



HAL
open science

La lithosphère océanique de la Téthys ligure: étude du magmatisme et des minéralisations associées dans les ophiolites du Queyras (zone piémontaise des Alpes occidentales)

Patrick Saby

► To cite this version:

Patrick Saby. La lithosphère océanique de la Téthys ligure: étude du magmatisme et des minéralisations associées dans les ophiolites du Queyras (zone piémontaise des Alpes occidentales). Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1986. Français. NNT: . tel-00523836

HAL Id: tel-00523836

<https://theses.hal.science/tel-00523836>

Submitted on 6 Oct 2010

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.



SABY (P.)
Ex. n° 1

THESE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

PATRICK SABY

LA LITHOSPHERE OCEANIQUE DE LA TETHYS LIGURE

ÉTUDE DU MAGMATISME ET DES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES
DANS LES OPHIOLITES DU QUEYRAS
(ZONE PIÉMONTAISE DES ALPES OCCIDENTALES)

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

27 JAN. 1987

Thèse soutenue le 9 décembre 1986, devant la commission d'examen

M. M. PIBOULE	Professeur Université Grenoble	Président
M. P. TRICART	Professeur Université Sfax	Rapporteur
M. P. GIRAUD	Professeur Université Grenoble	Rapporteur
M. U. POGNANTE	Professeur Université Turin	Invité
M. R.P. MENOT	Maître de Conférences U. St Etienne	Invité
M. M. BEURRIER	Ingénieur B.R.G.M.	Invité

THESE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

PATRICK SABY

LA LITHOSPHERE OCEANIQUE DE LA TETHYS LIGURE
ÉTUDE DU MAGMATISME ET DES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES
DANS LES OPHIOLITES DU QUEYRAS
(ZONE PIÉMONTAISE DES ALPES OCCIDENTALES)

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

27 JAN 1987

Thèse soutenue le 9 décembre 1986, devant la commission d'examen

M. M. PIBOULE	Professeur Université Grenoble	Président
M. P. TRICART	Professeur Université Sfax	Rapporteur
M. P. GIRAUD	Professeur Université Grenoble	Rapporteur
M. U. POGNANTE	Professeur Université Turin	Invité
M. R.P. MENOT	Maître de Conférences U. St Etienne	Invité
M. M. BEURRIER	Ingénieur B.R.G.M.	Invité

Je tiens à exprimer ma reconnaissance aux personnes qui m'ont dirigé et conseillé, ainsi qu'à tous ceux qui ont participé à divers titres à la réalisation de ce travail

.. Un grand merci à tous les amis qui ont partagé les "épreuves" de terrain et à tous les camarades du labo.

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

27 JAN. 1987

Ce travail est dédié à mes parents qui m'ont fait confiance tout au long de mes études.

" Et c'est avec des montagnes que celui
qui connaît doit apprendre à bâtir !
déplacer des montagnes est peu de chose
pour l'esprit, déjà le saviez vous ? "

Ainsi parlait Zarathoustra

30 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 78 89 64 27 - Fax 04 78 51 40 58
Mail : p.four@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION

I SITUATION GEOGRAPHIQUE.....

II CONTEXTE GEOLOGIQUE, STRUCTURAL ET METAMORPHIQUE.....

2.1 Rappels généraux sur la zone piémontaise.....

2.2 Principaux stades de l'évolution Téthysienne de la marge Sud
européenne des Alpes occidentales au Mésozoïque.....3

2.2.1 Généralités

2.2.2 Evénements tectono-métamorphiques majeurs depuis le début du Crétacé.

III TRAVAUX ANTERIEURS RELATIFS A LA CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET
GEOCHIMIQUE DES UNITES OPHIOLITQUES DANS LA REGION DU QUEYRAS.....6

PREMIERE PARTIE

GENERALITES SUR LES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES ET PETROGRAPHIQUES DES
OPHIOLITES DU QUEYRAS.....8

CHAPITRE I: LITHOLOGIE: CARACTERISTIQUES GENERALES.....9

I LES PERIDOTITES.....9

II LES GABBROS.....9

2.2 Les troctolites.....10

2.2 Les gabbros euphotides.....10

2.3 Les ferrogabbros.....13

III LES ROCHES HYPABYSSALES ET EFFUSIVES.....14

3.1 Les dolérites.....14

3.2 Les diabases.....15

3.2.1 Les filons du Pic Marcel-Cascavelier.....15

3.2.2 Les diabases du Pelvas d'Abriès et du Pic des Lauzes.....16

3.2.3 Les pillow lavas.....17

3.3 Les matériaux acides.....19

CHAPITRE II: GEOCHIMIE.....21

INTRODUCTION

I ETUDES DES ELEMENTS MAJEURS.....12

1.1 Evolution des teneurs au cours de la différenciation magmatique.....22

1.2 Caractérisation de la spilitisation.....22

1.3 Influence du phénomène de la spilitisation.....27

1.4 Conclusion à l'étude du phénomène de spilitisation.....29

II TYPOLOGIE MAGMATIQUE DE LA SERIE OPHIOLITIQUE29

2.1 Mise en évidence du caractère tholéitique de la série.....29

III NATURE DU FRACTIONNEMENT DES BASALTES ET DES TERMES ACIDES ASSOCIES...34

3.1 Caractéristiques principales des éléments en traces.....34

3.2 Etude du fractionnement.....36

3.3 Nature de la source et taux de fusion partielle.....38

3.4 Caractérisation du site géotectonique originel.....39

3.5 Conclusion.....41

IV CARACTERISATION DE LA PARENTE GENETIQUE DES PRASINITES: APPLICATION
DE LA METHODE D'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES NORMEES.....42

4.1 Introduction.....	42
4.2 Modes de gisement.....	42
4.3 Etude minéralogique.....	43
4.3.1 Les ovaridites.....	43
4.3.2 Les prasinites à amphiboles.....	43
4.3.3. Les prasinites à épidotes.....	43
4.3.4 Variété de prasinites à calcite dominante.....	43
4.3.5 Discussion.....	44
4.4 Application de la méthode d'analyse en composantes principales normées.....	45
4.4.1 Principes de l'analyse en A.C.P.N.....	45
4.5 Application aux prasinites.....	47
4.5.1 A.C.P.N. - majeurs - tendances principales.....	47
4.5.2 A.C.P.N. - Traces.....	51
4.5.3 Conclusion de l'analyse en A.C.P.N.....	51
4.6 Conclusion à l'étude des prasinites.....	52

DEUXIEME PARTIE

ETUDE COMPARATIVE DES ALBITITES ET DES ELEMENTS GRANITQUES DES BRECHES
ASSOCIEES AUX OPHIOLITES DES ALPES OCCIDENTALES..... 53

CHAPITRE I: LES ROCHES LEUCOCRATES ET TERMES ASSOCIES DU PIC DES LAUZES

I INTRODUCTION.....	54
1.1 Localisation.....	56
1.2 Gisement.....	58
II PETROGRAPHIE.....	60
2.1 Dolérite à amphibole bleue.....	60
2.2 Les métadiabases.....	61
2.3 Les filons leucocrates.....	62
2.4 Les filonnets leucocrates de la partie supérieure.....	63
2.5 Conclusion pétrographique.....	64
III ETUDE TYPOLOGIQUE DE ZIRCONS.....	65
3.1 Introduction: Rappels de la méthode.....	65
3.2 Distribution typologique.....	67
3.3 Interprétation des données.....	67
3.3.1 Remarque.....	70
3.4 Conclusion.....	70
IV ETUDE GEOCHIMIQUE.....	70
4.1 Typologie normative des roches leucocrates associées aux dolérites....	70
4.1.1 Classification de O'CONNOR.....	70
4.1.2 Classification de STRECKEISEN.....	72
4.1.3 Classification de COLEMAN.....	72
4.2 Roches acides du Pic des Lauzes et termes associés.....	73
4.2.1 Evolution des éléments au cours de la différenciation magmatique....	73
4.2.2 Conclusion.....	77
4.2.3 Caractérisation de la lignée de différenciation et hypothèse sur la nature du fractionnement.....	77
4.2.3.1 Conclusion.....	81
4.3 Etude des éléments en traces.....	81
4.3.1 Généralités.....	81

4.3.2 Etude du fractionnement des roches acides.....	81
4.4 Caractérisation du site géotectonique originel.....	84
4.4.1 Conclusion à l'étude des éléments en traces.....	87
4.5 Ages proposés et discussion.....	88
4.6 Conclusion à l'étude des roches acides du Pic des Lauzes.....	89

CHAPITRE II: LA BRECHE POLYGENIQUE A ELEMENTS ACIDES DU PIC MARCEL.....91

INTRODUCTION

DESCRIPTION DE LA BRECHE POLYGENIQUE.....	91
---	----

I LES OPHIOLITES ET LES SEQUENCES BRECHIQUES ASSOCIEES.....95

1.1 Brèches acides d'origine continentale liées aux ophiolites.....	96
1.2 Les brèches polygéniques.....	96
1.3 Intercalations détritiques d'origine mixte: continentale et océaniques.....	98
1.4 Conclusion.....	98

II ETUDE PETROGRAPHIQUE.....99

2.1 Brèche inférieure acide.....	99
2.1.1 Les éléments leucocrates de la brèche.....	99
2.1.2 Les éléments sombres de la brèche.....	102
2.1.3 La matrice de la brèche.....	103
2.2 La brèche supérieure basique.....	103
2.2.1 Minéralogie - les éléments.....	104
2.2.2 La matrice.....	104
2.3 Métamorphisme.....	105

III ETUDE TYPOLOGIQUE DES ZIRCONS DU PIC MARCEL.....106

3.1 Introduction.....	106
3.2 Distribution typologique	106
3.3 Morphologie des zircons.....	108
3.4 Interprétation des données.....	111
3.5 Conclusion pétrographique.....	114

IV ETUDE GEOCHIMIQUE.....114

4.1 Typologie normative des matériaux acides.....	114
4.1.1 Classification de O'CONNOR Ab/An/Or	114
4.1.2 Détermination de l'affinité magmatique.....	116
4.2 Etude des éléments majeurs.....	117
4.2.1 Evolution des éléments au cours de la différenciation.....	117
4.2.2 Caractérisation de la différenciation.....	121
4.2.3 Conclusion à l'étude des éléments majeurs.....	125
4.3 Etude des éléments en traces.....	125
4.3.1 Etude du fractionnement des roches acides.....	125
4.3.2 Définition du site géotectonique des granitoïdes de la brèche.....	131
4.3.3 Conclusion à l'étude des éléments en traces.....	130
4.4 Comportement des lanthanides des granitoïdes du Pic Marcel.....	131
4.4.1 Caractéristiques géochimiques des terres rares.....	131
4.4.2 Spectres des plagiogranites ophiolitiques.....	132
4.4.3 Teneurs en terres rares des granitoïdes du Pic Marcel.....	137
4.4.4 Méthode généralisée.....	141
4.4.4.1 Application aux granitoïdes océaniques et comparaison avec les granitoïdes du Pic Marcel.....	141
4.4.5 Ages et discussion: Conséquences géodynamiques.....	143
4.5 Conclusion.....	144

TROISIEME PARTIE

ETUDE DES FILONS PYROXENOLITQUES ASSOCIES AUX PERIDOTITES DU MASSIF DE LA MOUTIERE - TETE NOIRE.....147

INTRODUCTION

I Relations structurales entre les péridotites et les filons.....	148
1.1 Les lherzolites et les harzburgites.....	148
1.2 Les dunités	148
1.3 Les filons.....	149

II PETROGRAPHIE DES ULTRABASITES ENCAISSANTES.....152

2.1 Lherzolites et harzburgites.....	152
2.2 Dunités.....	153
2.3 La serpentinitisation.....	153

III ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FILONS DU VALLON DE LA MOUTIERE.....154

3.1 Caractère pétrographique.....	154
3.2 Filons à magnétite apatite-zircon (Type I)	154
3.2.1 Nature et minéralogie du contact.....	154
3.2.2 Minéralogie des filons (Type I).....	154
3.3 Filons pyroxénolitiques (Type II).....	160
3.3.1 Minéralogie.....	160

IV ETUDE GEOCHIMIQUE DES FILONS DES TYPES I ET II ET DES PERIDOTITES ENCAISSANTES.....161

4.1 Variation des éléments majeurs.....	162
4.2 Composition normative.....	162
4.3 Caractérisation de la tendance évolutive	166
4.4 Application des propriétés des éléments en traces à l'étude de la différenciation magmatique.....	167
4.5 Estimation des conditions de pression et température de la fusion partielle.....	170
4.6 Conclusions et implications géodynamiques.....	172

QUATRIEME PARTIE

LA MINERALISATION PYRITO - CUPRIFERE DE VIAFIORCIA.....175

I CADRE GEOLOGIQUE.....176

1 Lithostratigraphie: l'encaissant de la minéralisation	177
1.1 Soubassement ophiolitique.....	179
1.1.1 Les péridotites.....	179
1.1.2 Les gabbros.....	179
1.2 La couverture sédimentaire.....	180
1.2.1 Les calcschistes	180

II L'HORIZON MINERALISE 180 |

2.1 Les quartzites associées aux ophiolites: généralités.....	180
2.2 Observations et coupes détaillées en galeries.....	181
2.3 Les quartzites claires de Viafiorca.....	183
2.4 La quartzite minéralisée.....	184
2.4.1 Faciès à stilpnomélane et deerite.....	184
2.4.2 Faciès à riebeckite et crossite.....	185
2.5 Les phyllades chloritoschisteuses.....	185

III LA MINERALISATION.....	185
3.1 Introduction.....	185
3.1.2 La paragenèse à chalcopryrite-pyrite: Type I.....	187
3.1.3 La paragenèse à pyrite-blende-chalcopryrite: Type II	187
3.1.4 La paragenèse à chalcopryrite-bornite: Type III.....	190
3.2 Succession paragenétique.....	191
3.3 Structures dans le minerai.....	191
3.4 Hypothèses de mise en place.....	191
IV L'ACTIVITE HYDROTHERMALE SULFUREE: PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES SYSTEMES EXHALATIFS SOUS MARIN ACTUELS.....	192
4.1 Type "East Pacific rise" 21°N.....	195
4.2 Type Mer Rouge: Fosse Atlantis II.....	195
4.3 Récapitulatif synthétique sur les différences E.P.R/Mer Rouge.....	196
V INDICES DE PALEOHYDROTHERMALISME MARIN DANS LES OPHIOLITES.....	197
5.1 Dans les péridotites.....	197
5.2 Dans les gabbros.....	197
5.3 Dans les laves en coussins et calcaires associés.....	197
5.4 Signification des ophicalcites.....	198
5.5 Les gisements sulfurés de l'interface ophiolite / sédiments dans les Alpes Cottiennes.....	198
5.6 Paléoenvironnement possible du gîte de Viafiorcia.....	198
5.7 Conclusion.....	200
<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	203
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	210
<u>ANNEXES</u>	223

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

1. Schéma structural des Alpes occidentales.
2. Schéma structural et coupe synthétique montrant la position des principales unités ophiolitiques des Alpes Cottiennes.
3. Tableau de comparaison entre la formation supra-ophiolitiques des Alpes occidentales de la Corse, et de l'Apennin ligure.
4. Coupes palinspastiques schématiques des Alpes occidentales au cours du rifting des marges téthysiennes; amincissement de la marge continentale européenne, et stade d'océanisation.
5. Représentation schématique des principaux évènements géologiques depuis le début du crétacé.
6. Filons et lentilles de gabbros intrusifs dans les serpentinites du Pelvas d'Abriès.
7. Coupe détaillée du Pic Marcel (versant-Sud).
8. Un hétéradcumulat plagioclasique recoupe un adcumulat à plagioclase et pyroxène.
9. Hornblende brune associée aux clinopyroxènes dans un gabbro euphotide.
10. Filon de diabase présentant des bordures figées dans un euphotide.
11. Détail de la forme des microlites de plagioclases.
12. Vacuole concentrique et vacuole double dans les pillow lavas du Pic Marcel.
13. Diagrammes oxydes-silice (HARKER 1909) -série ophiolitique du Queyras-
14. Modèle synthétique mettant en relation les variations de la composition minéralogique des basaltes altérés avec le rapport eau de mer/roche dans les conditions P et T du faciès schistes verts.
15. Diagramme CaO-Sr
16. Diagramme Na₂O-CaO (VALLANCE 1974).
17. Diagramme A.F.M (KUNO 1968).
18. Diagramme Al₂O₃-FeO_t-MgO (BESSON et FONTEILLES 1974).
19. Diagramme A.F.M. pour les ophiolites de l'Apennin, du Montgenèvre et de la Corse.
20. Diagrammes de MIYASHIRO (1973).
21. Diagrammes de MIYASHIRO pour les ophiolites de Corse et du massif du Chenaillet.
22. Diagrammes Al₂O₃-TiO₂, et Al₂O₃-Zr, (PEARCE 1984), destinés au tri des cumulats et des liquides basiques.
23. Diagramme Ti-Zr (PEARCE et NORRY 1973).
- 24.26. Diagrammes TiO₂-Zr, Nb-Zr, Y-Zr (PEARCE et NORRY 1979).
27. Diagramme Zr/Y-Zr (PEARCE et NORRY 1979).
28. Diagramme Ti-Zr (PEARCE et CANN 1973).
29. Diagramme Ti-Zr-Y (PEARCE et CANN 1973).
30. Origines possibles de certaines prasinites stratiformes.
31. ACPN Prasinites - Cercles de corrélation.
32. A.C.P.N. Majeurs - Hyperplans F1/F2 et F2/F3.
33. ACPN traces - Hyperplans F1/F2.
34. Cercle de corrélation qui met en évidence le comportement similaire des éléments inertes tels que l'Y, le Nb et le Zr, par rapport à celui du Rb et du Sr beaucoup plus mobiles.
35. Carte géologique du complexe ophiolitique du Pic des Lauzes.
36. Reconstitution hypothétique de la séquence ophiolitique du Pic des Lauzes.
37. Intrusions leucocrates isolant des fragments de diabase encaissante, orientés dans le sens d'écoulement du magma acide.

38. Aspect des filonets leucocrates diffus et anastomosés
39. Paragenèse du faciès "schistes verts" terminal à albite-épidote-chlorite-sphène, se surimposant à une glaucophane de type "schistes bleus".
40. Texture intersertale qui évoque une croissance plus ou moins simultanée du pyroxène et du plagioclase.
41. Types et sous-types fondamentaux de la classification des zircons.
42. Position des types et sous-types fondamentaux de la classification des zircons.
43. Distribution typologique des zircons du Pic des Lauzes.
44. Zircons des trondhjémities Corses (JAUZEIN et al. 1979).
45. Diagramme Ab-An-Or (O'CONNOR 1965).
46. Diagramme Q-A-P (STRECKEISEN 1973).
47. Diagramme K₂O-SiO₂ (COLEMAN et PETERMAN 1975).
48. Diagrammes oxydes-silice (HARKER 1909) -série ophiolitique de Pic des Lauzes.
49. Diagramme A-F-M (KUNO 1968).
50. Diagramme Al₂O₃-FeO_t-MgO (BESSON et FONTEILLES 1974).
51. Diagrammes de MIYASHIRO (1973).
- 52.54. Diagrammes TiO₂-Zr, Nb-Zr, Y-Zr (PEARCE et NORRY 1979), consacrés à l'étude du fractionnement des roches acides par rapport aux roches basiques associées.
55. Diagramme Rb-Sr (COLEMAN et PETERMAN 1975).
56. Diagramme Y-SiO₂ et Nb-SiO₂ (PEARCE et al. 1984).
57. Diagramme Nb-Y (PEARCE et al. 1984).
58. Reconstitution schématique de la série ophiolitique du Haut Cristillan (d'après TRICART et LEMOINE 1974).
59. Coupe détaillée -versant sud du Pic Marcel. -Haut Cristillan (d'après TRICART et LEMOINE 1983).
60. Élément bréchique de pillow à texture variolitique et fragments anguleux de lave à la partie inférieure de la brèche polygénique.
61. Éléments granitoïdes alignés parallèlement au rubanement de la matrice sédimentaire qui se déforme à leur voisinage.
62. Élément granitoïde aux contours émoussés.
63. Nature pétrographique variée des éléments au sein de la brèche polygénique.
64. Coupe observée sur le versant Nord du massif de Roche Noire.
65. Coupe observée dans le versant Sud du Pic Cascavelier.
- 66.67. "Fantôme" de plagioclase remplacé par de la jadéite et de la lawsonite.
68. Jadéite en gerbes ou en rosettes, à extinction onduleuse dans un élément acide de la brèche.
69. Batônnetts déformés de lawsonite dans un élément basique de la brèche.
70. Distribution typologique des populations de zircons du Pic Marcel.
71. Zircons des trondhjémities Corses (JAUZEIN et al. 1979).
72. Distribution des T.E.T moyennes qui caractérisent les populations de zircons des granites d'origine crustale (d'après PUPIN 1980).
73. Diagramme Ab-An-Or (O'CONNOR 1965).
74. Diagramme Q-A-P (STRECKEISEN 1973).
75. Diagramme K₂O-SiO₂ (COLEMAN et PETERMAN 1975), comparant les plagiogranites océaniques avec les trondhjémities et les granophyres continentaux.
76. Diagrammes de HARKER (1909) - brèche polygénique du Pic Marcel.
77. Diagramme Na₂O + K₂O-SiO₂ (KUNO 1959).
78. Diagramme Na₂O-CaO (VALLANCE 1974).
79. Diagramme A-F-M (KUNO 1968).
80. Diagramme Al₂O₃-FeO_t-MgO (BESSON et FONTEILLES 1974).
81. Diagrammes de MIYASHIRO (1973).
- 82.84. Diagrammes TiO₂-Zr, Nb-Zr, Y-Zr (PEARCE et NORRY 1979).
85. Diagramme Rb-Sr (COLEMAN et PETERMAN 1975).

85. Diagramme Rb-Sr (COLEMAN et PETERMAN 1975).
86. Diagrammes de discrimination des différents sites géotectoniques de mise en place des granites par l'emploi de Y, Nb et Ta/SiO₂ (d'après PEARCE et al. 1984).
87. Diagramme Nb-Y (PEARCE et al. 1984), permettant de caractériser les sites géotectoniques des granites.
88. Coefficients de partage minéral-liquide pour les R.E.E. de dacites et de rhyolites (HANSON 1978).
89. Spectres des plagiogranites de Canyon Mountain Oregon (GERLACH et al. 1981).
90. Spectres des granitoïdes de la séquence ophiolitique d'Antalya, Turquie (JUTEAU 1974, COCHERIE 1978).
91. Spectres des terres rares des granitoïdes du complexe ophiolitique du Vourinos (PAUPY 1976, in COCHERIE 1978).
92. Spectres des terres rares des plagiogranites et basaltes associés de la série de Sarmiento (STERN 1979).
93. Spectres des terres rares des granitoïdes de la série ophiolitique de l'Inzecca-Corse- (OHMENSTETTER D et M 1975, 1980).
94. Exemples de spectres de R.E.E. de plagiogranites de croûte océanique moderne -Océan Indien - (HEDGE et al. 1979).
95. Spectres des terres rares des granitoïdes du Pic Marcel.
96. Spectres des terres rares des granitoïdes du Pic Marcel comparés à ceux des albitites et basaltes associés du massif ophiolitique du Chenaillet.
97. Spectres des terres rares des granites du complexe de Quérigut -Pyrénées- (FOURCADE et ALLEGRE 1981).
98. Spectres des terres rares des granites d'âge cadomien du Trégorrois (GRAVIOU 1984).
99. Spectres des terres rares des leucogranites et granites du rameau interne de Belledonne (VIVIER).
100. Courbe de normalisation des éléments en traces rapportés aux valeurs des O.R.G. (PEARCE et al. 1984).
101. Méthode généralisée (PEARCE et al. 1984) appliquée aux granitoïdes du Pic Marcel, aux albitites du Chenaillet, et aux albitites Corses.
102. a) dunite en poches dans la harzburgite, b) dunite en filon dans une harzburgite.
103. Filon de pyroxénolite à oxydes de taille centimétrique, dans une harzburgite.
104. Alignements d'oxydes dans une lherzolite.
105. Filon de webstérite à oxydes dans des lherzolites.
106. Filons obliques de pyroxénolites.
107. Texture maillée dans une harzburgite à magnétite.
108. Fissuration d'un oxyde dûe aux effets de la serpentinisation.
109. Apatite prismatique ou aciculaire.
110. Apatite automorphe moulée par un oxyde.
111. Position des clinopyroxènes des filons à oxydes dans le diagramme de classification (POLDERVAART et HESSE 1951).
112. Biotite interstitielle partiellement chloritisée dans les fractures de la magnétite et de l'apatite.
113. Grenats globulaires isolés dans la matrice serpentinisée.
114. Texture pegmatoïdique dans un filon pyroxénolitique.
115. Clinopyroxène déformé à bandes de pliage, extinction onduleuse, et larges lamelles d'exsolution.
116. Texture de recuit à la bordure d'un clinopyroxène.
117. Exsolution d'orthopyroxène bastitisé dans un porphyroclaste de clinopyroxène.
118. Diagramme H₂O+ - CaO
119. Diagrammes de HARKER (1909): pyroxénolites filoniennes et péridotites associées

- 120a. a) Diagramme Al₂O₃/CaO/MgO
 b) Diagramme Fe₂O₃tot/CaO/MgO.
- 120b. Composition normative des pyroxénolites (types I et II).
 et comparaison avec les pyroxénites et termes associés des massifs
 de Baldissero et de Lanzo.
121. Diagrammes de PEARCE et NURRY appliqués à l'étude de la différen-
 ciation magmatique.
122. Spectres des terres rares de pyroxénolites à magnétite apatite
 +/- zircon du vallon de la Moutière - Tête Noire.
123. Thermobaromètre applicable dans le système C.M.A.S.
124. Localisation des principaux indices minéralisés de la zone piémontaise.
125. Coupe synthétique du contexte de la mine de Viafiorcia.
126. Coupes lithostratigraphiques détaillées des galeries.
127. Minerai stratiforme avec alternance de lits pyriteux (+/- chalcopyrite)
 avec des niveaux silicatés.
128. Minéralisation interstitielle à chalcopyrite et pyrite dans
 la quartzite, à proximité d'un horizon pyriteux massif.
129. Fines aiguilles de deerite disposées dans une matrice quartzreuse.
130. Epidotes (pistachites de grande taille, 1 à 3mm, localement très
 nombreuses dans la quartzite à riébéckite - crossite.
131. Minerai à chalcopyrite dominante montrant des prismes automorphes
 de glaucophane.
132. Minerai à chalcopyrite - pyrrhotite - blende.
133. Pyrite en cristaux subautomorphes avec inclusions de malachite
 dans une matrice de blende.
134. Remplacement de la bornite par la chalcopyrite offrant une "texture
 myrmékitique".
135. Minerai à chalcopyrite +/- magnétite, pyrrhotite, ilménite.
136. Aspect chagriné de la pyrrhotite dans le minerai à chalcopyrite
 - pyrrhotite - blende.
137. Lamelle de covellite associée à la bornite.
138. Diagramme schématique montrant les relations entre le circuit
 de connection hydrothermal, le métamorphisme et les transferts
 de matériaux dans le massif ophiolitique du Troodos - Chypre.
139. Schéma composite de sites exhalatifs illustrant la variété des
 structures et la distribution des minéralisations associées.
140. Reconstitution schématique et synthétique de la succession des
 principaux événements tectono-magmatiques.

LISTE DE TABLEAUX

1. Contribution des variables dans le système A.C.P.N. majeurs.
2. Contribution des variables dans le système A.C.P.N. traces.
3. Coefficients minéral/liquide recommandé pour Ti, Zr, Y, Nb.
4. Ages obtenus par la méthode de traces de fissions sur zircons
 et apatites dans différents secteurs du Queyras - zone piémontaise.
5. Tableau comparatif: Albitites - Brèches acides.
6. Détermination par diffractométrie X de la magnétite et de l'ilménite,
 dans les filons pyroxénolitiques à oxydes et apatite (type I).
7. Calcul de la composante Ca - Tschermak dans le système C.M.A.S.
8. Distribution des minéraux dans les sites exhalatifs de la Ride Paci-
 que 21°N.
9. Tableau récapitulatif synthétique sur les différences "east Pacific
 Rise"/ Mer Rouge.
10. Tableau comparatif du gîte de Viafiorcia avec d'autres indices minéra-
 lisés en Fe-Cu de la zone piémontaise.

RESUME

Les unités ophiolitiques du Queyras (zone piémontaise des Alpes occidentales) représentent des petits massifs dispersés dans les Schistes lustrés piémontais à l'Ouest du Mont Viso. Leur étude permet de reconstruire la structure du substratum océanique d'une partie du segment ligure de la Téthys.

Bien que de nombreuses observations de terrain conduisent à envisager une coupure majeure entre la mise en place des ultramafites et gabbros associés et l'épanchement des basaltes, l'analyse pétrographique et géochimique permet de conclure à un assemblage cohérent et comparable avec d'autres massifs ophiolitiques de l'Apennin et de Corse. Les résultats obtenus soulignent le caractère tholéitique de la lignée magmatique à l'origine des matériaux basiques, intermédiaires et acides des différentes unités. La typologie des zircons conforte hypothèse au niveau des roches acides.

La répartition des éléments inertes, Y, Ti, Zr, Nb, montre les liens cogénétiques entre les matériaux basiques et les différenciés acides. La nature du fractionnement ainsi que l'estimation du degré de fusion partielle suggèrent une mise en place dans un environnement géotectonique à caractère transitionnel avec océanisation à proximité de marges continentales passives, ainsi qu'un magmatisme analogues à ceux à l'origine des ophiolites de la Méditerranée occidentale, (magmatisme de type I).

Les éléments de granitoïdes d'une brèche sédimentaire localisée à l'interface ultramafites-laves, se caractérisent par un cachet calcoalcalin et permettent d'envisager la proximité d'une croûte continentale dont le démantèlement a vraisemblablement été contemporain des stades précoces de l'ouverture de l'océan ligure.

Les circulations hydrothermales liées à ce contexte océanique sont responsables des processus de spilitisation et des minéralisations localisées à l'interface substratum océanique / sédiments: le gîte Fe/Cu de Valfiorcia (Val Germanasca, Italie) en est un exemple.

Mots-clés

Téthys mésozoïque; domaine ligure; zone piémontaise; Schistes lustrés; Queyras.
Magmatisme tholéitique; basique-acide; plagiogranites; brèches granitoïdes; zircons.
Éléments majeurs; traces; REE.
Hydrothermalisme océanique; minéralisation stratiforme.
Deerite; pyrite; chalcopryrite; bornite.

ABSTRACT

The mesozoic ophiolite sequence of Queyras (piemont zone, Western Alps) is characterised in several small overthrust massifs scattered within the piemont "Schistes lustres" (Mont Viso). Their study allows to the reconstruction of the early structure of at least a part of the Tethan oceanic basement.

Nevertheless several field observations lead to distinguish the succession of two distinct magmatic events (the peridotite-gabbro, then the basalts), the petrological and geochemical study show strong similarities with the Apenninic and Corsican ophiolites. The whole sequence exhibits a tholeitic differentiation trend. The typologic study of the zircons populations from the acid rocks well agrees with this model.

The traces elements, Y, Ti, Zr, Nb, show a cogenetic and comagmatic origin between basic and evolved petrologic facies. The mineral phases which control the fractional cristallization and the valuation of the partial melting, suggest an attenuated-crust tectonic setting, and a magmatism close to the occidental Mediterranean ophiolites (magmatism type I).

Granitic clasts of a sedimentary breccia located between the oceanic basement and under the basaltic flows, show a calc-alkaline tendency. These facts require the proximity and break-up of a continental crust during the early spreading stage.

Hydrothermalism is responsible for the spilitisation and the mineralization observed on the seafloor in contact with the surrounding sediments: the stratiform sulphide deposit of Viafiorcia (Val Germanasca, Italy) is an exemple.

Key words

Mesozoic ligurian Tethys; piemont zone; Schistes lustres; Queyras.
Tholeitic magmatism; basic-acid; plagiogranites; granitoides breccias;
zircons.
Major elements; traces; REE
Hydrothermalism; stratiform mineralization.
Deerite; pyrite; chalcopyrite; bornite.

BRECHES POLYGENIQUES ET ALBITITES ASSOCIEES AUX OPHIO-
LITES : DONNEES NOUVELLES SUR LES GISEMENTS
DES ALPES COTTIENNES OCCIDENTALES

P. SABY ¹, CHAPELLE B. ¹, PIBOULE M. ², BRIAND B. ³

- 1) UER de Géologie, USMG 1, Grenoble
- 2) Unité Associée au CNRS (n° 69), USMG, Grenoble
- 3) Unité Associée au CNRS (n° 726), DST, Université Lyon 1, Villeurbanne

L'étude des éléments plutoniques acides des brèches sédimentaires localisées à l'interface péridotites-roches basiques des ophiolites du Queyras (Pic Marcel) paraît les apparenter par leur position structurale et leur nature pétrographique à des granitoïdes océaniques. L'étude géochimique comparative de ces éléments avec les albitites des lambeaux ophiolitiques des Alpes Cottiennes montre une origine différente pour ces deux types de matériaux. Les granitoïdes du Pic Marcel sont caractérisés par des rapports La/Lu, Th/Ta élevés, des teneurs basses en Y, Zr, Nb, etc... qui les discriminent sans ambiguïté des albitites et des plagiogranites ophiolitiques. L'origine océanique initiale de ces matériaux doit être écartée. Ils pourraient être issus du démantèlement de la croûte continentale, contemporain de l'ouverture de l'océan liguro-piémontais. Le problème de leur âge reste posé.

ETUDE COMPARATIVE DES ALBITITES ET DES ELEMENTS GRANITTIQUES DES
BRECHES ASSOCIES AUX OPHIOLITES DES ALPES COTTIENNES OCCIDENTALES.

CHAPELLE B. (*), SABY P. (*), PIBOULE M. (*), BRIAND B. (**)

(*) U.A.69, Institut Dolomieu, USMG, F 38031 Grenoble

(**) U.A.805, D.S.T., Univ. Lyon I, F 69622 Villeurbanne

Les albitites et granites sodiques apparaissent sous forme de nombreux petits affleurements au sein des ophiolites des zones internes alpines. Il existe localement des brèches à éléments pluto-niques, comme celles du Pic Marcel (Queyras) situées à l'interface péridotites-roches basiques, et plus rarement gneissiques comme celles du Lago Nero (Caby, Michard, Tricart, 1971; Lemoine, 1984). L'origine des éléments acides de ces brèches que certains caractères pétrographiques et géochimiques rapprochent à la fois des granitoïdes continentaux et des plagiogranites océaniques reste à définir (Lacassie, 1981). Une étude géochimique comparative de ces éléments et des albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye permet d'étayer l'hypothèse continentale.

La nature pétrographique des roches étudiées est variée: syénite, monzonite, granite, monzodiorite, gabbrodiorite. Les éléments acides des brèches du Pic Marcel offrent la paragenèse primaire suivante: pl, Qz, biot, apat, zircon, allanite. Les minéraux des paragenèses secondaires sont: jadéite, lawsonite, Qz, amphibole sodique, +/- phengite, +/- calcite. La paragenèse primaire des albitites diffère de la précédente par l'absence de biotite et par la teneur en An plus faible du plagioclase. Les minéraux des paragenèses secondaires peuvent s'apparenter à ceux du Pic Marcel. L'étude typologique des zircons des brèches met en évidence le caractère alumineux de fin de différenciation (Pupin, 1980), et traduit des affinités avec les granites calco-alcalins s.l. Par contre, la distribution typologique des zircons du Chenaillet offre des similitudes (indices A et T élevés) avec les zircons des trondhjémites corses (Jauzein-Pupin-Bonin, 1979) qui appartiennent à une lignée tholéiitique.

