide résiduel théorique produit pour $(1-F)=10\%$ et roches analysées.

b) modèle de cristallisation fractionnée à partir des terres rares pour $(1-F)=10\%$ (T : liquide résiduel théorique; A : liquide résiduel analysé (éch. 83.120)).

De même, il existe un bon accord entre les résultats théoriques et les données analytiques obtenus pour les roches représentant des mélanges imparfaits liquide résiduel - extrait (Tableau 49); les erreurs calculées dans les 2 cas, parfois élevées, n'étant principalement dues qu'au très faible taux de cristallisation trouvé. En effet, sur une si petite gamme de variation, l'erreur de $\approx 5\%$ faite sur les analyses modales (magma parent + liquide résiduel) est loin d'être négligeable.

De ce modèle, on peut donc retenir qu'en accord avec les principales données, le taux de fractionnement requis est faible, quasi-négligeable, et donc peu significatif. En effet, il est de moitié inférieur à celui proposé pour le granite de Huelgoat.

4) Conclusion:

Dans cette intrusion, la cristallisation fractionnée est un mécanisme parfois identifiable. De la même façon que pour les granites du massif de Huelgoat, les principaux minéraux qui en sont responsables sont le plagioclase et la biotite, mais, dans des proportions différentes (Pg/Bt : 4 ici contre 2 pour Huelgoat). Il s'ensuit que les terres rares, principalement contrôlées par les accessoires, varient peu à cause : - (1) des proportions de biotite moindre dans l'extrait (accessoires inclus dans biotite) et - (2) du faible taux de fractionnement. Ce dernier, évalué à 10%, donc nettement plus faible que celui retenu pour le granite de Huelgoat, reste en fait peu significatif (erreur analytique).

VII : CONCLUSION A L'ETUDE DU MASSIF DE BRIGNOGAN-POUESCAT:

Le massif de Brignogan-Plouescat, plus récent que celui de Huelgoat, possède avec ce dernier de nombreux caractères communs :

- 1 - mise en place (massif circonscrit, allochtone).
- 2 - type de roche (monzogranites peralumineux crustaux).
- 3 - minéralogie (même minéraux à composition chimique semblable).
- 4 - évolution (réactions péritectiques et cristallisation fractionnée avec les mêmes minéraux au cumulat).

Il s'en distingue par :

- 1 - les conditions physiques de cristallisation (surtout fO_2).
- 2 - l'ordre de cristallisation légèrement différent (muscovite).
- 3 - le faible fractionnement des roches.
- 4 - des spectres en terres nettement plus fractionnés.

L'ensemble de ces caractères ne permet en aucun cas d'en faire 2 groupes génétiquement distincts; leurs origines devant être similaires.

Son étude permet aussi de confirmer la présence dans ce type de plutonisme d'enclaves microgrenues sombres représentant des magmas "basiques" d'origine profonde (manteau) ayant coexisté, dès les premiers stades de l'évolution magmatique, avec le "liquide" granitique. Il s'agit en fait aujourd'hui de mélanges puisqu'il apparaît clairement que ces enclaves ont échantillonné des minéraux du granite hôte. De plus, et plus particulièrement pour ce massif, se met en place en même temps un plutonisme magnésien et potassique que l'on retrouve aussi bien en enclave (mélange) que dans les formations encaissantes du granite.

Enfin, ce plutonisme à cordiérite tardi-hercynien n'est pas un cas isolé. En effet, peuvent y être régionalement intégrés au moins 3 ensembles :

- 1 - les microgranites peralumineux (A/CNK moyen = 1,36 ; pourcentage en corindon normatif moyen = 4,16) à cordiérite, 2 micas et silicate d'alumine du Bas-léon (Chauris et al., 1977 ; Peucat et al., 1984) datés à 292 ± 9 Ma et à rapport isotopique initial du strontium relativement bas ($I_{Sr} = 0,7082 \pm 0,0015$).
- 2 - le granite à 2 micas-cordiérite de l'île Grande, unité interne du complexe de Ploumanac'h (Barrière, 1977 ; Albarède et al., 1980) daté à 302 ± 15 Ma (Vidal, 1980).
- 3 - l'ensemble du batholite peralumineux du Sud-Ouest de l'Angleterre dont l'âge (290 - 280 Ma) est identique à celui du massif de Brignogan-Plouescat (Charoy, 1979 ; Exley et al., 1983 ; Darbyshire et Shepherd, 1985).

CHAPITRE II :
AUTRES EXEMPLES DE PLUTONISME A CORDIERITE DANS LE MASSIF ARMORICAIN.

La caractérisation du plutonisme à cordiérite dans le Massif Armoricain ne peut pas être achevée sans l'étude de 2 autres exemples importants. Ce sont le massif hercynien de S^{te} Anne d'Auray et le batholite cadomien de la Mancellia.

Les buts recherchés sont d'apporter de nouvelles contraintes à - (1) la pétrogenèse de cet ensemble plutonique, - (2) la recherche du ou des protolithes à l'origine des différents plutons étudiés.

Ces 2 exemples n'ont pas fait l'objet d'un travail de terrain. Ils sont donc abordés d'une part au travers des données bibliographiques (S^{te} Anne d'Auray et Mancellia) et d'autre part par quelques tests géochimiques (S^{te} Anne d'Auray).

I : LE MASSIF HERCYNIEN DE S^{te} ANNE D'AURAY :

1) Localisation, cartographie, âge, minéralogie et conditions de mise en place :

Le granite de S^{te} Anne d'Auray est l'exemple le plus méridional du plutonisme hercynien à cordiérite du Massif Armoricain. Il est situé dans le domaine de l'anticlinal de Cornouaille (Cogné, 1974) et forme une bande allongée grossièrement NW-SE. Il est limité au Nord par le cisaillement Sud-armoricain (Le Métour, 1976). Par contre, au Sud-Est, il apparaît comme intrusif dans les migmatites (sens large) du Golfe du Morbihan (Audren, 1986) (Figure 103).

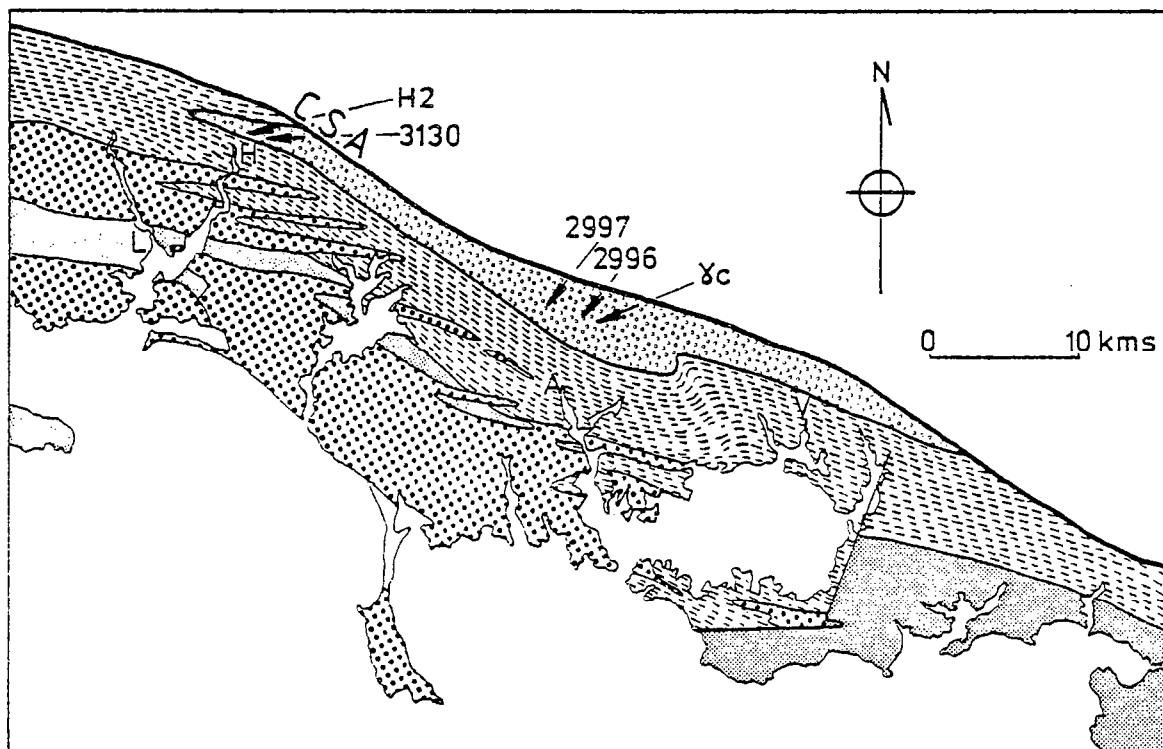


Figure 103 : Esquisse cartographique (d'après Cogné, 1977) du massif de S^{te} Anne d'Auray, des formations encaissantes et localisation des échantillons analysés. L : Lorient, H : Hennebont, A : Auray, V : Vannes ; C.S.A. : cisaillement Sud Armoricain ; 1 : granite de S^{te} Anne d'Auray ; 2 : autres granitoïdes hercyniens ; 3 : migmatites (sens large) ; 4 : micaschistes.

C'est aussi, dans le Massif Armoricain, l'intrusion hercynienne à cordiérite la plus ancienne (Rb/Sr : 376 ± 19 Ma avec $t_{Sr} : 0,7062 \pm 0,0005$; Vidal, 1973 ; Peucat, 1983 ; âge confirmé par la méthode U-Pb sur zircons ; Peucat, 1983). Quant aux roches reconnues à l'affleurement, elles possèdent une texture isogranulaire évoluant localement vers un type porphyroïde (Le Métour, 1976). Elles sont constituées de quartz, de plagioclase zoné (An 30-20 + An20-10), de feldspath potassique, de biotite, de cordiérite, de silicates d'alumine, de muscovite, d'apatite, de zircon, de monazite (xénotime) et parfois même de grenat. Les diverses associations minéralogiques observées sont principalement interprétables en termes de réactions péritectiques. Ce sont aussi des roches crustales (voir les quelques photos de zircons : Peucat, 1983) qui, dans la diagramme modal de Streckeisen (1967), s'intègrent dans les champs de monzogranites et granites (Figure 104a). Enfin, les conditions pression-température de mise en place évaluées par Le Métour (1976) sont : 3-4 kbars pour 685-700°C.

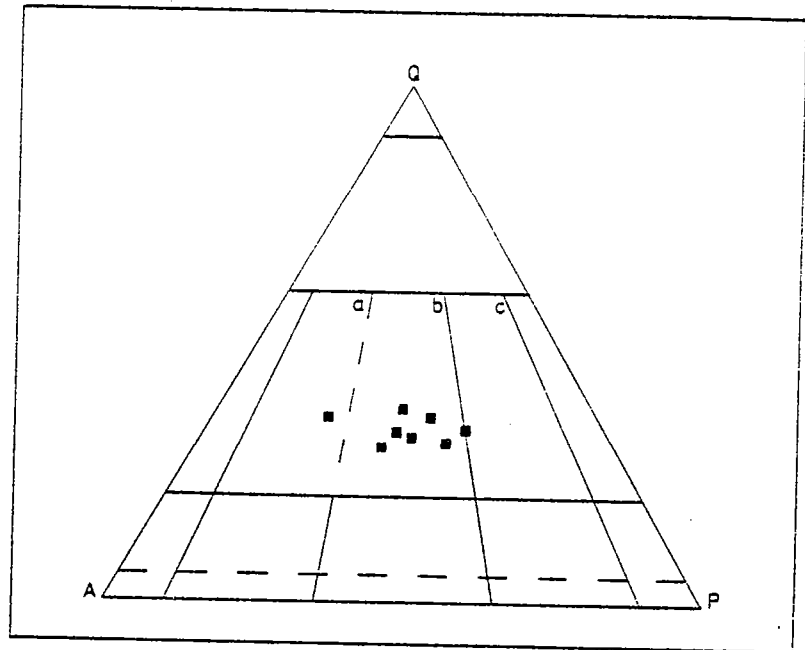


Figure 104 a : Analyses modales du massif de S^{te} Anne d'Auray (d'après Le Métour, 1976) reportées dans le diagramme QAP Streckeisen, 1967. (a : granite et syénogranite; b: monzogranite, c:granodiorite).

2) Géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares ; mécanisme de fractionnement:

a) Éléments majeurs : A partir de la compilation de 156 analyses en éléments majeurs disponibles (Le, 1969 ; Le Métour, 1976), une composition moyenne est proposée (Tableau 50).

	S ^{te} Anne d'Auray	Huelgoat	Brignogan-Plouescat
N	156	20	37
SiO ₂	71,12 (2,18)	71,48	71,84
Al ₂ O ₃	14,91 (0,88)	15,05	15,14
Fe ₂ O ₃ *	2,13 (1,00)	1,82	1,67
MnO	0,03 (0,01)	0,03	0,03
MgO	0,67 (0,41)	0,64	0,52
CaO	1,07 (0,57)	0,94	1,03
Na ₂ O	2,95 (0,58)	3,63	3,17
K ₂ O	4,81 (1,01)	4,34	5,19
TiO ₂	0,37 (0,19)	0,28	0,28
P ₂ O ₅	0,37 (0,27)	0,20	0,15
P.F.	1,63 (0,69)	0,95	0,99
Total	100,08	99,36	100,01

Tableau 50 : Composition moyenne et écart type () en éléments majeurs du granite de S^{te} Anne d'Auray comparée à celles des granites de Huelgoat et de Brignogan-Plouescat.

Celle-ci est, pour les différents oxydes, du même ordre de grandeur que celles obtenues pour les granites jusqu'ici étudiés; les écarts types laissant supposer un fractionnement magmatique, là encore, de faible ampleur. D'un point de vue purement chimique, ce sont des roches peralumineuses ($A/CNK : 1,28 \pm 0,18$), à corindon normatif élevé ($3,10 \pm 1,45\%$), potassiques ($K_2O/Na_2O : 1,74 \pm 0,67$) et pauvres en éléments ferromagnésiens ($Fe_2O_3^* + MnO + MgO + TiO_2 < 7\%$). Elles possèdent donc les mêmes caractères chimiques en éléments majeurs que les granites de Huelgoat et de Brignogan-Plouescat.

b) Éléments traces et terres rares : Les analyses disponibles figurent en annexe. Les échantillons δc , 2996 et 2997 correspondent à des roches provenant du faciès à cordiérite alors que les échantillons H2 et 3130 se situent dans l'unité sans cordiérite (biotite-muscovite-silicate d'alumine). Les échantillons du faciès à cordiérite ont des teneurs en éléments traces et des spectres en lanthanides (Figure 104b) similaires.

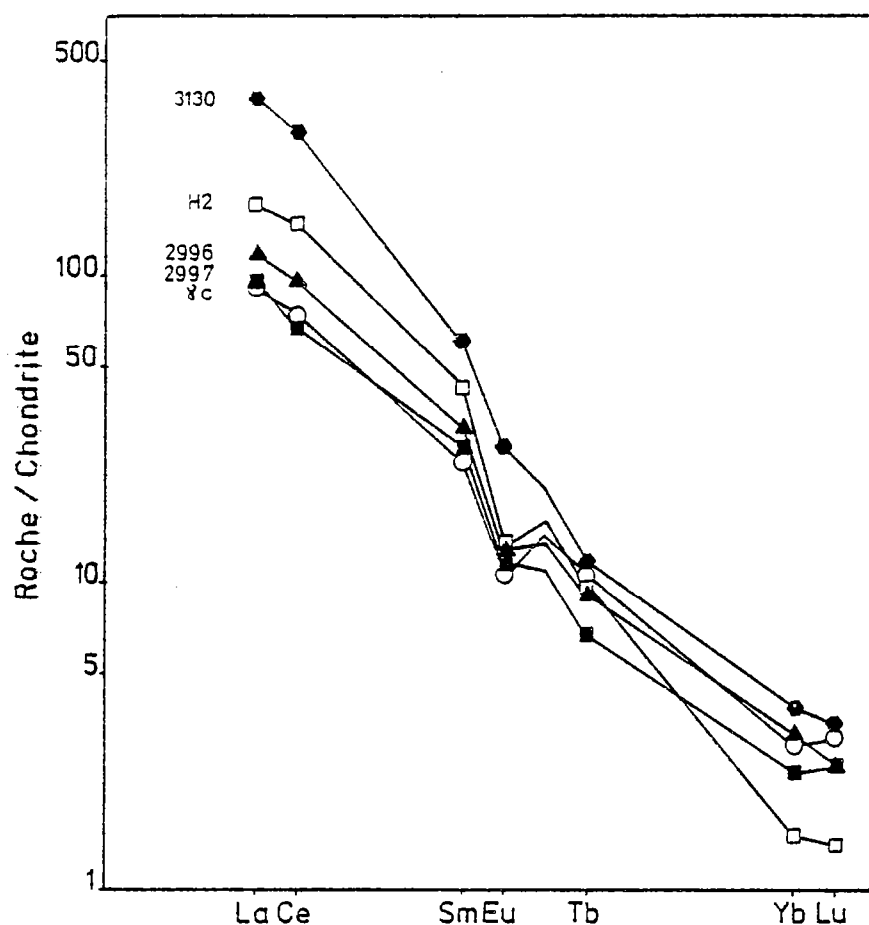


Figure 104 b : Spectres en terres rares de 5 roches du massif de 5^{ta} Anne d'Auray (symbole évidé : d'après les données de Cocherie, 1978 ; symbole noir : nouvelles données).

Leurs fractionnement sont semblables et relativement importants ($La_N/Yb_N : 30,7 ; 37,2 ; 39,2$). Seul l'échantillon δc est légèrement plus fractionné au niveau des terres rares yttriques ($Tb_N/Yb_N : 3,7$ contre 2,8). Ces 3 spectres se caractérisent aussi par une anomalie négative en europium. Pour le faciès sans cordiérite, les 2 échantillons analysés sont assez distincts. En effet, ils possèdent des teneurs plus élevées en éléments traces et particulièrement en terres rares légères; d'où un fractionnement des spectres important ($La_N/Yb_N : 96,7$ et 114,0). Comparées aux terres rares des autres granites étudiés, celles de ce groupe présentent un fractionnement nettement plus prononcé. Enfin, reportées dans le diagramme géotectonique de Pearce et al. (1984), les analyses chimiques situent ces roches, comme cela était prévisible, dans le champ des granitoïdes nés d'une collision (Figure 34).

c) Mécanisme de fractionnement magmatique : Le léger fractionnement magmatique observable au sein de ce massif grâce à l'évolution des analyses modales, des éléments majeurs et surtout des éléments traces (par exemple : Ba : 1453 à 384 ppm ; Ni : 8,5 à 0,8 ppm) est interprété comme le reflet d'une cristallisation fractionnée. En

effet, reportées dans les diagrammes log élément compatible (par exemple, Ni et Ba) - log élément incompatible (par exemple, U), les données analytiques esquissent une droite fortement pentée laissant entrevoir le rôle joué par ce mécanisme (Figure 105).

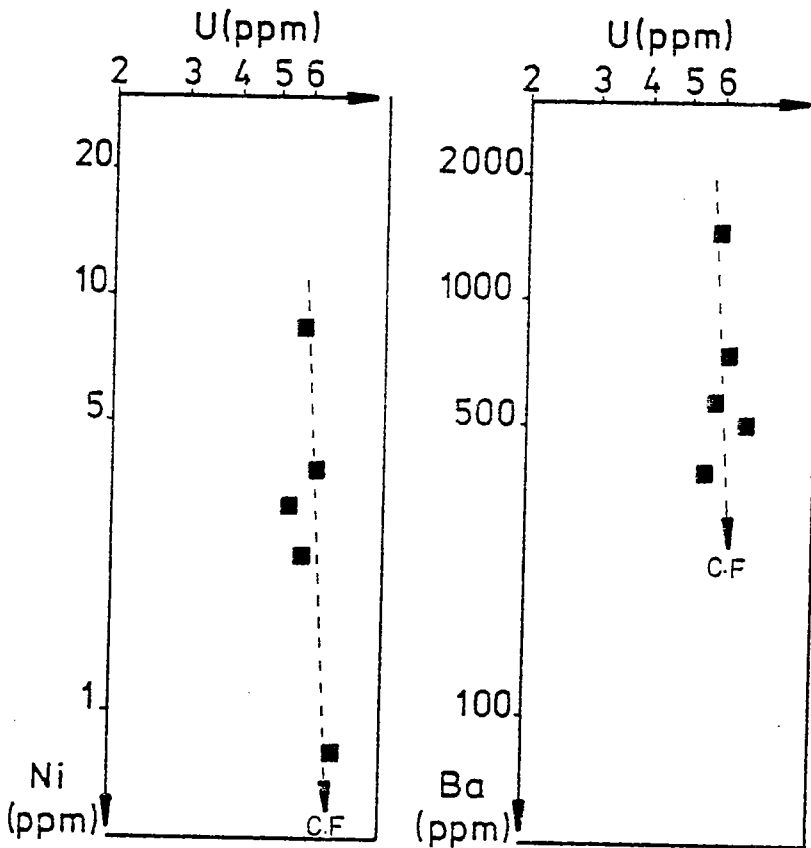


Figure 105 : Diagrammes éléments compatibles (Ni- Ba) - élément incompatible (U) montrant le rôle prépondérant joué par la cristallisation fractionnée (C.F) dans l'intrusion de S^{te} Anne d'Auray.

3) Conclusion à l'étude du massif de S^{te} Anne d'Auray:

Ce massif possède de nombreuses affinités (minéralogie, chimie des majeurs, mécanisme de fractionnement, réactions péritectiques) avec les autres plutons hercyniens à cordiérite jusqu'ici étudiés. Cependant son originalité réside dans le fait - (1) que c'est, dans l'hercynien armoricain, l'exemple le plus ancien, - (2) qu'il est situé dans les régions sud-armoricaines et - (3) qu'il diffère des autres cas par des spectres en terres rares plus fractionnés. Cette dernière différence est cependant la seule d'importance pour tout ce magmatisme dont la source ne peut être, vu les nombreux caractères communs, que semblable. En ce sens, il est à même d'apporter de nouvelles contraintes à - (1) la pétrogenèse de cet ensemble plutonique; - (2) la recherche du ou des protolithes à l'origine des différents plutons étudiés.

II : LE BATHOLITE CADOMIEN DE MANCELLIA:

C'est le seul exemple armoricain de granitoïdes à cordiérite n'appartenant pas à l'histoire hercynienne.

1) Localisation, cartographie, âge, minéralogie et conditions de mise en place:

Ce batholite, situé dans la partie Centre-Est du Massif Armoricain, à la limite Ouest du bassin de Paris, forme à lui seul une des grandes unités armoricaines définies par Cogné (1974) : le domaine Mancellien. Il est constitué par un ensemble de plutons de taille variable (Figure 106); le tout dessinant une vaste ellipse de 150 x 90 kms orientée

Est-Ouest (Jonin, 1981). Ces granitoïdes, très riches en enclaves microgrenues sombres (identiques à celles reconnues dans les massifs de Huelgoat et de Brignogan-Plouescat), sont localement recoupés par de petits stocks de leucogranites datés à 525 ± 6 Ma ($t_{Sr} : 0,716 \pm 0,002$; Jonin et Vidal, 1975).

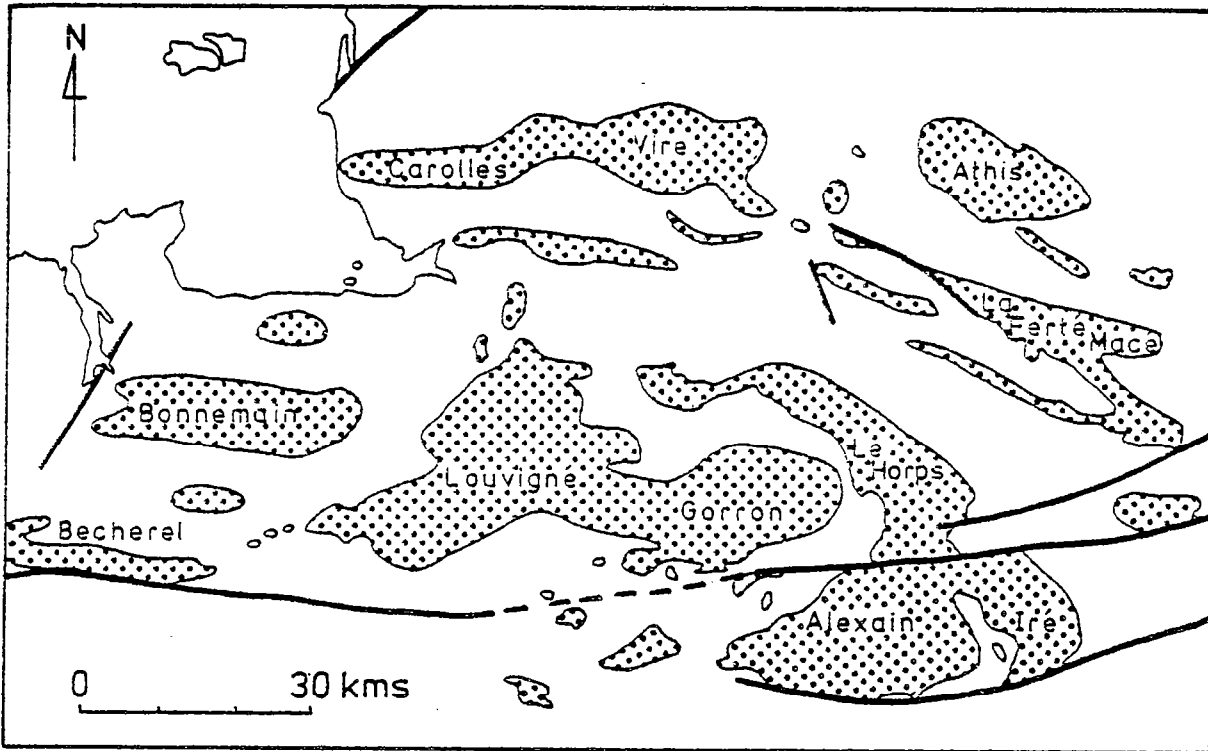


Figure 106 : Principaux massifs constituant le batholite Mancelien (d'après Jonin, 1981).

Quant à la mise en place du batholite proprement dit, si elle a été longtemps controversée (Pasteels, 1970 ; Jonin et Vidal, 1975 ; Pasteels et al., 1982 ; Autran et al., 1983), l'accord se fait aujourd'hui autour d'un âge de 560 ± 20 Ma avec $t_{Sr} = 0,7066$ (Graviou: com. pers.). Du point de vue minéralogique, ce batholite est constitué pour l'essentiel d'une roche isogranulaire à quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné ($An_{40} \rightarrow An_{20}$), biotite, cordiérite, muscovite, silicates d'alumine et minéraux accessoires. Les analyses modales disponibles (59 ; Jonin, 1981) permettent de préciser sa nature : il est constitué pour l'essentiel de granodiorites (Figure 107).

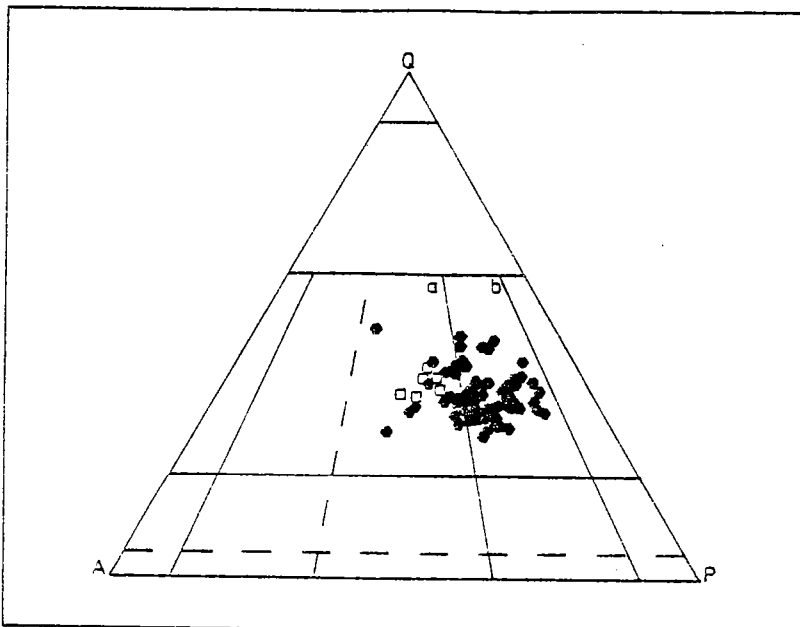


Figure 107 : Analyses modales des granitoïdes du batholite Mancelien (hexagone noir) et des leucogranites intrusifs (carré évidé) reportées dans le diagramme QAP (Streckeisen, 1967). (d'après les données de Jonin, 1981). a : monzogranite ; b : granodiorites.

Trois associations minéralogiques liées par des réactions péritectiques peuvent y être définies - (1): biotite + cordiérite - (2): biotite + (cordiérite) + silicates d'alumine - (3): biotite + (silicates d'alumine) + muscovite. Les conditions physiques de mise en place sont mal connues : Jonin (1981) les définit comme "chaudes" et sous une pression inférieure à 6 kbars. Enfin, remarquons que les cordiérites analysées à la microsonde (Jonin, 1981) ont des compositions chimiques identiques à celles de ces minéraux issus des granitoïdes hercyniens précédemment décrits ($X^{Fe} : 0,43 - 0,50$).

2) Géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares ; mécanisme de fractionnement:

a) Éléments majeurs : Ce sont des roches peralumineuses ($A/CNK : 1,24 \pm 0,20$), à corindon normatif élevé ($3,27 \pm 1,64 \%$) et potassiques ($K_2O/Na_2O : 1,22 \pm 0,17$) qui, en accord avec leurs compositions modales, sont riches en éléments ferromagnésiens ($Fe_2O_3^* + MnO + MgO + TiO_2$ dépassant parfois 8%). Ceci s'accorde avec la composition chimique moyenne en éléments majeurs proposée (Tableau 51) qui, comparée à celles obtenues dans les massifs hercyniens étudiés précédemment, est plus pauvre en SiO_2 . Quant aux écarts types obtenus, ils laissent entrevoir un certain fractionnement magmatique.

	\bar{X}	(σ n)
SiO ₂	69,00	2,66
Al ₂ O ₃	14,86	0,61
Fe ₂ O ₃ *	4,09	1,35
MnO	0,05	0,01
MgO	1,33	0,53
CaO	1,39	0,68
Na ₂ O	3,27	0,38
K ₂ O	3,91	0,38
TiO ₂	0,55	0,21
P ₂ O ₅	(0,35)	(0,15)
P.F.	1,11	0,49
Total	99,93	

Tableau 51 : Composition moyenne en éléments majeurs du batholite Mancellien (nombre d'analyses : 79; \bar{X} : moyenne, σ n : écart type. (P2O₅ : sur seulement 13 analyses.

b) Éléments traces et terres rares : Les analyses disponibles proviennent des travaux de Jonin (1981) et d'Autran et al. (1983). Seules celles d'Autran et al. (1983), effectuées selon la même méthode et dans le même laboratoire que celles des granitoïdes précédemment décrits, sont reportées en annexe (3 analyses). En accord avec leurs caractères chimiques en éléments majeurs, ces roches sont en général plus riches en éléments traces compatibles (Ni, Co, Cr, ...) et plus pauvres en éléments traces incompatibles (Rb, Ta, ...) que les granitoïdes hercyniens jusqu'ici étudiés.

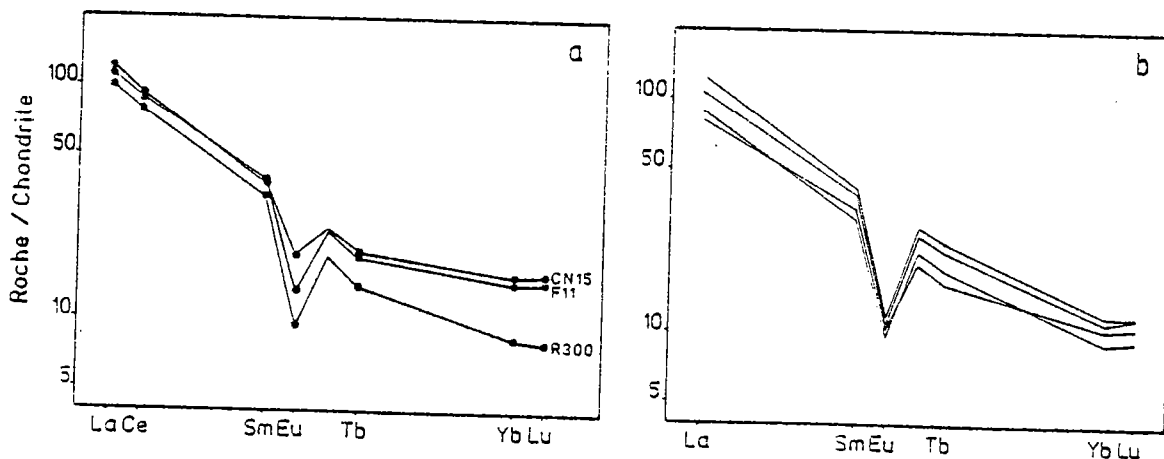


Figure 108 : Spectres en lanthanides des granitoïdes du batholite Mancellien. a : d'après les données de Autran et al., 1983 ; b : d'après les données de Jonin, 1981.

Quel que soit le degré de fractionnement de la roche (SiO_2 compris entre 65,80 % et 70,40 %), leurs spectres en lanthanides (Figure 108 a) sont semblables. Ils sont, aux incertitudes analytiques près, identiques à ceux obtenus par Jonin (1981) (Figure 108 b). Ils se caractérisent par un faible fractionnement (La_N/Yb_N : 11,8 ; 7,9 ; 7,7). Ces spectres sont donc très différents de ceux obtenus pour les granitoïdes de S^{te} Anne d'Auray et de Brignogan-Plouescat. Par contre, ils sont très semblables à ceux analysés dans les intrusions du massif de Huelgoat.

c) Mécanisme de fractionnement magmatique : C'est, d'après Jonin (1981), et en accord avec la disposition des analyses chimiques disponibles reportées dans le diagramme log élément compatible (Co) - log élément incompatible (Rb) (Figure 109), la cristallisation fractionnée.

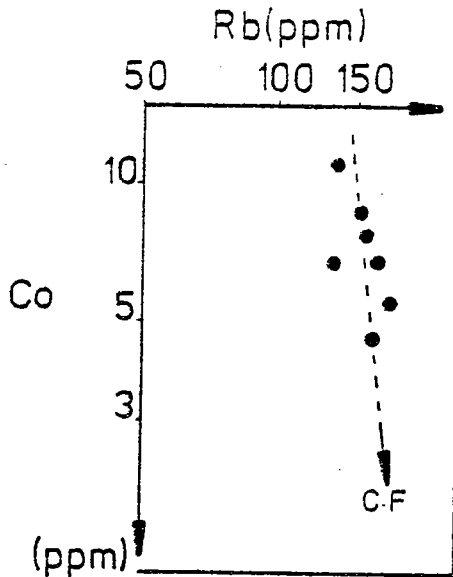


Figure 109 : Diagramme élément compatible (Co) - éléments incompatibles (Rb) montrant le rôle joué par la cristallisation fractionnée (C.F.) dans le batholite Mancellien.

Par contre, le taux de fractionnement de 40% proposé par Jonin (1981) paraît largement excessif. Ceci tient au fait que cet auteur prend en compte dans son hypothèse de différenciation les leucogranites tardifs. Or, rien ne prouve que ces roches soient génétiquement liées aux granodiorites. Un ordre de grandeur du type de celui proposé pour le massif de Huelgoat (15 - 20 %) paraît beaucoup plus raisonnable.

3) Conclusion à l'étude du batholite Mancellien:

Si comme dans les cas précédents, on reconnaît ici encore les principales caractéristiques des granitoïdes peralumineux à cordiérite (minéralogie, fractionnement, réactions péritectiques, enclaves microgrenues sombres, ...), l'originalité de l'étude du batholite Mancellien, outre le fait de remonter les différences au niveau des terres rares, réside principalement dans son âge, et son rapport I_{Sr} (bien que moins bien défini, il est du même ordre de grandeur que ceux des granitoïdes à cordiérite hercyniens). En effet, c'est le seul exemple traité qui ne soit pas lié à l'histoire hercynienne. En ce sens, et bien que des roches si semblables puissent difficilement provenir de sources très distinctes, il pose le problème suivant : les granitoïdes peralumineux à cordiérite cadomiens et hercyniens peuvent-ils être produits à partir d'une même source?

CONCLUSION A LA DEUXIEME PARTIE.

En un premier temps, je rappellerai les principaux caractères des granitoïdes peralumineux à cordiérite. Toutes ces roches (granodiorites - monzogranites) possèdent la ou les mêmes :

- 1 - minéralogie et associations minérales { bt + cd → bt + (cd) + Al₂SiO₅ → bt + (Cd) + (Al₂SiO₅) + Ms }.
- 2 - chimie en éléments majeurs (A/CNK > 1 ; K₂O/Na₂O > 1 ; ...).
- 3 - éléments traces compatibles (Sr, Ba, Ni, ...) et incompatibles (Rb, Ta, Sb, ...).
- 4 - minéraux accessoires contrôlant le fractionnement des terres rares (monazite, xénotime).
- 5 - évolution magmatique (réactions péritectiques, cristallisation fractionnée).
- 6 - minéraux principaux au cumulat (biotite, plagioclase).
- 7 - rapports isotopiques initiaux du strontium (relativement bas: = 0,707).
- 8 - enclaves microgrenues sombres.

Elles se distinguent d'un massif à l'autre uniquement - (1) par leurs conditions physiques de cristallisation (surtout H₂O, fO₂), - (2) par le fractionnement général de leurs spectres en terres rares (pente variable ne pouvant pas être uniquement expliquée par les accessoires) et - (3) par, bien entendu, leurs âges.

A partir de ces constatations, les bases nécessaires à la compréhension globale de ce type plutonique sont désormais établies. En effet, cette étude intègre des ensembles provenant d'orogénèses distinctes (cadomienne - hercynienne) mais aussi, et pour une période orogénique donnée (par exemple l'hercynien), des massifs différents par leurs âges et leurs localisations. Ainsi, durant les temps varisques, ce plutonisme, bien que tardif par rapport aux épisodes paroxismaux de déformation, semble être intimement lié aux principales phases tectonométamorphiques successives :

- au début de l'hercynien, il forme le massif de S^te Anne d'Auray (376 ± 19 Ma) et se situe sur (Matte, 1983, 1986) ou près (Lefort, 1975 ; de Poulpiquet, 1985) de la suture méridionale.
- on le retrouve, lié à la phase bretonne, dans la zone centre armoricaine (Huelgoat : 340 ± 9 Ma).
- à la fin des temps hercyniens, il se manifeste dans les régions Nord, là où les derniers événements orogéniques importants se font encore sentir (Brignogan-Plouescat : 292 ± 15 Ma ; Ile Grande : = 302 ± 15 Ma ; batholite du Sud-Ouest de l'Angleterre : 290 - 280 Ma ; microgranites du Bas-Léon : 292 ± 9 Ma).

Cependant, ce plutonisme si semblable (voir ci-dessus) ne peut pas raisonnablement provenir de sources crustales très distinctes; la différence principale (spectres en terres rares des roches totales plus ou moins fractionnés) pouvant, en effet, être aisément expliquée soit par des taux de fusion différents d'une source semblable, soit par la nature des phases minérales soit par les proportions minéralogiques au résidu distincts (conditions P-T différentes).

Enfin, il est aussi à noter qu'un important magmatisme basique (enclaves microgrenues sombres), parfois de grande ampleur (magmatisme magnésien et potassique : massif de Brignogan - Plouescat) a coexisté avec les liquides granitiques dès les premiers stades de leur évolution conjointe. Ainsi, la diversité des exemples traités et les contraintes apportées (terres rares, caractère crustal, magmatisme basique coexistant) vont permettre à ce stade de l'étude de définir au mieux les conditions de genèse de ce plutonisme particulier (voir introduction générale). Nous essaierons donc, dans la troisième partie de ce travail, de proposer un modèle pétrogénétique.

Vertical text or artifacts on the right edge of the page, possibly a page number or margin indicator.

III PARTIE

TROISIEME PARTIE

GENESE DU PLUTONISME A CORDIERITE A PARTIR D' EXEMPLES ARMORICAINS

L'origine des granitoïdes et la recherche de leurs matériaux sources sont un des axes principaux de l'étude des plutonites. C'est ce qui explique la diversité et le nombre des travaux entrepris (Albuquerque, 1977 ; Fourcade et Allègre, 1981 ; Vidal et al., 1984 ; Martin, 1985, etc...) et des outils disponibles. Ainsi, dès 1927, Shand pose les bases qui permettront la distinction entre les granitoïdes nés de la palingénèse crustale et ceux d'origine plus profonde, voire mantellique.

Par la suite, les critères deviennent de plus en plus précis et font appel à divers outils (minéralogie, chimie, isotopes, etc...). Ce sont principalement les travaux de Chappell et White (1974), Ishihara (1977) et Mac Culloch et Chappell (1982). Dès lors, à l'aide de l'ensemble de ces données, l'origine d'un groupe de plutonites, tels que les granitoïdes à cordiérite armoricains, peut être définie.

Dans ce qui suit, je me propose donc :

- 1 - d'apporter le maximum de contraintes sur l'origine de ces plutonites.
- 2 - de définir la nature et les conditions physiques de la source.
- 3 - de proposer un modèle géochimique, tout d'abord général (type de roche ayant fondu), puis régional (formations géologiques armoricaines susceptibles de produire les granitoïdes à cordiérite).
- 4 - d'en tirer les conséquences géodynamiques.

Cette étude, fondée sur les divers plutons précédemment décrits, prend comme support principal le granite de Huelgoat. Les valeurs obtenues pour les différents modèles (taux de fusion) sont tout d'abord données tels que le calcul les définit, puis discutés en tenant compte des contraintes géologiques et des erreurs analytiques.

CHAPITRE I :

APPORT DES PRINCIPALES CLASSIFICATIONS DES GRANITOÏDES -
 LES MINÉRAUX AU RÉSIDU : CONSÉQUENCES SUR LA NATURE DE LA SOURCE.

Ce chapitre se propose de définir - (1) le type de source susceptible de produire les granitoïdes étudiés (ortho ou paradérivé); - (2) les minéraux principaux restant au résidu lors de la fusion de cette source et - (3) les conditions physiques de fusion.

I : LES PRINCIPALES CLASSIFICATIONS DES GRANITOÏDES:

Tout au long de ce travail, le caractère crustal des matériaux étudiés (granitoïdes à étain : différents des granitoïdes à cuivre- molybdène d'origine profonde; Craig, 1927 ; Boissavy-Vinau, 1979) a été clairement mis en évidence par la typologie des zircons (Figure 110). Il convient maintenant de savoir si la source recherchée est ortho ou paradérivée. A cet égard, les résultats des travaux expérimentaux (Winkler, 1974 ; Von Platen, 1965) et géochimique (Allègre et Ben Othman, 1980) ont permis de montrer qu'il existe certaines corrélations entre le mode de genèse et les classifications des granitoïdes (Chappell et White, 1974 ; Ishihara, 1977 ; Didier et al., 1982 ; Pitcher, 1983).. A cette fin, les classifications de Chappell et White (1974) et d'Ishihara (1977) sont utilisées.

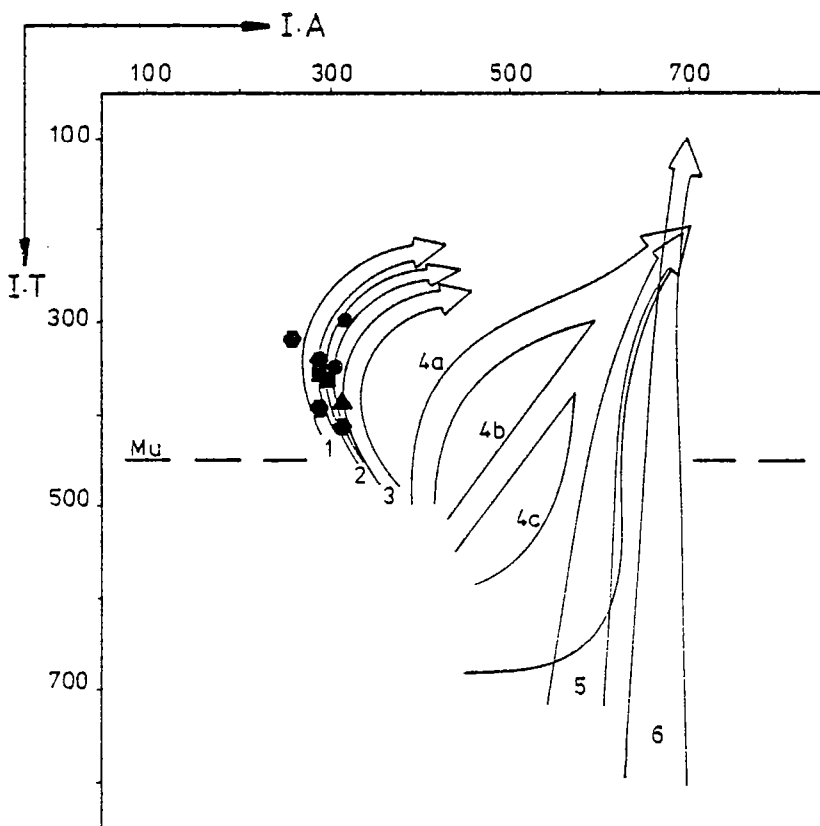


Fig. 110 : Répartition des points moyens des populations de zircons de quelques granitoïdes à cordiérite armoricains dans le diagramme d'évolution proposé par Pupin, 1980 (granite de Hualgoat (hexagone), du Cloître (carré), de La Feuillée (triangle), de Brignogan-Plouescat (rond); 1 à 3 : granites entièrement ou essentiellement d'origine crustale; 4 et 5 : granites d'origine crustale + mantellique (hybrides); 6 : granites d'origine essentiellement ou entièrement mantellique).

1) Classification de Chappell et White (1974) :

A partir de l'étude de l'orogénèse Tasmanienne (=Hercynienne) d'Australie, ces auteurs proposent une classification distinguant les granitoïdes de type S des granitoïdes de type I; les premiers proviendraient de la fusion de sources sédimentaires alors que les seconds résulteraient de la fusion crustale de roches ignées. Plus récemment, White et Chappell (1977), Ishihara (1977), Chappell (1978), Hine et al. (1978), Mac Culloch et Chappell (1982) et White et Chappell (1983) indiquent que si l'origine crustale paradérivée des granitoïdes de type S ne fait aucun doute, par contre, pour expliquer toutes les caractéristiques des granitoïdes de type I (Chimie des majeurs, traces, terres rares, isotopes : Sr - Nd -O), il est souvent nécessaire de faire intervenir le manteau (Allègre et Ben Othman, 1980).

Les principaux caractères distinctifs proposés par Chappell et White (1974), complétés par ceux de divers auteurs (voir revue ci-dessus), sont reportés dans le tableau 52.

	Type I (ou série à magnétite)	Type S (ou série à ilménite)
. Site	. grand complexe intrusif	. petite intrusion
. Type de roche en association et proportion relative	. gabbro-diorite = 15%; granodiorite = 50% granite = 35% . Volcanisme souvent associé	. gabbro-diorite = 2%; granodiorite = 18%; granite = 80% . Volcanisme rarement associé
. Evolution dans le diagramme de Streckeisen (1967).	. Evolution régulière	. Evolution plus irrégulière
. Minéralogie	. Hornblende dominante sur biotite . Muscovite peu importante même dans les roches leucocrate. . Magnétite (Ilménite possible) : 0,1 à 2% du volume . Accessoires : allanite - sphène . Apatite plutôt a fines aiguilles . Pyrite - hématite . Jamais cordiérite, grenat, andalousite, sillimanite.	. Biotite dominante sur hornblende rare. . Muscovite et association à 2 micas commune. . Ilménite (seul) < 0,1% du volume . Accessoires : monazite - cassitérite . Apatite plutôt globuleuse . Pyrrhotite, graphite, pyrite. . Cordiérite, grenat, andalousite, sillimanite communs.
. Enclave	. Enclave microgrenue sombre commune . Pas d'enclave sédimentaire	. Enclave microgrenue sombre rare. . Enclave sédimentaire.
. Minéralisation associée	. Cuivre - molybdène	. Etain - wolfram.
. Caractères chimiques principaux	. Variation régulière des éléments dans les diagrammes oxyde - oxyde. . $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (molaire) < 1,1. . SiO_2 < 65% en général . Na_2O > 3,2% pour des roches leucocrates et > 2,2% pour des roches mélanocrates . Na/K (cations) élevé. . $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ > 0,2. . Norme CIPW : présence de corindon (< 1%) en diopside.	. Variation plus irrégulière des éléments dans les diagrammes oxyde - oxyde. . $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (molaire) > 1,1. . SiO_2 > 65%. . Na_2O < 3,2% pour $K_2O = 5%$ < 2,2% pour $K_2O = 2%$. . Na/K (cations) bas. . $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ bas. . Norme CIPW : présence de corindon (> 1%).
. Fugacité d'oxygène	. Elevée (présence de magnétite)	. Basse (présence d'ilménite).
. Isotope de l'oxygène	. $\delta^{18}O$ compris entre 6 - 10% SMOW	. Enrichi en ^{18}O et $\epsilon^{18}O \geq 10%$ SMOW.
. Isotope du strontium et du néodyme	. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ compris entre 0,704 et 0,706 . Isochrone Rb/Sr régulière . ϵNd varie entre +0,4 et -8,9 pour 1 Sr variant de 0,705 à 0,710.	. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 0,708. . relative dispersion des points. . ϵNd varie entre -6,1 et 9,8 pour 1 Sr variant de 0,709 à 0,718.
. Contexte géotectonique	. Plutôt lié à la subduction.	. Plutôt lié à la collision.

Tableau 52 : Principaux caractères permettant de distinguer les granitoïdes de type I (ou série à magnétite) des granites de type S (ou série à ilménite); d'après les travaux de Chappell et White, 1974 ; Ishihara, 1977 ; Mac Culloch et Chappell, 1982, etc...

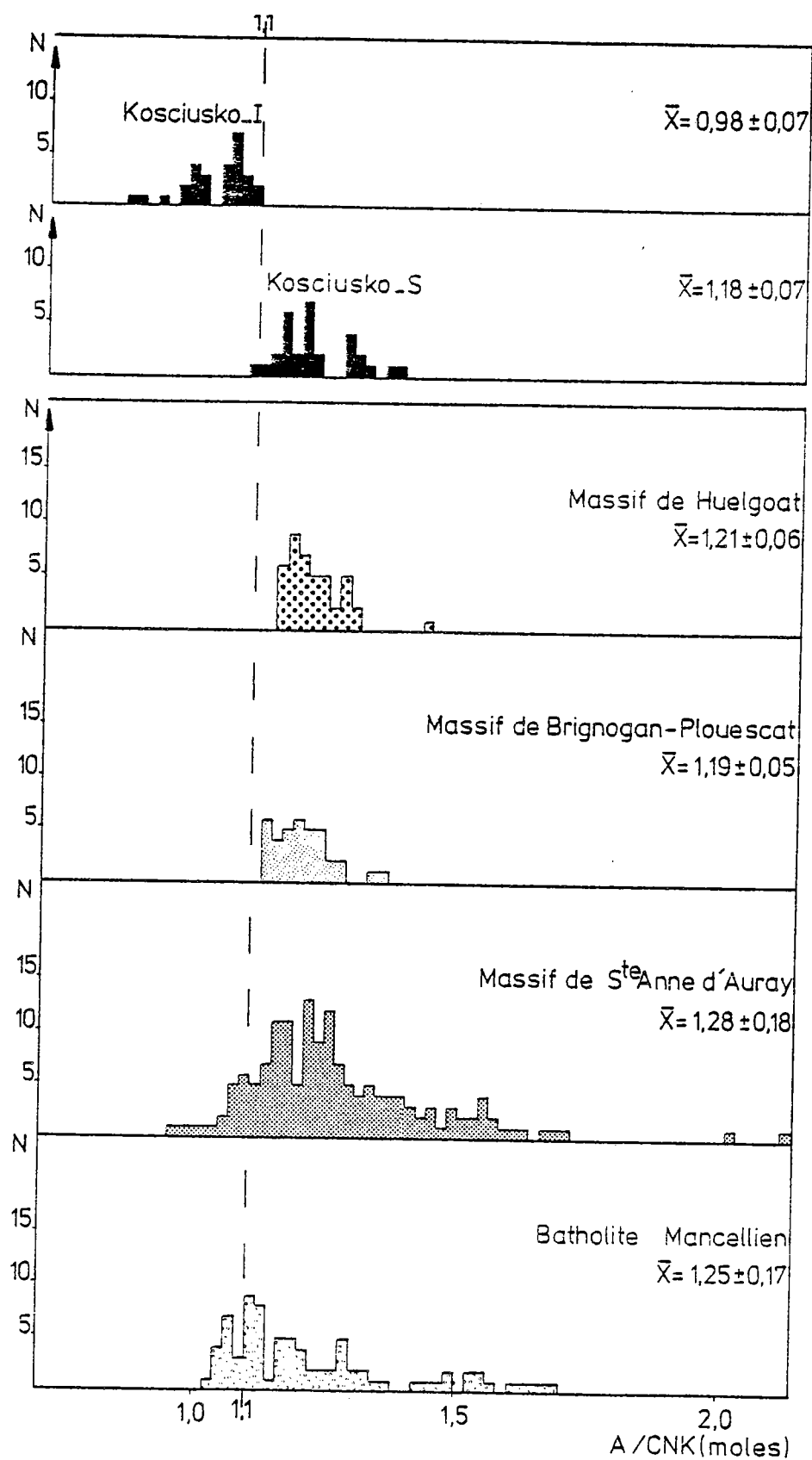


Figure 111 : Histogrammes de fréquence (N : nombre d'analyses) des rapports A/CNK molaires des granites des massifs de Huelgoat, Brignogan-Plouescat, Ste Anne d'Auray et du batholite Mancellien comparés à ceux des granites de types I et S du batholite de Kosciusko (Rine et al., 1978).

Cette classification appliquée à nos exemples démontre en tout point le caractère S des granitoïdes à cordiérite. Ainsi, la minéralogie reconnue (cordiérite, silicate d'alumine, muscovite,...) est celle des granitoïdes de type S et ne montre aucune affinité avec les roches de type I (amphibole, sphène, allanite, ...). De même, dans tous les cas, les rapports A/CNK sont nettement supérieurs à 1,1. Comparées à l'exemple traité par Hine et al. (1978) (batholite de Kosciusko), les plutonites étudiées sont chimiquement proches du type S (Figure 111). C'est, de ce fait, ce que les teneurs en corindon normatif indiquent aussi (Figure 112); tous ces caractères étant interdépendants.