A ce stade de l'étude il n'est pas possible d'écarter la nature plagiogranitique et donc l'origine océanique des éléments acides des brèches. En effet, les compositions en éléments majeurs sont compatibles avec celles des albitites, elles mêmes analogues à celles des plagiogranites ophiolitiques corses dont l'origine océanique a été démontrée (Ohnenstetter, 1975, 1982). Cependant les éléments de la brèche, par comparaison avec les albitites, sont moins différenciés. Ils présentent des teneurs en SiO₂, Al₂O₃, Na₂O plus faibles et des teneurs en FeOtot., MgO, K₂O, TiO₂ plus élevées. L'étude du comportement des lanthanides et de certains éléments hygromagmaphiles des roches du Chenaillet et de Haute-Ubaye fait apparaître deux types principaux d'albitites avec des spectres REE très plats (moyenne La/Lu=1.05) et tous caractérisés par une très forte anomalie négative en Europium. Ces patterns correspondent sensiblement à ceux des granites sodiques océaniques dérivés par fractionnement de basaltes de type MORB. Par contre les granitoïdes du Pic Marcel sont caractérisés par des rapports La/Lu, Th/Ta élevés (moyennes respectives: 7.84 et 10.7), par l'absence d'anomalie en Europium et des teneurs en Y, Zr, Nb, Th, ... impliquant une origine différente et une nature calco-alcaline.

Ainsi une origine océanique comparable à celle des albitites est à remettre en question: une origine continentale peut être sérieusement envisagée. Les brèches du Pic Marcel se seraient déposées dans un contexte océanique à topographie accidentée recevant des produits de démantèlement d'une croûte continentale granitique dont la proximité reste à définir.

(ABSTRACTS OFIOLITI GENEVE 1985)

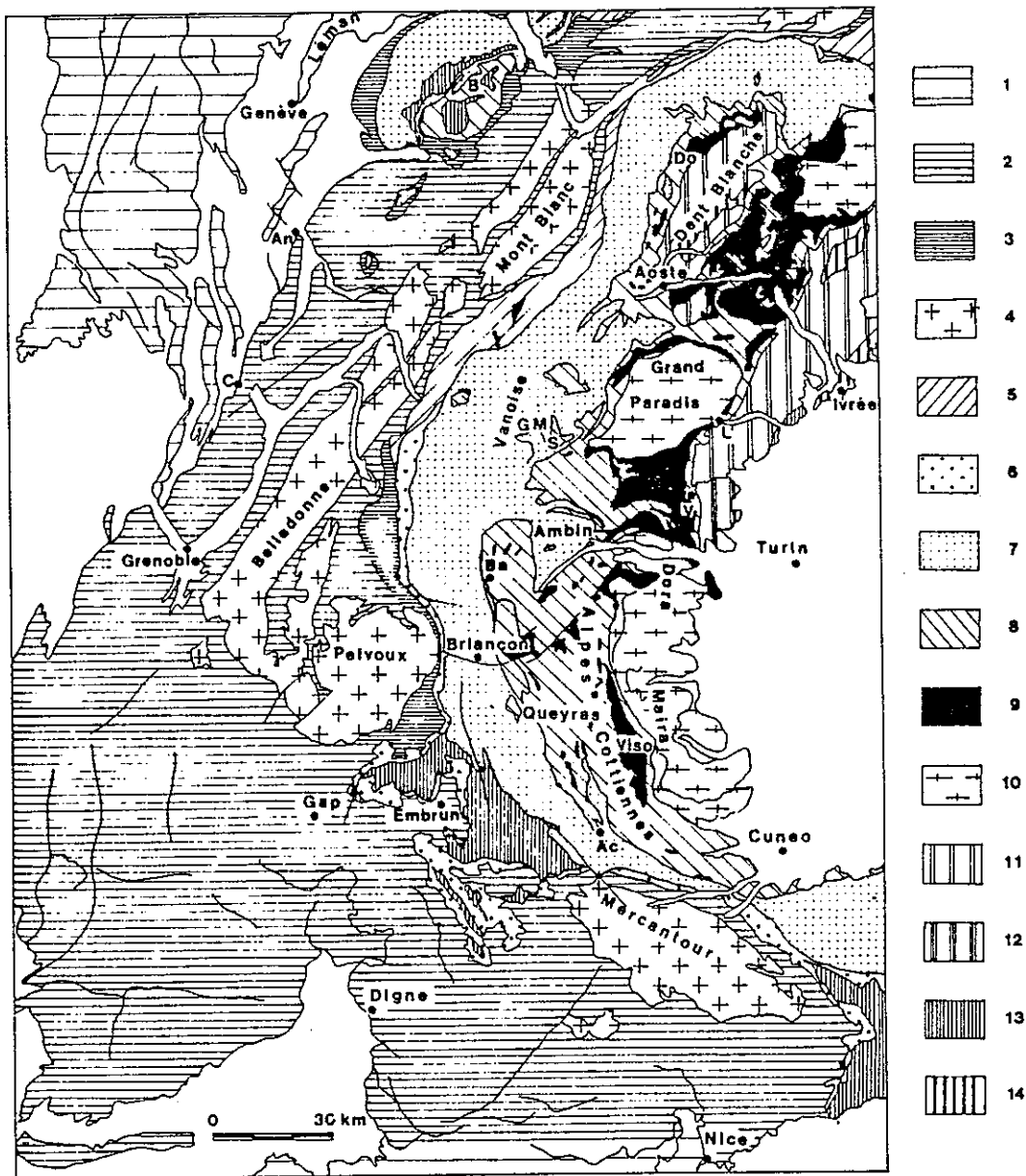


Fig. 1 - Schéma structural des Alpes occidentales

1 : Jura et Provence ; 2 : couverture dauphinoise (= helvétique) ; 3 : zone dauphinoise (= ultrahelvétique) ; 4 : massifs cristallins externes ; 5 : zone valaisane ; 6 : zone subbriançonnaise ; 7 : zone briançonnaise *s.l.* et nappe des Préalpes médianes ; 8 : Schistes lustrés piémontais et nappe de la Brèche ; 9 : ophiolites ; 10 : massifs cristallins internes et nappe du Mont Rose ; 11 : zone Sesia ; 12 : massif de Lanzo ; 13 : zone du Canavese, nappes du Flysch à Helminthoïdes et nappe de la Simme *s.l.* ; 14 : zone d'Ivrée, deuxième zone diorito-kinzigitique et série de Valpelline.

Ac : Acceglio ; An : Annecy ; B : nappe de la Brèche ; Ba : Bardonnèche ; C : Chambéry ; Do : Mont Dolin ; G.M. : Grande Motte ; L : Locana ; S : Pointe de la Sana ; V : Viù.

(*in* CARON 1977)

I SITUATION GEOGRAPHIQUE

Les unités ophiolitiques étudiées se situent dans les Alpes occidentales, dans la région du Queyras (Hautes-Alpes, France) à l'Ouest du Mont Viso, et dans le Haut Val Germanasca (Province de Turin, Italie).

Les ophiolites constituent des masses de roches vertes de dimension hecto à kilométrique insérées dans le complexe des Schistes lustrés piémontais (Fig.1 et 2).

- la lentille minéralisée Fe/Cu de viafiorcia
- le Bric Bouchet
- le Pelvas d'Abriès
- le Pic des Lauzes
- le Pic Marcel
- la pointe des Toillies (Vallon de la Moutière-Tête Noire).

II CONTEXTE GEOLOGIQUE, STRUCTURAL ET METAMORPHIQUE

Du point de vue géologique, le secteur appartient au complexe des "Schistes lustrés piémontais". Il est essentiellement constitué de calcschistes dans lesquels sont dispersés des lambeaux ophiolitiques.

Ce complexe est limité à l'Ouest par la zone Briançonnaise et à l'Est par le massif cristallin interne de Dora Maïra.

Les masses ophiolitiques représentent des témoins du domaine océanique ouvert au Jurassique entre Eurasie et Apulie, charriés par la suite vers l'Ouest sur le socle de la paléo-marge européenne (LEMOINE 1983, 1984, 1985, TRICART 1984, TRICART et LEMOINE 1986).

2.1 Rappels généraux sur la zone piémontaise

Les métasédiments de la zone piémontaise enveloppent des massifs cristallins internes qui sont du Nord au Sud: les massifs du Mont Rose et du Grand Paradis.

La stratigraphie de cet ensemble est difficile à établir car les Schistes lustrés sont presque toujours azoïques. En de rares points (Val Grana, région du Montgenèvre) quelques fossiles ont été datés du Lias inférieur (FRANCHI 1899, KILLIAN et PUSSENOT 1912). Les niveaux les plus élevés auraient des âges récents (jusqu'au Crétacé supérieur, LEMOINE et al. 1984).

Deux groupes peuvent être distingués dans la zone piémontaise (LEMOINE et al., 1970, 1971).

- 1) Le premier est formé de séries qui ont appartenu à la marge continentale européenne de la Téthys. Elles débutent par un socle sialique (Dora Maïra, Grand Paradis) ou bien, par des carbonates de plateforme triasiques. Ces séries peuvent être réduites et contiennent peu ou pas de lambeaux ophiolitiques.
- 2) Le deuxième groupe qui intéresse particulièrement cette étude se caractérise par des séries sédimentaires qui reposaient initialement sur une croûte océanique. Elles débutent souvent par un horizon de radiolarites qui localement ont permis la datation de la base des Schistes lustrés (Oxfordien supérieur, Kimméridgien moyen, de WEVER et CABY 1981). Elles se poursuivent par des calcschistes et des calcaires pélagiques.

De nombreux auteurs (LEMOINE et al., 1970, LEMOINE 1971 AMAUDRIC

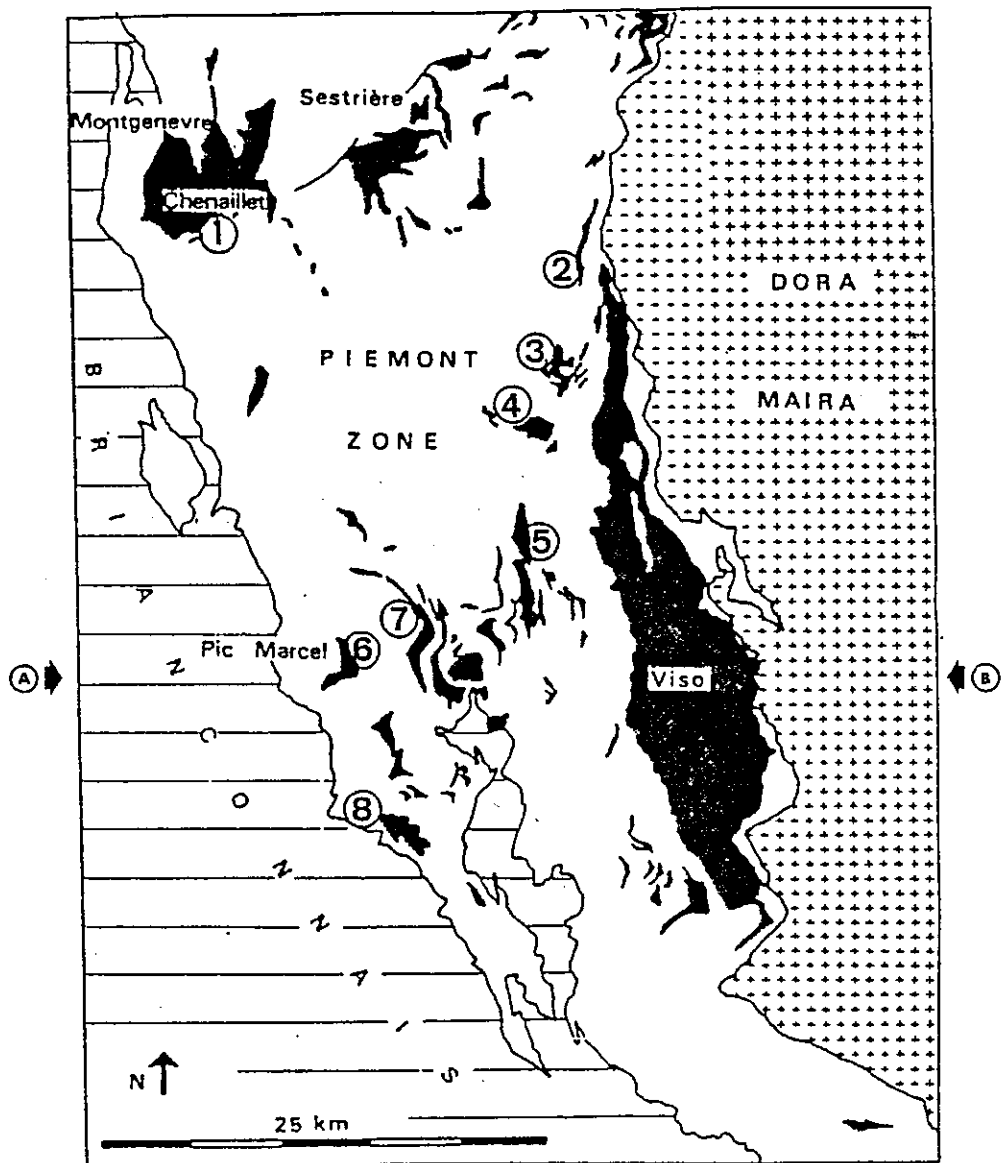
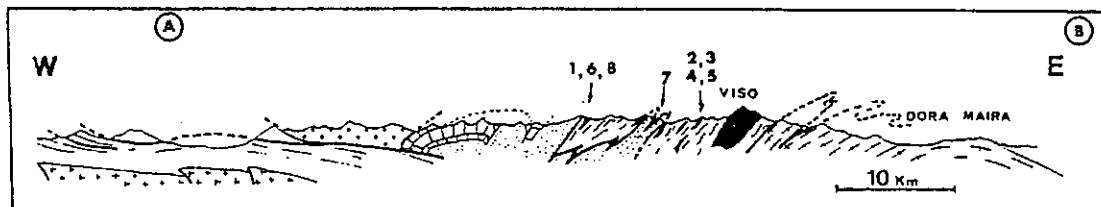


Fig 2 Schéma structural et coupe synthétique montrant la position des principales unités ophiolitiques des Alpes Cottiennes. (d'après Carpena et Caby, 1984)

- | | |
|---------------------|-------------------------------|
| 1 = Chenaillet | 5 = Pic des Lauzes |
| 2 = Viafiorgia | 6 = Pic Marcel |
| 3 = Bric Bouchet | 7 = massif Moutière- Toillies |
| 4 = Pelvas d'Abriès | 8 = Haute-Ubaye |



- | | | | | |
|--------------|------------------------|------------------|-------------------------------|------------------------------|
| | | | | |
| Zone externe | Flysch à Helminthoïdes | Briançonnais s.l | Schistes lustrés + Ophiolites | Massifs cristallins internes |

du CHAFFAUT et al., 1972, DECANDIA et ELTER 1972, ..., LAGABRIELLE et al., 1984 etc...) ont montré qu'il existe des similitudes entre les formations supra-ophiolitiques des Alpes occidentales, de la Corse et de l'Apennin ligure. (Fig: 3).

Série ophiolitifère du Haut-Cristillan (série de Chabrière*complétée)	Série de l'Inzecca (Corse)**	Série ophiolitifère de l'Apennin ligure***
Formation de Roche Noire	Quartzites et schistes	Schistes du Val Lavagna Albien-Cénomancien
Schistes et calcaires siliceux (terme de passage)	Calcaires, quartzites et schistes (terme de passage)	Argiles à Palombini (Crétacé inférieur)
Formation de la Replatte	Formation d'Erbajolo	Calcaires à Calpionelles (Berriasien-Valanginien)
Calcaires marmoréens	Calcaires marmoréens en intercal. minces	Jaspes (Malm)
Jaspes	Jaspes	Ophiolites avec diabases en coussins
Ophiolites avec diabases en coussins	Ophiolites avec diabases en coussins	

Fig 3 Tableau de comparaison entre les formations supra-ophiolitiques des Alpes occidentales, de la corse, et de l'Apennin Ligure.

(in TRICART 1973)

* d'après Lemoine et al. (1970)

** d'après Amaudric Du Chaffaut et al. (1972)

*** d'après Decandia et Elter (1972)

2.2 Principaux stades de l'évolution Téthysienne de la marge sud-européenne des Alpes occidentales au Mésozoïque

2.2.1 Généralités

Les unités structurales des Alpes occidentales sont issues de la branche ligure de la Téthys Mésozoïque et surtout de la marge européenne (de Graciansky et al., 1979, LEMOINE 1984, LEMOINE et al., 1986).

Au cours du Mésozoïque les stades suivants se sont succédés (LEMOINE et al., 1986) (Fig. 4).

- 1) pré-rifting (carbonates de plateforme du Trias moyen-inférieur) avec cependant des indices de distension.
- 2) Rifting (bassins et hauts fonds, Lias-Dogger)
- 3) Ouverture de l'océan ligure (fin Dogger, début Malm)
- 4) Expansion de l'océan (Malm-Crétacé inférieur, pro- parte).

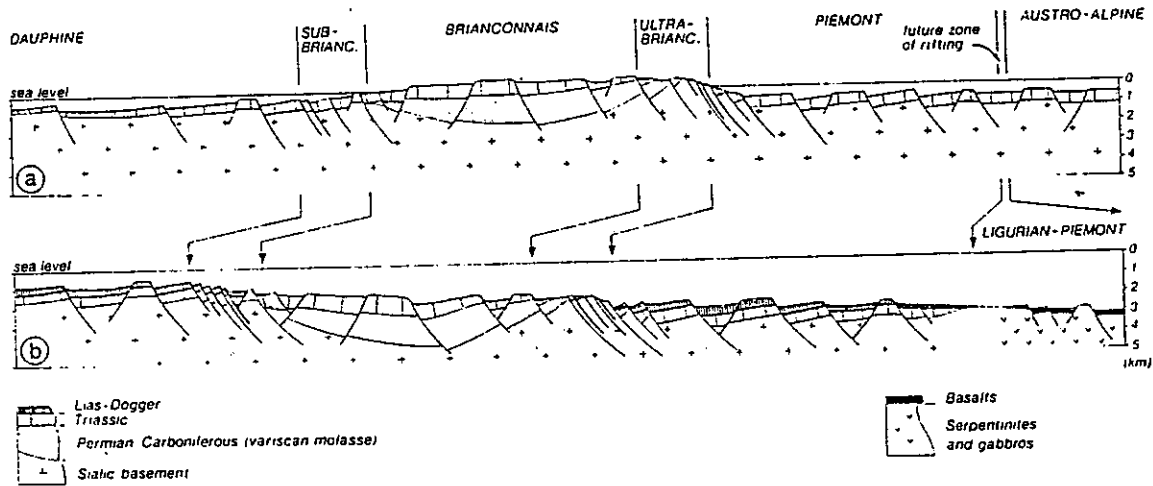


Fig 4 : Coupes palinspastiques schématiques des Alpes occidentales
 a: au cours du rifting des marges téthysiennes (Lias sup.)
 b: amincissement de la marge continentale européenne, et
 stade d'océanisation (fin Malm).
 D'après BOURBON et al., 1975, 1977 (dans TRICART 1984)
 de GRACIANSKY et al., 1979
 de GRACIANSKY et LEMOINE 1980

Les premiers sédiments déposés sur un plancher océanique formé de péridotites serpentinisées plus ou moins bréchifiées, de gabbros ou de basaltes, étaient des cherts siliceux (radiolarites) ou des calcaires. Les termes sus-jacents sont formés par des alternances de calcaires et d'argiles d'âge probable Crétacé inférieur, puis par des argiles abyssales, attribuées au milieu du Crétacé, qui sont un marqueur lithologique de toute la sédimentation pélagique Téthysienne (BOURBON & al. 1979). Le Crétacé supérieur correspond peut-être à un début de compression, au moins dans certains secteurs.

2.2.2 Evènements tectono-métamorphiques majeurs depuis le début du Crétacé (TRICART 1984) (Fig. 5)

Evènement A :

Les phases initiales correspondent au transport des nappes ophiolitiques et de leur couverture sédimentaire sur la bordure de la marge continentale européenne (domaine piémontais). Ce premier épisode traduit la fermeture du

bassin ligure et donne naissance à la zone piémontaise complexe. Son âge reste hypothétique, de toute façon postérieur aux derniers dépôts dans le domaine ligure comme dans le domaine piémontais, ici rapporté maintenant au Crétacé supérieur (LEMOINE & TRICART 1986).

Evènement B :

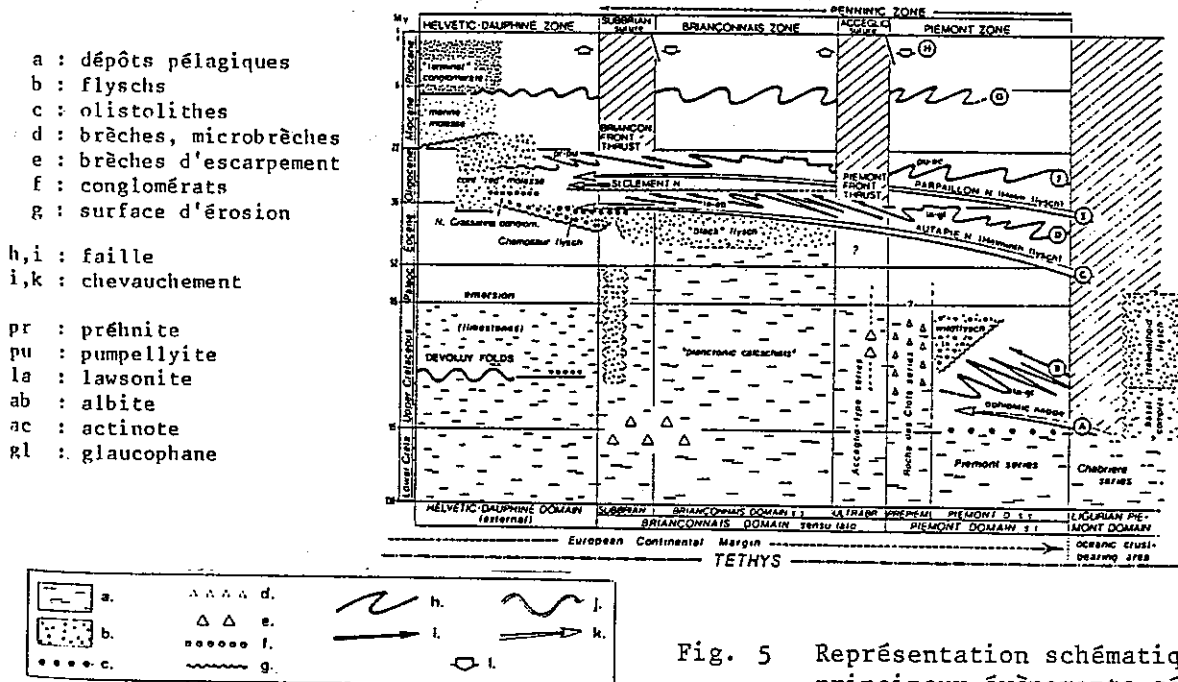
Il est marqué par les premières déformations (plissement intrafoliaire généralisé) accompagnées du métamorphisme schistes bleus. Dans les unités piémontaises les plus internes, la paragenèse éclogitique apparaît dans les roches basiques.

L'évènement C est marqué par la mise en place de la nappe des flyschs à Helminthoïdes de l'Autapie. D'origine interne, elle est commune au domaine Briançonnais, à la partie interne du domaine Dauphinois jusqu'à la région Embrunais-Ubaye, au sud du Pelvoux (KERCKHOVE 1969). Cette nappe sous-marine s'est probablement mise en place par glissement gravitaire (KERCKHOVE 1975).

Evènement D :

Il se caractérise par une phase tectonique importante, accompagnée d'un métamorphisme HP-BT qui affecte l'ensemble des zones penniques. Les structures sont, à l'échelle de la chaîne, à double déversement. En zone piémontaise, elles sont déversées vers le NE et sont liées au rетроcharriage de la zone briançonnaise sur les Schistes lustrés. Actuellement l'âge reste discuté (Oligocène, Néogène ?).

L'évènement E correspond à la mise en place de la nappe de flysch à Helminthoïdes du Parpaillon (KERCKHOVE 1969) sur le domaine dauphinois. Au cours des épisodes les plus tardifs, (F et G), le phénomène de rетроcharriage se produit dans la partie interne du domaine Briançonnais. Cette phase se caractérise par un métamorphisme se rapportant au faciès des schistes verts à pumpellyite et prehnite dans le Briançonnais (SALIOT 1978). Son âge reste également discuté (Oligocène, Néogène ?).



III TRAVAUX ANTERIEURS RELATIFS A LA CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DES UNITES OPHIOLITQUES DANS LA REGION DU QUEYRAS

Depuis les années 1970, la zone piémontaise a fait l'objet de nombreuses études. Des interprétations nouvelles ont permis d'établir des comparaisons entre les séries sédimentaires supra-ophiolitiques de la région, celles de Corse et de l'Apennin (LEMOINE 1955-1986, AMAUDRIC DU CHAFFAUT & al 1972, DECANDIA & ELTER 1972, TRICART 1973-1986).

Parallèlement des travaux concernant les ophiolites des points de vue pétrographique et géochimique ont été entrepris dans les régions voisines du Queyras (STEEN 1972, CHAPELLE 1983 en Ubaye; MEVEL 1975, MEVEL & al. 1978, 1982, STEEN & al. 1980, LEWIS & SMEWING 1980, VUAGNAT 1984, BERTRAND & al. 1981-1985, CHAPELLE Thèse à paraître 1987, au Chenaillet).

Par contre les travaux entrepris dans le Queyras sont beaucoup moins nombreux. Récemment et en accord avec les observations dans les fonds sous-marins océaniques, une attention particulière a été portée sur

- les facies détritiques de nature diverse que l'on rencontre à différents niveaux des unités ophiolitiques, ainsi que dans les séquences sédimentaires qui les recouvrent (LAGABRIELLE 1982, TRICART & LEMOINE 1983, LAGABRIELLE & al. 1984, CHAPELLE & al. 1985, SABY & al. 1986).
- la présence et la signification de niveaux siliceux (méta-cherts, de WEVER & CABY 1981) et de niveaux minéralisés en Mg et Fe/Cu qui se situent à l'interface ophiolite-sédiments (AYOUB 1984).
- Les caractéristiques géochimiques générales des unités ophiolitiques du Queyras (SABY 1983).

PREMIERE PARTIE

GÉNÉRALITÉS SUR LES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET
PÉTROGRAPHIQUES DES OPHIOLITES DU QUEYRAS

CHAPITRE I LITHOLOGIE, CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

CHAPITRE II GÉOCHIMIE

GENERALITES SUR LES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES ET PETROGRAPHIQUES DES OPHIOLITES DU QUEYRAS

Dans les massifs ophiolitiques du Queyras, il est possible d'observer des termes grenus et effusifs, mafiques et ultramafiques qui semblent provenir d'un même assemblage ophiolitique.

On peut distinguer trois principaux ensembles lithologiques superposés (TRICART & LEMOINE 1983, AYOUB 1984) :

- 1) substratum (péridotites serpentinisées traversées par des filons de gabbros)
- 2) brèches ophiolitiques (ophicalcites) et basaltes en coussins
- 3) série pélagique débutant parfois par des radiolarites du Malm inférieur, et le plus souvent par les calcaires du Malm.

Localement des facies particuliers encore peu étudiés se rencontrent. Il s'agit principalement de chloritites, d'ophicalcites (brèches sédimentaires à éléments de serpentinite) et de brèches monogéniques ou polygéniques (à éléments basiques, gabbroïques, granitiques et même gneissiques). Le premier type de matériaux atteste de phases hydrothermales anciennes, alors que les brèches de nature variée sont plutôt liées à des épisodes tectoniques précoces au sein des édifices ophiolitiques, ou même à des processus d'érosion.

Tout au long de cette étude, les différents secteurs étudiés dans le Queyras seront comparés à certains massifs ophiolitiques du domaine péri-méditerranéen et aux environnements de croûtes océaniques modernes.

LITHOLOGIE: CARACTERISTIQUES GENERALES

I - LES PERIDOTITES

Les péridotites constituent les termes de base des séries ophiolitiques et représentent souvent une part volumétrique importante par rapport aux autres matériaux. Dans les Alpes, elles ont rarement été étudiées dans le détail (STEEN 1972 en Haute-Ubaye, BERTRAND et al., 1982 au Chenaillet, AYOUB 1984 dans la région de St Véran).

Leurs principales caractéristiques pétrographiques sont les suivantes:

- du point de vue textural, on observe deux grands types de péridotites:

1) les tectonites, 2) les cumulats (ce type caractérise les ultramafites issues des fragments tectoniques du manteau supérieur.

- les paragenèses minérales primaires les plus fréquentes sont à olivine, spinelle, orthopyroxène, clinopyroxène.

- le degré de serpentinisation est toujours important (70 à 100 %).

- les principales phases minérales secondaires sont: chrysotile, lizardite, chlorite amphiboles (trémolite, actinote), talc, hydrogrenat, magnétite, hématite, minéraux opaques variés.

Des filons sont souvent associés à ces ultrabasites:

- dans le cas du massif du Chenaillet, il s'agit de filons de gabbros, de dolérites et d'albitites souvent disloqués et boudinés (BERTRAND et al., 1981, 1982, CHAPELLE thèse à paraître).

- dans celui du Pic Marcel, les termes intrusifs sont représentés par des filons boudinés d'euphotides et par des filons de rodingites.

- les péridotites de la Haute-Ubaye contiennent des lentilles décamétriques de nature doléritique et albitique interprétées comme d'anciens dykes (STEEN 1972, CHAPELLE thèse à paraître).

- les péridotites du massif Moutière - Tête Noire (Queyras) se caractérisent par la présence de filons de webstérite très riches en oxydes, apatite +/- zircons; ces matériaux se seraient formés à la suite de processus de fusion partielle de la péridotite encaissante (AYOUB 1984) (cf. partie 3 de cette étude p.147).

II - LES GABBROS

Différents travaux portant sur la séquence gabbroïque dans

les ensembles présentés (BERTRAND et al., 1981, 1982; AYOUB 1984...) ont permis de mettre en évidence la succession des termes allant des dunités plagiifères (troctolites) de base (massif du Montgenèvre surtout) aux ferro-gabbros qui représentent le sommet des unités gabbroïques au Pic des Lauzes.

L'étude microscopique révèle des textures d'adcumulats dans les gabbros s.s. La nature cumulative de cette séquence gabbroïque indique son développement au sein d'une chambre magmatique (BERTRAND et al., 1982).

2.1. LES TROCTOLITES

Les troctolites sont décrites dans le massif ophiolitique du Chenaillet (BERTRAND et al., 1982). On les rencontre rarement dans le Queyras. AYOUB (1984) cite deux gabbros troctolitiques à olivine normative prélevés sur la crête de Caramantran (Vallée de l'Aigue Blanche).

Il s'agit de roches de couleur claire dans lesquelles l'olivine primaire est toujours entièrement transformée et pseudomorphosée en serpentine ou en chlorite, ou remplacée par un assemblage trémolite-actinote. Le clinopyroxène de composition diopsidique se situe en position intercumulus (mésocumulat). Il est intensément altéré et rétrotransformé en calcite. Le plagioclase est également remplacé par une association à minéraux très finement cristallisés tels que chlorite, préhnite, pumpellyite, ou bien, par de l'hydrogrenat et de la chlorite. D'après les analyses il s'agit de gabbros alumineux et magnésiens.

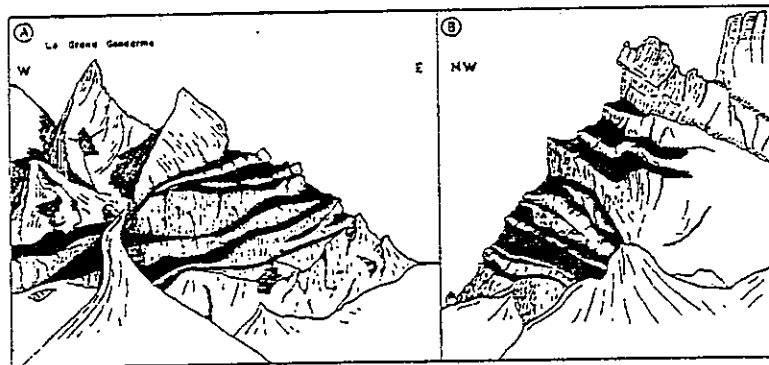
L'ordre de cristallisation des associations observées est le suivant: olivine - spinelle - clinopyroxène - plagioclase.

2.2. LES GABBROS EUPHOTIDES

Les gabbros euphotides forment une séquence cumulative intermédiaire entre les troctolites de base et les ferrogabbros du sommet. Ce sont les termes gabbroïques les plus fréquents des unités ophiolitiques du Queyras. On les observe principalement dans la klippe de gabbros du Pelvas d'Abriès au Pic des Lauzes et au Pic Marcel où ils représentent de grandes masses claires à faciès pegmatitique dû au développement important des pyroxènes qui les constituent.

Ils peuvent occuper une position particulière:

- Dans le cas du Pelvas d'Abriès, les gabbros intrusifs dans les serpentinites (Fig. 6) figurent comme de nombreuses intercalations lenticulaires et boudinées. Ces gabbros présentent une structure foliée recoupée en discordance par des filons basiques.



A: face méridionale
B: face orientale

Fig. 6 Filons et lentilles de gabbros intrusifs dans les serpentinites du Pelvas d'Abriès. (d'après LAGABRIELLE 1982)

- Au Pic des Lauzes la séquence des gabbros est située entre les péridotites à la base et l'ensemble effusif au sommet.

- Au Pic Marcel les gabbros se rencontrent en filons boudinés, d'extension métrique à décamétrique, intrusifs dans les péridotites (Fig: 7). Ces filons sont recoupés par des diabases et sont gainés de talc et/ou d'ophicalcites sur deux à trois mètres d'épaisseur. Il ne s'agit donc pas d'un rubanement primaire au sein des péridotites.

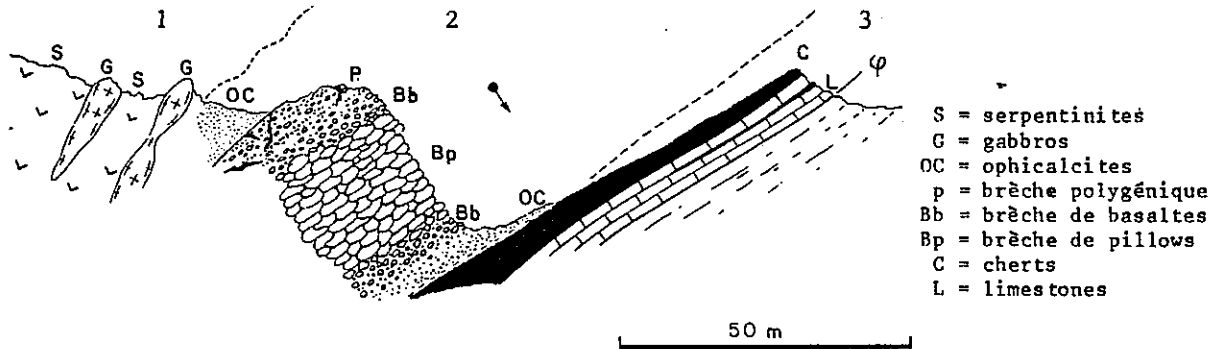


Fig. 7 Coupe détaillée -versant Sud du Pic Marcel-
(d'après TRICART & LEMOINE 1983)

- 1= Croûte océanique (serpentinites et gabbros)
- 2= Basaltes et brèches ophiolitiques
- 3= Sédiments pélagiques de couverture

La granulométrie souvent grossière de ces euphotides en général est sujette à des variations très rapides à l'échelle du centimètre, qui mettent en contact des zones grenues fines avec des zones pegmatitiques (Fig: 8). Les variations dans la proportion des minéraux et la granulométrie confèrent un aspect hétérogène à la roche.

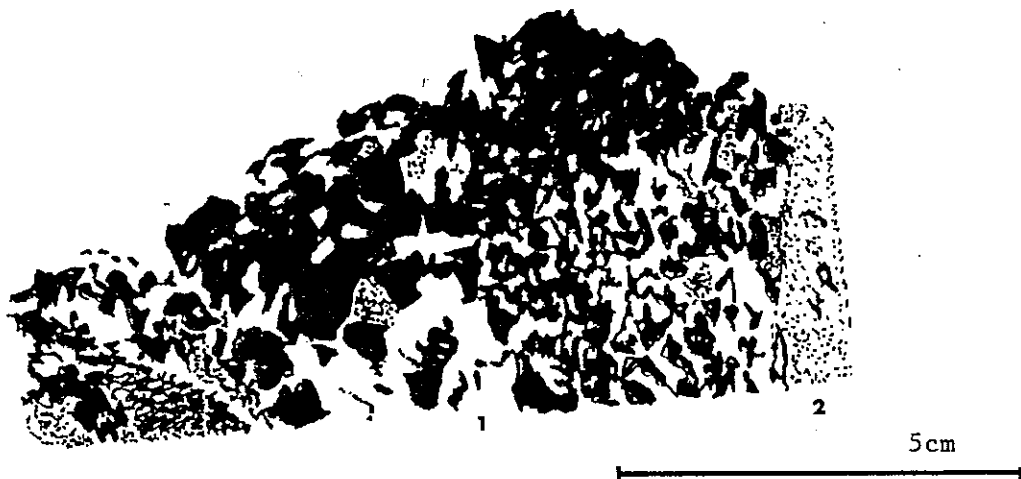


Fig. 8 Un hétéradcumulat plagioclasique(1)recoupe un
adcumulat à plagioclase et pyroxène(2). (en noir,
pyroxènes, en blanc plagioclases).

Cette hétérogénéité que l'on rencontre souvent dans les gabbros euphotides suggère d'après D et M OHNENSTETTER (1975) et BERTRAND & al. (1981, 1982) "l'intervention de tectoniques antérieures et synchrones à la consolidation complète de la chambre magmatique".

Les facies étirés et localement rubanés (Pelvas d'Abriès) représentent des cumulats ayant subi une déformation dans la chambre magmatique alors qu'ils étaient encore chauds, non complètement consolidés.

Dans la région, les déformations intenses sont matérialisées par l'étirement et la torsion des cristaux de pyroxènes qui possèdent systématiquement une extinction onduleuse très marquée (flaserisation). De telles transformations ont surtout été observées dans les gabbros du massif du Chenaillet et plus particulièrement dans les facies pauvres ou dépourvus d'olivine (MEVEL & al. 1978, STEEN & al. 1980, BERTRAND & al. 1982).

Les observations minéralogiques montrent que pyroxène et plagioclase sont les minéraux cardinaux essentiels des gabbros euphotides. Ces gabbros sont souvent des hétéradcumulats plagioclasiques à clinopyroxènes en phase interstitielle. A la différence des termes troctolitiques, la cristallisation du plagioclase dans les gabbros euphotides précède celle du pyroxène.

Minéralogie des euphotides du Pelvas d'Abriès et du Pic des Lauzes

le plagioclase

le plagioclase primaire très transformé est souvent remplacé par la lawsonite (en baguettes) et par un assemblage de minéraux finement cristallisés, tels que l'albite et les micas blancs (muscovite, phengite).

Le clinopyroxène ($ng \wedge C : 46+/-2$)

le clinopyroxène est minéralogiquement voisin d'une augite ou d'une salite. Il rappelle celui noté dans les gabbros euphotides du secteur de Rocca Bianca et de la crête de Caramantran (AYOUB 1984), ainsi que celui des euphotides du massif du Chenaillet (MEVEL 1975); MEVEL & al. 1978). Il est intensément déformé (kinks, extinctions onduleuses,...) et auréolé de petits prismes automorphes de clinopyroxènes secondaires bien conservés à biréfringence plus élevée. Les fissures transverses qui affectent le pyroxène magmatique sont remplies de chlorite et d'épidotes (pistachite). Ses clivages élargis et déformés sont soulignés par des granules d'oxydes. Il est partiellement transformé en amphibole bleue de type glaucophane, crossite (Pic des Lauzes, Pelvas d'Abriès, Rocca Bianca) qui se localise sur ses bordures, ou bien le long des clivages.

Des filonets composés d'albite et d'épidotes en petits prismes parcourent la roche.

Minéralogie des euphotides du Pic Marcel

Les euphotides du Pic Marcel, comparés aux euphotides du Pelvas d'Abriès et du Pic des Lauzes, se caractérisent par une paragenèse primaire mieux conservée à clinopyroxène poecilitique en phase cumulus, avec inclusions de plagioclase. La hornblende brune tardimagmatique, est largement subordonnée; les minéraux de la paragenèse secondaire diffèrent de ceux du Pelvas d'Abriès et du Pic des Lauzes par la présence de glaucophane et le lawsonite.

Le pyroxène bien conservé, est subautomorphe, de taille centimétrique à pluricentimétrique. Les caractères optiques et les teintes de polarisation

indiquent l'augite. Des déformations l'ont affecté (kink bands et extinctions onduleuses). Les bordures sont chloritisées, et il est pseudomorphosé par la glaucophane.

La hornblende brune se développe le plus souvent à la périphérie des clinopyroxènes, mais aussi à l'intérieur. Elle occupe en particulier des joints de tension qui affectent le clinopyroxène (Fig. 9). Sa formation est postérieure à celle de ce minéral qu'elle pseudomorphose localement. La hornblende brune est citée dans les flasergabbros du massif ophiolitique du Chenaillet (MEVEL & al. 1978) où elle remplace également le clinopyroxène.

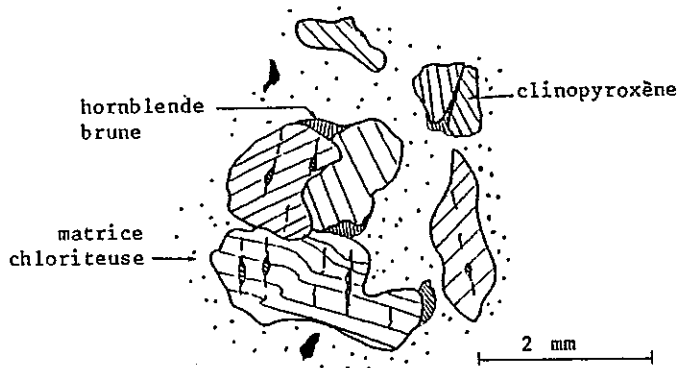


Fig. 9 Hornblende brune associée aux clinopyroxènes dans un gabbro euphotide.

La glaucophane

Elle se développe à partir des bordures et des cassures du clinopyroxène. Ses plages prismatiques montrent un pléochroïsme important (incolore à mauve).

La lawsonite

Elle figure comme l'un des minéraux de remplacement les plus fréquents du plagioclase calcique primaire. On la rencontre en baguettes allongées (de dimension inférieure à 0,5 mm) dans la matrice microcristalline constituée d'albite et de micas blancs.

L'albite et la zoïsite

Ces deux minéraux qui remplissent des filonets sillonnant la roche sont les plus tardifs.

Les euphotides du Pic Marcel diffèrent donc de ceux du Pelvas d'Abriès et du Pic des Lauzes par leur contexte structural et par leur composition minéralogique. La présence d'amphibole sodique et de lawsonite indique des conditions métamorphiques de pression comprises entre 5,5 et 9 Kb, et de température entre 250° et 390°C. La rétro-morphose également alpine s'exprime par l'apparition de l'albite dans des conditions de pression inférieure (< 5 kb) et de température sensiblement plus élevées (360 à 440°C), qui se rapprochent de celles du sous-faciès à quartz -albite-muscovite-chlorite de WINKLER (1967).

2.3 - LES FERROGABBROS

Dans les édifices ophiolitiques les ferrogabbros occupent en général le sommet des cumulats et représentent les facies les plus évolués (BERTRAND & al. 1982). Très sombres, presque mélanocrates, ils sont très riches en oxydes ferro-titanés et en augite.

Alors qu'ils sont relativement abondants dans le secteur de St-Véran (AYOUB, 1984), on ne les retrouve que très localement dans les autres massifs ophiolitiques du Queyras.

Pour des raisons d'écaillages tectoniques, la transition avec les dolérites n'a pas été observée

A l'affleurement, ils sont composés de minéraux bleutés iso-granulaires et orientés, baignant dans une matrice chloriteuse riche en poussières d'oxydes.

Au microscope, il s'agit d'amphibole bleue (glaucothane¹ crossite) qui pseudomorphose un ancien pyroxène. La phase intercumulus assez peu développée est représentée par l'ilménite et le leucoxène. L'apatite est liée à la présence des oxydes ferro-titanés.

Les minéraux métamorphiques que l'on observe généralement sont les suivants: glaucothane, chlorite, épidote (pistachite) +/- albite tardive. Par l'absence de lawsonite, cette paragenèse secondaire diffère de celle des ferrogabbros du secteur de Saint-Véran.

Les minéraux qui constituent la paragenèse primaire des séquences gabbroïques du Queyras sont identiques à ceux du massif du Chenaillet (BERTRAND & al., 1981; MEVEL 1975; MEVEL & al., 1978), mais la paragenèse secondaire relève de conditions de pression plus élevées, imputables au métamorphisme de faciès "schistes-bleus" d'âge alpin.

On note par ailleurs de fortes affinités avec les séquences gabbroïques de Corse (OHNENSTETTER, 1975) et des Apennins (BECCALUVA & al., 1976).

Comme le souligne C. AYOUB (1984), les gabbros occupent à l'échelle du Queyras différents gisements:

- à la base d'écaillages chevauchantes: klippes du Pelvas d'Abriès;
- en intrusion dans les péridotites : au Pic Marcel;
- en "boules" emballées dans un matériel chlorito-schisteux, dans le secteur de Saint-Véran, et au Bric-Bouchet (=olistolites)

Ces différents types de gisement témoignent donc d'une position superficielle sur le fond marin en relation avec des phases tectoniques, intraocéaniques. Ces roches ont été démantelées rapidement après leur mise en place.

III - LES ROCHES HYPABYSSALES ET EFFUSIVES

3.1 - LES DOLERITES qui souvent forment la zone de transition entre les gabbros cumulatifs et l'ensemble effusif dans différents massifs ophiolitiques (JUTEAU¹, 1974; TERRY², 1974; OHNENSTETTER & ROCCI, 1975a; BERTRAND³ & al., 1982) ne constituent pas un véritable horizon bien défini et continu dans les séquences ophiolitiques des Alpes Cottiennes.

- 1 : dans les ophiolites des nappes d'Antalya (Turquie)
- 2 : dans le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce)
- 3 : dans le massif ophiolitique du Chenaillet

Au Chenaillet, on les observe en filons dans les gabbros et dans l'ensemble effusif, ainsi qu'en petits massifs qui se sont mis en place sous la couverture de laves (BERTRAND & al., 1981).

Dans le Queyras, les affleurements sont rares et d'extension réduite. Au Pic des Lauzes les dolérites se caractérisent par de fortes variations dans la taille des grains: des faciès porphyriques à plagioclase sont au contact de faciès microlitiques. Ces roches riches en glaucophane sont sillonnées de filonets leucocrates anastomosés qui leur confère localement un aspect de brèche (cf. p. 53).

Au microscope la texture est doléritique. La paragenèse primaire est principalement composée de clinopyroxène (augite) et de plagioclases reliques. La paragenèse métamorphique secondaire est constituée d'amphibole bleue (glaucophane) +/- apatite, sphène et zircon.

C. AYOUB (1984) cite des métadolérites en filons décimétriques à texture intergranulaire recoupant des ferrogabbros dans le secteur de Saint-Véran. La paragenèse actuelle est métamorphique et se rapporte elle aussi au faciès "schistes bleus".

3.2 - LES DIABASES*

Ces roches filoniennes basiques très chloritisées ont été rencontrées dans la plupart des unités étudiées. Leur proportion est assez faible (5 à 20% du volume total) par rapport à l'encaissant de nature variée: péridotites, ophicalcites, gabbros, dolérites. Leur texture et minéralogie varient selon le type de gisement

3.2.1 - Les filons du Pic Marcel - Cascavelier

- Au Pic Cascavelier, les diabases (d'épaisseur demi-métrique à métrique) recoupent les péridotites serpentinisées et aussi les serpentinites bréchifiées (ophicalcites) (TRICART et LEMOINE 1983, observations communes).

- Dans le même secteur on observe un filon de diabase situé à l'interface péridotite-gabbros. La péridotite est bréchifiée et calcitisée aux épontes du filon.

Du point de vue pétrographique ces filons sont très chloritisés. On observe de nombreux petits cubes pyrite automorphe disséminés dans la matrice. Au microscope, la texture est aphanitique: on note de nombreux oxydes (ilménite en tablette) et sulfures (pyrite), dispersés dans un fond chloriteux.

* Selon J. JUNG (1977), "on donne le nom de diabase aux dolérites ouralitisées à faciès de roches vertes. La structure de ces roches est intersertale ou ophitique. Les pétrographes des Etats Unis donnent au terme de diabase un sens plus large. La catégorie des diabases de ces auteurs englobe également celle de nos dolérites, même lorsqu'il s'agit de roches récentes".

Dans cette étude, nous emploierons le terme de diabase pour les roches basiques filoniennes qui, d'une manière générale, sont très chloritisées

Au vu de leurs modes de gisement à l'affleurement, il semble que ces matériaux soient d'anciens filons basiques. Ces filons se sont mis en place dans des zones faillées de la croûte océanique qui ont permis la circulation de fluides hydrothermaux responsables de la chloritisation très poussée.

Ces phénomènes sont communs au niveau des rides océaniques actuelles (BONATTI et al., 1975, JEHL et al., 1977, etc...).

- Dans la séquence ophiolitique du Pic Marcel, les filons de diabase se localisent à la fois dans les filons de gabbros qui sont intrusifs dans les péridotites, et dans une formation de brèche polygénique qui occupe une position stratigraphique intermédiaire entre les péridotites et les laves. Les relations génétiques possibles avec les pillow lavas sus-jacents n'ont pas été mises en évidence sur le terrain.

Du point de vue minéralogique, la paragenèse magmatique à plagioclase et clinopyroxène est pseudomorphosée par un assemblage métamorphique à chlorite, actinote, et lawsonite. La forme relictuelle de ces anciens minéraux trapus est soulignée par un fin liséré d'oxydes.

L'assemblage minéralogique de la matrice est constitué de prismes enchevêtrés de glaucophane zonée et chloritisée sur ses bordures, de baguettes et prismes de lawsonite, d'actinote, de chlorite ferromagnésienne, d'épidotes prismatiques (zoïsite), de leucoxène et de sphène.

Cette paragenèse est très proche de celle des gabbros encaissants (cf. p.12).

3.2.2. Les diabases du Pelvas d'Abriès et du Pic des Lauzes

Dans ces deux secteurs, les filons basiques d'épaisseur décimétrique recoupent les gabbros ainsi que les dolérites. Leur contact avec la roche encaissante est rectiligne, souligné par une zone sombre, riche en chlorite et en oxydes finement cristallisés, qui correspond à une bordure figée. (Fig.10)

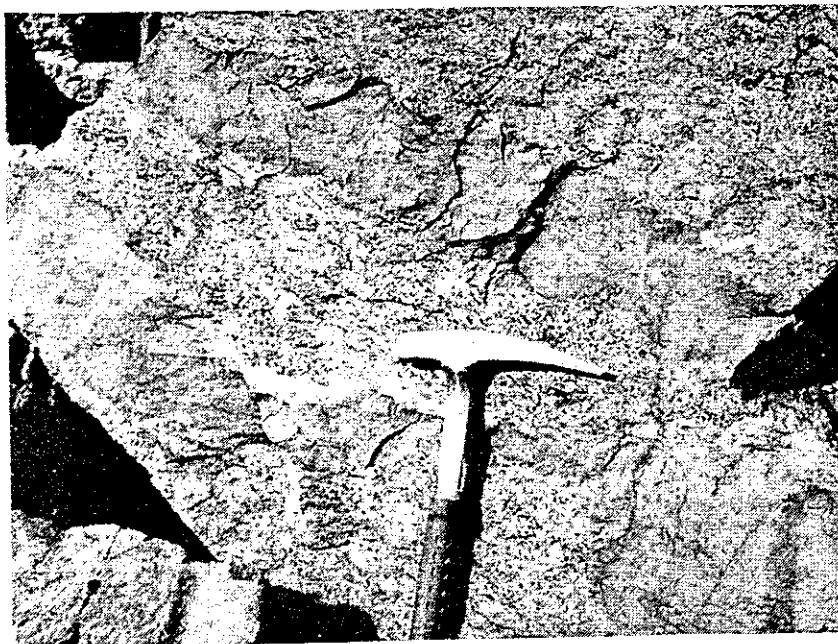


Fig.10 Filon de diabase présentant des bordures figées dans un euphotide.

Les filons sont sécants par rapport au rubanement +/- frustré des gabbros. Ils recoupent les structures de déformations (slumps, biseautages) de la roche encaissante: les gabbros étaient donc déformés lors de la mise en place des filons de diabase. Dans le cas du Pic des Lauzes, il est possible que ces filons représentent les conduits nourriciers des pillow lavas qui se situent à la partie supérieure de la séquence ophiolitique.

Du point de vue pétrographique ces laves présentent généralement une texture aphanitique. Les rares phénocristaux (de taille inférieure au mm) sont essentiellement: plagioclases reliques, très altérés et saussuritisés, ainsi que d'anciens minéraux ferromagnésiens (orthopyroxène primaire ?) complètement pseudomorphosés par un assemblage finement cristallisé de minéraux secondaires à extinction droite.

La paragenèse actuelle est le résultat de la superposition de deux types de métamorphisme: le premier de faciès "schistes bleus", le second de faciès "schistes verts" d'âge alpin

L'assemblage minéralogique, très finement cristallisé, est surtout constitué d'amphibole sodique (glaucophane) gainée de chlorite, d'épidotes (pistachite et zoïsite), de leucoxène et de sphène.

Ces dykes sont recoupés de filonets leucrates tardifs composés d'albite et d'épidote (pistachite) en prismes automorphes, ainsi que d'apatite.

De part leur variété de gisement et leur texture, ces diabases filoniennes diffèrent notamment de celles du secteur de Saint-Véran qui se caractérisent par une texture intergranulaire (doléritique) à clinopyroxène relique (augite) et par l'absence de bordure figée (AYOUB, 1984).

3.2.3 - Les pillow lavas

Ils ont été observés au Pic des Lauzes et au Pic Marcel:

- dans le premier cas, il s'agit d'une formation peu épaisse (5 à 10 mètres) et d'extension réduite (cf. carte p55) faite de pillows déformés et étirés reconnaissables par les varioles d'albite qui soulignent l'enveloppe externe des anciens pillows. Au microscope, ils se caractérisent par une texture aphyrique: les microlites de plagioclase sont abondants et présentent des formes de croissance squelettique; ils résultent du refroidissement rapide de la lave (OHNENSTETTER D. & M., 1975). Ces microlites observés dans le détail apparaissent sous diverses formes. (fig.11)

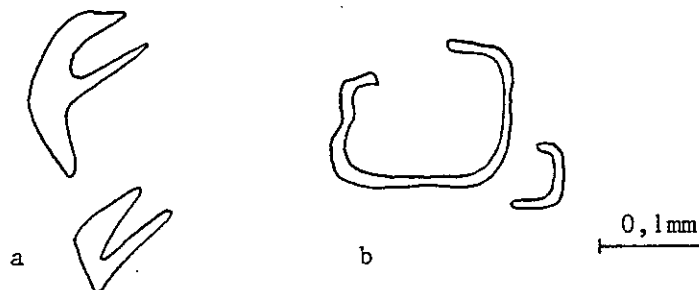


Fig. 11 détail de la forme des microlites de plagioclases

- a) en queues d'hirondelles
- b) en "boucle de ceinture"

le coeur très chloritisé, montre un assemblage métamorphique microcristallin à leucoxène, épidote (pistachite), micas blancs (muscovite, phengite) et silicates (pumpellyite);

- au Pic Marcel, l'affleurement le plus important est constitué d'un empilement de coussins épais d'une vingtaine de mètres, encadré à sa base et à son sommet par une brèche monogénique à fragments de pillows (CABY, MICHARD, TRICART, 1971) (Fig. 7). Les pédoncules des coussins métamorphisés et déformés de la coulée indiquent une polarité inverse. Les pillows bréchifiés au pied de l'affleurement nous permettent d'observer deux zones concentriques;

- le cortex, ou enveloppe extérieure, est formé d'une matière schisteuse vert sombre qui correspond à l'ancienne croûte vitreuse actuellement chloritisée;

- le coeur, de nature homogène dans lequel aucun minéral ne se distingue à l'oeil nu.

Ces caractères sont similaires à ceux décrits dans les coussins de Roche Noire (vallée du Haut Cristillan, MEVEL, 1975), de Haute-Ubaye (STEEN, 1972; MEVEL, 1975), du Chenaillet (VUAGNAT & PUSZTASZERI, 1965 a & b; MEVEL, 1975; LEWIS & SMEWING, 1980), et des Gets (BERTRAND, 1970).

Du point de vue pétrographique, les pillow lavas du Pic Marcel montrent des associations minérales différentes entre la périphérie et le coeur.

- La périphérie est surtout constituée de glaucophane et de lawsonite +/- albite, chlorite et micas blancs (muscovite, phengite) sphère et calcite.

- Dans la zone centrale, très chloritisée, des vacuoles de petite dimension ($< 1\text{mm}$) sont formées de glaucophane, en partie chloritisée, de quartz, de calcite et d'épidote (clinozoïsite). Leur bordure est soulignée par un liseré noirâtre d'oxydes finement cristallisés qui les sépare de la matrice chloriteuse (fig. 12). Les contours peuvent être irréguliers.

Autour des vacuoles on observe une disposition radiale des microlites feldspathiques que se surimpose à la texture intersertale de la matrice.

La roche est parcourue de fines veines de carbonates auxquels sont associées de nombreuses lawsonites.

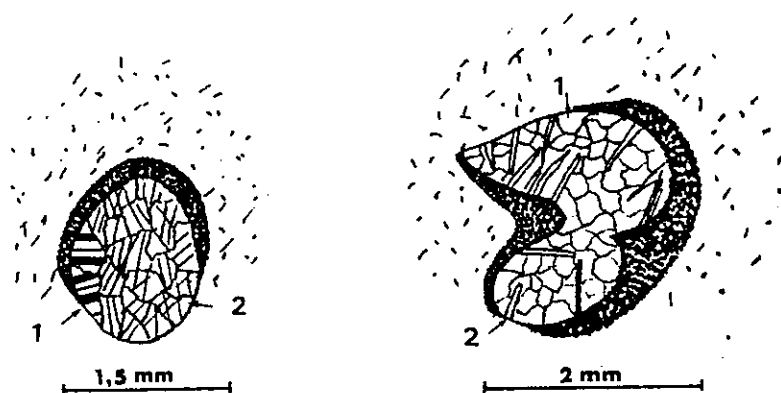


Fig. 12 : a) vacuole concentrique b) vacuole double
 1) albite 1) quartz
 2) calcite 2) clinozoïsite

Un liseré d'oxydes de fer sépare les vacuoles de la matrice

Ce type de paragenèse est comparable à celui observé dans les laves de Corse (PETERLONGO, 1968 ; OHNENSTETTER D. & M., 1978), mais diffère des paragenèses à préhnite, pumpellyite, épidote et actinote observées au Chenaillet, qui révèlent des conditions métamorphiques de type océanique (MEVEL, 1981; BERTRAND & al., 1982).

3.3. - Les matériaux acides

Les roches acides qui se situent souvent à la partie supérieure des associations ophiolitiques ont fait l'objet de nombreux travaux (COLEMAN & PETERMAN, 1975; COLEMAN & DONATO, 1979; BROWN & al., 1979; OHNENSTETTER D. & M., 1980; GERLACH & al., 1981; ASHLEY & al., 1983; PEDERSEN & MALPAS, 1984 .. etc ..).

D'une manière générale elles ne représentent qu'un faible volume par rapport aux autres unités.

Les différents affleurements étudiés dans les Alpes Cottiennes montrent que les matériaux leucocrates sont disposés le plus souvent en lentilles allongées dans les péridotites (BERTRAND et al. 1982 au Chenaillet; STEEN 1972 en Haute-Ubaye).

Dans le Queyras les affleurements de roches acides sont rares et d'extension très modeste. CARPENA et CABY (1984) citent des dykes de trondhjémites qui recoupent les gabbros (Col Agnel).

Au Pic des Lauzes des filonets leucocrates +/- diffus recoupent les dolérites dans leur partie supérieure et représentent les termes ultimes de la différenciation magmatique de la séquence. (cf. deuxième partie de cette étude).

Leur minéralogie principalement composée de plagioclase, amphibole bleue, apatite, zircon et sphène est comparable à celle des trondhjemites corses (OHNENSTETTER D. et M. 1980).

Citons enfin la présence d'une brèche polygénique à éléments acides au Pic Marcel dans la vallée du Haut-Cristillan. L'étude détaillée de cet affleurement a permis de mettre en évidence l'existence d'une formation bréchique située en position stratigraphique intermédiaire entre les péridotites et les roches volcaniques (TRICART 1973).

A sa base, elle est recoupée par des dykes basiques. Les éléments les plus foncés de la brèche sont riches en amphibole bleue, les plus clairs se caractérisent par la présence de plagioclase, quartz et pyroxène sodique en proportion variable.

La paragenèse primaire composée de plagioclase, quartz, biotite +/- apatite, zircon, allanite (LACASSIE 1981) est actuellement remplacée par des associations minérales métamorphiques à jadéite, glaucophane, lawsonite +/- phengite et calcite.

Les caractères de gisement montrent qu'il s'agit de brèches déposées sur un fond océanique à topographie accidentée. L'origine des matériaux acides de la brèche n'a pas jusqu'alors été définie clairement. Son étude fait l'objet de la partie II de ce mémoire.

GEOCHIMIE

INTRODUCTION

Les précédentes observations basées sur les études de terrain et sur la pétrographie nous ont permis de montrer qu'il existait une chronologie relative de mise en place des matériaux magmatiques au sein des successions ophiolitiques décrites.

Très peu de travaux ont été entrepris sur la caractérisation géochimique des ophiolites du Queyras (SABY, 1983; AYOUB, 1984).

Ce chapitre a pour but de mettre en évidence les liens cogénétiques possibles entre les matériaux, et de définir les tendances magmatiques principales.

Les phénomènes magmatiques et tardi-magmatiques tels que fusion partielle, fractionnement et phénomènes d'altération secondaire (spilitisation, halmyrolyse, métamorphisme) seront abordés. Cette étude géochimique nous permettra de montrer la nature de la source magmatique et de formuler une hypothèse sur le site géotectonique originel de formation.

Nos résultats seront comparés à ceux obtenus par ailleurs dans les massifs ophiolitiques de l'Ubaye (STEEN, 1972; CHAPELLE, thèse à paraître), du Chenaillet (LEWIS & SMEWING, 1981; BERTRAND & al., 1982), des Apennins (BACCALUVA & al., 1975; SERRI, 1980) et de Corse (OHNENSTETTER D & M, 1975-1982).

Méthode d'analyse et résultats analytiques

La méthode d'analyse ainsi que la précision analytique sont données en annexe (annexe 1).

Pour chaque type pétrographique la valeur de la moyenne et des extréma (maxi-mini) pour les divers oxydes et éléments en traces dosés figure également en annexe.

I - ÉTUDE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

1.1 - EVOLUTION DES TENEURS AU COURS DE LA DIFFERENCIATION MAGMATIQUE

L'évolution des teneurs en oxydes est classiquement mise en évidence par les diagrammes de type "Harker" (1909) pour lesquels nous avons choisi de porter SiO₂ en abscisse. (Fig. 13)

Les variations simultanées des oxydes par rapport à la silice conduisent à distinguer plusieurs groupes et à illustrer la mobilité de certains éléments lors des processus d'altération secondaire (spilitisation, potassification, halmyrolyse, métamorphisme).

Les traits principaux qui caractérisent nos matériaux sont les suivants:

- les teneurs de l'alumine et de la soude sont corrélées positivement à celles de la silice;
- par contre, le magnésium, le fer, le titane et le calcium montrent des corrélations négatives avec la silice.

L'enrichissement en fer dans les termes intermédiaires (ferrogabbros et dykes basiques) évoque une filiation possible avec une lignée tholéïtique.

Le comportement similaire des ferrogabbros et des roches différenciées les plus acides correspond à une association de ces deux termes sur le terrain (cf. § Pic des Lauzes) qui a par ailleurs été relevée par de nombreux auteurs (OHNENSTETTER D. & M., 1975; BEBIEN & al., 1975, etc.; SERRI, 1979; GERLACH & al., 1981; PEDERSEN & MALPAS, 1984; BERTRAND & al., 1985, etc..).

Les tendances mises en évidence par ces diagrammes reflètent des processus de mobilisation chimique qui ont surtout intéressé les alcalins et les alcalinoterreux. Ces faits évoquent l'intervention possible de la spilitisation.

1.2 - CARACTERISATION DE LA SPILITISATION

La chimie de nos matériaux reflète une tendance sodique pour les termes dont la valeur en silice est supérieure à 50%. Cette évolution correspond à une diminution corrélative de la teneur en CaO.

A l'origine de cette tendance sodique, trois hypothèses sont proposées:

- le magma primaire était originellement riche en Na₂O;
- le magma a subi une albitisation en fin de cristallisation au contact de fluides après sa mise en place;
- le phénomène d'albitisation est postérieur à la consolidation du magma.

LEGENDE DES SYMBOLES

- * Éléments acides de la brèche polygénique
- Prasinites
- ★ Pillow lavas
- Différenciats acides
- △ Dolérites
- Dykes basiques
- ▲ Gabbros
- ◆ Péridotites

Th : Tholéïtique

Ca : Calcoalcalin

Alc: Alcalin

MORB: Basaltes de ride médio-océanique

VAB: Basaltes d'arc volcanique

WPB: Basaltes intraplaques

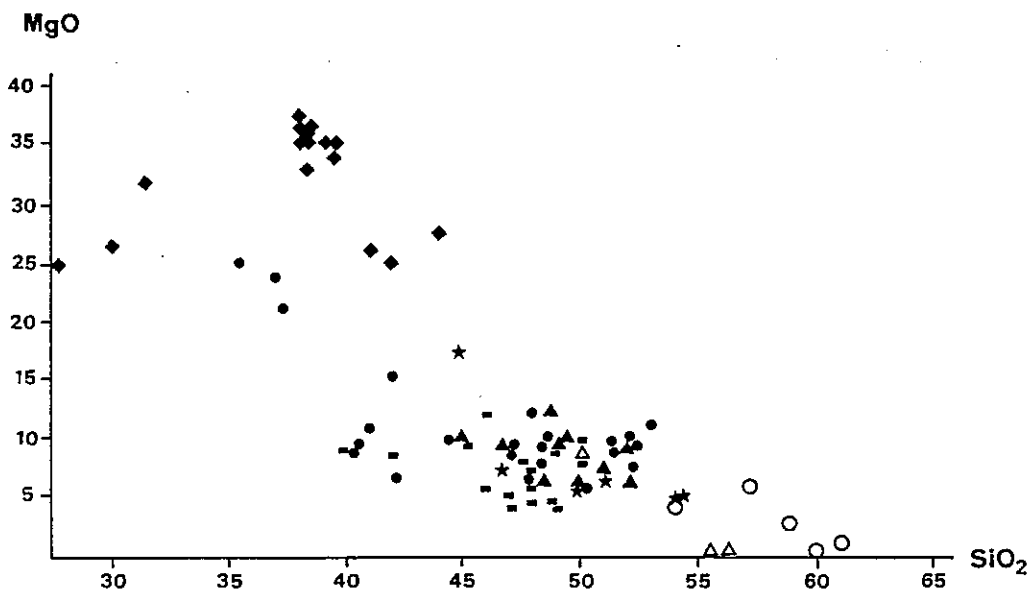
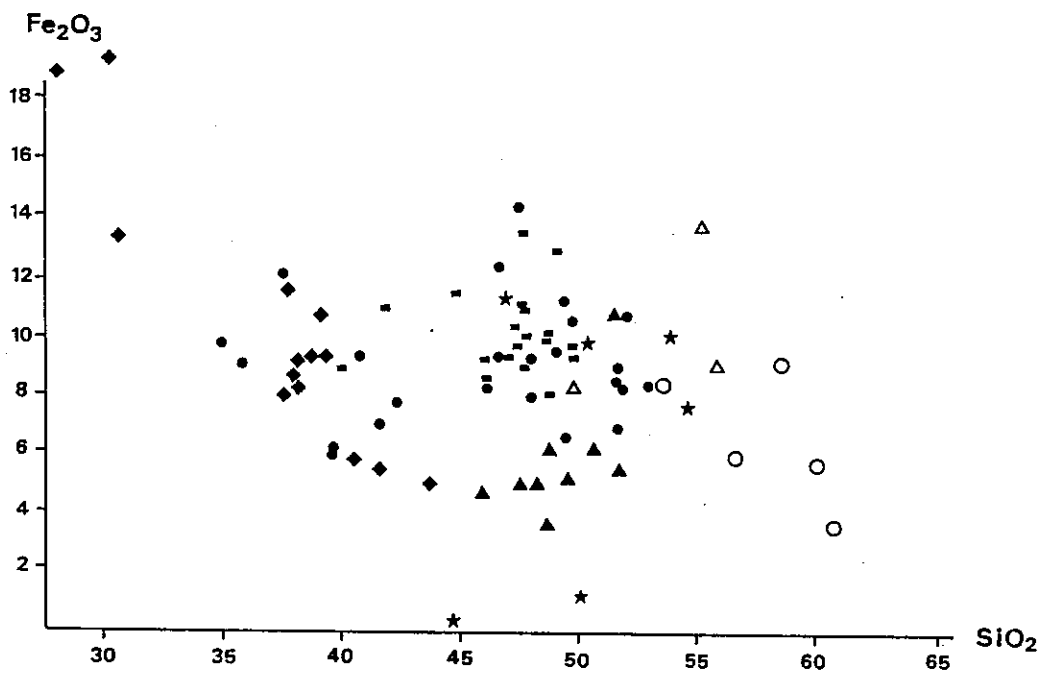
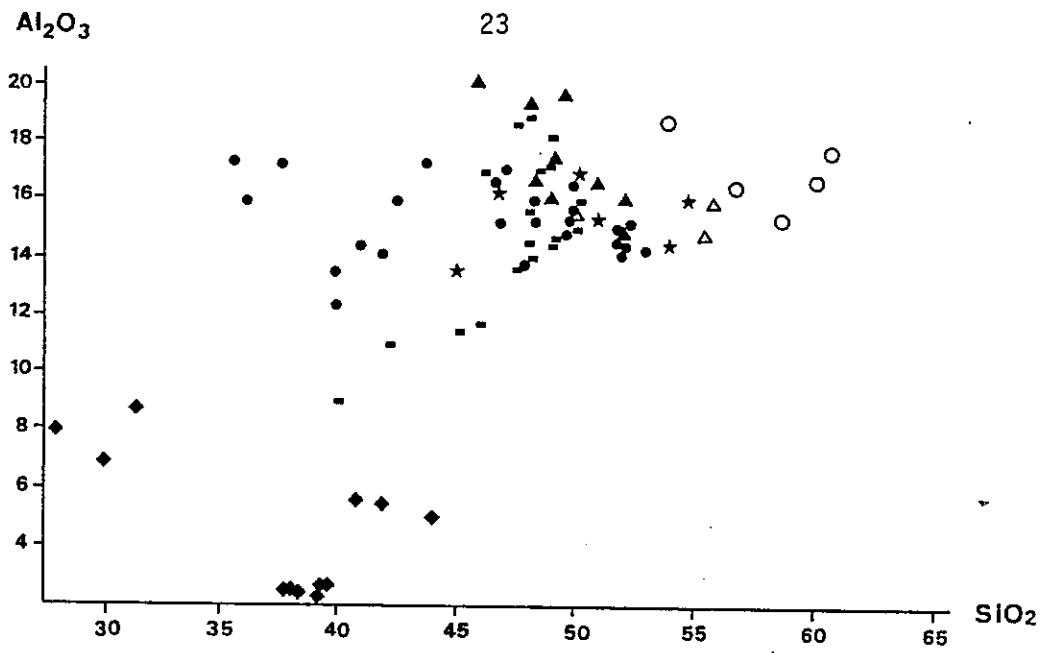
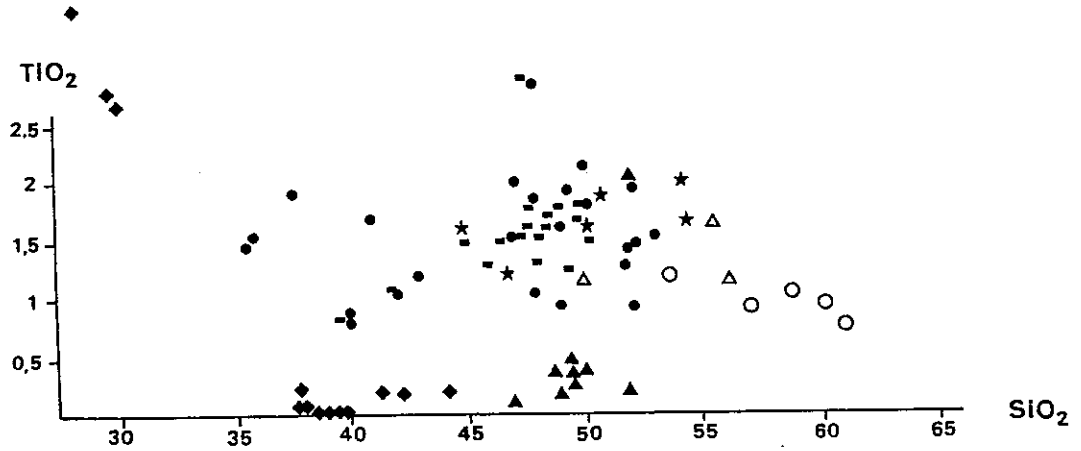
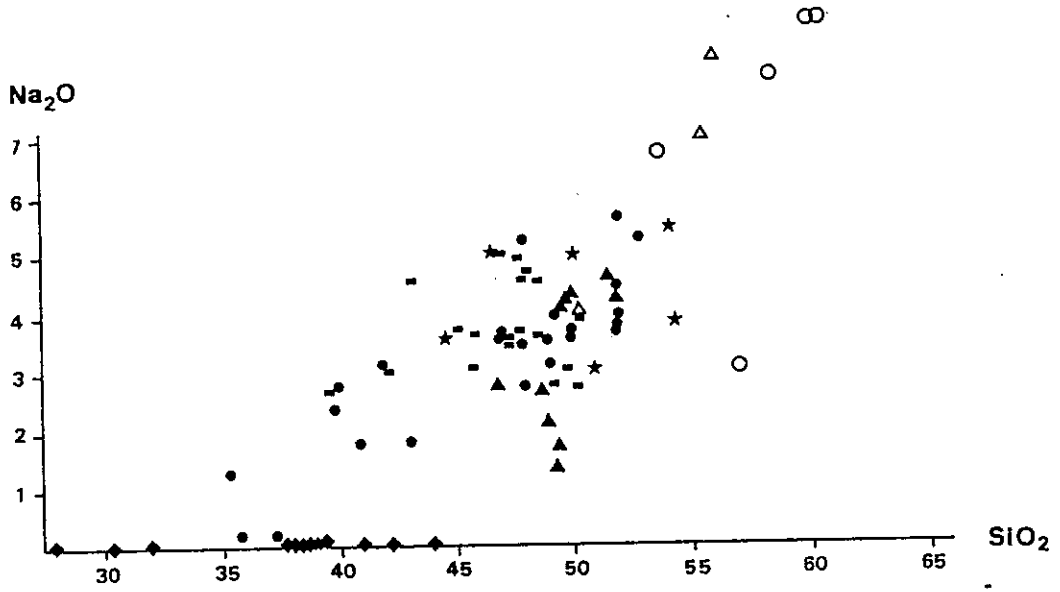
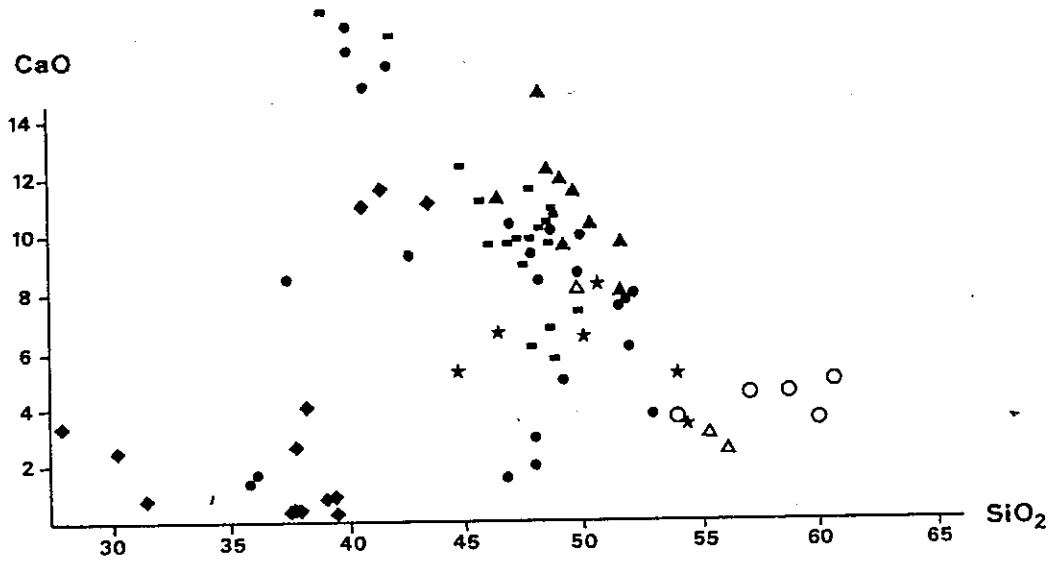