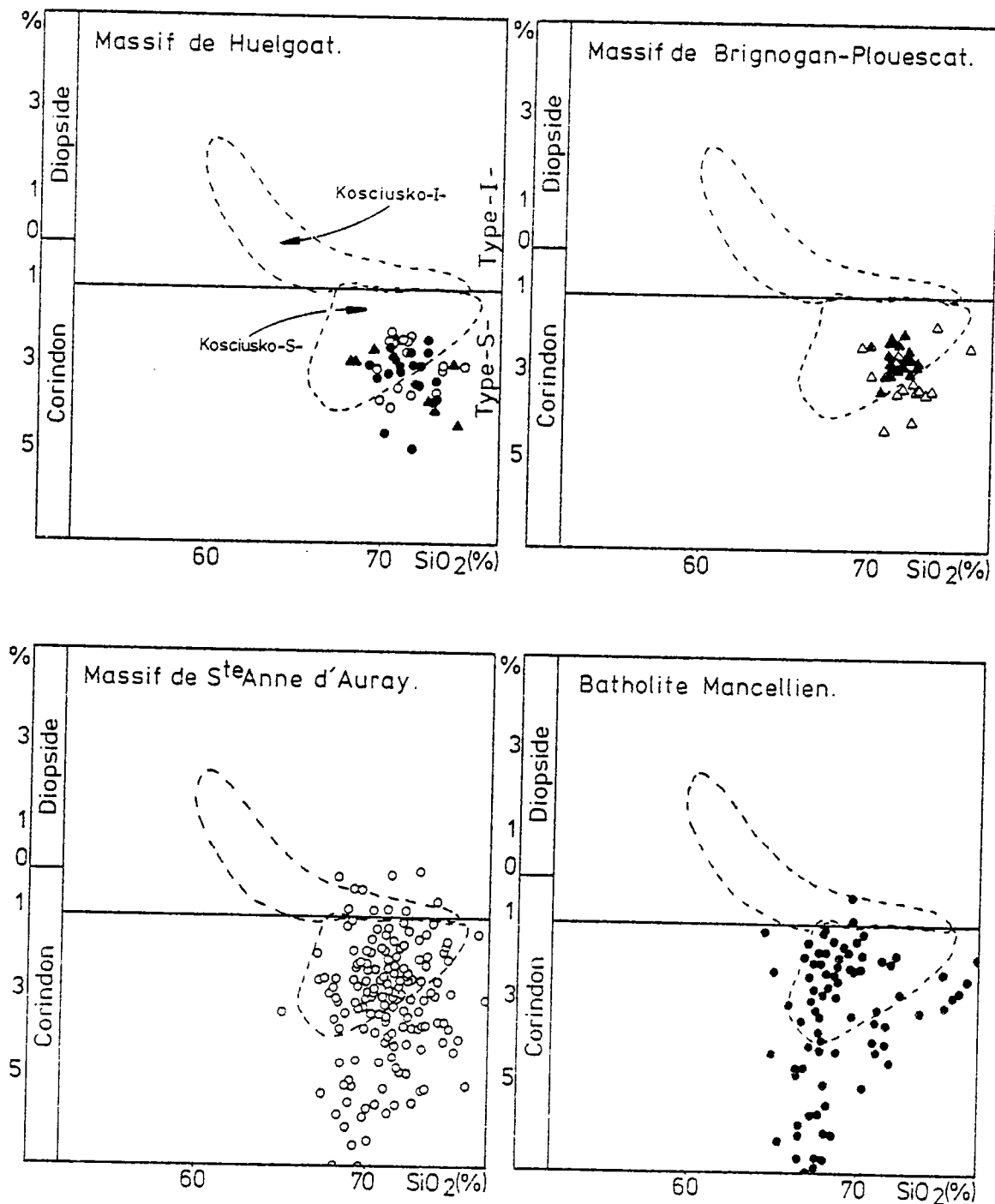


Figure 112 : Pourcentage en corindon normatif des granitoïdes de Huelgoat, Brignogan-Plouescat, Ste Anne d'Auray et de la Mancellia en fonction de SiO_2 montrant le caractère S de ces roches. (Massif de Huelgoat: rond noir - granite de Huelgoat, triangle noir - granite du Cloître, rond évidé - granite de la Feuillée) (Massif de Brignogan-Plouescat : triangle noir - granitoïdes du faciès porphyroïde central à cordiérite, triangle évidé - granitoïdes du faciès de bordure)..

Seuls les rapports isotopiques du strontium ($I_{Sr}=0,707$) sont intermédiaires entre les 2 types avec toutefois une plus forte convergence vers le type S. De cette classification, il ressort que les granitoïdes à cordiérite du Massif Armoricain proviennent pour l'essentiel d'une série crustale paradérivée.

2) Classification d'Ishihara (1977) :

Cet auteur distingue 2 séries de granitoïdes (Figure 113) : la série à ilménite (peu de minéraux opaques et ilménite seule) et la série à magnétite (minéraux opaques plus nombreux et ilménite + magnétite), respectivement équivalentes aux types S et I de Chappel et White (1974). Tous les granitoïdes à cordiérite étudiés contiennent peu de minéraux opaques ($< 0,3\%$). Il s'agit toujours d'ilménite. Ils sont donc tout à fait du type des granitoïdes de la série à ilménite d'Ishihara (1977) et ce d'autant plus qu'ils appartiennent au groupe des granitoïdes à étain. Cette classification confirme donc en tout point le caractère crustal paradérivé des granitoïdes à cordiérite du Massif Armoricain.

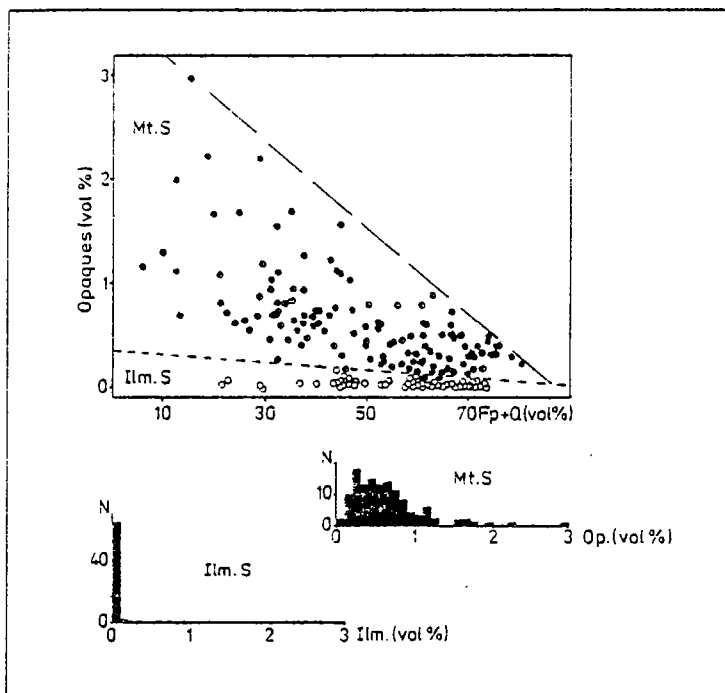


Figure 113 : Diagramme montrant la différence de proportion entre minéraux opaques entre la série à ilménite (Ilm. S) et la série à magnétite (Mt. S), d'après les données de Ishihara, 1977. (rond noir : granitoïdes de la série à magnétite; rond évidé : granitoïdes de la série à ilménite).

3) Conclusion :

Les granitoïdes à cordiérite armoricains se classent tous parmi les plutonites d'origine crustale (zircons, étain). La source de telles roches (type S, série à ilménite) est à rechercher principalement dans les séries paradérivées; le caractère alumineux des granitoïdes produits impliquant aussi pour la source d'être riche en Al_2O_3 . Remarquons à ce sujet que la fusion de matériaux orthodérivés (orthogneiss granodioritique), parfois évoquée pour produire les granitoïdes crustaux (Vitrac et al., 1975 ; Duthou, 1977 ; Miller, 1985) ne peut en aucun cas être retenue ici. En effet, il semble peu probable de produire des granitoïdes petalumineux (Al_2O_3 étant compatible) à partir de matériaux l'étant peu ou pas (un simple calcul montre que la valeur maximale en Al_2O_3 d'un liquide produit pour 30-40% de fusion à partir d'une composition moyenne d'orthogneiss granodioritique est de 6%).

II : MINÉRAUX AU RÉSIDU ; CONSÉQUENCES SUR LA NATURE DE LA SOURCE:

Avant d'aborder un modèle géochimique expliquant la production des granitoïdes à cordiérite, il convient de connaître les principaux minéraux au résidu et les conditions physiques de la source (faciès métamorphique).

1) Minéraux au résidu:

Les métasédiments alumineux les plus répandus dont peuvent provenir les granitoïdes à cordiérites sont les pélites. Ceux-ci, suivant le faciès métamorphique qu'ils ont subi, possèdent une minéralogie variable (présence ou non de grenat, par exemple). Les travaux expérimentaux de Green (1976) indiquent que la fusion de matériaux de composition pélitique donnant les granitoïdes de type S est réalisée dans les conditions où la biotite est encore stable; le résidu de fusion étant alors à plagioclase, biotite, sillimanite, (quartz) et suivant les cas à cordiérite, cordiérite + grenat, grenat. Pour la suite du modèle, le fait le plus important est de savoir si le grenat est ou non au résidu. En effet, la cordiérite et la sillimanite contiennent peu d'éléments traces (en particulier peu de terres rares) et ne sont donc pas susceptibles de modifier fondamentalement le modèle proposé.

La présence ou non de grenat au résidu couplée à celles de la biotite et du plagioclase va être testée graphiquement à partir de 3 éléments traces : Rb - Sr - Sc. C'est le diagramme $Cs/Ci = f \cdot D$ qui est utilisé (Cs : concentration d'un élément trace i dans le solide source; Ci : concentration de ce même élément trace i dans le liquide primaire supposé représenter le magma parent de l'objet étudié; D : coefficient global de distribution de cet élément i entre minéraux et liquide en équilibre). Ainsi, lorsqu'on reporte dans ce type de diagramme les rapports Cs/Ci de divers éléments traces et leurs coefficients de distribution respectifs, un modèle de fusion partielle est possible, dans l'intervalle où l'équation de Shaw (1970) est définie, si on obtient une droite passant par les points de coordonnées (i, i) . En effet, pour l'équation $Ci = Cs/D + (1-D)$ lorsque $D=1$, $Cs/Ci=1$. Dans ce type de représentation largement décrit récemment par Fourcade (1981), la pente de la droite ainsi définie représente $(1-F)$ et l'intersection de son ordonnée à l'origine caractérise le taux de fusion F (Figure 114).

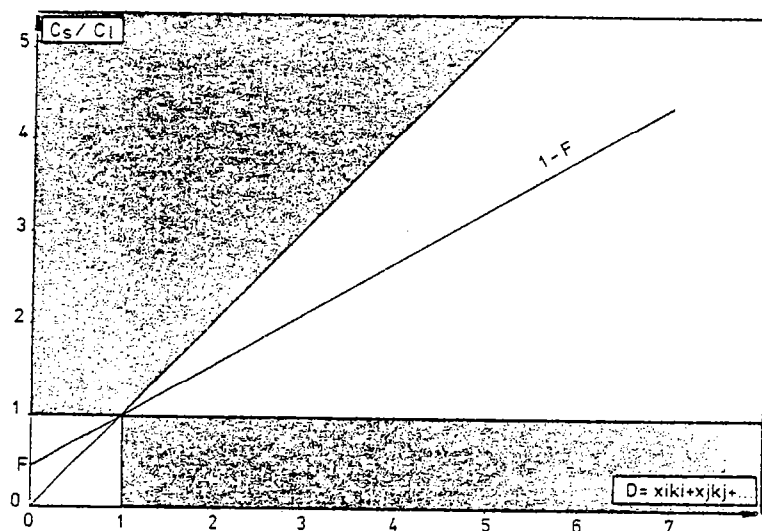


Figure 114 : Diagramme $Cs/Ci = f \cdot D$ permettant de tester la fusion partielle (zone grisée : conditions où le modèle n'est pas vérifié; F : taux de fusion; pente de la droite : $1-F$).

Comme composition de la source en éléments traces, c'est la moyenne des shales proposées par Turekian et Wedepohl (1961) (Tableau 53) qui est utilisée.

Cs	Rb	Ba	Sr	Sc	Co	Ni	Cr	U	Hf	Zr	Ta
5,0	140	580	300	13	19	68	90	3,7	2,8	160	0,80

Tableau 53 : Composition moyenne des shales en éléments traces proposée par Turekian et Wedepohl (1961).

Quant au magma parent, il est représenté par l'échantillon 82.33, liquide primaire du granite de Huelgoat. Les coefficients de partage retenus sont transcrits dans le tableau 54. Les résultats obtenus sont reportés dans la figure 115. Le rôle joué par la biotite comme minéral entrant au résidu est montré par Rb. Cependant, Sc indique que le mica noir ne peut pas intervenir à lui seul, le grenat devant aussi être au résidu (la cordiérite ne contient pas de Sc : K^m/RT : 0,15). Enfin, Sr souligne aussi que le plagioclase est une phase résiduelle. Il apparaît donc au moins que le plagioclase, la biotite et le grenat sont au résidu. Remarquons, d'une part, que c'est le type de résidu que retient Fourcade (1981) pour produire ses granitoïdes de type S (avec de plus une faible proportion de quartz : < 10%) et, d'autre part, que le

	Biotite	Grenat	Plagioclase	Feldspath potassique	Opaque
Sc	1,1 (a)	27,6 (a)	0,065 (a)	0,05	-
Cr	17,0 (a)	17,5 (a)	0,05 (a)	-	-
Co	25,2 (a)	9,0 (a)	0,05 (a)	0,38	(26) (e)
Ni	(10,23) (f)	(1,0) (g)	-	-	(20,0) (g)
Ba	6,36 (c)	0,003 (a)	0,31 (a)	6,12 (c)	-
Rb	3,26 (b)	0,0085 (c)	0,041 (b)	0,366 (d)	-
Sr	0,12 (b)	0,015 (c)	4,4 (b)	3,87 (c)	-

Tableau 54 : Coefficients de partage et de distribution ($K^{m/RT}$) utilisés pour les différents calculs (a : Turekian et Wedepohl, 1961 ; b : Haskin et al., 1968 ; c : Hanson, 1980 ; d : Arth et Hanson, 1975 ; e : Mahood et Hildreth, 1983 ; f : $K^{m/RT} = 32.33$; g : valeurs extrapolées. (Ni comportement proche de Mg et rayon ionique identique).

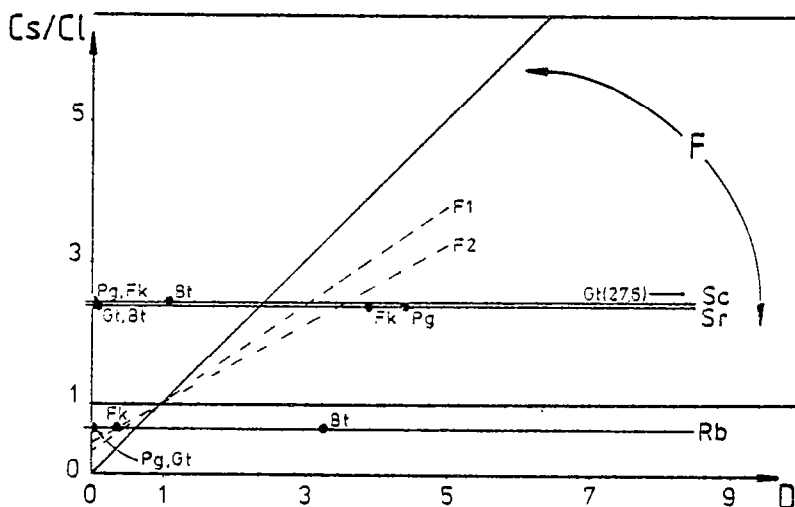


Figure 115 : Diagramme $Cs/Cl = fD$ montrant les rôles joués par le grenat, la biotite et la plagioclase dans la constitution des résidus de fusion à l'origine des granitoïdes à cordiérite type Hueigoat (possibilité aussi d'avoir du feldspath potassique; (Cs : composition moyenne des shales d'après Turekian et Wedepohl, 1961 ; Cl : ech. 82.33).

feldspath potassique ne peut pas totalement être exclu (faible proportion). Cependant, une 2ème remarque s'impose : la présence de grenat au résidu est à même d'expliquer les spectres en terres rares plus ou moins fractionnés des plutons étudiés (figure 116) soit par une proportion de ce minéral au résidu différente, soit par des taux de fusion de la source métasédimentaire alumineuse distincts. Ajoutons enfin qu'à ce résidu ne peuvent être totalement exclus le spinelle et les minéraux accessoires.

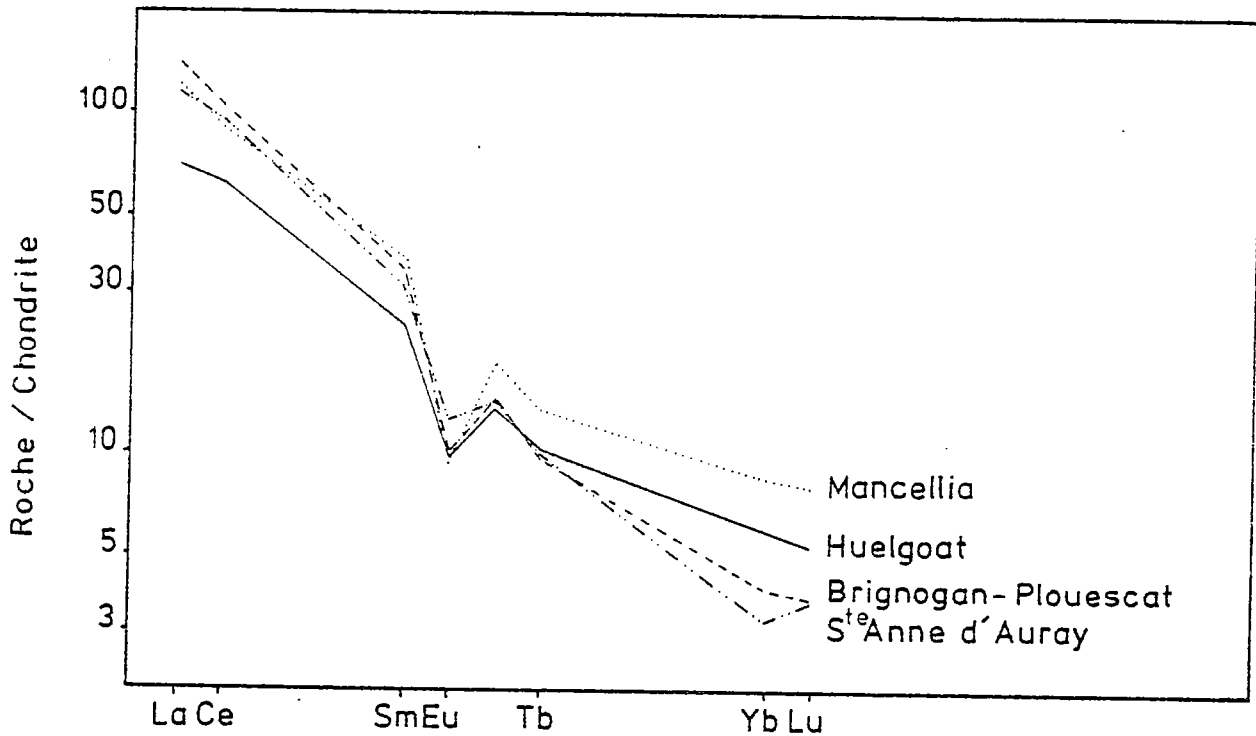


Figure 116 : Variation du fractionnement des terres rares des granitoïdes à cordiérite étudiés laissant prévoir le rôle joué par le grenat dans les sources (Mancellia : CN 15 ; Huelgoat : 82.206 ; Brignogan-Plouescat : 83.74 ; S^{te} Anne d'Auray : 2996).

2) Conséquences sur la nature de la source:

L'existence de biotite-grenat-plagioclase au résidu reflète, dans le cadre où peu de réactions péritectiques interviennent, la présence de ces minéraux dans les roches sources. Reste donc à savoir pour définir au mieux cette source si d'une part le grenat était associé à de la cordiérite et d'autre part, si la muscovite ou le feldspath potassique étaient dans l'association initiale. En effet, à partir de là, le faciès métamorphique des roches pélitiques peut être défini (granulite ou amphibolite de grade élevé). Les travaux expérimentaux de Green (1976) permettent de trancher. Cet auteur indique que la production des granitoïdes à cordiérite et/ou grenat est réalisée à partir de matériaux pélitiques alumineux ($\approx 5\% \text{ H}_2\text{O}$; A/CNK : 1,53) à 780-820°C pour 7-10 kbars. De plus, il souligne que la genèse des granitoïdes à cordiérite a lieu, en règle générale, à des profondeurs inférieures à 25 kms. En supposant un gradient géothermique d'environ 0,3 kbars par km, on obtient une pression inférieure à 7,5 kbars. Dans ces conditions, la cordiérite est stable et coexiste avec le grenat (Winkler, 1974). De plus, le feldspath potassique est alors seul en équilibre avec les minéraux précédemment définis. La source recherchée, comme le montre la figure 117a, est donc en faciès granulite de basse pression à pression intermédiaire. L'association minéralogique est alors à plagioclase, biotite, cordiérite, grenat, feldspath potassique, quartz, minéraux accessoires et éventuellement sillimanite (réaction entre muscovite et quartz), disthène, voire spinelle (Figure 117b). Il s'agit donc d'une source de nature khondalito-kinzigitique. A ce niveau, et avant tout modèle, se pose le problème de l'appauvrissement des roches issues du faciès granulite (surtout évoqué par les moyennes et hautes pressions) en certains éléments traces (K, Rb, Ba, U, Th, ...); idée largement développée après les travaux de Lambert et Heier (1968). Cependant, les études synthétiques récentes

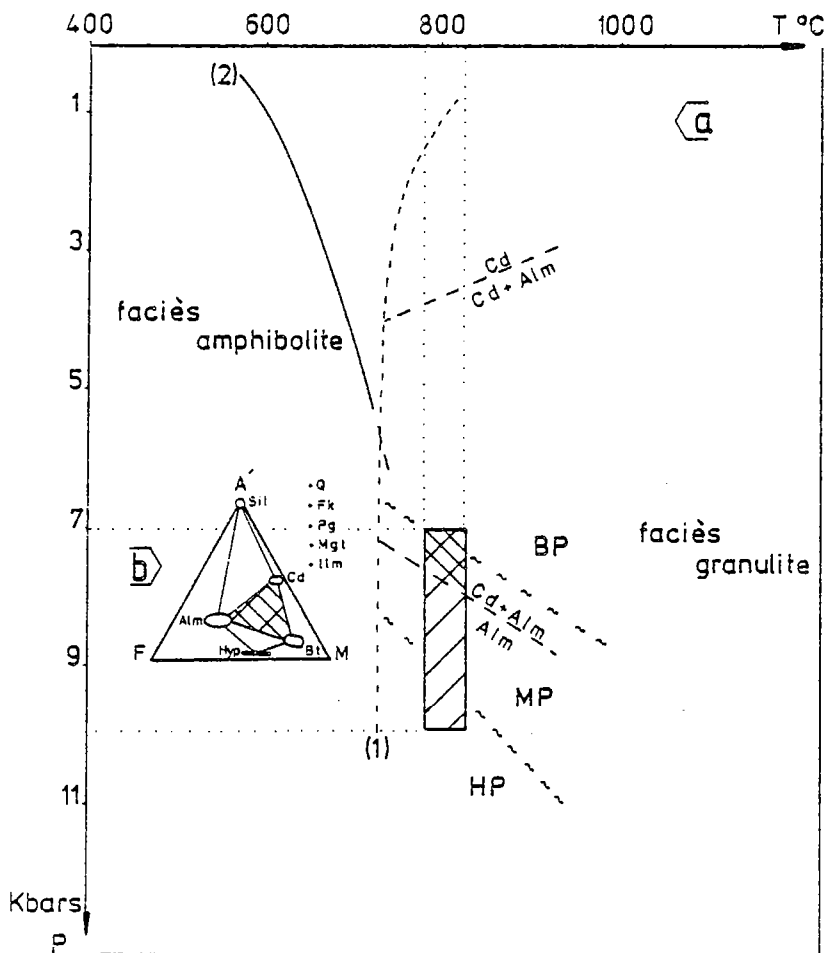


Figure 117 : Définition des associations minérales dans la source des granitoïdes à cordiérite. a : définition à partir d'un diagramme P-T (d'après Winkler, 1974 ; Marchand, 1974) - zone hachurée zone de production des granitoïdes de type S à cordiérite et grenat d'après Green, 1976 ; zone doublement hachurée zone de production des granitoïdes à cordiérite seule d'après Green, 1976. (1) anatexie maximum; (2) réaction : $[muscovite + quartz] \rightarrow [orthose + Al_2SiO_5]$. b : association définie à partir de a reportée dans le diagramme A'FM (Winkler, 1974 d'après Reinhardt, 1968).

(Convert, 1981 ; Barbey, 1982) indiquent qu'il ne s'agit pas d'un cas général et que cet appauvrissement apparent est beaucoup plus dû à la nature initiale des matériaux analysés (ortho-paradérivés).

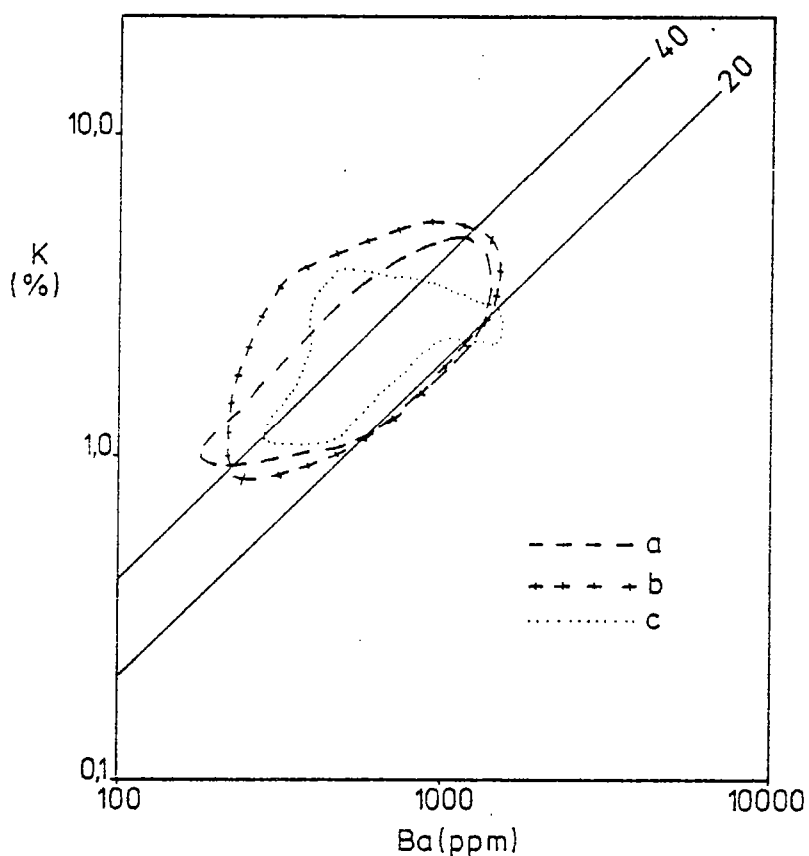


Figure 118 : Diagramme Ba (ppm) K (%) indiquant le caractère chimique identique des sédiments quel que soit le degré métamorphique (d'après Barbey, 1982). a : métasédiments du faciès granulite. b : métasédiments jusqu'au faciès amphibolite. c : métasédiments.

A titre d'exemples, sont reportés dans les figures 118 et 119, d'une part les teneurs en K-Ba de métasédiments issus de divers faciès métamorphiques et d'autre part les spectres en terres rares des diverses moyennes de shales et de grauwaques comparés à ceux de sédiments équivalents mais en faciès granulite.

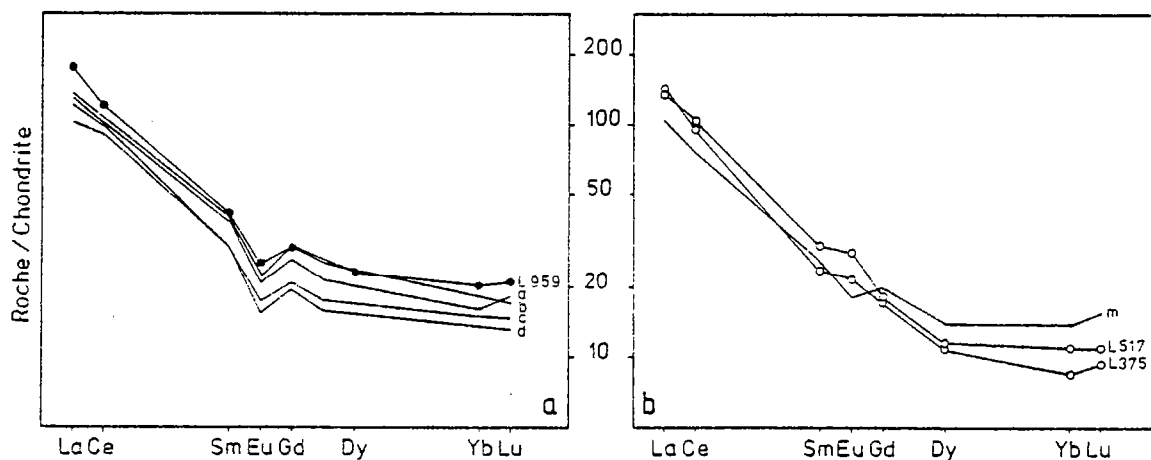


Figure 119 : Comparaison entre les spectres en lanthanides. (a) : de shales - L 959 : métasédiment kondalito-kinzigitique de Laponie (Barbey, com. pers.); a : moyenne des shales européens (ES) (in Taylor et Mac Lennan, 1985); b : moyenne des shales proposée par Piper (1974); c : moyenne des shales continentaux nord-américains (NASC) (in Taylor et Mac Lennan, 1985). (b) de grauwaques - L 517 et L 375 : grauwaques en faciès granulite de Laponie (Barbey; com. pers.). m : moyenne de 17 grauwaques extraits de Handbook of Geochemistry; Wedepohl, 1969, 1974.

Il apparaît ainsi qu'une moyenne de sédiments pélagiques peut être directement utilisée pour modéliser la fusion partielle produisant les granitoïdes à cordiérite.

III : CONCLUSION:

Elle se résume en 4 points principaux :

- 1 - Les granitoïdes à cordiérite (type S; Chappell et White, 1974) proviennent de la fusion de métasédiments alumineux en faciès granulite de basse pression (série khondalico-kinzigitique).
- 2 - Le résidu de fusion recherché est principalement composé, outre les minéraux accessoires, de plagioclase, de biotite et de grenat, auxquels peut être ajouté en faible proportion, soit du quartz, soit du feldspath potassique.
- 3 - Les variations de fractionnement des terres rares des diverses roches étudiées peuvent être expliquées par le grenat.
- 4 - Une moyenne de shales peut directement être utilisée puisque l'appauvrissement en certains éléments traces des roches en faciès granulite est loin d'être aussi systématique qu'on le croyait, il y a quelques années.

CHAPITRE II :

MODELE GEOCHIMIQUE DE FUSION - CAS GENERAL.

Le modèle est bâti tout d'abord à partir du granite de Huelgoat, en utilisant comme source une composition moyenne de shale. Ensuite, la fusion sera modélisée à partir des minéraux et des terres rares, puis contrôlé par d'autres éléments traces (Rb, Ba, Ni, Sr, Sc, Cr et Co) et par les éléments majeurs. Enfin, la place des autres granitoïdes à cordiérite au sein de ce modèle sera discutée à travers le rôle joué par le grenat.

I : MODELE DE FUSION:

1) Choix d'une composition moyenne de shales:

La littérature fournit de nombreuses compositions moyennes en terres rares pour les shales; les principales étant PAAS, NASC, ES (voir revue dans Taylor et Mac Lennan, 1985) et celle proposée par Piper (1974) (Tableau 55).

	PASS *	NASC *	ES *	Piper (1974)
La	38	32	41,1	41
Ce	80	73	81,3	81
Sm	5,6	5,7	7,3	7,5
Eu	1,1	1,24	1,52	1,61
Tb	0,77	0,85	1,05	1,23
Yb	2,8	3,1	3,29	3,53
Lu	0,43	0,48	0,58	0,61

Tableau 55 : Composition moyenne en terres rares de diverses moyennes de shales (* extrait de Taylor et Mac Lennan 1985); PAAS : Shales d'Australie post-archéens (Nance et Taylor, 1976) ; NASC : Shales continentaux Nord-américains (Haskin, 1968); ES : Shales européens (d'après Taylor et Mac Lennan, 1985 à partir des données de Haskin et Haskin, 1966) ; Piper 1974 : Composition moyenne de shale d'après les données disponibles d'Amérique du Nord, d'Europe, d'URSS.

Les concentrations de ces diverses moyennes sont analogues. Nous utiliserons la moyenne proposée par Piper (1974) qui a l'avantage de recouvrir une plus grande superficie d'échantillonnage et un nombre d'analyses plus important. Pour les autres éléments traces, c'est la moyenne, déjà citée, proposée par Turekian et Wedepohl (1961) qui servira au calcul. Pour les éléments majeurs, les moyennes retenues sont plus variables, surtout en CaO. A titre d'exemple, 3 compositions types sont reportées dans le tableau 56.

	1	2	3
SiO ₂	62,8	62,0	61,6
Al ₂ O ₃	18,9	18,0	18,3
FeO*	6,5	7,1	7,4
MnO	0,11	-	0,13
MgO	2,2	2,9	2,7
CaO	1,3	3,6	4,2
Na ₂ O	1,2	1,5	1,1
K ₂ O	3,7	3,8	3,4
TiO ₂	1,0	0,8	1,0
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,22

Tableau 56 : Composition en éléments majeurs de 3 moyennes de shales. (1) d'après Taylor et Mac Lennan (1985) ; (2) : d'après Clarke (1924); (3): d'après Krauskopf (1967).

Quant aux minéraux, la détermination du faciès métamorphique reconnu permet de rechercher une composition parmi les roches khondalito-kinzigitiques. Bien que la minéralogie soit différente selon l'intensité du faciès granulite (+ cordiérite, + grenat), une composition type, à partir des données de la littérature (Marchand, 1974 ; Barbey, 1982 ; etc...), peut cependant être proposée (Tableau 57).

	Gamme de variation (%)	Composition moyenne (%)
Quartz	10 - 20	14
Feldspath potassique	15 - 20	17,5
Plagioclase	45 - 50	48
Biotite	10 - 20	14,5
Grenat	3 - 5	4
Cordiérite	0,5 - 1,0	1
Apatite	≈ 0,5	
Ilménite	≈ 0,5	tr
Accessoires	≈ 0,1	

Tableau 57 : Gamme de variation et composition moyenne des sédiments alumineux en faciès granulite de basse pression à pression intermédiaire (d'après les travaux de Marchand, 1974 et Barbey, 1982).

2) Test de fusion d'une roche khondalito-kinzigitique:

a) Les minéraux : En prenant comme base de travail la composition minéralogique moyenne proposée ci-dessus pour la source, il apparaît que le passage par fusion partielle à l'équilibre (Shaw, 1970) de celle-ci à une roche minéralogiquement proche du liquide primaire du granite de Huelgoat (éch: 82.33) est réalisé par un taux de fusion de l'ordre de 63%. Le résidu, que chimiquement nous pouvons définir, est alors principalement composé de biotite, plagioclase, grenat auxquels s'ajoutent en plus faibles proportions du feldspath potassique, de l'apatite, de l'ilménite et des minéraux accessoires (zircon, monazite, xénotime) (Tableau 58).

Tableau 58 : Composition minéralogique (%) du liquide et du résidu produits à partir d'une source khondalito-kinzigitique pour $F = 63\%$ comparée à celle obtenue dans l'échantillon 82.33 (* : 0,07% zircon; 0,02% monazite; 0,01% xénotime).

	Echantillon : 82.33	Liquide produit pour $F = 63\%$	Résidu produit pour $F = 63\%$
Quartz	22,3	22,1	-
Feldspath K	27,0	26,8	1,4
Plagioclase	38,1	37,7	65,6
Biotite	11,9	11,3	19,0
Grenat	-	-	10,6
Cordiérite	0,7	1,1	1,5
Apatite	tr	0,1	-
Ilménite	tr	0,2	1,3
Accessoires	tr	0,1	0,1*

Ce taux de fusion élevé est apparemment en contradiction avec les données sur le seuil critique de viscosité des magmas. En effet, dès 35% de fusion, les liquides produits doivent quitter leurs régions sources et migrer au travers de la croûte (Brun, 1981). Cependant, les travaux expérimentaux de Vielzeuf et Holloway (1986) sur la fusion de matériaux pélitiques (850-900°C ; 6-10 kbars) montrent que, pour une très faible augmentation de température, le taux de fusion passe de façon très rapide d'environ 10% à des valeurs supérieures à 40%. Remarquons que ce taux de fusion (≈ 60%) est celui retenu par Gil Iburguchi et al. (1984) pour produire les granitoïdes à cordiérite de Galice (Massif de Muxia). Enfin, l'apport nécessaire de température provoquant ces taux de fusion élevés peut être expliqué par l'intervention de magmas basiques chauds. Dès lors, la majorité de la roche source fond en masse et l'ensemble du liquide produit migre

à travers la croûte continentale en une seule fois; les restites de fusion étant alors intégrées à l'ensemble (du fait de la migration importante des magmas et de la densité plus élevée de ces restites, celles-ci ne sont pas visibles et se concentrent dans les zones de racines des plutons). Ce taux de fusion ($\approx 60\%$) permettant la production des granitoïdes à cordiérite du Massif Armoricain est donc retenu.

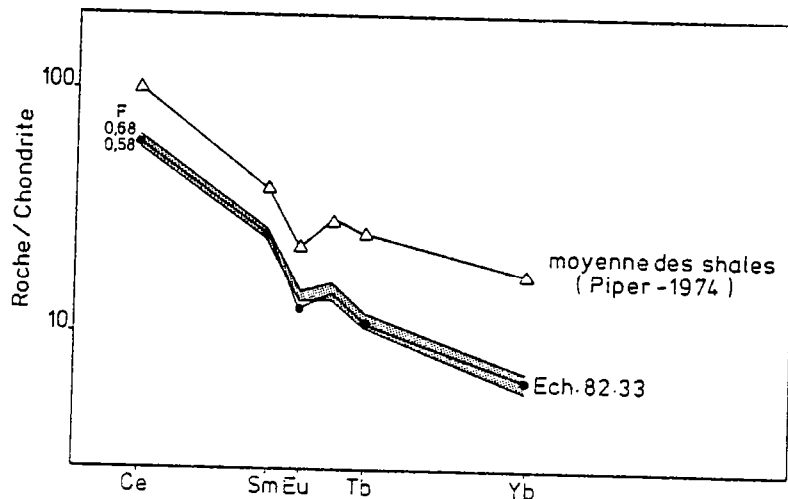
b) Les terres rares : Le premier contrôle effectué concerne le groupe des lanthanides. Les coefficients de partage utilisés sont ceux mentionnés antérieurement (modèle de cristallisation fractionnée). En prenant comme base un taux de fusion de $63 \pm 5\%$ (fourchette d'incertitude due aux erreurs faites sur les analyses modales), la résolution de l'équation de Shaw (1970) pour les diverses terres rares utilisées (Ce, Sm, Eu, Tb, Yb) indique la bonne accordance entre le modèle et l'analyse de l'échantillon 82.33 (magma parent du granite de Huelgoat) (Tableau 59).

Tableau 59 : Concentrations en terres rares (ppm) des modèles théoriques ($F = 58\%$, 63% , 68%) calculés à partir de la moyenne des shales proposée par Piper (1974) et comparées à celle obtenue dans l'échantillon 82.33.

	Echantillon 82.33	Liquide produit pour		
		F = 58 %	F = 63 %	F = 68 %
Ce	49,5	45,8	48,3	51,1
Sm	4,87	4,65	4,87	5,11
Eu	0,85	0,98	1,03	1,08
Tb	0,50	0,51	0,55	0,59
Yb	1,28	1,15	1,25	1,37

Seul, Eu n'est pas tout à fait concordant. Cependant, l'erreur ne dépasse pas de beaucoup 10% ; ce qui rend le modèle tout à fait acceptable (Figure 120). Les terres rares confirment donc le modèle proposé (taux de fusion de métasédiments alumineux en faciès granulite $\approx 60\%$).

Figure 120 : Modèle de fusion, à partir des terres rares d'un shale ($F = 58\%-68\%$) permettant de produire le magma parent du granite de Huelgoat.



c) Les autres éléments traces : A partir des précédentes données ($68\% \leq F \leq 58\%$), le contrôle du modèle est effectué à partir d'autres éléments traces dont on connaît relativement bien les coefficients de partage ou de distribution (Rb - Ba - Ni - Sr - Sc - Cr - Co). C'est le diagramme $Cs/Cl = f D$, précédemment décrit, qui est utilisé. En effet, à partir de celui-ci, il est possible de comparer les concentrations théoriques obtenues dans la source à la moyenne des shales proposée par Turekian et Wedesphol (1961). Ainsi, pour les différents éléments traces considérés, le coefficient global de distribution D est calculé connaissant les proportions relatives des minéraux au résidu (Tableau 58) et leurs coefficients de partage (Tableau 54). Les taux de fusion précédemment évalués sont reportés graphiquement (Figure 121). Ainsi, sont obtenues des gammes de valeurs pour les différents rapports Cs/Cl . Connaissant Cl (éch: 82.33), on obtient alors des compositions théoriques pour la source que l'on peut comparer à celles

des shales (Figure 122). De ces résultats, il ressort que si, pour Cr, Sc et Ba, l'accordance est bonne ($|T-A| < 10\%$), pour Co, Rb et Sr, relativement bonne, par contre, pour Ni, il n'en est rien. Cependant, le modèle proposé ne peut pas, à ce niveau, être remis en cause. En effet, les différences peuvent provenir soit des coefficients de partage non appropriés, soit de la composition minéralogique du résidu qui n'est pas tout à fait équivalente à celle définie (erreurs sur les analyses modales), soit qu'il existe entre le magma parent et l'échantillon 82.33 une légère différence au niveau de ces éléments traces, soit que les enclaves microgrenues sombres incluses dans les granitoïdes (magmas basiques) aient joué un rôle (mélange), soit une combinaison des 4 précédentes contraintes.

Figure 121 : Diagramme $Cs/Cl = fD$ permettant de contrôler le modèle de fusion de shale ($F : 53\%-68\%$) à partir des éléments traces.

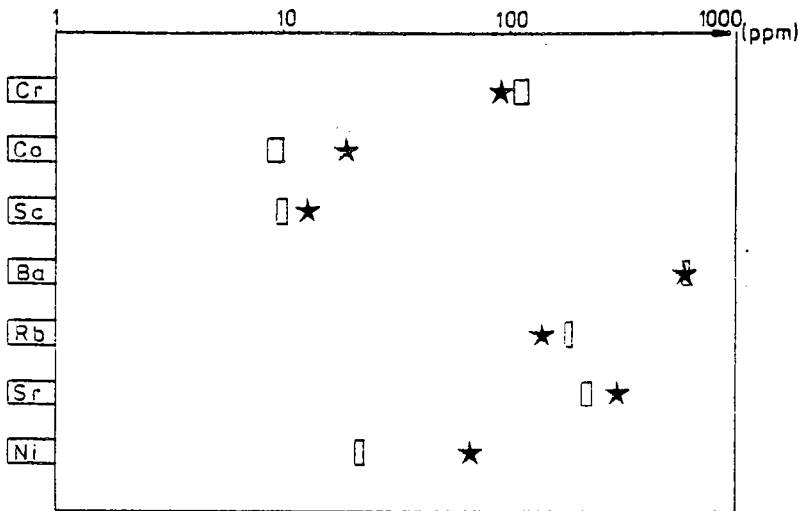
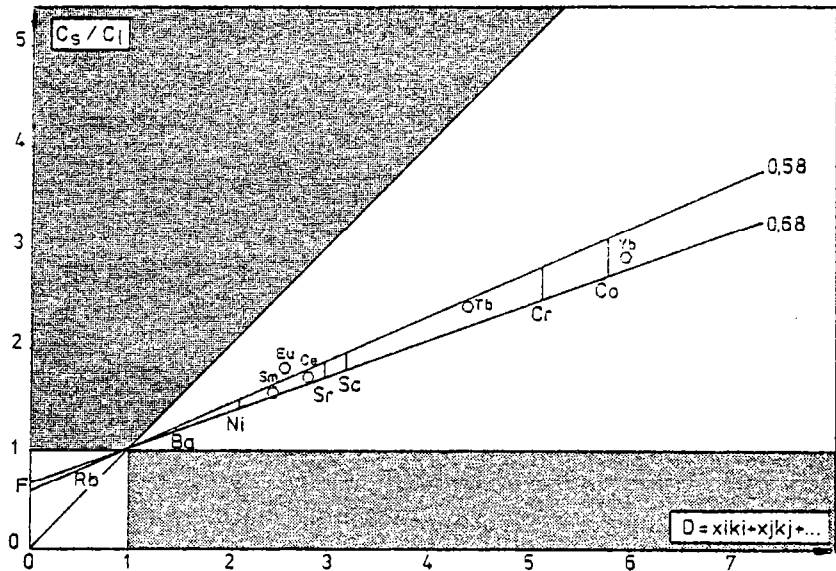


Figure 122 : Comparaison, pour quelques éléments traces, entre la composition théorique type pour la source (rectangle blanc) permettant de produire les granitoïdes de type Huelgoat et la moyenne des shales (étoile noire) proposée par Turekian et Wedepohl (1961).

d) Les éléments majeurs : Connaissant - (1) le taux de fusion ($\approx 63\%$) du modèle, - (2) les proportions des phases minérales constituant le résidu et - (3) les teneurs en éléments majeurs du magma parent (proche de l'échantillon 82.33), la composition théorique de la source peut être calculée (les compositions chimiques des minéraux au résidu sont reportées dans le tableau 60).

Tableau 60 : Composition chimique des minéraux servant au calcul des teneurs en éléments majeurs du résidu théorique (A: terme le plus basique d'un plagioclase zoné des granitoïdes à cordiérite; B et C: termes moyens des associations biotite-grenat-cordiérite (extraits de Barbey, 1982) connus en faciès granulite.

	Plagioclase (A)	Biotite (B)	Grenat (C)
SiO ₂	60,5	36,2	37,1
Al ₂ O ₃	25,9	16,5	22,6
FeO	tr	12,9	33,8
MgO	tr	13,9	6,5
CaO	6,4	-	0,7
Na ₂ O	6,8	-	-
K ₂ O	0,2	8,9	-
TiO ₂	tr	4,3	tr

Les résultats sont transcrits dans le tableau 61. Il apparaît que si pour SiO₂, Al₂O₃, CaO, K₂O et P₂O₅, la source calculée se situe dans le gamme de variation des shales, on observe par contre une divergence au niveau du fer et du sodium; celle-ci pouvant être expliquée d'une part de la même façon que dans le cas des éléments traces et d'autre part par le choix de la composition du plagioclase. Remarquons aussi que cette composition théorique calculée est proche de celle choisie par Green (1976) pour ses travaux expérimentaux (Tableau 61). Donc, aux incertitudes près, les éléments majeurs confirment le modèle avancé à partir des données minéralogiques.

	Echantillon 82.33	Pour F = 63 %		Composition type Shale *	Liquide expérimental de Green (1976)
		Résidu calculé	Source calculée		
SiO ₂	71,9	51,8	64,5	61,1 - 63,7	64,0
Al ₂ O ₃	15,9	23,0	18,5	17,9 - 19,2	18,1
Fe ₂ O ₃ *+MnO	2,2	7,8	4,3	7,4 - 8,2	6,8
MgO	1,1	3,4	1,9	2,2 - 2,9	2,1
CaO	0,9	5,1	2,5	1,3 - 4,2	2,8
Na ₂ O	3,3	4,5	3,8	1,1 - 1,5	1,7
K ₂ O	4,2	2,0	3,4	3,4 - 3,8	3,7
TiO ₂	0,3	1,8	0,9	0,8 - 1,0	0,8
P ₂ O ₅	0,2	0,6	0,2	0,2 - 0,2	nd

Tableau 61 : Composition en éléments majeurs (base anhydre ramené à 100%) de l'échantillon 82.33 (magma parent), du résidu calculé pour F=63% et de la source théorique (F=63%) comparée à celles des shales (*: d'après Clarke, 1924 ; Kranskopf, 1967 ; Taylor et Mc Lennan, 1985) et à celle du liquide expérimental utilisée par Green (1976).

e) Conclusion : La production des granitoïdes à cordiérite type Huelgoat s'accorde avec la fusion de métasédiments alumineux en faciès granulite de basse pression à pression intermédiaire (série khondalito-kinzigitique) et ce, pour un taux de fusion élevé de l'ordre de 60%. En effet, aux incertitudes analytiques près, il existe une bonne concordance (mode, majeurs, traces et terres rares) entre le modèle théorique et les données analytiques.

II - CAS DES AUTRES GRANITOÏDES A CORDIERITE ETUDIÉS : ROLE DU GRENAT:

Le précédent modèle rend compte d'une façon générale de la production des granitoïdes à cordiérite de type Huelgoat. Il convient donc maintenant de replacer par rapport à celui-ci les autres ensembles à cordiérite étudiés qui, vues les nombreuses analogies entre tous ces termes, ne peuvent pas dériver de sources fondamentalement distinctes. Cependant, les spectres en terres rares obtenus dans les autres granitoïdes à cordiérite font apparaître des

fractionnements très différents les uns des autres et aussi par rapport à ceux du granite de Huelgoat; surtout au niveau des terres rares lourdes (Figure 123). Ceci traduit le rôle prépondérant du grenat que nous savons être dans ce type de roche, et pour une source donnée, au résidu. Deux hypothèses permettent de les expliquer :

1 - les proportions de grenat dans la source sont distincts d'un massif à l'autre et de ce fait dans le résidu; ce qui implique alors des sources légèrement différentes.

2 - la composition de la source est constante et ce sont les taux de fusion qui varient.

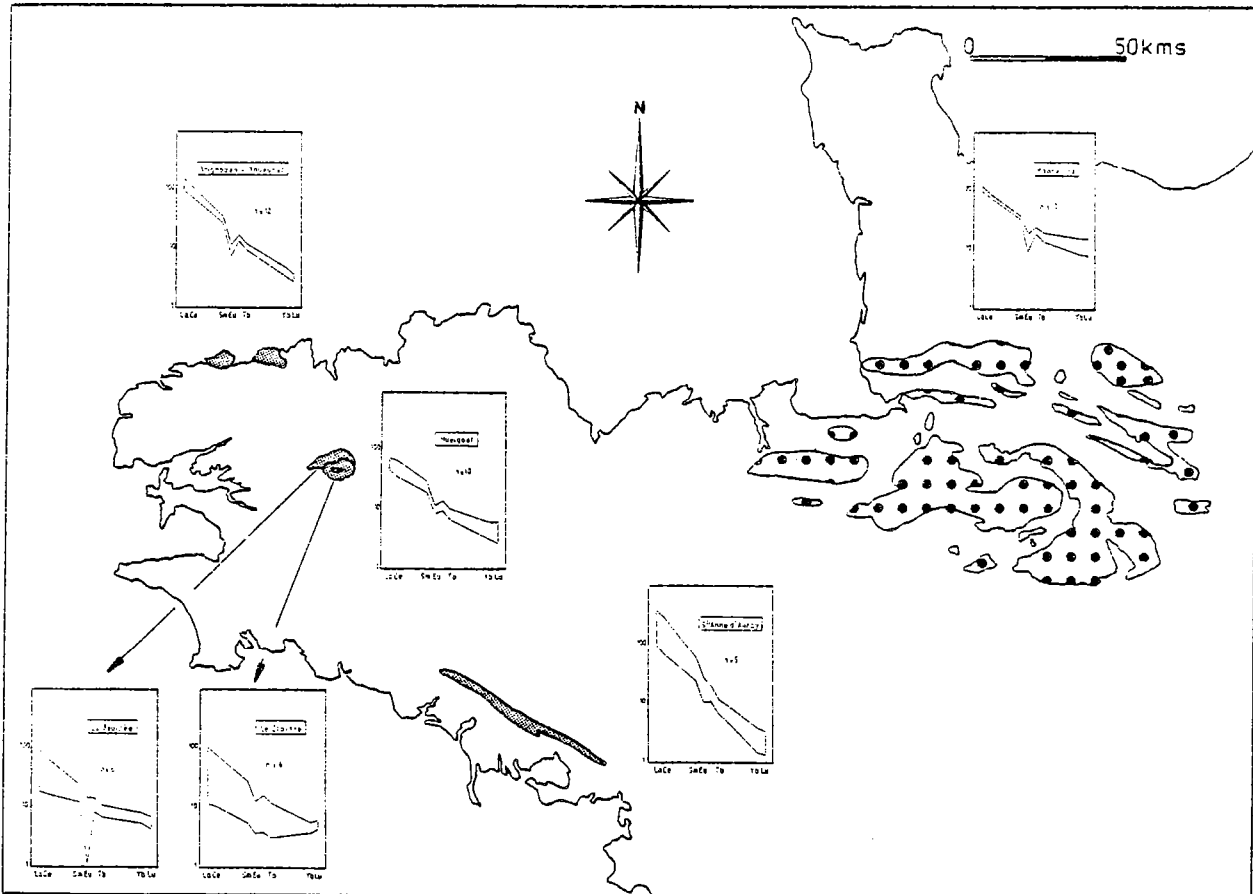


Figure 123 : Spectres en terres rares des granitoïdes à cordiérite du Massif Armoricain replacés dans leurs localités.

De nombreux indices vont dans le sens de la seconde hypothèse. Tout d'abord de façon théorique, à partir de la moyenne des shales (Piper, 1974) et en supposant 100% de grenat au résidu, on s'aperçoit que les taux de fusion peuvent contrôler à eux seuls l'enrichissement et l'appauvrissement des liquides produits respectivement en terres rares légères et en terres rares lourdes (Figure 124). Rappelons aussi que, dans un diagramme élément compatible - élément incompatible et pour une source donnée, plus le taux de fusion est faible et plus le liquide produit est éloigné de la composition source et inversement (Figure 125). Pour les granitoïdes étudiés, dans le cas où tous proviennent de la même source, il apparaît que qualitativement et comparée à l'intrusion de Huelgoat, les granites de Brignogan-Plouescat et de S^{te} Anne d'Auray doivent être produits à plus faible taux de fusion et donc se trouver dans

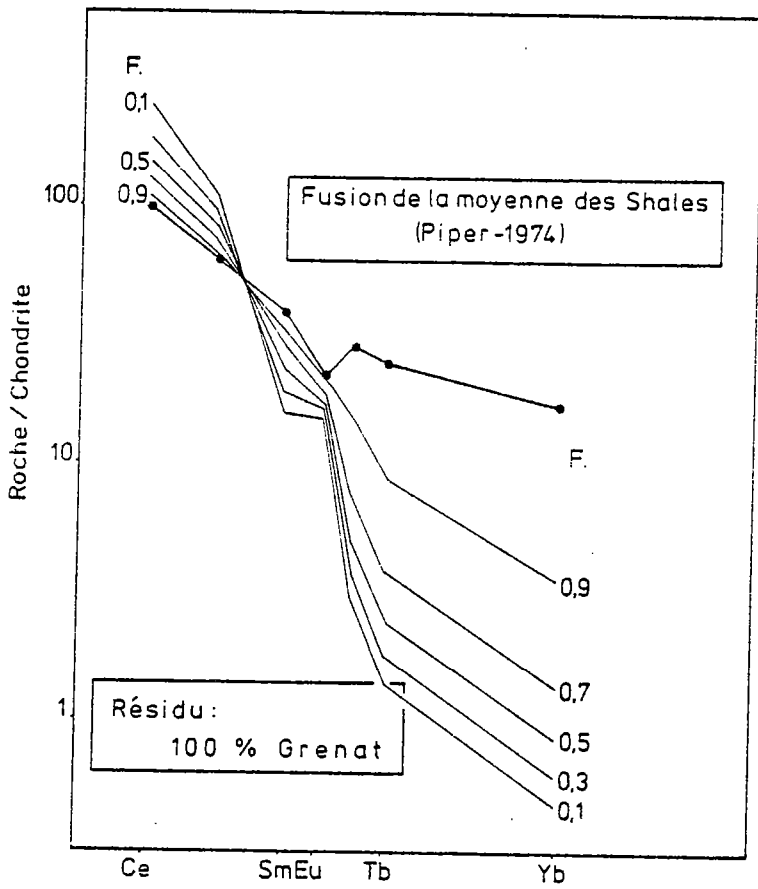


Figure 124 : Modèle théorique de fusion partielle d'un shale (rond noir) à partir des terres rares lorsque le résidu est composé de 100% de grenat (F variant de 0,1 à 0,9).

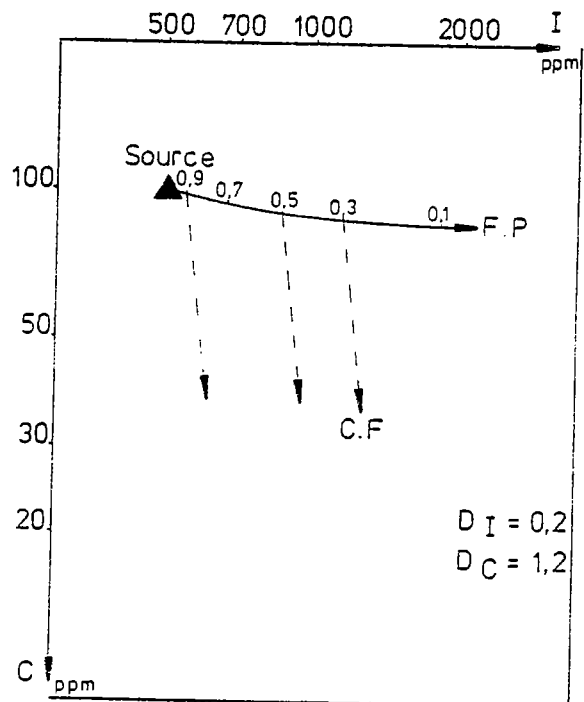


Figure 125 : Modèle théorique, à partir d'un élément compatible C et d'un élément incompatible I, de fusion partielle d'une source donnée ($C = 100$, $I = 500$) où $D_I = 0,2$ et $D_C = 1,2$ (F variant de 0,1 à 0,9).