Fig. 13 Diagrammes de Harker (1909) oxydes / silice
- Série ophiolitique du Queyras -



Diagrammes de Harker (suite)

Les travaux relatifs aux processus de la spilitisation des matériaux basiques au niveau de la croûte océanique, ont montré l'existence de circuits hydrothermaux susceptibles d'engendrer par décharge sous-marine la formation d'amas minéralisés. Les eaux chaudes émises par les systèmes hydrothermaux réagissent au contact de la croûte océanique et modifient, par échanges d'ions, à la fois leur propre chimie ainsi que celle des roches basiques encaissantes (HUGHES, 1973; SPOONER & FYFE, 1973; VALLANCE, 1974; BISCHOFF & DICKSON, 1975; SEYFRIED & BISCHOFF, 1977, 1979; PARMENTIER & SPOONER, 1978; SOLER, 1980; BISHOFF & al., 1983; MOTTL, 1983; Campagnes C.Y.A.M.E.X. et D.S.D.P., etc..).

Simultanément des travaux expérimentaux ont permis de reproduire ces phénomènes d'altération en soumettant des basaltes à l'action de l'eau de mer pour diverses conditions de température et de pression, et pour des rapports eau/roche variés.

Les expérimentations (HART & al., 1974; HUMPRHIS & THOMPSON, 1978 a,b; HAJASH & ARCKER, 1980) montrent qu'à température constante au cours de son altération par l'eau de mer, le basalte est enrichi en Na et Mg et appauvri en Si, Ca, Fe, Mn. Ces échanges chimiques existent dans un domaine de température relativement vaste, mais leur nature ainsi que leur comportement dépendent de la température.

Ainsi, lorsque la température de l'eau baisse, les échanges sont inversés. La silice et le fer qui étaient lessivés à haute température, précipitent lorsque les fluides se refroidissent. Il n'est alors pas surprenant que les roches basaltiques qui se situent en fin de circuit de convection du système hydrothermal, c'est-à-dire dans la zone superficielle de la croûte océanique, soient enrichies en éléments qui au préalable ont été lessivés à plus grande profondeur et à de plus hautes températures.

La nature des échanges au niveau des basaltes de la portion supérieure de la croûte océanique sera donc inverse de celle observée dans les basaltes plus profonds. Ces échanges correspondent à peu près à ceux provoqués par l'halmyrolyse.

Une attention particulière doit donc être apportée lors de l'emploi d'éléments majeurs pour distinguer les processus d'altération à haute température de ceux générés à basse température.

MOTTL (1983) propose un modèle synthétique dans lequel la composition minéralogique des basaltes altérés varie en fonction du rapport eau/roche dans les conditions P et T du métamorphisme schistes verts (Fig. 14). Les expérimentations réalisées dans les conditions rappelant celles de l'hydrothermalisme ont montré que les rapports eau/roche durant l'altération ont un effet sur la chimie des fluides et sur la minéralisation secondaire de la roche exposée.

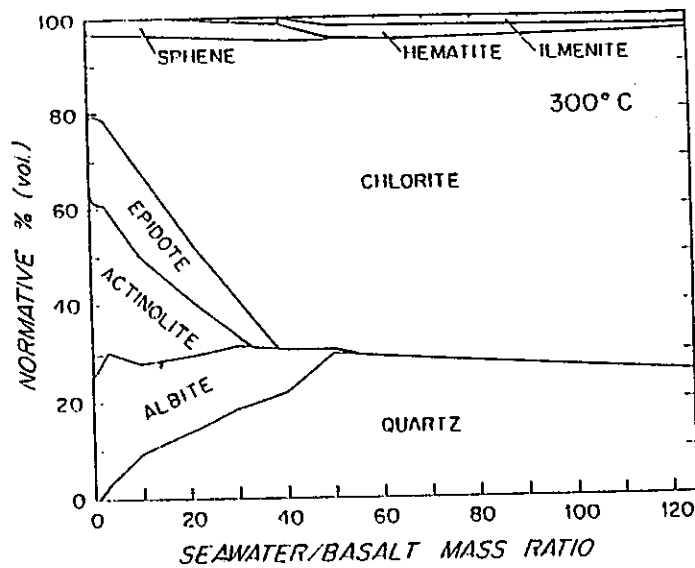


Fig. 14 Modèle synthétique mettant en relation les variations de la composition minéralogique des basaltes altérés avec le rapport eau de mer/roche, dans les conditions P et T du faciès schistes verts (300° C, 500 à 600 bars) (Mottl 1983)

Les modifications minéralogiques majeures engendrées par ces processus se traduisent surtout par la formation de chlorite, de quartz, de trémolite-actinote et d'épidote.

Les principales transformations sont les suivantes (pour un rapport eau/roche inférieur à 50):

plagioclase → albite + chlorite
 plagioclase → albite + épidote
 plagioclase + pyroxène → chlorite + épidote
 pyroxène → actinote
 olivine → chlorite + pyrite
 verres interstitiels → chlorite + actinote

La transition entre les conditions de "roche dominante" et "d'eau de mer dominante" apparaît brusquement autour d'un rapport eau/roche égal à 50: au delà de cette valeur, le solide est saturé en Mg, et appauvri en Ca, Na, K, Mn, Zn, et l'association minérale est à chlorite-quartz (Fig. 14).

Du point de vue chimique, la chloritisation d'une roche s'accompagne d'un gain en Mg et d'une perte en Ca.

Les altérations qui conduisent à des assemblages riches en épidote offrent des variations moindres.

Les éléments en traces sont eux aussi plus ou moins affectés par les processus de la spilitisation. HUMPHRIS & THOMPSON, (1978) ont montré la mobilité de certains de ces éléments lors des échanges avec les fluides hydrothermaux, et en particulier celle du strontium. Les metabasaltes riches en épidote sont enrichis en Sr alors que les metabasaltes chloritisés ne montrent pas de variation pour cet élément, ce qui est le cas pour nos roches (Fig. 15).

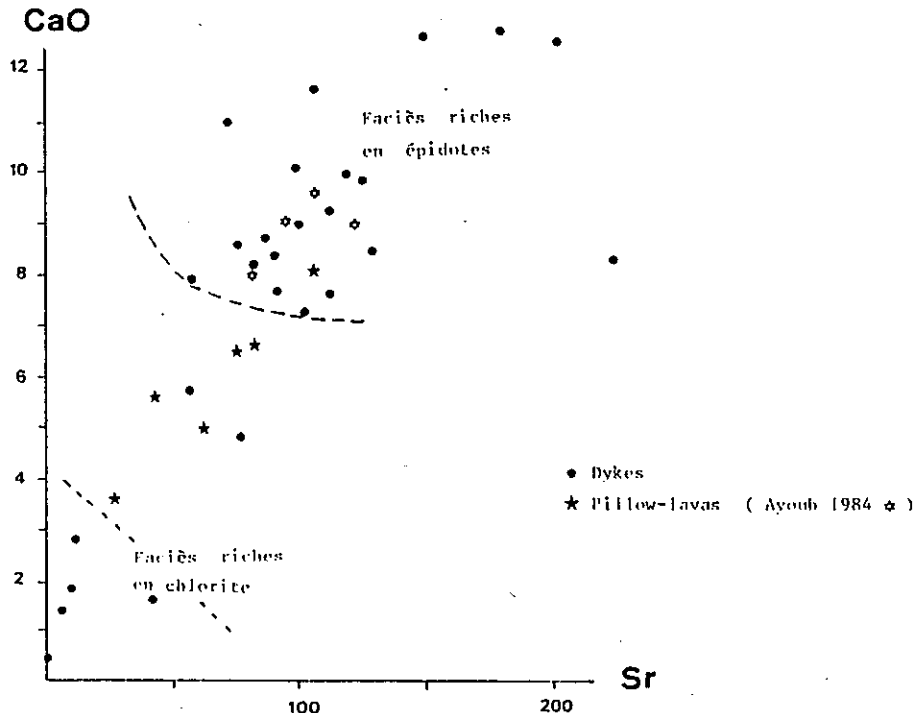


Fig. 15 Diagramme CaO / Sr

La forte corrélation entre ces deux éléments suggère que la concentration du Sr est contrôlée par les mêmes processus chimiques que le calcium.

Le Sr est donc particulièrement mobile lors des processus d'altération et de métamorphisme et varie corrélativement avec le Ca dont il occupe les mêmes sites par substitution.

Le Cu est également très mobilisé lors de tels processus et précipite localement sous forme de veines sulfurées.

Y et Zr qui se concentrent dans les liquides résiduels durant la cristallisation fractionnée sont peu mobilisés lors des altérations secondaires; leur teneur dépendra donc de l'importance de la cristallisation du basalte avant sa mise en place.

1.3. INFLUENCE DU PHENOMENE DE SPILITISATION

Les diagrammes de HARKER (1909) montrent une dispersion importante des teneurs en Ca et en Na, et une dispersion moindre pour le fer.

Le comportement relatif de CaO et de Na₂O (Fig. 16) permet, selon VALLANCE (1974) de séparer les roches spilitiques de celles qui ne le sont pas.

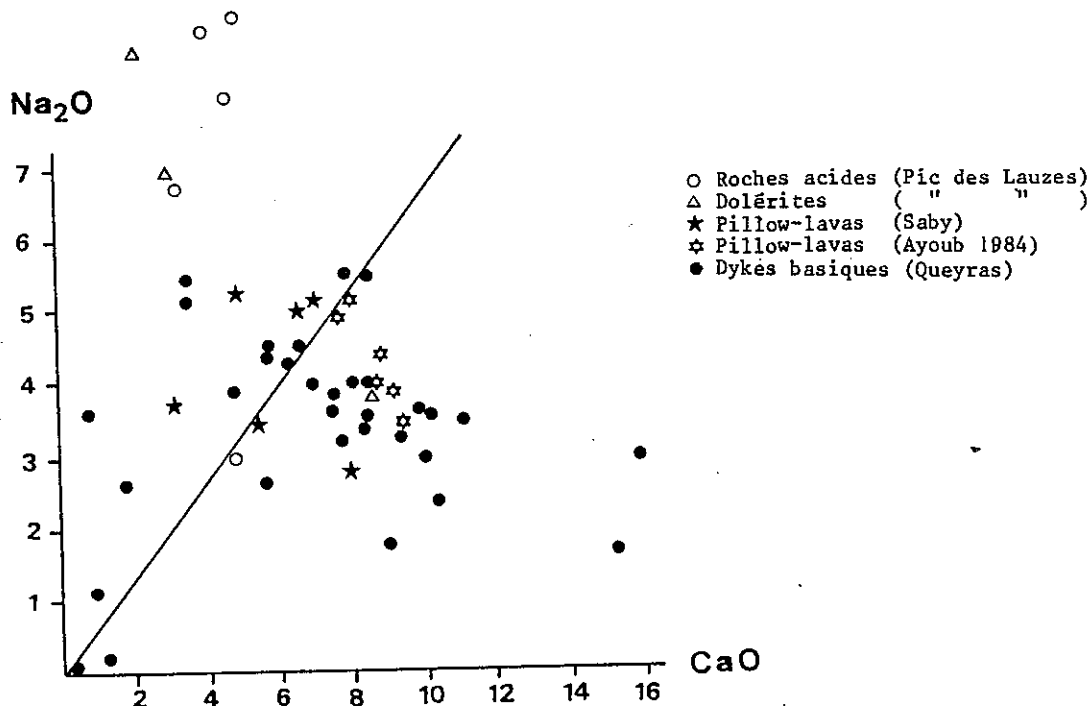


Fig.16 Diagramme Na₂O - CaO (Vallance 1974)

Les métadiabases, les basaltes en coussins et les dolérites montrent une augmentation du Na₂O corrélative d'une diminution du CaO. L'ensemble des échantillons qui tombe dans le domaine des roches spilitisées se divise en deux groupes:

- les dolérites et différenciés acides
- certains dykes de métadiabases et pillow lavas

1) La tendance sodique des dolérites et des différenciés acides est liée à l'albitisation du plagioclase, dûe au lessivage du calcium qui est remplacé par le sodium lors des processus d'altération. Elle est liée aussi à la présence d'amphibole sodique secondaire (glaucophane) qui pseudomorphose probablement d'anciens pyroxènes ou amphiboles magmatiques (cf. § Pic des Lauzes p.60).

2) Les dykes de métadiabases qui tombent dans le domaine des roches spilitiques correspondent à des matériaux intrusifs dans un niveau très superficiel de la croûte océanique comme l'atteste leur position actuelle conservée à l'affleurement qui témoigne d'une mise en place dans des zones de discontinuités et/ou de distension; c'est le cas des diabases:

- en intrusion dans les péridotites (échantillons C1 et C2) plus ou moins bréchifiées (ophicalcites), ou bien à l'interface péridotite-gabbros au Pic Cascavelier (échantillon M10).

- dans les lentilles de gabbros boudinées, elles-même intrusives dans les péridotites au Pic Marcel (M9).

- en intrusion dans la formation bréchique du Pic Marcel. (cf. §. p. 93) qui repose sur un plancher de péridotites. (échantillons M27, M29, M41, M42, M43).

Du point de vue minéralogique ces métadiabases sont surtout chloriteuses (M10 - C9) et riches en pyrite et ilménite. Leur mise en place s'est faite en présence de fluides hydrothermaux comme l'atteste la présence d'opicalcites. Cet hydrothermalisme serait responsable de la transformation très poussée de ces basaltes quelque fois transformés en chloritites.

Des points de vue structural, pétrographique et géochimique, cet ensemble de métadiabases très altérées s'oppose à celui des filons peu transformés qui ont été échantillonnés dans les gabbros massifs du Pelvas d'Abriès et du Pic des Lauzes (cf. p.16).

Le contexte de mise en place de cette autre famille de filons est différent comme l'atteste la nature massive de l'encaissant qui s'oppose aux zones fragiles de distension ou de discontinuités évoquées dans le cas précédent. Suivant la nomenclature de VALLANCE (1974), ces filons non spilitisés sont cependant altérés (paragenèse à albite - chlorite - épidote) et se sont probablement mis en place à plus grande profondeur dans la croûte océanique, ou, éventuellement à l'écart de secteurs empruntés par les circuits hydrothermaux.

1.4. CONCLUSION A L'ETUDE DU PHENOMENE DE SPILITISATION

Le phénomène de spilitisation a donc, dans le cas de nos matériaux, une importance limitée dans l'espace et se concentre localement dans d'anciennes zones de faiblesse de la croûte océanique qui constituaient un environnement privilégié pour les circulations hydrothermales.

Il est donc possible qu'au niveau des zones fragiles du plancher océanique, la spilitisation a été contemporaine de la circulation des fluides, alors qu'au niveau des pillow lavas il est plus difficile de distinguer les effets de la spilitisation de ceux de l'halmyrolyse. Ce dernier type d'altération a certainement été prédominant au niveau du plancher océanique en contact prolongé avec l'eau de mer.

Il apparait donc que la mobilité de certains éléments, et en particulier du Na et du Ca, lors des processus de spilitisation, doit être prise en compte dans la suite de l'étude géochimique.

II TYPOLOGIE MAGMATIQUE DE LA SERIE OPHIOLITIQUE

2.1. MISE EN EVIDENCE DU CARACTERE THOLETTIQUE DE LA SERIE.

Dans le diagramme classique de KUNO (1968) A.F.M. (Fig.17), les effets de la spilitisation se traduisent par une dérive notable des matériaux à composition intermédiaire et acide, en direction du pôle alcalin. Il est cependant évident que nos points suivent une lignée évolutive de type tholéitique, mise en évidence par un enrichissement en fer ("Fenner Trend") dans les termes de composition intermédiaire (métabasaltés, pillow lavas et même prasinites).

Ces caractéristiques sont comparables à celles du massif du Chenaillet (Fig.19), de Corse et des Apennins. L'utilisation du diagramme de BESSON et FONTEILLES (1974), dans lequel l'alumine remplace les alcalins, permet une discrimination plus sûre; les éléments mis en jeu sont théoriquement moins mobiles lors des processus de spilitisation. Nos points (Fig. 18) suivent pour la plupart une évolution de type "tholéitique", analogue à celle qui caractérise les ophiolites corses.

Une meilleure appréciation des processus de différenciation

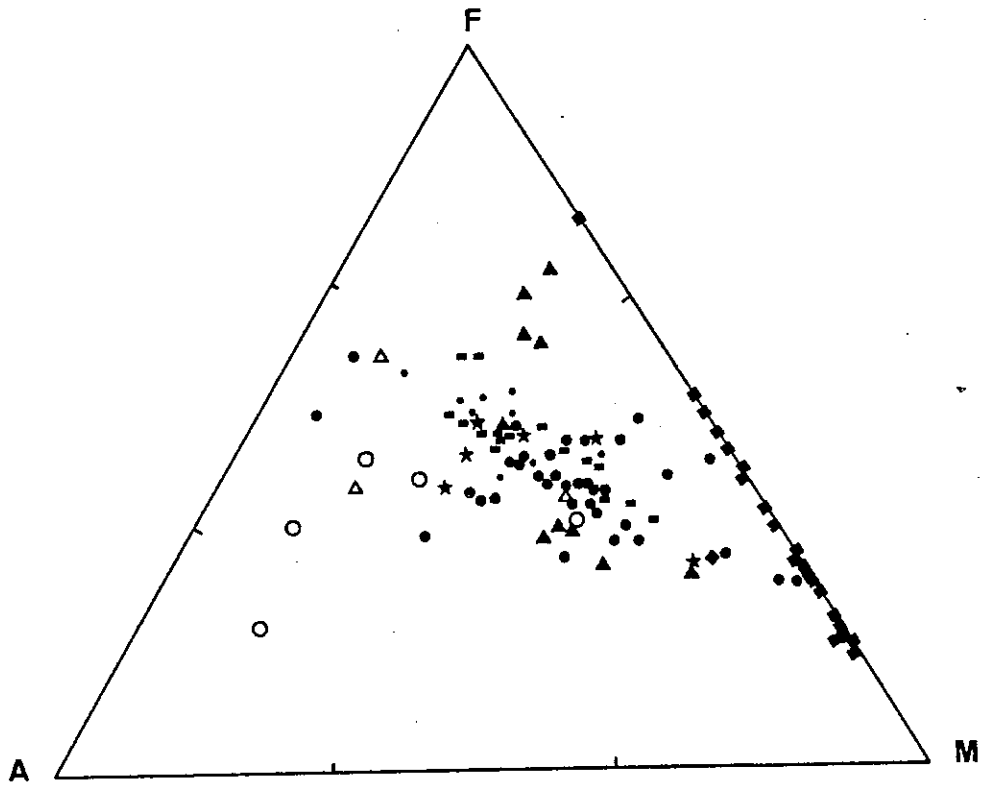


Fig. 17 : Diagramme A-F-M (Kuno 1968)
 $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$

- dykes Ayoub (1984)
- métadiabases Chapélie (1983)

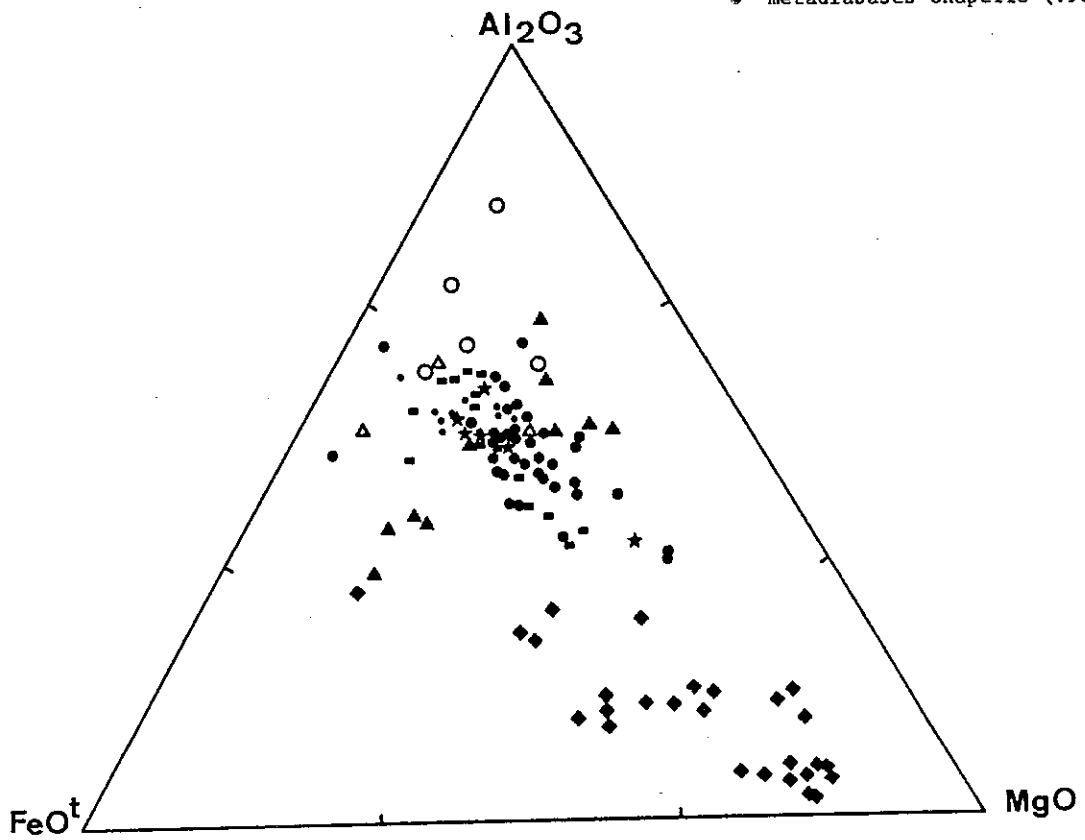


Fig.18 : Diagramme Al_2O_3 - FeO^t - MgO (Besson & Fonteilles 1974)

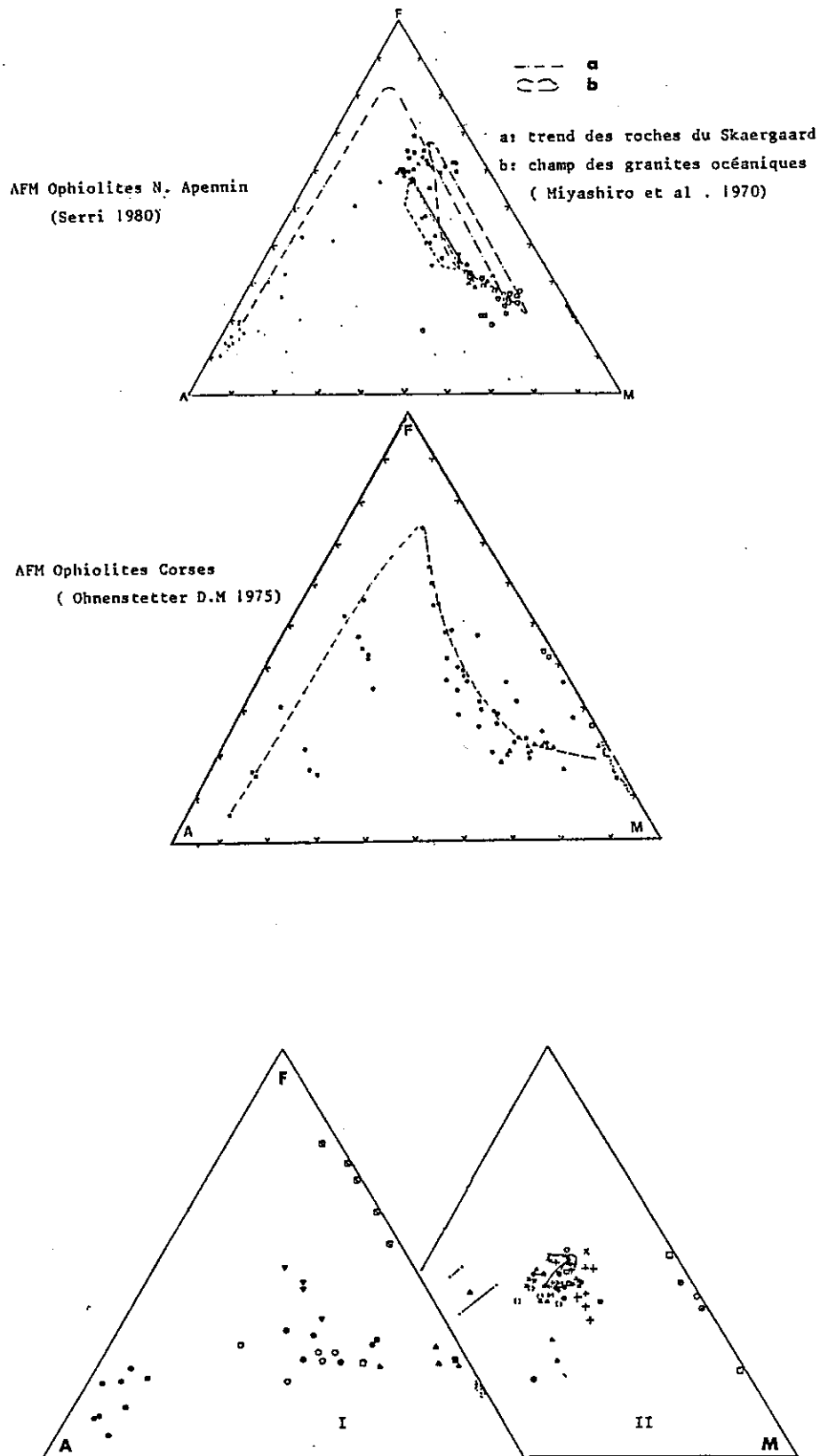


Fig. 19

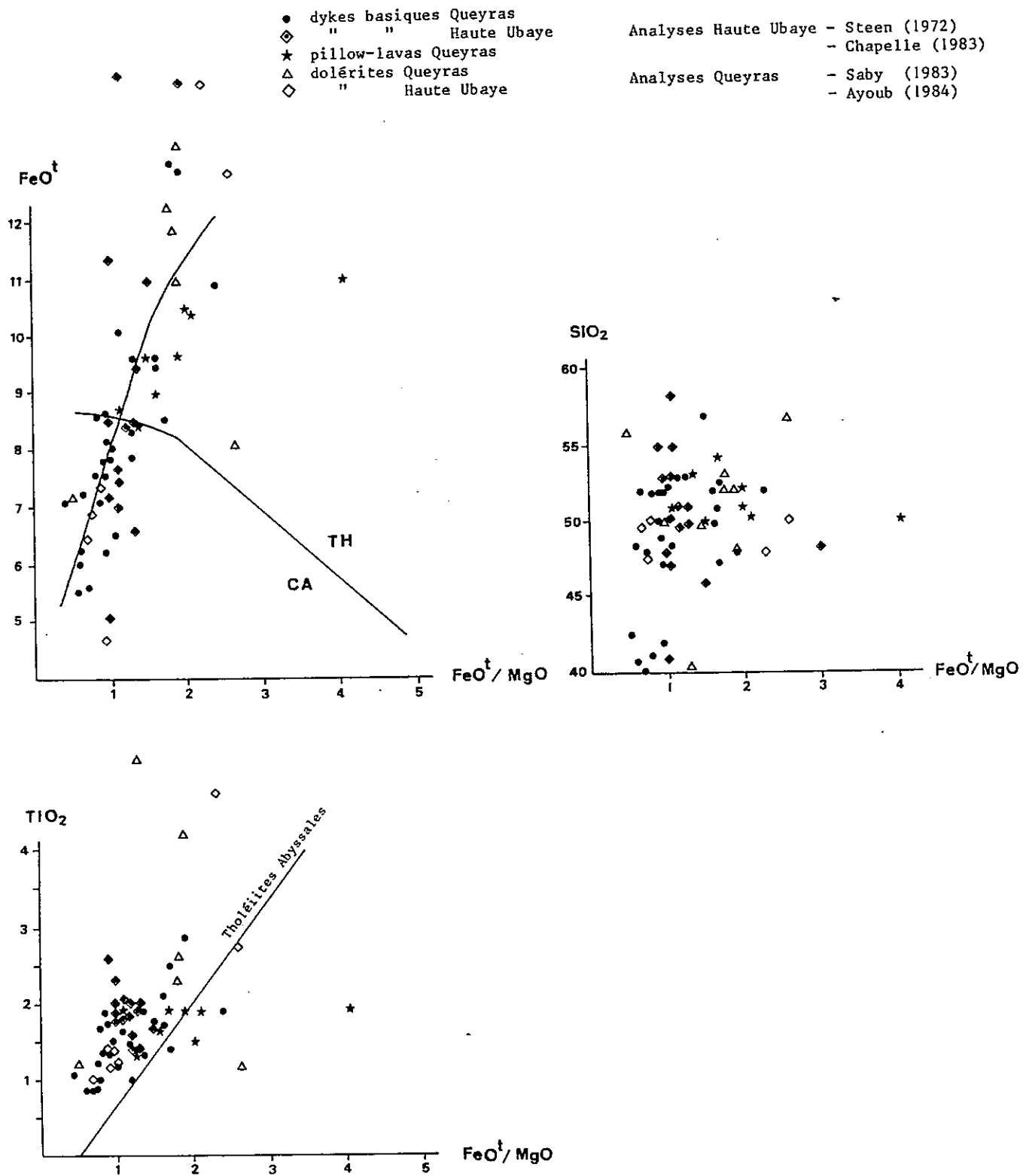
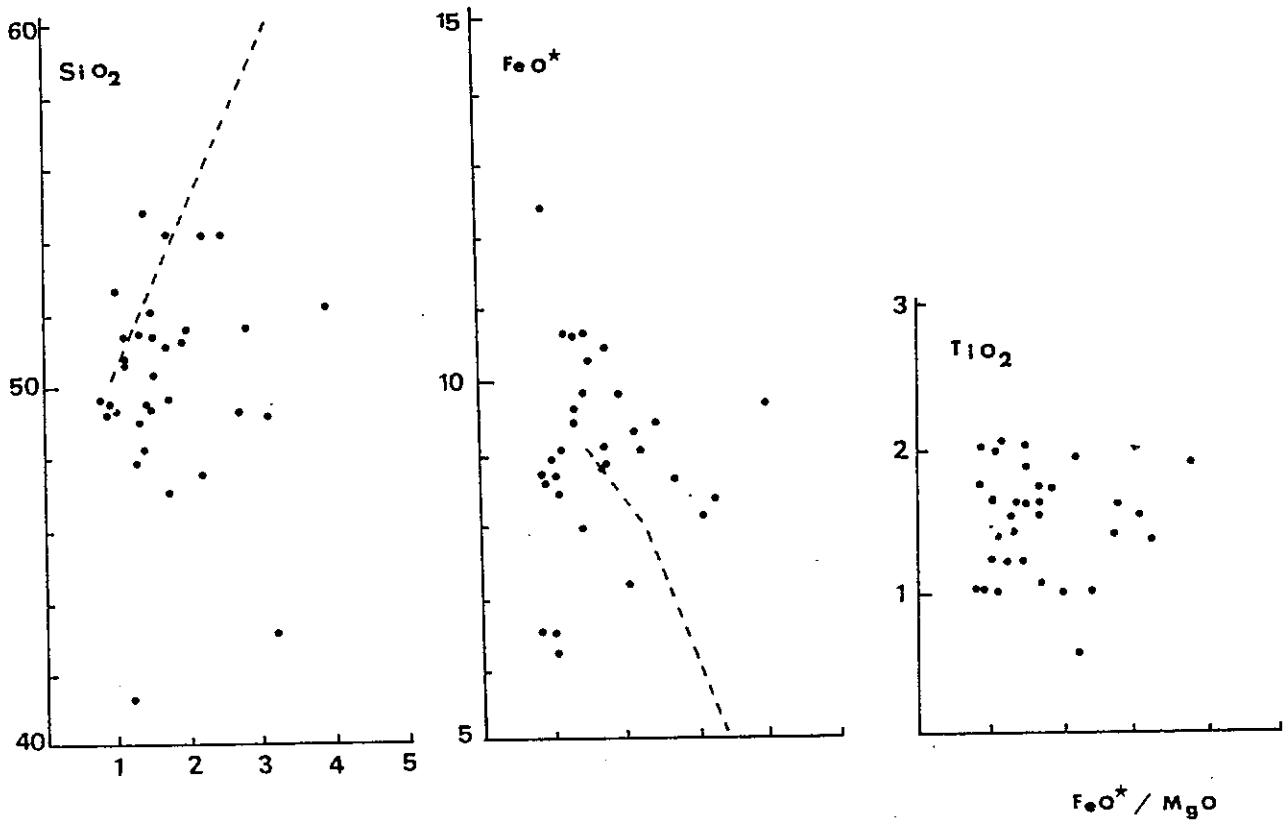


Fig.20 Diagrammes de Miyashiro (1973)



(analyses corses .D et M.Ohnenstetter 1975)

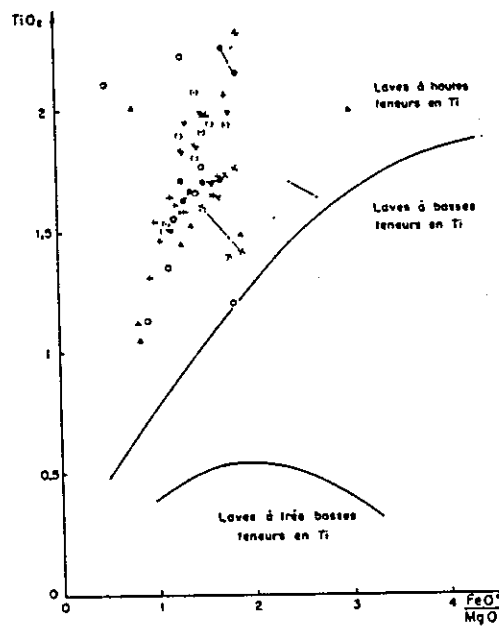


Fig. 21 diagramme $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$. Miyashiro (1973)

Représentation des roches hypabyssales, filoniennes diabasiques dans les gabbros et des volcanites (massif du Chenaillet)

peut être illustrée par les diagrammes de MIYASHIRO dans lesquels les variations de la teneur en fer et Mg sont pondérées en prenant en compte la variation du rapport de ces deux éléments qui présente une meilleure inertie aux phénomènes d'altération. L'emploi de ces diagrammes est restreint à des roches de composition basique à intermédiaire.

- diagrammes de MIYASHIRO, (1973) (Fig.20).

. Les séries tholéitiques se caractérisent par un accroissement en fer et titane alors que la silice ne varie que dans une faible mesure en fonction du rapport FeO^{tot} / MgO .

. Les séries à affinités calco-alcalines se distinguent par un enrichissement de la silice et par un appauvrissement en fer et titane.

Nos matériaux (Queyras / Haute-Ubaye) suivent la lignée de différenciation des tholéites abyssales et montrent une nette affinité tholéitique avec un enrichissement marqué en fer et titane.

Cette évolution est comparable à celle observée dans les massifs ophiolitiques du Chenaillet de Corse et des Apennins (Fig.21).

L'étude du comportement des éléments en traces réputés beaucoup plus incompatibles lors des phénomènes magmatiques, et inertes lors des processus d'altération nous permettra:

- de déterminer les modalités du fractionnement dans les roches basiques,
- de montrer le cogénéisme possible des liquides,
- d'évaluer le taux de fusion partielle,
- d'essayer de définir le site géotectonique originel de formation.

III - NATURE DU FRACTIONNEMENT DES BASALTES ET DES TERMES ACIDES ASSOCIES

3.1. CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES ELEMENTS EN TRACES

Les éléments en traces tels que l'yttrium, le titane, le zirconium et le niobium, classés par ordre d'incompatibilité croissante se concentrent dans le liquide résiduel lors de la cristallisation fractionnée (PEARCE et NORRY 1979). L'altération hydrothermale a peu d'effets sur ces éléments (cf. p. 27) qui reflètent donc les valeurs de la roche originelle (CANN 1970; PEARCE et NORRY 1979).

La nature du fractionnement des roches basiques est mise en évidence dans les diagrammes Ti - Zr, Y - Zr, et Nb - Zr (PEARCE et NORRY 1979).

Il faut cependant être prudent quant à l'utilisation des analyses disponibles: en effet, ces diagrammes ont été construits pour la discrimination de liquides de composition basaltique. Il convient donc d'effectuer dans un premier temps un tri des échantillons analysés avant de les reporter dans les diagrammes.

La méthode consiste à éliminer les matériaux d'origine cumulative, les roches différenciées acides ainsi que les roches d'origine sédimentaire.

. Un premier tri se fait lors de l'observation microscopique
 . L'emploi de diagrammes utilisant des éléments inertes tels que Al_2O_3 , TiO_2 ; Zr permet de le compléter.

- Le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (PEARCE comm. orale 1984) (Fig. 22) définit un champ de composition moyenne pour les liquides basaltiques qui cependant peut varier en fonction des unités étudiées. Seuls les échantillons qui tombent dans ce champ peuvent être employés dans un diagramme de discrimination des basaltes. Les roches cumulatives se répartissent dans le domaine défini par les pôles plagioclase - olivine - liquides basaltiques.

- Le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Zr}$ (PEARCE 1984 - comm. orale) (Fig. 22) semble moins discriminant que le premier, dans le cas de nos analyses.

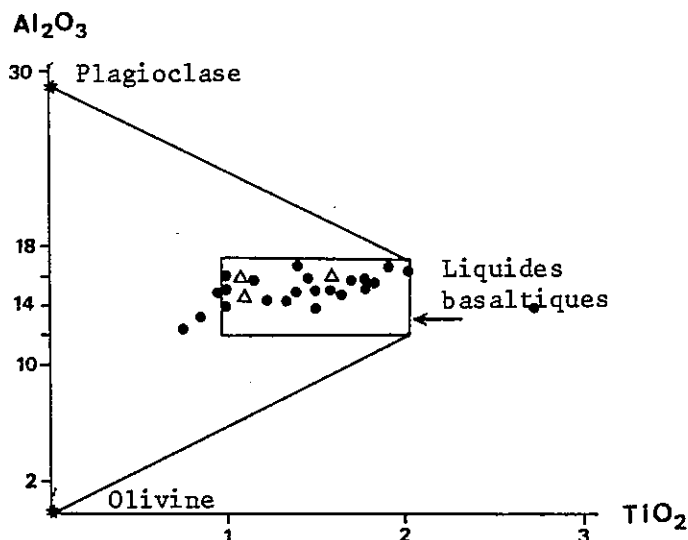
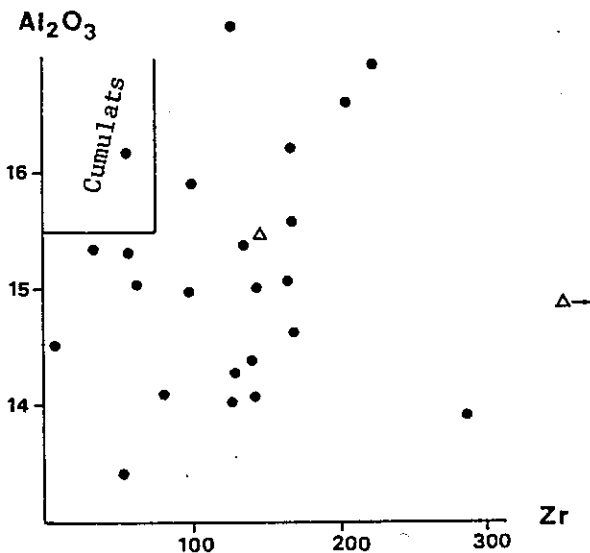


Fig.22 Diagrammes $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$
 et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Zr}$
 (Pearce 1984)

destinés au tri des cumulats
 et des liquides basiques.



- Le diagramme Ti - Zr (PEARCE et NORRY 1979) (Fig. 23) à l'avantage de distinguer les champs des basaltes d'arcs volcaniques des basaltes intraplaques et des basaltes de ride océanique, ainsi que de séparer les roches basiques et ultrabasiques des laves de composition intermédiaire à acide. Seuls les points tombant dans la partie gauche du diagramme doivent être utilisés dans les diagrammes de discrimination des basaltes.

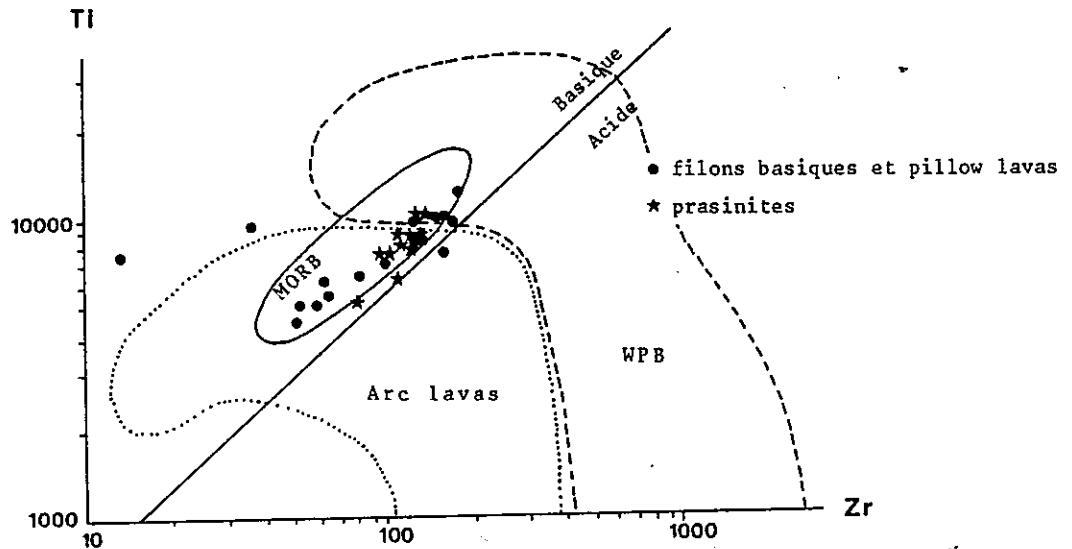


Fig. 23 Diagramme Ti/Zr (Pearce & Norry 1979)

3.2. ETUDE DU FRACTIONNEMENT

Les travaux de PEARCE et NORRY (1979) permettent à partir des éléments en traces:

- d'établir l'existence d'une ou de plusieurs lignées magmatiques.
- d'évaluer la nature des minéraux fractionnés à partir des corrélations que l'on observe entre les éléments incompatibles pris deux à deux tels que Ti-Zr, Y-Zr, et Nb-Zr.

Ces éléments, du fait de leurs coefficients de partage (sol/liq) différents, permettent de visualiser les processus de fractionnement.

Nous avons reporté dans les trois représentations graphiques l'ensemble des analyses des roches basiques filoniennes ou en coulées du Queyras (analyses personnelles et analyses AYOUB, 1984) ainsi que les roches acides du Pic des Lauzes dont l'étude fait l'objet du deuxième chapitre de ce mémoire (cf. p. 53).

Par ailleurs les champs des roches basiques et des albitites des massifs du Chenaillet et de la Gavia (CHAPELLE, thèse à paraître) sont figurés.

Sur les diagrammes TiO_2 % - Zr ppm, Y-Zr et Nb-Zr, (Fig 24 25, 26) le caractère plus fractionné des matériaux acides par rapport aux termes basiques se traduit par des teneurs plus élevées en Y, Nb

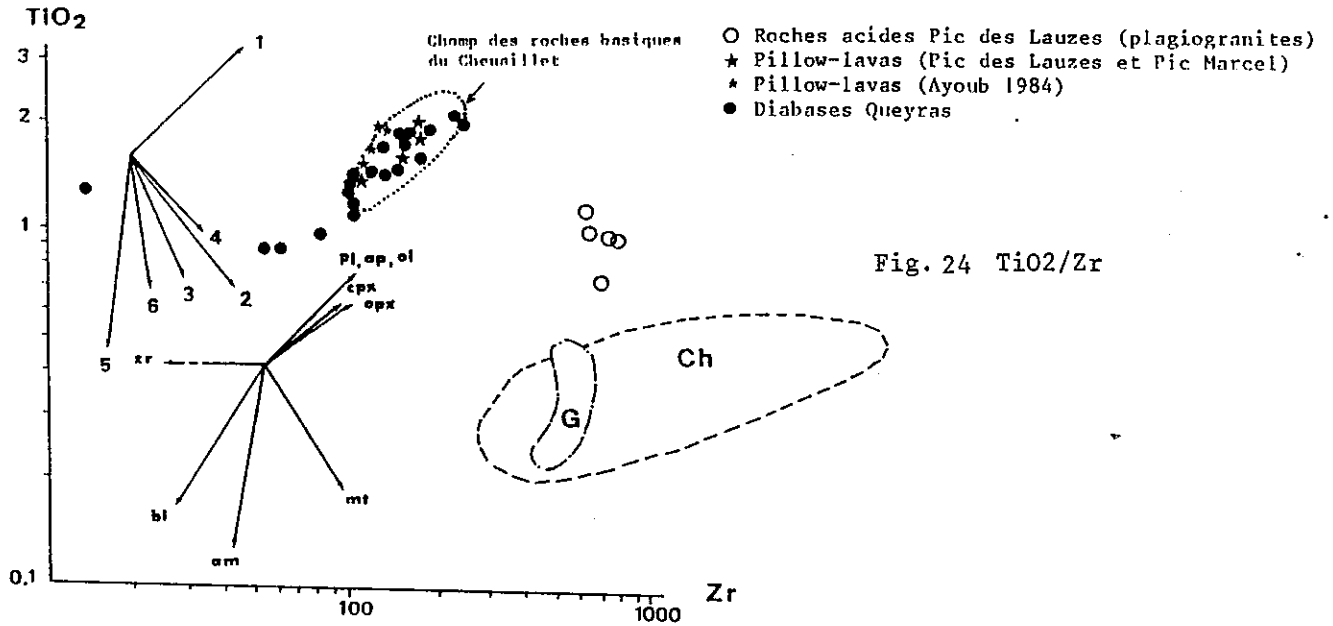


Fig. 24 TiO_2/Zr

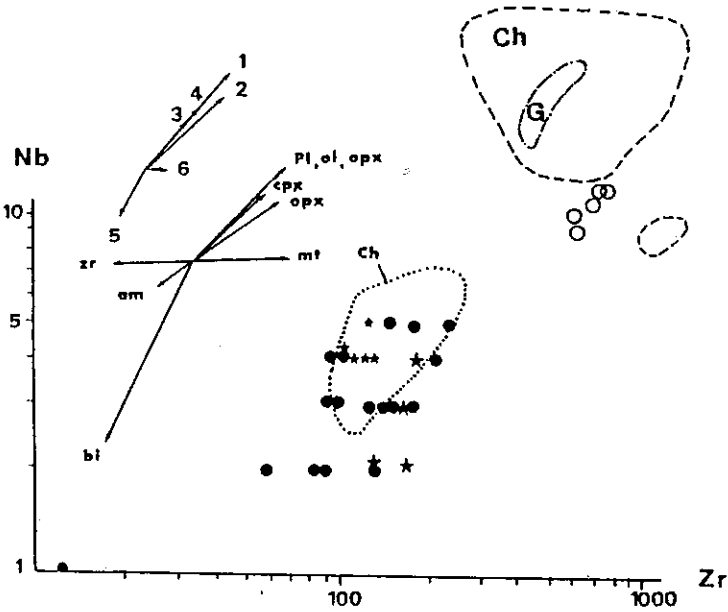


Fig. 25 Nb/Zr

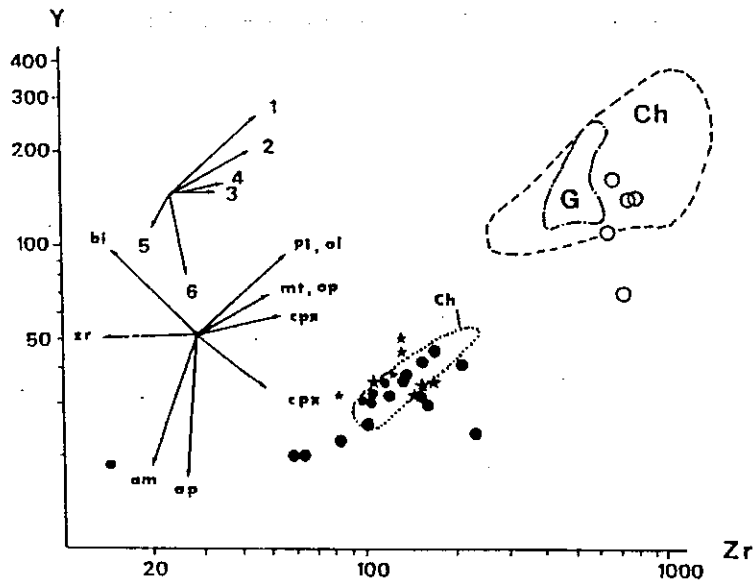


Fig. 26 Y/Zr

Diagrammes de Pearce & Norry (1979), consacrés à l'étude du fractionnement des roches acides par rapport aux roches basiques associées.

et Zr ainsi que par une diminution des teneurs en TiO₂ consécutive du fractionnement des oxydes ferro-titanés et des minéraux ferro-magnésiens au niveau des roches basiques.

. Les roches acides

Les roches acides se situent dans le prolongement de la lignée magmatique des matériaux basiques et figurent comme des différenciés probablement issus du fractionnement ultime de la série. Cette hypothèse sera discutée dans le chapitre consacré à l'étude des différenciés acides du Pic des Lauzes (cf. p 53).

. Les roches basiques

La forte corrélation positive entre Ti et Zr confirme l'origine tholéitique océanique de ces matériaux. La tendance observée correspond au vecteur de fractionnement 1 de PEARCE & al. (1979) (pl 50%; cpx 30%; ol 20%). Ce type de comportement s'accorde avec les observations faites dans le secteur proche de Saint-Véran (AYOUB, 1984) et aussi avec les données que l'on possède sur les roches basiques du Chenaillet et de la Haute-Ubaye (Gavia) (CHAPELLE, thèse à paraître).

La nature du fractionnement mis en évidence par les rapports Nb-Zr et Y-Zr confirme l'importance de la participation du plagioclase. Les dykes et pillow lavas évoluent selon une même lignée sub-parallèle au vecteur 1. Dans le diagramme Zr-Y, la direction de fractionnement est sub-parallèle aux vecteurs 1 et 2, ce qui nous permet de rejeter la participation de l'amphibole, de la biotite, du zircon et de l'apatite.

A l'origine des dykes basiques et des pillow lavas du Queyras, on retiendra donc l'existence d'une seule lignée magmatique issue du fractionnement d'un magma originel dont la différenciation paraît dominée par le fractionnement du plagioclase.

La caractérisation de la nature de la source reste à envisager.

3.3 - NATURE DE LA SOURCE ET TAUX DE FUSION PARTIELLE

Selon la démarche utilisée par PEARCE & NORRY (1979), il est possible de caractériser la nature (enrichie ou appauvrie) de la source à l'origine des matériaux basaltiques ainsi que d'estimer le taux de fusion par l'emploi des éléments Zr et Y choisis pour leur degré d'incompatibilité et leurs coefficients de partage différents.

Le rapport Zr/Y montre peu de variations au cours du processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée pour des liquides de composition basaltique à intermédiaire. Il donne donc quelques indications sur la nature des sources mantelliques.

L'ensemble de nos échantillons de composition basique à intermédiaire (dykes basiques, pillow lavas et dolérites) reporté sur le diagramme Zr-Y/Zr (fig. 27) confirme l'existence d'une seule lignée.

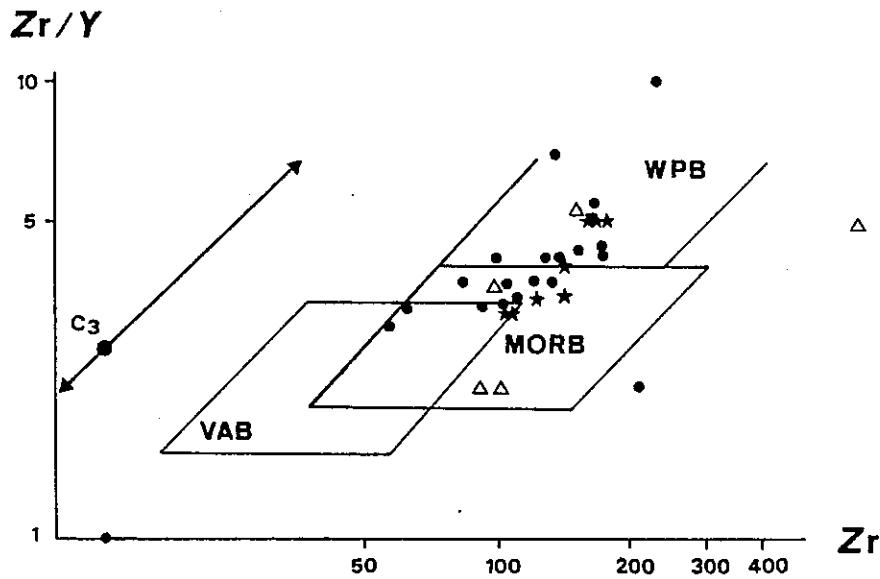


Fig.27 Diagramme Zr/Y - Zr (Pearce & Norry 1979)

La direction du nuage de points reportée sur la droite représentative des sources mantelliques (PEARCE & NORRY, 1979) révèle la nature légèrement enrichie de la source.

Nos matériaux les moins différenciés se caractérisent par des valeurs peu élevées en Zr (P9: 58 ppm; P22: 62 ppm) qui augmentent au cours de la différenciation (L27: 250 ppm; M42: 232 ppm) (cristallisation fractionnée à plagioclase, clinopyroxène ...).

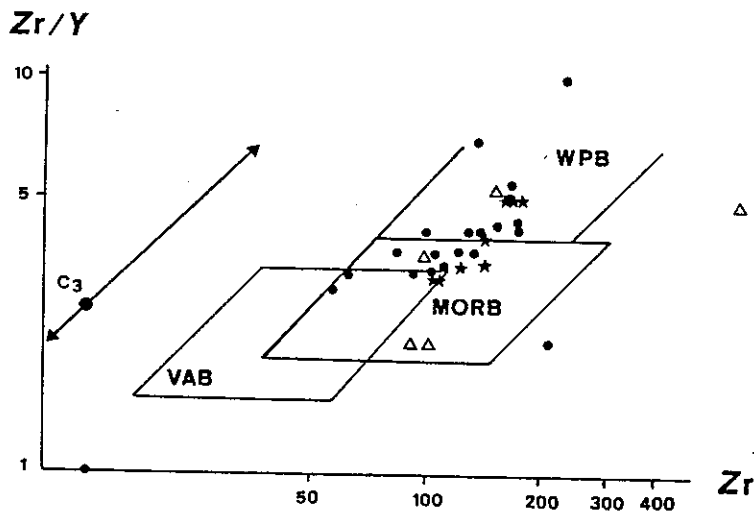
Le taux de fusion partielle peut être estimé à partir de la teneur en Zr dans les liquides les plus primitifs (Zr = 58 ppm): il correspond à un taux modéré de l'ordre de 15%.

Nous retiendrons donc l'existence d'une seule lignée magmatique pour nos matériaux de composition basique à intermédiaire qui apparaissent issus de la fusion partielle d'une source légèrement enrichie.

3.4 - CARACTERISATION DU SITE GEOTECTONIQUE ORIGINEL

Plusieurs diagrammes construits à partir des teneurs en éléments en traces permettent d'identifier les différents types de site géotectonique. Ils ont été empiriquement conduits à partir d'une compilation de données, et à l'aide de récentes observations relative à la tectonique des plaques (PEARCE & CANN, 1973; PEARCE & NORRY, 1979).

La démarche géochimique nous a permis de montrer la nature tholéïtique de la série étudiée. Le site géotectonique peut être déterminé par les diagrammes Ti/Zr (PEARCE & CANN, 1973), Zr/Y-Zr (PEARCE & NORRY, 1979) et Ti/Zr/Y (PEARCE & CANN, 1973).



Légende :

- dykes basiques
- * pillow lavas
- △ dolérites

Fig. 27
Diagramme Zr/Y - Zr
(Pearce & Norry 1979)

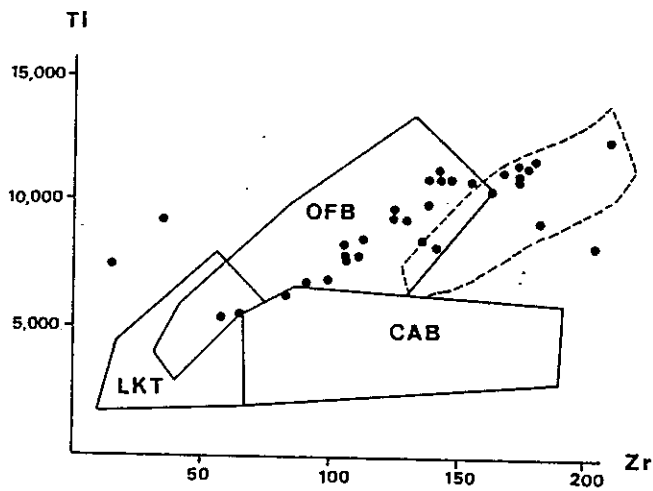


Fig. 28
Diagramme Ti - Zr
(Pearce & Cann 1973)

○ champ des basaltes
des Apennins (Beccaluva & al. 1975)

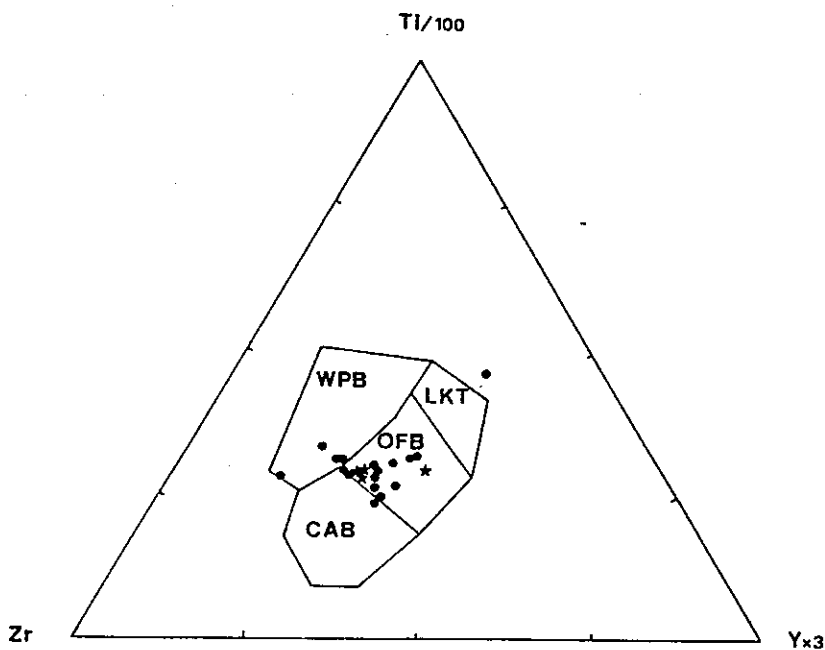


Fig. 29
Diagramme Ti - Zr - Y
(Pearce & Cann 1973)

Nos analyses reportées sur les diagrammes de discrimination des différents sites géotectoniques (fig. 27, 28, 29) montrent que les matériaux les moins évolués (faible rapport FeO/MgO) tombent dans le champ des basaltes de type MORB, alors que les autres (ferrobasaltes et dolérites) caractérisés par des rapports FeO/MgO, Ti/Zr, Y/Zr plus élevés, sortent souvent de ce champ. Cette répartition des points est due au rôle du fractionnement ainsi qu'à la différence des coefficients de partage (liq/sol) des éléments pris en considération, plutôt qu'à des environnements géotectoniques distincts.

En effet, nous avons précédemment démontré que les matériaux basiques étaient cogénétiques et issus d'une même lignée magmatique. Toutefois, compte-tenu de la présence des brèches de nature granitique (au Pic Marcel) ou gneissique (au Lago Néro, CHENAİLLET) (cf. p. 98). l'environnement géotectonique présente un caractère transitionnel avec océanisation à proximité de marges continentales passives amincies, avec un magmatisme de ride de type I, analogue à celui des ophiolites de la Méditerranée occidentale.

Ces résultats montrent de nettes affinités avec ceux obtenus en Corse (OHNENSTETTER M., 1982), et dans les Apennins (BÈCCALUVA & al., 1975).

3.5 - CONCLUSION

L'étude géochimique nous a permis de mettre en évidence le caractère tholéitique de la lignée de différenciation à l'origine des matériaux basiques, intermédiaires et acides des unités ophiolitiques du Queyras.

Les roches basiques (diabases et pillow lavas) sont issues d'une même lignée magmatique qui se caractérise par un fractionnement plagioclasiq dominant. Elles apparaissent issues de la fusion partielle modérée d'une source enrichie.

Les roches acides représentent les produits ultimes du fractionnement de la série. Leur tendance de fractionnement correspond à la précipitation d'un mélange moyen à plagioclase, clinopyroxène et olivine.

Les résultats obtenus permettent d'envisager du point de vue géotectonique, une océanisation à proximité des marges continentales avec un magmatisme de ride de type I analogue à celui à l'origine des ophiolites de la Méditerranée occidentale.

IV - CARACTERISATION DE LA PARENTE GENETIQUE DES "PRASINITES"

APPLICATION DE LA METHODE D'ANALYSE EN COMPOSANTES

PRINCIPALES NORMEES

4.1 - INTRODUCTION

De nombreux auteurs se sont penchés sur l'origine des prasinites qui se présentent en niveaux stratiformes dans la formation des calcschistes piémontais (NOVARESE, 1893; NICOLAS, 1966; DAL PIAZ, 1971; MAZZUCOTELLI et al., 1976; MESSIGA et al., 1977; PICARDO et al., 1979; LAGABRIELLE 1982; LAGABRIELLE et al., 1984; AYOUB, 1984).

Ces niveaux, constitués par une alternance de lits sombres et de lits clairs, ne contiennent aucune structure originelle nette (microbrèche de pillow, par exemple,...).

Les deux hypothèses évoquées pour leur origine sont les suivantes:

1) Les prasinites résultent de la transformation de coulées basaltiques massives, dues aux effets du métamorphisme et des déformations qui l'accompagnent

2) Les prasinites sont du métasédiments issus du remaniement de matériaux basiques. Leur aspect rubané ou lité peut correspondre à un litage sédimentaire (de toute façon transposé dans un litage tecto-métamorphique) ou résulter de processus de différenciation tectono-métamorphiques qui accompagnent habituellement la naissance d'une foliation.

Les prasinites dont l'étude chimique et l'origine sont discutées ici ont fait l'objet au préalable d'une étude microscopique. L'échantillonnage a été réalisé dans le massif du Bric Bouchet et au Pic des Lauzes où ces matériaux sont

4.2 - MODE DE GISEMENT

Généralement, les niveaux prasinitiques se présentent en bancs d'épaisseur plurimétrique ou en lits très fins alternant avec des niveaux de marbres, de calcschistes, de chloritoschistes, de talcschistes ou encore de quartzites phylliteuses.

Le contact avec les roches encaissantes est franc ou progressif. Les niveaux fins (quelques millimètres) nous permettent d'écarter l'hypothèse d'une transformation de coulées basaltiques (première hypothèse).

4.3 - ETUDE MINERALOGIQUE

Les observations microscopiques conduisent à distinguer trois variétés principales de prasinites selon les associations minérales rencontrées.

Les assemblages minéraux sont métamorphiques et dérivent tous de matériaux basiques (LAGABRIELLE, 1982; AYOUB, 1984). Ces trois types de matériaux sont associés et ne correspondent pas à un mode de gisement particulier.

4.3.1 - Les Ovardites

Ce sont les plus couramment observées. Il s'agit de roches à structure ocellée, composées d'albite de forme sphérique sertie dans une matrice chloriteuse.

Elles se caractérisent par la paragenèse albite-chlorite-épidote (pistachite) plus ou moins amphibole verte et calcite. Ces roches sont les plus souvent très applaties et étirées et présentent une foliation marquée. Le rubanement millimétrique plissé est dû à l'alternance de niveaux clairs et de niveaux plus sombres. Les premiers contiennent de l'albite et de l'épidote dans une matrice chloriteuse. L'albite se présente soit en plages limpides, soit en plages altérées et damouritisées.

L'amphibole calcique (actinote) peu abondante s'observe en petits prismes au sein de la chlorite. La calcite très subordonnée paraît issue de l'altération d'anciens plagioclases ou de pyroxènes calciques. Les niveaux les plus sombres sont riches en oxydes ferro-titanés (ilménite) finement cristallisés, ainsi qu'en granules de sphène, et en poussières d'épidote (pistachite).

Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, le zircon et la tourmaline.

4.3.2 - Les prasinites à amphibole

Elles sont plus sombres que les précédentes et se caractérisent par une paragenèse à clin amphibole calcique (actinote, trémolite) ou sodique (glaucophane) plus ou moins albite, épidote (pistachite). Elles présentent des alternances de lits de teinte jaune, riches en pistachites et de lits de teinte vert/bleuté composés d'amphibole sodique et d'oxydes en cristaux très fins.

4.3.3 - Les prasinites à épidotes

A l'affleurement, ces roches sont de couleur claire. Epidotes (pistachite) et albite en sont les principaux constituants.

4.3.4 - Variété de prasinites à calcite dominante

Ce type de prasinite peu cité dans la littérature (NICOLAS, 1966 dans les ophiolites de Dora Maïra et du Grand Paradis) a été rencontré sur le terrain, et plus particulièrement au Pic des Lauzes (vallée du Haut Guil). Ces roches constituent de très fins niveaux (de l'ordre du centimètre) qui alternent avec des calcschistes sur une épaisseur notable (plusieurs dizaines de mètres). Leur minéralogie est principalement

constituée de calcite, albite chlorite et phengite. Cette paragenèse met en évidence l'association intime des calcschistes et des niveaux de métasédiments de nature basique.

Ces observations sont en faveur d'une origine sédimentaire (deuxième hypothèse). Les prasinites se seraient déposées en alternances successives* avec des sédiments postérieurement métamorphisés en calcschistes.

4.3.5 - Discussion

les travaux récents de LAGABRIELLE (1982-1984) ont permis de comparer ces matériaux avec les sables que l'on retrouve actuellement interstratifiés dans les sédiments qui recouvrent le substratum océanique. L'examen des forages D.S.D.P. implantés au voisinage du plancher océanique a révélé la diversité des origines possibles de ces dépôts stratiformes (LAGABRIELLE & al., 1984).

Ces matériaux détritiques sableux pourraient représenter:

- des fragments fins provenant de la désagrégation d'un escarpement sous-marin (fig.30);
- des hyaloclastites poussées au front d'une coulée et remaniées par des courants de turbidité.
- des autoclastites resédimentées, produites initialement lors de la bréchification d'une coulée;
- des brèches d'éclatement de pillow lavas relativement fines et remobilisées par un écoulement sédimentaire.

LAGABRIELLE (1984) souligne que les descriptions relatives aux forages font état de la présence, dans les sédiments sus-jacents au substratum océanique, de fragments basaltiques, mais aussi de cailloutis et sables gabbroïques ou serpentineux (KICK & al., 1978, ROBERTS, 1978).

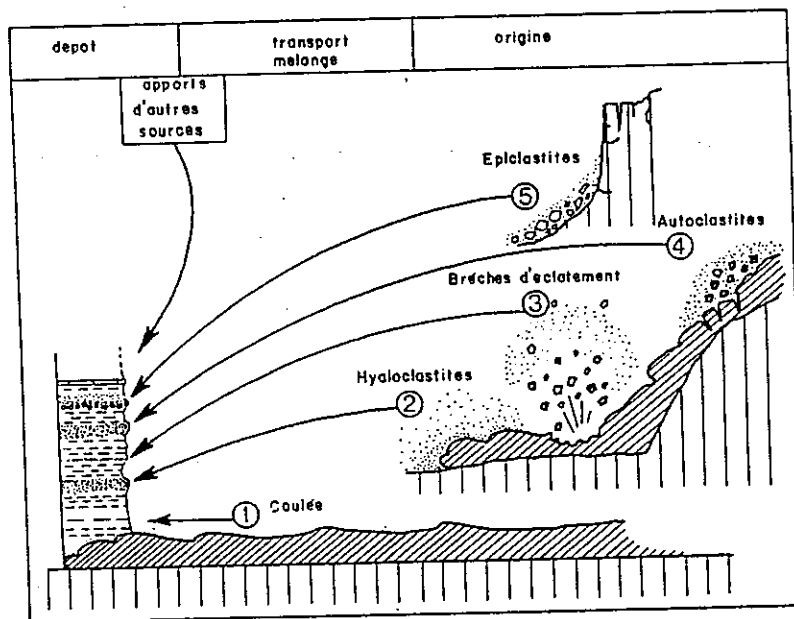


Fig. 30 Origines possibles de certaines prasinites stratiformes (d'après LAGABRIELLE 1984)

* bien visibles au sud-est du lac Egorgéou.