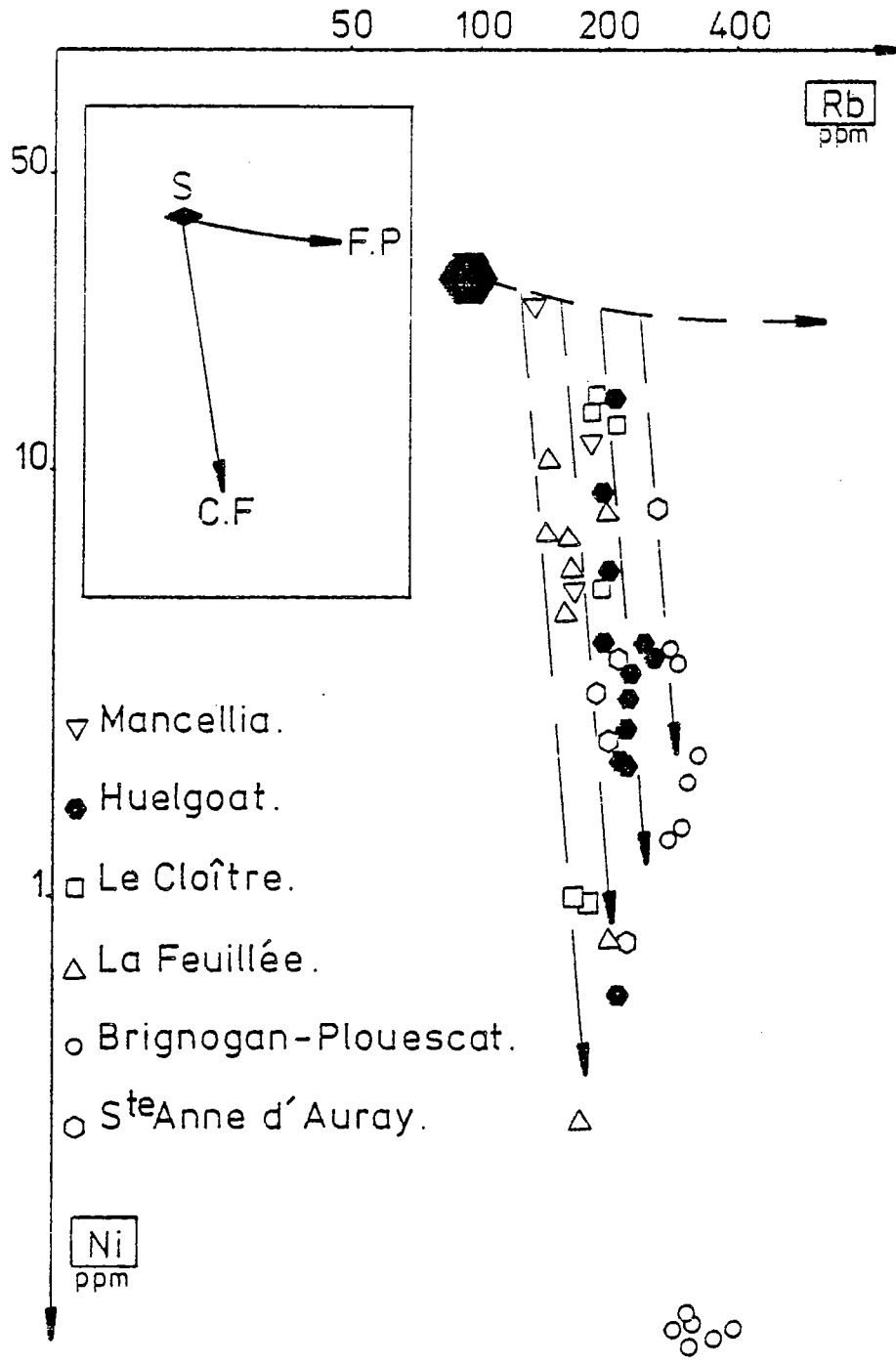


Figure 126 : Diagramme élément compatible Ni, élément incompatible Rb montrant qu'à partir d'une source théorique donnée (grand hexagone), les différents magmas parents des granitoïdes à cordiérite armoricaines peuvent être produit à des taux de fusion légèrement différents.

un diagramme élément compatible - élément incompatible à droite de la lignée de Huelgoat. De même, les granitoïdes de Mancellia, de La Feuillée et du Cloître doivent dans ce diagramme se trouver à gauche de la lignée de Huelgoat. C'est ce que l'on observe, aux incertitudes analytiques près, dans le diagramme élément incompatible Rb - éléments compatibles Ni (Figure 126). Il apparaît donc que l'hypothèse - source unique et taux de fusion variables - rend compte de l'ensemble des variations géochimiques observées au sein du plutonisme à cordiérite armoricain. Cette solution, qui a le mérite d'expliquer la production de l'ensemble de ces granitoïdes (à caractères minéralogiques et chimiques semblables) à partir d'une source "unique", est donc retenue. Remarquons enfin que les taux de fusion nécessaires sont toujours très élevés (> 50%).

III : CONCLUSION AU MODELE GENERAL DE FUSION:

La fusion de métasédiments alumineux (type shale) dans le faciès granulite de basse pression à pression intermédiaire est le mécanisme le plus approprié pour expliquer la genèse des granites à cordiérite type Huelgoat et contraindre l'ensemble des données minéralogiques et chimiques disponibles (majeurs, traces, terres rares). Le taux de fusion requis est toujours élevé ($\approx 60\%$) et le résidu principalement à biotite, plagioclase et grenat. Remarquons à ce sujet que la fusion de grauwackes parfois évoquée (Miller, 1985) est, dans ce cas, peu réaliste puisqu'en général ce type de roche est peu alumineux (A/CNK compris entre 0,86 et 0,93 pour SiO₂ compris entre 56 et 68%; d'après Taylor et Mac Lennan, 1985).

Suite à l'étude du rôle joué par le grenat, il apparaît aussi que l'ensemble des granitoïdes à cordiérite armoricains est susceptible de provenir de ce type de source et ce, pour des taux de fusion variables, mais toujours élevés (> 50%). A ce stade, l'intervention des magmas "basiques" (enclaves microgrenues sombres) supposée par les forts taux de fusion trouvés ne peut pas être clairement mise en évidence.

Reste donc, d'une part, à reconnaître régionalement ce type de source et, d'autre part, à évoquer le problème de ce magmatisme "basique" qui en règle générale est associé au plutonisme à cordiérite.

CHAPITRE III : MODELE GEOCHIMIQUE DE FUSION - CAS REGIONAL.

Après une revue des différentes séries sédimentaires régionales connues et susceptibles, en un premier temps, de produire les granitoïdes à cordiérite type Huelgoat (terme employé désormais de façon générale pour l'ensemble granitoïdes à cordiérite du Massif Armoricain), le meilleur candidat local sera défini. Puis, la discussion sur l'interaction possible des magmas basiques dans la genèse de ces roches sera abordée principalement à travers les données isotopiques. A la suite de quoi, en guise de conclusion, un modèle pétrogénétique sera proposé.

1 : LES FORMATIONS METASEDIMENTAIRES ANTE-PERMIENNES SUSCEPTIBLES DE PRODUIRE LE PLUTONISME A CORDIERITE DANS LE MASSIF ARMORICAIN:

Celles-ci sont d'un façon synthétique au nombre de 3 :

- 1 - les paragneiss et micaschistes icartiens.
- 2 - les métasédiments briovériens que l'on peut subdiviser en 2 groupes :
 - a) celui que l'on trouve le plus souvent à l'affleurement, et
 - b) celui que l'on observe très localement et qui représente les parties les plus profondes de cet ensemble.
- 3 - les sédiments paléozoïques.

En un premier temps, je montrerai rapidement pourquoi telle ou telle formation ne peut pas être retenue comme candidate pour la source recherchée; ceci afin de ne garder que le cas le plus favorable - ce dernier étant alors plus longuement développé.

1) Les formations armoricaines n'étant pas susceptibles de représenter la source recherchée :

a) Les paragneiss et micaschistes icartiens (Cotentin et Trégor) : Ces unités, peu abondantes, sont très localisées dans le Massif Armoricain (Figure 127). Celles-ci, principalement pour des raisons isotopiques, ne peuvent en aucun cas produire les granitoïdes à cordiérite type Huelgoat. En effet, il y a ≈ 2 milliards d'années, la constitution isotopique du manteau en strontium était d'environ 0,703 (Auvray, 1979 ; Vidal, 1980). En supposant cette valeur minimale pour ce type de formation, la droite d'évolution isotopique passe autour de 0,740 ($^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$) à 340 Ma. On est donc très loin de celle obtenue pour le granite de Huelgoat ($I_{\text{Sr}} \approx 0,707$).

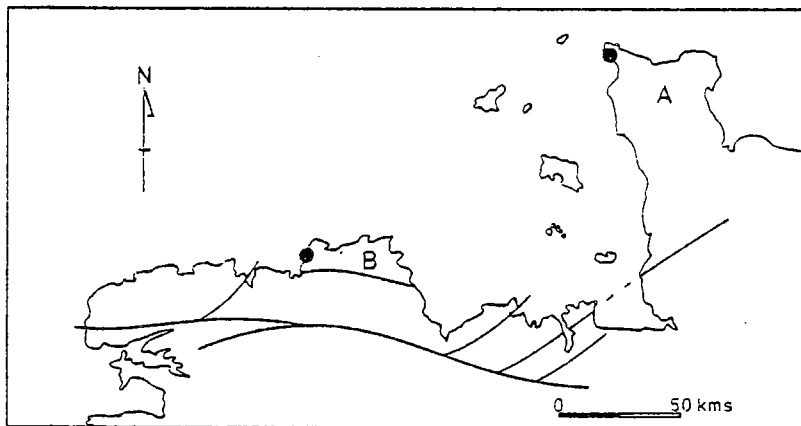


Figure 127 : Localisation (rond noir) des 2 roches paradérivées d'âge protérozoïque ancien (≈ 2000 Ma), étudiées dans le cadre de la recherche de la source régionale des granitoïdes peralumineux à cordiérite du Massif Armoricain (France). A : presqu'île du Cotentin. B : région du Trégor.

b) Les métasédiments briovériens affleurants: Ils représentent - (1) plus de 90% du briovérien total reconnu et - (2) une grande majorité des formations armoricaines (Figure 128).

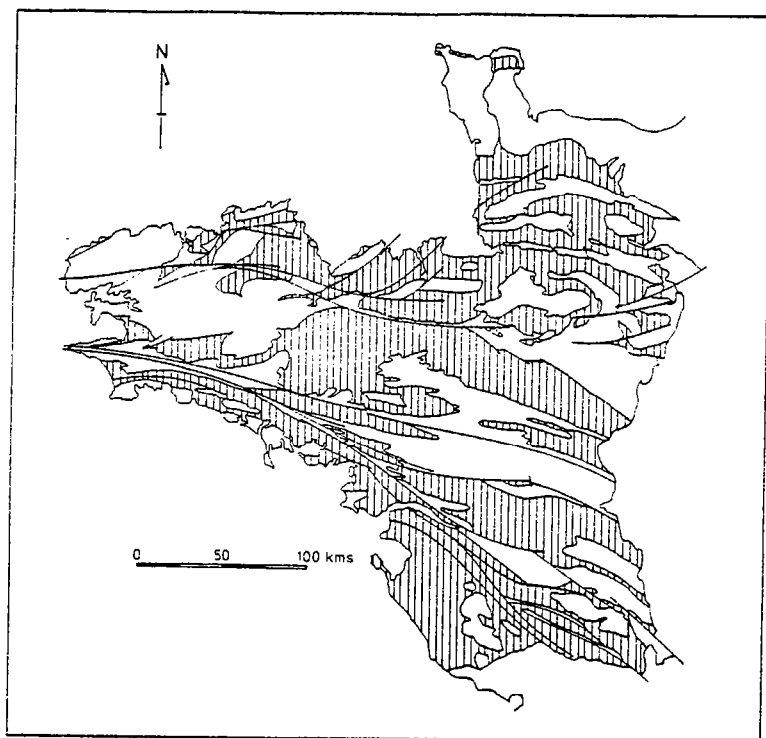


Figure 128 : Esquisse cartographique simplifiée des principales formations rattachées au Briovérien (métasédiments, paragneiss, volcanosédiments, migmatites) du Massif Armoricain (zone hachurée) (d'après Cogné, 1974).

Ces unités se caractérisent chimiquement par des très faibles teneurs en CaO ($\approx 0,28$; Tableau 62). Ces dernières rendent impossible l'hypothèse de produire les granitoïdes à cordiérite type Huelgoat à partir de ces formations. En effet, dans le cadre de cette hypothèse, il apparaît que, partant du résidu précédemment calculé, les taux de fusion ne peuvent pas être inférieurs à 95%; les liquides alors produits étant chimiquement très différents de celui précédemment décrit. Rappelons que la source recherchée et le magma parent produit doivent d'après le modèle ($F = 63\%$) posséder respectivement au moins 2% et environ 1% de CaO.

Tableau 62 : Compositions moyennes des analyses chimiques du briovérien affleurant suivant 4 coupes et moyenne générale (d'après Chantraine et al., 1983).

	Coupe Sérent (69 éch.)	Coupe Janzé (75 éch.)	Coupe Mayenne (103 éch.)	Coupe Normandie (123 éch.)	Moyenne générale (370 éch.)
SiO ₂	69,50	67,78	67,40	66,20	67,72
Al ₂ O ₃	14,20	14,15	15,20	15,90	14,86
Fe ₂ O ₃ *	7,00	6,66	5,96	6,09	6,43
MnO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04
MgO	1,50	1,62	1,84	1,52	1,65
CaO	0,05	0,63	0,20	0,22	0,28
Na ₂ O	0,83	0,94	1,53	2,24	1,79
K ₂ O	2,20	2,55	2,74	2,95	2,61
TiO ₂	0,74	0,74	0,74	0,71	0,74
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,12	0,11	0,12
P.F.	3,30	4,42	3,65	3,49	3,72
Total	99,58	99,65	99,41	99,47	99,56
Ba	381	381	429	465	414
Cr	125	126	125	118	123
Ni	39	26	28	19	28
Sr	57	110	96	84	87
Zr	156	132	131	146	141

c) les sédiments paléozoïques: Bien que ces formations (Figure 129) ne puissent pas produire les granitoïdes à cordiérite de Mancellia (cadomien), cette hypothèse peut être envisagée pour les autres massifs dévoniens et carbonifères étudiés.

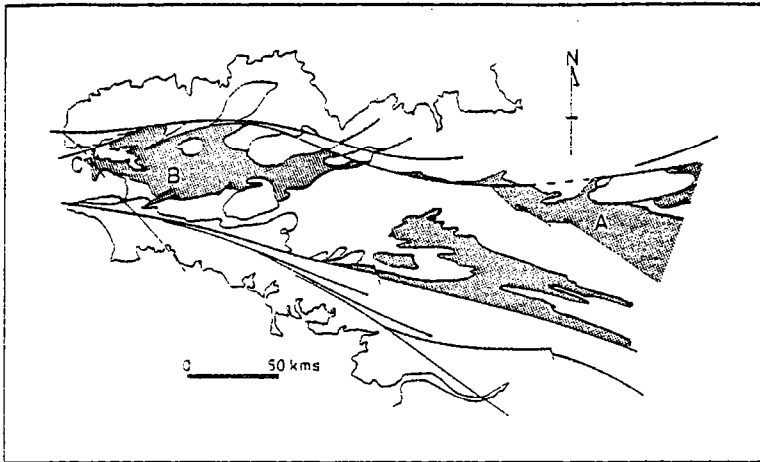


Figure 129 : Localisation des formations sédimentaires paléozoïques du Massif Armoricain (grisé). A : Bassin de Laval; B : Bassin de Chateaulin; C : Presqu'île de Crozon (d'après Cogné, 1974).

Pour les mêmes raisons que précédemment (teneurs très faibles en CaO; Tableau 63), les sédiments paléozoïques ne peuvent en aucun cas produire les granitoïdes à cordiérite type Huelgoat; ce qui paraît logique lorsque l'on sait qu'une grande partie des sédiments détritiques paléozoïques proviennent du recyclage du Briovérien.

Tableau 63 : Composition chimique en éléments majeurs des schistes (A) des grès (B) et des mélanges schisto-gréseux (M) des formations paléozoïques de Bretagne centrale. (1) : moyenne des formations des bassins de Laval-Châteaulin et de la Presqu'île de Crozon. (2) : moyenne des formations de l'ensemble de la Bretagne centrale. (Les données sont extraites de Dabard, 1983 ; M représente la moyenne pondérée en fonction de la répartition des roches sédimentaires dans le Massif Armoricain : schistes : 59%; grès : 41%).

	A(1)	B(1)	M(1)	A(2)	B(2)	M(2)	\bar{x}
SiO ₂	36,36	32,40	67,15	36,50	36,62	68,85	59,28
Al ₂ O ₃	23,43	9,13	17,37	24,42	6,92	16,66	16,28
Fe ₂ O ₃ *	5,31	2,64	4,51	6,81	1,87	4,78	4,22
MnO	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04
MgO	1,12	0,34	0,88	1,15	0,46	0,87	0,83
CaO	0,34	0,24	0,30	0,23	0,13	0,19	0,29
Na ₂ O	0,61	0,72	0,66	0,71	0,27	0,53	0,66
K ₂ O	4,16	1,43	3,04	1,42	1,24	2,53	2,30
TiO ₂	1,17	0,57	0,92	1,16	0,57	0,92	0,87
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,11	0,13	0,04	0,09	0,11
P.F.	6,24	2,28	4,62	6,38	1,83	4,51	4,26
Total	99,61	100,08	99,80	99,94	99,97	99,96	99,84

d) Conclusion: Ni les paragneiss et micaschistes icartiens, ni les métasédiments briovériens "affleurants", ni les formations détritiques paléozoïques peuvent produire les granitoïdes à cordiérite type Huelgoat: c'est à dire la très grande majorité des roches que l'on reconnaît à l'affleurement. Il convient donc de rechercher la genèse de ces granites à travers des roches qui apparaissent plus rarement à l'affleurement mais qui peuvent avoir un développement caché important.

2) La formation armoricaine susceptible de représenter la source recherchée; les métasédiments briovériens "profonds":

Elle se rencontre très localement; ce qui ne peut pas dire qu'elle ne représente pas en profondeur une masse importante. Tout d'abord en Bretagne centrale, elle se localise au sein du dôme de Plouguenast (Figure 130). C'est, d'après Saunier (1986), un plagiogneiss dont la paragenèse primaire à disthène et grenat indique une origine profonde (conditions P-T évaluées : T = 680°C et P = 7 kbars). Géochimiquement, contrairement au Briovérien "affleurant", ce type de roche se caractérise (Tableau 64) par des teneurs en CaO dix fois plus élevées (= 2% contre 0,2 %) et possède des compositions intermédiaires entre les shales et les grauweekes (Figure 131). Ce briovérien n'est

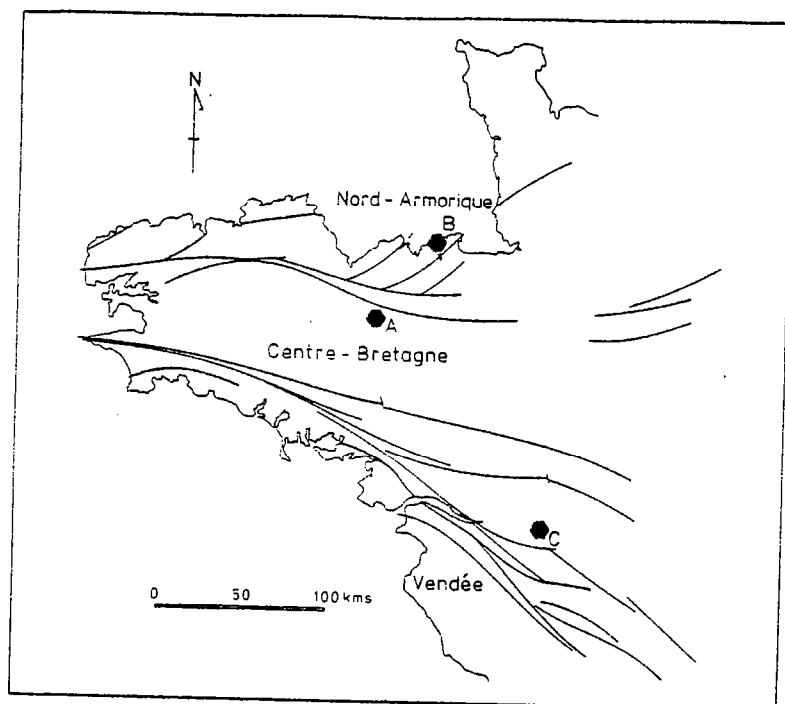


Figure 130 : Quelques pointement de Briovérien profond (hexagone noir) dans le Massif Armoricain. A : Plouguenast, Bretagne Centrale; B : Vallée de la Rance, dôme de St Malo; C : Coupe de l'Èvre et de la Divatte, Vendée.

Tableau 64 : Composition chimique en éléments majeurs, traces et terres rares de 2 échantillons types du Briovérien profond de la région de Plouguenast (Bretagne Centrale). Les analyses en éléments majeurs sont extraites de Saunier (1985), celles en éléments traces et terres rares ont été effectuées par activation neutronique instrumentale; Ech. 69 (Na-4) - Ech. 71 (Na-3); () : valeurs en $Fe_2O_3^*$ obtenue par activation neutronique instrumentale).

Echantillon	69	71
SiO ₂	65,59	62,81
Al ₂ O ₃	16,04	16,67
Fe ₂ O ₃ *	5,62 (5,60)	6,18 (6,20)
MnO	0,04	0,04
MgO	2,06	2,28
CaO	1,82	2,23
Na ₂ O	2,76	2,69
K ₂ O	2,36	2,21
TiO ₂	0,86	0,94
P ₂ O ₅	0,15	0,16
P.F.	2,80	2,97
Total	100,10	99,18
Zr	275	260
Sr	214	236
Rb	80	81
Co	7,9	10,0
Ni	16,9	21,6
Cr	45	92
Ba	598	595
U	1,8	2,0
Th	9,2	9,8
Hf	6,4	6,5
Ta	0,65	0,70
Cs	2,6	3,6
Sb	tr	0,04
Sc	13,4	14,6
La	35,4	33,4
Ce	75,6	72,6
Sm	5,61	5,87
Eu	1,48	1,86
Tb	0,87	0,81
Yb	2,81	2,35
Lu	0,43	0,25

cependant pas cantonné à la région Centre Bretagne. On le retrouve, par exemple, dans les régions Nord armoricaines et en Vendée où il est représenté par les micaschistes et paragneiss micacés de la Vallée de La Rance (Dôme migmatitique de S^t Malo : Brun, 1975 ; Brun et Martin, 1977 ; Martin, 1977, 1980) et les gneiss et micaschistes plagioclasiques des coupes de La Divatte et de l'Evre (Vendée : Wyns et Le Métour, 1983).

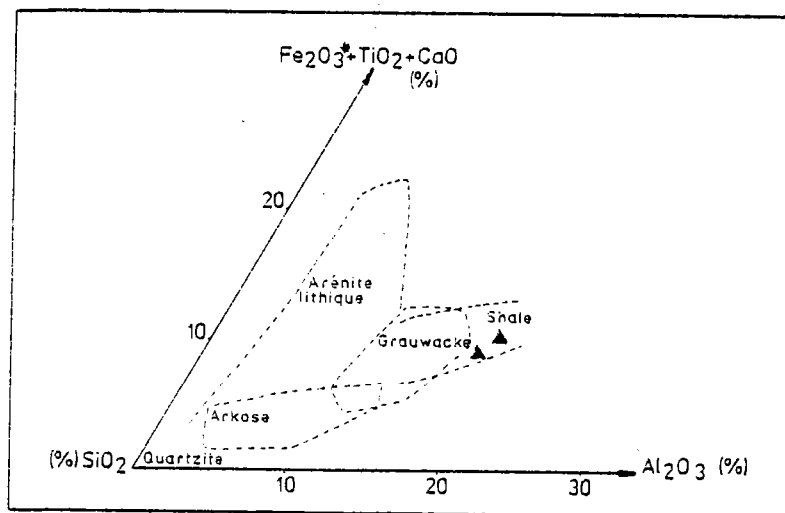


Figure 131 : Position des plagiogneiss de Plouguenast (triangle noir) dans le diagramme SiO₂ (%) - Al₂O₃ (%) - Fe₂O₃*TiO₂+CaO (%) de De La Roche (1972).

A ce stade de l'étude, il apparaît que tout ce briovérien "profond", malgré de légères différences (par exemple, K₂O), possède de fortes similitudes au niveau des éléments majeurs (Tableau 65); il est proche de la composition source calculée pour le modèle général de fusion (F = 63%) et est peu éloigné des moyennes de shales précédemment décrites.

	Modèle: Source calculée pour F=63 %	Plouguenast		S ^t Malo (A)		Vendée (B) X	Ecart des moyennes de Shales (C)
		69	71	A	B		
SiO ₂	64,5	67,4	65,3	66,5	67,6	68,2	61,1 - 63,7
Al ₂ O ₃	18,5	16,5	17,3	15,0	16,1	15,4	17,9 - 19,2
Fe ₂ O ₃ *MnO	4,3	5,8	6,4	6,7	5,2	6,3	7,4 - 8,2
MgO	1,9	2,1	2,4	2,8	2,1	2,1	2,2 - 2,9
CaO	2,5	1,9	2,3	1,7	1,4	2,0	1,3 - 4,2
Na ₂ O	3,8	2,8	2,8	2,8	3,0	2,9	1,1 - 1,5
K ₂ O	3,4	2,4	2,3	3,4	3,7	2,1	3,4 - 3,8
TiO ₂	0,9	0,9	1,0	0,9	0,7	0,8	0,8 - 1,0
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2 - 0,2

Tableau 65 : Compositions chimiques en éléments majeurs du Briovérien profond (Plouguenast, S^t Malo, Vendée) comparées à celle de la source calculée lors du modèle général et à celles des shales (base anhydre ramenée à 100%). (A) d'après Martin, 1980 (2 échantillons types). (B) d'après Wyns et Le Métour, 1983 (moyenne de 22 analyses). (C) d'après Clarke, 1924 ; Krauskopf, 1967 ; Taylor et Mac Lennan, 1985.

Ce type de briovérien "profond" est donc un bon candidat régional à la production des granitoïdes à cordiérite type Huelgoat.

De ce fait, afin de contraindre au maximum cette hypothèse de source et de voir si les magmas basiques ont pu jouer un rôle dans la genèse de ces roches, les éléments traces (Tableau 64) et les isotopes du strontium (Tableau 66) ont été analysés. Ce sont les plagiogneiss de Plouguenast qui ont été choisis (exemple de Briovérien profond provenant des

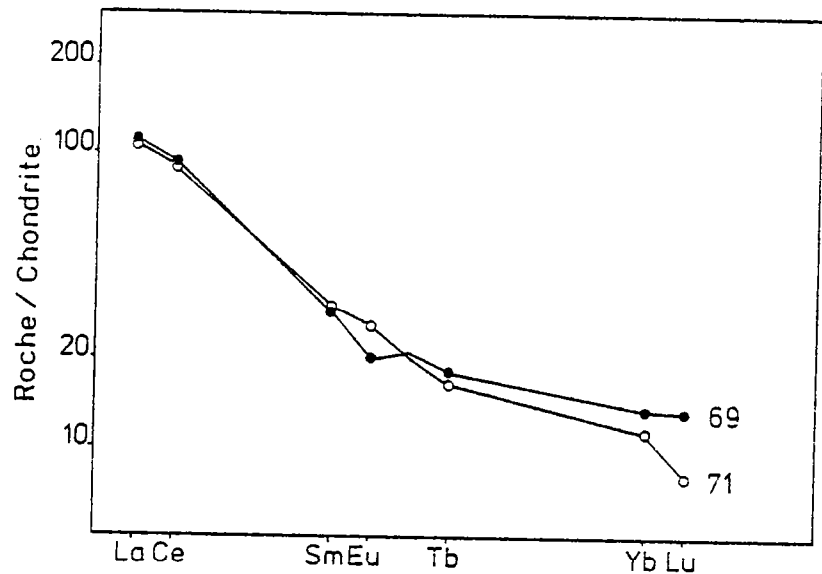
zones les plus enfouies).

Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuel
90,7	242	0,37	$0,71446 \pm 0,00018$

Tableau 66 : Constitution isotopique actuelle d'un plagiogneiss appartenant au Briovérien profond Région de Plouguenast, Centre Bretagne. Echantillon n°71.

Tout d'abord, il apparaît que les spectres en lanthanides obtenus (Figure 132) sont comparables à ce qui est largement admis pour les shales et les grauwackes.

Figure 132 : Spectres en terres rares de 2 échantillons de paragneiss plagioclasiques de Plouguenast représentant le Briovérien profond du Massif Armoricain.



De même, au niveau des éléments traces utilisés durant ce travail, les plagiogneiss de Plouguenast présentent des teneurs proches de celles obtenues pour la source théorique calculée dans le cas où le taux de fusion est de 63% (Figure 133). Ainsi, pour Co, Sr et Ni, ces teneurs sont plus proches du modèle théorique que la moyenne des shales (Turekian et Wedepohl, 1961).

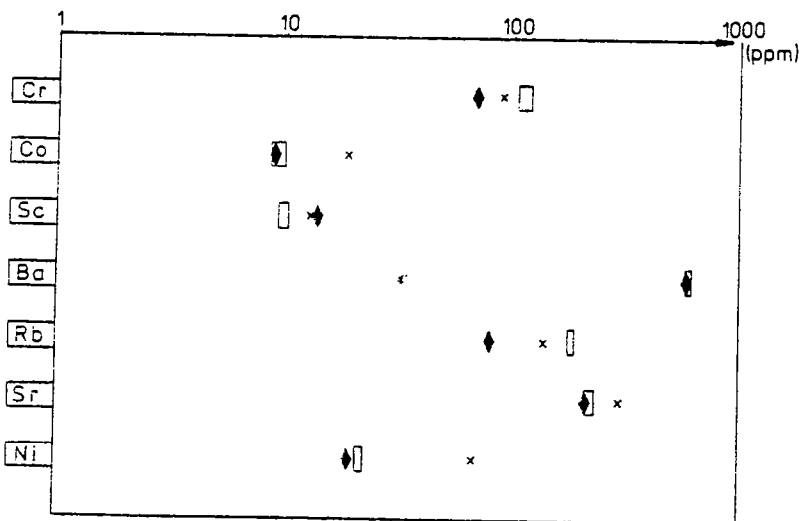


Figure 133 : Comparaison des teneurs en éléments traces entre les plagiogneiss de Plouguenast (Briovérien profond; losange noir) et la source théorique calculée permettant la production des granitoïdes à cordiérite type Huelgoat (rectangle blanc); à titre indicatif est indiqué (croix) la moyenne des shales de Turekian et Wedepohl (1961).

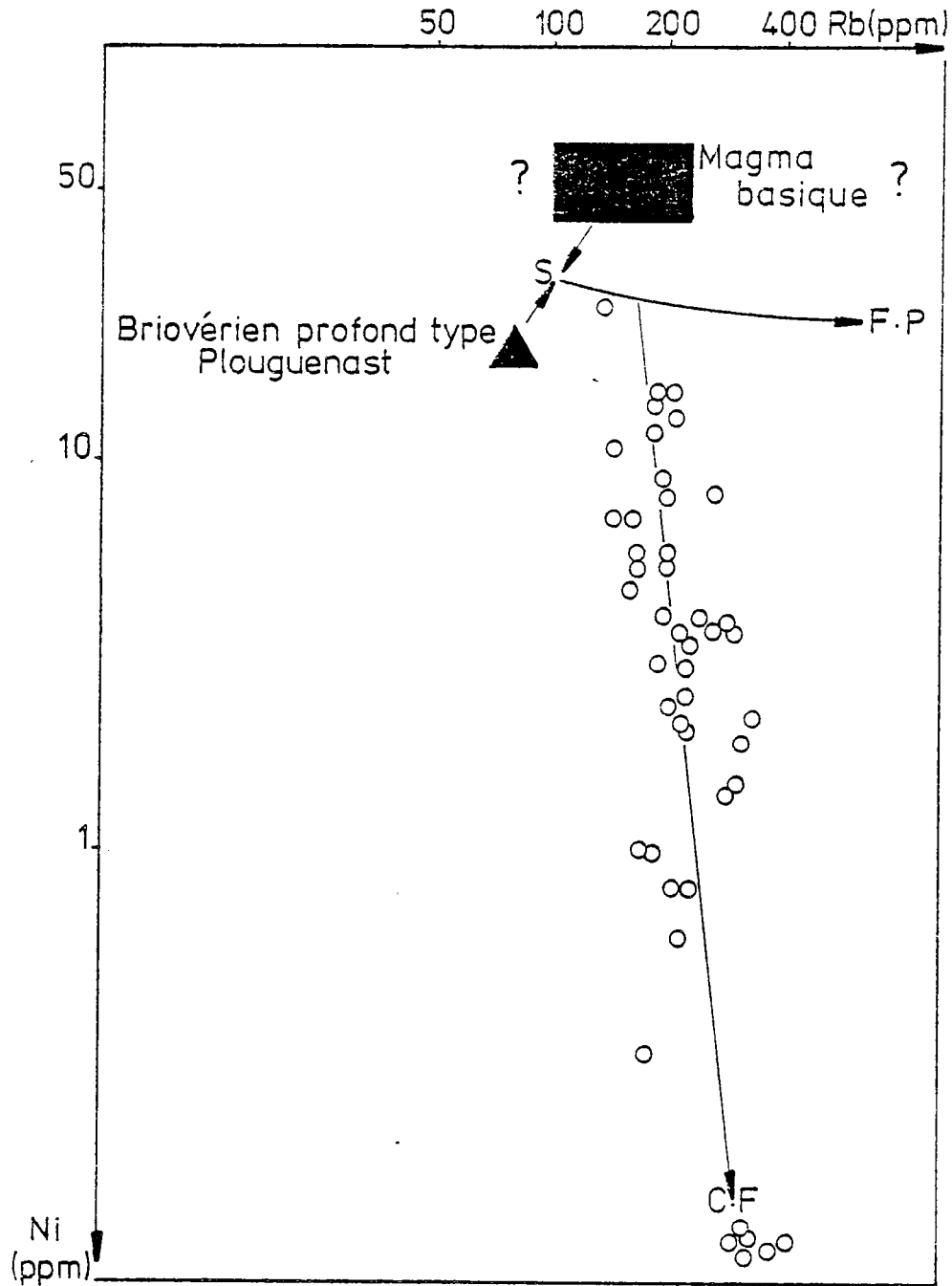
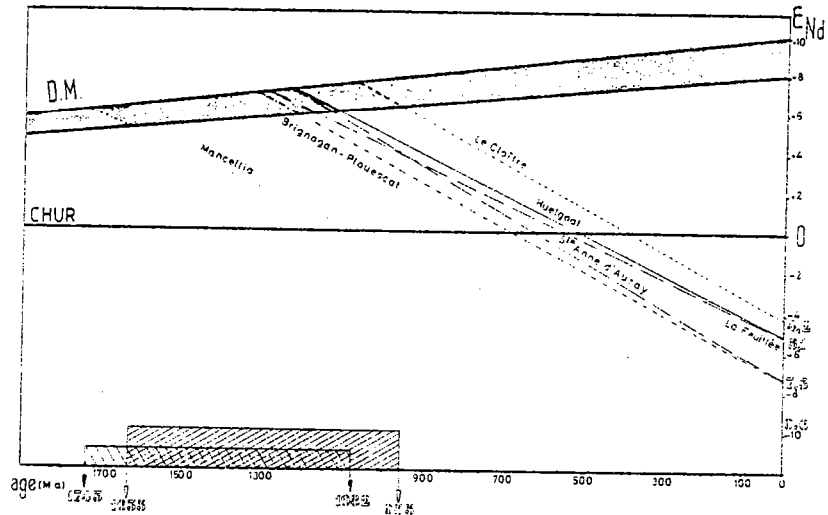


Figure 134 : Le Briovérien profond de type Plouguenast replacé dans le diagramme élément compatible Ni - élément incompatible Rb montrant la possibilité pour cette formation de représenter la source des granitoïdes à cordiérite dans le Massif Armoricain (rond blanc : ensemble des granitoïdes étudiés; S : source possible ; l'apport des magmas basiques ne pouvant cependant pas être totalement exclu).

En accord avec ces résultats, la position de ces plagiogneiss dans le diagramme élément compatible Ni, élément incompatible Rb (Figure 134) confirme la grande probabilité de voir ce type sédimentaire être le principal constituant de la source régionale recherchée. Ajoutons que ces données ne sont nullement en désaccord avec les âges T_{DM} néodyme obtenus, à savoir 955 - 1743 M.a (Figure 135, travail en cours).

Figure 135 : Ages T_{DM} calculés pour les différents massifs à cordiérite étudiés.



Cependant, les faibles écarts restants au niveau des éléments traces entre ce Briovérien profond et la source théorique calculée ainsi que - (1) sa constitution isotopique en strontium, pourtant l'une des plus basses parmi celles rencontrées dans les sédiments du Massif Armoricain (Tableau 67 et com. pers., Peucat), - (2) les forts taux de fusion requis (>50%) et - (3) la présence d'enclaves microgrenues sombres (mélanges magmas basiques - acides) semble impliquer la participation d'un magma basique lors de la genèse de ce type plutonique; ce dernier, vue la bonne concordance au niveau des éléments majeurs entre le modèle et ce Briovérien profond devant participer pour une très faible proportion à la composition des produits issus de la source.

Localisation	Briovérien du Sud de Rennes*	Schistes d'Angers du Sud de Rennes*	Métasédiments du Golfe du Morbihan	Séries rouges du Sud de Rennes*	Métasédiments de l'île de Groix	Paragneiss de Plouguenast
Nombre d'échantillons	10	14	6	9	14	1
Moyenne	0,7192	0,7220	0,7157	0,7167	0,7140	0,7098
Ecart-type	0,0024	0,0093	0,0031	0,0019	0,0052	-

Tableau 67 : Constitution isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de diverses séries sédimentaires armoricaines, il y a 340 M.a. *d'après les travaux de Vidal (1980).

II : ROLE DES MAGMAS BASIQUES ET COMPOSITION DE LA SOURCE REGIONALE:

Avant d'entreprendre cette discussion, il convient de remarquer que l'une des principales contraintes (éléments majeurs) ne demande absolument aucune participation de magmas basiques. Seuls principalement les isotopes du strontium ne peuvent pas être expliqués sans leur intervention. En effet, connaissant le rapport Rb/Sr (0,37) et la constitution isotopique actuelle en strontium du Briovérien profond type Plouguenast, il est aisé de tracer la droite d'évolution de son rapport $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ en fonction du temps (Figure 136).

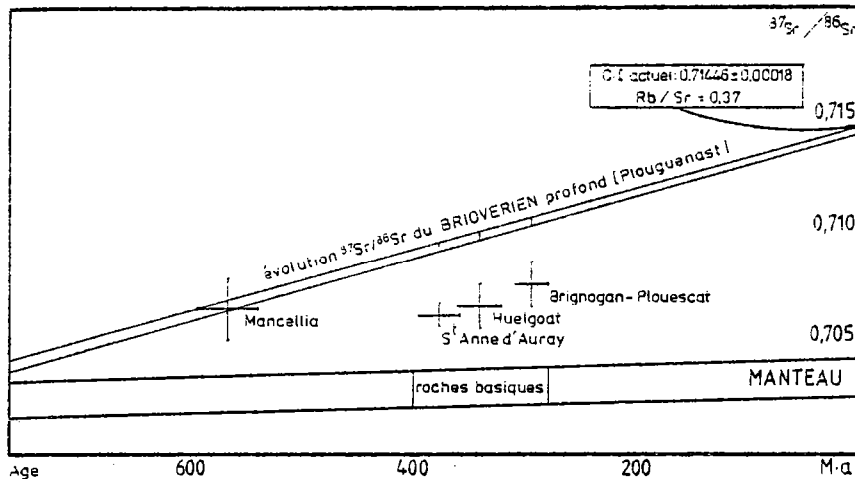


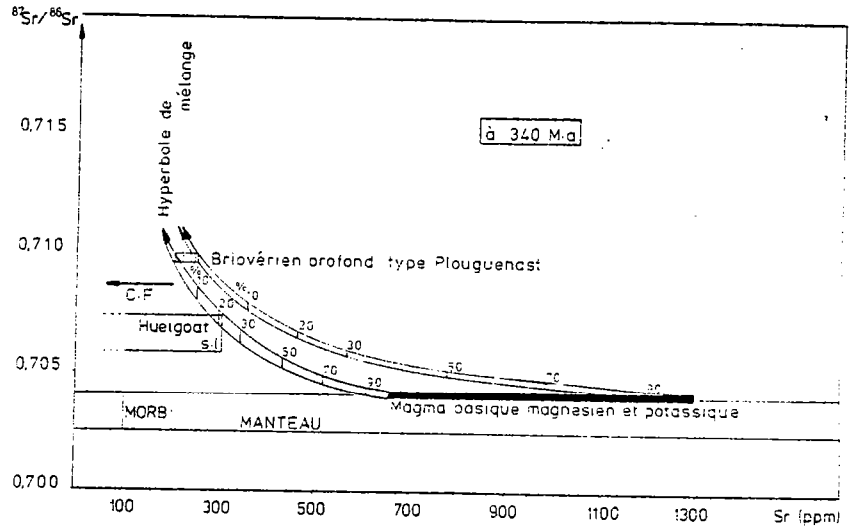
Figure 136. : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(t)$ montrant l'évolution isotopique du Briovérien profond (type Plouguenast) comparée aux rapports isotopiques initiaux du strontium des granitoïdes à cordiérite étudiés dans le Massif Armoricain.

Il apparaît que les constitutions isotopiques des différents granitoïdes étudiés se situent, à l'exception de la Mancellia, en dessous de cette droite. Remarquons cependant, pour les granitoïdes Mancelliens, que les grandes incertitudes sur le rapport $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ initial (Graviou; com.pers. - article en préparation) ne permettent pas d'en faire un cas particulier. Donc, isotopiquement, le Briovérien type Plouguenast ne peut pas à lui seul produire les granitoïdes à cordiérite type Huelgoat. Dans ce cadre, il convient d'ajouter à ce Briovérien profond pour former la source, ou du moins aux produits de fusion, des roches faiblement radiogéniques; c'est à dire, en règle générale, un magma basique. Or rappelons, que ce magmatisme basique ne peut pas, vis - (1) les compositions en éléments majeurs, traces et terres rares du Briovérien profond type Plouguenast comparées à celles de la source théorique calculée et - (2) le caractère fortement crustal des granitoïdes produits, être un constituant très important du mélange. L'équation d'un tel mélange (Peucat, 1983) montre que l'un des facteurs déterminants est la teneur en Sr du composant dit contaminant. Plus celle-ci est élevée et moins il faut de quantité de contaminant pour arriver à la constitution isotopique recherchée. Dans les granitoïdes étudiés, les enclaves microgrenues sombres possèdent en général ces caractères : peu radiogéniques et riches en strontium. Elles sont donc de bons candidats pour représenter un possible contaminant. Celles du massif de Brignogan-Plouescat en donnent un bon exemple. Parmi elles, un type peut être plus particulièrement retenu : les enclaves microgrenues sombres à biotite-amphibole magnésiennes et potassiques (éch.83.303 E ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuel : 0,70701 ± 11 ; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$: 0,5901 et Sr = 1299 ppm); (Les enclaves à biotite-sphène pourtant peu radiogéniques et riches en strontium étant trop pauvres en Ni - voir éch:83.02 E). Le calcul, dont nous discuterons la signification par la suite, indique que, lors de la mise en place du massif de Huelgoat (340 Ma), pour contraindre les isotopes du strontium, les proportions de mélange nécessaires sont évaluées à 80% de Briovérien profond et 20% de contaminant (éch:83.303 E). Cependant, cette valeur de 20% de magma magnésio-potassique contaminant est une valeur maximale surévaluée par rapport à ce qu'elle a du être. En effet, ces enclaves microgrenues sombres sont déjà des mélanges plus ou moins achevés entre un magma basique dont la composition originelle était moins radiogénique et plus riche en strontium (Letterier et Debon, 1978 ; Orsini, 1980 ; Gourgeaud, 1985) que celle reconnue aujourd'hui et le granite hôte. Ainsi, il est clair que la participation du magmatisme basique à la constitution de la source ou des produits de fusion est nettement inférieure aux 20% calculés. Elle peut aussi bien être de 15%, 10%, voire 5%; la migration sélective des éléments entre enclaves et granite hôte (Letterier et Debon, 1978) ne permettant pas d'approcher plus près les proportions d'un tel mélange.

Cette contamination faible par un magma "basique" magnésien et potassique permet d'expliquer - (1) l'évolution des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans la source en fonction des proportions du mélange à un temps donné (Figure 137), - (2) les forts

taux de fusion calculés ($F > 50\%$; dû à l'apport instantané de chaleur par les magmas basiques) et de comprendre la présence d'enclaves microgrenues sombres communes à tous ces granitoïdes. Cette faible participation des magmas basiques a alors peu d'influence sur la composition chimique de la source et/ou des produits de fusion précédemment décrits.

Figure 137 : Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de Sr, montrant la possibilité de produire les granitoïdes de type Huelgoat à partir d'un mélange des produits de fusion du Briovérien profond et de magmas basiques magnésiens et potassiques représentant déjà un mélange entre une roche moins radiogénique et ce type de granite.



Cependant, il est à noter qu'en règle générale le modèle calculé se situe alors entre le briovérien profond type Plouguenast et le magmatisme basique magnésien et potassique (Figure 138); ce qui tend à confirmer le modèle.

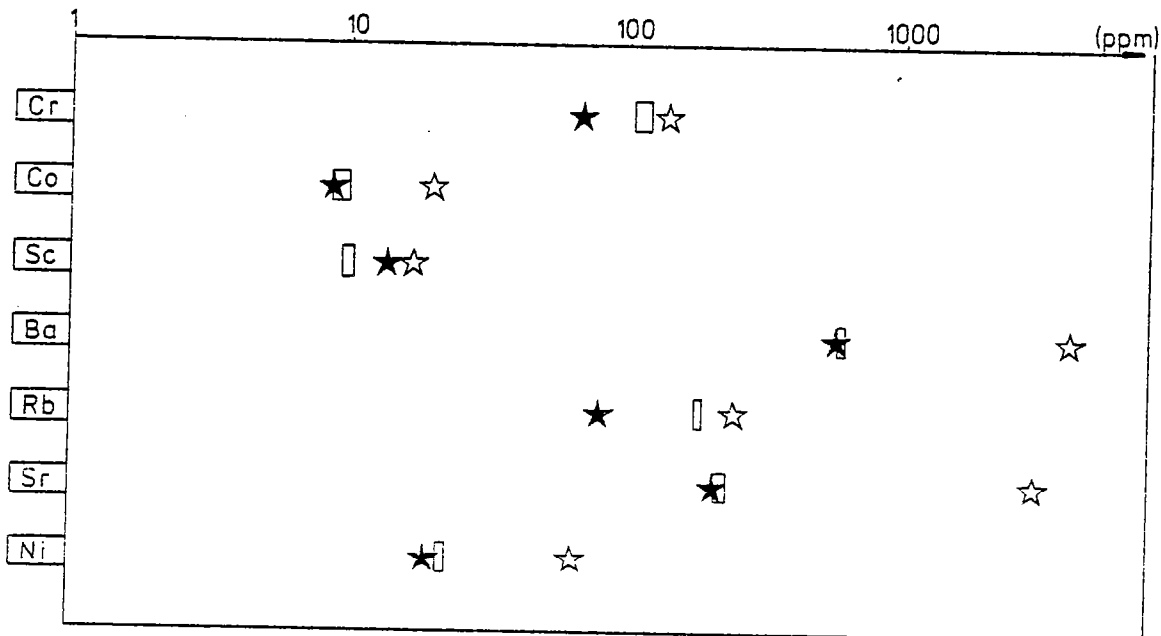


Figure 138 : Position intermédiaire de la source théorique calculée (rectangle évidé) susceptible de produire les granitoïdes à cordiérite de type Huelgoat entre le Briovérien profond type Plouguenast (étoile noire) et un magma basique magnésien et potassique (étoile évidée - éch. 83.303E).

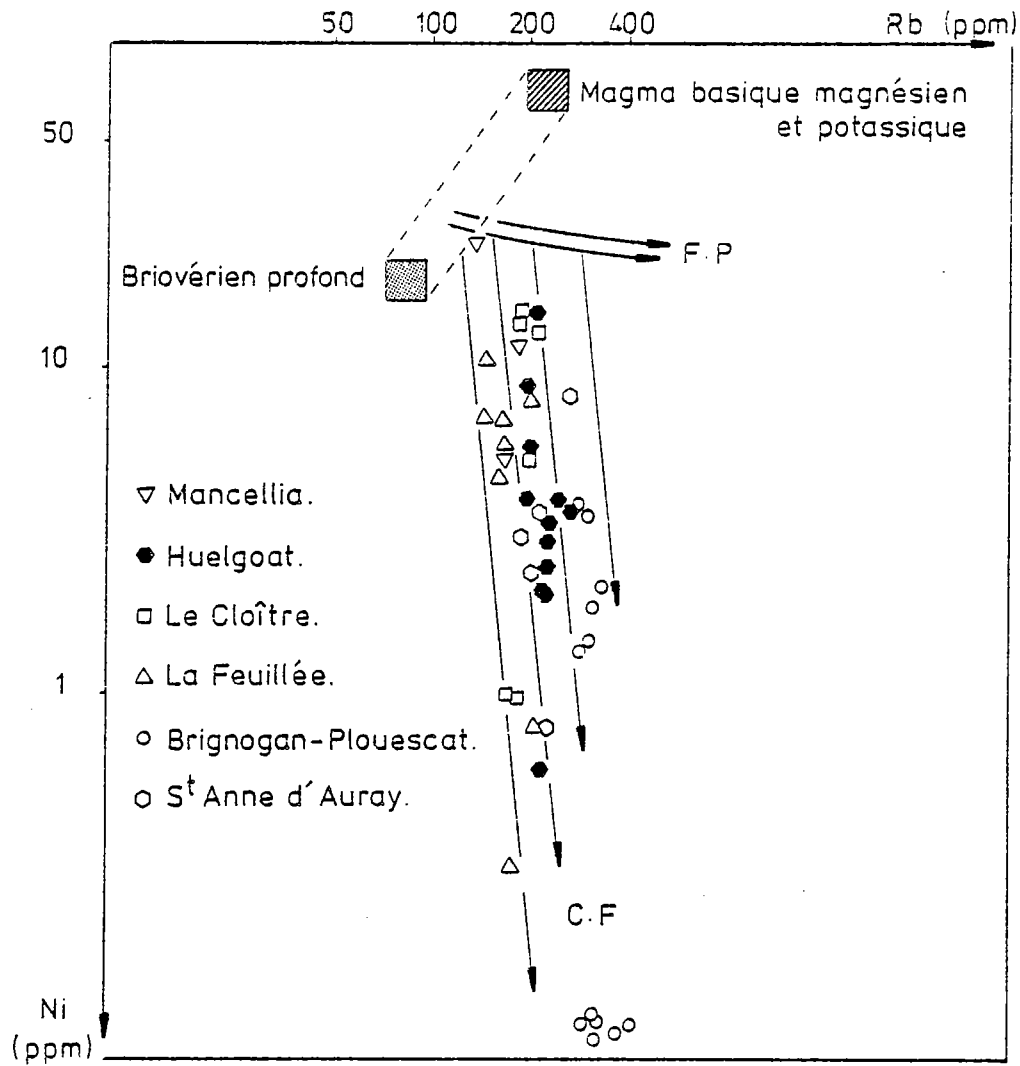


Figure 139 : Position du Briovérien profond et d'un magma magnésien et potassique dans le diagramme élément compatible Ni, élément incompatible Rb, montrant que le mélange de leurs produits de fusion est susceptible d'engendrer les granitoïdes de type Huelgoat.

Cette hypothèse est aussi compatible avec l'évolution de l'ensemble des granitoïdes à cordiérite type Huelgoat dans le diagramme élément compatible Ni, élément incompatible Rb (Figure 139).

C'est cette hypothèse (fusion élevée d'une source principalement constituée de Briovérien profond couplée à une très légère contamination par des magmas "basiques" magnésiens et potassiques servant d'apport de chaleur) qui est retenue pour expliquer la production des granitoïdes à cordiérite dans le massif Armoricaïn.

III : CONCLUSION AU MODELE REGIONAL DE FUSION:

Les granitoïdes à cordiérite type Huelgoat, quels que soient leurs âges (Cadomien, Hercynien) et leurs localisations (Sud, Centre et Nord Bretagne) sont engendrés régionalement à partir d'une source chimiquement unique composée principalement de métasédiments alumineux briovériens profonds type Plouguenast; les produits de fusion de cette dernière étant légèrement contaminés par un magmatisme basique magnésien et potassique du type de celui reconnu dans certaines enclaves microgrenues sombres incluses dans ces granitoïdes. Le caractère de mélange de la plupart de ces enclaves (Georget et al., à paraître) impose aussi que ce magmatisme basique ait été sous forme "liquide" au moment de la production de ces granitoïdes; son apport de chaleur expliquant alors en partie les forts taux de fusion calculés ($F > 50\%$).

CONCLUSION A LA TROISIEME PARTIE .

L'étude de la genèse des quelques plutons à cordiérite du Massif Armoricaïn met en évidence, quels que soient leur âge et leur localisation, que :

- d'une façon générale:

- 1 - Ces granitoïdes proviennent principalement de la fusion de séries crustales paradérivées (granites de type S dès les termes les moins différenciés).
- 2 - Le résidu de fusion nécessaire à leur production est principalement composé de biotite, plagioclase et grenat.
- 3 - La source retenue est alors en faciès granulite de basse pression à pression intermédiaire (coexistence grenat-cordiérite : séries khondalito-kinzigitiques).
- 4 - Ce faciès granulite n'a entraîné aucun appauvrissement des roches originelles en certains éléments traces; d'où l'utilisation directe des moyennes de shales.
- 5 - Ainsi, seuls des shales alumineux sont susceptibles d'expliquer la majorité des contraintes géochimiques définies pour la source (majeurs, traces et terres rares).
- 6 - Les forts taux de fusion requis ($F > 50\%$) laissent cependant prévoir l'interaction dans la genèse de ces roches de magmas "basiques" (apport de chaleur nécessaire à la fusion en masse); ceux-ci étant représentés par les enclaves microgrenues sombres communes dans tout ce plutonisme.
- 7 - Le rôle du grenat est aussi prépondérant; il permet de comprendre globalement la genèse de toutes ces roches.
- 8 - En effet, le comportement géochimique du grenat accreditte l'hypothèse de voir tous ces granitoïdes être produits à partir d'une source unique (taux de fusion alors variables) plutôt que par des sources différentes proportions alors distinctes en ce minéral).

- d'une façon régionale :

- 1 - Les sédiments paléozoïques et briovériens "affleurants" d'une part, les paragneiss et micaschistes icartiens d'autre part, ne peuvent en aucun cas, les premiers à cause de leurs faibles teneurs en CaO (en général, 0,3%), les seconds pour des raisons isotopiques (I_{Sr}), produire les granitoïdes à cordiérite étudiés.
- 2 - Seuls les métasédiments alumineux briovériens "profonds" (type Plouguenast) apparaissent comme de bons candidats pour représenter cette source.
- 3 - Cependant, pour contraindre les données isotopiques (I_{Sr}), il est nécessaire de faire intervenir un contaminant basique représenté aujourd'hui par les enclaves microgrenues sombres contenues dans ces granitoïdes.
- 4 - Le meilleur candidat pour ce magmatisme basique contaminant semble être celui défini comme étant magnésien et potassique.
- 5 - Cependant, la proportion de ce contaminant basique reste très faible. En effet, elle ne doit pas modifier de façon significative les teneurs en éléments majeurs du Briovérien "profond" et/ou de ses produits de fusion.

Il apparaît aussi que la production des granitoïdes à cordiérite type Huelgoat n'a pu se faire qu'au détriment d'une croûte continentale juvénile puisque le briovérien "profond" retenu (type Plouguenast) ne peut pas avoir, à cause des données isotopiques en strontium, un âge supérieur à 300 Ma (intersection de la droite d'évolution $^{87}Sr/^{86}Sr$ de ces paragneiss avec le manteau : 735-822 Ma); ce résultat étant parfaitement confirmé par les premières données Nd_T . Ceci est en parfait accord avec les hypothèses proposées par Vidal et al. (1981) ou Peucat (1983) sur l'histoire et l'évolution de la croûte continentale dans les régions armoricaines. Cependant, vis à vis de cette discussion pétrogénétique, un point reste en suspens : le faciès granulite défini pour la source était-il déjà atteint dès les temps cadomiens ou a-t-il été induit juste avant les différents processus de fusion engendrant les divers plutons étudiés?; ces deux hypothèses n'ayant pas la même signification géodynamique.

Enfin, à partir de toutes ces constatations et dans le cadre d'une source unique, une hypothèse pétrogénétique peut être proposée. Suite à un surépaississement crustal, une partie des roches métasédimentaires formant un segment de croûte est proche de son eutectique; c'est à dire près à fondre. Au même moment, plus en profondeur, des magmas basiques, dont l'ascension est favorisée par d'importants cisaillements crustaux, se développent

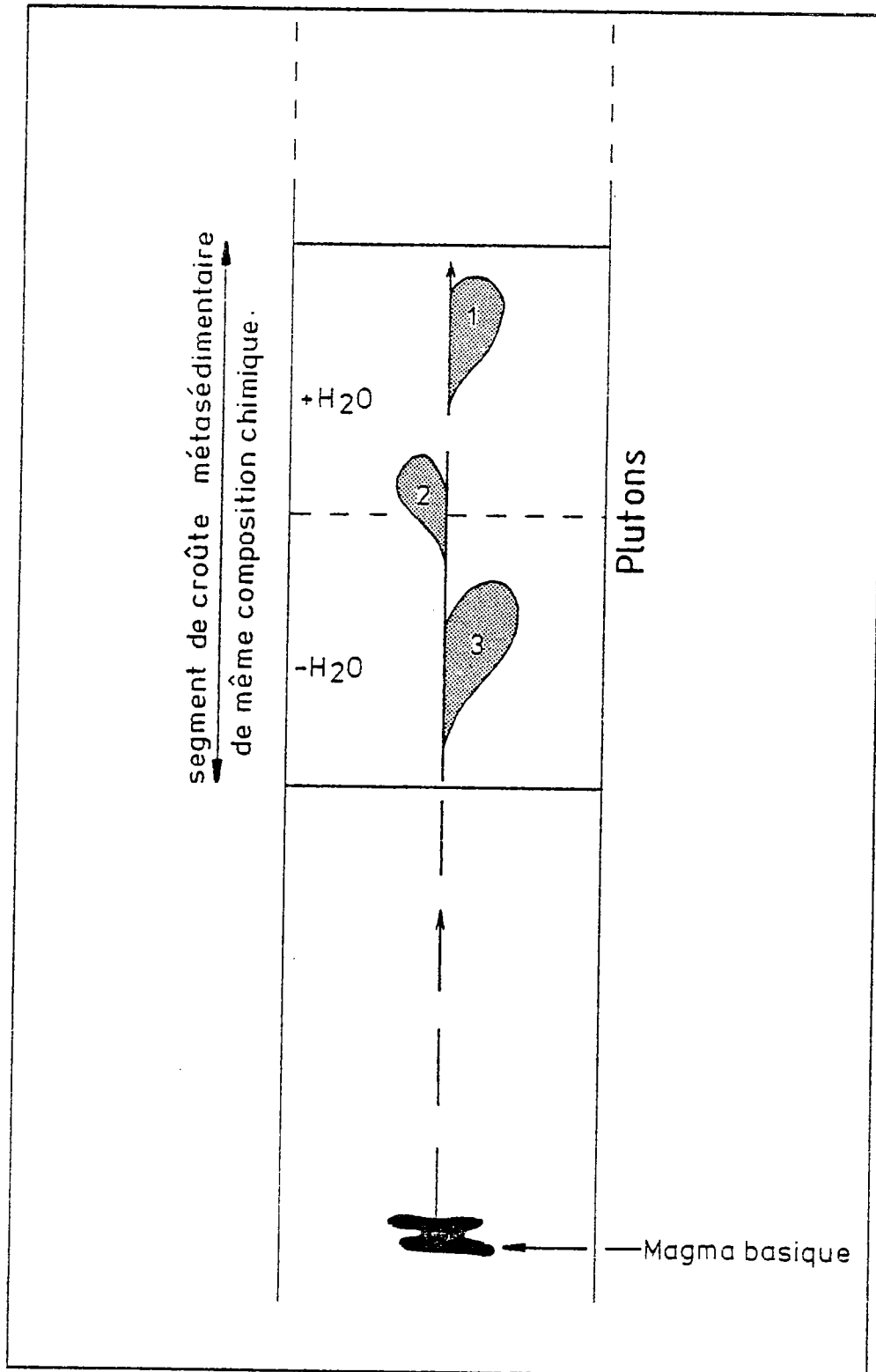


Figure 140 : Schéma expliquant un modèle de fusion étagée de la croûte avec apport de chaleur par un magma basique; ceci produisant chronologiquement, pour un segment de croûte donné, des granitoïdes de moins en moins hydratés (les échelles ne sont pas respectées).

et migrent à travers la croûte induisant l'anatexie du segment métasédimentaire le plus hydraté (granite à 2 micas). Postérieurement, mais de façon sub-contemporaine au niveau des temps géologiques, la partie la moins hydratée de ce segment crustal atteint une température suffisante pour qu'il y ait fusion en masse (Figure 140); les "liquides" produits les moins riches en eau montant plus haut dans la croûte et se trouvant alors au même niveau structural que les premiers. Ce mécanisme est à même d'expliquer la coexistence à l'affleurement de types pétrographiques, souvent hétéromorphes, fort divers (un des meilleurs exemples étant donné par le massif de Huelgoat); d'où la notion de fusion étagée de la croûte.

Remarquons, aussi que cet essai d'explication pétrogénétique propre aux granitoïdes à cordiérite du Massif Armoricaïn, ne doit probablement pas être restreint à cette seule région : un mécanisme similaire pouvant certainement rendre compte de la production des granitoïdes à cordiérite rencontrés dans divers endroits du globe.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de cette conclusion générale est de deux ordres. En un premier temps, elle se propose de rappeler les principaux résultats nouveaux pouvant servir à de futures synthèses régionales. En une seconde période, elle essaie d'apporter le maximum d'éléments de réponse aux quatre questions qui avaient fourni les bases de ce travail et qui étaient :

- 1 - Relation entre granitoïdes peralumineux à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite.
- 2 - Mécanismes de fractionnement de ces granitoïdes.
- 3 - Détermination et signification du magmatisme basique associé.
- 4 - Génèse de ces plutonites.

I : CONSEQUENCES REGIONALES:

Elles concernent exclusivement les massifs de Huelgoat et de Brignogan - Plouescat.

1) Massif de Huelgoat:

- 1 - Il peut désormais être interprété en termes de juxtaposition d'intrusions indépendantes à bords francs.
- 2 - La chronologie relative est la suivante ; (1) : granite de La Feuillée; (2) : granites de Huelgoat et du Cloître (Le Cloître anté Huelgoat).
- 3 - Cette mise en place s'effectue cependant durant un laps de temps court puisque seule une isochrone Rb-Sr peut être définie pour l'ensemble du massif (340 ± 9 Ma).
- 4 - La fin de l'histoire thermique de la région se situe au Westphalien (303 ± 6 Ma ; couple biotite - roche totale) : cet âge est à rapprocher des derniers événements hercyniens reconnus en Bretagne Centrale (Peucat et al., 1979-1984).

2) Massif de Brignogan-Plouescat:

- 1 - Il représente l'une des intrusions hercyniennes les plus récentes du Massif Armoricaïn (292 ± 15 M.a. : Georget et al., 1986).
- 2 - Il démontre de ce fait l'importance de l'histoire crustale tardi-hercynienne jusqu'ici un peu sous estimée dans le Massif Armoricaïn (Balé et al., 1986).
- 3 - Il met en évidence l'existence, dans le Massif Armoricaïn, d'un important plutonisme "basique" magnésien et potassique; celui-ci étant particulièrement bien développé dans le Léon (en enclave dans ce massif et intrusif dans les formations avoisinantes : orthogneiss de Plounévez-Lochrist, granite de Kernelis).

II : ESSAI DE REPONSE AUX QUATRE QUESTIONS POSEES:

Au travers des différents paragraphes, de nombreux éléments de réponse ont pu être apportés. Il convient donc de les synthétiser.

Tout d'abord, vis à vis de la première question, il apparaît, à travers l'exemple du massif de Huelgoat, que

- 1 - Le caractère commun aux trois unités (Huelgoat, Le Cloître, La Feuillée) est à rechercher dans leur mécanisme de fractionnement qui est, dans tous les cas, la cristallisation fractionnée.
- 2 - La différence fondamentale entre granitoïdes à biotite-muscovite (La Feuillée) et à biotite-cordiérite (Le Cloître-Huelgoat) est due aux caractères physiques de mise en place; ceux-ci reflétant, dans le cadre où le protolithe défini est de même nature, des conditions physiques différentes dans les sources (P - T - H₂O - fO₂).

Ainsi, en réponse à ces conditions physiques différentes dans les sources, se développent des associations minéralogiques distinctes dans les magmas produits (biotite et/ou muscovite et/ou cordiérite). En effet, la cristallisation du granite à biotite-muscovite est celle qui s'est opérée sous la pression d'eau la plus forte et la température la plus faible; celle du granite à biotite-cordiérite sous la pression d'eau la plus faible et la température la plus élevée. D'où l'idée que les sites de fusion de chaque source, tout en étant proches, sont d'autant plus profonds que les conditions de cristallisation des différents magmas montrent des caractères plus anhydres et plus chauds. Cette notion de fusion étagée est, pour le massif de Hueigoat, en parfait accord avec la chronologie relative de mise en place des différents granitoïdes.

Quant à la deuxième question, elle trouve de nombreux éléments de réponse dans les deux premières parties de ce travail. Ainsi, le mécanisme de fractionnement principal commun à tous ces granitoïdes est la cristallisation fractionnée. Les taux de fractionnement requis, bien que variables, restent toujours très faibles (< 20%); l'extrait étant principalement composé de biotite et de plagioclase. Seuls les minéraux accessoires (surtout monazite et xénotime) sont responsables du fractionnement des terres rares. A ce mécanisme, se surimposent, dans les granitoïdes à cordiérite, des réactions péritectiques souvent importantes. Enfin, les phénomènes deutériques ne peuvent absolument pas expliquer certaines anomalies géochimiques observées dans les termes les plus fractionnés (très faibles teneurs en Eu, Co, Ni, etc...). Seuls des coefficients de distribution très différents de ceux proposés dans la littérature permettent d'expliquer ces anomalies (Mahood et Hildreth, 1983; Nash et Crecraft, 1985).

La réponse à la troisième question, bien que ne pouvant pas être totale vis à vis de la composition originelle des magmas basiques (proportion du mélange ?), peut être formulée ainsi: - Le magmatisme "basique" associé à ces granitoïdes est fort divers (enclaves microgrenues sombres à biotite, à biotite-sphène, à biotite-amphibole et lamprophyriques) et a donc des significations et des origines distinctes. Quoi qu'il en soit, ces enclaves microgrenues sombres représentent toujours des mélanges plus ou moins prononcés entre un magma basique et le granite hôte qui le contient.

Reste enfin la dernière question qui est de loin la plus importante. C'est la troisième partie de ce travail qui permet au mieux d'y répondre. Celle-ci met en évidence que :

- 1 - Tous ces granitoïdes proviennent de la fusion crustale d'une source métasédimentaire alumineuse en faciès granulite de basse pression à pression intermédiaire; le résidu requis étant principalement à plagioclase, biotite et grenat.
- 2 - Les taux de fusion nécessaires, bien que toujours élevés ($F > 50\%$), sont différents d'un massif à l'autre; le grenat jouant alors un rôle important.

Régionalement, la production de ce type de granitoïdes est liée à la fusion principalement des métasédiments briovériens "profonds". Cependant, l'intervention de magmas "basiques" magnésiens et potassiques d'origine profonde (I_{Sr} bas) ne peut pas être exclue au regard des données isotopiques; ceci expliquant les forts taux de fusion calculés. La définition de cette source est aussi en accord avec le caractère juvénile de la croûte armoricaine (Vidal, 1980; Auvray, 1979; Vidal et al., 1981) mis en évidence ici grâce aux données isotopiques (I_{Sr} , ϵ_{Nd_T}).

Enfin, la place de ce plutonisme à cordiérite est, d'un point de vue pétrogénétique, intermédiaire entre les leucogranites S "humides" nés uniquement d'un surépaississement crustal et les granitoïdes I d'origine profonde. En ce sens, il constitue donc un magmatisme original et important pouvant aussi bien être engendré durant divers orogènes (Cadomien - Hercynien) qu'au cours d'une orogénèse donnée (Hercynienne) à la suite des principales phases tectono-métamorphiques. Ainsi, la mise en place simultanée des magmas basiques et acides ne peut être engendrée que par des phénomènes géologiques de grande ampleur tels que des grands cisaillements intracrustaux que l'on reconnaît de plus en plus fréquemment à travers des différents programmes de géologie profonde (SWAT, ECORS,...).

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBOTT, R.N., et CLARKE, D.B. (1979)- Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(H_2O) \leq 1$. *Can. Mineral.*, 17 : 549-560.
- ALBAREDE, F. (1983)- Limitations thermiques à l'ascension des magmas hydratés. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296 : 1441-1444.
- ALBAREDE, F., DUPUIS, C. et TAYLOR, H.P.Jr. (1980)- $^{18}O/^{16}O$ evidence for non-cogenetic magmas associated in 300 M.Y. old concentric pluton at Ploumanac'h (Brittany, France). *J. Geol. Soc. London*, 137 : 641-647.
- ALBUQUERQUE, C.A.R. de (1977)- Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia southern plutons. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41 : 1-43.
- ALDERTON, D.H.M., PEARCE, J.A. et POTTS, P.J. (1980)- Rare earth element mobility during granite alteration : evidence from Southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49 : 149-165.
- ALLEGRE, C.J. et BEN OTHMAN, D. (1980)- Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development : a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286 : 335-342.
- ALLEN, P.L. et BARR, S.M. (1983)- The Ellison Lake pluton : a cordierite-bearing monzogranitic intrusive body in south-western Nova Scotia. *Can. Mineral.* 21 : 583-590.
- AMLI, R. (1975)- Mineralogy and rare earth geochemistry of apatite and xenotime for the Glosertieia granite pegmatite, Froland, Southern Norway. *Am. Mineral.*, 60 : 607-620.
- ANDRIEFF, P., LEFORT, J.P., MAREC, A. et MONCIARDINI, C. (1973)- Les terrains antécambriens et paléozoïques au large du Léon et leur relation avec la couverture secondaire et tertiaire de la Manche. *Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, C, 1 : 13-20.
- ARTH, J.G. et HANSON, G.N. (1975)- Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of Northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39 : 325-362.
- AUDREN, C. (1986)- Evolution structurale de la Bretagne méridionale au paléozoïque. Thèse, Rennes: 365 p.
- AUTRAN, A., et 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.*, 108 : 90-111.
- AUTRAN, A., BEURRIER, M., CALVEZ, J.Y., COCHERIE, A., FOUILLAC, A.M. et ROSSI, Ph. (1983a)- Caractérisation des granitoïdes du batholite Mancellien, implications métallogéniques. ATP *Géochimie-Metallogénie*, Bonas. 16-17 Juin : 20-35.
- AUTRAN, A., BEURRIER, M., CALVEZ, J.Y., COCHERIE, A., FOUILLAC, A.M. et ROSSI, Ph. (1983b)- Age et origine des granitoïdes du batholite Mancellien (Normandie - France). *Principaux résultats scientifiques et techniques du B.R.G.M.*, :57.
- AUVRAY, B. (1979)- Génèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn. Thèse, Rennes: 680 p.

BACON, C.R., MAC DONALD, R., SMITH, R., et BAEDECKER, P.A. (1981)- Pleistocène high-silica rhyolites of the Corso volcanic field, Inyo country, California. *J. Geophys. Res.*, 86 : 10223-10241.

BALE, P., et BRUN, J.P. (1983)- Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricaïn). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 297 : 359-362.

BALE, P., GEORGET, Y., GORE, B., JAMGOTCHIAN, A., et LE CORRE, Cl. (1986)- Evolution géodynamique du NW Armoricaïn : Le Léon (Finistère). *R.C.P. 705 - S.G.F.*, octobre, résumé.

BARBEY, P. (1982)- Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie (Fennoscandie) : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (2,5-1,9 G.a). Reconstitution géochimique et pétrologie. Thèse, Nancy: 346 p.

BARD, J.P., BURG, J.P., MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1980)- La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Coll. C6, Géol. Europe, 26ème Congrès Géol. inter.*: 233-246.

BARRIERE, M. (1977)- Le complexe de Ploumanac'h - Massif Armoricaïn: Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique sub-alkaline tardi-orogénique. Thèse, Brest : 291p.

BARRIERE, M. (1980)- Les granitoïdes paléozoïques armoricains. *Coll. C7, Géol. Fr., 26ème Congrès Géol. inter.*: 56-63.

BARRIERE, M., DARBOUX, J.R. et PELHATE, A. (1977)- Sur l'activité structurante du batholite hercynien médio-armoricaïn. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 284 : 2083-2086.

BARRIERE, M., ROLET, J. et THONON, P. (1983)- Le magmatisme, marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien Ouest-Armoricaïn. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296 : 917-922.

BARROIS, Ch. (1886)- Sur le massif de Huelgoat. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 14 : 865-888.

BARROIS, Ch. (1893)- Notice de la feuille géologique de Lannion (1/80.000). 1ère édition, Service de la carte géologique de France.

BATEMAN, P.C., et CHAPPELL, B.W. (1979)- Crystallisation, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite Natural Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90 : 465-482.

BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J.J., SHEPPARD, S. et VIDAL, Ph. (1985)- Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Let.*, 74 : 235-250.

BOISSAVY-VINAU, M. (1979)- Processus géochimiques des concentrations liés à l'évolution de magmas granitiques. Application aux filons à Sn-W du Massif Central et du Nord-Portugal. Thèse, Paris : 220p.

BOISSAVY-VINAU, M. et ROGER, G. (1980)- The TiO₂/Ta ratio as an indicator of the degree of differentiation of Tin granites. *Mineral. Deposita*, 15 : 231-236.

BODWEN, P., BATCHELOR, R.A., CHAPPELL, B.W., DIDIER, J. et LAMEYRE, J. (1984)- Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks : a discussion. *Physics Earth Planet. Interiors*, 35 : 1-11.

BRANDEBOURGER, E. (1984)- Les granitoïdes hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système central, Espagne). Pétrologie et Géochimie. Thèse, Nancy: 209 p.

BRUN, J.P. (1975)- Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le massif de St Malo (Massif Armoricaïn). Analyse de la déformation. Thèse, Rennes : 97p.

- BRUN, J.P. (1981)- Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse, Rennes: 197p.
- BRUN, J.P. et MARTIN, H. (1977)- Rôle mécanique de l'anatexis dans les dômes gneissiques : initiation et contrôle de la déformation. 5ème R.A.S.T., Rennes: 119.
- BUDDINGTON, A.F. et LINDSLEY, D.H. (1964)- Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5 : 310.
- CANN, J.R. (1970)- Upward movement of granitic magma. *Geol. Mag.*: 335-340.
- CANTAGREL, J.M., DIDIER, J. et GOURGAUD, A. (1984)- Magma mixing : origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Physics Earth Planet. Interiors*, 35 : 63-76.
- CARRON, J.P., DUJON, S.C. et JONIN, M. (1978)- A propos des enclaves de la granodiorite de Vire: quelques indications préliminaires sur l'évolution des propriétés physiques des magmas granitiques au cours de leur cristallisation. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XX : 739-744.
- CARTE gravimétrique de la France. (1967)- Ed. B.R.G.M.
- CHANTRAINE, J., CHAUVEL, J.J., DUPRET, L., GATINOT, F., ICART, J.C., LE CORRE, C., RABU, D., SAUVAN, P. et VILLEY, M. (1983)- Inventaire lithologique et structurale du Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne Centrale et du Bocage normand pour la recherche des guides métallogéniques. *Doc. B.R.G.M.*, 67 : 258p.
- CHAPPELL, B.W. (1978)- Granitoids from the Moonbi district, New England Batholith, Eastern Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, 25 : 267-283.
- CHAPPELL, B.W. et WHITE, A.J.R. (1974)- Two contrasting granites types. *Pacific Geology*, 8 : 173-174.
- CHAROY, B. (1979)- Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. *Sciences de la Terre, Mém.* 37 : 364p.
- CHAURIS, L. (1966)- Notice de la carte géologique de Plouguerneau au 1/80.000e, *Service de la carte géologique de France*.
- CHAURIS, L. (1973)- Sur quelques problèmes soulevés par les relations de diverses minéralisations avec les granites dans le Massif Armoricain (France). *Coll. Sci. Intern., E. Raguin, Masson* : 117-127.
- CHAURIS, L. (1977)- Monts d'Arrée - Huelgoat - Vallée de l'Elorn. De Lannion à Brest. In : *Guides géologiques régionaux, Bretagne, Masson* : 68-76.
- CHAURIS, L. (à paraître)- Processus post-magmatiques (greisenisation, tourmalinisation, séricitisation et kaolinisation) à Berrien dans le massif granitique polyphasé de Huelgoat (Finistère, France). *Bull. Soc. Linn. de Normandie*.
- CHAURIS, L., et COGNE, J. (1966)- Feuille géologique "Brest-Lorient" au 320.000ème. *Service de la carte géologique de France*.
- CHAURIS, L. et GARREAU, J. (1983)- Le massif granitique de Ploumélour-Ménez (Finistère) et les minéralisations associées. Sa place dans le pluton polyphasé de Plouaret, élément du batholite hercynien médio-armoricain. *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest France*, 5 : 134-154.
- CHAURIS, L., HALLEGOUET, B., THONON, P., et VIDAL, P. (1977)- Le champ filonien microgranitique du Bas Léon. *Bull. Soc. minéral. Bretagne, C, IX, 1* : 5-17.
- CHAYLA, B., JAFFREZIC, H. et JORON, J.L. (1973)- Analyse par activation dans les neutrons épithermiques.

Applications à la détermination d'éléments en traces dans les roches. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 277 : 273-275.

CLARKE, D.B. (1981)- The mineralogy of peraluminous granites : a review. *Can. Mineral.*, 19 : 3-17.

CLARKE, F. (1924)- The data of geochemistry. *USGS Bull.*, 770.

CLEMENS, J.D. et WALL, V.J. (1981)- Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineral.*, 19 : 111-131.

COCHERIE, A. (1978)- Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. *Thèse, Rennes* : 207p.

COCHERIE, A. (1985)- Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Doc. B.R.G.M.*, 90 : 246p.

COCIRTA, C. et ORSINI, J.B. (1986)- Signification de la diversité des compositions des enclaves "microgrenues" sombres en contexte plutonique. L'exemple des plutons calco-alcalins de Bona et Budduso (Sardaigne septentrionale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302 : 331-336.

COGNE, J. (1957)- Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. *Thèse, Strasbourg*, : 382 p.

COGNE, J. (1974)- Le Massif Armoricaïn. In *Debelmas, Géologie de la France, Doin*, 1 : 105-161.

CONQUERE, F. (1966)- Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du Bassin de Châteaulin; région du Huelgoat (Nord-Finistère). *Thèse, Paris*, 170 p.

CONQUERE, F. (1969)- Le massif granitique du Huelgoat (Nord-Finistère). *Mém. Muséum National Histoire Naturelle*, t. XXI, 1 : 42 p.

CONVERT, J. (1981)- Les granulites à orthopyroxène de Laponie (Finlande et Norvège). *Pétrologie et Géochimie. Thèse, Rennes* : 181 p.

COUTURIER, J.P. (1977)- Le massif granitique de la Margeride (Massif Central Français). *Thèse, Clermont-Ferrand*; 319 p.

COX, K.G., BELL, J.D. et PANKHURST, R.J. (1979)- The interpretation of igneous rocks. *George Allen et Unwin, Ed. London*: 450 p.

CRECRAFT, H.R., NASH, W.P. et EVANS, S.H. Jr. (1981)- Late Proterozoic volcanism at Twin Peaks, Utah. part I : Geology and Petrology. *J. Geophys. Res.*, 86 : 10303-10320.

CUNNEY, M., FRIEDRICH, M., LEROY, J., POTY, B., DRIN, N. et SHEPPARD, S.M.F. (1982)- Petrology and Geochemistry of the Brame - S^t Sylvestre - S^t Goussaud granite complexe (Limousin, French, Massif Central). *Résumé. Coll. Géochimie et Pétrologie des granitoïdes, Clermont-Ferrand*.

CULLERS, R.L. et GRAF, J.L. (1984)- Rare earth in igneous rocks of continental crust : predominantly basic and ultrabasic rocks, In *Rare Earth element geochemistry, Developments in geochemistry 2*. Ed. P. Henderson, Elsevier : 510 p.

CZAMANSKE, G.K. et MIHALIK, P. (1972)- Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo aera, Norway : Part I, the opaque oxides. *J. Petrol.*, 13 : 493.

DABARD, M.P. (1983)- Etude pétrographique et géochimique des roches sédimentaires paléozoïques du Massif Armoricaïn. Presqu'île de Crozon. Flanc Nord du Bassin de Laval. *Thèse, Rennes* : 207 p.

- DARBOUX, J.R. (1980)- Le granite du Huelgoat, un jalon dans l'évolution géodynamique varisque du domaine centre armoricain occidental. 8ème R.A.S.T. Marseille : 118.
- DARBOUX, J.R., GRAVELLE, M., PELHATE, A., et ROLET, J. (1977)- L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine Centre Armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 284 : 1151-1154.
- DARBYSHIRE, D.P.F. et SHEPHERD, T.J. (1985)- Chronology of granite magmatism and associated mineralization, S.W. England. *J. Geol. Soc. London*, 142 : 1159-1177.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. (1965)- *Rocks forming minerals*. Longmans, London; 5 vol.
- DE FOURCY, E. (1844)- Description géologique du Finistère. Imprimerie Nationale, Paris.
- DE POULPIQUET, J. (1985)- Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale Sud-Armoricaine. *Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes*, 6 : 159 p.
- DE LA ROCHE, H. (1972)- Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et leurs dérivés métamorphiques. *Bull. Sc. de la Terre*, 17 : 34-46.
- DEUTSH, S. et CHAURIS, L. (1960)- Mesure de l'âge absolu du granite du Huelgoat. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 250 : 1298-1300.
- DIDIER, J. (1973)- *Granites and their enclaves. Developments in petrology*, Amsterdam, Ed. Elsevier : 393 p.
- DIDIER, J., DUTHOU, J.L. et LAMEYRE, J. (1982)- Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14 : 125-132.
- DRAKE, M.J. (1975)- The oxydation state of europium as indicator of oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39 : 55-64.
- DUTHOU, J.L. (1977)- Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : Le Nord Limousin (Massif Central français). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, 63 : 294 p.
- EMMERMAN, R., DAIEVA, L., SCHNEIDER, J. (1975)- Petrologic significance of rare earths distribution in granites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52 : 267-283.
- EWAST, A., OVERSBY, V.M. et MATEEN, A. (1977)- Petrology and isotope geochemistry of tertiary lavas from the northern flank of tweed volcano, southeastern Queensland. *J. Petrol.*, 17 : 73-113.
- EXLEY, C.S., STORRE, M. et FLOYD, P.A. (1983)- Composition and petrogenesis of the Cornubian granite Batholite and post-orogenic volcanic rocks in Southwest England, in *The variscan fold belt in the british Isles*; Ed. P.L. Hancock, Adam Hilger Ltd., Bristol : 153-177.
- FLEISCHER, M. et ALTSCHULER, Z.S. (1969)- The relationship of the rare-earth composition of minerals to geological environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33 : 725-732.
- FOSTER, M.D. (1960)- Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol. Survey Prof. paper*, 354 B : 49 p.
- FOURCADE, S. (1981)- Géochimie des granitoïdes. Thèse, Paris, 189 p.
- FREY, F.A. et CHAPPELL, B.W. (1979)- Granites from Southeast Australia- Constraints on source mineralogy and composition imposed by rare earth element abundances. *Geol. Soc. Am. Abstracts*, 11 : 428.
- FRIEDRICH, M. (1984)- Le complexe granitique hyperalumineux de S^t Sylvestre. Nord-Ouest du Massif Central français. *Géol. Geochim. Uranium, Mém. Nancy*, 5 : 361 p.

FLYNN, R.T., BURNHAM, C.W. (1978)- An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride-containing vapor phase and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 685-701.

GEORGET, Y. (soumis)- Magmatic cordierite influence during fractional crystallization of peraluminous granitoid rocks (example of Hercynian granite : Hueigoat-French belt). *N. Jahrbuch Mineral. Monatshefte*.

GEORGET, Y., MARTINEAU, F. et CAPDEVILA, R. (1986)- Age tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites Nord-armoricains. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302 : 237-242.

GEORGET, Y., VIGNERESSE, J.L., CAPDEVILA, R. et CANNAT, M. (soumis)- Le massif hercynien de Hueigoat (Bretagne) - un exemple d'association granitique polygénique. Sa place au sein des granitoïdes médio-armoricains. *Bull. Soc. Géol. Fr.*

GEORGET, Y., DIDIER, J., CAPDEVILA, R., HERMITTE, D., et DILLET, B. (soumis)- Intérêt des minéraux accessoires (apatite, zircon) dans la mise en évidence des mécanismes d'hybridation entre magmas basiques et magmas granitiques. *Bull. Mineral.*

GENESTIER, V. (1984)- Pétrologie d'une intrusion calco-alcaline et de ses enclaves : le massif cadomien de "Fort La Latte" (Bretagne Nord). *Mém. D.E.A., Rennes* : 52p.

GIL-IBARGUCHI, J.L., BOWDEN, P. et WHITLEY, J.E. (1984)- Rare earth element distribution in some hercynian granitoids from the Finisterre region, N.W. Spain. *J. Geol.*, 92 : 397-416.

GOURGEAUD, A. (1985)- Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines. Leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. *Thèse, Clermont-Ferrand*, 491 p.

GOVINDARAJU, K. (1980)- Report (1980) on tree GIT-IWG rock reference. Samples : Anorthite from greenland, A.N.G., Basalte d'Essey-la-Côte, BE-N; granite de Beauvoir, M.A.N. *Geostand. Newsletter*, 4 : 49-138.

GRAVIOU, P. (1984)- Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armorican). *Thèse, Rennes* : 236 p.

GRAVIOU, P. et AUVRAY, B. (1985)- Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301 : 315-318.

GREEN, T.H. (1976)- Experimental generation of cordierite or garnet bearing granitic liquids from pelitic composition. *Geology*, 4 : 85-88.

GUERROT, C. (1985)- Géochronologie et géochimie isotopique des roches basiques de la baie de Saint-Brieuc. *Mém. D.E.A., Rennes*: 33 p.

GUINEBERTEAU, B. (1982)- Pétrographie et géochimie de la série migmatitique des Herbiers (Vendée - France). Comportement du thorium et de l'uranium au cours de l'anatexie. *Rapport Gregu n°83 - 01* : 107 p.

HALLIDAY, A.N., STEPHENS, W.E. et HARMON, R.S. (1981)- Isotopic and chemical constraints on the development of peraluminous Caledonian and Acadian granites. *Can. Mineral.*, 19 : 205-216.

HANSON, G.N. (1980)- Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8 : 371-406.

HARKER, A. (1909)- The natural history of igneous rocks. New York, Macmillan.

HASKIN, L.A., FREY, F.A., SCHMITT, R.A. et SMITH, R.H. (1966)- Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth

- distributions. *Physics and Chemistry of the Earth* (Ed. L.H. Ahrens), 7 : 169-321.
- HASKIN, L.A., HASKIN, M.A., FREY, F.A. et WILDEMAN, T.R. (1968)- Relative and absolute abundances of the rare earths : Origin and distribution of the elements. Ed. Ahrens, Pergamon, New-York : 889p.
- HASKIN, M.A. et HASKIN, L.A. (1966)- Rare earths in European Shales: a redetermination. *Science*, 154 : 507-509.
- HILDRETH, W. (1977)- The magma chamber of the Bishop Tuff : gradients in temperature, pressure and composition. Ph.D. Thesis, California, Berkeley : 328 p.
- HILDRETH, W. (1979)- The Bishop Tuff : Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 180 : 43-76.
- HILDRETH, W. (1981)- Gradients in silicic magma chambers : implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86 : 10153-10192.
- HINE, R., WILLIAMS, I.S., CHAPPELL, B.W. et WHITE, A.J.R. (1978)- Contrasts between I and S type granitoids of the Kosciusko batholith. *J. Geol. Soc. Australia*, 25 : 219-234.
- HOLDAWAY, M.J. et LEE, S.M. (1977)- Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63 : 175-198.
- ISHIHARA, S. (1977)- The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. geol.*, 27 : 293-305.
- JACQUEMIN, H. (1981)- Contribution de l'étude géochimique des éléments en traces à la pétrogenèse des complexes anorogéniques. Exemple des massifs de MBoutou et de Golda Zuelva (Nord Cameroun). *Thèse, Nancy* : 197p.
- JAFFREZIC, H., JORON, J.L. et TREUIL, M. (1977)- Trace elements determination in rocks powder. A study of the precision for a given analytical procedure. *J. Radioanalytical Chemistry*, 39 : 185-188.
- JAHN, B.M., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., CORNICHE, J., VIDAL, F. et HAMEURT, J. (1980)- Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. *J. Petrol.*, 21 : 201-244.
- JAMIESON, R.A. (1984)- Low pressure cordierite bearing migmatites from Kelly's Mountain, Nova Scotia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86 : 309-320.
- JEANNETTE, D. (1972)- Analyse tectonique des formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. *Sciences Géologiques, Mém.* 36 : 175p.
- JONIN, M. (1981)- Un batholite fini-précambrien : Le batholite mancellien (Massif armoricain, France). *Thèse, Brest* : 320 p.
- JONIN, M. et VIDAL, Ph. (1975)- Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif Armoricain, France. *Can. J. Earth. Sci.*, 12 : 920-927.
- JORON, J.L. (1974)- Contribution à l'analyse des éléments en trace dans les roches et les minéraux par activation neutronique. Application à la caractérisation d'objets archéologiques. *Thèse, Paris* : 101 p.
- KRANSKOPK, K.B. (1967)- Introduction to geochemistry. **Mc Graw Hill.**
- LAMBERT, I.B., et HEIER, K.S. (1968)- Geochemical investigations of deep-seated rocks in the Australian shield - *Lithos* : 30-53.
- LAMEYRE, J. (1980)- Les magmas granitiques : leurs comportements, leurs associations et leurs sources. *Mém. Hors série, Soc. Géol. Fr.*, 10 : 51-62.

LAMEYRE, J. et BOWDEN, P. (1982)- Plutonic rock types series : discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 14 : 169-186.

LEAKE, E.B. (1978)- Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Magazine*, 42 : 533-563.

LE, V.T. (1969)- Etude radiogéologique du granite d'anatexie de S^{te} Anne d'Auray (Morbihan). Région située entre Meriadec et Calan. Thèse, Nancy : 89p.

LEE, D.E. et CHRISTIANSEN, E.H. (1983)- The granite problem as exposed in the Southern Snake Range, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83 : 99-116.

LEE, D.E. et VAN LEONEN, R.E. (1971)- Hybrid granitoid rocks of the Southern Snake Range, Nevada. *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap.*, 668 : 1-48.

LEFORT, J.P. (1975)- Le socle periarморicain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'ouest de la France. Thèse, Rennes : 217p.

LEEMAN, W.P. et PHELPS, D.W. (1981)- Partitioning of rare earths and other trace elements between sanidine and coexisting volcanic glass. *J. Geophys. Res.*, 86 : 10193-10199.

LE GUEN DE KERNEIZON, M. (1975)- Etude pétrographique du massif granitique de Brignogan - Plouescat (Massif Armoricain). Thèse, Brest : 83 p.

LE METOUR, J. (1976)- Contribution à l'étude pétrologique, géochimique et structurale du diapir migmatitique Hennebont-Vannes. Bretagne Méridionale. Thèse, Rennes : 80 p.

LETERRIER, J. et DEBON, F. (1978)- Caractères chimiques comparées des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XX : 3-10.

LIPMANN, P.W. (1971)- Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from southern Nevada. *J. Geol.* 79 : 438.

MAC CARTHY, T.S. et GROVES, D.I. (1979)- The Blue Tier batholith, northeastern Tasmania. A cumulate like product of fractional crystallisation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71 : 193-209.

MAC CULLOCH, M.T. et CHAPPELL, B.W. (1982)- Nd isotopic characteristics of S and I types granites. *Earth Planet. Sc. Let.*, 58 : 51-64.

MAHOOD, G. (1981)- Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center : Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77 : 129-149.

MAHOOD, G. et HILDRETH, W. (1983)- Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47 : 11-30.

MAILLET, L.A. et CLARKE, D.B. (1985)- Cordierite in the peraluminous granites of the Meguma zone, Nova Scotia, Canada. *Min. Magazine*, 49 : 695-702.

MARCHAND, J. (1974)- Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français (Haut-Allier). Les termes acides. Thèse, Nantes : 207 p.

MARCOUX, E. (1980)- Le district de Pontivy. Sa place dans la métallogénie plombo-zincifère du Massif Armoricain (France). Thèse, Clermont-Ferrand : 252 p.

MARRE, J. (1982)- Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. *Manuels et Méthodes. B.R.G.M.*, 3 : 126 p.

- MARTIN, H. (1977)- Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de S^t Malo (Massif Armoricaïn). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse, Rennes : 95 p.
- MARTIN, H. (1980)- Comportement de quelques éléments en traces au cours de l'anatexie : exemple du massif de S^t Malo (Bretagne, France). *Can. J. Earth. Sci.*, 17 : 927-941.
- MARTIN, H. (1985)- Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. *Mém. Docum. Centre Armo. Et. Struct. Socles, Rennes*, 1 : 392p.
- MASUDA, A., NAKAMURA, N. et TANAKA, T. (1973)- Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37 : 239-248.
- MATTE, Ph. (1983)- Two geotraverses across the Ibero-Armoricaïn Variscan arc or western Europe. Plate tectonics Interpretation. In: "Profiles of Orogenic Belts". *Geodynamics Series*, Rast, N. et Delany, F.M. éd., 10, A.G.U. : 53-81.
- MATTE, Ph. (1986)- La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périalantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II : 9-24.
- MAY, S. et PINTE, G. (1984)- Dosage par activation neutronique des terres rares dans des roches uranifères. *J. Radioanalytical Nuclear Chemistry*, 81 : 273-281.
- MERGOIL-DANIEL, J. (1970)- Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central Français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, 42 : 304p.
- MILLER, C.F. (1985)- Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *J. Geol.*, 93 : 673-689.
- MILLER, C.F., STODDARD, E.F., BRADFISH, L.J. et DOLLASE, W.A. (1981)- Composition of plutonic muscovite : genetic implications. *Can. Mineral.*, 19 : 25-34.
- MITTFELFEHLDT, D.W. et MILLER, C.F. (1983)- Geochemistry of Sweetwater Wash pluton, California : Implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47 : 109-124.
- MOMO, A.P. (1975)- Pétrographie et radiogéologie du massif granitique du Huelgoat (Finistère Nord). Thèse, Nancy : 124 p.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M. et CARRON, J.P. (1985)- Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R.Acad.Sc. Paris*, 301 : 813-818.
- NANCE, W.B. et TAYLOR, S.R. (1976)- Rare earth element patterns and crustal evolution I : Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40 : 1539-1551.
- NASH, W.P. et CRECRAFT, H.R. (1985)- Partition coefficients for trace elements in silicic magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49 : 2309-2322.
- NEUMANN, E.R. (1974)- The distribution of Mn²⁺ and Fe²⁺ between ilmenites and magnetites in igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 274 : 1074.
- NOCKOLDS, S.R. (1947)- The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245 : 401-420.
- O'CONNOR, J.T. (1965)- A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap.*, 525-B : 1379-1384.

ORSINI, J.B. (1976)- Les granitoïdes hercyniens Corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVIII : 1203-1206.

ORSINI, J.B. (1980)- Contribution à la connaissance des granitoïdes tardi-orogéniques du batholite Corso-sarde. Les enclaves sombres de l'association plutonique calco-alcaline. *Thèse, tome II, Marseille* : 104p.

PAGEL, M. (1981)- Facteurs de distribution et de concentration de l'uranium et du thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. *Thèse, Nancy* : 366 p.

PAGEL, M. (1982)- The mineralogy and geochemistry of uranium, thorium and rare-earth elements in two radioactive granites of the Vosges, France. *Min. Magazine*, 46 : 152-163.

PASTEELS, P. (1970)- Uranium-lead radioactive ages of monazite and zircon from the Vire-Carolles granite (Normandy). A case of zircon-monazite discrepancy. *Eclogae Geol. Helv.*, 63 : 231-237.

PASTEELS, P. et DORE, F. (1982)- Age of the Vire-Carolles granite. In, *Numerical dating in Stratigraphy*, G.S. Odin Ed., John Willey and Sons.

PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. et TINDLE, A.G. (1984)- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25 : 956-983.

PEUCAT, J.J. (1983)- Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Gröenland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en grande Kabylie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 28 : 158p.

PEUCAT, J.J., AUVRAY, B., HIRBEC, Y. et CALVEZ J.Y. (1984)- Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du massif Armoricain : Géochronologie Rb-Sr. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXVI : 1365-1373.

PEUCAT, J.J., CHARLOT, R., MIFDAL, A., CHANTRAINE, J. et AUTRAN, A. (1979)- Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Etude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 4 : 349-356.

PHILLIPS, G.N., WALL, V.J. et CLEMENS, J.D. (1981)- Petrology of the Strathologie batholith : a cordierite bearing granite. *Can. Mineral.*, 19 : 47-63.

PHILPOTTS, A.R. (1970)- Redox estimation from a calculation of Eu^{2+} and Eu^{3+} in natural phases. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9 : 257-268.

PICHAVANT, M. et STUSSI, J.M. (1986)- Leucogranites à deux micas et granites "S" : deux types de magmatisme crustal. 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand : 147

PIPER, D.Z. (1974)- Rare earth elements in the sedimentary cycle : a summary. *Chem. Geol.*, 14 : 285-304.

PITCHER, W.S. (1983)- Granite : typology, geological environment and melting relationships. In, *Migmatites, melting and metamorphism*. Ed. Atherton, M.P. et Gribble, C.D., *Shiva Geology Series* : 277-285.

PULLON-BOBLAYE, M. (1827)- Essai sur la configuration et la consitution géologique de la Bretagne. *Mém. Muséum*, XV : 54-116.

PUPIN, J.P. (1976)- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. *Thèse, Nice* : 394 p.

PUPIN, J.P. (1980)- Zircon and granite petrology. *Contrib. Minéral. Pétrol.*, 73 : 207-220.

QUERRE, G. (1985)- Palingénèse de la croûte continentale à l'archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 G.a) de la Finlande Orientale. Pétrologie et Géochimie. *Mém. Docum. Centre Armo. Et. Struct. Socles, Rennes*, 2 : 226p.

- RAIMBAULT, L. (1984)- Géologie, pétrographie et géochimie des granites et minéralisations associées de la région de Meymac (Haute Corrèze, France). Thèse, S^t Etienne : 482 p.
- RAYLEIGH, J.W.S (1896)- Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.*, 42 : 77-107.
- REID, J.B., EVANS, O.C. et FLATES, D.G. (1983)- Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Let.*, 66 : 243-261.
- RITTMAN, A. (1973)- Stable mineral assemblages of igneous rocks. Ed. Springer Verlag : 262 p.
- ROLET, J. (1982)- La "Phase bretonne" en Bretagne : état des connaissances. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, XIV : 63-71.
- SABATIER, H. (1980)- Vaugnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Mineral.*, 103 : 507-522.
- SABATIER, H. (1984)- Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif Central Français : une association particulière de roches grenues acides et basiques. Etude pétrographique. Thèse, Paris : 559p.
- SANDREA, A. (1966)- Notice à la carte géologique de Lannion au 1/80.000. *Service de la Carte géologique de France*.
- SAUNIER, J.F. (1986)- Un domaine cristallophyllien dans le Protérozoïque supérieur (Briovérien) de Bretagne Centrale : Le dôme de Plouguenast. *Doc. B.R.G.M.*, 109 : 118 p.
- SCHREYER, W. (1965)- Zur stabilität des Ferrocordierite. *Beitr. Mineral. Petrol.*, Band., II : 297-322.
- SCHREYER, W. (1985)- Experimental studies on cation substitutions and fluid incorporation in cordierite. *Bull. Mineral.*, 108 : 273-291.
- SHAND, S.J. (1927)- *Eruptive Rocks*. J. Wiley et Sons. New-York.
- SHAW, D.M. (1968)- A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32 : 573-602.
- SHAW, D.M. (1970)- Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34 : 237-243.
- SMITH, R.L. et MAC DONALD, R. (1979)- Rhyolitic volcanism and its relationship to granitic plutonism. *Geol. Soc. Amer. Abst. Prog.*, 11 : 520.
- STORMER, J.C. (1975)- A practical two feldspar geothermometer. *Am. Mineral.*, 60 : 667-674.
- STRECKEISEN, A.L. (1967)- Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.*, 107 : 144-240.
- TAYLOR, S.R. et GORTON, M.P. (1977) - Geochemical application of spark source mass spectrography. III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41 : 1375-1380.
- TAYLOR, S.R. et MAC LENNAN, S.M. (1985)- The continental crust : its composition and evolution. *Blackwell Scientific Publications* : 312 p.
- THOMPSON, A.B. et ALGOR, J.R. (1977)- Model systems for anatexis of pelitic rocks. I : Theory of melting reaction in the system $KAlO_2 - NaAlO_2 - SiO_2 - H_2O$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63 : 247-269.
- TINDLE, A.G. et PEARCE, J.A. (1981)- Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch

Doon Pluton, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78 : 196-207.

TINDLE, A.G. et PEARCE, J.A. (1983)- Assimilation and partial melting of continental crust : evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lithos*, 16 : 185-202.

TREUIL, M. (1973)- Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Thèse, Orléans : 491 p.

TUREKIAN, K. K. et WEDEPOHL, K.H. (1961)- Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72 : 175.

VELDE, D. (1969)- Minettes et Kersantites. Une contribution à l'étude des lamprophyres. Thèse, Paris : 335p.

VIDAL, Ph. (1973)- Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XV : 239-245.

VIDAL, Ph. (1980)- L'évolution polyrogénique du massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 21 : 162 p.

VIDAL, Ph., AUVRAY, B., CHARLOT, R. et COGNE, J. (1981)- Precambrian relicts in the Armorica massif : their age and role in the evolution of the western and central European cadomian-hercynian belt. *Precambrian, Res.*, 14 : 1-20.

VIDAL, Ph., COCHERIE, A., LE FORT, P. (1982)- Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46 : 2279-2292.

VIDAL, Ph., BERNARD-GRIFFITHS, J., COCHERIE, A., LE FORT, P., PEUCAT, J.J. et SHEPPARD, S.M.F. (1984)- Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Physics Earth Planet. Interiors*, 35 : 179-190.

VIELZEUF, D., et HOLLOWAY, J.R. (1986)- Approche expérimentale de la fusion anhydre des roches pélitiques à 10 kbar. 11^{ème} R.S.T., Clermont-Ferrand : 182.

VIGNERESSE, J.L. (1978)- Gravimétrie et granites armoricains. Thèse, Rennes : 95 p.

VIGNERESSE, J.L. (1983)- Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, XV : 1-15.

VIRGO, D., SEIFERT, F. et MYSEN, B.O. (1980)- The oxidation state of europium in albite and alkali-earth silicate glasses. *Carnegie Inst. Washington Yearks* : 313-316.

VITRAC-MICHARD, A. et ALLEGRE, C.J. (1975)- A study of the formation and history of a piece continental crust by ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr method : the case of the french oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50 : 257-285.

VON PLATEN, H. (1965)- Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beitr. Mineral. Petrol. Band. II* : 334-381.

WEDEPOHL, K.H. (1969)- Handbook of geochemistry. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York ; 5 vol.

WEDEPOHL, K.H. (1974)- Handbook of geochemistry. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York ; 5 vol.

WHITE, A.J.R. et CHAPPELL, B.W. (1977)- Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43 : 7-22.

WHITE, A.J.R. et CHAPPELL, B.W. (1983)- Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold belt, Southeastern Australia. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 159 : 21-34.

WEAVER, B.L. et TARNEY, J. (1980)- Continental crust composition and nature of the Lower crust : constraints from

the mantle Nd-Sr isotope correlation. *Nature*, 286 : 342-346.

WINKLER, H.G.F. (1962)- La genèse des roches métamorphiques. Ed. Ophrys : 188 p.

WINKLER, H.G.F. (1974)- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin - New York, 3ème Ed., 320 p.

WINKLER, H.G.F., BOESE, M. et MARCOPOULOS, T. (1975)- Low temperature granitic melt. *N. Jb. Min. Mh.*, 6 : 245-268.

WONES, D.R. et EUGSTER, H.P. (1965)- Stability of biotite : experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50 : 1228-1272.

WYNS, R. et Le METOUR, J. (1983)- Le précambrien du massif Vendéen : étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte), et synthèse des données récentes. *Mém. B.R.G.M.*, 68 : 60 p.

1. The first part of the document is a list of names and their corresponding addresses. The names are listed in a column on the left, and the addresses are listed in a column on the right. The names are: John Doe, Jane Smith, and Bob Johnson. The addresses are: 123 Main St, 456 Elm St, and 789 Oak St.

2.

3.

4.

5.

6.

7.

8.

9.

10.

11.

12.

13.

14.

15.

ANNEXES

ANNEXE I

METHODES ANALYTIQUES

METHODES ANALYTIQUES

1 - FLUORESCENCE X ET ABSORPTION ATOMIQUE.

Ces méthodes analytiques ont servi au dosage des éléments majeurs et de quelques éléments traces dans les roches totales. Seules les teneurs en Na₂O et MgO des échantillons du massif de Huelgoat ont été obtenues par absorption atomique. Les erreurs analytiques sont données dans le tableau I. La perte au feu est calculée après passage de ≈ 1g de poudre sèche de roche à 1000°C durant 1 heure.

Oxyde	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Précision %	2	3	3	3	3	2	3	2	2	10
Trace	Rb	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Nb	Y	Zr
Précision (%) pour teneurs > 20 ppm	3	3	5	5	5	5	5	5	5	5*
Précision (%) pour teneurs < 20 ppm	-	-	10	10	10	10	10	10	10	20*

Tableau I : Précisions analytiques pour les éléments majeurs et traces par fluorescence X et absorption atomique. *: le seuil de détection de 5% à 20% près est de 600 ppm pour Zr.

2 - MICROSONDE ELECTRONIQUE.

Elle permet de déterminer la concentration en éléments majeurs des minéraux. L'appareillage utilisé se situe à l'Ifremer (Brest); il s'agit d'une microsonde électronique automatisée Camebax. Les conditions analytiques sont les suivantes : 15 Kv - 15 nA; temps de comptage : 6s. Les concentrations inférieures à 0,2% ne sont pas considérées comme significatives. Les teneurs en eau sont calculées et ne sont qu'indicatives.

3 - SPECTROMETRIE δ ; ANALYSE PAR ACTIVATION NEUTRONIQUE INSTRUMENTALE.

Les principes de cette méthode ont été largement décrits par Treuil, 1973 ; Joron, 1974 ; Chayla et al., 1974 ; Cocherie, 1978 ; Boissavy-Vinau, 1979 ; Jaffrézic et al., 1980 ; Fourcade, 1981; etc...). Bien qu'il s'agisse de la méthode analytique que j'ai le plus largement utilisée, il ne convient pas ici de reprendre toute la théorie physique, mais plutôt de discuter les résultats analytiques, les étalons utilisés et quelques points particuliers.

Les analyses effectuées durant ce travail l'ont été au laboratoire Pierre Süe, Groupe des Sciences de la Terre, Saclay (CEA-CEN, Gif-sur-Yvette). Le réacteur nucléaire utilisé est Osiris (Uranium enrichi en eau légère). Deux techniques ont été employées :

Éléments dosés sans cadmium (en ppm) du standard BEN

N° Navette et date d'irradiation	U	Th	Zr*	Hf	Ta	Ba	Sr*	Co	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	P2O5 (%)	La	Ce	Eu	Tb	Sm	Yb
Jan- Mai 1983	2,4	10,2	405	5,5	0,65	944	1010	0,7	45	0,41	395	03,0	270,5	24,2	12,02	85,2	135,7	3,81	1,22	9,67	2,01
Jou- Mai 1984	2,3	10,1	391	5,9	0,70	930	1785	0,7	43	0,31	378	03,7	281,0	25,4	12,55	76,8	150,8	4,00	1,12	9,30	1,46
Nat- Août 84	2,5	10,5	317	6,0	0,80	999	982	0,7	45	0,25	356	01,1	280,0	25,4	12,77	79,9	145,4	3,72	1,07	10,51	1,95
Nat- Août 84	2,3	10,9	304	5,8	0,90	1019	1431	0,7	49	0,24	317	02,9	102,0	26,1	13,31	82,9	152,5	3,05	1,19	9,04	nd
Nat- Oct. 84	2,2	9,6	300	5,5	0,60	980	1807	0,6	44	0,23	350	01,7	287,4	25,1	11,82	79,2	149,0	4,40	1,09	10,10	2,02
Nat- Oct. 84	2,3	9,9	322	5,6	0,80	968	1640	0,7	45	0,21	360	07,4	275,3	24,3	12,02	78,6	151,2	3,64	1,10	10,14	2,04
Nat- Nov. 84	2,4	10,6	333	5,8	0,89	1008	1775	0,7	44	0,26	324	08,7	287,0	25,2	11,04	79,8	146,7	4,17	1,03	9,44	1,95
Nat- Nov. 84	2,3	10,1	346	5,6	0,57	958	1666	0,6	45	0,22	325	09,1	291,6	24,7	12,11	81,0	147,8	3,59	1,16	9,11	2,12
Moyenne et écart-type	2,3 ± 0,1	10,2 ± 0,3	326 ± 25	5,7 ± 0,1	0,75 ± 0,10	978 ± 24	1666 ± 211	0,7 ± 0,03	45 ± 1	0,27 ± 0,04	351 ± 38	03,0 ± 1,5	281,8 ± 6,8	25,1 ± 0,31	12,61 ± 1,7	80,4 ± 3,7	147,6 ± 19	3,87 ± 0,04	1,12 ± 0,04	9,67 ± 0,35	2,01 ± 0,16
% erreur	4	3	8	2	13	2	13	4	2	15	5	1	2	2	2	2	3	4	4	3	
Valeurs obtenues par Cocherie (1985)	2,35 ± 0,09	10,2 ± 0,2	317 ± 8	5,40 ± 0,11	0,72 ± 0,09	999 ± 20	1281 ± 23	0,71 ± 0,02	46,6 ± 1,4	0,29 ± 0,05	360 ± 7	03,0 ± 1,1	273 ± 2	24,8 ± 0,4	12,73 ± 0,17	80,2 ± 1,4	134 ± 2	3,58 ± 0,05	1,20 ± 0,05	11,8 ± 0,4	1,75 ± 0,12
Valeurs proposées par Govindaraju (1980)	2,4	11	365	5,4	0,5	1025	1370	0,8	47	nd	360	61	267	22,0	12,84	72	152	3,6	1,3	12,0	1,8

Tableau III : Teneurs obtenues dans l'étalon international BEN au cours de ce travail ainsi que la moyenne, l'écart type (σ) et le pourcentage d'erreur calculé (selon la formule $E = 2\sigma/\sqrt{N}$ où N représente le nombre d'échantillons analysés). Cette moyenne est comparée à celle obtenue par Cocherie (1985) et à celle proposée par Govindaraju (1980). (nd : non déterminé; * : valeurs données à titre indicatif).