L'existence de rares textures originelles préservées (texture doléritique) dans les prasinites du secteur de Sain-Véran signalées par AYOUB (1984) atteste que ces matériaux dérivent bien dans le Queyras de "sables" volcanogènes.

Etant donné le caractère très altéré et métamorphique des prasinites étudiées une telle hypothèse doit être contrôlée par la voie géochimique. Celle-ci devrait permettre de mieux typer ces matériaux et de mettre en évidence leurs tendances géochimiques spécifiques ainsi que les tendances héritées de l'histoire antérieure.

4.4 - APPLICATION DE LA METHODE D'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES NORMEES *

Nous avons évoqué l'origine sédimentaire probable des prasinites qui résultent du démantèlement des roches basiques (fragments basaltiques, gabbroïques, LAGABRIELLE 1982-1984).

L'analyse en composantes principales normées permet de mettre en évidence les caractéristiques géochimiques spécifiques des prasinites en les comparant à celles des roches basiques qui leur sont associées, et de préciser la nature originelle de ces "sables basaltiques".

4.4.1 - Principes de l'analyse en composantes principales normées

Il s'agit d'une méthode statistique multivariée (n variables) qui s'applique à une population (échantillons) à N individus représentés par des analyses chimiques de roches (oxydes) qui correspondent aux variables.

Cette méthode cherche à étudier la variance totale de la population par le biais d'une projection (dite factorielle) qui maximise la variance du nuage dans des hyperplans principaux.

Des axes majeurs hiérarchisés définissent ces hyperplans de projection. Les axes principaux expriment donc la dispersion et dans certains cas peuvent correspondre à des tendances géochimiques et/ou à des axes de discrimination entre sous-populations.

Confection des données

Les analyses chimiques utilisées constituent un échantillon représentatif (à n variables et N individus). L'A.C.P.N. est effectuée à partir de ces analyses recalculées selon une base anhydre. Cette transformation a pour but d'homogénéiser les données chimiques qui se caractérisent selon les analyses par des teneurs en eau très variables et parfois supérieures à 10%.

Utilisation des données

Seuls les points les plus extrêmes, des nuages de dispersion, qui possèdent les coordonnées les plus élevées sur les axes factoriels permettent dans certains cas de déterminer leur signification géologique. Les variables qui contribuent le plus à ces axes factoriels permettent ainsi de retrouver les grandes tendances géochimiques mises en évidence classiquement par les nombreux diagrammes géochimiques usuels. Seuls les deux ou trois premiers axes factoriels ont une réelle signification statistique, et peuvent trouver une origine parmi les phénomènes géologiques qui ont modelé la géochimie des matériaux étudiés.

* Programme A.C.P.N réalisé par E. BURIOT (D.E.A Grenoble 1985)

TABLEAU 1

n= 20 échantillons

F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	FACTEURS
-0.4483	0.7019	-0.4607	-0.2020	-0.1910	0.0623	0.0079	-0.0130	-0.1124	0.0001	SiO2 *
-0.8507	-0.2079	-0.3434	-0.1032	0.0694	0.2507	-0.1024	-0.0707	0.0076	0.0002	Al2O3 *
-0.6753	0.1539	0.3961	-0.0925	-0.1102	-0.2213	0.2213	-0.1047	0.0222	0.0001	Fe2O3 *
0.0012	0.5208	-0.1792	0.0643	0.0077	-0.0642	0.0997	0.1526	0.0009	0.0002	MgO *
0.7575	-0.5531	0.2063	0.0291	0.0424	-0.1222	-0.0995	-0.0702	-0.0000	0.0002	CaO *
-0.4007	-0.3131	0.0770	0.7525	0.0263	0.2621	0.1001	0.0093	-0.0427	0.0000	Na2O *
-0.5451	-0.5034	-0.0170	-0.5005	0.3799	-0.1060	0.0610	0.1734	-0.0321	0.0000	K2O *
-0.6100	0.3710	0.5996	0.1021	-0.1042	-0.1317	-0.2262	0.1312	0.0072	0.0000	TiO2 *
-0.0403	0.6322	0.1735	0.1910	0.7240	-0.0030	-0.0396	-0.0715	-0.0117	0.0000	MnO *
0.4054	0.1611	0.5989	-0.3069	-0.0252	0.5473	0.0303	0.0159	-0.0000	0.0000	P2O5 *

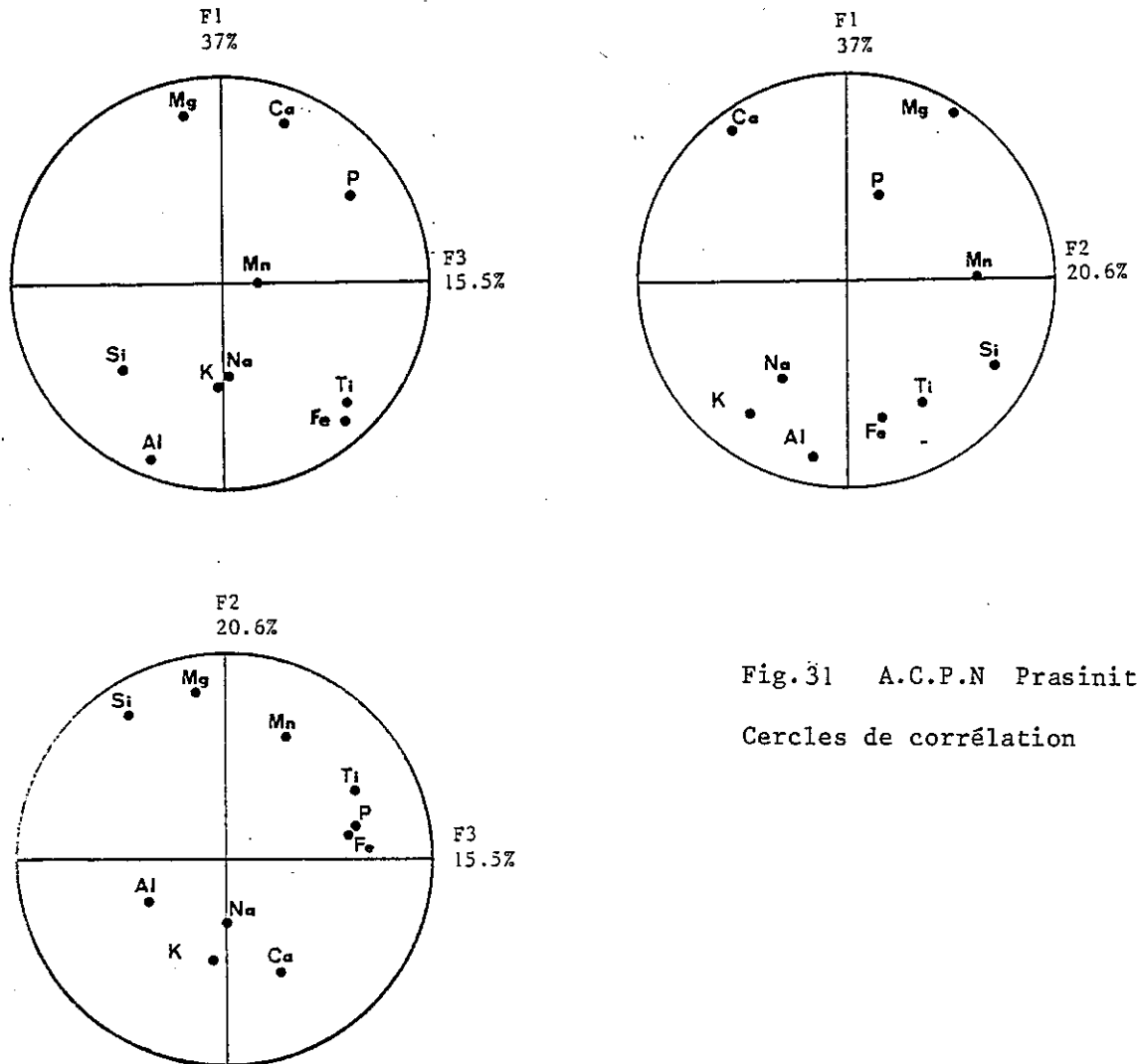


Fig. 31 A.C.P.N Prasinites
Cercles de corrélation

Limite de la méthode

La signification d'un axe factoriel peut être prise en compte si la valeur propre par rapport à l'inertie du système est élevée. On considère qu'il faut généralement expliquer 70% de la variance totale avec les premiers axes. En deçà de cette valeur pour l'A.C.P.N., la recherche de la signification de la variance d'un axe est illusoire.

4.5 - APPLICATION AUX PRASINITES

4.5.1 - A.C.P.N. Majeurs - Tendances principales

Le calcul porte sur 10 variables et 20 échantillons. Les trois premiers axes factoriels expriment 73% de la variance totale (tableau 1).

Le premier axe factoriel F1

Il exprime 37% de la variance totale. Ce premier facteur oppose très nettement MgO et CaO au groupe Al₂O₃, TiO₂ et Fe₂O₃. La silice et le manganèse sont indépendants de F1. (Fig. 31).

Le deuxième axe factoriel F2

Le second facteur exprime 21% de la variance totale. Il oppose la silice et le magnésium au calcium et au potassium. (cf annexe 12)

Interprétation de F1/F2 (Fig.32)

Dans l'hyperplan F1/F2 le premier axe factoriel discrimine les différentes sous-populations de l'échantillon. Les matériaux les plus riches en calcium et magnésium s'opposent à ceux plus différenciés riches en oxydes ferro-titanés, ainsi qu'aux matériaux alcalins et alumineux. On trouve ici l'un des traits principaux de la différenciation magmatique.

Le deuxième axe exprime une dispersion de l'ensemble des groupes pétrographiques et semble lié à la mobilité des oxydes.

La nature calcique de certaines prasinites (B22, B26, Groupe I sur la fig.32) est en rapport avec la nature des minéraux qui constituent la paragenèse secondaire métamorphique: il s'agit d'épidote (pistachite) et de calcite. Cette dernière figure comme le produit d'altération des anciens plagioclases calciques et comme principal minéral de remplissage des cassures. Sa présence se traduit par une perte au feu relativement importante (10,7 et 13,7 %).

Les prasinites au contact immédiat des talcschistes sont magnésiennes (Groupe II: B.14, B.20, B.21). Ces teneurs anormales sont vraisemblablement à corrélérer à la mobilité de cet oxyde. Par contre, les prasinites situées à quelques dizaines de centimètres de part et d'autre d'un niveau de talcschistes ne présentent pas un tel enrichissement (cf. échantillons B 23, B 24, B 28, B 29).

Les prasinites sombres sont caractérisées par des teneurs élevées en FeO et TiO₂ (Groupe IV) en relation avec une forte population de minéraux opaques et oxydes dans la roche.

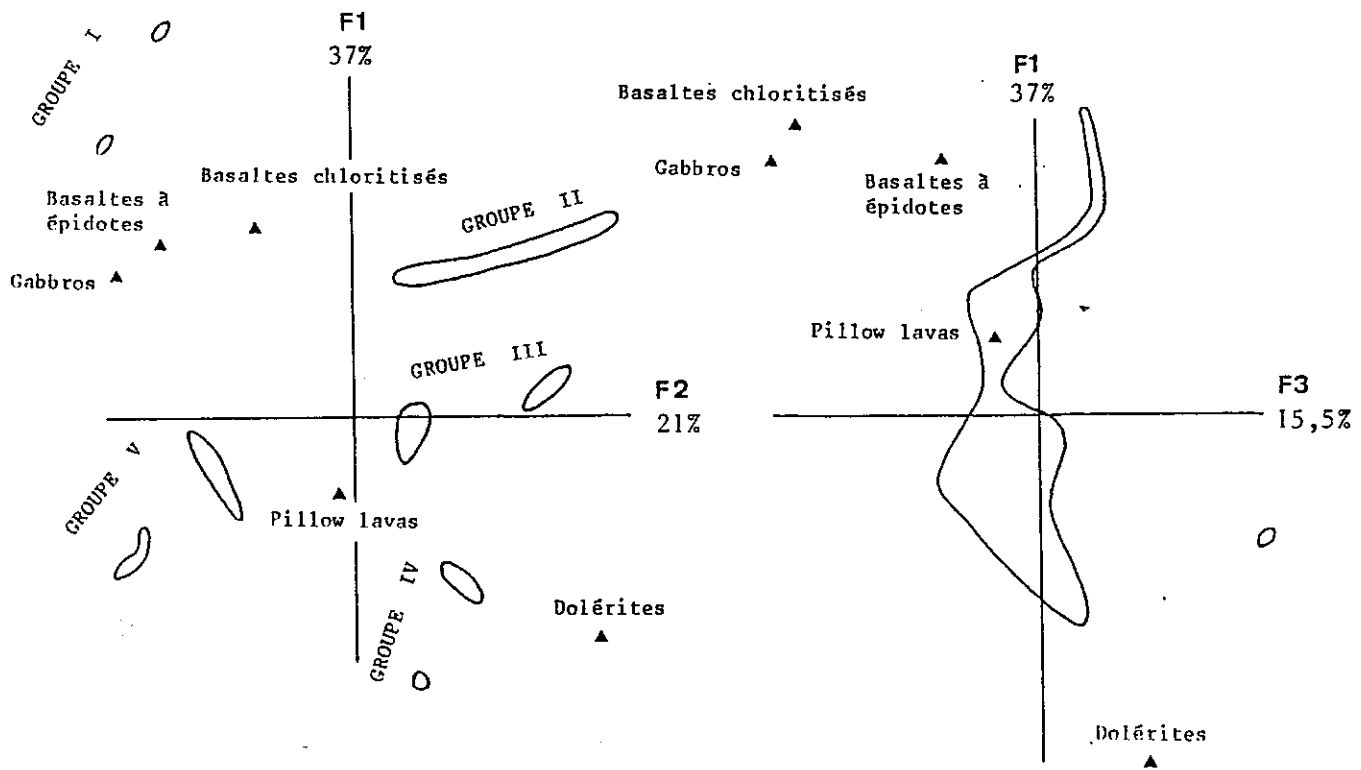


Fig. 32 A.C.P.N - Majeurs -
Hyperplans F1/F2 et F2/F3

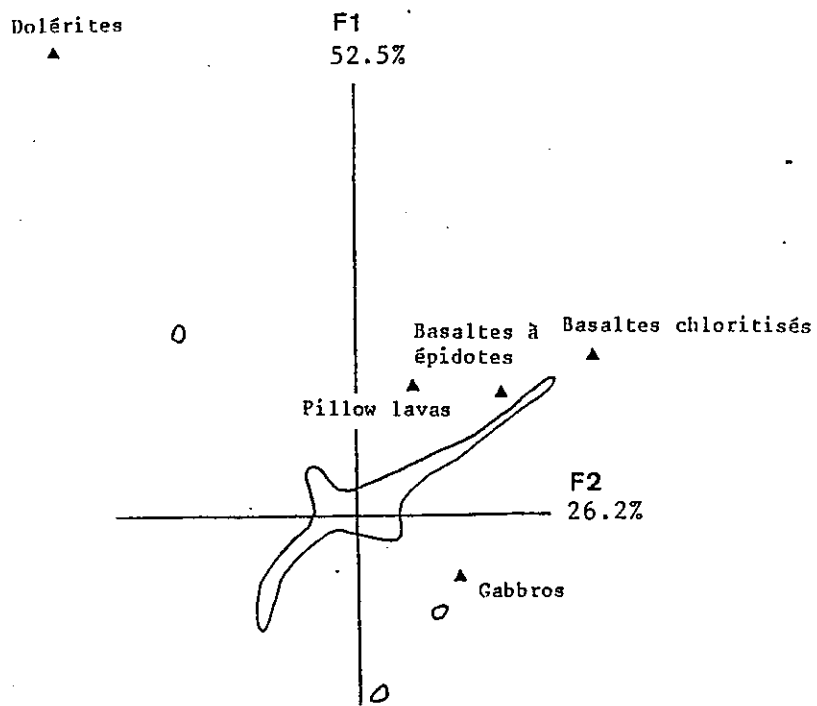


Fig. 33 A.C.P.N - Traces - Hyperplan F1/F2

Les teneurs élevées en alcalins (Groupe V) sont liées à l'existence d'ocelles d'albite primaire et à des filonets d'albite secondaire parcourant la roche. Par ailleurs, ces teneurs caractérisent toujours la partie centrale plus massive des différents bancs étudiés. Ces observations confirment celles de LAGABRIELLE (1982-1984.).

Dans l'hyperplan F1/F2, le deuxième facteur exprime une dispersion de l'ensemble des groupes précédents liée à la mobilité de certains oxydes (CaO, MgO, Na₂O et K₂O). Il semble donc fortement lié aux phénomènes métamorphiques et à l'origine de la paragenèse secondaire, ainsi qu'à des phénomènes postérieurs d'altération (alcalinisation potassification) et peut-être à des remaniements sédimentaires ("vannage" et tri des minéraux).

Afin de caractériser la parenté génétique des prasinites, nous avons reporté des individus anonymes sur l'hyperplan F1/F2: il s'agit de basaltes altérés (basaltes à épidotes, basaltes à chlorite), de gabbros et de pillow lavas échantillonnés dans les divers lambeaux ophiolitiques étudiés.

Il apparaît que les différents groupes de prasinites évoluent autour du pôle des pillow lavas. Les échantillons les plus calciques (phénomène primaire ou altération secondaire ?), se situent à proximité des basaltes altérés et des gabbros (fig.32).

Les matériaux les plus riches en FeO et TiO₂ évoluent en direction des dolérites plus différenciées que les pillows précédents.

Ces premiers résultats peuvent être traités selon différentes optiques:

1/ Les différents groupes individualisés par l'A.C.P.N. correspondent à des variétés de matériaux (sables détritiques à éléments à dominante cumulative ou basique proche des liquides basiques ou enfin différenciée);

2/ Les différents groupes traduisent l'évolution des oxydes au cours des métamorphismes;

3/ Les différents groupes sont le résultat d'un tri de minéraux lors de la sédimentation.

La présence de fentes à albite (plus ou moins calcite et quartz) dans le secteur, la fréquence d'horizons de calcschistes ou de talc et l'altération secondaire généralement importante des prasinites semblent donc expliquer en grande partie les tendances mises en évidence sur l'hyperplan F1/F2 et vérifient la seconde hypothèse.

A ce stade de l'étude, il ne semble pas possible de vérifier l'existence d'un tri sélectif des minéraux qui interviendrait seulement pour une part dans l'individualisation géochimique des groupes lors de la sédimentation.

A cet égard, le troisième facteur n'apporte pas d'information supplémentaire. Il exprime 15% de la variance totale. Il oppose P₂₀₅, TiO₂ et Fe₂O₃ à la silice. Dans les hyperplans F1/F3 et F2/F3, sa faible contribution s'exprime par une dispersion très discrète des groupes précédemment définis, dominée seulement par quelques individus caractérisés par de fortes teneurs en silice.

L'étude des éléments en traces réputés comme inertes aux phénomènes d'altération secondaires et aux processus métamorphiques devrait permettre d'apporter des éléments de réponse supplémentaires.

TABLEAU 2 $n = 16$ échantillons

F1	F2	F3	F4	F5	FACTEURS
0.8571	-0.4170	-0.0658	-0.2260	-0.1856	Y *
-0.5859	-0.5921	0.4818	-0.2697	0.0348	SR *
0.4221	0.7480	0.5879	-0.8334	-0.0577	RB *
0.7044	-0.4775	0.2517	0.4589	0.0430	ZR *
0.9358	0.0351	-0.0567	-0.2923	0.1855	NB *

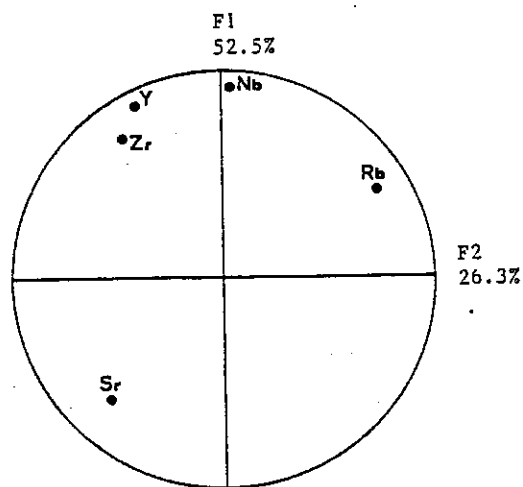


Fig. 34 Cercle de corrélation qui met en évidence le comportement similaire des éléments inertes tels que l'Y, le Nb et le Zr, par rapport à celui du Rb et du Sr beaucoup plus mobiles.

Par ailleurs les tendances du Rb et du Sr s'opposent nettement.

4.5.2 - A.C.P.N. - Traces

L'A.C.P.N. traces porte sur 5 variables et 16 échantillons. Les trois premiers axes factoriels expriment 90% de la variance totale (tableau 2 et Fig.34)

Le premier axe factoriel prend en compte 52% de la variance totale. Il oppose particulièrement le comportement du Sr de celui du groupe des éléments inertes Nb, Y, Zr auquel se joint accessoirement Rb. (Fig.34).

Le deuxième axe prend en compte 26% de la variance totale et oppose principalement les deux éléments mobiles Rb et Sr.

Interprétation de F1/F2 (Fig. 33)

L'hyperplan F1/F2 individualise nettement le comportement différent du Rb et du Sr par rapport à celui du Zr, Y et Nb réputés comme beaucoup moins mobiles. En effet, les teneurs en Zr, Y et Nb témoignent de la composante magmatique originelle des matériaux, alors que le Sr et le Rb très mobiles lors des processus de spilitisation, de métamorphisme et d'altération secondaire, varient respectivement et en corrélation avec le CaO et le K₂O dans les sites desquels ils se substituent.

4.5.3 - Conclusion à l'analyse en composantes principales normées

La position des points représentatifs des analyses dans les différents plans étudiés traduit surtout la mobilité des oxydes lors des processus de serpentinitisation, d'altération secondaire et de métamorphisme. Cette mobilité est mise en évidence lorsque un banc de prasinites est enrichi en CaO et MgO au contact du niveau de calcschistes ou de talcschistes. Les concentrations actuelles en oxydes ne sont donc pas représentatives des teneurs initiales.

L'analyse en composantes principales permet de bien mettre en évidence les fortes affinités de ces "sables basaltiques" avec les basaltes altérés et pillow lavas, sans exclure une diversité des matériaux sources qui impliquent vraisemblablement des matériaux tels que gabbros, dolérites ou leurs minéraux cardinaux.

Il est possible d'envisager des remaniements post-dépôt par l'intervention de courants de turbidité tels que les ont observés PICKERILL & al. (1981) à Terre Neuve, dans la mesure où les horizons les plus fins (mm) représenteraient les témoins du démantèlement de niveaux détritiques beaucoup plus importants.

Cette hypothèse de vannage et de tri des minéraux est confortée par les diverses observations faites dans les océans (LAGABRIELLE 1982, 1984 et forages D.S.D.P.). Elle reste cependant délicate à démontrer dans le cas de nos matériaux en raison de l'échantillonnage réduit et de la méthode d'analyse statistique qui porte sur un effectif relativement faible.

4.6 - CONCLUSION A L'ETUDE DES PRASINITES

A l'issue de cette étude sur les prasinites, quelques principaux points sont à retenir:

- 1/ le mode de gisement souvent stratiforme des niveaux étudiés (vallon du Bric Bouchet alternances de bancs de calcschistes et de prasinites au Lac Egorgéou, Pic des Lauzes) s'accorde avec une origine sédimentaire comme le suggère par ailleurs l'examen des forages D.S.D.P. qui offrent pour certains des matériaux très comparables;
- 2/ un rubanement formé par l'alternance de lits clairs et de lits sombres. Il exprime probablement un litage sédimentaire originel transposé au cours des métamorphismes ultérieurs".
- 3/ une granulométrie variable au sein d'un même niveau pouvant attester d'une source d'apport proche, ou bien d'un remaniement de matériaux dû à des courants de turbidité, suivi d'un vannage et d'un tri des minéraux;
- 4/ une minéralogie caractérisée par des assemblages métamorphiques à épidote (pistachite) plus ou moins actinote, trémolite-glaucophane-phengite, dans lesquels seule l'albite primaire est conservée.

La diversité des matériaux sources possibles et le caractère très altéré des prasinites rendent difficile, dans une approche normale, la caractérisation précise de leur parenté génétique.

Cependant à partir des tendances géochimiques constatées (fig.13, 17, 18, 27) et de l'A.C.P., il semble fondé de proposer que les prasinites figurent comme les produits détritiques du démantèlement de roches basiques variées et même de cumulats.

DEUXIÈME PARTIE

ETUDE COMPARATIVE DES ALBITITES ET DES ÉLÉMENTS GRANITIQUES
DES BRÈCHES ASSOCIÉES AUX OPHIOLITES DES ALPES OCCIDENTALES

CHAPITRE I LES ROCHES LEUCOCRATES ET TERMES ASSOCIÉS
DU PIC DES LAUZES

I - INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à l'étude des matériaux leucocrates qui existent localement dans le Queyras, en particulier au Pic des Lauzes (Haut-Guil) et au Pic Marcel (Haut Cristillan).

Les observations effectuées au Pic des Lauzes montrent que les termes acides se rencontrent en petits filonets leucocrates intrusifs dans les dolérites situées à la partie supérieure de la séquence gabbroïque.

Les conditions de gisement des roches du Pic Marcel sont différentes. Il s'agit de brèches polygéniques situées en position stratigraphique intermédiaire entre les péridotites à leur base et des roches volcaniques (pillow lavas) sus-jacentes.

Si dans le cas du Pic des Lauzes les filonets acides semblent représenter les produits évolués d'un basalte tholéitique, on peut envisager pour les brèches du Pic Marcel une origine différente comme l'atteste la nature polygénique des éléments.

Le but de cette étude est d'établir les principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques des différenciés acides du Pic des Lauzes et des brèches à éléments granitiques (?) du Pic Marcel.

Comme le proposent D. et M. OHNENSTETTER (1980) nous utiliserons le terme de "plagiogranites ophiolitiques" pour nos roches, plutôt que le terme de "plagiogranites océaniques" qui reflète un environnement géotectonique, et dont la définition de COLEMAN est par suite contestable. Il englobe plusieurs types de matériaux acides tels que tonalite, trondhjemite, diorite et granite albitique.

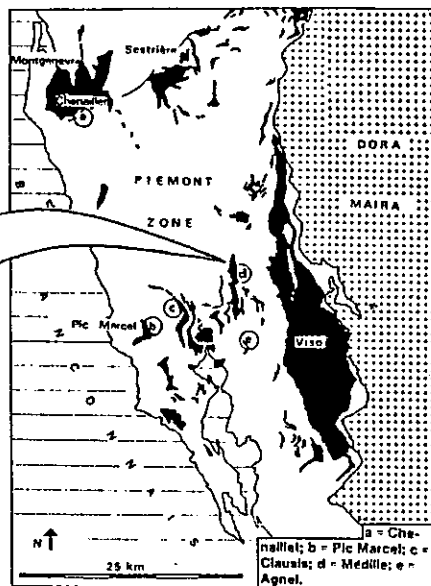
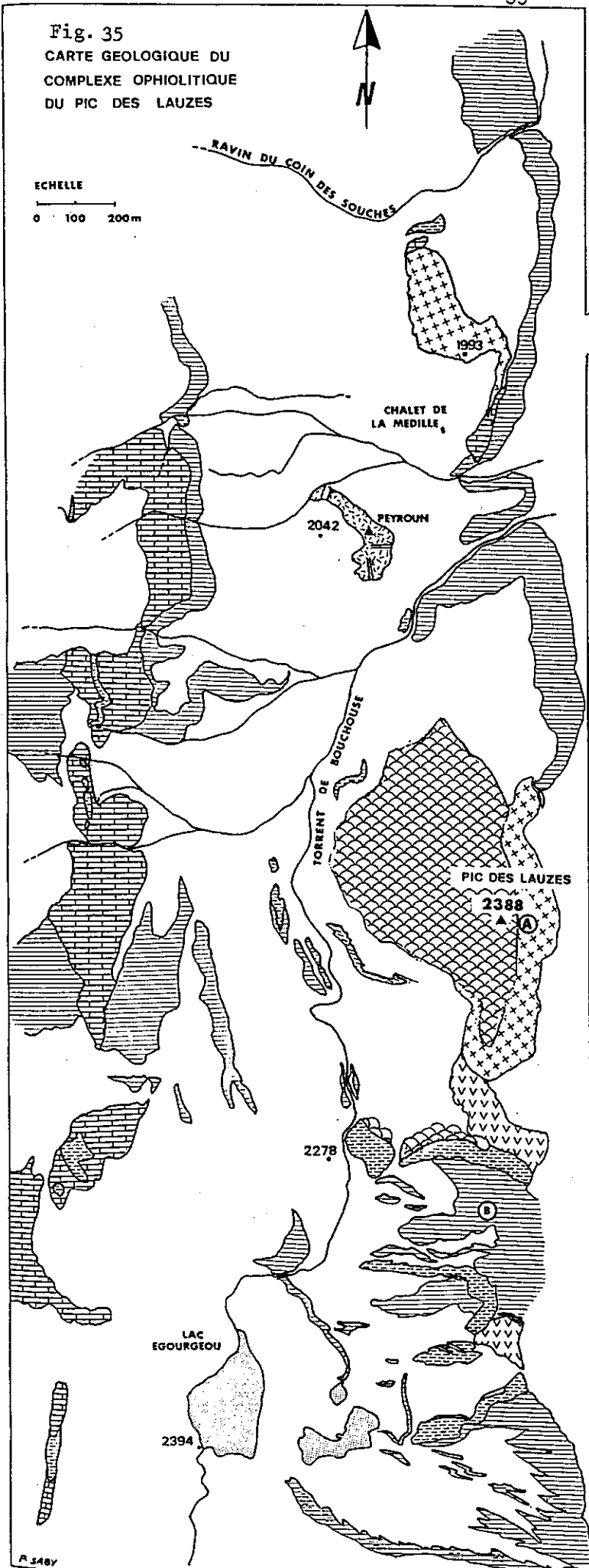
Les plagiogranites ophiolitiques se distinguent des granophyres continentaux (granites et rhyolites) par leur teneur en K₂O beaucoup moins élevée, et par leur richesse en Na₂O et CaO.

Leur minéralogie est surtout constituée de quartz et de plagioclase avec des minéraux ferro-magnésiens accessoires (COLEMAN & PETERMAN, 1975).








L'étude des éléments en traces basée sur une diagrammatique récente (PEARCE & al., 1984) permet de distinguer les plagiogranites océaniques de rides, des granites de bassins marginaux, et des granophyres continentaux.

Les roches leucocrates que l'on rencontre le plus souvent à la partie supérieure des cumulats gabbroïques ont fait l'objet de nombreuses études. Les travaux récents montrent que ces différenciés acides offrent des similitudes pétrographiques et géochimiques avec les roches ignées sodiques des environnements océaniques modernes (COLEMAN & PETERMAN, 1975; ALDISS, 1978; COLEMAN & DONATO, 1979; OHNENSTETTER D. & M., 1975-1980; GERLACH, 1978; ASHLEY & al. 1983; PEDERSEN & MALPAS, 1984 etc..).

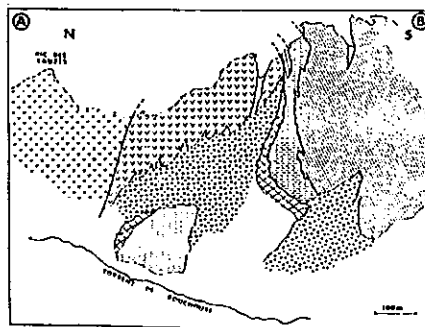
Fig. 35
CARTE GEOLOGIQUE DU
COMPLEXE OPHIOLITIQUE
DU PIC DES LAUZES



Légende

-  Marbres
-  Calcschistes
-  Prasinites
-  Diabases en coussins
-  Dolérites à glaucophane et filonets acides
-  Gabbros
-  Serpentinities

Profil de crête selon A-B



Ces roches hypabyssales peuvent être massives ou filoniennes. Elle se sont refroidies rapidement, et sont plus aptes à fournir des indications sur le liquide primaire, que les gabbros soumis à des processus accumulatifs, ou les coulées en coussins souvent altérées (hydrothermalisme spilitisation, halmyrolyse,...).

Ces roches leucocrates existent également dans certains massifs ophiolitiques proches de notre secteur d'étude. Il s'agit du massif du Chenaillet étudié par BERTRAND & al. (1982, 1985) dans lequel des "pointements" d'albitites figurent au sein des péridotites serpentinisées, et du complexe ophiolitique de la Haute Ubaye dans lequel STEEN (1972) a mentionné l'existence d'albitites en filons boudinés dans les serpentinites de la Gavia.

Bien souvent les relations de ces roches avec les termes ultramafiques sont difficiles à établir (BERTRAND & al., 1982), soit parce que les contacts ne s'observent pas sur le terrain, soit que les arguments pétrographiques et chimiques font appel à des hypothèses différentes de mise en place. Une étude plus détaillée de ces matériaux est en cours (CHAPELLE, thèse à paraître).

Dans cette étude nous comparerons les différents résultats obtenus au Pic des Lauzes et au Pic Marcel à ceux que l'on connaît sur les roches acides des massifs ophiolitiques du Chenaillet et de la Haute Ubaye (CHAPELLE, thèse à paraître), ainsi qu'à ceux déjà connus dans la littérature (séquences ophiolitiques diverses et rides océaniques) afin d'établir une typologie de ces matériaux et de mieux définir leur site géotectonique respectif de mise en place.

En effet, la nature du site géotectonique des formations ophiolitiques du domaine liguro-piémontais demeure encore très imprécise.

L'étude de leurs différenciés acides et de leurs granites peut, peut-être, améliorer cette connaissance.

1.1 - Localisation (Fig. 35)

La coupe du Pic des Lauzes décrites par LEMOINE (1962) près du village de l'Echalp (vallée du Haut Guil) "permet d'observer sur plus de 500 m d'épaisseur un empilement ophiolitique monoclinal intercalé dans les schistes lustrés et montrant la succession suivante :

- 1/ serpentinites
- 2/ gabbros massifs plus ou moins orientés
- 3/ dolérite compacte à glaucophane sillonnée de filonnets leucocrates diffus
- 4/ passage progressif vers le haut à des roches prasinitiques ou l'on observe des pillows à bordure variolitique
- 5/ prasinites finement "rubanées"

Bien que les contacts soient tectonisés, il est possible d'envisager que ces principaux ensembles lithologiques, ultramafiques et mafiques, proviennent d'un même assemblage ophiolitique.

Les observations de terrain nous permettent de reconstituer le log de cette séquence ophiolitique (Fig. 36).

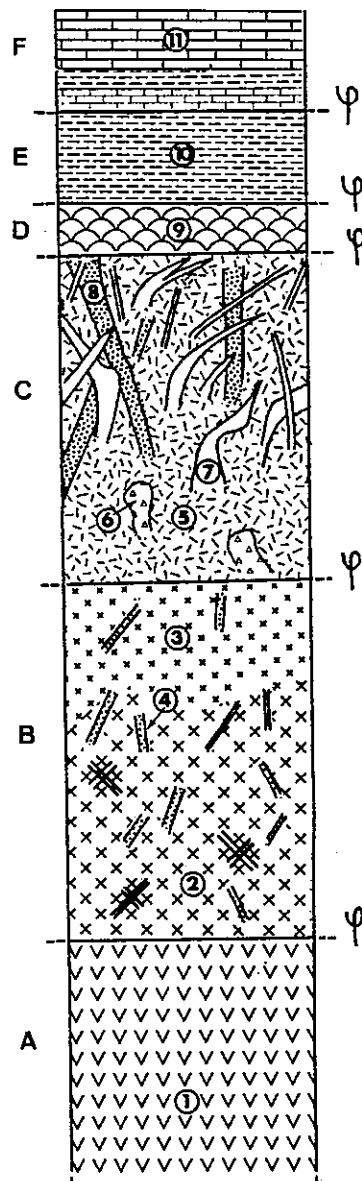


Fig 36: Reconstitution hypothétique de la séquence ophiolitique du Pic des Lauzes.

Légende :

- | | |
|---------------------------|-------------------------------|
| | 6 passées plagioclasiques |
| 1 péridotites | 7 filonets acides |
| 2 gabbros + flaserisés | 8 dykes basiques |
| 3 microgabbros | 9 pillow-lavas |
| 4 dykes basiques | 10 prasinites |
| 5 dolérites à amph.bleues | 11 calcschistes de couverture |
- A : Ensemble ultramafique de base
 B : Ensemble gabbroïque
 C-D : Ensemble effusif
 E-F : Dépôts détritiques et sédiments de couverture

Jusque là aucune étude pétrographique et géochimique n'a été entreprise sur les différents termes qui constituent l'unité ophiolitique du Pic des Lauzes. Dans ce chapitre, nous décrirons dans un premier temps les relations structurales de ces roches avec les unités encaissantes, ensuite, leurs caractères pétrographiques et géochimiques.

1.2 - Gisement (voir carte)

Les rapports structuraux entre les dolérites et les autres termes de la pile ophiolitique ne sont pas déterminés avec certitude en raison d'écaillages nombreux dûs à la tectonique régionale. Toutefois, les observations de terrain montrent que les dolérites sont situées à la partie supérieure de l'ensemble gabbroïque et qu'elles sont couronnées par des laves à débit en coussins.

Partie supérieure des dolérites

A proximité du contact supposé avec les laves en coussins sus-jacentes les dolérites sont recoupées par des filons de diabases et par des filonets anastomosés de roches leucocrates.

Ces filonets leucocrates à grain fin, aux épontes très nettes, s'anastomosent en isolant des fragments de roche encaissante (diabase) ce qui contribue à donner un aspect bréchique à la partie supérieure du massif (fig. 37, 38)

Des observations identiques ont été faites dans le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (TERRY, 1974), en Corse (OHNENSTETTER D. & M., 1975) au Troodos (ALDISS, 1978), Fidalgo Island (BROWN et al., 1979)..

Une étude plus détaillée montre que l'on a deux générations de filons: les plus tardifs, qui sont aussi les plus clairs, en recoupent d'autres, quelques fois plus importants et de nature plus basique, à mouchetures foncées (amphiboles bleues) nombreuses.

Ces intrusions leucocrates peuvent avoir l'allure de filonets diffus alimentés par un filon de taille supérieure, ou bien, occuper des poches reliées entre-elles par des conduits boudinés (fig. 38).

Des fragments de diabase de dimension variable (millimétriques à décimétriques) sont orientés et permettent de lire le sens d'écoulement du magma acide. Leurs contours anguleux, toujours nets, montrent qu'ils n'ont pas été refondus au contact des intrusions acides.

Ainsi, ce gisement montre que la roche hôte, ici une diabase, a été bréchifiée in situ, puis "cimentée" par le matériel acide. Il apparaît donc nettement que l'on puisse accorder une origine magmatique au matériel leucocrate et non une origine métasomatique liée à des circulations de fluides filoniens. La géochimie confirmera cette hypothèse par la suite.

Partie basale des dolérites

A leur partie basale, les dolérites sont recoupées par des filons leucocrates à grain grossier de 20 à 60 cm de puissance, aux épontes nettes et sinueuses. On remarque que leur contact avec l'encaissant est d'autant plus diffus qu'ils sont épais.

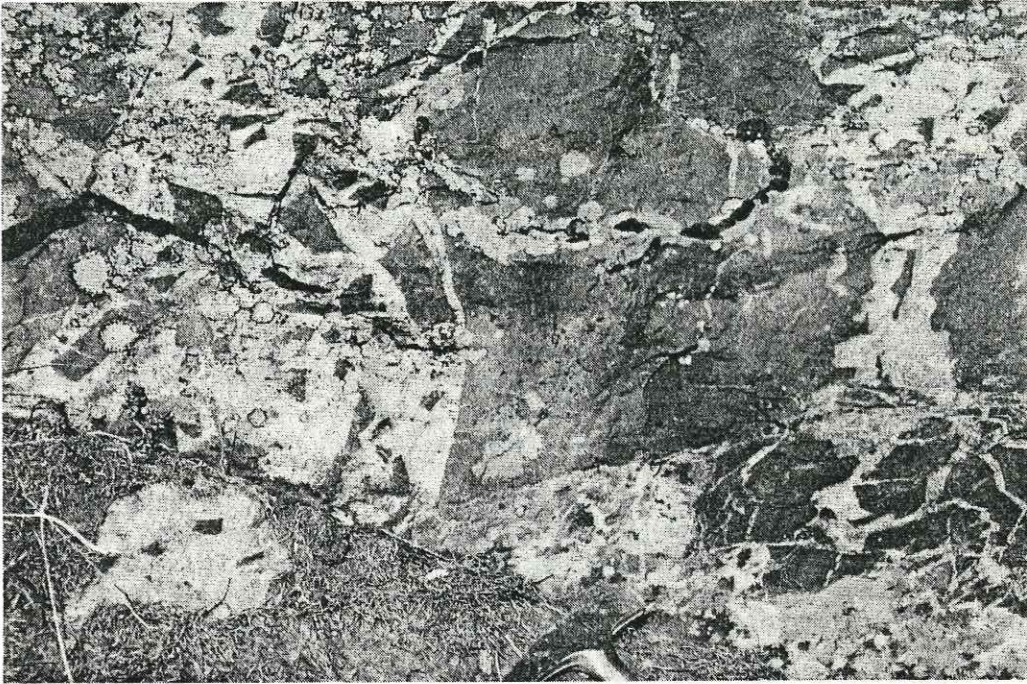


Fig. 37 intrusions leucocrates isolant des fragments de diabase encaissante, orientés dans le sens d'écoulement du magma acide.

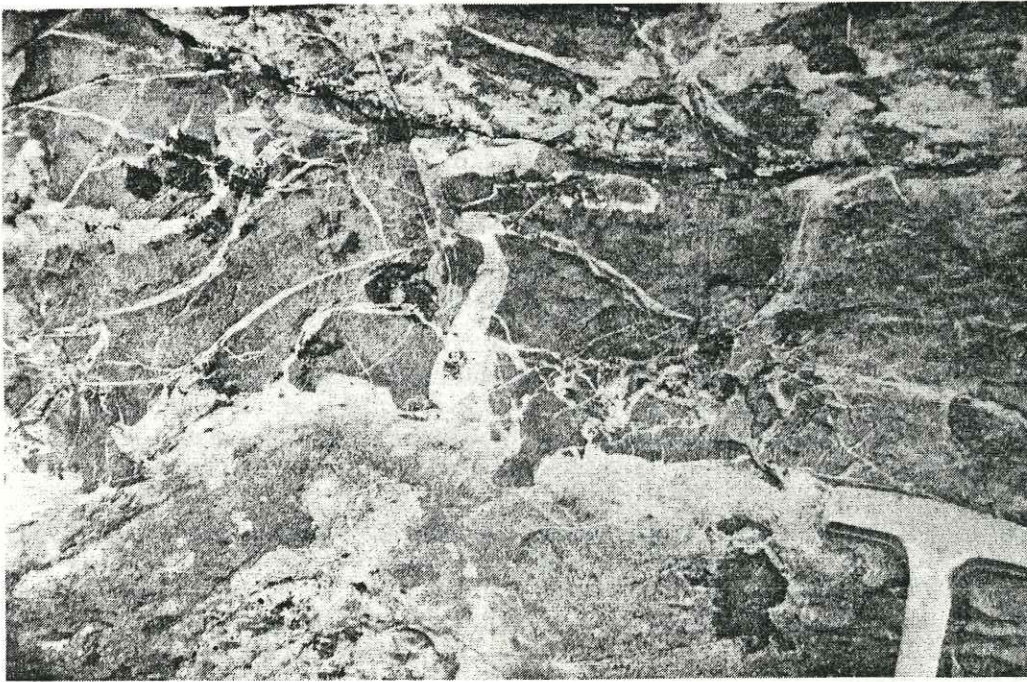


Fig. 38 aspect des filonets leucocrates diffus et anastomosés.

On peut supposer que ces filons leucocrates sont les conduits nourriciers des filonets de la partie supérieure. Leurs minéraux principaux sont le plagioclase et l'amphibole sodique qui donne un aspect moucheté à la roche. La dolérite encaissante est foncée, à grain grossier. Il s'agit d'une métabasite à texture originelle oblitérée par les recristallisations métamorphiques: ancienne dolérite ophitique ?

Localement, on observe des hétérogénéités dans la partie inférieure des dolérites. Il s'agit de passées plus claires, aux formes quelconques et de taille décimétrique; ces "bouffées" sont surtout composées de plagioclase altéré, et dans une moindre mesure d'amphibole sodique.

Par ce type de relation on est conduit à envisager qu'il s'agit là de mélanges magmatiques de faible ampleur. Les filons leucocrates à grain grossier déjà cités, seraient les produits plus différenciés (évolués) de mélanges identiques, où même l'un des pôles du mélange.

OHNSTETTER D. & M. (1975) citent de telles hétérogénéités dans les dolérites: des passées délimitées par des contacts sinueux mais nets évoquent des venues plus ou moins continues de magma dans un encaissant qui était encore chaud. Bien que les contacts avec les différentes unités ne soient pas déterminés de façon sûre, il semble cependant que la masse doléritique est intrusive à la base de l'ensemble effusif, ou, en tous cas postérieure à certaines émissions laviques. Ce type de gisement atteste de l'existence de chambres magmatiques sous-jacentes actives.

II - PÉTROGRAPHIE

Cette étude qui prend en compte les hétérogénéités de faciès que nous venons de mentionner commencera par la description minéralogique détaillée de la dolérite à amphibole bleue et des métadiabases associées, puis celle des filons leucocrates à grain fin intrusifs dans la dolérite, et enfin, des filonets très leucocrates que l'on rencontre en stockwerk à la partie supérieure de la masse de dolérites.

2.1 - DOLERITE A AMPHIBOLE BLEUE (éch. L 38, L 46)

Son analyse pétrographique est rendue délicate du fait de variations rapides dans la taille du grain, ainsi que par des changements de proportion des phases minérales en présence qui se traduisent par des hétérogénéités de texture.

Sur le terrain, ces hétérogénéités s'expriment par des teintes variables de la roche. La texture originelle est oblitérée et remplacée par une texture microgranoblastique à porphyrique avec des variations intermédiaires surtout porphyriques ou surtout microgrenues.

Clinopyroxène

Ce minéral se reconnaît à sa forme trapue. Il est incolore en L.N. et possède une biréfringence peu élevée (gris clair à beige du premier ordre). Il est entièrement remplacé par une association de produits finement cristallisés tels que épidote (pistachite), + chlorite et sphène.

Plagioclase

Ce minéral se rencontre en prismes (inférieurs à 2 mm) à pléochroïsme très net, mais variable au sein d'une même section (plus foncé au centre que sur les bordures). Les amphiboles bleues sont souvent auréolées de sphène, et sont partiellement altérées par de fines paillettes de micas blanc. Elles renferment de nombreuses inclusions de zircons.

On peut noter que les amphiboles bleues appartiennent à une paragenèse métamorphique antérieure à la paragenèse "schistes verts" à albite - épidote - chlorite - sphène. En effet, ces quatre phases corrodent fréquemment la glaucophane (fig. 39).

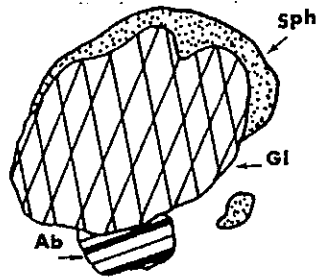


Fig.39 Paragenèse du faciès "schistes verts" terminal à albite + épidote + chlorite + sphène, se surimposant à une glaucophane de type "schistes bleus"

Les amphiboles bleues et les chlorites pseudomorphosent probablement des pyroxènes ou des amphiboles magmatiques.

Apatite

Elle se rencontre en baguettes tronçonnées. Cet habitus reflète un mode de mise en place extrusif ou hypabyssal (WILLY et al., 1962).

Zircon

Les zircons sont nombreux et automorphes. Ils ont fait l'objet d'une étude typologique particulière (éch. L 38, L 46, cf. p.65).

Sphène et minéraux opaques

Le sphène, localement abondant, se rencontre en granules ou en agrégats qui moulent les amphiboles.

Les minéraux opaques sont assez nombreux. Il s'agit surtout de pyrites automorphes éparses dans la matrice.

2.2 - LES METADIABASES

Les produits filoniens se trouvent à la partie supérieure du massif de dolérites. Il s'agit de métadiabases à grain très fin, constituées de chlorite, épidotes (de type pistachite), d'amphiboles bleues et de sphène.

La texture est microcristalline, aphanitique. La paragenèse actuelle est entièrement métamorphique d'abord de type schistes bleus, puis rétrotransformée dans le faciès schiste vert alpin.

2.3 - LES FILONS LEUCOCRATES

Nous avons présenté ces filons d'épaisseur pluridécimétrique comme des différenciés leucocrates nourriciers des filonets très leucocrates diffus dans la partie supérieure du massif de dolérites. Leur texture originelle hypidiomorphe est préservée.

Les lattes subautomorphes millimétriques de feldspaths charpentent l'édifice cristallin et déterminent des interstices occupés par d'autres minéraux, principalement pyroxène, plagioclase et quartz.

Clinopyroxène (Type Augite)

Généralement, il occupe les espaces interstitiels entre les lattes de plagioclase et conserve, dans l'ensemble, sa forme trapue de minéral magmatique.

Ses plages sont entièrement altérées et opacifiées par de fines épidotes de type pistachite. Le sphène qui dérive d'une phase ferrotitanée est souvent accolé au pyroxène. Cette relation montre que la cristallisation de la phase ferro-titanée (ilménite ?) a été simultanée à celle des pyroxènes.

Localement, les rapports entre les minéraux sont différents: par exemple, le plagioclase est ici alors englobé par le pyroxène (fig. 40).

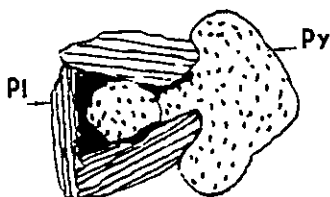


Fig. 40 Texture intersertale qui évoque une croissance +/- simultanée du pyroxène et du plagioclase.

Plagioclase (Oligoclase An 20)

Il se présente en lattes de petite taille (inférieure au mm) qui déterminent quelques espaces triangulaires définissant ainsi la texture hypidiomorphe, localement intersertale. Ces lattes sont en partie calcitisées.

Apatite

Elle se trouve en baguettes trapues, de petite dimension (0.1 mm), et en grains assez nombreux dispersés dans la matrice.

Zircon

Ils sont nombreux, automorphes et de petite taille (inférieure à 0,5 mm). Ils ont fait l'objet d'une étude typologique (éch. L.44, cf. p. 65).

2.4 - LES FILONETS LEUCOCRATES DE LA PARTIE SUPERIEURE (L39, L40, L42, L45, L47, L48, L50).

Ces granitoïdes s'organisent en un réseau de filonets d'épaisseur centimétrique; localement leur densité confère un aspect bréchiqque à la roche encaissante. A l'affleurement, ces filonets sont hololeucocrates (patine rouille en altération). Leurs épontes sont soulignées par la présence de minéraux verdâtres (épidotes) en petites baguettes allongées de taille millimétrique.

Etudiée dans le détail, la bordure d'un filon plagioclasiqque est nette. On observe dans la partie leucocrate, à proximité immédiate de l'éponte, des morceaux épars d'encaissant. Il s'agit de quelques amas d'amphibole bleue et de minéraux associés (pyroxène, épidote, sphène) qui ont probablement été arrachés à l'encaissant lors de la mise en place des filons.

Minéralogie

L'association minérale est composée de pyroxène, biotite, feldspath amphibole bleue, zircon, sphène et apatite.

- PARAGENESE PRIMAIRE

Clinopyroxène (de type augite)

Des plages de forme trapue composées d'une association finement cristallisée de pistachite et de micas blancs (phengite) témoignent de la présence de pyroxène primaire.

Plagioclase (An 7 à 15 de nature albite, oligoclase)

Il est subautomorphe. Les plages sont parsemées de fins produits d'altération phylliteux (saussuritisation). Quelques sections ont pu permettre de déterminer qu'il s'agissait d'oligoclase. Dans les parties les plus claires, la macle en échiquier de l'albite se rencontre fréquemment.

Biotite

Ce minéral se rencontre en lamelles ou en faisceaux aciculaires. Le pléochroïsme des sections est fort avec des teintes allant du jaune au brun foncé. L'extinction droite est masquée par la couleur propre du minéral. Ces caractères montrent qu'il pourrait s'agir d'une variété ferrique (lépidomélane, annite). Le sphène se rencontre très fréquemment en granules accolés à la biotite.

Quartz

Le quartz présente des recristallisation avec apparition de cristaux à joints triples (120°) et extinction roulante.

- PARAGENESE SECONDAIRE

L'amphibole bleue

Elle se trouve surtout dans les filonets les plus épais et les moins différenciés, aux bordures desquels elle a tendance à se concentrer. Les plages ou prismes sont presque entièrement chloritisés sauf dans la partie centrale des sections qui se caractérise par un pléochroïsme important (incolore à mauve).

Epidote

Il s'agit de zoïzite ou de clinozoïzite en petits bâtonnets millimétriques sans orientation préférentielle surtout concentrés à la bordure des filonets les plus clairs.

Chlorite

Eile est plus ou moins abondante, en plages xénomorphes et interstitielles. Les sections de teinte jaune-vert montrent un pléochroïsme peu accusé. La chlorite est absente dans les sections les plus claires, exclusivement constituées de plagioclase et de quartz.

- AUTRES MINERAUX

L'association titanomagnétite-apatite-zircon est fréquente: Ces trois phases se trouvent juxtaposées aux fantômes des minéraux magmatiques tels que le pyroxène ou l'amphibole. Les plages d'ilménite se désagrègent sur leurs bordures en un maillage caractéristique de leucoxène et de sphène.

- le sphène se rencontre aussi en nombreux agrégats disséminés dans la matrice, et en petits granules dispersés dans la chlorite ou concentrés sur ses bordures.

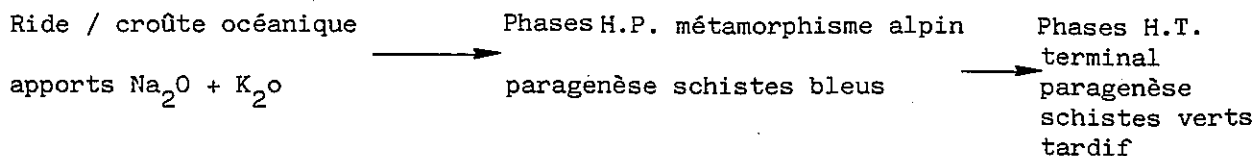
- les zircons nombreux, ont fait l'objet d'une étude typologique (ech. L39). (cf. p 65).

- L'apatite se trouve en baguettes aciculaires tronçonnées, en étroite relation avec le sphène.

2.5. Conclusion pétrographique

Bien que les contacts avec les différentes unités ne soient pas déterminés de façon sûre, il semble cependant que la masse doléritique se situe à la base de l'ensemble effusif, et que les filons leucocrates soient postérieurs à certaines émissions laviques (nourricières des pillow lavas sus-jacents ?)

Le métamorphisme alpin récent serait responsable de la paragenèse actuelle "schistes bleus" qui caractérise nos matériaux.



Les matériaux acides du Pic des Lauzes représentent donc d'anciennes roches éruptives issues de la différenciation extrême de magmas basiques.

L'étude pétrographique s'accorde avec l'hypothèse d'une origine magmatique plutôt qu'avec celle d'une origine métasomatique.

La typologie des zircons permettra de confirmer cette hypothèse.

III - ETUDE TYPOLOGIQUE DES ZIRCONS DU PIC DES LAUZES

3.1. Introduction: Rappels de la méthode

Cette méthode d'étude typologique des zircons est appliquée pour la première fois aux roches acides des ophiolites du Queyras.

Elle est basée sur les travaux de PUPIN et TURCO (1972) et PUPIN (1976; 1980). Elle permet de comparer la morphologie des populations de zircons et d'envisager les relations qui peuvent exister entre les formes du minéral et ses conditions de genèse.

Cette typologie est définie à partir du développement relatif des faces prismatiques (indice T; T° de cristallisation) et pyramidales (indice A; degré d'opacité) des zircons qui sont répartis en types et sous-types (Fig. 41 et 42).

Les types principaux présentent les deux prismes {100}, {110} plus ou moins développés ainsi que l'une des trois pyramides {101}, {211} ou {301}, ou les combinaisons {101} + {211} ou {101} + {301}.

Les types secondaires se déduisent des types principaux par l'adjonction d'une ou plusieurs pyramides supplémentaires.

A cette méthode s'ajoutent des observations sur la couleur des zircons, sur la nature de leurs inclusions et sur les groupements cristallins éventuels qui permettent de mieux comprendre le schéma de leur croissance dans un environnement géochimique qui évolue avec la différenciation.

Séparation des zircons

Les populations de zircons étudiées ont été obtenues en utilisant un schéma de concentration classique (PUPIN et TURCO 1975; PUPIN 1976; TESSIER 1979).

- Broyage modéré → Tamisage → Séparation densimétrique (Bromo; iodure de méth.)
→ séparation magnétique et électromagnétique
- Seule la fraction 0.030 - 0.160 mm dans laquelle se retrouve généralement la majorité des zircons a été prise en considération.
- Les populations concentrées ont été ensuite montées sur lames minces et étudiées au microscope (X 400).

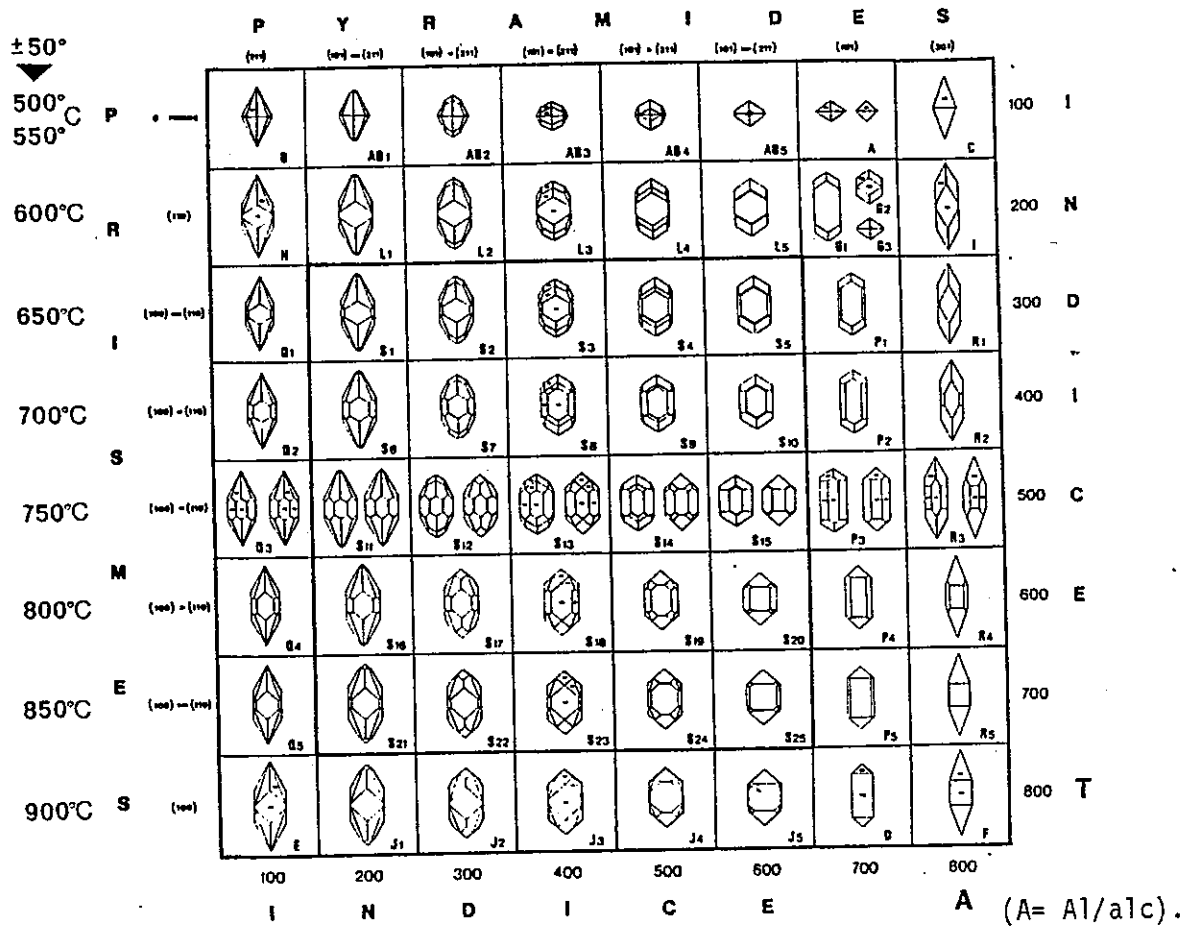


Fig. 41 Types et sous-types fondamentaux de la classification (Pupin, Turco 1972 a)

I N D I C E A

		100	200	300	400	500	600	700	800
I	100	B	AB ₁	AB ₂	AB ₃	AB ₄	AB ₅	A	C
N	200	H	L ₁ LZ ₁ O ₁	L ₂ LZ ₂ O ₂	L ₃ LZ ₃ O ₃	L ₄ LZ ₄ O ₄	L ₅ LZ ₅ O ₅	G _{1,3} GZ M _{1,3}	I
D	300	Q ₁	S ₁ U ₁ V ₁ SZ ₁	S ₂ U ₂ V ₂ SZ ₂	S ₃ U ₃ V ₃ SZ ₃	S ₄ U ₄ V ₄ SZ ₄	S ₅ U ₅ V ₅ SZ ₅	P ₁ PZ ₁ T _{1,3}	R ₁
C	400	Q ₂	S ₆ U ₆ V ₆ SZ ₆	S ₇ U ₇ V ₇ SZ ₇	S ₈ U ₈ V ₈ SZ ₈	S ₉ U ₉ V ₉ SZ ₉	S ₁₀ U ₁₀ V ₁₀ SZ ₁₀	P ₂ PZ ₂ T _{4,6}	R ₂
I	500	Q ₃	S ₁₁ U ₁₁ V ₁₁ SZ ₁₁	S ₁₂ U ₁₂ V ₁₂ SZ ₁₂	S ₁₃ U ₁₃ V ₁₃ SZ ₁₃	S ₁₄ U ₁₄ V ₁₄ SZ ₁₄	S ₁₅ U ₁₅ V ₁₅ SZ ₁₅	P ₃ PZ ₃ T _{7,8}	R ₃
E	600	Q ₄	S ₁₆ U ₁₆ V ₁₆ SZ ₁₆	S ₁₇ U ₁₇ V ₁₇ SZ ₁₇	S ₁₈ U ₁₈ V ₁₈ SZ ₁₈	S ₁₉ U ₁₉ V ₁₉ SZ ₁₉	S ₂₀ U ₂₀ V ₂₀ SZ ₂₀	P ₄ PZ ₄ T _{9,12}	R ₄
T	700	Q ₅	S ₂₁ U ₂₁ V ₂₁ SZ ₂₁	S ₂₂ U ₂₂ V ₂₂ SZ ₂₂	S ₂₃ U ₂₃ V ₂₃ SZ ₂₃	S ₂₄ U ₂₄ V ₂₄ SZ ₂₄	S ₂₅ U ₂₅ V ₂₅ SZ ₂₅	P ₅ PZ ₅ T _{13,15}	R ₅
	800	E	J ₁ JZ ₁ N ₁	J ₂ JZ ₂ N ₂	J ₃ JZ ₃ N ₃	J ₄ JZ ₄ N ₄	J ₅ JZ ₅ N ₅	D DZ K _{1,3}	F

Fig. 42 Position des types et sous-types fondamentaux et de quelques types et sous-types secondaires dans le diagramme (I.A, I.T)

3.2 - Distribution typologique

Les populations de cinq échantillons ont été étudiées (soit 285 zircons déterminés). La détermination du point moyen de coordonnées (IA,IT) donne les résultats suivants:

- Indice $\bar{I}\bar{A}$: 629
- Indice $\bar{I}\bar{T}$: 737

Les sous-types observés sont N5, K1, T13, T10.

Les distributions typologiques représentatives des échantillons ainsi que la distribution globale des populations observées sont reportées dans la figure 43*. La distribution est concentrée autour des types P5, J5 et S25 (Fig.43).

3.3 - Interprétation des données

Le prisme (100) est le seul rencontré dans ce type de roche, ce qui est à rapporter à une cristallisation à température élevée (>700°) dans les magmas à caractères plutôt effusifs (PUPIN & TURCO, 1975).

Il y a prépondérance de cristaux automorphes (67%). La plupart des zircons sont incolores à faiblement colorés (38%). Leurs inclusions sont de nature diverse: "vitreuses", ou germes de cristaux piégés pendant la croissance du minéral.

Cette distribution présente de fortes affinités avec celle des populations de zircons des trondhjémites corses, (OHENSTETTER D. & M., 1975; JAUZEIN & al, 1979) qui appartiennent à une lignée de différenciation tholéïtique, dont les caractères principaux sont: (Fig. 44)

- l'abondance des zircons;
- les indices \bar{A} et \bar{T} élevés;
- la forte fréquence des sous-types N5, K1, T13, T10 qui habituellement sont relativement rares dans les matériaux.

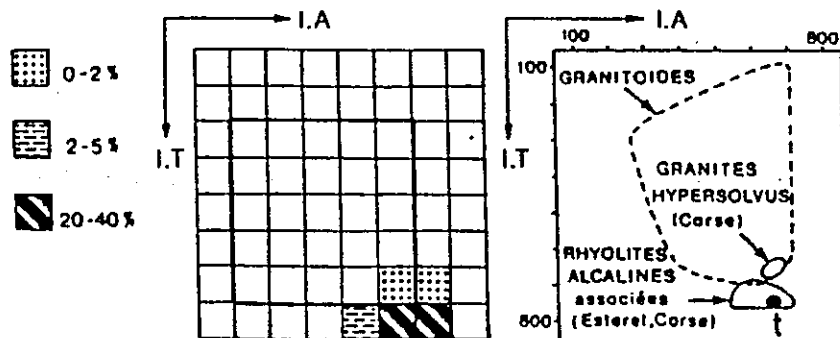


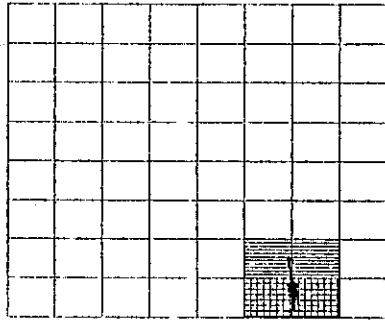
Fig 44 : Zircons des trondhjémites corses
(Jauzein et al. 1979)

Ces résultats permettent d'attribuer pour ces matériaux acides une souche d'origine mantellique en accord avec la classification génétique des granitoïdes proposées par PUPIN (1980).

* Sortie graphique informatisée, réalisée par R. COSTARELLA, Institut Dolomieu, Thèse à paraître.

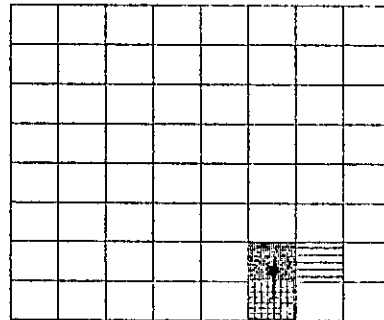
REF. echantillon.....L 44
 Nature.....ACIDE
 Lieu de prelevement.....PEYRQUIN
 Nombre de zircons comptés...128
 Nombre d'indeterminés.....59

$\bar{A}=637$ $\bar{T}=773$



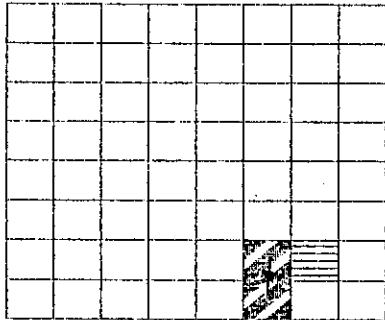
REF. echantillon.....L 46
 Nature.....ACIDE
 Lieu de prelevement.....PEYRQUIN
 Nombre de zircons comptés...188
 Nombre d'indeterminés.....34

$\bar{A}=686$ $\bar{T}=729$



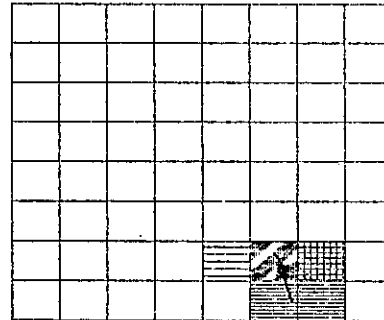
REF. echantillon.....L 38
 Nature.....ACIDE
 Lieu de prelevement.....PEYRQUIN
 Nombre de zircons comptés...188
 Nombre d'indeterminés.....58

$\bar{A}=684$ $\bar{T}=748$



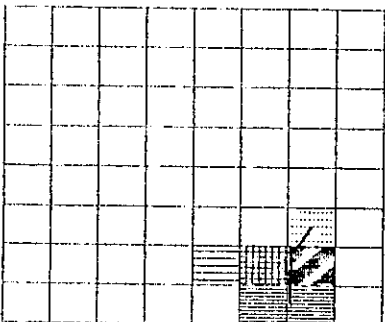
REF. echantillon.....L 39
 Nature.....ACIDE
 Lieu de prelevement.....PEYRQUIN
 Nombre de zircons comptés...188
 Nombre d'indeterminés.....34

$\bar{A}=621$ $\bar{T}=723$



REF. echantillon.....L 41
 Nature.....ACIDE
 Lieu de prelevement.....PEYRQUIN
 Nombre de zircons comptés...188
 Nombre d'indeterminés.....39

$\bar{A}=655$ $\bar{T}=719$



Evolution globale

Nombre de zircons comptés...588
 Nombre d'indeterminés.....215

$\bar{A}=627$ $\bar{T}=734$

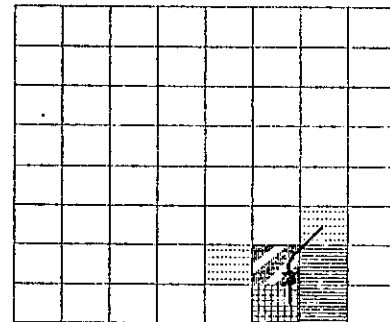
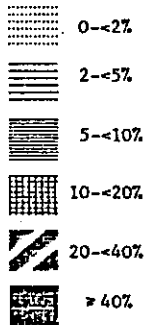
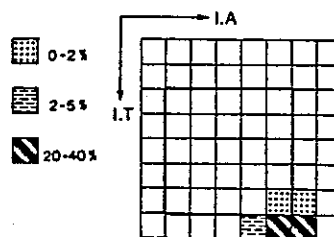
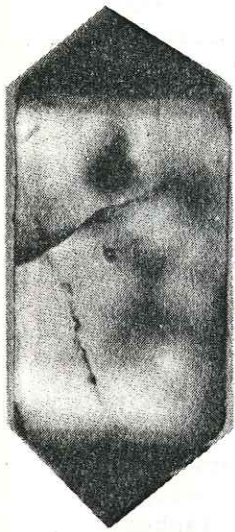


Fig 43: Distribution typologique des populations de zircons du Pic des Lauzes.