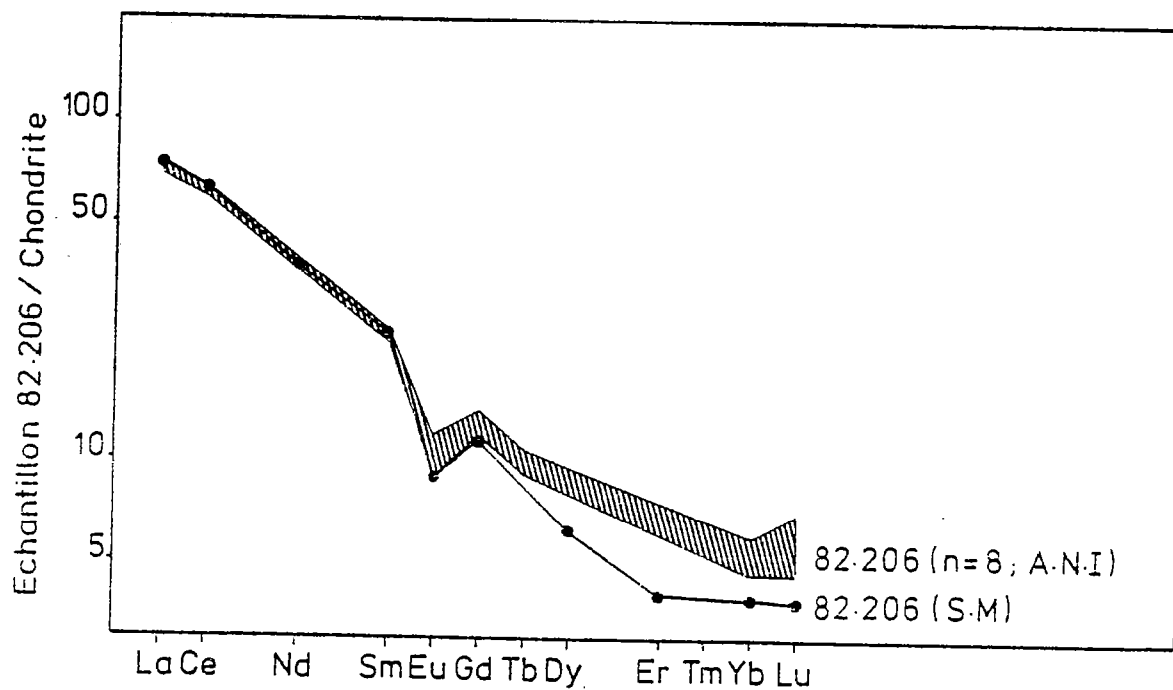


Figure a : Spectres en terres rares de la roche étaion 82.206 obtenus d'une part par activation neutronique instrumentale (A.N.I., nombre d'échantillons analysés 8) et d'autre part par spectrométrie de masse (S.M.; teneurs en ppm obtenues lors du dosage : La - 23,77 ; Ce - 51,15 ; Nd - 22,55 ; Sm - 4,42 ; Eu - 0,639 ; Gd - 2,98 ; Dy - 2,01 ; Er - 0,854 ; Yb - 0,819 ; Lu - 0,121).

- **Analyse non destructive sous aluminium:** Les échantillons (n=10) ; les standards (n=3) et l'étalon interne (n=1 ; éch:82.206) sont pesés (= 130 mg) et conditionnés dans un emballage en aluminium; ce dernier matériel ayant l'avantage d'avoir une période de désintégration très courte. L'ensemble est disposé dans une navette en aluminium et irradié durant 1 heure, sous un flux total de l'ordre de $2,5 \times 10^{14}$ n. cm⁻². s⁻¹. Après une période de repos de 8 jours, les échantillons sont analysés à partir d'une chaîne de spectrométrie gamma multicanaux associée à un détecteur au germanium dopé au lithium durant 3000 s. Les concentrations des éléments suivants : La - Ce - Sm - Eu - Tb- Yb - Lu - Pa (Th) - Cr -Na, sont calculés à partir de la relation $C_{Ech.} = C_{Std} \times A_{Ech.} / A_{Std}$ (C : concentration ramenée au même temps et à la même masse pour tous les échantillons; Ech : échantillon à analyser ; Std : étalon international, ici BEN ; A : activité spécifique). Les valeurs utilisées pour BEN sont reportés dans le tableau II.

	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Ca	Rb	Na2O%	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	Fe2O3%	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
BEN	-	10,2	-	-	-	-	-	-	3,45	-	360	-	-	-	-	-	30	150	12	3,65	1,14	1,95	0,27
GSN	7,74	40,8	250	6,1	2,31	1380	570	3,43	180	-	0,63	55	65	34	7,3	3,55	7,05	122	7,1	1,55	0,57	1,40	-

Tableau II : Valeurs utilisées (ppm) pour les 2 étalons internationaux BEN et GSN.

- **Analyse non destructive sous cadmium:** L'irradiation a lieu cette fois-ci durant au moins 8 heures dans un flux de $2,5 \times 10^{14}$ n. cm⁻². s⁻¹, et, les échantillons sont conditionnés dans un tube de cadmium (poids par échantillon= 100 mg). Ce dernier présente l'avantage d'avoir une forte section efficace au regard des neutrons ($\bar{E} = 0,5$ ev.). Ceci permet donc d'avoir un flux constitué surtout de neutrons épithermiques. Ce mode opératoire présente de nombreux avantages parmi lesquels - (1) la modération de certains éléments à forte section efficace pour les neutrons lents (par exemple : Sc) - (2) le développement, d'une part, de l'activation de certains éléments présentant des résonances avec les neutrons épithermiques et, d'autre part, des réactions de type (n,p.) (neutrons plus énergétiques ou épithermiques) permettant par exemple le dosage de Fe et Ni par respectivement ⁵⁴Mn et ⁵⁸Co. Après une période de repos de 8 jours, les éléments suivants sont mesurés (temps de comptage : 3000 s) : Sm, Ce, Np (U), Pa (Th), As, W, Ta, Na, La, Tb. Afin d'obtenir une meilleure précision des concentrations ainsi que d'autres éléments à la longue période, un deuxième comptage (temps d'au moins 20 000s. généralement 40 000s) a lieu 30 à 45 jours après. Les éléments alors dosés sont : Ce, Yb, Pa (Th), Cr, Hf, Ba, Sr, Nd*, Zr, Cs, Ni, Fe, Tb, Rb, Zn**, Ta, Co, Eu, Sb (* : très mauvaise définition ; ** : pas de valeurs étalon précises). L'étalon international utilisé est ici GSN dont les valeurs sont reportés dans le tableau III. Les concentrations obtenues dans les échantillons analysés sont alors classiquement contrôlées par les teneurs trouvées dans BEN.

Éléments dosés en flux total et sous cadmium (en ppm) dans l'échantillon étalon 82.206

N° Navette et date d'irradiation	U	Th	Zr*	Hf	Ta	Ba	Sr*	Ca	Rb	Na2O%	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	Fe2O3%	La	Ce	Eu	Tb	Sm	Yb	Lu
J35- Mai 1983	2,4	13,0	128	3,4	1,26	320	61	13,9	198	1,98	0,10	24	30	60	4,6	1,77	32,6	51,1	0,71	0,53	4,34	1,16	0,16
J37- Mai 1982	2,2	13,1	119	3,5	1,30	303	74	13,9	197	1,89	0,10	18	29	5,8	4,5	1,82	32,3	51,1	0,70	0,52	4,66	1,23	0,15
N41- Août 84	2,1	12,7	104	3,6	1,28	316	78	14,4	201	1,77	0,10	23	2,8	5,2	4,5	1,83	32,0	47,6	0,69	0,49	4,54	1,16	0,17
N42- Août 84	2,6	13,8	128	3,7	1,33	355	66	15,0	209	1,94	0,10	19	2,9	3,4	4,8	1,96	32,5	49,3	0,82	0,66	4,32	1,01	0,17
N43- Oct. 84	2,8	13,6	114	3,3	1,26	297	72	14,0	191	nd	0,10	22	2,6	3,1	4,4	1,78	32,6	50,8	0,64	0,48	4,57	1,23	0,22
N44- Oct. 84	2,5	11,9	120	3,5	1,25	309	78	13,8	194	nd	0,09	17	2,5	4,9	4,4	1,83	21,9	48,3	0,65	0,46	4,23	1,21	0,17
N45- Nov. 84	3,3	15,9	116	3,9	1,28	326	69	13,9	200	nd	0,08	16	2,7	5,5	4,5	1,85	21,6	50,4	0,81	0,50	4,61	1,13	0,19
N46- Nov. 84	3,1	13,0	123	3,7	1,27	323	78	13,5	198	nd	0,10	20	2,8	4,9	4,5	1,89	21,1	51,5	0,79	0,44	4,56	0,95	0,21
Moyenne et	2,6	13,1	124	3,6	1,28	320	73	14,0	198	1,90	0,10	20	2,8	3,4	4,5	1,83	32,1	50,0	0,75	0,48	4,47	1,13	0,15
Ecart type	20,3	20,4	2,7	2,01	2,03	2,11	7,4	2,03	2,4	2,06	2,01	2,3	2,01	2,04	2,01	2,01	2,01	2,10	2,05	2,02	2,10	2,07	2,03
% d'erreur	*	3	7	5	4	3	5	2	2	1	1	10	4	5	3	2	1	2	7	4	2	6	11

Tableau IV : Teneurs obtenues dans l'échantillon étalon 82.206 au cours de ce travail ainsi que la moyenne, l'écart type (σn) et le pourcentage d'erreur calculé selon la formule $E = 2\sigma / N$ où N représente le nombre d'échantillons analysés. (nd : non déterminé; * : valeurs données à titre indicatif).

L'utilisation de 2 types d'étalon suivant les 2 techniques employées ne favorise donc pas la détermination des erreurs analytiques ou, tout au moins, la reproductibilité des mesures. C'est pourquoi, j'ai inclus à chaque fois, un étalon interne personnel (Ech: 82.206 : granite de Huelgoat) permettant au mieux de déterminer les pourcentages d'erreur. Malgré tout, à titre indicatif, les valeurs obtenues pour BEN (sous cadmium) et les erreurs analytiques, proposées dans ce cas, sont reportées dans le tableau III. Elles sont très semblables à celles définies par Cocherie (1985) et à la moyenne proposée par Govindaraju (1980). Celles plus précises et à mon sens plus significatives obtenues à partir de l'échantillon 82.206 (flux total + cadmium) ainsi que les erreurs analytiques sont reportés dans le tableau IV.

De plus, à titre de comparaison entre méthodes analytiques, les spectres en lanthanides de cet échantillon (82.206) obtenus par activation neutronique instrumentale sont comparés à celui mesuré par spectrométrie de masse (analyse effectuée par Bernard-Griffiths au Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles). Comme c'est souvent le cas, on observe une divergence au niveau des terres rares lourdes probablement liée à la difficulté de mise en solution complète des phases accessoires, telle que le zircon (figure a).

Enfin, et surtout, il convient de mettre en garde les utilisateurs de cette méthode sur un point particulier inhérent au processus analytique. C'est la présence de forte concentration d'uranium. Outre l'interférence des pics, l'influence de cet élément est, en effet, très importante lors du dosage des terres rares comme le montrent les résultats obtenus par May et Pinte (1984) sur quelques granitoïdes (Tableau V). L'explication de telles différences est évidente lorsque l'on sait que la désintégration de l'uranium produit des terres rares de fission. Cependant, remarquons que lorsque la concentration en uranium d'un corps est inférieure ou de l'ordre de 20 ppm, l'effet de cet élément peut être quantifié et reste, somme toute, négligeable; ce qui est le cas pour les granitoïdes étudiés durant ce travail.

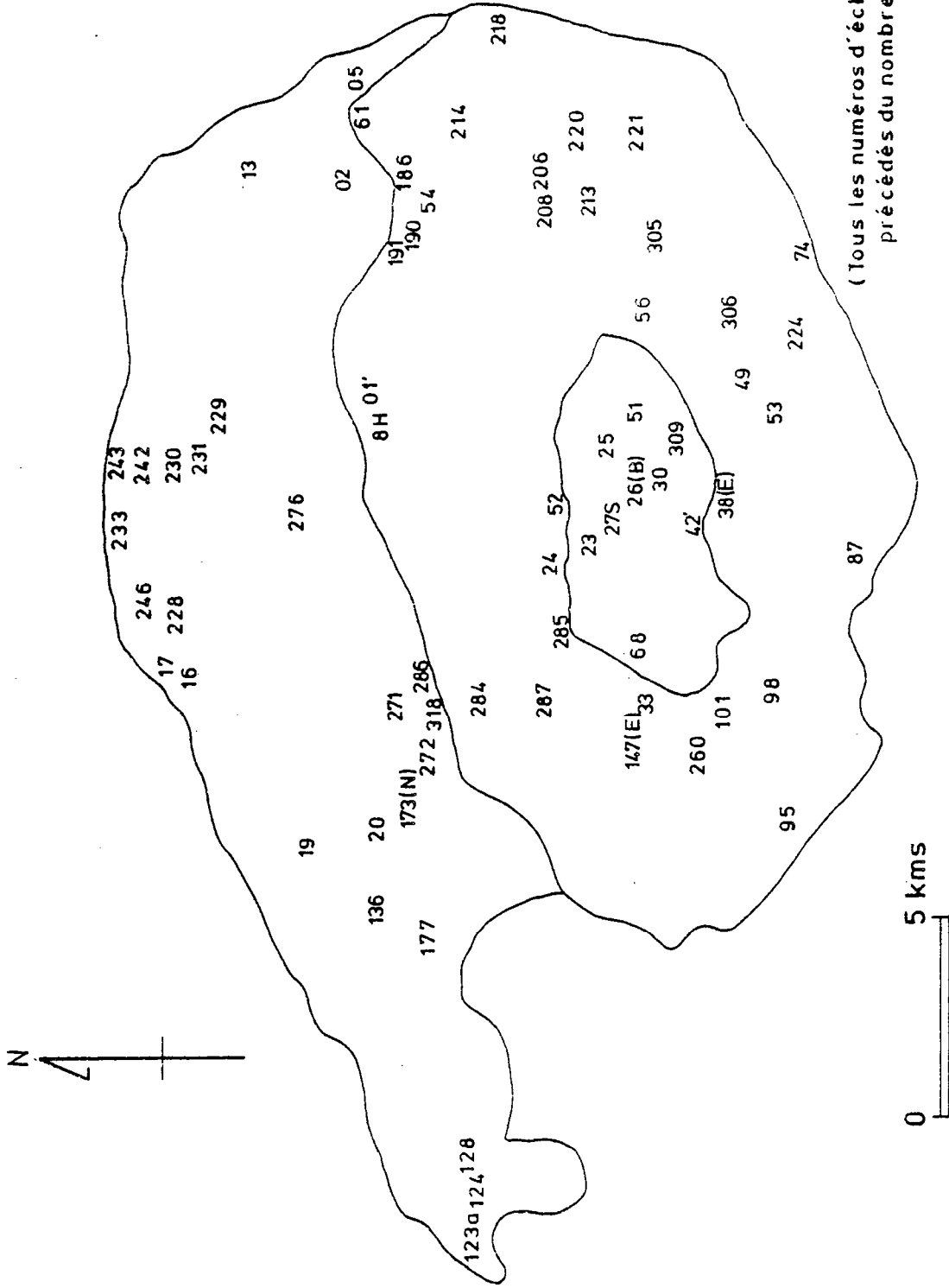
	GSN		Granite 1		Granite 2		Granite 3		Granite 4	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
U	7,7	1	29	3	545	1,1	66	1	< 1	< 1
La	70	66,5	43	48	85	25	< 0	1,4	16	1,4
Ce	117	112	63	71	nd	134	nd	3,5	11	26
Nd	27	48	39	34	nd	38	nd	= 3	11	11
Sm	7,2	5,7	7,2	6,6	nd	4,1	nd	0,4	3,0	2,7
Eu	1,60	1,60	0,48	0,48	0,45	0,47	nd	0,14	0,57	0,65
Tb	0,54	0,51	0,68	0,71	1,5	1,3	0,27	0,23	nd	0,38
Yb	1,43	1,36	= 1,00	0,88	nd	8,1	nd	2,75	0,91	1,00
Lu	0,23	0,24	nd	0,22	nd	1,6	nd	0,45	0,17	0,24

Tableau V : Résultats analytiques en terres rares et uranium de granitoïdes (en ppm), obtenus par spectrométrie δ d'une part par méthode directe (A) et d'autre part après préséparation chimique (B) (d'après les travaux de May et Pinte, 1984).

1. The first part of the document is a list of names and titles, including 'The Hon. Mr. Justice G. D. C. ...' and 'The Hon. Mr. Justice ...'.

ANNEXE II

MASSIF DE HUELGOAT



(Tous les numéros d'échantillon sont précédés du nombre 82)

Localisation des échantillons analysés.

A.182

1 - Association à biotite + cordiérite

Echantillon n°	82.33	82.285	82.54	82.213	82.206	82.38	82.53	\bar{x} (σ_n)
Quartz	22,3	32,8	23,0	24,3	24,7	26,3	30,3	24,8 (2,6)
Feldspath potassique	27,0	30,2	28,9	29,1	29,7	30,6	32,1	29,7 (1,5)
Plagioclase	38,1	35,4	34,0	37,5	34,3	33,2	24,5	33,9 (4,2)
Biotite	11,9	10,1	9,8	7,8	8,5	5,2	8,7	8,9 (1,9)
Muscovite	tr	1,3	0,7	0,2	0,6	1,4	0,7	0,7 (0,5)
Cordiérite	0,7	0,2	3,6	0,6	2,2	3,3	3,7	2,0 (1,4)
Accessoires	nd	tr	nd	0,5	nd	nd	nd	0,1 (0,2)

2 - Association à biotite + (cordiérite) + andalousite

Echantillon n°	82.306	82.214	82.221	82.49	82.52	82.218	82.220	82.305	82.87	82.74	82.191	82.101	82.136	\bar{x} (σ_n)
Quartz	27,1	27,3	27,7	27,7	28,4	28,4	28,8	28,8	29,7	29,9	30,2	30,3	32,6	29,0 (1,5)
Feldspath potassique	33,9	29,1	31,2	29,3	32,2	24,0	32,1	27,8	28,6	28,8	27,3	31,0	28,7	29,5 (2,5)
Plagioclase	32,6	32,2	31,1	30,4	29,1	34,0	30,2	35,1	33,4	30,7	29,7	29,3	29,9	31,4 (1,8)
Biotite	4,7	7,3	6,7	8,5	6,4	10,0	7,7	6,5	6,7	8,0	10,1	5,8	7,0	7,3 (1,5)
Muscovite	1,7	0,4	0,3	1,1	0,7	1,0	0,3	0,4	1,4	0,4	0,4	1,1	1,1	0,8 (0,4)
Cordiérite	tr	3,7	3,0	3,0	3,2	2,3	0,7	0,5	tr	2,2	2,3	2,5	0,3	1,8 (1,3)
Accessoires	nd	nd	nd	nd	nd	0,3	0,2	0,9	0,2	nd	nd	nd	0,4	0,2 (0,3)

3 - Association à biotite + (cordiérite) +(andalousite) + muscovite

Echantillon n°	82.8H	82.147	82.01'	82.95	82.02	\bar{x} (σ_n)
Quartz	29,1	29,2	30,6	31,9	32,0	30,6 (1,3)
Feldspath potassique	30,4	32,4	32,6	32,3	24,0	30,3 (3,3)
Plagioclase	30,9	31,9	30,1	24,1	38,1	31,2 (4,4)
Biotite	7,5	4,4	3,9	7,9	3,9	5,5 (1,8)
Muscovite	1,8	1,9	2,2	0,7	1,7	1,7 (0,5)
Cordiérite	0,3	0,1	0,2	3,1	tr	0,7 (1,2)
Accessoires	nd	0,1	0,4	nd	0,3	0,2 (0,2)

Analyses modales du granite de Huelgoat.

A. 183

1 - Association à biotite + muscovite + cordiérite

Echantillon n°	82.147E*	82.38E*	82.30	82.23	82.25	82.309	82.51	\bar{x} (σ n)
Quartz	23,0	25,0	25,7	27,3	28,0	28,7	28,8	26,6 (2,0)
Feldspath potassique	13,0	15,4	19,0	20,7	18,7	18,1	17,8	17,5 (2,4)
Plagioclase	45,8	42,3	44,2	38,2	42,0	41,7	41,8	42,3 (2,2)
Biotite	13,8	15,4	3,8	12,1	7,9	9,3	10,3	11,2 (2,6)
Muscovite	tr	tr	0,7	1,0	1,3	0,6	0,4	0,6 (0,4)
Cordiérite	3,9	1,9	0,9	0,7	2,1	1,5	0,4	1,6 (1,1)
Accessoires	0,5	tr	0,7	tr	tr	0,1	tr	0,2 (0,3)

2 - Association à biotite + muscovite + (cordiérite) + andalousite

Echantillon n°	82.68	82.27S	82.42	\bar{x} (σ n)
Quartz	26,6	28,8	31,1	28,8 (1,8)
Feldspath potassique	21,4	21,2	25,3	22,6 (1,9)
Plagioclase	40,4	39,7	40,3	40,1 (0,3)
Biotite	5,5	2,0	0,4	2,6 (2,1)
Muscovite	2,2	5,2	0,3	2,6 (2,0)
Cordiérite	1,6	2,9	0,1	1,5 (1,1)
Accessoires	2,3	0,2	2,5	1,7 (1,0)

3 - "Aplite centrale" à biotite + muscovite + (cordiérite) + andalousite

Echantillon n°	82.26
Quartz	31,2
Feldspath potassique	29,2
Plagioclase	32,1
Biotite	1,9
Muscovite	3,5
Cordiérite	0,8
Accessoires	1,9

* échantillon en enclave de petite taille dans le granite de Huelgoat.

Analyses modales du granite du Cloître.

A. 184

1 - Faciès à biotite + (muscovite)

Echantillon n°	82.286	82.272	82.271	82.173	82.20	82.229	82.177	82.231	\bar{x} (σ_n)
Quartz	26,0	28,0	28,7	31,0	32,2	32,3	32,6	32,6	30,4 (2,4)
Feldspath potassique	21,2	17,0	15,8	26,2	23,3	24,3	19,3	21,5	21,1 (3,3)
Plagioclase	43,5	43,2	42,4	33,4	35,8	32,2	34,2	34,9	37,5 (4,4)
Biotite	7,8	11,0	11,0	8,0	6,3	10,0	9,5	7,8	8,9 (1,6)
Muscovite	1,5	0,6	2,0	1,4	2,0	1,2	4,4	3,2	2,0 (1,1)
Accessoires	tr	0,2	0,1	tr	0,4	tr	tr	tr	0,1 (0,1)

2 - Faciès à biotite + muscovite

Echantillon n°	82.224	82.246	82.19	82.242	82.16	\bar{x} (σ_n)
Quartz	30,6	31,0	31,1	32,4	34,4	31,9 (1,3)
Feldspath potassique	21,4	21,7	23,2	24,9	19,7	22,5 (1,7)
Plagioclase	34,4	35,7	35,1	31,5	39,1	35,7 (2,5)
Biotite	10,1	5,5	8,6	4,6	5,6	6,4 (2,2)
Muscovite	3,6	6,0	2,0	6,5	1,2	3,5 (2,1)
Accessoires	tr	0,2	tr	0,1	tr	- -

3 - Faciès à muscovite + (biotite)

Echantillon n°	82.123a	82.124	82.233	82.243	\bar{x} (σ_n)
Quartz	31,9	34,1	36,3	36,6	34,7 (1,9)
Feldspath potassique	21,2	21,9	24,5	23,0	22,6 (1,2)
Plagioclase	35,4	33,0	30,5	35,8	33,7 (2,1)
Biotite	1,5	2,9	1,5	0,4	1,6 (0,9)
Muscovite	9,9	8,0	7,1	4,2	7,3 (2,1)
Accessoires	0,1	0,1	0,1	tr	0,1 (0,1)

Analyses modales du granite de La Feuillée.

N° Echantillon	82-230	82-17	82-228	82-318	82-276	82-20	82-05	82-173 N	82-173	82-13	82-229	82-19	82-128	82-124	82-233	82-243
N° Analyse	7406	7397	7399	7720	7405	7345	7711	7401	7342	7410	7716	7344	7369	7404	7371	7331
SiO ₂	69,83	70,47	70,54	70,61	70,63	70,63	70,99	71,28	71,43	71,66	71,72	71,81	73,19	73,60	73,62	74,92
Al ₂ O ₃	15,57	15,29	15,04	15,36	15,02	15,02	15,82	14,94	15,21	14,97	15,10	15,31	15,24	14,81	14,45	14,50
Fe ₂ O ₃	1,96	1,95	2,11	2,45	1,93	1,93	1,71	1,90	2,07	1,65	2,08	1,76	1,59	1,11	0,79	0,47
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02
MgO	0,78	0,76	0,80	1,09	0,83	0,83	0,63	0,79	0,86	0,66	0,83	0,73	0,66	0,41	0,28	0,10
CaO	1,19	1,08	1,24	1,61	1,38	1,38	1,11	1,20	1,31	0,91	1,30	1,29	0,85	0,58	0,57	0,42
Na ₂ O	3,42	3,80	3,73	3,69	3,57	3,57	3,72	3,75	3,73	3,45	3,52	3,80	3,54	3,98	3,64	4,42
K ₂ O	4,72	4,11	4,33	4,01	4,43	4,43	4,43	4,23	4,04	4,04	4,17	4,46	4,36	4,19	4,55	3,51
TiO ₂	0,32	0,34	0,33	0,39	0,31	0,31	0,27	0,31	0,34	0,26	0,34	0,28	0,27	0,19	0,12	0,03
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,20	0,12	0,10	0,10	0,20	0,08	0,09	0,13	0,08	0,10	0,17	0,13	0,16	0,09
P.F.	1,18	1,29	1,37	0,77	0,84	0,84	0,74	0,95	0,77	1,28	0,79	0,89	1,38	0,99	0,93	0,89
Total	99,12	99,15	100,29	100,13	99,06	99,06	99,65	99,45	99,88	99,04	100,16	100,46	101,28	100,60	99,14	99,37
FeO color.					1,20	1,20										
Fe ₂ O ₃					0,60	0,60										
Quartz	28,48	29,82	28,22	29,93	29,04	28,97	29,60	29,74	30,43	33,52	31,05	29,05	33,55	32,91	33,83	34,99
Orthose	27,91	24,30	25,60	24,66	23,71	26,22	26,22	25,02	23,91	23,91	24,66	26,38	25,80	24,77	26,91	20,77
Albite	28,90	30,52	32,12	31,52	31,18	30,18	31,44	31,70	31,52	29,16	29,74	32,12	29,92	33,64	30,76	37,36
Anorthite	5,23	4,95	5,70	4,14	7,31	6,26	4,34	5,50	5,98	3,78	7,01	5,81	3,22	2,14	1,89	1,56
Hypersthène	1,95	1,95	1,90	2,00	2,73	2,08	1,58	1,98	2,15	1,65	2,08	1,83	1,65	1,03	0,70	0,25
Apatite	0,29	0,17	0,18	0,47	0,29	0,24	0,47	0,18	0,22	0,30	0,18	0,24	0,40	0,30	0,39	0,22
Ilménite	0,06	0,09	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,02	0,06	0,05
Rutile	0,29	0,30	0,30	0,30	0,36	0,29	0,24	0,29	0,31	0,23	0,31	0,25	0,24	0,18	0,09	0,01
Cornéon	2,91	3,51	2,25	3,76	2,26	2,04	3,30	2,16	2,49	3,52	2,22	2,09	3,50	2,93	2,83	2,85
Magnésite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hématite	1,96	1,95	1,95	2,11	2,45	1,93	1,71	1,90	2,07	1,65	2,0	1,76	1,59	1,11	0,79	0,47

Analyses chimiques en éléments majeurs (et norme CIPW) du granite de La Feuillée.

A.187

N°Echantillon	82.287	82.284	82.33		82.186	82.56	82.190	82.221	82.53	
N°Navette			J35						J27	
	FX	FX	FX	ANI	FX	FX	FX	FX	FX	ANI
Nb			10				9			
Zr			110	129			147			109
Y			14				19			
Sr	138	120	184	184	144	97	118	91	80	54
Rb	232	182	216	210	200	216	189	213	221	231
Co			5	1,2			3			2,3
V			34				32			
Ni			15	15,0			3			1,4
Cr			13	17						5
Ba			182	544			443			107
U				7,8						8,3
Th				9,8						12,0
Hf				2,8						3,1
Ta				1,80						1,79
Cs				0,6						21,4
Sb				0,14						2,15
Sc				5,3						4,0

N°Echantillon	82.206		82.74	82.24	82.05	82.214	82.61	82.02		82.87	
N°Navette	J35			J28			J28	J35		J27	
	FX	ANI	FX	ANI	FX	FX	ANI	FX	ANI	FX	ANI
Nb	9							7			
Zr	123	128		120			96	100	126		47
Y	16							10			
Sr	95	64	79	75	67	98	74	105	73	74	nd
Rb	202	196	237	199	246	194	224	234	221	226	226
Co	4	3,0		2,7			1,5	3	1,5		1,1
V	25							18			
Ni	6	4,0		5,8			2,1	7	2,1		2,5
Cr	20	24		22			12	19	16		3
Ba	318	320		351			329	385	409		142
U		4,4		9,1			6,2		7,3		2,9
Th		13,0		13,2			10,3		12,8		5,7
Hf		3,4		3,1			2,8		3,1		1,6
Ta		1,26		1,06			1,55		1,24		0,90
Cs		13,9		9,3			10,9		15,3		14,4
Sb		0,10		0,15			0,09		0,13		0,03
Sc		4,4		4,7			2,9		3,1		2,3

N°Echantillon	82.208	82.38		82.260	82.8H		82.01	82.98
N°Navette	J35			J28	J28			
	FX	FX	ANI	FX	ANI	FX	ANI	ANI
Nb			9					
Zr			73	85	121		115	119
Y			13					
Sr	77	82	82	72	65	84	77	27
Rb	187	227	222	221	214	227	273	228
Co			3	1,3			1,9	4,0
V			16					
Ni			6	3,0			3,7	4,0
Cr			20	15			14	18
Ba			384	298			361	257
U				15,8			6,5	14,5
Th				6,7			10,2	12,0
Hf				2,0			2,4	3,2
Ta				1,32			1,31	1,78
Cs				33,4			12,3	14,5
Sb				0,26			0,07	0,03
Sc				1,7			2,7	5,9

Analyses en éléments traces (autres que les terres rares) du granite de Huelgoat (ppm).

N°Echantillon	82.51	82.23	82.30	82.309	82.68	82.27 S	82.26B	82.26
N°Navette	J28	J27	J35		J27	J28		J35
	ANI	ANI	FX	ANI	ANI	FX	ANI	FX
Nb			10				7	
Zr	158	266	135	150	146		37	38
Y			15				9	9
Sr	183	298	204	204	142	89	67	59
Rb	189	256	192	183	206	201	198	182
Co	5,9	10,2	6	4,8	4,7		1,9	2
V			41				6	6
Ni	14,0	29,8	15	14,0	13,1		5,4	3
Cr	55	69	43	47	37		12	11
Ba	509	841	552	533	489	492	297	301
U	9,4	10,0		7,3	5,5		3,8	4,8
Th	15,6	22,9		12,5	13,9		3,4	2,3
Hf	4,1	6,5		3,6	3,9		2,1	1,2
Ta	1,44	1,75		1,27	1,34		2,55	2,17
Cs	13,1	21,2		14,8	12,9		26,0	26,9
Sb	0,16	0,24		0,28	0,12		0,24	0,21
Sc	7,2	9,4		5,9	5,7		1,9	2,7

Analyses en éléments traces (autres que les terres rares) du granite du Cloître (ppm).

N°Echantillon	82.29	82.17	82.22B	82.31B	82.276	82.20	82.05	82.173
N°Navette	J27		J35		J27		J35	
	FX	FX	FX	FX	ANI	FX	ANI	FX
Nb				9		8		9
Zr				117	144	102	114	99
Y				14		17		13
Sr	262	207	233	159	258	262	264	155
Rb	148	157	136	201	166	149	145	202
Co				4	4,0	4	3,1	3
V				32		29		25
Ni				9	10,1	10	7,0	6
Cr					33	26	24	
Ba				477	626	546	540	404
U					5,2		6,6	
Th					11,8		10,3	
Hf					3,9		3,3	
Ta					0,76		0,58	
Cs					6,4		4,0	
Sb					0,14		0,07	
Sc					5,7		5,0	

N°Echantillon	82.13	82.299	82.19	82.128	82.124	82.233	82.243
N°Navette	J28		J27		J27		J35
	FX	ANI	FX	ANI	FX	ANI	FX
Nb							
Zr		92		77		16	22
Y							
Sr	155	158	279	203	208	105	81
Rb	146	166	136	145	158	172	173
Co		2,5		2,7		0,5	0,5
V							
Ni		5,9		2,7		0,3	0,8
Cr		15		16		9	12
Ba		374		407		151	41
U		7,5		5,6		3,4	3,6
Th		8,2		10,0		4,1	2,9
Hf		2,6		2,8		1,9	1,2
Ta		1,03		0,89		0,93	1,30
Cs		10,2		5,4		3,5	3,7
Sb		0,12		0,04		0,25	0,12
Sc		4,8		4,8		3,5	3,2

Analyses en éléments traces (autres que les terres rares) du granite de La Feuillée (ppm).

N°Echantillon N°Navette	Huelgoat						Le Cluzac						La Feuillée						
	82.24 J28	82.38 J35	82.53 J27	82.61 J28	82.87 J27	82.98 N43	82.01 J28	82.811 J28	82.03 J35	82.181 J28	82.23 J27	82.30 J35	82.109 J27	82.08 J28	82.275 J35	82.20 J35	82.219 J27	82.13 J28	82.124 J27
La	22,1	17,0	19,7	18,8	10,1	23,0	14,7	15,6	20,5	30,6	25,9	23,4	10,8	4,5	23,1	22,1	19,8	6,9	6,1
Ce	51,7	32,1	41,4	41,1	20,8	55,5	29,5	33,9	46,8	61,6	51,2	48,5	22,5	10,9	48,8	45,3	41,7	18,9	13,7
Sm	51,0	37,4	41,9	39,9	21,6	51,8	5,90	3,92	4,85	5,02	4,78	4,18	2,18	1,60	4,66	4,17	3,85	2,46	2,41
Eu	0,74	0,59	0,69	0,62	0,28	0,67	0,80	0,68	0,71	1,38	0,89	0,80	0,51	0,43	0,85	0,76	0,71	0,23	0,69
Tb	0,50	0,30	0,46	0,34	0,22	0,47	0,35	0,34	0,37	0,75	0,48	0,53	0,23	0,19	0,54	0,56	0,45	0,34	0,34
Yb	1,32	1,22	1,19	0,69	0,97	0,98	0,67	0,77	0,73	1,62	1,44	1,22	0,94	0,89	1,50	1,73	1,44	1,16	1,41
Lu	0,20	0,17	0,15	0,11	0,10	0,16	0,11	0,12	0,11	0,20	0,17	0,17	0,14	0,16	0,21	0,20	0,18	0,14	0,22
ΣREE	82,16	80,65	78,31	62,85	34,23	86,36	50,03	55,33	74,07	101,37	84,36	78,80	37,27	18,97	79,62	74,82	67,85	12,13	24,27
(La/Th) _N	1,14	1,20	1,11	1,11	1,08	1,00	1,47	1,35	1,86	12,4	14,9	12,8	7,7	3,5	10,1	8,4	11,5	4,8	2,8
(La/Sm) _N	2,7	3,0	2,9	2,9	2,9	2,4	2,4	2,4	2,6	3,7	3,3	3,4	3,1	1,8	3,0	3,0	3,4	2,2	1,5
(Th/Th) _N	1,0	1,8	1,7	1,4	1,4	2,0	2,2	1,9	2,2	2,0	1,8	1,9	1,1	0,9	1,5	1,4	1,7	1,2	1,3
Eu/Eu*	0,54	0,53	0,50	0,64	0,48	0,47	0,77	0,66	0,59	1,00	0,66	0,65	0,85	0,91	0,73	0,59	0,85	0,30	0,11

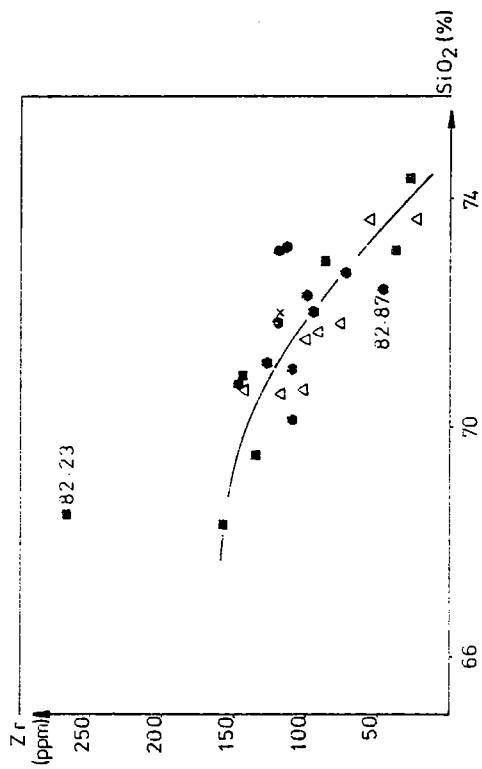
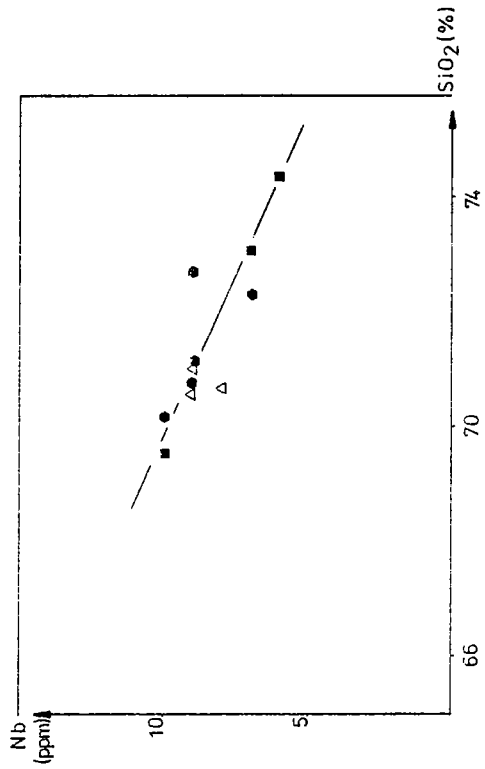
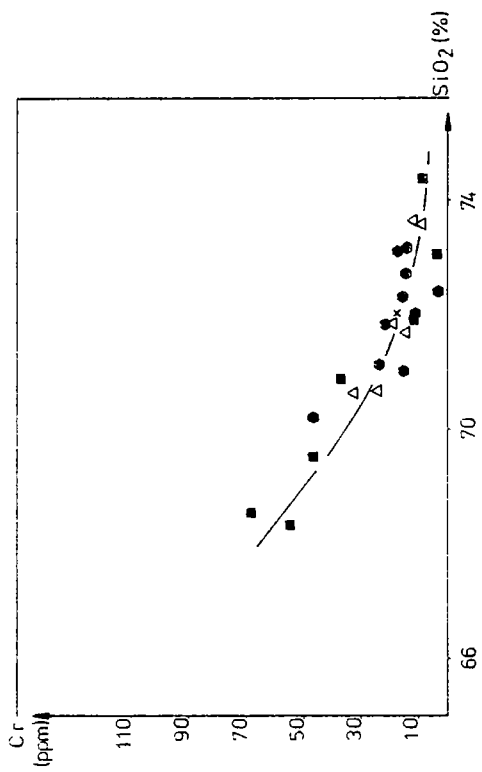
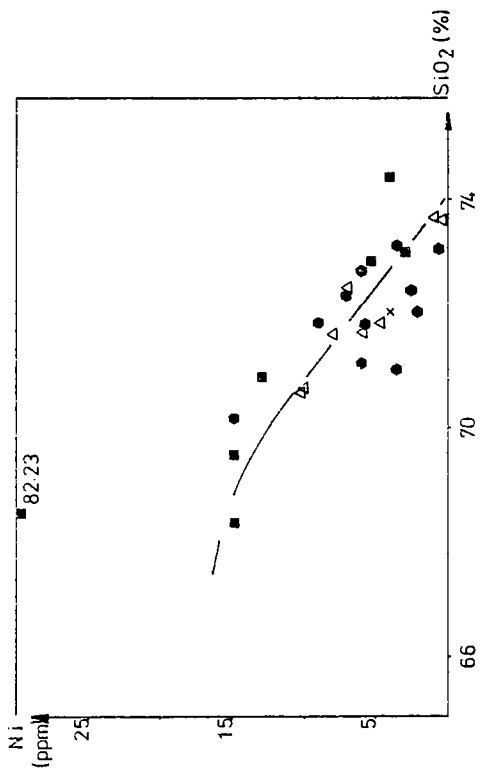
Terres rares des granites des 3 intrusions du massif de Huelgoat (ppm).

A.190

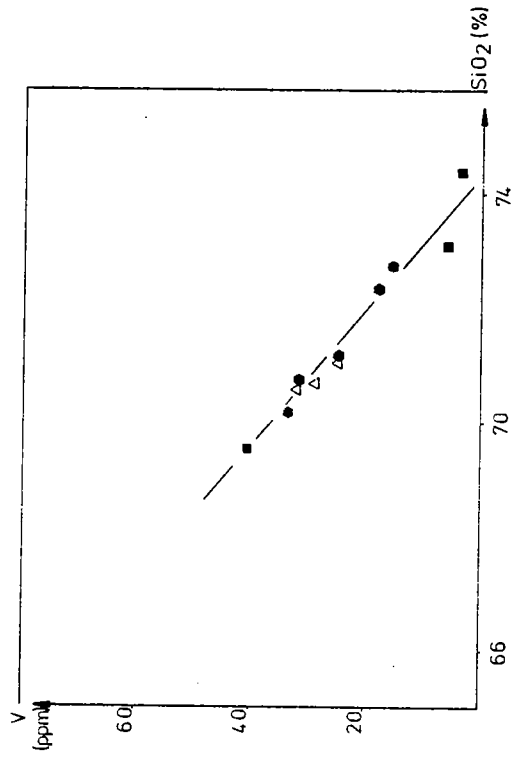
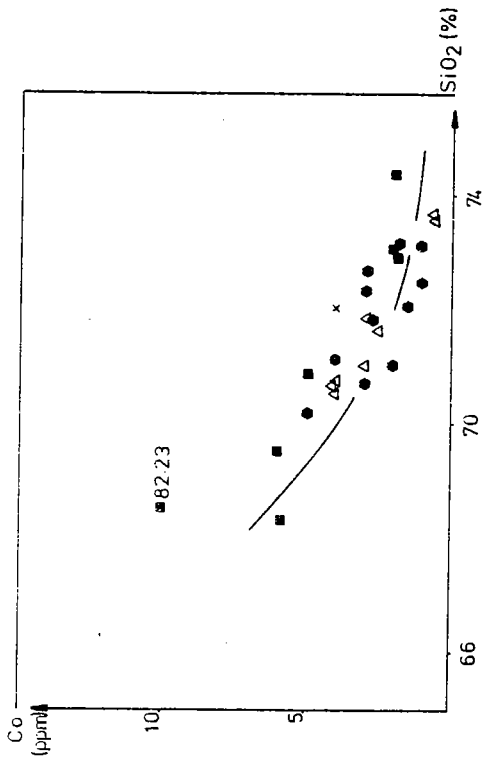
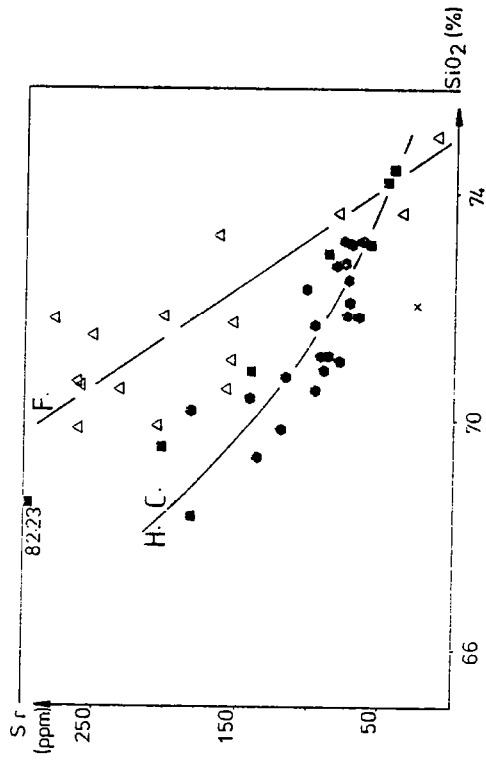
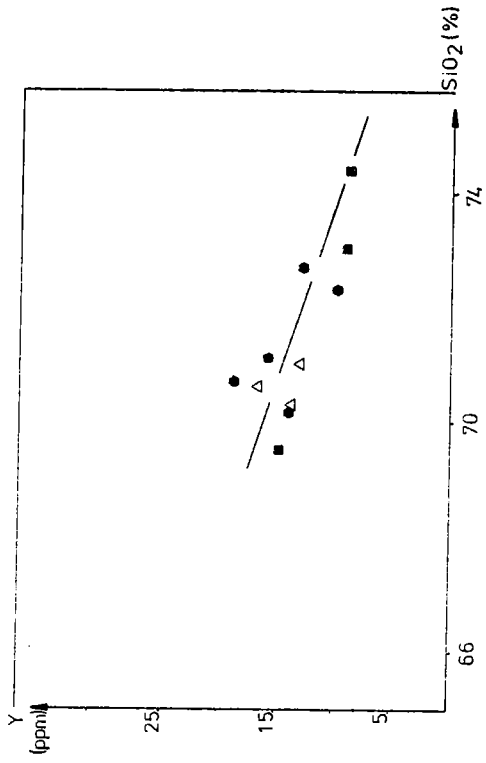
Unité	N° Echantillon	N° Analyse	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1) ($\pm 2\sigma$)
La Feuillée		3124 (2)	144	285	1,467	0,7145
	82.19	7344	162	230	2,043	0,71570 \pm 6
	82.20	7345	146	261	1,626	0,71427 \pm 5
	82.233	7371*	215	38,7	16,146	0,77726 \pm 8
	82.124	7404	183	82,8	6,423	0,73724 \pm 5
	82.13	7410	164	174	2,728	0,71978 \pm 6
Le Cloître	-	3120 (2)	197	203	2,800	0,7199
	-	3121 (2)	195	54	10,49	0,7581
	-	3122 (2)	187	209	2,589	0,7194
	82.27 S	7403	177	58,4	8,788	0,75048 \pm 4
	82.68	7411	211	89,8	6,826	0,73949 \pm 4
Huelgoat	-	3118 (2)	220	108	5,908	0,7358
	-	3119 (2)	229	73	9,071	0,7491
	-	3123 (2)	218	102	6,182	0,7371
	82.01'	7346	253	92,6	7,947	0,74580 \pm 7
	82.206	7372	202	93,7	6,249	0,73734 \pm 6
	82.87	7374	246	78,5	9,122	0,74964 \pm 9
	82.53	7400	236	81,0	8,449	0,74706 \pm 10
	82.186	7714	172	116	4,309	0,72720 \pm 4
(biotite)	B.82.206	B.7372	1173	3,97	1168,2	5,753 \pm 0,0017

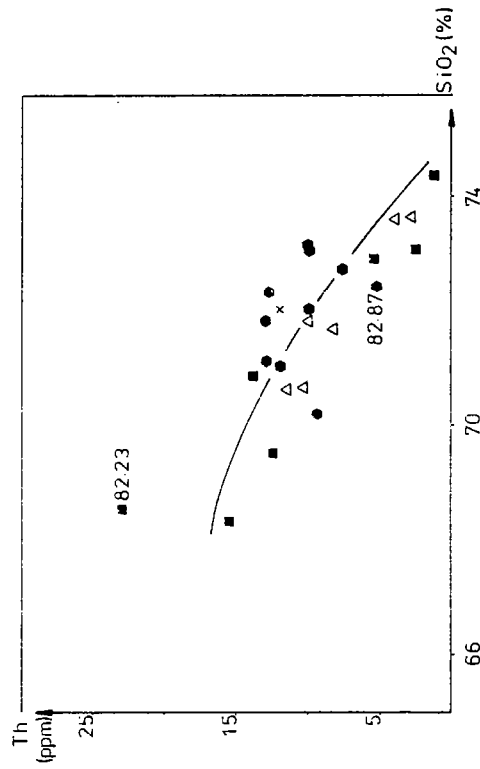
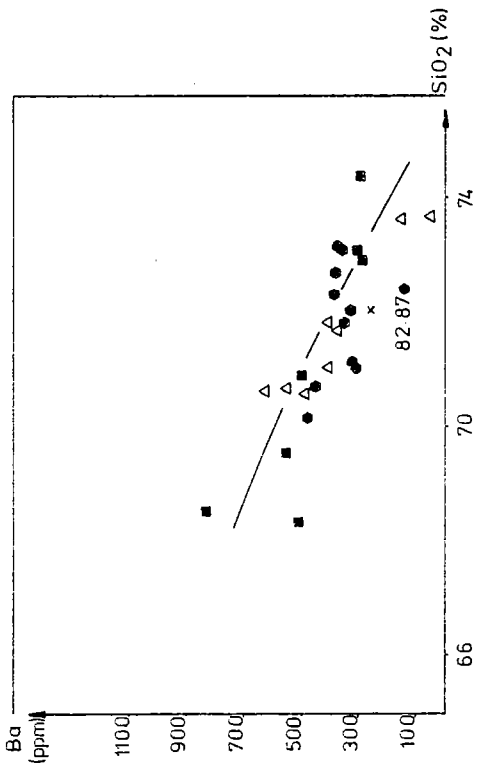
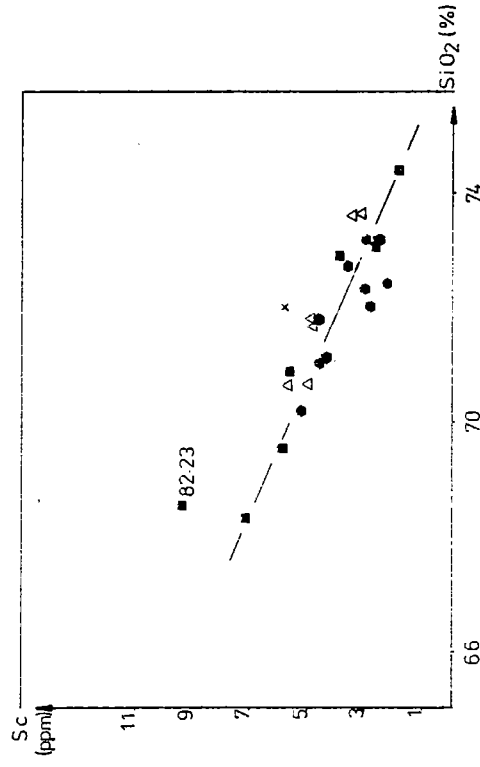
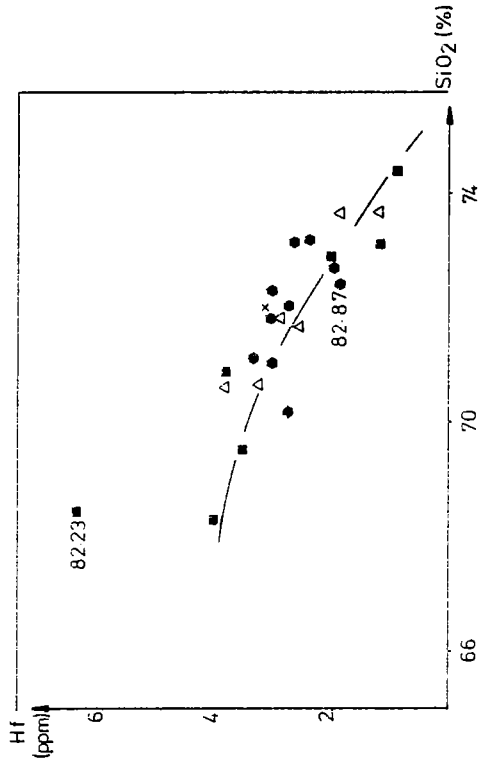
(1) : ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) mesurés sont normalisés à 0,71016 pour NBS-987.
(2) : d'après Peucat et al. (1979).

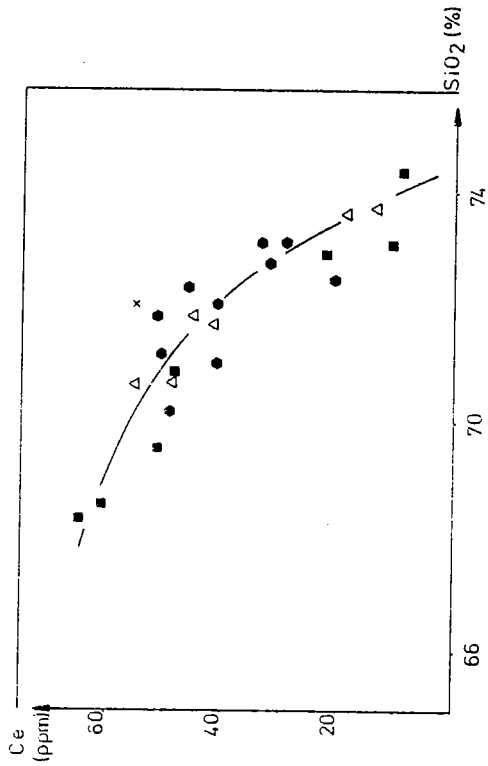
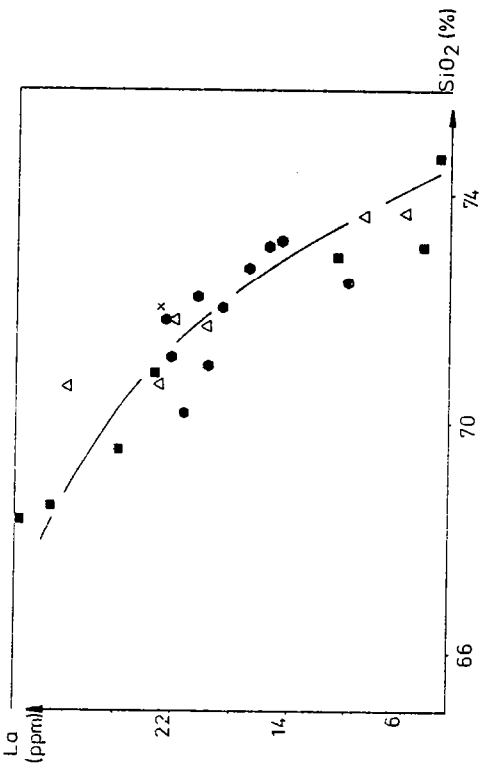
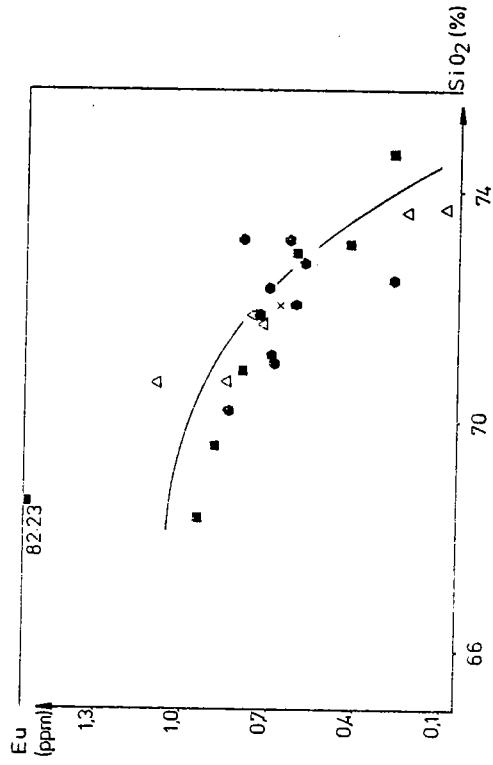
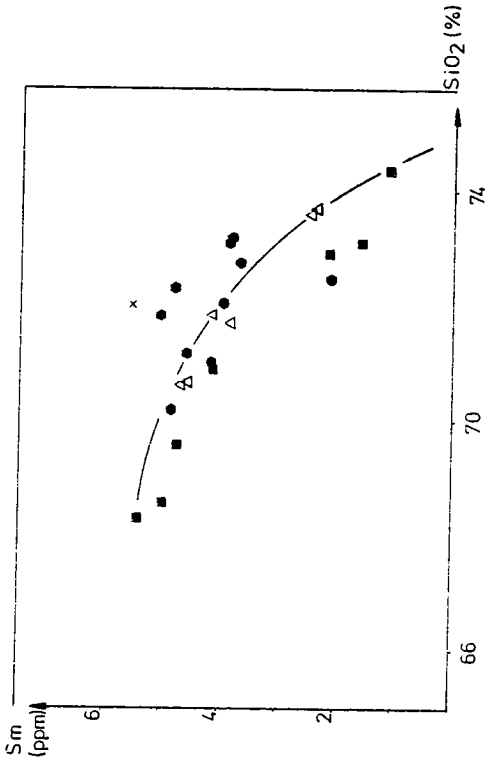
Massif de Huelgoat: données Rb / Sr.

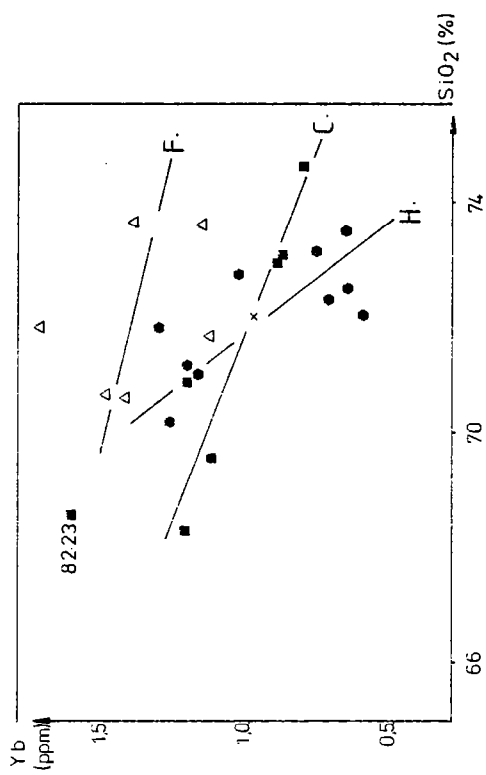
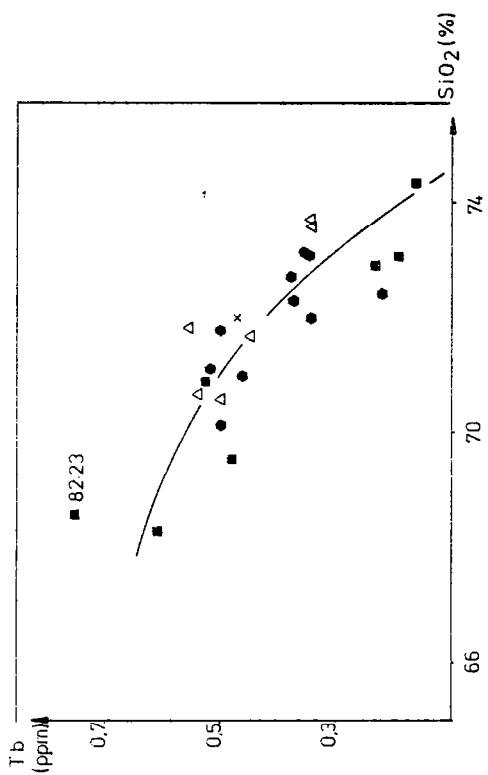
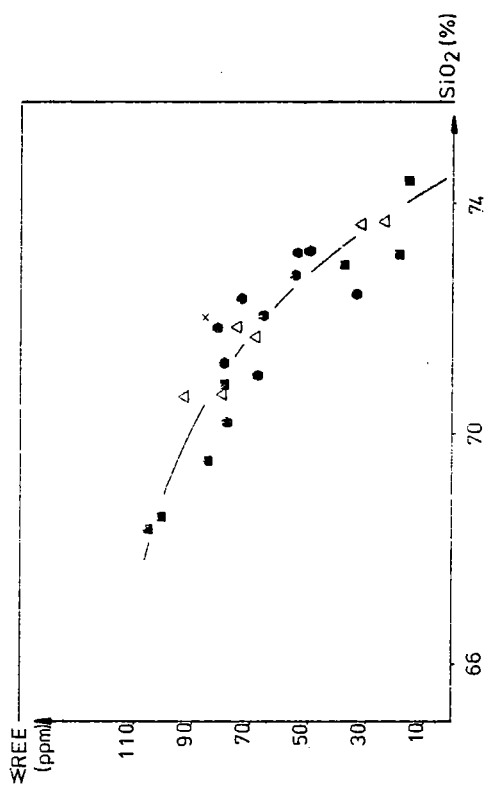
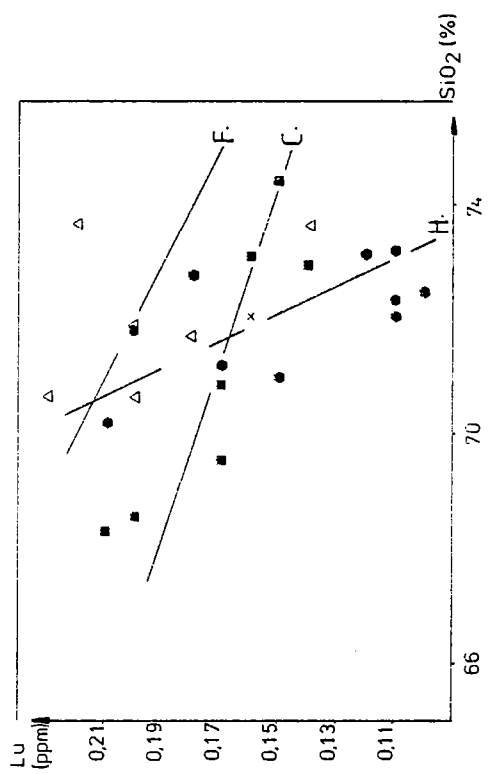


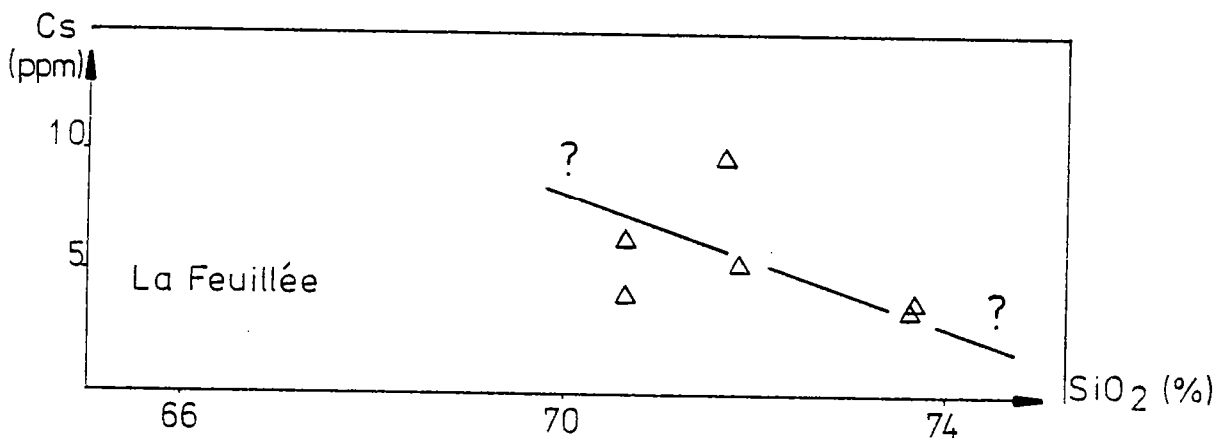
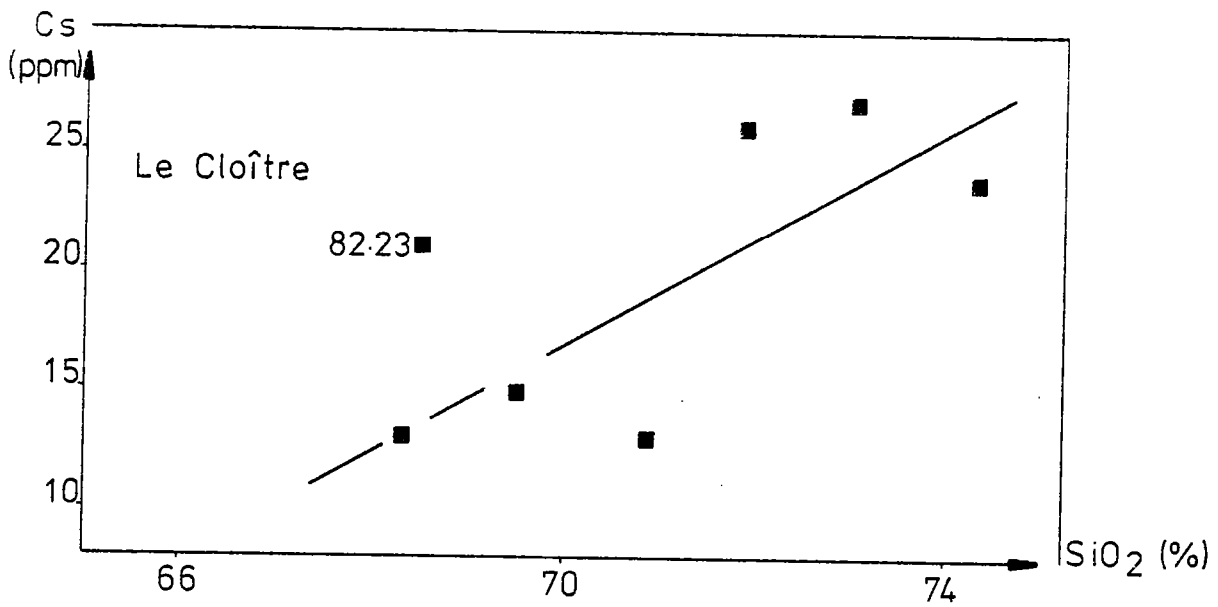
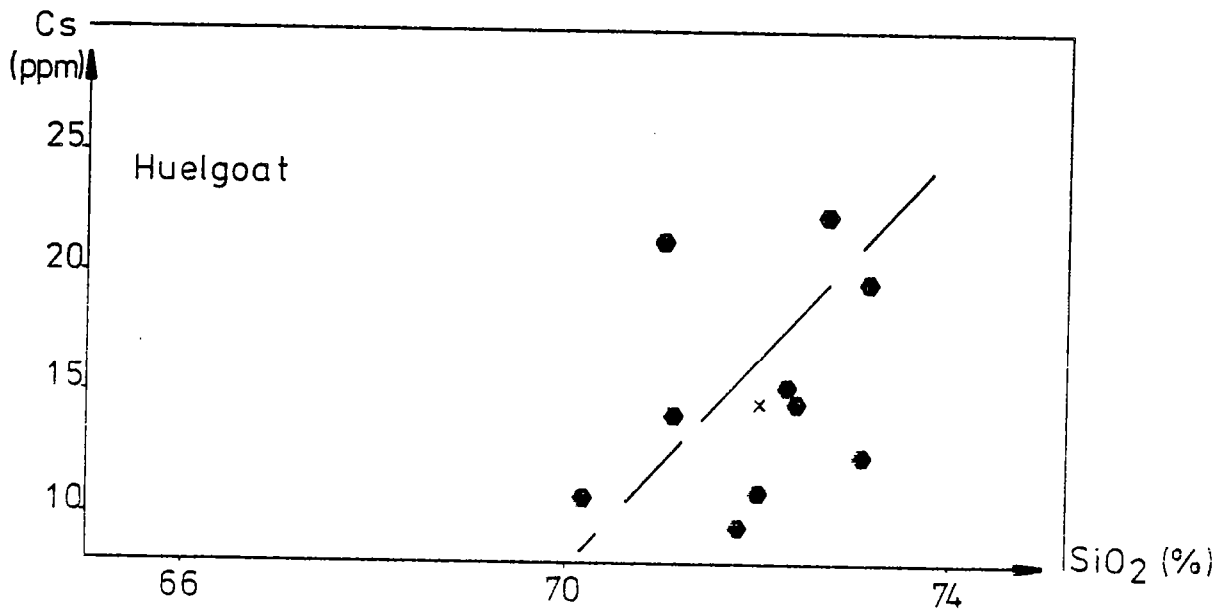
Diagrammes élément trace (ppm) = f SiO₂ (%) - hexagone noir: Huelgoat; carré noir: Le Cloître; triangle évidé: La Feuillée.

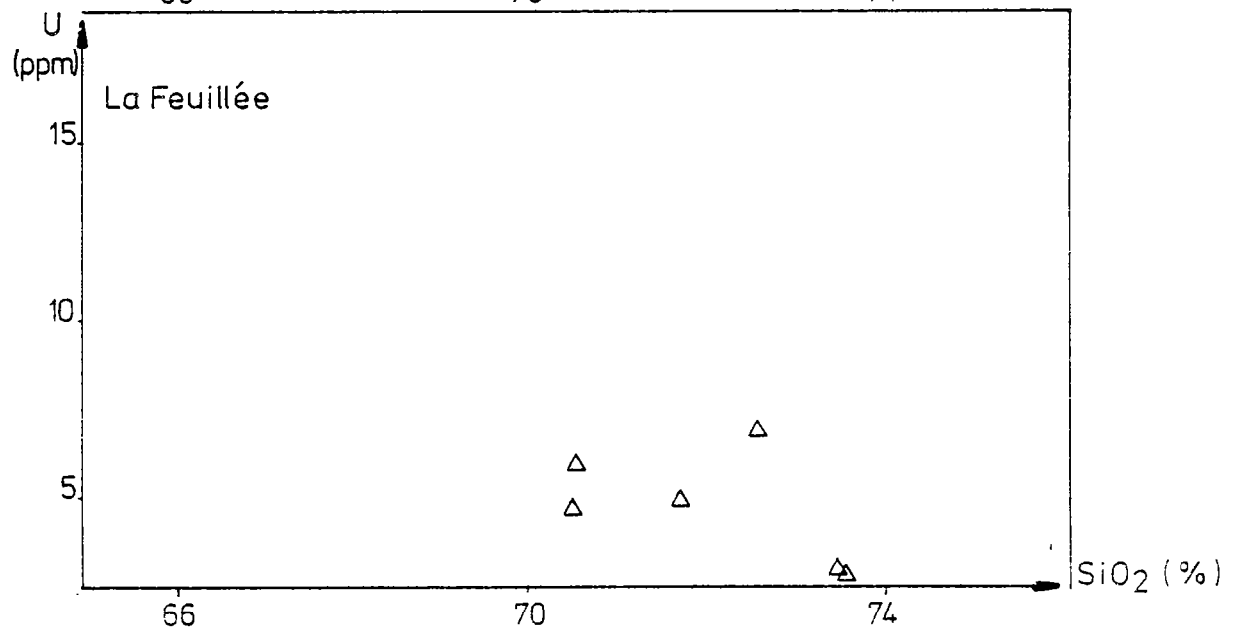
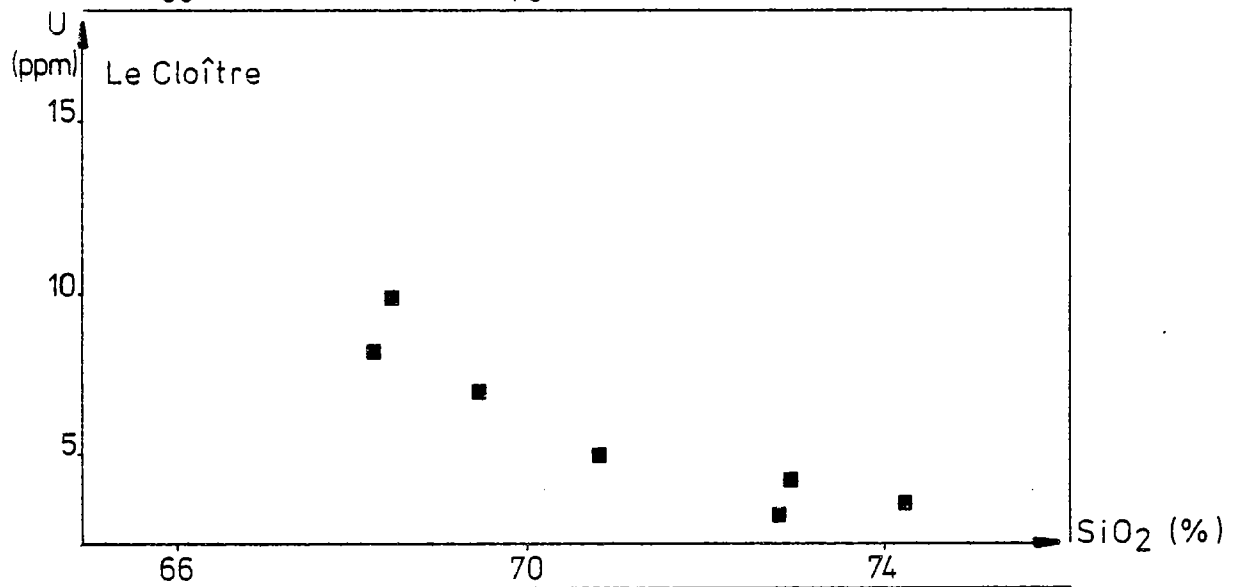
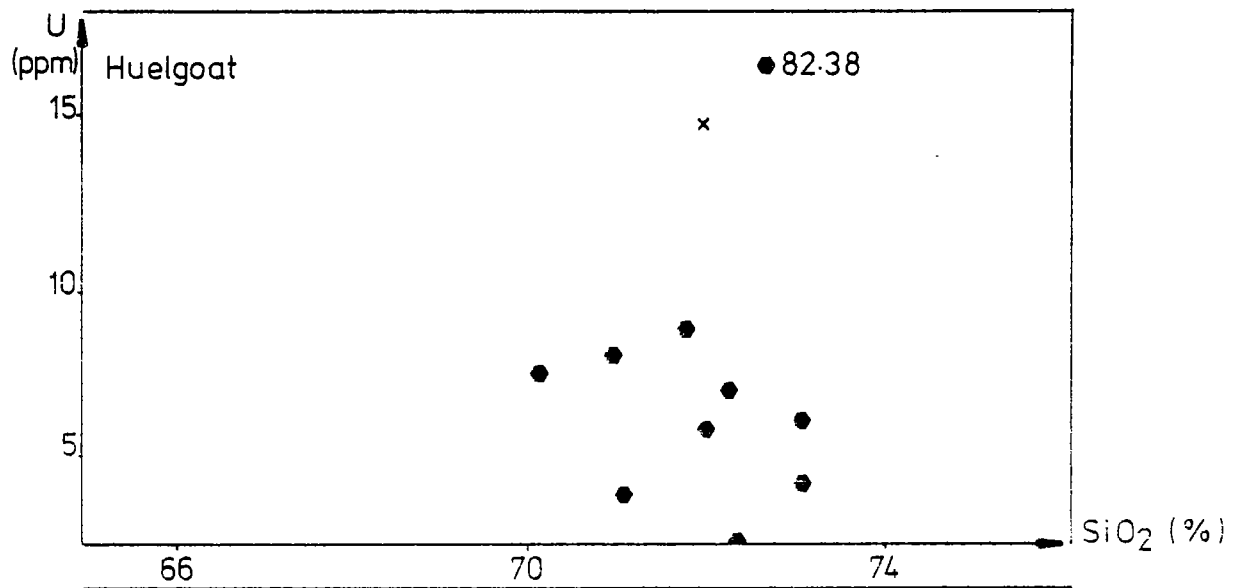


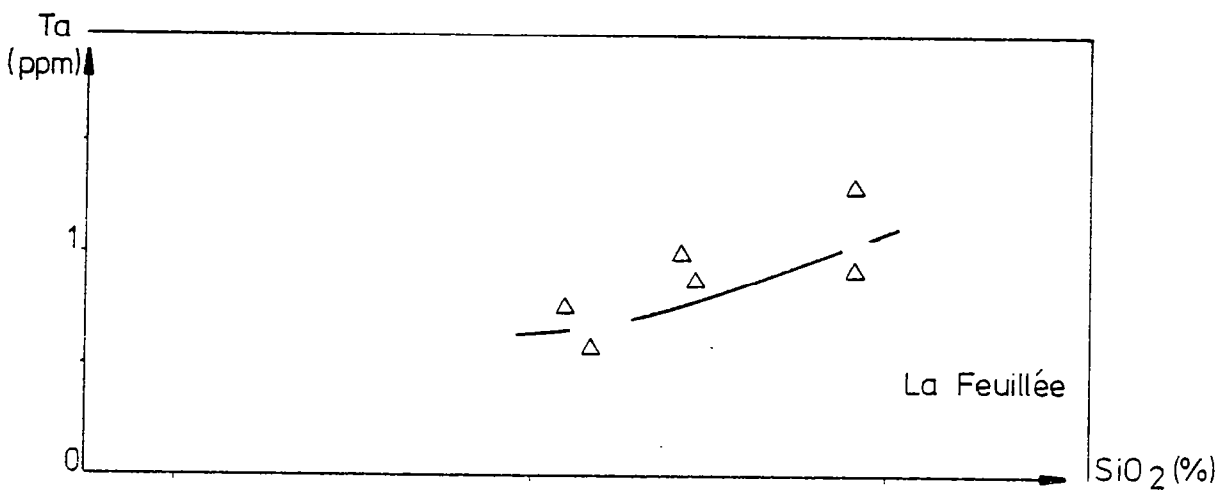
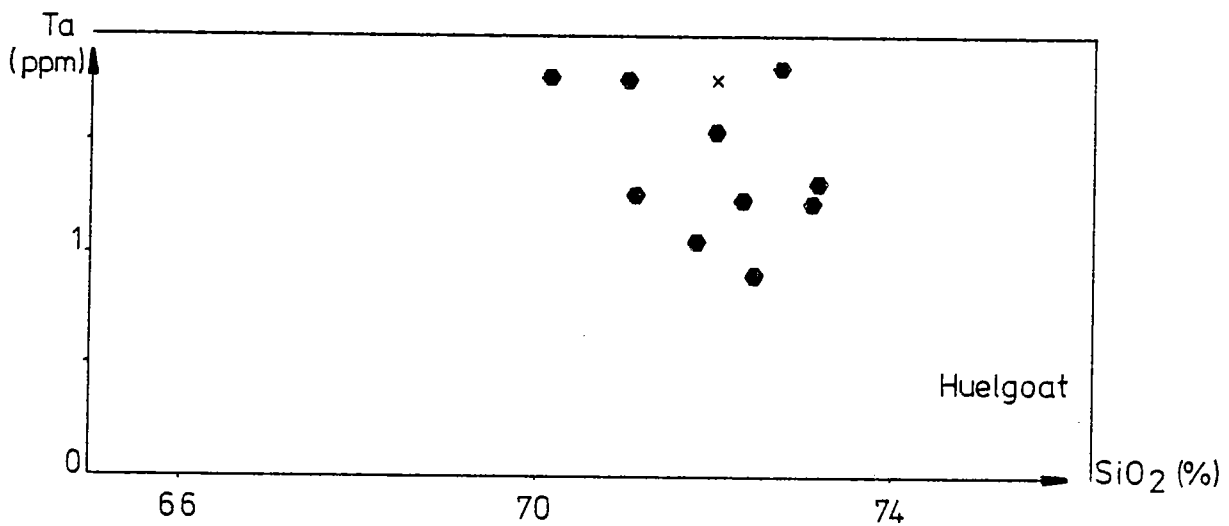
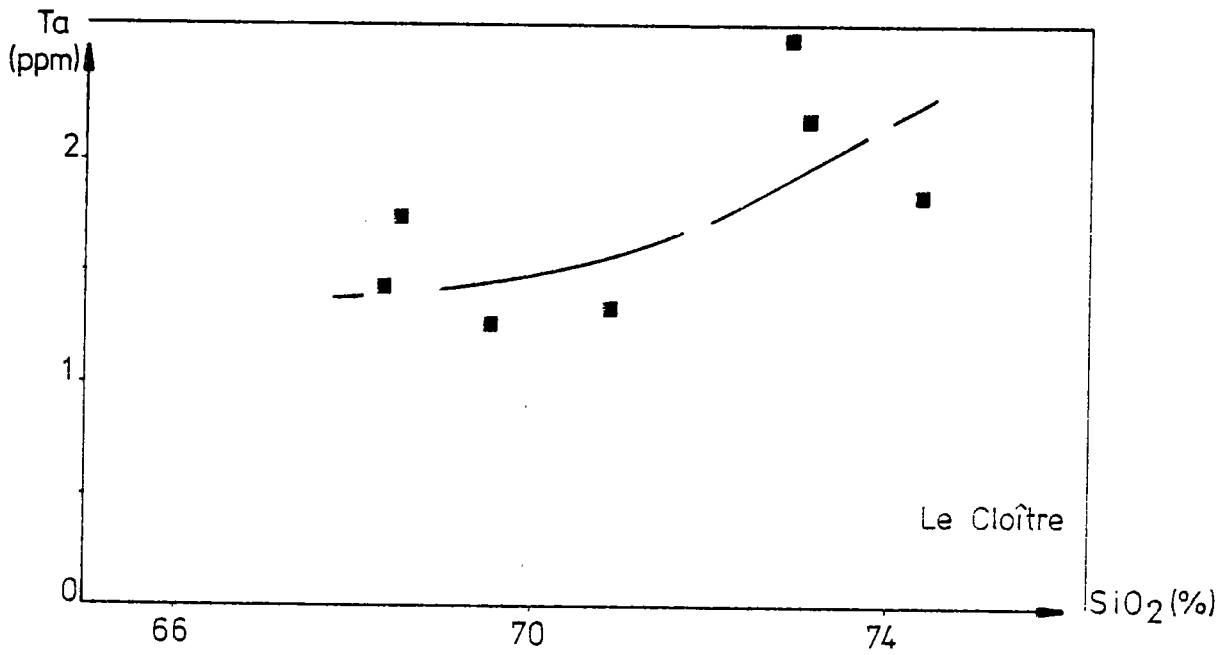


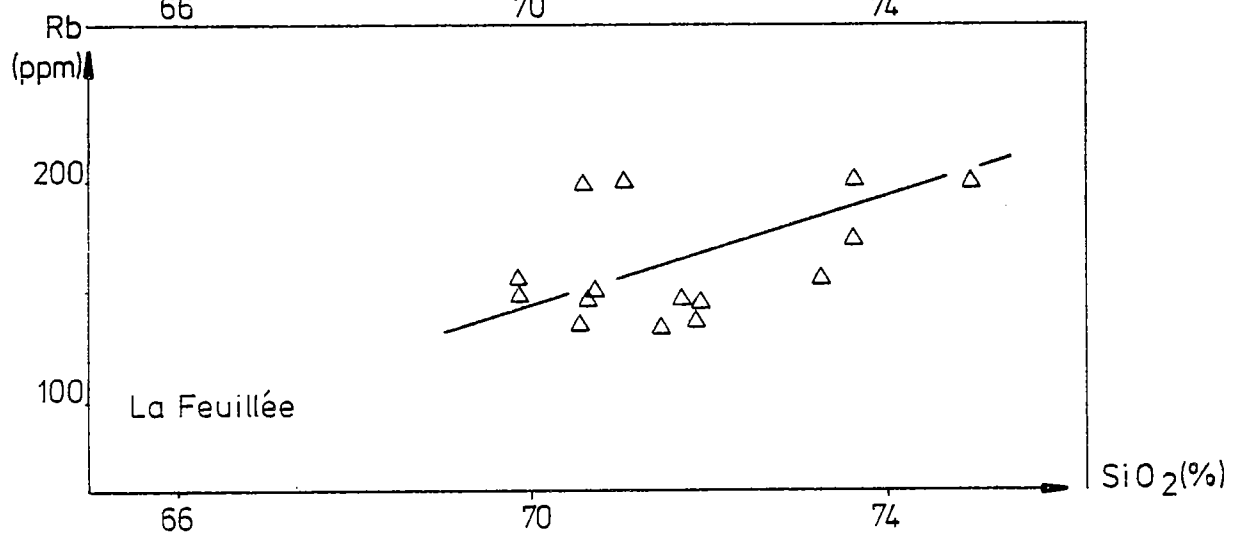
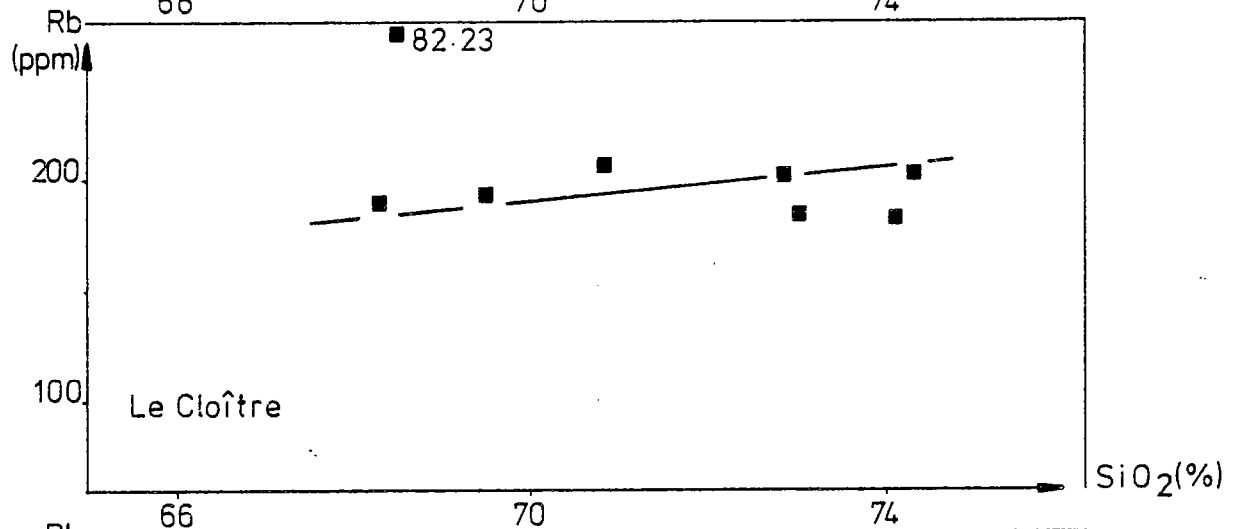
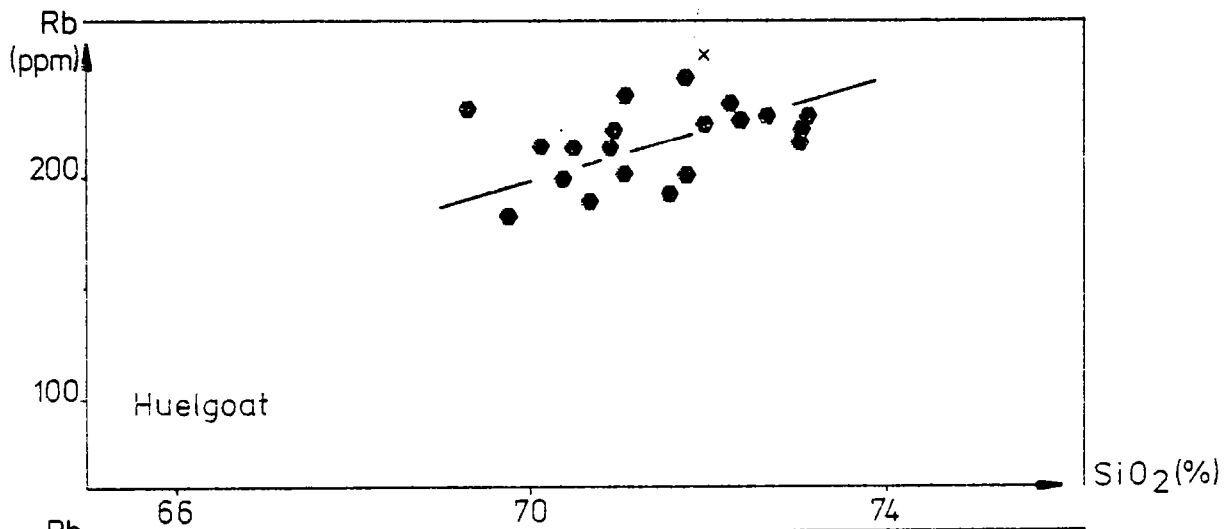


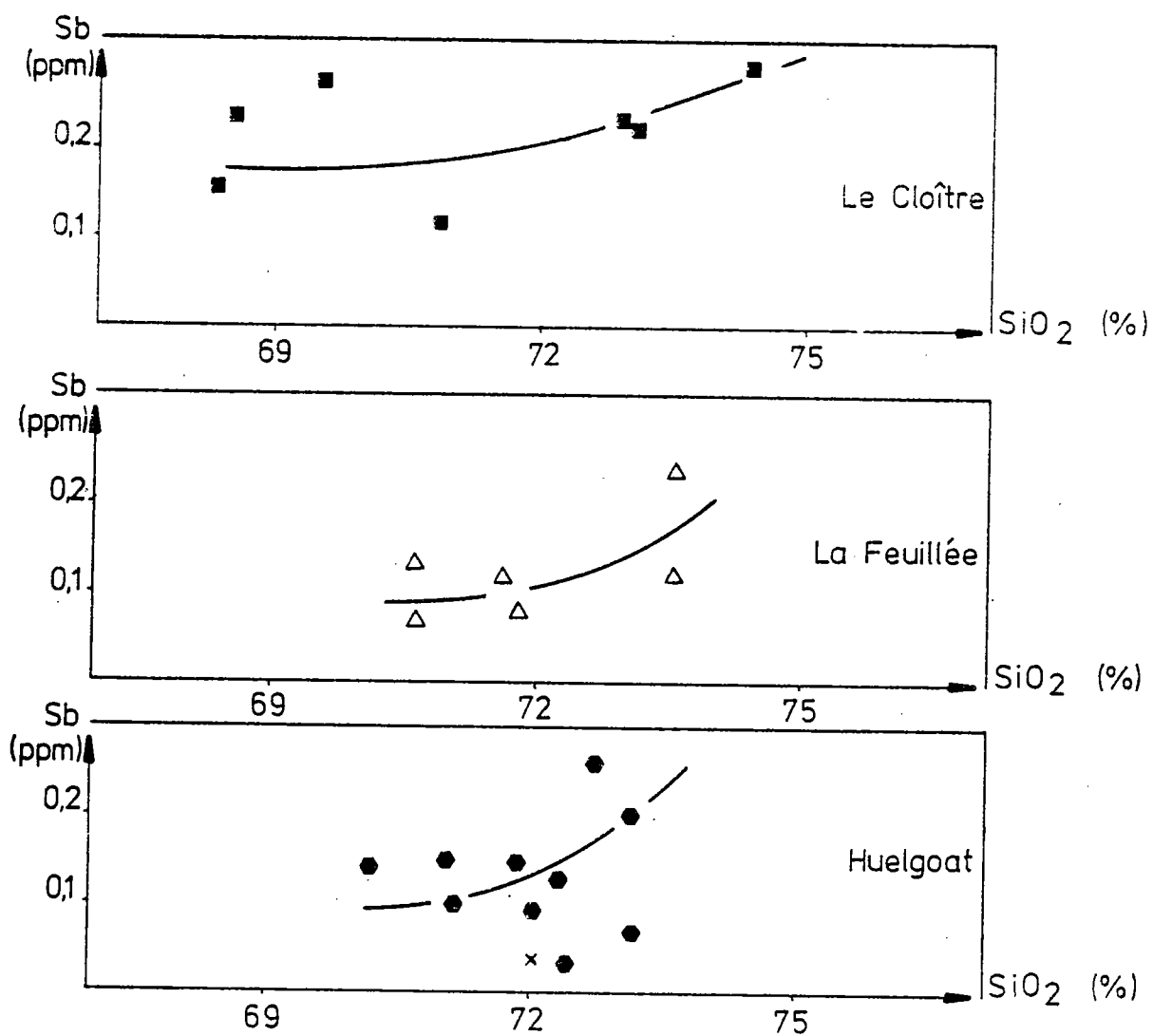












A.201

Huelgoat							
N° Echantillon	82.33	82.206	82.206	82.8H	82.8H	82.02	82.02
N° Analyse	1	3	3	4	5	6	7
\bar{x} (σn)	(n=2)	(n=4)	(n=4)	(n=2)	(n=2)	(n=2)	(n=1)
SiO ₂	0,10 (0,07)	0,44 (0,31)	0,22 (0,17)	0,21 (0,07)	0,08 (0,05)	0,05 (0,01)	0,09
Al ₂ O ₃	0,02 (0,01)	0,06 (0,05)	-	0,01 (0,01)	-	-	-
FeO*	36,11 (0,23)	43,59 (0,60)	44,29 (0,75)	32,40 (0,09)	36,43 (0,92)	38,99 (0,16)	39,15
MnO	7,88 (0,53)	2,38 (0,45)	2,41 (0,13)	4,92 (0,13)	4,53 (0,11)	6,99 (0,36)	4,33
MgO	0,01 (0,01)	0,06 (0,02)	0,03 (0,02)	0,03 (0,02)	0,03 (0,03)	0,03 (0,03)	0,04
CaO	0,01 (0,01)	0,05 (0,04)	-	-	-	0,01 (0,01)	0,07
Na ₂ O	0,09 (0,09)	0,05 (0,06)	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,03 (0,03)	0,07 (0,07)	-	0,16 (0,01)	0,07 (0,02)	0,01 (0,01)	-
TiO ₂	53,76 (0,11)	52,09 (0,46)	52,30 (0,17)	53,35 (0,56)	54,91 (0,31)	51,26 (0,25)	54,31
Cr ₂ O ₃	0,04 (0,02)	-	-	0,03 (0,03)	-	0,99 (0,09)	0,13
Total	98,05	98,79	99,45	93,11	96,05	97,48	98,12

Le Clotre											
N° Echantillon	82.30	82.27 S	82.27 S	82.27 S	82.27 S	82.27 S	82.27 S	82.26	82.26	82.26	82.26
N° Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
\bar{x} (σn)	(n=2)	(n=1)	(n=3)	(n=1)	(n=4)	(n=1)	(n=1)	(n=3)	(n=2)	(n=2)	(n=2)
SiO ₂	0,11 (0,03)	0,03	0,11 (0,04)	0,08	0,02 (0,02)	-	0,07	-	0,04 (0,01)	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	0,15 (0,20)	0,01	-	0,02	-	0,01 (0,01)	0,03 (0,03)	-	-
FeO*	41,25 (0,96)	44,67	40,34 (0,87)	41,73	40,03 (0,83)	40,60	40,68	42,26 (0,35)	26,14 (0,70)	39,70 (0,55)	38,90 (0,33)
MnO	3,29 (1,37)	3,60	3,33 (0,07)	3,83	3,40 (0,35)	3,48	3,27	3,79 (0,33)	18,05 (0,46)	2,65 (0,20)	3,86 (0,13)
MgO	0,07 (0,01)	-	0,02 (0,02)	-	0,05 (0,03)	-	0,01	-	0,02 (0,02)	0,04 (0,02)	0,01 (0,01)
CaO	-	-	0,01 (0,01)	-	0,01 (0,01)	-	0,01	-	-	0,03 (0,03)	0,03 (0,03)
Na ₂ O	-	0,14	0,05 (0,05)	-	0,04 (0,04)	0,02	0,03	0,04 (0,05)	0,04 (0,00)	0,04 (0,04)	0,04 (0,04)
K ₂ O	-	-	0,05 (0,04)	0,02	-	0,03	-	-	0,05 (0,03)	-	-
TiO ₂	53,86	52,16	51,39 (0,75)	53,55	54,28 (0,40)	53,37	54,48	53,17 (0,23)	53,48 (0,48)	53,96 (0,07)	53,18 (0,31)
Cr ₂ O ₃	-	-	0,03 (0,05)	-	0,01 (0,02)	-	-	0,01 (0,02)	-	0,01 (0,01)	0,10 (0,10)
Total	98,59	98,58	95,48	99,22	99,84	99,72	100,55	99,28	97,85	96,43	96,12

La Feuillée		
N° Echantillon	82.20	82.124
N° Analyse	1	2
\bar{x} (σn)	(n=3)	(n=1)
SiO ₂	0,13 (0,05)	0,02
Al ₂ O ₃	0,01 (0,01)	0,02
FeO*	39,93 (0,34)	35,56
MnO	5,19 (0,12)	11,10
MgO	0,03 (0,02)	0,06
CaO	-	0,01
Na ₂ O	0,05 (0,06)	-
K ₂ O	0,03 (0,21)	0,03
TiO ₂	52,47 (0,22)	53,60
Cr ₂ O ₃	-	-
Total	97,84	100,20

Composition chimique des ilménites du massif de Huelgoat.

A. 202

Huelgoat								
N° Echantillon	82.33	82.33	82.33	82.206	82.206	82.206	82.206	82.8 H
N° Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8
\bar{x} (σn)	(n=2)	(n=3)	(n=3)	(n=6)	(n=5)	(n=3)	(n=2)	(n=4)
SiO ₂	36,60 (0,15)	36,08 (0,42)	36,39 (0,13)	35,41 (0,16)	34,74 (0,31)	34,92 (0,23)	34,97 (0,29)	34,74 (0,24)
Al ₂ O ₃	20,44 (0,15)	19,62 (0,33)	19,02 (0,53)	19,87 (0,22)	19,62 (0,36)	19,36 (0,21)	19,18 (0,06)	19,75 (0,43)
FeO*	15,11 (0,12)	15,72 (0,47)	15,31 (0,40)	19,68 (0,39)	20,02 (0,49)	20,22 (0,10)	20,48 (0,10)	19,86 (0,12)
MnO	0,25 (0,21)	0,31 (0,11)	0,28 (0,06)	0,12 (0,08)	0,26 (0,14)	0,26 (0,04)	0,21 (0,01)	0,22 (0,05)
MgO	11,66 (0,43)	10,60 (0,18)	11,06 (0,12)	7,23 (0,24)	7,48 (0,19)	7,12 (0,10)	7,08 (0,00)	6,72 (0,15)
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,14 (0,05)	0,19 (0,03)	0,18 (0,03)	0,19 (0,08)	0,18 (0,03)	0,10 (0,03)	0,07 (0,03)	0,12 (0,03)
K ₂ O	10,32 (0,11)	10,45 (0,11)	10,43 (0,11)	10,03 (0,24)	9,99 (0,21)	9,64 (0,18)	9,70 (0,08)	9,44 (0,03)
TiO ₂	0,94 (0,31)	2,51 (0,24)	2,34 (0,75)	3,35 (0,25)	3,12 (0,19)	3,52 (0,18)	3,28 (0,07)	3,12 (0,08)
Cr ₂ O ₃	0,04 (0,02)	0,11 (0,08)	0,05 (0,05)	0,01 (0,03)	0,12 (0,15)	-	-	0,06 (0,05)
H ₂ O	4,03	4,00	3,99	3,98	4,02	3,96	4,00	3,37
Total	99,53	99,59	99,05	99,87	99,55	99,10	98,97	97,90
Formule structurale sur la base de 22 oxygènes								
Si	5,450	5,407	5,471	5,382	5,320	5,362	5,386	5,381
Al ^{IV}	2,550	2,593	2,529	2,618	2,680	2,638	2,614	2,619
Al ^{VI}	1,031	0,866	0,835	0,935	0,855	0,859	0,862	0,980
Fe ²⁺	1,875	1,963	1,918	2,492	2,555	2,587	2,629	2,563
Mn	0,031	0,039	0,036	0,001	0,034	0,034	0,027	0,029
Mg	2,604	2,383	2,494	1,648	1,718	1,640	1,636	1,561
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,040	0,055	0,052	0,056	0,053	0,030	0,021	0,036
K	1,962	1,999	2,002	1,946	1,953	1,890	1,907	1,867
Ti	0,105	0,282	0,264	0,382	0,358	0,405	0,379	0,362
Cr	0,005	0,013	0,006	0,002	0,022	-	-	0,007

Huelgoat						
N° Echantillon	82.8 H	82.8 H	82.02	82.02	82.02	82.02
N° Analyse	9	10	11	12	13	14
\bar{x} (σn)	(n=6)	(n=6)	(n=5)	(n=5)	(n=5)	(n=4)
SiO ₂	35,08 (0,35)	35,14 (0,14)	36,08 (0,42)	35,64 (0,13)	35,75 (0,48)	35,84 (0,05)
Al ₂ O ₃	19,21 (0,13)	18,92 (0,34)	20,21 (0,95)	19,87 (0,19)	19,75 (0,21)	20,01 (0,62)
FeO*	20,59 (0,21)	20,59 (0,23)	18,63 (0,45)	19,83 (0,62)	19,94 (0,21)	19,98 (0,18)
MnO	0,36 (0,13)	0,31 (0,11)	0,23 (0,11)	0,29 (0,12)	0,25 (0,21)	0,41 (0,20)
MgO	6,92 (0,14)	7,06 (0,27)	7,95 (0,22)	7,51 (0,23)	7,42 (0,16)	7,27 (0,12)
CaO	-	-	0,02 (0,04)	-	-	-
Na ₂ O	0,14 (0,03)	0,12 (0,05)	0,05 (0,03)	0,09 (0,07)	0,07 (0,03)	0,80 (0,40)
K ₂ O	9,38 (0,14)	9,57 (0,27)	9,33 (0,48)	9,67 (0,13)	9,69 (0,10)	9,37 (0,08)
TiO ₂	2,82 (0,11)	2,98 (0,22)	2,71 (0,49)	3,10 (0,08)	2,91 (0,04)	3,13 (0,04)
Cr ₂ O ₃	0,03 (0,05)	0,03 (0,02)	0,05 (0,05)	0,02 (0,02)	0,03 (0,03)	-
H ₂ O	3,88	3,88	3,97	3,96	3,95	3,89
Total	98,43	98,60	99,23	99,97	99,77	100,70
Formule structurale sur la base de 22 oxygènes						
Si	5,423	5,413	5,451	5,396	5,425	5,388
Al ^{IV}	2,577	2,587	2,549	2,604	2,575	2,612
Al ^{VI}	0,920	0,842	1,043	0,935	0,951	0,927
Fe ²⁺	2,652	2,643	2,345	2,502	2,522	2,503
Mn	0,047	0,040	0,029	0,037	0,032	0,052
Mg	1,605	1,631	1,802	1,706	1,689	1,639
Ca	-	-	0,003	-	-	-
Na	0,042	0,036	0,005	0,026	0,021	0,233
K	1,851	1,882	1,799	1,869	1,877	1,798
Ti	0,327	0,344	0,307	0,352	0,331	0,353
Cr	0,004	0,004	0,006	0,002	0,003	-

Composition chimique (et formule structurale) des biotites du granite de Huelgoat.

A. 203

La Feuillée						
N° Echantillon	82.20	82.20	82.20	82.124	82.124	82.124
N° Analyse	1	2	3	4	5	6
\bar{x} (σn)	(n=4)	(n=3)	(n=4)	(n=9)	(n=4)	(n=5)
SiO ₂	34,99 (0,16)	35,70 (0,29)	35,26 (0,09)	35,71 (0,40)	36,86 (0,06)	36,13 (0,29)
Al ₂ O ₃	18,66 (0,53)	18,80 (0,12)	18,81 (0,28)	18,37 (0,44)	19,03 (0,28)	19,07 (0,13)
FeO*	18,36 (0,33)	17,64 (0,37)	17,80 (0,69)	17,95 (0,61)	17,97 (0,46)	18,38 (0,33)
MnO	0,27 (0,06)	0,20 (0,08)	0,27 (0,03)	0,48 (0,11)	0,46 (0,10)	0,53 (0,09)
MgO	8,92 (0,29)	9,38 (0,26)	9,19 (0,31)	9,33 (0,15)	10,31 (0,19)	10,02 (0,13)
CaO	-	0,01 (0,01)	-	0,04 (0,04)	0,05 (0,03)	0,04 (0,04)
Na ₂ O	0,18 (0,06)	0,18 (0,02)	0,22 (0,04)	0,08 (0,04)	0,10 (0,03)	0,07 (0,05)
K ₂ O	10,40 (0,08)	10,48 (0,26)	10,65 (0,14)	9,51 (0,49)	9,24 (0,31)	9,53 (0,16)
TiO ₂	3,88 (0,02)	2,42 (0,14)	3,93 (0,03)	3,10 (0,12)	2,71 (0,13)	2,80 (0,09)
Cr ₂ O ₃	-	0,02 (0,03)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)	0,07 (0,03)	0,01 (0,02)
H ₂ O	3,97	4,03	3,95	3,99	4,04	4,01
Total	99,63	98,86	100,10	98,37	100,84	100,39
Formule structurale sur la base de 22 oxygènes						
Si	5,329	5,452	5,331	5,454	5,465	5,403
Al ^{IV}	2,641	2,548	2,669	2,546	2,535	2,597
Al ^{VI}	0,702	0,830	0,677	0,755	0,785	0,758
Fe ²⁺	2,330	2,245	2,243	2,284	2,220	2,290
Mn	0,035	0,026	0,034	0,062	0,058	0,067
Mg	2,038	2,149	2,084	2,137	2,293	2,248
Ca	-	0,002	-	0,007	0,008	0,006
Na	0,053	0,053	0,064	0,024	0,029	0,020
K	2,022	2,043	2,056	1,854	1,749	1,819
Ti	0,443	0,277	0,446	0,355	0,301	0,314
Cr	-	0,004	0,004	0,004	0,012	0,002

Composition chimique (et formule structurale) des biotites du granite de La Feuillée.

Le Cloître								
N° Echantillon	82.30	82.30	82.30	82.27 S	82.27 S	82.27 S	82.27 S	82.26
N° Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8
\bar{x} (σn)	(n=3)	(n=7)	(n=4)	(n=8)	(n=7)	(n=6)	(n=5)	(n=1)
SiO ₂	35,16 (0,12)	35,37 (0,39)	35,72 (0,53)	36,70 (0,28)	35,67 (0,27)	35,33 (0,42)	35,36 (0,79)	35,84
Al ₂ O ₃	18,92 (0,24)	19,20 (0,40)	18,98 (0,45)	21,74 (0,20)	20,88 (0,38)	20,63 (0,90)	20,86 (0,30)	21,00
FeO*	17,52 (0,46)	16,99 (0,44)	17,27 (0,36)	19,79 (0,41)	19,96 (0,67)	20,57 (0,67)	20,70 (0,62)	21,41
MnO	0,24 (0,01)	0,22 (0,08)	0,24 (0,07)	0,33 (0,14)	0,49 (0,11)	0,38 (0,12)	0,32 (0,18)	0,17
MgO	9,21 (0,28)	9,44 (0,56)	9,47 (0,39)	6,39 (0,16)	5,81 (0,21)	5,99 (0,23)	6,22 (0,13)	4,89
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,15 (0,05)	0,18 (0,04)	0,09 (0,02)	0,14 (0,04)	0,08 (0,05)	0,07 (0,05)	0,09 (0,05)	0,11
K ₂ O	9,84 (0,17)	9,85 (0,39)	10,24 (0,05)	9,35 (0,18)	9,24 (0,11)	9,39 (0,09)	9,27 (0,29)	9,50
TiO ₂	3,35 (0,03)	3,38 (0,42)	3,09 (0,38)	2,34 (0,14)	3,17 (0,17)	2,55 (0,23)	1,99 (0,33)	2,55
Cr ₂ O ₃	0,10 (0,08)	0,04 (0,05)	0,03 (0,03)	-	0,03 (0,03)	0,18 (0,07)	0,02 (0,03)	-
H ₂ O	4,03	4,03	4,00	4,03	3,95	3,95	3,97	3,93
Total	98,32	98,70	99,13	100,31	99,28	99,04	99,00	99,40
Formule structurale sur la base de 22 oxygènes								
Si	5,375	5,377	5,418	5,465	5,423	5,412	5,419	5,473
Al ^{IV}	2,625	2,623	2,582	2,535	2,577	2,588	2,581	2,527
Al ^{VI}	0,778	0,811	0,805	1,274	1,137	1,130	1,180	1,246
Fe ²⁺	2,332	2,152	2,183	2,456	2,529	2,626	2,643	2,725
Mn	0,031	0,028	0,031	0,042	0,063	0,049	0,067	0,022
Mg	2,112	2,152	2,155	1,427	1,325	1,376	1,430	1,120
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,044	0,053	0,026	0,040	0,024	0,021	0,027	0,033
K	1,920	1,911	1,928	1,778	1,793	1,836	1,813	1,852
Ti	0,384	0,385	0,352	0,261	0,361	0,293	0,229	0,292
Cr	0,013	0,007	0,005	-	0,004	0,022	0,002	-

Composition chimique (et formule structurale) des biotites du granite du Cloître.

N°Echantillon	Huelgoat		Le Cloître		La Feuillée	
	B.82.38	B.82.33	B.82.30	B.82.30	B.82.20	B.82.19
Ta	20,5	9,9	10,4	10,4	6,8	7,8
Ba	0,4	0,8	0,8	0,8	1,2	2,6
Sr	1,1	-	-	-	-	-
Cs	13,7	8,0	8,7	8,7	9,0	7,9
Rb	6,1	4,0	5,0	5,0	4,4	4,5
Sb	1,6	3,1	1,7	1,7	1,0	0,9
Cr	15,9	9,6	8,5	8,5	7,3	10,7
Co	10,4	7,8	6,0	6,0	9,6	10,6
Ni	13,9	10,2	7,0	7,0	7,6	10,4
Sc	14,6	7,3	8,3	8,3	6,4	6,2

N°Echantillon	Huelgoat		Le Cloître		La Feuillée	
	B.82.38	B.82.33	B.82.30	B.82.30	B.82.20	B.82.19
La	3,16	1,04	1,56	1,56	0,66	0,24
Ce	3,77	0,98	1,54	1,54	0,27	0,27
Sm	3,32	1,33	1,29	1,29	0,33	0,34
Eu	0,42	0,15	0,16	0,16	0,35	0,58
Gd	(3,52)	(1,14)	(1,22)	(1,22)	(0,30)	(0,32)
Tb	3,81	1,04	1,17	1,17	0,28	0,30
Yb	2,68	1,00	1,17	1,17	0,20	0,49
Lu	2,17	-	1,71	1,71	0,17	0,60

N°Echantillon	Huelgoat		Le Cloître		La Feuillée	
	B.82.38	B.82.33	B.82.30	B.82.30	B.82.20	B.82.19
N° Navette	J.27	J.28	J.28	J.28	J.27	Na.4
U	22,9	20,4	5,8	5,8	3,3	4,5
Th	30,1	13,4	22,9	22,9	2,6	1,6
Zr	-	56	226	226	65	-
Hf	2,8	3,7	5,3	5,3	1,1	0,6
Ta	37,24	17,73	13,24	13,24	3,97	6,92
Ba	132	441	411	411	665	1036
Sr	63	-	-	-	1	-
Cs	320,4	84,8	128,5	128,5	35,9	42,7
Rb	1352	833	906	906	644	717
Sb	0,41	0,14	0,47	0,47	0,07	0,07
Cr	239	451	401	401	176	171
Co	13,5	25,1	28,6	28,6	29,8	28,7
Ni	41,7	151,5	98,2	98,2	53,4	49,0
Sc	54,0	38,9	48,9	48,9	31,9	29,8
La	53,8	22,1	40,3	40,3	5,9	5,2
Ce	121,8	48,4	79,1	79,1	13,2	12,2
Sm	12,42	6,47	6,19	6,19	1,50	1,43
Eu	0,25	0,13	0,14	0,14	0,30	0,44
Tb	1,41	0,52	0,56	0,56	0,15	0,17
Yb	2,79	1,28	1,90	1,90	0,30	0,85
Lu	0,39	nd	0,29	0,29	0,04	0,12
Na ₂ O	nd	0,14	0,49	0,49	0,28	nd
Fe ₂ O ₃ *	23,20	17,75	19,24	19,24	20,53	22,43

Composition chimique en éléments traces (ppm) des biotites du massif de Huelgoat et coefficients de distribution correspondants.

N° Echantillon	82-33 1 (n=2)	82-33 2 (n=4)	82-206 3 (n=1)	82-8H 4 (n=4)	82-8H 5 (n=5)	82-8H 6 (n=4)	82-8H 7 (n=7)	82-02 8 (n=5)	82-02 9 (n=4)	82-02 10 (n=5)	82-02 11 (n=2)
SiO ₂	46,30 (0,40)	45,76 (0,51)	40,85	47,22 (0,15)	47,25 (1,10)	46,64 (1,64)	46,90 (0,63)	46,74 (0,68)	46,16 (0,51)	46,07 (0,40)	46,78 (0,04)
Al ₂ O ₃	37,05 (0,24)	35,81 (0,71)	30,51	36,71 (0,38)	35,72 (0,71)	35,25 (0,60)	35,58 (0,32)	35,91 (0,58)	35,93 (0,24)	36,09 (0,21)	38,07 (0,17)
FeO*	0,77 (0,14)	1,43 (0,82)	8,03	0,93 (0,09)	1,12 (0,09)	1,14 (0,06)	0,83 (0,15)	1,03 (0,18)	1,22 (0,12)	1,10 (0,02)	0,74 (0,15)
MnO	0,22 (0,02)	0,03 (0,05)	-	0,05 (0,04)	0,03 (0,03)	0,05 (0,04)	0,04 (0,03)	0,04 (0,04)	0,04 (0,05)	0,04 (0,05)	-
MgO	0,74 (0,04)	1,34 (0,60)	4,95	0,64 (0,04)	0,86 (0,04)	0,77 (0,05)	0,68 (0,05)	0,75 (0,07)	0,88 (0,14)	0,85 (0,10)	0,41 (0,02)
CaO	-	0,01 (0,01)	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03 (0,03)
Na ₂ O	0,54 (0,07)	0,55 (0,05)	0,39	0,58 (0,04)	0,64 (0,09)	0,62 (0,07)	0,41 (0,05)	0,49 (0,07)	0,49 (0,07)	0,58 (0,05)	0,44 (0,05)
K ₂ O	10,08 (0,70)	11,26 (0,13)	10,44	10,23 (0,16)	9,81 (0,28)	10,21 (0,11)	10,69 (0,39)	9,91 (0,40)	10,47 (0,22)	10,39 (0,24)	9,69 (0,44)
TiO ₂	0,70 (0,16)	0,07 (0,12)	-	0,04 (0,03)	0,48 (0,11)	0,73 (0,15)	0,96 (0,26)	0,85 (0,24)	0,34 (0,37)	0,64 (0,12)	0,05 (0,03)
Cr ₂ O ₃	0,08 (0,03)	0,04 (0,07)	0,03	0,04 (0,03)	0,01 (0,03)	0,03 (0,05)	0,02 (0,03)	0,04 (0,07)	0,01 (0,02)	0,02 (0,03)	0,03 (0,03)
H ₂ O	4,58	4,52	4,05	4,58	4,59	4,52	4,55	4,55	4,52	4,53	4,55
Total	100,86	100,82	99,25	101,02	100,51	99,96	100,66	100,30	100,06	100,31	100,79
Si	6,068	6,071	5,736	6,176	6,210	6,186	6,178	6,158	6,126	6,097	6,100
Al ^{IV}	1,932	1,929	2,264	1,824	1,790	1,814	1,822	1,842	1,874	1,903	1,900
Al ^{VI}	3,781	3,660	2,775	3,825	3,733	3,686	3,692	3,724	3,736	3,716	3,940
Fe ²⁺	0,084	0,158	0,940	0,101	0,123	0,126	0,091	0,113	0,135	0,121	0,080
Mn	0,002	0,003	-	0,005	0,003	0,006	0,004	0,004	0,004	0,004	-
Mg	0,145	0,267	1,043	0,126	0,170	0,153	0,134	0,148	0,175	0,169	0,080
Ca	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,137	0,141	0,107	0,147	0,163	0,159	0,105	0,125	0,126	0,148	0,111
K	1,687	1,907	1,871	1,708	1,646	1,729	1,798	1,667	1,774	1,755	1,613
Ti	0,069	0,007	-	0,004	0,047	0,073	0,095	0,084	0,034	0,064	tr
Cr	0,009	0,005	0,005	0,004	0,001	0,003	0,002	0,004	0,001	0,002	-

Composition chimique et formule structurale (22 oxygènes) des muscovites du granite de Huelgoat.

A.206

N° Echantillon	82.27S	82.27S	82.27S	82.27S	82.27S	82.26	82.26	82.26
N° Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8
\bar{x} (σ n)	(n=1)	(n=5)	(n=6)	(n=6)	(n=2)	(n=3)	(n=4)	(n=2)
SiO ₂	46,59	46,02 (0,19)	45,82 (0,34)	45,85 (0,29)	46,84 (0,30)	46,67 (0,48)	46,18 (0,56)	45,75 (1,77)
Al ₂ O ₃	36,67	36,76 (0,27)	36,09 (0,27)	36,40 (0,32)	37,22 (0,14)	35,00 (0,48)	35,38 (0,38)	34,97 (1,58)
FeO*	1,14	1,46 (0,11)	1,26 (0,14)	1,53 (0,31)	1,13 (0,03)	1,51 (0,20)	0,98 (0,09)	2,23 (1,23)
MnO	-	0,04 (0,05)	0,01 (0,03)	0,05 (0,07)	-	0,04 (0,04)	0,01 (0,02)	0,26 (0,16)
MgO	0,72	0,90 (0,07)	1,00 (0,07)	0,81 (0,12)	0,65 (0,01)	0,87 (0,12)	0,57 (0,04)	0,73 (0,21)
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,66	0,68 (0,04)	0,70 (0,08)	0,50 (0,10)	0,53 (0,03)	0,37 (0,08)	0,60 (0,07)	0,27 (0,26)
K ₂ O	10,33	10,26 (0,17)	10,06 (0,36)	10,42 (0,55)	10,24 (0,31)	10,64 (0,26)	10,24 (0,18)	9,95 (0,68)
TiO ₂	0,08	0,02 (0,01)	0,31 (0,15)	0,05 (0,06)	-	0,02 (0,02)	0,38 (0,08)	1,29 (0,30)
Cr ₂ O ₃	-	0,04 (0,05)	-	0,02 (0,04)	0,02 (0,02)	0,03 (0,06)	0,03 (0,02)	0,06 (0,06)
H ₂ O	4,51	4,02	4,51	4,52	4,02	4,50	4,49	4,51
Total	100,70	100,65	99,76	100,15	100,65	99,65	99,06	100,02
Si	6,126	6,070	6,093	6,088	6,121	6,226	6,174	6,100
Al ^{IV}	1,874	1,930	1,907	1,912	1,879	1,774	1,826	1,900
Al ^{VI}	3,800	3,774	3,739	3,774	3,843	3,719	3,770	3,585
Fe ²⁺	0,125	0,160	0,140	0,160	0,123	0,168	0,109	0,284
Mn	-	0,004	0,001	0,006	-	0,004	0,001	0,029
Mg	0,142	0,178	0,199	0,161	0,127	0,174	0,114	0,146
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,168	0,174	0,180	0,128	0,134	0,096	0,155	0,070
K	1,734	1,728	1,708	1,766	1,708	1,812	1,748	1,694
Ti	0,008	0,002	0,031	0,005	-	0,002	0,038	0,129
Cr	-	0,004	-	0,002	0,002	0,003	0,003	0,006

Composition chimique et formule structurale (22 oxygènes) des muscovites du granite du Cloître.

N° Echantillon	82.120	82.120	82.124	82.124	82.124	82.124	82.124	82.124
N° Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8
\bar{x} (σ n)	(n=4)	(n=5)	(n=4)	(n=3)	(n=3)	(n=4)	(n=3)	(n=3)
SiO ₂	45,87 (0,68)	45,72 (0,42)	46,73 (0,44)	46,49 (0,50)	47,01 (0,30)	46,36 (0,21)	46,35 (0,33)	47,19 (0,35)
Al ₂ O ₃	35,39 (0,32)	35,62 (0,38)	36,50 (0,22)	38,03 (0,70)	36,12 (0,58)	35,97 (0,80)	37,67 (0,93)	34,82 (0,46)
FeO*	1,03 (0,11)	1,16 (0,09)	1,29 (0,16)	0,76 (0,04)	1,13 (0,07)	1,28 (0,09)	0,89 (0,16)	1,33 (0,08)
MnO	0,05 (0,04)	0,03 (0,05)	0,02 (0,04)	0,04 (0,05)	0,04 (0,03)	0,04 (0,05)	0,05 (0,05)	-
MgO	0,88 (0,05)	0,90 (0,05)	1,00 (0,03)	0,48 (0,22)	1,06 (0,05)	0,97 (0,12)	0,26 (0,13)	1,22 (0,07)
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,59 (0,10)	0,64 (0,11)	0,74 (0,03)	0,55 (0,03)	0,69 (0,08)	0,73 (0,15)	0,67 (0,20)	0,54 (0,05)
K ₂ O	11,22 (0,27)	11,42 (0,25)	10,37 (0,05)	10,43 (0,18)	10,22 (0,08)	10,76 (0,23)	10,48 (0,37)	10,94 (0,19)
TiO ₂	1,11 (0,15)	1,00 (0,21)	0,53 (0,10)	0,01 (0,01)	0,97 (0,21)	0,58 (0,26)	0,05 (0,02)	1,06 (0,23)
Cr ₂ O ₃	0,05 (0,05)	0,07 (0,07)	-	-	-	0,02 (0,05)	0,02 (0,03)	0,02 (0,03)
H ₂ O	4,05	4,05	4,03	4,05	4,03	4,56	4,57	4,08
Total	100,24	100,61	101,21	100,84	101,27	101,27	101,01	101,20
Si	6,084	6,053	6,098	6,063	6,121	6,099	6,285	6,184
Al ^{IV}	1,916	1,947	1,902	1,937	1,879	1,901	1,719	1,816
Al ^{VI}	3,606	3,601	3,701	3,898	3,654	3,666	4,287	3,532
Fe ²⁺	0,114	0,128	0,140	0,083	0,123	0,140	0,101	0,145
Mn	0,006	0,003	0,002	0,004	0,004	0,004	0,006	-
Mg	0,175	0,179	0,196	0,094	0,207	0,191	0,053	0,240
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,151	0,164	0,187	0,139	0,174	0,186	0,176	0,137
K	1,900	1,930	1,727	1,737	1,699	1,807	1,813	1,830
Ti	0,110	0,090	0,052	0,001	0,095	0,057	0,005	0,104
Cr	0,006	0,011	-	-	-	0,003	0,003	0,002

Composition chimique et formule structurale (22 oxygènes) des muscovites du granite de La Feuillée.

N° Echantillon	Huelgoat		Le Cloître		La Feuillée	
	M.82.38	Na6	M.82.30	Na6	M.82.20	M.82.19
N° Navette					Na6	Na6
U	3,9		2,3		2,8	0,8
Th	5,4		7,9		5,3	0,8
Zr	-		-		-	-
Hf	2,6		1,1		3,8	0,6
Ta	6,39		1,68		3,54	3,06
Ba	220		369		319	142
Sr	-		-		-	-
Cs	64,6		17,2		9,8	5,9
Rb	728		300		442	466
Sb	-		-		0,04	-
Cr	52		50		113	63
Co	1,9		6,8		1,8	1,6
Ni	-		-		-	3,0
Sc	33,6		18,2		66,1	65,7
La	10,7		22,9		31,7	1,8
Ce	22,2		49,5		42,9	3,6
Sm	2,45		5,83		2,26	0,32
Eu	0,70		1,59		0,27	0,10
Tb	0,22		0,27		0,20	0,03
Yb	0,79		0,78		0,85	0,06
Lu	nd		nd		ns	nd

N° Echantillon	Huelgoat		Le Cloître		La Feuillée	
	82.38		82.30		82.20	82.19
Ta	3,5		1,3		6,1	3,4
Ba	0,7		0,7		0,6	0,4
Cs	2,8		1,2		2,5	1,1
Rb	3,3		1,6		3,1	3,0
Cr	3,5		1,1		4,7	3,9
Co	1,5		1,4		0,6	0,6
Sc	9,1		3,1		13,2	13,7

N° Echantillon	Huelgoat		Le Cloître		La Feuillée	
	82.38		82.30		82.20	82.19
La	0,63		0,88		1,37	0,08
Ce	0,69		0,97		0,88	0,08
Sm	0,66		1,22		0,49	0,08
Eu	1,19		1,79		0,32	0,13
Tb	0,59		0,56		0,37	0,05
Gd	(0,62)		(0,71)		(0,42)	(0,06)
Yb	0,76		0,67		0,29	0,03

Composition chimique en éléments traces (ppm) des muscovites primaires et secondaires du massif de Huelgoat et coefficients de distribution correspondants.

A.208

	Cordiérite du granite de Huelgoat (C.82.53) N° navette = N° 1		Cordiérite de l'ignimbrite de Toscane	
	Teneurs (ppm)	K^m/RT	Teneurs (ppm)	K^m/RT
U	-	-	nd	-
Th	0,9	nd	nd	-
Zr	-	-	nd	-
Hf	-	-	nd	-
Ta	-	-	nd	-
Ba	-	-	nd	-
Sr	-	-	nd	-
Cs	161,1	7,90	nd	-
Rb	78	0,34	nd	-
Sb	0,13	0,87	nd	-
Cr	-	-	nd	-
Co	6,0	2,61	nd	-
Ni	-	-	nd	-
Sc	0,7	0,15	nd	-
La	1,55	0,08	12,4	0,59
Ce	3,4	0,08	24,35	0,63
Sm	0,46	0,11	2,85	0,65
Eu	0,05	0,07	0,049	0,22
Gd	nd	(0,11)	2,50	0,74
Tb	0,05	0,11	0,20	0,40
Yb	0,18	0,15	0,28	0,28
Lu	0,03	0,20	0,125	0,27
Na ₂ O	1,41	-	-	-
Fe ₂ O ₃ *	8,95	-	-	-

Teneurs (ppm) en éléments traces d'une cordiérite du granite de Huelgoat et coefficients de distribution correspondants : comparaison avec la cordiérite analysée par Fourcade (1981).

A.209

N° Cristal	F1	F2	F3	F4	P(F4)	F5	P(F5)
N° Echantillon	82.33	82.33	82.206	82.206	82.206	82.8H	82.8H
N° Analyse x (σn)	1 (n=4)	2 (n=6)	3 (n=11)	4 (n=7)	5 (n=3)	6 (n=10)	7 (n=2)
SiO ₂	64,01 (0,13)	63,72 (0,72)	63,59 (0,53)	63,60 (0,40)	67,90 (0,25)	64,43 (0,25)	67,94 (0,11)
Al ₂ O ₃	18,71 (0,11)	18,81 (0,21)	19,01 (0,17)	19,17 (0,13)	20,59 (0,23)	18,94 (0,35)	19,82 (0,21)
FeO*	0,01 (0,02)	0,02 (0,05)	0,04 (0,05)	0,05 (0,05)	-	-	0,25 (0,25)
MnO	0,05 (0,04)	0,05 (0,05)	0,02 (0,03)	0,02 (0,03)	0,03 (0,04)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)
MgO	-	0,02 (0,02)	0,01 (0,02)	-	0,01 (0,01)	-	0,09 (0,09)
CaO	-	-	0,02 (0,04)	0,01 (0,02)	0,27 (0,09)	-	0,37 (0,10)
Na ₂ O	1,33 (0,20)	1,13 (0,32)	0,64 (0,30)	1,00 (0,20)	10,74 (0,43)	0,42 (0,08)	10,52 (0,34)
K ₂ O	15,73 (0,44)	16,13 (0,37)	16,33 (0,51)	15,87 (0,31)	0,29 (0,25)	16,27 (0,26)	0,44 (0,03)
TiO ₂	-	0,01 (0,01)	-	0,01 (0,02)	-	0,01 (0,02)	0,01 (0,01)
Cr ₂ O ₃	-	0,02 (0,03)	0,02 (0,03)	-	-	0,08 (0,18)	-
Total	99,84	99,91	99,68	99,73	99,83	100,17	99,45
Si	2,970	2,961	2,959	2,955	2,968	2,976	2,959
Al	1,021	1,028	1,041	1,048	1,059	1,029	1,015
Fe ²⁺	-	0,001	0,002	0,002	-	-	0,009
Mn	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	-
Mg	-	0,001	0,001	-	0,001	-	0,006
Ca	-	-	0,001	-	0,013	-	0,017
Na	0,119	0,102	0,058	0,090	0,909	0,038	0,887
K	0,932	0,960	0,970	0,941	0,008	0,959	0,024
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	0,001	0,001	-	-	-	-
Or%	89	90	94	91	1	96	2
Ab%	11	10	6	9	98	4	96
An%	0	0	0	0	1	0	2

Composition chimique (et formule structurale sur 8 oxygènes) des feldspaths potassiques (F) et de leurs phases perthitiques (P(F)): granite de Huelgoat.

A.210

N° Cristal	F1	F2	F3	F4	P(F4)	F5	P(F5)	F6
N° Echantillon	82.30	82.30	82.30	82.27S	82.27S	82.26	82.26	82.26
N° Analyse \bar{x} (σn)	1 (n=6)	2 (n=5)	3 (n=5)	4 (n=9)	5 (n=5)	6 (n=7)	7 (n=5)	8 (n=5)
SiO ₂	64,69 (0,70)	64,83 (0,30)	64,92 (0,62)	64,00 (0,49)	68,20 (0,86)	64,15 (0,77)	69,26 (1,02)	63,77 (0,44)
Al ₂ O ₃	19,01 (0,26)	19,17 (0,16)	19,33 (0,25)	19,19 (0,13)	20,93 (0,36)	18,77 (0,19)	20,12 (0,38)	18,71 (0,17)
FeO*	-	0,03 (0,03)	-	0,05 (0,04)	0,01 (0,01)	0,03 (0,03)	0,01 (0,01)	0,01 (0,02)
MnO	0,03 (0,06)	0,02 (0,02)	0,01 (0,03)	0,01 (0,03)	0,01 (0,01)	-	0,03 (0,03)	0,06 (0,03)
MgO	0,04 (0,05)	-	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,02)	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)
CaO	0,01 (0,01)	0,01 (0,02)	0,02 (0,03)	-	0,16 (0,27)	-	0,10 (0,02)	-
Na ₂ O	0,84 (0,30)	1,14 (0,50)	1,51 (0,13)	1,06 (0,65)	10,85 (0,24)	0,71 (0,23)	10,24 (0,35)	0,47 (0,17)
K ₂ O	16,37 (0,28)	15,90 (0,72)	15,15 (0,29)	15,68 (1,03)	0,23 (0,14)	16,11 (0,34)	0,65 (0,26)	16,34 (0,29)
TiO ₂	0,01 (0,02)	-	-	-	0,01 (0,01)	0,02 (0,03)	0,01 (0,02)	-
Cr ₂ O ₃	0,04 (0,04)	0,05 (0,03)	0,01 (0,02)	0,02 (0,05)	0,02 (0,04)	0,01 (0,04)	0,01 (0,03)	0,01 (0,01)
Total	101,04	101,15	100,96	100,02	100,63	99,81	100,44	99,39
Si	2,968	2,966	2,965	2,960	2,958	2,976	3,003	2,974
Al	1,026	1,032	1,039	1,044	1,068	1,024	1,026	1,027
Fe ²⁺	-	0,001	-	0,002	-	0,001	-	-
Mn	0,001	0,001	-	-	-	-	0,001	0,002
Mg	0,003	-	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	-	-	0,001	-	0,017	-	0,005	-
Na	0,075	0,101	0,133	0,095	0,911	0,064	0,859	0,042
K	0,959	0,929	0,883	0,926	0,013	0,954	0,036	0,973
Ti	-	-	-	-	-	0,001	-	-
Cr	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	-	-	-
Or%	93	90	87	91	1	94	4	96
Ab%	7	10	13	9	97	6	95	4
An%	0	0	0	0	2	0	1	0

Composition chimique (et formule structurale sur 8 oxygènes) des feldspaths potassiques (F) et de leurs phases perthitiques (P(F)): granite du Cloître.

A.211

N° Cristal	F1	F2	F3	F4	P(F4)
N° Echantillon	82.20	82.20	82.124	82.124	82.124
N° Analyse	1	2	3	4	5
\bar{x} (σ_n)	(n=11)	(n=8)	(n=6)	(n=5)	(n=3)
SiO ₂	63,35 (0,33)	63,11 (0,60)	63,91 (0,40)	64,23 (0,15)	66,83 (0,26)
Al ₂ O ₃	18,69 (0,17)	18,60 (0,32)	18,98 (0,16)	19,05 (0,21)	20,70 (0,18)
FeO*	0,03 (0,05)	0,03 (0,04)	0,05 (0,05)	0,02 (0,02)	-
MnO	0,02 (0,03)	-	0,06 (0,04)	0,01 (0,03)	0,02 (0,02)
MgO	0,01 (0,02)	-	-	0,01 (0,02)	0,01 (0,03)
CaO	0,01 (0,02)	-	-	0,01 (0,02)	0,74 (0,10)
Na ₂ O	1,21 (0,23)	1,28 (0,25)	0,98 (0,18)	0,80 (0,13)	10,86 (0,37)
K ₂ O	15,78 (0,30)	15,54 (0,46)	15,44 (0,32)	15,94 (0,42)	0,30 (0,05)
TiO ₂	-	-	-	-	0,01 (0,02)
Cr ₂ O ₃	0,01 (0,02)	0,05 (0,03)	0,05 (0,03)	-	-
Total	99,13	98,61	99,47	100,07	99,47
Si	2,957	2,964	2,967	2,969	2,942
Al	1,037	1,028	1,038	1,036	1,072
Fe ²⁺	0,001	0,001	0,002	0,001	-
Mn	0,001	-	0,002	-	0,001
Mg	0,001	-	-	0,001	0,001
Ca	-	-	-	-	0,035
Na	0,109	0,116	0,0088	0,072	0,925
K	0,940	0,932	0,915	0,941	0,017
Ti	-	-	-	-	-
Cr	0,001	0,003	0,008	-	-
Or%	90	89	91	93	2
Ab%	10	11	9	7	95
An%	0	0	0	0	3

Composition chimique (et formule structurale sur 8 oxygènes) des feldspaths potassiques (F) et de leurs phases perthitiques (P(F)): granite de La Feuillée.

A. 212

N° Echantillon	Huelgoat		Le Cloître		La Feuillée	
	F.82.38	K ^m /RT	F.82.30	K ^m /RT	F.82.30	K ^m /RT
N° Navette	Na 3		Na 3		Na 3	
U	1,2	-	0,9	-	0,8	-
Th	1,8	-	1,9	-	0,6	-
Zr	-	-	-	-	33	-
Hf	1,2	-	-	-	0,5	-
Ta	0,04	-	0,19	-	0,17	-
Ba	1388	4,66	4392	8,24	3581	6,63
Sr	159	1,94	352	1,73	618	2,34
Cs	-	-	-	-	-	-
Rb	336	1,51	263	1,44	209	1,44
Sb	0,15	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-
Co	0,5	0,38	0,4	0,08	1,2	0,39
Ni	-	-	-	-	-	-
Sc	0,2	0,05	0,2	0,03	1,1	0,22
La	4,4	0,26	6,1	0,24	3,3	0,14
Ce	8,2	0,25	13,1	0,26	5,7	0,12
Sm	0,72	0,19	1,11	0,23	0,46	0,10
Eu	1,28	2,17	1,66	1,87	2,23	2,62
Gd	-	(0,17)	-	(0,24)	-	(0,09)
Tb	0,06	0,32	0,12	0,25	0,04	0,07
Yb	0,20	0,19	0,31	0,27	0,18	0,12
Lu	0,03	0,17	0,05	0,29	0,03	0,13
Fe ₂ O ₃ %*	0,05	-	0,08	-	0,52	-

Teneurs en éléments traces (ppm) des feldspaths potassiques du massif de Huelgoat et coefficients de distribution correspondants.

N° Echantillon N° Mineral	E1-206			E1-206			E1-206			E1-206			E1-206			E1-206			E1-206		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Si	43,01	43,15	43,29	43,43	43,57	43,71	43,85	43,99	44,13	44,27	44,41	44,55	44,69	44,83	44,97	45,11	45,25	45,39	45,53	45,67	
Al	22,97	23,11	23,25	23,39	23,53	23,67	23,81	23,95	24,09	24,23	24,37	24,51	24,65	24,79	24,93	25,07	25,21	25,35	25,49	25,63	
Fe ²⁺	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
CaO	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10	
Na ₂ O	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	
K ₂ O	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	94,94	
Si	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	2,810	
Al	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	1,205	
Fe ²⁺	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Mg	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Ca	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	0,138	
Na	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	0,085	
K	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Abx	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	
Anx	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	
Orx	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	

Composition chimique (et formule structurale sur 8 oxygènes) des plagioclases du granite de Huelgoat: 1.,2.,., du coeur vers la bordure.

N° Echantillon N° minéral N° Zone x (o/n)	82.30				82.27 S				82.26				
	1 (n=2)	2 (n=2)	3 (n=3)	4 (n=1)	1 (n=2)	2 (n=3)	3 (n=2)	4 (n=1)	1 (n=2)	2 (n=10)	3 (n=4)	4 (n=4)	5 (n=2)
SiO ₂	60,30 (1,61)	62,02 (0,55)	64,11 (0,48)	67,26 (0,48)	63,20 (0,27)	63,40 (0,44)	64,67 (0,43)	65,65 (0,40)	65,30 (0,11)	66,29 (0,43)	66,41 (0,03)	66,52 (0,58)	66,79 (0,43)
Al ₂ O ₃	25,93 (0,75)	24,51 (0,55)	23,26 (0,49)	20,73 (0,03)	23,47 (0,21)	23,09 (0,25)	22,16 (0,02)	22,47 (0,30)	21,63 (0,10)	22,08 (0,27)	21,37 (0,07)	21,02 (0,18)	21,06 (0,07)
FeO*	0,02 (0,02)	0,04 (0,04)	0,03 (0,03)	-	-	-	0,15 (0,08)	-	0,01 (0,01)	0,03 (0,03)	0,06 (0,01)	0,01 (0,01)	0,07 (0,06)
MnO	0,01 (0,01)	0,02 ()	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)	-	0,04 (0,02)	-	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	-	0,04 (0,04)	-
CaO	6,39 (0,93)	5,08 (0,43)	3,55 (0,24)	0,89 (0,08)	3,47 (0,11)	3,16 (0,16)	2,19 (0,11)	2,01 (0,13)	2,00 (0,17)	1,27 (0,05)	1,68 (0,03)	1,28 (0,05)	1,11 (0,04)
Na ₂ O	6,78 (0,08)	8,11 (0,31)	9,12 (0,14)	10,61 (0,14)	8,70 (0,21)	9,12 (0,16)	9,74 (0,07)	10,06 (0,23)	10,13 (0,48)	10,28 (0,22)	10,32 (0,05)	10,50 (0,27)	10,21 (-)
K ₂ O	0,17 (0,04)	0,18 (0,04)	0,23 (0,05)	0,14 (0,01)	0,33 (0,11)	0,29 (0,02)	0,29 (0,04)	0,42 (0,09)	0,26 (0,11)	0,25 (0,08)	0,16 (0,02)	0,18 (0,08)	0,21 (0,05)
TiO ₂	-	-	0,02 (0,03)	-	-	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,04 (0,07)	0,01 (0,01)	0,03 (0,02)	0,01 (0,01)	0,03 (0,04)	0,01 (0,01)
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0,05 (0,07)	-	-	0,07 (0,07)	0,03 (0,02)	0,06 (0,03)	0,03 (0,04)	-
Total	99,83	99,96	100,37	99,65	99,17	99,13	99,22	100,66	99,15	100,23	100,27	99,59	99,46
Si	2,684	2,745	2,816	2,948	2,806	2,817	2,865	2,867	2,890	2,897	2,907	2,926	2,935
Al	1,353	1,276	1,202	1,071	1,226	1,207	1,155	1,155	1,126	1,135	1,101	1,088	1,089
Fe ²⁺	0,001	0,001	0,001	-	-	-	0,006	-	-	0,001	0,002	-	0,003
Mn	0,001	-	0,001	-	-	-	-	-	-	0,001	-	0,001	-
Mg	0,001	0,001	0,001	0,001	-	0,001	-	-	0,001	0,001	-	0,001	-
Ca	0,304	0,241	0,167	0,042	0,165	0,150	0,104	0,094	0,095	0,059	0,079	0,060	0,052
Na	0,582	0,695	0,775	0,902	0,748	0,784	0,835	0,830	0,816	0,869	0,891	0,894	0,869
K	0,010	0,010	0,013	0,008	0,019	0,016	0,016	0,023	0,014	0,014	0,009	0,010	0,012
Ti	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	0,001	-	-	0,003	-	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	-
Ab %	65	73	81	95	80	82	87	88	89	92	91	93	93
An %	34	26	18	4	18	16	11	10	10	6	8	6	5
Or %	1	1	1	1	2	2	2	2	1	2	1	1	2

Composition chimique (et formule structurale sur 8 oxygènes) des plagioclases du granite du Clôître: 1.,2.,..., du coeur vers la bordure.

A. 216

N° Echantillon	HUELGOAT		LE CLOITRE		LA FEUILLEE	
	P.82.38		P.82.30		P.82.20	
	Teneurs	K ^m /RT	Teneurs	K ^m /RT	Teneurs	K ^m /RT
U	4,8	-	2,0	-	1,7	-
Th	7,1	-	4,0	-	3,0	-
Zr	121	-	134	-	98	-
Hf	2,7	-	2,6	-	2,3	-
Ta	0,35	-	0,34	-	0,02	-
Ba	16	-	32	-	46	-
Sr	141	-	655	-	581	-
Cs	-	-	-	-	-	-
Rb	167	-	117	-	172	-
Sb	0,33	-	-	-	0,08	-
Cr	-	-	-	-	-	-
Co	0,8	-	0,9	-	1,1	-
Ni	-	-	-	-	-	-
Sc	1,0	-	0,6	-	0,4	-
La	12,4	0,72	10,2	0,39	7,1	0,31
Ce	25,5	0,79	18,0	0,35	16,5	0,34
Sm	2,54	0,68	1,28	0,27	1,39	0,30
Eu	0,75	1,27	1,47	1,65	1,34	1,58
Gd	-	(0,73)	-	(0,22)	-	(0,29)
Tb	0,29	0,78	0,10	0,21	0,14	0,26
Yb	0,94	0,90	0,58	0,51	0,51	0,34
Lu	0,15	0,83	0,09	0,53	0,09	0,39

Teneurs en éléments traces calculés (connaissant les proportions des différents constituants de la phase quartzofeldspathique et les teneurs dans le feldspath potassique) des plagioclases du massif de Huelgoat et les coefficients de distribution correspondants.

A.217

Nom Minéral	Ilménite	Biotite	Muscovite	Feldspath K	Plagioclase An34	Plagioclase An2	Cordiérite	Quartz
Nb Analyses	20	28	16	15	-	-	15	-
SiO ₂	0,09	35,61	46,42	64,02	60,50	66,59	47,26	100,00
Al ₂ O ₃	0,02	19,64	35,79	18,94	25,93	19,29	32,42	-
FeO*	39,20	18,86	1,18	0,03	0,02	-	8,88	-
MnO	5,41	0,31	0,06	0,03	0,03	0,02	0,25	-
MgO	0,03	8,13	0,87	0,01	0,01	-	6,52	-
CaO	0,01	0,01	-	0,01	6,39	0,50	0,01	-
Na ₂ O	0,03	0,15	0,58	0,97	6,78	11,62	1,20	-
K ₂ O	0,03	9,77	10,42	15,91	0,17	0,13	-	-
TiO ₂	53,37	2,90	0,75	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,07	0,04	0,03	0,02	-	0,03	-	-

Analyses chimiques en éléments majeurs des minéraux ayant servi au calcul des bilans chimiques

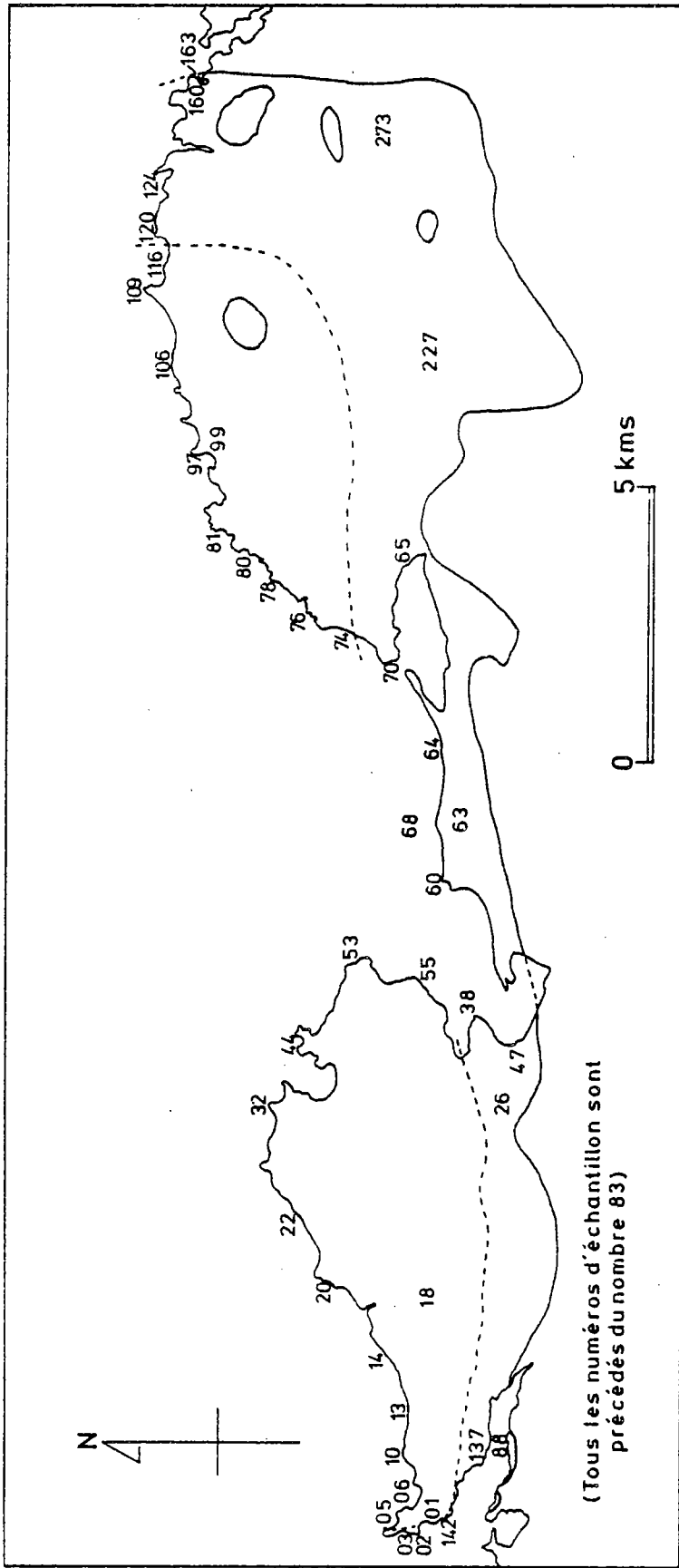
A. 218

Intrusion	Le Cloître	Huelgoat	La Feuillée
Echantillon	82.30	82.38	82.20
U	1,1	2,0	0,8
Th	2,2	3,0	1,4
Zr	67	46	44
Hf	1,3	1,2	1,0
Ta	0,19	0,14	0,03
Ba	455	228	511
Sr	244	79	319
Cs	0	0	0
Rb	85	122	98
Sb	0,19	0,15	0,03
Cr	0	0	0
Co	0,5	0,4	0,6
Ni	0	0	0
Sc	0,3	0,4	0,3
La	5,7	5,4	3,3
Ce	10,3	11,0	9,1
Sm	0,75	1,08	0,62
Eu	0,90	0,49	0,85
Tb	0,06	0,12	0,06
Yb	0,22	0,39	0,23
Lu	0,03	0,06	0,04

Teneurs en éléments traces (ppm) des phases quartzofeldspathiques ayant servi au calcul des concentrations dans les plagioclases.

ANNEXE III

MASSIF DE BRIGNOGAN-PLOUESCAT



Localisation des échantillons analysés.

A. 220

A : Faciès à cordiérite

Référence	83.109	83.44	83.22	83.32	83.106	83.74	83.55	83.76	83.99	83.53	83.20	83.14
Quartz	24,3	24,8	25,5	25,8	26,1	26,1	26,4	26,6	26,7	27,1	27,3	27,8
Feldspath K	32,8	29,0	33,1	33,2	28,6	33,5	29,9	29,7	32,7	33,0	38,3	35,9
Plagioclase	32,1	31,0	29,6	26,5	33,0	28,4	31,1	33,4	30,3	30,3	24,9	26,1
Biotite	8,2	7,8	7,0	8,9	9,0	9,4	7,9	8,6	6,5	6,7	4,8	8,0
Muscovite	2,2	5,0	3,5	4,5	2,3	1,5	4,1	1,2	3,2	1,6	2,7	1,5
Cordiérite	0,4	2,4	1,3	1,1	1,0	1,2	0,6	0,7	0,6	1,3	2,0	0,7

Référence	83.13	83.10	83.01	83.03	83.18	\bar{X}	σn
Quartz	28,0	28,4	28,7	29,7	32,9	27,2	2,0
Feldspath K	36,4	34,9	40,6	34,4	33,6	33,5	3,1
Plagioclase	24,3	26,1	24,1	24,6	24,6	28,3	3,2
Biotite	8,8	7,0	5,4	8,2	7,4	7,6	1,2
Muscovite	2,3	3,0	0,6	3,0	1,5	2,6	1,2
Cordiérite	0,2	0,6	0,6	0,1	tr	0,9	0,6

B : Faciès sans cordiérite

Référence	83.26	83.137	83.63	83.60	83.88	83.124	83.273	83.227	\bar{X}	σn
Quartz	27,4	27,7	28,3	27,2	29,5	29,8	30,0	32,7	29,3	1,6
Feldspath K	38,5	34,5	38,3	33,1	32,9	32,2	33,7	37,7	35,1	2,5
Plagioclase	23,9	26,3	23,5	28,3	27,2	29,7	27,0	20,9	25,9	2,7
Biotite	6,7	8,9	4,8	5,1	5,2	3,5	6,5	6,0	5,8	1,5
Muscovite	3,5	2,6	5,1	4,3	5,2	4,8	2,8	2,7	3,9	1,0
Cordiérite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Analyses modales des granites du massif de Brignogan-Plouescat.

N° Echantillon N° Analyse	83-142	83-137	83-160	83-88	83-68	83-63	83-52	83-120	83-70	83-64	83-65	83-163	83-124A	83-160	83-47	83-38
	7831	7830	7819	7829	7722	7820	7817	7997	7723	7821	7721	7970	7968	7969	7816	7814
SiO ₂	69,45	69,87	70,80	71,34	71,46	71,69	71,77	72,39	72,49	72,62	72,74	73,11	73,36	73,58	73,76	75,81
Al ₂ O ₃	15,02	15,29	15,16	15,00	15,03	15,41	15,33	15,09	15,04	15,43	15,46	15,10	14,71	14,74	14,27	12,93
Fe ₂ O ₃	1,92	1,85	1,73	1,55	1,71	1,82	1,69	1,53	1,49	1,44	1,32	1,11	1,38	1,60	1,15	0,79
MnO	nd	nd	0,04	nd	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,05	0,07	0,05	0,01	0,01
MgO	0,59	0,58	0,49	0,43	0,49	0,48	0,46	0,39	0,44	0,37	0,36	0,17	0,36	0,39	0,31	0,13
CaO	1,23	1,06	0,35	1,08	1,13	0,82	0,80	0,43	0,84	0,60	0,86	0,61	0,65	0,63	0,80	0,50
Na ₂ O	3,04	2,94	2,67	3,26	3,32	2,95	3,10	2,95	3,16	3,36	3,35	3,24	3,33	2,74	3,00	2,42
K ₂ O	5,42	5,56	5,81	5,07	4,97	5,69	5,56	5,27	5,04	5,41	5,07	5,30	4,79	5,59	5,79	5,42
TiO ₂	0,32	0,30	0,27	0,23	0,28	0,30	0,27	0,24	0,22	0,19	0,18	0,10	0,16	0,24	0,13	0,08
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,19	0,19	0,13	0,17	0,20	0,15	0,12	0,25	0,14	0,18	0,18	0,12	0,07	0,05
P.F.	1,00	0,97	1,53	0,89	1,06	1,11	1,11	1,47	1,41	1,00	1,39	0,34	1,10	1,13	0,80	1,12
Total	98,14	98,61	99,01	99,04	99,61	100,47	100,31	99,96	100,27	100,39	100,89	99,31	100,09	100,81	100,09	99,26
FeO color.					0,51					0,48					0,51	0,33
Fe ₂ O ₃					1,08					0,86					0,53	0,41
Quartz	27,88	28,85	32,04	30,50	30,71	30,32	30,58	31,94	32,69	31,17	31,83	32,87	34,20	34,62	32,15	39,85
Orthose	32,05	32,89	34,36	30,00	33,67	29,38	32,89	31,16	29,80	32,00	30,00	31,36	28,33	33,05	34,25	32,05
Albite	25,79	24,84	22,56	27,56	24,94	28,06	26,20	24,94	26,70	28,40	28,32	27,38	28,14	23,16	25,36	20,46
Anorthite	5,25	4,14	0,64	4,25	3,06	4,87	2,81	1,28	3,48	1,53	3,45	2,00	2,20	2,45	3,36	2,20
Hypersthène	1,48	1,45	1,23	1,08	1,20	1,23	1,15	0,98	1,10	0,93	0,90	0,43	0,90	0,98	0,78	0,33
Apatite	0,35	0,45	0,45	0,45	0,40	0,30	0,47	0,35	0,29	0,59	0,34	0,42	0,42	0,29	0,17	0,12
Ilménite	tr	tr	0,02	tr	0,06	0,06	0,05	0,11	0,05	0,05	0,05	0,11	0,15	0,11	0,02	0,02
Rutile	0,33	0,31	0,26	0,24	0,27	0,25	0,25	0,18	0,20	0,17	0,16	0,05	0,08	0,18	0,12	0,07
Corindon	2,24	2,90	4,25	2,57	3,26	2,39	3,17	4,05	3,10	3,17	3,18	3,28	3,23	3,27	1,74	2,26
Hématite	1,92	1,85	1,73	1,55	1,82	1,71	1,69	1,53	1,49	1,44	1,32	1,11	1,38	1,60	1,15	0,79

Analyses chimiques en éléments majeurs (et norme CIPW) des granites du faciès de bordure du massif de Brignogan-Plouescat.

N° Echantillon N° Navette	8203		83116		83106		83113		83109 B		83110		83105		8376		8374		83100		83106		83178		83106 A		83122		83181		83132		83153		83197		83144											
	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI	FK	ANI										
Nb	13	12	10	11	9	11	10	144	177	11	11	9	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11							
Zr	154	151	129	148	138	144	145	147	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17					
Y	14	11	15	16	14	14	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15				
Sc	237	226	232	240	250	233	203	208	254	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208	208			
Rb	999	880	312	281	286	285	268	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284			
Co	8	7	7	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4				
V	20	28	27	27	28	314	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26		
Ni	2	2	0	15	14	316	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3			
Cr	1	14	1	15	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	
Ba	336	513	414	427	484	528	399	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	
U		513		427	484	528	399	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	
Th		513		427	484	528	399	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423
He		513		427	484	528	399	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423
Ta		513		427	484	528	399	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	
Cs		513		427	484	528	399	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	
Ti		513		427	484	528	399	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	
Sr		513		427	484	528	399	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	423	

Analyses en éléments traces (ppm) des granites du faciès central du massif de Brignogan-Plouescat (autres que les terres rares).

A. 224

N°Echantillon N° Navette	83-117	83-60	83-88		83-68		83-63	83-52	83-120		83-70	83-64	83-65		83-100		83-47	83-18	
	Na1	Na2	Na1	Na2	Na1	Na2	Na1	Na2	Na1	Na2	Na1	Na2	Na1	Na2	Na1	Na2	Na1	Na2	
Nb					12		11	12	11										4
Zr	133			159	129	162	145	138	118	152					10				42
Y				18	14		15		15					24	119	145			17
Sr	168	114	169	182	198	182	152	121	113	90	160	79	169	136	105	92	207		28
Rb	205	337	304	341	331	336	319	204	366	365	302	329	288	110	321	415	210		159
Co	25			2,0	4	2,6	8	7	2	1,5				1,8	3	2,1			7
Y					21		27	21	17										12
Ni	1,9			0	8	2,2		1	0	0				1,9	0	0			4
Cr	10			13		14			18	11				14	19	13			
Ba	182			353	376	385	321	378	352	379				326	285	365			248
U	5,7			6,5		7,3				4,8				4,0		7,5			
Th	24,2			20,7		25,6				25,6				12,0		35,6			
Hf	4,0			3,6		4,1				3,8				2,4		4,5			
Ta	1,16			1,72		1,56				2,48				1,61		1,82			
Ca	9,6			17,8		14,5				9,9				11,6		13,2			
Sr	0,14			0,15		0,08				0,20				0,08		0,25			
Sc	3,1			3,7		3,3				3,0				2,9		3,1			

Analyses en éléments traces (ppm) des granites du faciès de bordure du massif de Brignogan-Plouescat (autres que les terres rares).

N°Echantillon N° Navette	A : Faciès porphyroïde à cordiérite							B : Faciès à bordure					
	83-99	83-74	83-13	83-109B	83-20	83-53	84-44	83-160	83-68	83-120	83-137	83-88	83-65
	Na1	Na2	Na2	Na1	Na2	Na2	Na1	Na2	Na1	Na1	Na2	Na1	Na2
La	48,4	44,6	40,8	39,5	34,4	33,8	30,0	44,3	39,1	35,7	35,5	31,8	17,5
Ce	95,7	84,3	79,4	84,1	73,6	67,4	62,2	94,5	75,1	65,9	73,3	64,6	35,0
Sm	6,78	6,66	6,51	6,29	6,01	5,43	5,19	6,43	6,21	5,25	6,25	5,50	3,26
Eu	0,85	0,74	0,84	0,74	0,82	0,67	0,54	0,80	0,72	0,63	0,79	0,67	0,42
Tb	0,55	0,47	0,60	0,50	0,52	0,49	0,53	0,55	0,50	0,49	0,52	0,53	0,35
Yb	0,93	0,83	0,84	0,81	0,71	0,84	0,78	0,80	0,85	0,99	0,88	0,86	1,11
Lu	0,12	0,12	0,11	0,10	0,11	0,12	0,09	0,11	0,10	0,12	0,12	0,12	0,17
Σ REE	153,3	137,8	129,1	132,0	116,2	108,8	99,3	147,5	122,6	109,1	117,4	104,1	57,8
(La/Yb)N	34,2	35,5	32,5	32,1	32,1	26,8	25,0	37,1	30,2	23,5	26,9	24,6	10,6
(La/Sm)N	4,4	4,1	3,8	3,8	3,5	3,8	3,5	4,2	3,8	4,1	3,5	3,5	3,3
(Tb/Yb)N	2,5	2,4	3,1	2,6	3,1	2,5	2,8	2,9	2,5	2,1	2,5	2,6	1,3
Eu/Eu*	0,49	0,46	0,48	0,51	0,52	0,47	0,38	0,48	0,47	0,46	0,50	0,46	0,46

Teneurs en terres rares (ppm) des granites du massif de Brignogan-Plouescat.

A.225

A : Faciès à cordiérite

N°Echantillon	83.109 B	83.109 B	83.109 B	83.99	83.99	83.44	83.44	83.44
N°Analyse \bar{X} σ n	1 n=3	2 n=2	3 n=1	4 n=2	5 n=2	6 n=2	7 n=3	8 n=2
SiO ₂	-	0,01 (0,01)	-	0,08 (0,08)	0,07 (0,03)	0,32 (0,03)	0,05 (0,05)	0,04 (0,04)
Al ₂ O ₃	0,03 (0,01)	-	-	-	-	0,02 (0,01)	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)
FeO*	41,38 (0,08)	42,67 (0,10)	43,15	42,70 (0,15)	41,57 (0,36)	44,03 (0,55)	42,22 (0,73)	42,04 (0,40)
MnO	4,86 (0,26)	3,48 (0,18)	3,13	5,18 (0,26)	5,63 (0,36)	2,58 (0,13)	4,23 (0,37)	4,91 (0,16)
MgO	0,03 (0,02)	0,04 (0,01)	0,06	0,04 (0,04)	0,03 (0,03)	0,05 (0,01)	0,04 (0,01)	0,04 (0,04)
CaO	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	-	0,01 (0,01)	0,25 (0,02)	0,02 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)
Na ₂ O	-	-	-	-	0,08 (0,08)	-	0,03 (0,04)	-
K ₂ O	-	0,01 (0,01)	0,07	0,03 (0,03)	0,01 (0,01)	-	0,01 (0,02)	0,03 (0,03)
TiO ₂	51,51 (0,27)	51,70 (0,14)	51,67	50,55 (0,10)	50,16 (0,10)	51,57 (0,46)	52,59 (0,35)	52,75 (0,26)
Cr ₂ O ₃	0,03 (0,03)	0,05 (0,05)	0,16	0,07 (0,04)	-	0,03 (0,03)	-	0,03 (0,03)
Total	97,85	97,99	98,24	98,66	97,80	98,61	99,19	99,87

B : Faciès sans cordiérite

N°Echantillon	83.120	83.88	83.88	83.64	X (A)	X (B)
N°Analyse \bar{X} σ n	1 n=1	2 n=1	3 n=2	4 n=2		
SiO ₂	0,13	0,45	0,19 (0,01)	0,03 (0,01)	0,07	0,20
Al ₂ O ₃	-	-	0,03 (0,02)	0,01 (0,01)	0,01	0,01
FeO*	38,16	40,81	39,55 (0,38)	42,56 (0,53)	42,47	40,27
MnO	6,95	5,43	6,45 (0,04)	4,02 (0,31)	4,25	5,71
MgO	0,02	0,02	0,01 (0,01)	-	0,04	0,01
CaO	0,01	-	0,03 (0,03)	0,01 (0,01)	0,04	0,01
Na ₂ O	-	-	0,06 (0,06)	0,01 (0,01)	0,01	0,02
K ₂ O	-	0,08	0,10 (0,01)	0,04 (0,01)	0,02	0,06
TiO ₂	52,24	51,85	51,49 (0,01)	51,11 (0,41)	51,56	51,67
Cr ₂ O ₃	0,03	0,18	-	-	0,05	0,05
Total	97,56	98,82	97,91	97,79		

A : Faciès à cordiérite											
N°Echantillon	83-109 B	83-109 B	83-109 B	83-109 B	83-99	83-99	83-99	83-44	83-44	83-44	83-44
N° Analyse (on)	1 n=2	2 n=4	3 n=5	4 n=5	5 n=5	6 n=5	7 n=5	8 n=6	9 n=6	10 n=6	11 n=6
SiO ₂	35,58 (0,18)	35,33 (0,26)	35,40 (0,26)	35,36 (0,26)	35,86 (0,36)	35,37 (0,28)	35,45 (0,48)	35,24 (0,67)	36,32 (0,12)	35,70 (0,32)	35,41 (0,33)
Al ₂ O ₃	19,24 (0,09)	20,08 (0,64)	19,78 (0,27)	19,46 (0,08)	19,03 (0,11)	19,20 (0,07)	19,52 (0,07)	20,39 (0,20)	19,70 (0,10)	20,41 (0,20)	20,19 (0,17)
FeO*	20,02 (0,06)	19,86 (0,45)	19,95 (0,29)	20,16 (0,21)	21,27 (0,30)	21,24 (0,31)	20,97 (0,33)	21,00 (0,38)	20,27 (0,27)	20,89 (0,29)	21,23 (0,81)
MnO	0,11 (0,06)	0,20 (0,06)	0,18 (0,15)	0,20 (0,08)	0,25 (0,12)	0,42 (0,09)	0,25 (0,07)	0,31 (0,10)	0,31 (0,08)	0,26 (0,09)	0,32 (0,10)
MgO	7,85 (0,04)	7,23 (0,13)	7,30 (0,14)	7,35 (0,08)	7,04 (0,10)	7,03 (0,09)	7,16 (0,24)	5,81 (0,13)	6,58 (0,10)	5,78 (0,13)	6,21 (0,28)
CaO	-	-	0,01 (0,01)	-	-	-	-	-	0,02 (0,03)	-	-
Na ₂ O	0,15 (0,04)	0,21 (0,04)	0,25 (0,03)	0,17 (0,03)	0,10 (0,08)	0,10 (0,03)	0,10 (0,03)	0,15 (0,06)	0,12 (0,04)	0,23 (0,07)	0,17 (0,07)
K ₂ O	9,67 (0,05)	9,51 (0,19)	9,82 (0,08)	9,56 (0,20)	9,68 (0,15)	9,79 (0,15)	9,72 (0,32)	9,63 (0,12)	9,60 (0,14)	9,55 (0,13)	9,46 (0,10)
TiO ₂	1,97 (0,07)	2,83 (0,15)	2,81 (0,14)	2,93 (0,04)	2,97 (0,08)	2,91 (0,08)	2,93 (0,10)	2,70 (0,16)	2,58 (0,07)	2,91 (0,18)	2,65 (0,16)
Cr ₂ O ₃	0,07 (0,02)	0,06 (0,06)	0,04 (0,05)	0,03 (0,04)	0,05 (0,05)	0,03 (0,04)	0,04 (0,04)	0,01 (0,01)	0,03 (0,04)	0,04 (0,04)	0,08 (0,07)
H ₂ O	3,90	3,93	3,93	3,92	3,94	3,92	3,94	3,91	3,94	3,94	3,92
Total	98,54	99,24	99,46	99,14	100,19	100,02	100,07	99,15	99,47	99,70	99,64
Si	5,473	5,388	5,400	5,412	5,456	5,405	5,397	5,410	5,526	5,437	5,410
Al ^{IV}	2,527	2,612	2,600	2,588	2,544	2,595	2,603	2,590	2,474	2,563	2,590
Al ^{VI}	0,955	0,911	0,950	0,916	0,863	0,857	0,893	1,093	1,052	1,094	1,039
Fe ²⁺	2,566	2,524	2,536	2,571	2,697	2,705	2,660	2,687	2,570	2,651	2,703
Mn	0,014	0,026	0,023	0,026	0,032	0,054	0,032	0,040	0,040	0,033	0,041
Mg	1,811	1,654	1,670	1,687	1,607	1,611	1,635	1,338	1,502	1,320	1,423
Ca	-	-	0,002	-	-	-	-	-	0,003	-	-
Na	0,045	0,062	0,074	0,050	0,029	0,030	0,030	0,045	0,035	0,068	0,050
K	1,899	1,852	1,912	1,868	1,880	1,910	1,889	1,887	1,865	1,857	1,845
Ti	0,227	0,324	0,322	0,336	0,339	0,334	0,335	0,311	0,294	0,332	0,304
Cr	0,008	0,007	0,005	0,004	0,006	0,004	0,005	0,001	0,004	0,005	0,010

Composition chimique (et formule structurale sur 22 oxygènes) des biotites des granites du faciès central du massif de Brignogan-Plouescat.

B : Faciès sans cordiérite													
N°Echantillon	8 3.120	8 3.120	8 3.120	8 3.88	8 3.88	8 3.88	8 3.88	8 3.88	8 3.64	8 3.64	8 3.64	8 3.64	
N°Analyse X (σn)	1 n=4	2 n=5	3 n=4	4 n=4	5 n=2	6 n=3	7 n=2	8 n=3	9 n=5	10 n=3	11 n=5	12 n=3	13 n=1
SiO ₂	35,43 (0,26)	35,62 (0,22)	35,18 (0,25)	35,26 (0,23)	36,90 (0,63)	35,44 (0,12)	36,03 (0,18)	35,07 (0,43)	34,93 (0,39)	34,79 (0,42)	35,90 (0,25)	35,17 (0,10)	35,06
Al ₂ O ₃	19,90 (0,17)	19,94 (0,20)	20,05 (0,20)	19,27 (0,22)	18,52 (0,07)	18,73 (0,28)	18,94 (0,30)	19,24 (0,43)	20,74 (0,31)	20,50 (0,16)	20,08 (0,38)	20,55 (0,18)	21,37
FeO*	20,74 (0,52)	20,95 (0,38)	21,11 (0,42)	21,41 (0,48)	20,20 (0,10)	21,57 (0,44)	21,54 (0,06)	21,90 (0,08)	22,46 (0,50)	22,89 (0,44)	22,07 (0,39)	22,44 (0,67)	21,91
MnO	0,42 (0,12)	0,37 (0,12)	0,26 (0,12)	0,30 (0,04)	0,08 (0,03)	0,13 (0,09)	0,29 (0,01)	0,22 (0,10)	0,35 (0,14)	0,26 (0,05)	0,19 (0,12)	0,31 (0,14)	0,36
MgO	6,50 (0,18)	6,51 (0,13)	6,58 (0,07)	6,46 (0,11)	7,44 (0,08)	6,83 (0,12)	6,69 (0,15)	6,38 (0,15)	5,33 (0,09)	5,57 (0,15)	5,44 (0,12)	5,57 (0,07)	5,49
CaO	-	-	-	-	-	-	0,03 (0,03)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)	-	-	-	0,04
Na ₂ O	0,19 (0,04)	0,17 (0,05)	0,21 (0,02)	0,10 (0,03)	0,11 (0,07)	0,09 (0,02)	0,09 (0,02)	0,18 (0,14)	0,10 (0,04)	0,09 (0,05)	0,10 (0,05)	0,09 (0,06)	0,10
K ₂ O	9,57 (0,22)	9,56 (0,07)	9,52 (0,20)	9,71 (0,16)	9,58 (0,38)	9,41 (0,12)	8,97 (0,31)	9,16 (0,27)	9,61 (0,14)	9,03 (0,63)	9,76 (0,10)	9,52 (0,17)	9,39
TiO ₂	2,75 (0,05)	2,65 (0,07)	2,88 (0,04)	2,84 (0,18)	2,33 (0,01)	2,86 (0,12)	2,51 (0,14)	2,92 (0,24)	2,40 (0,13)	2,31 (0,09)	2,89 (0,18)	2,16 (0,06)	2,33
Cr ₂ O ₃	0,02 (0,02)	0,01 (0,03)	0,02 (0,03)	0,01 (0,01)	-	0,08 (0,07)	-	0,07 (0,05)	0,02 (0,02)	0,03 (0,04)	0,01 (0,01)	0,04 (0,03)	0,01
H ₂ O	3,92	3,93	3,93	3,89	3,93	3,89	3,90	3,89	3,91	3,89	3,94	3,91	3,93
Total	99,44	99,71	99,74	99,24	99,09	99,03	98,99	99,05	99,86	99,35	100,37	99,76	100,00
Si	5,420	5,434	5,373	5,429	5,627	5,462	5,531	5,410	5,338	5,301	5,461	5,397	5,343
Al ^{IV}	2,580	2,566	2,627	2,571	2,373	2,538	2,469	2,590	2,642	2,639	2,539	2,603	2,657
Al ^{VI}	1,002	1,013	0,976	0,920	0,950	0,858	0,951	0,902	1,101	1,079	1,055	1,107	1,181
Fe ²⁺	2,644	2,663	2,687	2,747	2,567	2,770	2,755	2,816	2,871	2,940	2,798	2,869	2,792
Mn	0,054	0,048	0,034	0,039	0,010	0,017	0,038	0,029	0,045	0,034	0,024	0,040	0,046
Mg	1,492	1,490	1,507	1,492	1,702	1,579	1,540	1,476	1,226	1,228	1,241	1,282	1,247
Ca	-	-	-	-	-	-	0,005	0,003	0,002	-	-	-	0,007
Na	0,056	0,050	0,062	0,030	0,032	0,027	0,027	0,054	0,030	0,027	0,029	0,027	0,030
K	1,869	1,862	1,856	1,909	1,865	1,851	1,758	1,804	1,882	1,777	1,895	1,865	1,826
Ti	0,316	0,303	0,330	0,328	0,267	0,331	0,289	0,338	0,276	0,267	0,330	0,249	0,267
Cr	0,002	0,001	0,002	0,001	-	0,010	-	0,009	0,002	0,004	0,001	0,005	0,007

Composition chimique (et formule structurale sur la base de 22 oxygènes) des biotites des granites du faciès de bordure massif de Brignogan-Plouescat.

Faciès	Porphyroïde à cordiérite				de bordure	
N° Echantillon	B.83.99		B.83.44		B.83.88	
N° Navette	Na4		Na4		Na4	
	Teneurs	K ^m /RT	Teneurs	K ^m /RT	Teneurs	K ^m /RT
U	11,6	-	12,9	-	29,7	-
Th	42,9	-	55,4	-	48,2	-
Zr	73	-	-	-	158	-
Ta	12,40	8,7	15,62	8,8	20,03	11,6
Ba	293	0,7	316	1,0	250	0,7
Sr	-	-	-	-	-	-
Cs	131,9	9,3	129,4	9,1	206,4	11,6
Rb	1170	3,9	1290	3,9	1482	4,3
Sb	0,24	3,0	0,06	1,0	0,39	2,6
Cr	130	8,1	140	15,6	110	8,5
Co	35,8	11,9	27,2	13,6	26,9	13,5
Ni	33,9	22,6	21,2	-	29,3	-
Sc	21,8	5,9	25,5	8,5	14,5	5,4
La	88,8	1,8	84,9	2,8	56,8	1,8
Ce	192,9	2,0	180,4	2,9	121,1	1,9
Sm	11,72	1,7	12,37	2,4	11,84	2,2
Eu	0,84	1,0	0,66	1,2	1,06	1,6
Tb	0,71	1,3	0,89	1,7	0,61	1,2
Yb	0,88	0,9	1,06	1,4	0,75	0,9
Lu	0,03	0,3	0,07	0,8	0,04	0,4
Na ₂ O	nd	-	nd	-	nd	-
Fe ₂ O ₃	24,01	-	24,04	-	24,42	-

Composition chimique en éléments traces (ppm) des biotites du massif de Brignogan-Plouescat et coefficients de distribution correspondants.

A : Faciès à cordiérite

N° Echantillon	83-109 B	83-109 B	83-109 B	83-99	83-99	83-99	83-44	83-44	83-44	83-44
N° Analyse \bar{X} (σn)	1 n=6	2 n=6	3 n=4	4 n=4	5 n=5	6 n=5	7 n=8	8 n=3	9 n=4	10 n=6
SiO ₂	45,73 (0,33)	45,76 (0,49)	45,98 (0,38)	46,03 (0,38)	46,49 (0,51)	45,85 (0,14)	46,11 (0,38)	47,43 (1,24)	45,91 (0,21)	46,21 (0,39)
Al ₂ O ₃	34,35 (0,47)	35,10 (0,68)	34,67 (0,21)	34,94 (0,12)	34,86 (0,31)	34,76 (0,58)	34,69 (0,43)	32,73 (2,95)	34,48 (0,24)	35,55 (0,32)
FeO*	1,77 (0,23)	1,50 (0,11)	1,52 (0,18)	1,76 (0,10)	1,86 (0,11)	1,81 (0,13)	1,66 (0,21)	2,16 (0,78)	1,36 (0,16)	1,32 (0,13)
MnO	0,05 (0,05)	0,04 (0,04)	0,03 (0,02)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)	0,09 (0,11)	0,03 (0,05)	0,04 (0,05)	-	0,01 (0,02)
MgO	0,92 (0,04)	0,84 (0,10)	0,87 (0,04)	0,94 (0,05)	0,94 (0,07)	0,86 (0,04)	1,08 (0,13)	1,57 (0,77)	0,91 (0,05)	0,92 (0,08)
CaO	-	0,01 (0,01)	-	-	-	-	-	0,01 (0,01)	-	-
Na ₂ O	0,51 (0,07)	0,48 (0,03)	0,60 (0,55)	0,43 (0,05)	0,48 (0,05)	0,52 (0,06)	0,68 (0,06)	0,31 (0,15)	0,70 (0,15)	0,59 (0,08)
K ₂ O	10,07 (0,32)	10,41 (0,23)	10,32 (0,10)	10,42 (0,15)	9,28 (0,12)	10,02 (0,13)	10,13 (0,48)	10,65 (0,15)	10,10 (0,19)	10,06 (0,15)
TiO ₂	1,55 (0,38)	1,16 (0,27)	1,57 (0,15)	0,86 (0,06)	0,97 (0,24)	0,94 (0,04)	0,56 (0,13)	1,09 (0,47)	1,57 (0,18)	0,44 (0,11)
Cr ₂ O ₃	0,06 (0,06)	0,05 (0,07)	0,01 (0,01)	-	0,08 (0,05)	0,03 (0,03)	0,04 (0,07)	-	0,02 (0,03)	0,03 (0,05)
H ₂ O	4,48	4,49	4,50	4,50	4,52	4,48	4,48	4,51	4,49	4,51
Total	99,50	99,85	100,07	99,88	100,08	99,35	99,46	100,49	99,54	99,64
Si	6,124	6,109	6,099	6,138	6,169	6,140	6,168	6,303	6,134	6,149
Al ^{IV}	1,876	1,891	1,901	1,862	1,831	1,860	1,832	1,907	1,866	1,851
Al ^{VI}	3,535	3,621	3,509	3,620	3,611	3,617	3,627	3,420	3,554	3,714
Fe ²⁺	0,197	0,167	0,168	0,196	0,206	0,202	0,185	0,239	0,151	0,146
Mn	0,006	0,004	0,003	0,002	0,001	0,010	0,003	0,004	-	0,001
Mg	0,185	0,168	0,173	0,188	0,187	0,173	0,217	0,313	0,182	0,184
Ca	-	0,001	-	-	-	-	-	0,001	-	-
Na	0,132	0,124	0,154	0,111	0,123	0,135	0,176	0,080	0,181	0,152
K	1,721	1,774	1,748	1,774	1,674	1,713	1,730	1,807	1,723	1,709
Ti	0,156	0,116	0,156	0,086	0,097	0,094	0,056	0,109	0,157	0,044
Cr	0,001	0,005	0,001	-	0,008	0,003	0,004	-	0,002	0,003

B : Faciès sans cordiérite

N° Echantillon	83-120	83-120	83-120	83-88	83-88	83-88	83-88	83-64	83-64	83-64
N° Analyse \bar{X} (σn)	1 n=4	2 n=5	3 n=5	4 n=5	5 n=6	6 n=4	7 n=4	8 n=3	9 n=4	10 n=6
SiO ₂	45,97 (0,15)	45,72 (0,41)	45,77 (0,10)	46,23 (0,16)	46,23 (0,50)	46,93 (0,33)	46,45 (0,07)	46,30 (0,30)	46,88 (0,48)	45,96 (0,36)
Al ₂ O ₃	34,44 (0,29)	34,97 (0,18)	34,71 (0,32)	35,92 (0,18)	35,70 (0,22)	33,96 (0,56)	34,89 (0,76)	35,35 (1,19)	36,48 (0,34)	35,76 (0,31)
FeO*	1,51 (0,10)	1,54 (0,16)	1,52 (0,10)	1,37 (0,06)	1,24 (0,19)	2,11 (0,20)	1,57 (0,10)	1,74 (0,62)	1,34 (0,10)	1,49 (0,11)
MnO	-	0,04 (0,04)	0,02 (0,02)	0,01 (0,02)	0,03 (0,04)	0,06 (0,05)	0,01 (0,01)	0,04 (0,06)	0,01 (0,02)	0,05 (0,05)
MgO	1,02 (0,09)	1,03 (0,06)	1,02 (0,07)	0,82 (0,04)	0,83 (0,07)	1,21 (0,11)	0,80 (0,02)	0,63 (0,43)	0,66 (0,03)	0,77 (0,05)
CaO	-	-	-	-	-	-	0,01 (0,01)	-	-	-
Na ₂ O	0,60 (0,05)	0,56 (0,05)	0,61 (0,05)	0,62 (0,03)	0,49 (0,05)	0,32 (0,04)	0,53 (0,02)	0,33 (0,04)	0,56 (0,09)	0,57 (0,07)
K ₂ O	10,09 (0,12)	10,35 (0,10)	10,28 (0,41)	10,27 (0,16)	10,25 (0,14)	10,67 (0,16)	9,62 (0,25)	10,49 (0,14)	9,28 (0,54)	9,76 (0,22)
TiO ₂	1,11 (0,03)	1,03 (0,12)	0,94 (0,09)	0,51 (0,06)	1,05 (0,19)	0,25 (0,19)	1,37 (0,07)	0,03 (0,02)	0,64 (0,09)	0,61 (0,07)
Cr ₂ O ₃	0,03 (0,03)	0,04 (0,04)	0,03 (0,03)	0,02 (0,04)	0,04 (0,07)	0,05 (0,05)	0,01 (0,01)	0,06 (0,04)	0,01 (0,01)	0,01 (0,02)
H ₂ O	4,48	4,49	4,48	4,53	4,53	4,50	4,52	4,48	4,57	4,50
Total	99,25	99,78	99,38	100,31	100,38	100,05	99,79	99,45	100,43	99,47
Si	6,138	6,105	6,132	6,121	6,112	6,259	6,166	6,191	6,150	6,122
Al ^{IV}	1,842	1,895	1,868	1,879	1,888	1,741	1,834	1,809	1,850	1,878
Al ^{VI}	3,585	3,599	3,603	3,716	3,665	3,587	3,615	3,752	3,781	3,726
Fe ²⁺	0,169	0,171	0,170	0,151	0,137	0,235	0,174	0,194	0,146	0,165
Mn	-	0,004	0,002	0,001	0,003	0,007	0,001	0,004	0,001	0,001
Mg	0,205	0,206	0,205	0,163	0,165	0,222	0,159	0,126	0,130	0,154
Ca	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-
Na	0,156	0,145	0,158	0,159	0,125	0,083	0,136	0,085	0,142	0,147
K	1,726	1,764	1,758	1,736	1,730	1,817	1,630	1,790	1,554	1,660
Ti	0,112	0,103	0,094	0,051	0,104	0,025	0,136	0,003	0,063	0,061
Cr	0,003	0,004	0,003	0,002	0,004	0,005	0,001	0,006	0,001	0,001

Composition chimique (et formule structurale sur 22 oxygènes) des muscovites du massif de Brignogan-Plouescat.

Faciès	Porphyroïde à cordiérite		de bordure	
N° Echantillon	M 83.99		M 83.88	
N° Navette	Na 6		Na 6	
	Teneurs	K ^m /RT	Teneurs	K ^m /RT
U	5,3	-	6,8	-
Th	43,8	-	23,6	-
Zr	155	-	130	-
Hf	4,7	-	5,2	-
Ta	7,81	5,5	6,64	3,9
Ba	228	0,5	202	0,6
Sr	-	-	-	-
Cs	59,9	4,2	31,3	1,8
Rb	911	3,0	876	2,7
Sb	-	-	0,05	-
Cr	53	3,3	16	1,2
Co	2,2	0,7	1,9	1,0
Ni	-	-	-	-
Sc	47,2	12,8	37,4	13,9
La	60,6	1,25	38,3	1,20
Ce	137,6	1,43	78,7	1,22
Sm	8,16	1,20	6,65	1,21
Eu	0,88	1,03	0,38	0,57
Tb	0,52	0,95	0,42	1,05
Yb	0,51	0,55	0,56	0,65
Lu	nd	-	nd	-
Na ₂ O	nd	-	nd	-
Fe ₂ O ₃	2,05	-	1,76	-

Composition en éléments traces (ppm) des muscovites primaires du massif de Brignogan-Plouescat et coefficients de distribution correspondants.

A. 231

A : Faciès à cordiérite

N° Cristal	F1	P (F1)	F2	P (F2)	F3	F4	P (F4)	F5	P (F5)	F6	P (F6)
N°Echantillon	83.109 B	83.109 B	83.109 B	83.109 B	83.99	83.99	83.44	83.44	83.44	83.44	83.44
N° Analyse X̄ (σ n)	1 n=5	2 n=2	3 n=3	4 n=3	5 n=5	6 n=5	7 n=2	8 n=5	9 n=2	10 n=5	11 n=3
SiO ₂	64,20 (0,32)	67,37 (0,15)	64,45 (0,36)	68,41 (0,15)	65,03 (0,55)	65,14 (0,41)	68,59 (0,21)	64,73 (0,31)	66,82 (0,02)	63,88 (0,20)	67,75 (0,42)
Al ₂ O ₃	18,67 (0,09)	20,17 (0,16)	18,63 (0,41)	20,11 (0,11)	19,09 (0,14)	18,87 (0,16)	20,08 (0,17)	18,79 (0,20)	19,78 (0,00)	19,01 (0,25)	20,01 (0,22)
FeO*	0,62 (0,03)	0,09 (0,09)	-	0,01 (0,01)	0,25 (0,32)	0,04 (0,03)	0,02 (0,02)	-	0,06 (0,05)	0,03 (0,04)	0,08 (0,07)
MnO	-	0,01 (0,01)	-	0,03 (0,02)	0,03 (0,06)	0,03 (0,05)	-	-	-	0,01 (0,01)	-
MgO	-	0,03 (0,03)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	-	-	-	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,01 (0,01)	0,02 (0,01)
CaO	0,03 (0,02)	0,18 (0,09)	-	0,23 (0,04)	-	-	0,12 (0,06)	-	0,09 (0,08)	0,06 (0,11)	0,20 (0,01)
Na ₂ O	1,58 (0,37)	9,79 (0,21)	1,36 (0,34)	10,87 (0,28)	1,57 (0,36)	1,82 (0,16)	10,25 (0,48)	1,36 (0,24)	10,53 (1,07)	0,76 (0,19)	0,20 (0,14)
K ₂ O	14,48 (0,64)	0,45 (0,04)	14,67 (0,25)	0,29 (0,11)	14,41 (0,30)	14,25 (0,25)	0,38 (0,08)	15,00 (0,31)	1,14 (0,98)	15,83 (0,36)	11,06 (0,25)
TiO ₂	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	-	-	-	-	-	-	0,02 (0,02)	0,01 (0,02)	0,15 (0,04)
Cr ₂ O ₃	0,01 (0,02)	-	0,02 (0,03)	0,06 (0,09)	0,01 (0,20)	0,02 (0,03)	0,04 (0,04)	0,03 (0,03)	-	0,04 (0,07)	0,02 (0,03)
Total	99,00	98,32	99,14	100,01	100,39	100,17	99,48	99,91	98,46	99,63	99,30
Si	2,983	2,984	2,989	2,984	2,978	2,986	2,999	2,983	2,975	2,966	2,979
Al	1,020	1,051	1,017	1,032	1,028	1,018	1,033	1,019	1,036	1,038	1,035
Fe ²⁺	0,001	0,003	-	0,003	0,010	0,001	0,001	-	0,002	0,001	0,003
Mn	-	-	-	0,001	0,001	0,001	-	-	-	-	-
Mg	-	0,002	0,001	0,001	-	-	-	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	0,002	0,018	-	0,011	-	-	0,001	-	0,004	0,003	0,009
Na	0,142	0,839	0,122	0,918	0,139	0,161	0,867	0,121	0,907	0,068	0,441
K	0,859	0,025	0,860	0,016	0,844	0,834	0,021	0,883	0,065	0,938	0,008
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	-	0,001
Cr	-	-	0,001	0,002	-	0,001	0,001	0,001	-	0,001	-
Or %	86	3	88	2	86	84	2	88	7	93	1
Ab %	14	95	12	97	14	16	98	12	93	7	98
An %	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	1

B : Faciès sans cordiérite

N° Cristal	F7	P (F7)	F8	P (F8)	F9	P (F9)	F10	P (F10)	F11	P (F11)	F12
N°Echantillon	83.120	83.120	83.120	83.120	83.88	83.88	83.88	83.88	83.64	83.64	83.64
N° Analyse X̄ (σ n)	12 n=5	13 n=2	14 n=5	15 n=2	16 n=4	17 n=3	18 n=5	19 n=3	20 n=4	21 n=1	22 n=6
SiO ₂	64,59 (0,40)	68,57 (0,33)	64,21 (0,08)	68,16 (0,11)	64,70 (0,28)	68,41 (0,21)	64,36 (0,45)	68,50 (0,15)	64,53 (0,33)	67,22	64,20 (0,37)
Al ₂ O ₃	19,12 (0,28)	20,10 (0,24)	18,60 (0,05)	19,87 (0,09)	18,63 (0,15)	19,90 (0,15)	18,71 (0,09)	20,29 (0,58)	18,88 (0,30)	21,21	18,74 (0,29)
FeO*	0,08 (0,04)	0,01 (0,01)	0,01 (0,02)	0,05 (0,05)	0,03 (0,04)	0,02 (0,03)	0,01 (0,02)	-	0,04 (0,04)	-	0,01 (0,02)
MnO	0,02 (0,04)	0,02 (0,02)	0,04 (0,04)	-	0,03 (0,05)	0,08 (0,05)	0,02 (0,02)	-	0,04 (0,04)	-	0,01 (0,03)
MgO	0,01 (0,01)	0,03 (0,01)	-	0,02 (0,02)	-	0,01 (0,01)	-	-	0,01 (0,01)	-	0,02 (0,03)
CaO	-	0,01 (0,01)	-	0,23 (0,06)	-	0,27 (0,06)	0,01 (0,02)	0,33 (0,17)	0,01 (0,01)	1,47	0,02 (0,04)
Na ₂ O	0,91 (0,29)	10,23 (0,51)	0,90 (0,53)	11,43 (0,21)	1,07 (0,18)	11,19 (0,11)	1,24 (0,25)	10,80 (0,77)	1,02 (0,43)	10,25	0,73 (0,43)
K ₂ O	15,42 (0,43)	1,51 (1,25)	15,56 (0,74)	0,16 (0,05)	15,34 (0,17)	0,10 (0,02)	15,01 (0,41)	0,22 (0,05)	15,22 (0,63)	0,42	15,69 (0,52)
TiO ₂	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	-	-	0,01 (0,02)	-	-	-	0,01 (0,01)	0,05	-
Cr ₂ O ₃	0,04 (0,05)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)	0,04 (0,04)	0,01 (0,01)	-	0,01 (0,02)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,04	0,02 (0,05)
Total	100,19	100,50	99,35	99,96	99,81	99,97	99,37	100,15	99,78	100,66	99,44
Si	2,973	2,988	2,985	2,981	2,989	2,984	2,984	2,982	2,981	2,925	2,981
Al	1,035	1,030	1,017	1,022	1,012	1,022	1,020	1,039	1,026	1,088	1,024
Fe ²⁺	0,003	-	-	0,002	0,001	0,001	-	-	0,002	-	-
Mn	0,001	0,001	-	-	0,001	0,003	0,001	-	0,002	-	-
Mg	0,001	0,002	0,001	0,001	-	0,001	-	-	0,001	-	0,001
Ca	-	-	-	0,011	-	0,013	0,001	0,015	-	0,069	0,001
Na	0,081	0,863	0,081	0,968	0,090	0,946	0,111	0,910	0,091	0,865	0,066
K	0,906	0,084	0,923	0,009	0,905	0,006	0,888	0,012	0,897	0,023	0,930
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	-
Cr	0,001	0,001	-	0,002	-	-	-	-	-	0,001	0,001
Or %	92	9	92	1	90	1	89	1	91	3	93
Ab %	8	91	8	98	10	98	11	97	9	90	7
An %	0	0	0	1	0	1	0	2	0	7	0

Composition chimique (et formule structurale sur 8 oxygènes) des feldspaths potassiques (F) et de leurs phases perthitiques (P(F)): massif de Brignogan-Plouescat.

N°Echantillon	F 83.99	
N° Navette	Na3	
	Teneurs	K ^m /RT
U	0,9	-
Th	4,0	-
Zr	-	-
Hf	1,3	-
Ta	0,01	-
Ba	1853	4,38
Sr	480	2,31
Cs	-	-
Rb	458	1,52
Sb	0,22	-
Cr	-	-
Co	-	-
Ni	-	-
Sc	0,1	0,03
La	8,4	0,17
Ce	13,7	0,14
Sm	1,13	0,17
Eu	1,48	1,74
Gd	-	(0,12)
Tb	0,06	0,11
Yb	0,22	0,24
Lu	0,04	0,33
Fe ₂ O ₃ *	0,05	-

Teneurs en éléments traces d'un feldspath potassique du massif de Brignogan-Plouescat et coefficients de distribution correspondants.

A : Faciès à cordiérite

N° Echantillon	E1109 B			E1109 B			E1109			E1144			E1144			E1144		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	66,62 (0,43)	60,99 (0,19)	61,63 (0,39)	61,12 (0,80)	62,88 (0,43)	64,34 (0,13)	64,81 (0,13)	64,81 (0,13)	61,99 (0,13)	64,81 (0,13)	64,81 (0,13)	61,99 (0,13)	61,99 (0,13)	61,99 (0,13)	61,99 (0,13)	61,99 (0,13)	61,99 (0,13)	
Al ₂ O ₃	24,31 (0,17)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	24,31 (0,01)	
FeO*	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	
MnO	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	
MgO	5,57 (0,16)	5,46 (0,07)	5,10 (0,21)	6,19 (0,17)	5,13 (0,24)	3,16 (0,13)	4,18 (0,14)	3,12 (0,11)	5,14 (0,13)	4,14 (0,13)	3,12 (0,13)	3,12 (0,13)	3,12 (0,13)	3,12 (0,13)	3,12 (0,13)	3,12 (0,13)	3,12 (0,13)	
CaO	7,67 (0,29)	8,16 (0,10)	8,43 (0,13)	8,19 (0,22)	8,72 (0,23)	9,98 (0,08)	9,05 (0,08)	9,86 (0,13)	8,72 (0,22)	9,44 (0,14)	10,15 (0,19)	9,51 (0,16)	9,51 (0,16)	9,51 (0,16)	9,51 (0,16)	9,51 (0,16)	9,51 (0,16)	
Na ₂ O	0,15 (0,15)	0,36 (0,04)	0,16 (0,10)	0,18 (0,06)	0,35 (0,05)	0,24 (0,04)	0,35 (0,08)	0,22 (0,07)	0,33 (0,08)	0,61 (0,09)	0,58 (0,12)	0,49 (0,06)	0,49 (0,06)	0,49 (0,06)	0,49 (0,06)	0,49 (0,06)	0,49 (0,06)	
K ₂ O	0,03 (0,03)	0,01 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,13 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	0,02 (0,01)	
TiO ₂	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	
Cr ₂ O ₃	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	
Total	100,12	98,96	99,73	100,91	101,16	100,96	100,58	100,68	100,62	99,14	99,51	99,15	99,15	99,15	99,15	99,15	99,15	
Si	2,609	2,721	2,718	2,697	2,736	2,816	2,812	2,812	2,735	2,866	2,872	2,819	2,819	2,819	2,819	2,819	2,819	
Al	1,113	1,284	1,280	1,300	1,262	1,181	1,274	1,197	1,269	1,142	1,132	1,183	1,183	1,183	1,183	1,183	1,183	
Fe ²⁺	-	-	-	0,004	0,001	-	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Mn	0,001	0,001	0,001	-	0,002	-	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Mg	0,132	0,268	0,262	0,293	0,251	0,157	0,235	0,115	0,243	0,115	0,102	0,153	0,153	0,153	0,153	0,153	0,153	
Ca	0,261	0,720	0,706	0,699	0,791	0,847	0,690	0,820	0,745	0,859	0,871	0,821	0,821	0,821	0,821	0,821	0,821	
Na	0,008	0,007	0,015	0,010	0,014	0,014	0,016	0,012	0,013	0,035	0,003	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	
K	-	-	-	0,001	0,001	-	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Ti	-	-	-	0,002	0,003	0,005	0,003	-	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Or %	1	1	1	1	1	1	1	1	1	3	3	3	3	3	3	3	3	
Ab %	67	72	72	70	74	83	77	84	75	85	87	82	82	82	82	82	82	
An %	32	27	27	29	25	16	21	15	24	12	10	15	15	15	15	15	15	

Composition chimique (et formule structurale sur 8 oxygènes) des plagioclases des granites du faciès central du massif de Brignogan-Plouescat; 1.,2.,...: du coeur vers la bordure.

di : Faciès sans cordillère

N°Echantillon	83,120				83,188				83,264				83,24			
	9		10		11		12		13		14		15		16	
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Zinc	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,03 (0,03)	0,04 (0,04)	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,03 (0,03)	0,04 (0,04)	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,03 (0,03)	0,04 (0,04)	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,03 (0,03)	0,04 (0,04)
SiO ₂	61,80 (0,33)	61,12 (0,17)	61,05 (0,23)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)	61,97 (0,02)
Al ₂ O ₃	22,90 (0,02)	22,18 (0,16)	21,85 (0,17)	22,27 (0,29)	21,55 (0,16)	20,44 (0,11)	24,44 (0,21)	22,87 (0,26)	21,45 (0,31)	22,78 (0,26)	21,56 (0,19)	21,14	65,50 (0,22)	66,73 (0,10)	66,44 (0,11)	66,44 (0,11)
FeO*	-	0,06 (0,06)	-	-	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,04 (0,04)	0,03 (0,03)	0,03 (0,03)	0,01 (0,01)	-	-	20,54 (0,11)	20,54 (0,11)	21,18 (0,09)	20,97 (0,06)
MnO	-	0,03 (0,03)	-	-	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	-	-	0,07 (0,04)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)
MgO	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,04 (0,04)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,03 (0,03)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)
CaO	3,36 (0,15)	2,99 (0,14)	2,36 (0,22)	2,74 (0,13)	2,08 (0,14)	0,67 (0,17)	5,49 (0,46)	3,88 (0,32)	3,84 (0,28)	3,64 (0,10)	3,07	1,78 (0,05)	1,37 (0,06)	1,63 (0,13)	1,32 (0,03)	0,01 (0,01)
Na ₂ O	9,13 (0,51)	9,70 (0,20)	9,96 (0,10)	9,84 (0,19)	10,46 (0,17)	11,24 (0,16)	8,33 (0,11)	9,07 (0,11)	9,07 (0,09)	9,54 (0,23)	10,15	10,20 (0,55)	10,48 (0,14)	10,24 (0,10)	10,35 (0,03)	10,35 (0,03)
K ₂ O	0,37 (0,00)	0,13 (0,04)	0,42 (0,04)	0,31 (0,04)	0,24 (0,03)	0,20 (0,03)	0,16 (0,02)	0,20 (0,03)	0,22 (0,03)	0,28 (0,03)	0,22	0,30 (0,06)	0,19 (0,02)	0,18 (0,06)	0,19 (0,02)	0,19 (0,02)
TiO ₂	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,04 (0,04)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,03 (0,03)	-	-	0,01 (0,01)	-	-	-	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	-	-
Cr ₂ O ₃	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,04 (0,04)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,03 (0,03)	-	-	0,01 (0,01)	-	-	-	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	-	-
Total	99,59	99,46	99,71	100,14	100,15	100,21	99,82	99,59	99,42	99,78	100,55	99,35	99,87	99,76	99,19	99,19
Si	2,824	2,815	2,869	2,857	2,889	2,924	2,728	2,814	2,817	2,817	2,813	2,866	2,928	2,918	2,930	2,930
Al	1,193	1,158	1,136	1,152	1,114	1,031	1,277	1,193	1,190	1,179	1,146	1,111	1,081	1,095	1,088	1,088
Fe ²⁺	-	-	0,002	-	-	-	0,001	-	0,001	-	-	-	0,003	-	-	-
Mn	-	-	0,01	-	-	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
Ca	0,159	0,142	0,114	0,129	0,098	0,031	0,262	0,184	0,183	0,173	0,145	0,084	0,064	0,077	0,062	0,062
Na	0,782	0,833	0,852	0,838	0,889	0,951	0,717	0,778	0,779	0,818	0,864	0,873	0,890	0,871	0,873	0,873
K	0,021	0,024	0,024	0,017	0,013	0,011	0,009	0,011	0,012	0,016	0,012	0,017	0,011	0,010	0,011	0,011
Ti	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-
Cr	-	0,001	0,001	-	-	0,001	-	0,001	-	0,004	0,007	0,002	0,001	0,001	-	-
Or %	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Ab %	81	83	85	85	89	96	73	60	80	81	85	90	92	91	92	92
An %	17	14	11	11	10	1	26	19	19	17	14	8	7	8	7	7

Composition chimique (et formule structurale sur 8 oxygènes) des plagioclases des granites du faciès de bordure du massif de Brignogan-Plouescat; 1,.,2,.,.,.: du coeur vers la bordure.

N°Echantillon	P 83-99	
	Teneurs	K^m/RT
U	1,5	-
Th	4,6	-
Zr	118	-
Hf	2,4	-
Ta	0,08	-
Ba	26	-
Sr	404	-
Cs	-	-
Rb	188	-
Sb	0,01	-
Cr	-	-
Co	0,3	-
Ni	-	-
Sc	0,2	-
La	8,6	0,18
Ce	14,8	0,15
Sm	1,16	0,17
Eu	1,06	1,25
Gd	-	(0,12)
Tb	0,05	0,09
Yb	0,22	0,24
Lu	0,03	0,25

Teneurs en éléments traces (ppm) calculées (même méthode que pour le massif de Huelgoat) d'un plagioclase du massif de Brignogan-Plouescat et coefficients de distribution correspondants.

ANNEXE IV

**MASSIF DE S^{te} ANNE D'AURAY et
BATHOLITE MANCELLIEN**

A. 236

N° Echantillon	γ C ⁺	2996	2997	3130	H ₂ ⁺
N° Navette	-	Na.6	Na.6	Na.6	-
Fe ₂ O ₃ [*]	1,99	1,87	1,61	2,13	1,99
Zr	132	177	150	460	185
Sr	186	215	187	606	216
Rb	186	208	210	278	200
Co	nd	23,9	20,8	17,4	nd
Ni	3,1	3,7	0,8	8,5	2,4
Cr	16	13	13	25	16
Ba	384	738	503	1453	641
U	5,3	6,2	6,9	5,9	5,8
Th	13,5	18,6	12,0	25,8	32,9
Ta	1,10	1,37	1,91	1,63	1,40
Hf	4,2	4,6	3,8	11,5	5,8
Cs	6,0	6,9	9,7	7,6	7,4
Sb	0,04	0,01	0,06	0,02	0,13
Sc	5,1	4,1	3,2	4,5	4,0
La	28,0	37,6	29,6	118,8	54,0
Ce	60,0	77,3	54,4	237,6	120,0
Sm	4,70	6,01	5,27	11,67	8,20
Eu	0,76	0,93	0,83	2,01	0,95
Tb	0,52	0,44	0,33	0,58	0,47
Yb	0,60	0,67	0,50	0,82	0,32
Lu	0,10	0,15	0,08	0,11	0,04
(La/Yb) _N	30,7	37,2	39,2	96,7	114,0
(La/Sm) _N	3,6	3,8	3,4	6,2	4,0
(Tb/Yb) _N	3,7	2,8	2,8	3,0	6,4
(Eu/Eu [*])	0,55	0,61	0,68	0,77	0,51

Teneurs en éléments traces (ppm) des granitoïdes du massif de S^{te} Anne d'Auray; échantillons 2996, 2997, 3130: ce travail; les autres analyses sont extraites de Cocherie, 1978.

A. 237

N°Echantillon	R 300	F 11	CN 15
Zr	111	256	248
Sr	68	86	116
Rb	163	181	134
Co	4,2	5,5	11,1
Ni	5,4	12,0	26,0
Cr	52	46	84
Ba	680	704	757
U	2,7	4,0	3,6
Th	10,0	14,1	11,4
Ta	0,90	1,23	1,14
Hf	4,4	7,1	5,96
Cs	9,2	12,0	4,5
Sc	6,2	10,6	15,0
La	31,2	35,7	38,1
Ce	64,0	71,8	73,8
Sm	6,50	7,41	7,31
Eu	0,68	0,98	1,37
Tb	0,68	0,92	0,96
Yb	1,75	2,97	3,28
Lu	0,26	0,48	0,51
$(La/Yb)_N$	11,8	7,9	7,7
$(La/Sm)_N$	2,9	2,9	3,2
$(Tb/Yb)_N$	1,7	1,3	1,2
Eu/Eu*	0,38	0,45	0,61

Teneurs en éléments traces des granitoïdes du batholite Mancellien (les analyses sont extraites de Autran et al., 1983).

ANNEXE V

ENCLAVES ASSOCIEES

MASSIF DE HUELGOAT

Eléments majeurs et norme CIPW (%)		Eléments traces (FX) et (ANI) ppm		
		Navette J35	FX	ANI
SiO ₂	64,39	Nb	10	-
Al ₂ O ₃	16,17	Zr	178	206
Fe ₂ O ₃ *	4,40 (4,27)	Y	16	-
MnO	0,05	Sr	378	385
MgO	3,08	Rb	144	145
CaO	2,55	Co	13	12,3
Na ₂ O	3,76 (4,31)	V	75	-
K ₂ O	2,52	Ni	52	57,0
TiO ₂	0,85	Cr	108	91
P ₂ O ₅	0,18	Ba	321	312
P.F.	1,39	U	-	4,4
		Th	-	11,4
Total	99,02	Hf	-	5,1
		Ta	-	0,85
FeO	2,88	Cs	-	8,2
Fe ₂ O ₃	1,20 (colorimétrie)	Sb	-	0,04
		Sc	-	9,9
Quartz	23,27	La	-	29,0
Orthose	14,90	Ce	-	58,5
Albite	31,78	Sm	-	5,22
Anorthite	11,62	Eu	-	1,08
Hypersthène	7,70	Tb	-	0,56
Apatite	0,42	Lu	-	0,17
Ilménité	0,11	Σ REE	-	95,68
Rutile	0,79	(La/Yb) _N	-	16,7
Corindon	2,99	(La/Sm) _N	-	3,4
Hématite	4,40	(Tb/Yb) _N	-	2,1
		Eu/Eu*	-	0,72
A/CNK (molaire)	1,19	Th/U	-	2,6

Composition chimique de l'enclave microgrenue sombre 82.175' du granite de La Feuillée.

N° Echantillon	82.175'	82.175'
N° Analyse	1	2
SiO ₂	0,22	5,18
Al ₂ O ₃	0,15	5,27
FeO*	37,58	64,18
MnO	5,90	0,05
MgO	-	0,25
CaO	0,18	0,01
Na ₂ O	0,01	0,12
K ₂ O	0,04	0,04
TiO ₂	50,78	-

Composition chimique des minéraux opaques (ilménite, magnétite) de l'enclave micro-grenue sombre (82.175') du granite de La Feuillée.

N° Echantillon	Enclave microgrenue sombre									
	82.175'									
	1 n=5	2 n=5	3 n=3	4 n=3	5 n=3	6 n=2	7 n=3	8 n=3		
SiO ₂	37,96 (0,40)	37,96 (0,26)	37,05 (0,46)	37,77 (0,04)	36,82 (0,38)	37,31 (0,10)	37,73 (0,34)	37,61 (0,17)		
Al ₂ O ₃	17,59 (0,31)	17,93 (0,31)	17,10 (0,08)	16,87 (0,03)	16,67 (0,22)	16,94 (-)	16,67 (0,21)	17,68 (0,41)		
FeO*	16,22 (0,45)	15,76 (0,12)	16,19 (0,43)	15,22 (0,26)	15,57 (0,27)	15,86 (0,30)	15,56 (0,21)	15,41 (0,06)		
MnO	0,18 (0,12)	0,24 (0,05)	0,24 (0,09)	0,16 (0,05)	0,22 (0,06)	0,14 (0,14)	0,22 (0,02)	0,16 (0,05)		
MgO	11,97 (0,25)	11,94 (0,40)	12,56 (0,27)	12,71 (0,39)	12,91 (0,22)	12,45 (0,12)	11,83 (0,34)	12,57 (0,39)		
CaO	0,16 (0,32)	0,01 (0,02)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	-	-	0,02 (0,03)	-		
Na ₂ O	0,26 (0,08)	0,31 (0,13)	0,10 (0,05)	0,15 (0,02)	0,07 (0,05)	0,06 (0,03)	0,08 (0,02)	0,10 (0,05)		
K ₂ O	9,31 (0,16)	9,58 (0,15)	10,09 (0,07)	8,96 (0,20)	9,54 (0,15)	9,79 (0,18)	9,85 (0,16)	9,86 (0,33)		
TiO ₂	3,44 (0,16)	3,04 (0,11)	3,03 (0,26)	3,66 (0,27)	3,34 (0,26)	3,45 (0,08)	4,23 (0,11)	2,95 (0,27)		
Cr ₂ O ₃	0,06 (0,06)	0,04 (0,05)	0,06 (0,08)	0,02 (0,02)	0,06 (0,06)	-	0,09 (0,05)	0,04 (0,06)		
H ₂ O	4,09	4,08	4,03	4,03	4,04	4,03	4,05	4,06		
Total	101,15	100,93	100,46	99,56	99,24	100,03	100,33	100,44		
Si	5,561	5,573	5,508	5,592	5,517	5,546	5,585	5,549		
Al ^{IV}	2,439	2,427	2,492	2,408	2,483	2,454	2,415	2,451		
Al ^{VI}	0,592	0,670	0,505	0,531	0,456	0,515	0,494	0,624		
Fe ²⁺	1,980	1,928	2,013	1,878	1,944	1,972	1,926	1,901		
Mn	0,022	0,030	0,030	0,020	0,028	0,018	0,028	0,020		
Mg	2,630	2,630	2,783	2,823	2,903	2,758	2,610	2,764		
Ca	0,025	0,002	0,002	0,002	-	-	0,003	-		
Na	0,074	0,088	0,029	0,043	0,020	0,017	0,023	0,029		
K	1,741	1,796	1,914	1,694	1,825	1,857	1,860	1,856		
Ti	0,378	0,335	0,339	0,406	0,375	0,386	0,471	0,327		
Cr	0,007	0,005	0,007	0,002	0,007	-	0,011	0,005		

U	Biotite 82.175'	
	Traceurs (ppm)	Km/RT
U	2,2	-
Th	1,7	-
Zr	-	-
Hf	0,6	3,67
Ta	3,12	2,83
Ba	94	-
Sr	-	-
Cs	28,4	3,46
Rb	533	3,68
Sb	0,02	0,50
Cr	351	3,86
Co	494	4,02
Ni	213,7	3,75
Sc	39,1	3,95
La	7,2	0,25
Ce	16,3	0,28
Sm	1,85	0,35
Eu	0,11	0,12
Gd	nd	(0,40)
Tb	0,44	0,43
Yb	0,61	0,53
Lu	nd	-
Fe ₂ O ₃ *	16,85 (valeurs moyenne microsonde : 17,47)	
Na ₂ O	0,13 (valeurs moyenne microsonde : 0,14)	
FeO	14,99 (colorimétrie)	
Fe ₂ O ₃	0,81	

Composition chimique en éléments majeurs (%) et traces (ppm - et coefficients de distribution correspondants) des biotites de l'enclave microgrenue sombre (82.175') du granite de La Feuillée.

A. 241

Eléments majeurs et norme CIPW (%)		Eléments traces (FX) et (ANI) ppm		
		Navette J35	FX	ANI
SiO ₂	60,50	Nb	12	-
Al ₂ O ₃	16,22	Zr	255	284
Fe ₂ O ₃ *	5,09 (4,79)	Y	24	-
MnO	0,06	Sr	455	441
MgO	3,61	Rb	139	136
CaO	2,96	Co	12	10,4
Na ₂ O	3,05 (3,29)	V	100	-
K ₂ O	3,70	Ni	40	40,0
TiO ₂	0,91	Cr	171	131
P ₂ O ₅	0,27	Ba	1068	1090
P.F.	2,76	U	-	5,0
		Th	-	21,8
Total	99,13	Hf	-	6,3
		Ta	-	0,82
FeO	1,70	Cs	-	5,6
Fe ₂ O ₃	3,05 (colorimétrie)	Sb	-	0,39
		Sc	-	12,6
Quartz	17,59	La	-	80,9
Orthose	21,88	Ce	-	138,0
Albite	25,78	Sm	-	10,10
Anorthite	13,01	Eu	-	2,04
Hypersthène	9,03	Tb	-	0,97
Apatite	0,69	Yb	-	1,88
Ilménite	0,12	Lu	-	0,28
Rutile	0,85			
Corindon	2,41	ΣREE	-	234,17
Hématite	5,09	(La/Yb) _N	-	28,6
		(La/Sm) _N	-	4,8
A/CNK (molaire)	1,12	(Tb/Yb) _N	-	2,2
		(Eu/Eu*)	-	0,74
		Th/U	-	4,4

Composition chimique de l'enclave à tendance lamprophyrique (82.282E) du granite de Huelgoat.

MASSIF DE BRIGNOGAN-PLOUESCAT

A. 242

	82.02 E	82.60 E	83.277 E	83.108 E	83.121 B	83.75 E	83.09 E	83.121 A
Quartz	9,7	18,5	13,2	16,5	16,8	20,0	20,8	24,8
Feldspath potassique	0,9	2,4	8,0	3,6	17,4	4,1	3,8	-
Plagioclase	50,7	45,4	49,8	56,9	50,4	46,4	56,3	53,8
Biotite	34,6	30,7	25,9	21,0	12,2	25,0	16,2	19,4
Muscovite	-	-	0,8	0,4	-	-	1,3	0,2
Sphène	0,5	1,5	-	-	-	-	-	-
Accessoires	3,6	1,5	2,3	1,6	2,8	4,5	1,6	0,8

Analyses modales des enclaves microgrenues sombres du massif de Brignogan-Plouescat (celles à biotite et/ou sphène).

A.243

N°Echantillon	83.02 E	83.60 E	83.75 E	83.09 E	83.108 E	83.121 A	83.121 B			
N°Analyse	7637	7641	7642	7639	7643	7644	7645			
SiO ₂	55,34	61,92	63,62	64,90	67,66	68,52	69,62			
Al ₂ O ₃	19,33	15,58	15,84	16,08	15,74	15,77	15,34			
Fe ₂ O ₃ *	6,26	5,32	5,81	4,36 (4,35)	3,23 (3,34)	2,94 (2,91)	2,38			
MnO	0,08	0,06	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02			
MgO	3,07	2,65	1,82	1,48	1,27	1,10	0,87			
CaO	4,38	3,11	2,56	2,66	2,54	1,99	1,70			
Na ₂ O	3,85	2,92	4,02	3,72 (3,74)	4,31 (4,42)	4,24 (4,43)	3,80			
K ₂ O	3,57	4,30	2,65	3,86	2,59	3,15	4,05			
TiO ₂	1,22	1,46	1,01	0,92	0,58	0,57	0,48			
P ₂ O ₅	0,70	0,33	0,28	0,32	0,23	0,19	0,16			
P.F.	1,07	1,09	0,86	0,94	1,01	0,95	0,79			
Total	98,87	99,24	98,50	99,27	99,19	99,16	99,21			
	FX	FX	FX	FX	ANI Naz	FX	ANI Naz	FX	ANI Naz	FX
Nb	89	33	28	13	-	11	-	13	-	12
Zr	507	295	361	348	406	226	288	242	246	224
Y	28	18	31	20	-	12	-	13	-	12
Sr	1086	475	204	723	652	344	348	277	280	259
Rb	221	236	336	231	236	225	239	275	279	274
Co	14	15	9	8	7,8	6	6,6	6	5,3	5
V	121	84	80	79	-	49	-	43	-	34
Ni	13	26	8	2	3,1	0	5,6	0	4,7	0
Cr	-	-	-	-	45	-	35	-	28	-
Ba	1297	882	200	833	885	350	424	509	570	603
U					5,1		9,0		7,4	
Th					59,9		24,3		35,0	
Hf					9,8		7,4		6,3	
Ta					0,91		0,70		1,32	
Cs					4,7		12,9		10,9	
Sb					0,02		0,08		0,07	
Sc					8,0		5,7		5,1	
La					151,5		53,1		56,8	
Ce					259,3		96,8		107,1	
Sm					13,95		7,15		7,57	
Eu					2,23		1,28		1,13	
Tb					0,88		0,48		0,49	
Yb					1,22		0,97		0,72	
Lu					0,20		0,15		0,13	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70729±9									
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,5987									

Composition chimique en éléments majeurs (%) et traces (ppm) des enclaves microgrenues sombres à biotite du massif de Brignogan-Plouescat.

A. 244

	Ilménite	Magnétite
SiO ₂	0,22	0,73
Al ₂ O ₃	0,04	0,32
FeO	39,60	14,53
Fe ₂ O ₃	14,07	68,21
MnO	1,84	0,30
MgO	-	0,01
CaO	0,03	-
Na ₂ O	-	0,04
K ₂ O	-	0,02
TiO ₂	46,08	16,25
Cr ₂ O ₃	-	0,01
Total	101,88	100,47
Si	0,011	0,038
Al	0,026	0,020
Fe ²⁺	1,650	0,629
Fe ³⁺	0,528	2,655
Mn	0,078	0,013
Mg	-	0,001
Ca	0,002	-
Na	-	0,004
K	-	0,001
Ti	1,726	0,632
Cr	-	0,003

Composition chimique des minéraux opaques des enclaves microgrenues sombres du massif de Brignogan-Plouescat.

A. 246

N°Echantillon	83.09 E	83.09 E	83.09 E	83.108 E	83.108 E	83.108 E	83.121 A
N°Analyse \bar{X} (σn)	1 n=4	2 n=2	3 n=3	4 n=2	5 n=2	6 n=2	7 n=2
SiO ₂	45,76 (0,31)	46,30 (0,17)	45,82 (0,08)	46,27 (0,04)	46,61 (0,31)	46,59 (0,13)	46,82 (0,10)
Al ₂ O ₃	31,89 (0,28)	32,72 (0,34)	32,91 (0,24)	32,54 (0,67)	33,37 (0,49)	33,17 (0,40)	34,32 (0,07)
FeO*	4,47 (0,06)	3,86 (0,18)	3,87 (0,22)	1,70 (0,06)	1,60 (0,12)	1,54 (0,01)	1,80 (0,03)
MnO	0,04 (0,05)	-	0,01 (0,01)	0,06 (0,06)	0,04 (0,04)	0,08 (0,05)	0,01 (0,01)
MgO	1,12 (0,06)	1,16 (0,06)	0,99 (0,06)	1,18 (0,03)	1,05 (0,00)	1,10 (0,11)	1,28 (0,08)
CaO	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,30 (0,06)	0,33 (0,09)	0,47 (0,07)	0,33 (0,02)	0,38 (0,03)	0,38 (0,03)	0,56 (0,01)
K ₂ O	10,63 (0,11)	10,85 (0,33)	10,59 (0,08)	11,00 (0,18)	10,70 (0,52)	10,78 (0,03)	10,84 (0,27)
TiO ₂	1,82 (0,26)	1,01 (0,01)	0,85 (0,02)	3,04 (0,82)	2,54 (0,55)	2,15 (0,30)	0,69 (0,03)
Cr ₂ O ₃	0,04 (0,03)	0,03 (0,03)	-	0,03 (0,03)	0,04 (0,02)	0,12 (0,02)	0,02 (0,02)
H ₂ O	4,44	4,47	4,44	4,50	4,53	4,51	4,53
Total	100,51	100,73	99,95	100,65	100,86	100,52	100,87
Si	6,168	6,202	6,182	6,160	6,169	6,195	6,195
Al ^{IV}	1,832	1,798	1,818	1,840	1,831	1,805	1,805
Al ^{VI}	3,236	3,369	3,417	3,267	3,376	3,395	3,549
Fe ²⁺	0,504	0,436	0,437	0,189	0,177	0,171	0,199
Mn	0,005	-	0,001	0,007	0,004	0,009	0,001
Mg	0,225	0,232	0,199	0,234	0,207	0,218	0,252
Ca	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,078	0,086	0,123	0,085	0,098	0,098	0,144
K	1,828	1,854	1,823	1,868	1,807	1,809	1,830
Ti	0,185	0,102	0,086	0,304	0,253	0,215	0,069
Cr	0,004	0,003	-	0,003	0,004	0,013	0,002

Composition chimique (et formule structurale sur 22 oxygènes) des muscovites des enclaves microgrenues sombres à biotite du massif de Brignogan-Plouescat.

A. 247

N°Echantillon	83.303E	P12	83.188dz	89	P19	92	83.188d1	82.277d	83.233d	82.232s	91
Quartz	5,1	6,0	6,3	7,6	8,4	10,7	11,2	11,7	12,1	14,1	19,9
Feldspath potass.	18,7	18,4	12,0	27,3	16,4	23,7	22,1	26,5	18,8	25,4	27,8
Plagioclase	32,0	47,4	34,7	30,5	44,4	29,2	32,1	33,8	29,9	34,5	31,9
Biotite	18,9	14,4	20,5	17,5	16,1	19,6	19,5	17,3	23,7	13,0	14,3
Amphibole	15,6	6,9	17,8	10,1	9,1	10,4	9,0	6,3	8,4	8,8	1,5
Apatite	5,7	4,7	5,1	3,1	3,9	3,5	3,0	2,5	3,4	2,1	2,5
Sphène	3,2	1,2	1,9	0,2	1,5	2,2	2,1	1,5	3,2	1,5	1,6
Opaque	0,5	1,0	0,6	0,7	0,2	0,7	0,5	0,4	0,5	0,5	0,3
Allanite	0,2	-	1,1	-	-	-	0,5	-	-	0,1	0,2

Analyses modales de l'enclave à biotite / amphibole du massif de Brignogan-Plouescat (83.303E) et du même type de matériel mais dans les formations encaissantes de ce massif.

A. 248

N° Echantillon	83.303 E		89		92		91	
N° Analyse	7646		7789		7791		7790	
SiO ₂	55,43		58,47		59,77		65,24	
Al ₂ O ₃	15,84		14,76		13,77		14,51	
Fe ₂ O ₃ ⁺	7,29 (7,49)		6,50 (6,28)		5,98 (5,48)		3,77 (3,94)	
MnO	0,12		0,09		0,09		0,07	
MgO	4,68		4,12		5,21		2,58	
CaO	5,30		4,40		3,75		2,51	
Na ₂ O	2,67		2,38		2,26		2,91	
K ₂ O	5,58		6,03		6,30		5,62	
TiO ₂	1,34		1,56		1,33		0,72	
P ₂ O ₅	0,57		0,72		0,62		0,35	
P.F.	0,69		0,96		0,79		0,82	
Total	99,51		99,99		99,87		99,10	
	F.X.	A.N.I. Na ₄	F.X.	A.N.I. Na ₄	F.X.	A.N.I. Na ₆	F.X.	A.N.I. Na ₄
Nb	25	-	27		26		18	
Zr	122	449	447	524	386	475	274	348
Y	26	-	40	-	30	-	23	-
Sr	1171	1299	728	751	656	717	469	446
Rb	240	248	336	336	321	312	305	311
Co	19	20,4	20	16,2	24	20,9	15	11,0
V	132	-	156	-	134	-	77	-
Ni	33	67,1	24	16,4	54	62,5	28	31,0
Cr	-	140	-	189	-	307	-	162
Ba	1394	1441	1337	1947	1292	1811	1254	1200
U		9,7		9,7		9,3		11,5
Th		29,8		23,5		33,2		25,0
Hf		8,2		12,9		12,2		8,9
Ta		1,71		2,20		1,81		1,89
Cs		9,3		12,2		14,0		14,9
Sb		0,04		0,14		0,16		0,22
Sc		16,9		18,2		15,2		10,0
La		110,2		96,0		70,6		53,6
Ce		250,1		224,9		150,6		123,0
Sm		15,29		14,96		11,99		8,99
Eu		3,84		3,47		2,65		1,68
Tb		1,22		1,43		1,18		0,83
Yb		2,01		2,78		2,33		1,78
Lu		0,37		0,51		0,37		0,30
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70701 ± 11		0,71314 ± 12					
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,5901		1,338					

Composition chimique en éléments majeurs (%) et traces (ppm) de l'enclave à biotite/amphibole (83.303E) du massif de Brignogan-Plouescat et du même type de matériel mais intrusif dans les formations encaissantes de ce massif.

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140 F
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). 85 F
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl., (1985). 55 F
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55 F
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70 F
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55 F
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques.
• La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1,9-2,4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115 F
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95 F

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986).

100 F

N°10 - D. MARQUER- Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).

120 F

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
 Mémoires et documents du CAESS
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
 35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.				
			Total	
			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comtable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

Imprimé au CAESS

Dépôt Légal

3ème trimestre 1986



RESUME:

Cette étude porte sur les granites à cordiérite et sur leurs relations avec - (1) les granitoïdes à 2 micas et - (2) les enclaves "basiques" associées. Les objets géologiques choisis sont principalement les massifs hercyniens circonscrits de Huelgoat (340 ± 9 Ma) et de Brignogan-Plouescat (292 ± 15 Ma) et plus accessoirement le massif de S^{te} Anne d'Auray (376 ± 19 Ma) et le batholite Mancellien ($\approx 560 \pm 20$ Ma).

Elle a pour buts :

- 1 - de définir les relations entre les granitoïdes peralumineux à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite.
- 2 - de déterminer les mécanismes de fractionnement de ces granitoïdes.
- 3 - de discuter la signification du magmatisme "basique" associé.
- 4 - de proposer un modèle pétrogénétique pour l'ensemble de ces granitoïdes à cordiérite.

Les principaux résultats obtenus sont de 2 ordres :

- Ceux d'ordre régional :

- (1) Le massif de Huelgoat peut désormais être considéré comme un exemple d'intrusions indépendantes à bords francs juxtaposées; la chronologie relative étant 1 - granite à 2 micas de La Feuillée et 2 - granite à cordiérite de Huelgoat et du Cloître (Le Cloître étant en enclave dans Huelgoat).
- (2) Le massif de Brignogan - Plouescat représente l'une des intrusions hercyniennes les plus récentes et démontre l'importance des événements crustaux tardi-hercyniens souvent sous-estimés dans le Massif Armoricaïn; y est associé un important magmatisme "basique" à caractère magnésien et potassique.

- Ceux d'ordre général :

- (1) La différence fondamentale entre les granites à biotite-muscovite et à biotite-cordiérite est à rechercher dans leurs caractères physiques de mise en place (P - T - H₂O - fO₂).
- (2) Pour tous ces granitoïdes, le mécanisme commun de fractionnement est la cristallisation fractionnée; les taux de fractionnement requis, bien que variables, restent toujours très faibles ($\leq 20\%$).
- (3) Le magmatisme "basique" associé à ces granitoïdes, représenté par les enclaves microgrenues sombres, est fort divers. Ces enclaves sont toujours des mélanges plus ou moins prononcés entre des magmas basiques et le granite hôte qui les contient.
- (4) Tous ces granitoïdes proviennent de la fusion crustale de métasédiments alumineux en faciès granulite (résidu principalement composé de biotite, plagioclase et grenat). Les taux de fusion nécessaires sont toujours élevés (F > 50%). Régionalement, le meilleur candidat pour cette source est le briovérien "profond". Cependant, on ne peut exclure une contamination des produits de fusion par des magmas "basiques"; ne serait ce que pour expliquer les bas rapports initiaux du strontium de ces granitoïdes ($I_{Sr} \approx 0,707$).
- (5) La production simultanée des magmas acides et "basiques" ne semble pouvoir être engendrée que par des phénomènes géologiques de grande ampleur tels que des grands cisaillements intracrustaux.

Mots-Clés : Hercynien - Cadomien - Massif Armoricaïn - France - Granitoïdes peralumineux - Magmas basiques - Cordiérite - Recyclage crustal - Pétrologie - Géochimie - Géochronologie - Eléments majeurs et traces - Terres rares - Isotopes du strontium et du néodyme - Fractionnement géochimique - Hybridation - Mélange magmatique.