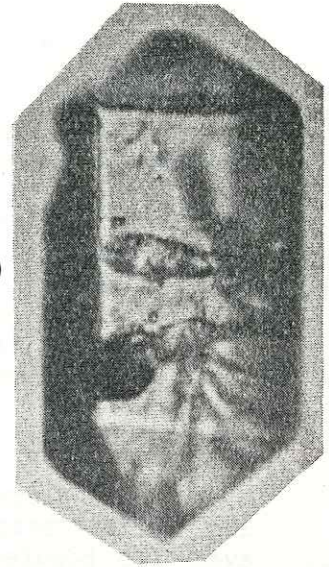


Zircons des trondhjémites corses (Jauzein et al . 1979)

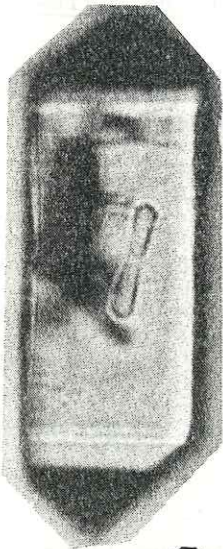
PLANCHE I

ZIRCONS DES ROCHES ACIDES
DU PIC DES LAUZES

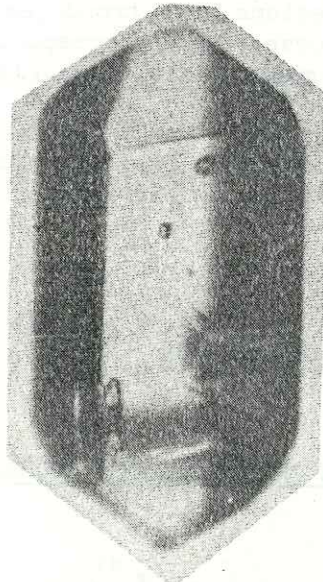
Type J5 + 301 (=N5)
Dim. 0.17mm



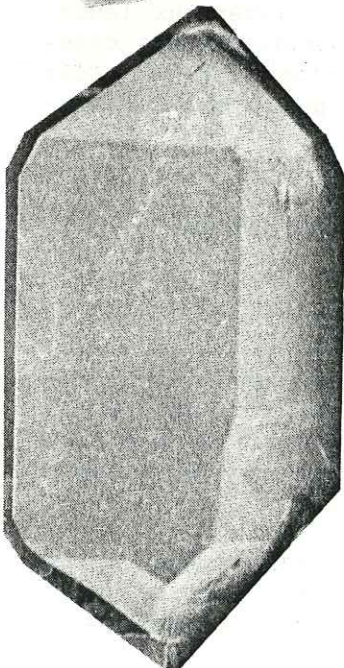
Type P5 + 301 (=T13)
Dim. 0.08mm



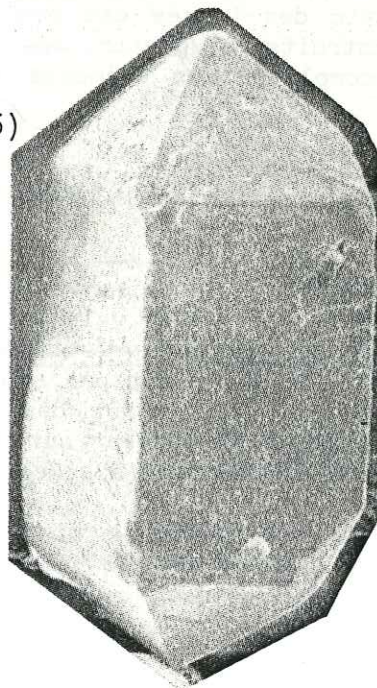
Type D + 301 (=K1)
Dim. 1.3mm



Type S25 + 301 (=U25)
Dim. 0.09mm



Type J5 + 301 (=N5)
avec groupement
cristallin
Dim. 50 μ



Type J5 + 301
(=N5)
Dim. 42 μ

Photos au microscope
électronique à
balayage (SEM)

E. BURIOT (C.S T B
Grenoble).

3.3.1 - Remarque

Depuis le rapide développement des applications de cette méthode typologique, plusieurs travaux mettent en évidence les similitudes qui existent entre les populations de zircons des plagiogranites ophiolitiques issus de lignées magmatiques identiques et d'environnements voisins ou semblables, mais d'âges différents. Citons pour mémoire :

- les granites sodiques de la Brévenne (Massif Central Français JOUCHOUX 1983) formés dans le cadre d'un protorift continental ou de l'ouverture d'un bassin marginal;
- les granites sodiques et roches associées de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor (Isère-France, SCARENZI, 1984)

3.4 - Conclusion

La distribution typologique des zircons que l'on observe dans les roches acides du Pic des Lauzes présente de grandes analogies avec les populations des trondhjémites et plagiogranites des lambeaux ophiolitiques corses, qui correspondent à des liquides de fin de différenciation d'un magma tholéitique (JAUZEIN & al., 1979).

Nous verrons par la suite que cette méthode d'étude permettra d'exclure une origine plagiogranitique pour les éléments acides de la brèche polygénique du Pic Marcel.

IV - ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

4.1 - TYPOLOGIE NORMATIVE DES ROCHES LEUCOCRATES ASSOCIÉES AUX DOLERITES

Une approche plus précise de la définition des matériaux leucocrates du Pic des Lauzes est possible par l'emploi de diagrammes classiques construits à partir des teneurs normatives des roches. Elle permet de compléter les éléments de réponse fournis par l'étude pétrographique.

4.1.1 - Classification de O'CONNOR (1965) albite/anorthite/orthose

Basée sur les teneurs normatives en feldspaths, cette classification est en principe valable pour les matériaux qui contiennent plus de 10% de quartz normatif (ce qui n'est pas le cas de tous nos échantillons) et qui n'ont pas subi de phénomènes métasomatiques tardifs d'alcalinisation. La plupart des roches (fig.45) tombent à proximité du pôle albitique et souvent sur la ligne Ab/An, ce qui met en évidence la très faible teneur ou l'absence d'orthose normative.

Cette composition strictement plagioclasique des roches acides du Pic des Lauzes est comparable à celle des échantillons de Corse et des roches acides océaniques (leucoferrodiorites et albitites;

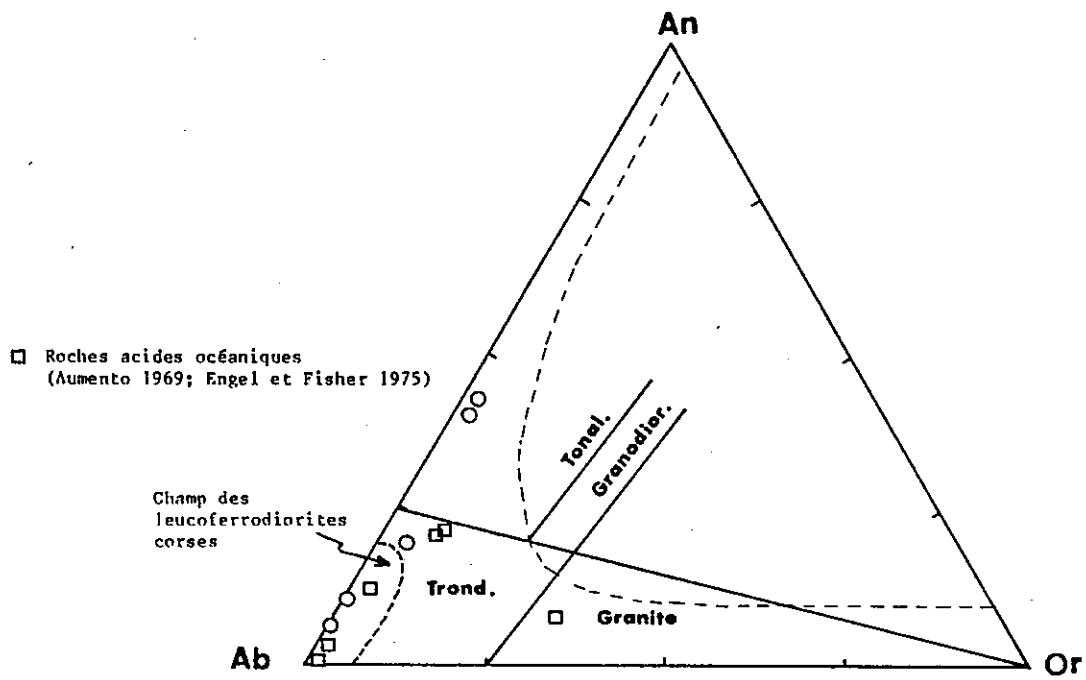


Fig. 45 : Diagramme Ab-An-Or (O'Connor 1965)

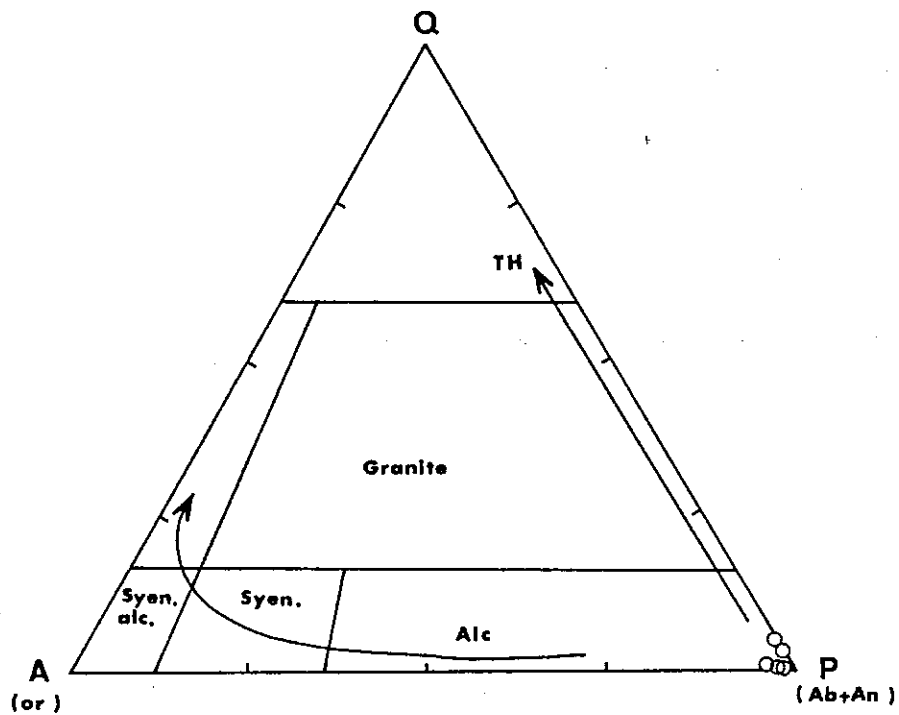


Fig. 46 : Diagramme Q-A-P (Streckeisen 1973)

TH : Lignée tholéïtique
Alc : Lignée alcaline

D. & M. OHNENSTETTER 1980). Elle ne permet pas d'évaluer la composante originelle magmatique en raison d'une possible mobilité du Ca, K, Na (échanges $\text{Na} \rightleftharpoons \text{K}$; $\text{Na} \rightleftharpoons \text{Ca}$..).

4.1.2 - Classification de STRECKEISEN (1973) - (Diagramme Q-A-P) (Fig.46)

Elle permet de distinguer la lignée tholéitique de la lignée calco-alcaline. Les séries tholéitiques se caractérisent par l'absence de feldspath potassique et appartiennent au champ des roches quartzo-plagioclasiques des domaines océaniques.

Les points représentatifs des plagiogranites ophiolitiques se répartissent le long du côté Q P.

Les plagiogranites albitiques se placent sur le côté QA après un saut correspondant à la coupure arbitraire plagioclases calciques ($\text{An} > 10\%$) et feldspath sodique ($\text{An} < 10\%$).

Les roches leucocrates du Pic des Lauzes reportées sur ce diagramme se placent à proximité du pôle P ou sur la ligne QP.

Cette répartition définit le caractère peu alcalin du plagioclase qui suggère une nature tholéitique pour ces matériaux.

4.1.3 - Selon COLEMAN et al. (1975),

Les séquences ophiolitiques se caractérisent par leur très faible teneur en potassium. Une représentation graphique prenant en compte la variation du K_2O par rapport à la silice permet d'illustrer les faibles teneurs des plagiogranites comparées à celles des granophyres continentaux.

Nos roches reportées sur le diagramme (Fig.47) montrent une dispersion importante, mais se répartissent cependant à proximité des pôles d'affinité océanique pour K_2O .

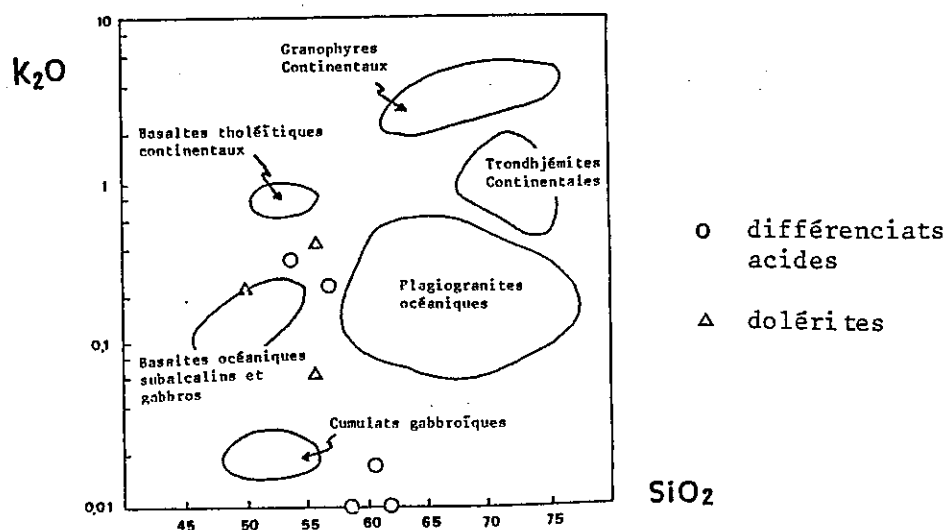


Fig. 47 : Diagramme K₂O - SiO₂ (Coleman & Peterman 1975) comparant les plagiogranites océaniques avec les trondhjémites et les granophyres continentaux.

Les remobilisations tardives qui ont affecté principalement les éléments mobiles tels que le potassium et le sodium oblitérent les tendances originelles. Il est donc délicat de typer ces roches à l'aide des diagrammes précédents:

4.2 - ROCHES ACIDES DU PIC DES LAUZES ET TERMES ASSOCIES - ETUDE

COMPARATIVE DES ELEMENTS MAJEURS

INTRODUCTION

Les observations de terrain nous ont montré que les roches acides rencontrées sous forme de filonets leucocrates plus ou moins diffus, recoupent les dolérites et les dykes basiques associés qui semblent surmonter les gabbros.

L'étude chimique a pour objectif:

- de typer les matériaux leucocrates;
- de caractériser la lignée magmatique à laquelle ils appartiennent;
- de définir leur implantation géotectonique possible.

Afin de mieux cerner leur environnement, nous les comparerons tout au long de cette étude aux termes basiques qui leur sont associés, d'une part, et aux roches acides similaires que l'on connaît dans d'autres séquences ophiolitiques, d'autre part.

ETUDE DE LA VARIATION DES ELEMENTS MAJEURS

4.2.1 - Evolution des éléments au cours de la différenciation magmatique

Les analyses chimiques des roches acides, ainsi que des termes basiques qui leur sont associés sont reportées en annexe. N°6.

La concentration des éléments majeurs est contrôlée par l'évolution de la silice. Les valeurs de cet oxyde s'échelonnent de 54 à 62 % et permettent de différencier ces roches acides des plagiogranites ophiolitiques s.s. pour lesquels la silice a des valeurs plus élevées et situées entre 70 et 80 %. Nos matériaux seraient plutôt à rapprocher des leucoferrodiorites et diorites océaniques de composition intermédiaire (55% de silice - ENGEL & FISHER, 1975).

Les diagrammes de HARKER (1909) permettent de visualiser les variations de la teneur en oxydes des échantillons par rapport aux valeurs de la silice.

Al₂O₃ (fig.48)

Les teneurs en alumine sont élevées (supérieures à 15 %) pour l'ensemble des roches analysées. Elles montrent des variations peu importantes d'un groupe de roches à un autre qui s'illustrent par une augmentation légère en fonction de la silice, c'est-à-dire que les termes les plus acides de la séquence sont aussi les plus alumineux.

Cette variation paraît contrôlée par la fréquence de l'albite.

CaO

Le comportement de cet élément est antithétique de celui de l'alumine. Les valeurs les plus élevées (11,27 %) correspondent aux roches cumulatives riches en minéraux calciques. Elles diminuent progressivement lorsque SiO₂ augmente pour atteindre les plus basses valeurs dans les termes les plus différenciés (3,48 %).

MgO

Le comportement du magnésium est identique à celui du calcium, ses teneurs décroissent régulièrement au cours de la différenciation.

Fe₂O₃ tot.

Cet élément mobile (PAVLIDES, 1981) possède des valeurs faibles pour les cumulates gabbroïques qui augmentent dans les termes basiques pour diminuer ensuite dans les roches différenciées acides.

Les teneurs élevées en fer dans les termes basaltiques qui correspondent à celles des ferrobasaltes s'accordent avec une origine tholéitique de la lignée magmatique. Cette association ferrobasaltes-plagiogranites a été relevée par de nombreux auteurs (OHNSTETTER D. & M., 1975; BEBIEN & al, 1975; SERRI, 1979; GERLACH & al., 1981; PEDERSEN & MALPAS, 1984; BERTRAND & al., 1985 etc..).

TiO₂

Le comportement du titane est similaire à celui du fer. Cette tendance peut s'expliquer par le fractionnement simultané de ces deux phases au niveau des ferrogabbros et dans les termes basaltiques.

L'enrichissement relatif des dolérites en fer et titane est dû au fractionnement simultané et à la concentration locale de ces deux phases, mais on note que les roches acides ont toujours des teneurs en FeO et TiO₂ plus faibles que les dolérites les plus évoluées (cf. fig.48).

Na₂O

Le sodium montre une corrélation fortement positive avec la silice. Cet enrichissement est en partie lié à la présence de l'albite consécutive peut être des processus hydrothermaux.

K₂O

Les valeurs sont faibles dans l'ensemble pour les différents groupes de roches représentés. Elles dépassent rarement 0,4 % sauf pour un ferrogabbro (L28) un basalte (L27) et une dolérite (L46) prélevés dans la partie supérieure de la séquence gabbroïque à proximité du contact avec les dolérites sus-jacentes. (0,70%; 0,97%; 0,57%).

A l'origine de cette tendance potassique localisée dans l'épaisseur de la séquence ophiolitique on peut invoquer deux processus généraux possibles:

- 1) L'hypothèse d'un magma à tendance légèrement potassique

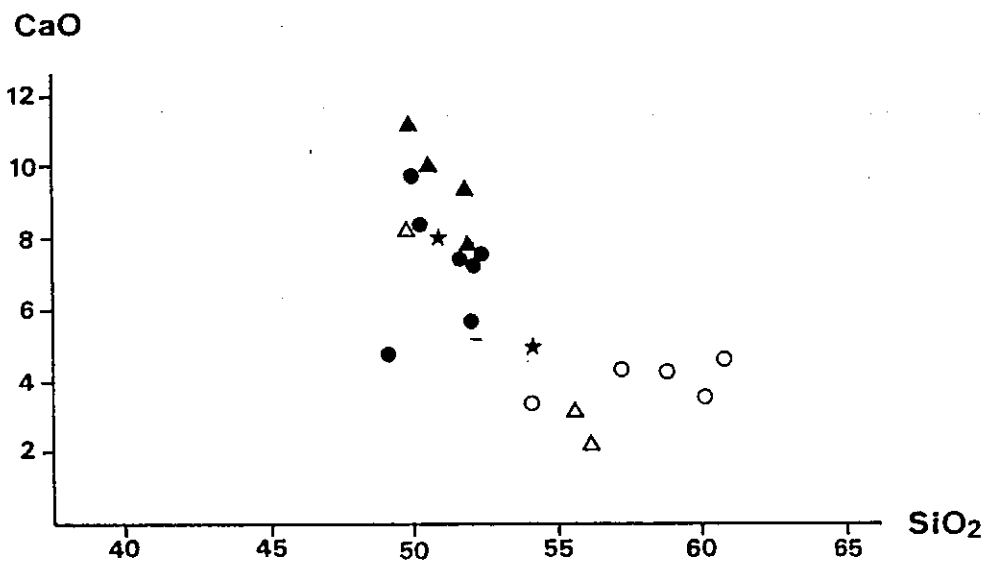
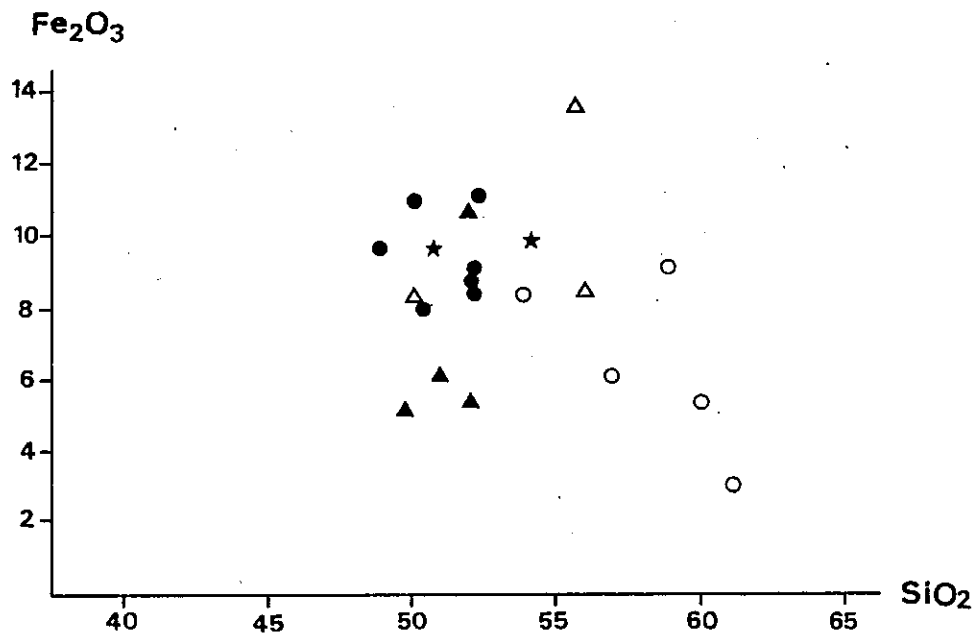
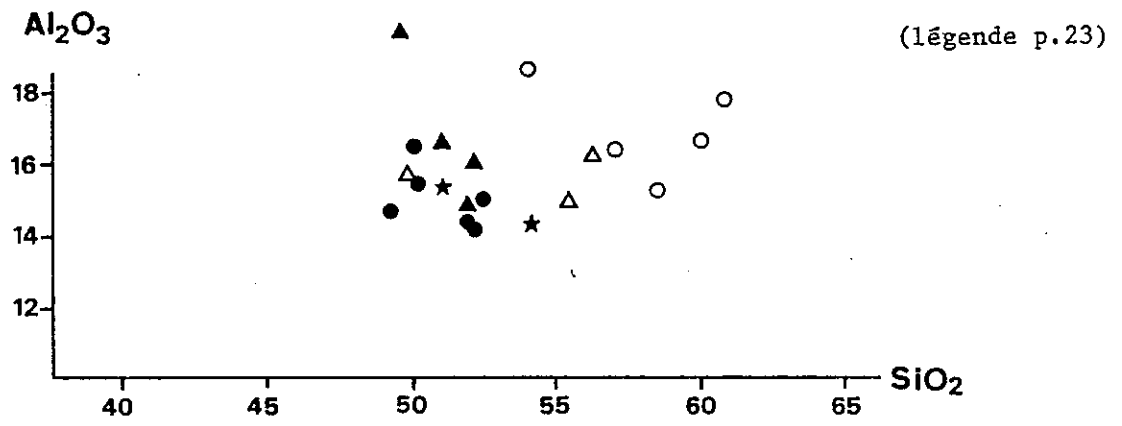
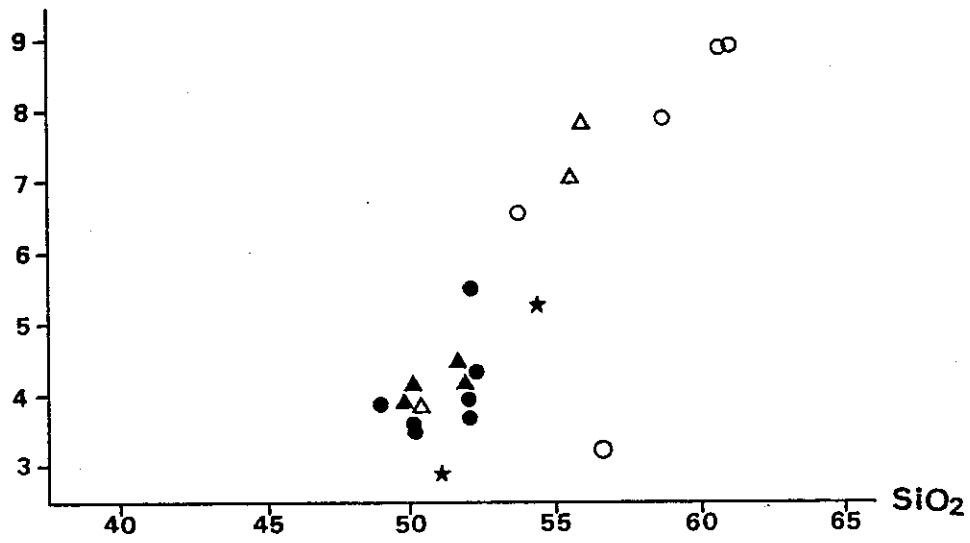
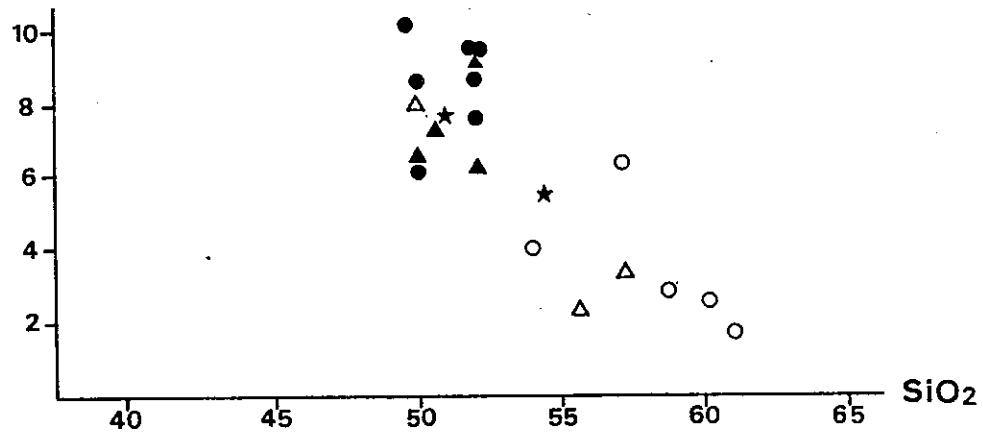
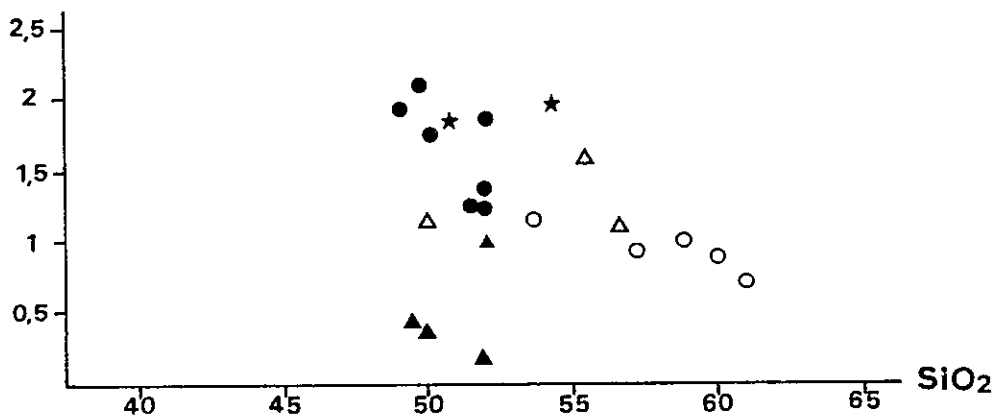


Fig.48 : Diagrammes de Harker (1909)

- Série ophiolitique du Pic des Lauzes -

Na_2O  MgO  TiO_2 

Diagrammes de Harker (suite)

2) Une potassification tardi-magmatique

La deuxième hypothèse nous paraît plus plausible. Malgré le manque de données précises, il semblerait que dans un premier temps l'enrichissement en K₂O, corrélatif d'une augmentation de la teneur en Na₂O, fasse appel à des processus d'hydrothermalisme au niveau des zones distensives de la croûte océanique.

Les phénomènes d'hydrothermalisme tardi-magmatique sont bien connus dans les environnements de rides médio-océaniques modernes (MIYASHIRO & al., 1971; BONATTI & al., 1975; JEHL, 1975; JEHL & al., 1977; etc.).

Le métamorphisme alpin serait responsable des paragenèses actuelles que l'on observe dans ces matériaux. Il est en effet possible d'envisager des hétérogénéités locales de la pression dues à des phases tectoniques qui auraient existé à l'interface gabbros-dolérites et qui seraient responsables de la transformation de la paragenèse initiale en paragenèse de type "schistes bleus", destabilisée ensuite par le métamorphisme "schistes verts" terminal.

Des observations similaires ont été faites dans l'ophiolite de l'Inzecca (PETERLONGO, 1968). Ce phénomène a aussi été évoqué par BEBIEN & al. (1975), ainsi que par SUNN & NESBITT (1978). Dans différentes séries ophiolitiques, il est reconnu que la diversité des tendances évolutives dans les roches hypabyssales est due à la diversité de leur mode de gisement, ainsi qu'à leur chimisme.

4.2.2 - Conclusion

Un premier bilan peut être dressé:

Les filons de roches acides du Pic des Lauzes semblent issus de la différenciation extrême des magmas basiques associés. Leur évolution géochimique est comparable à celle des roches similaires (à teneur en SiO₂ identique) connues dans différents sites ophiolitiques et au niveau de la croûte océanique (AUMENTO & OHNENSTETTER D. & M., 1975; ENGEL & FISHER, 1975; etc.) qui sont issues de lignées tholéitiques.

Certains éléments montrent des variations importantes lors des processus d'altération et de métamorphisme. C'est le cas du calcium, du sodium et du potassium.

L'affinité avec les séries tholéitiques demande donc à être confirmée au moyen de diagrammes mettant en jeu plusieurs éléments.

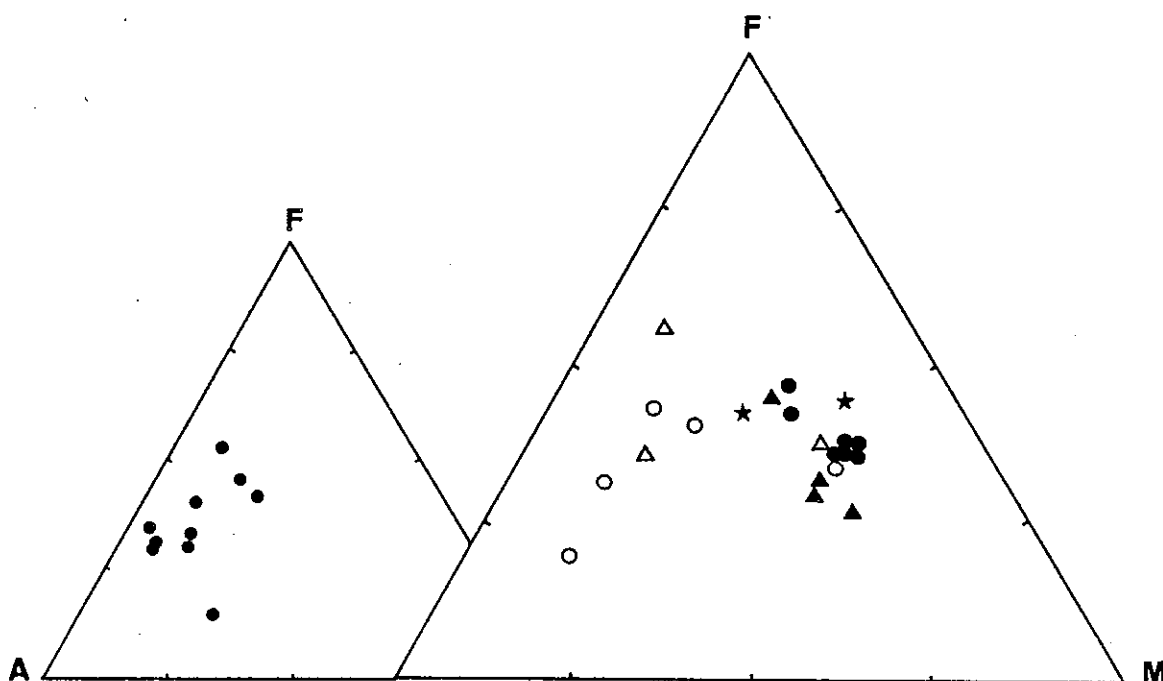
4.2.3 - Caractérisation de la lignée de différenciation et hypothèses sur la nature du fractionnement

AFFINITE GEOCHIMIQUE GLOBALE

Le diagramme classique A.F.M. (KUNO, 1968 où F=FeO + 0,9 Fe₂O₃; A=Na₂O + K₂O; M=MgO) permet de visualiser les tendances de différenciation des magmas à partir des liquides basiques initiaux proches du pôle M. Les lignées tholéitiques se différencient des lignées calco-alcalines par leur enrichissement en fer "Fenner Trend" dans les termes intermédiaires qui se traduit par une évolution parallèle à la ligne M.F. du triangle.

Compte-tenu de la mobilité des alcalins, l'interprétation d'un tel diagramme doit être sujette à caution.

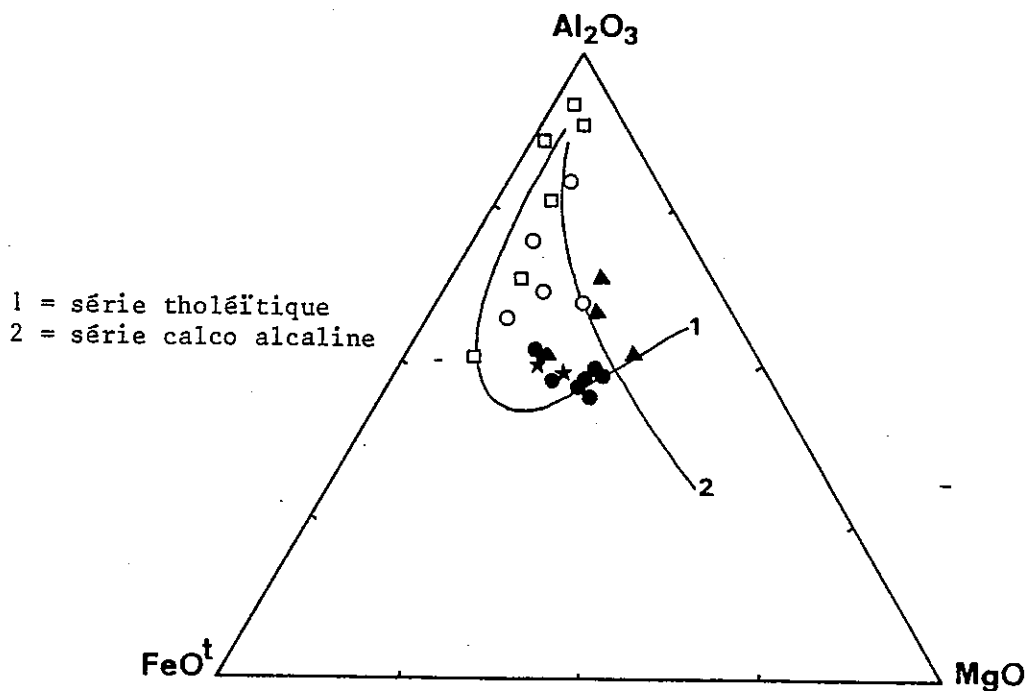
Nos matériaux (fig. 49) montrent un enrichissement relatif en fer (FeO tot/MgO compris entre 1,3 et 6) pour les ferrogabbros, basaltes et pillows. La position des roches leucocrates est comparable à celle des leucoferro-diorites corses à teneur en SiO₂ similaire qui sont issues d'une lignée de différenciation tholéitique (OHNENSTETTER D.M. 1980).



Albitites corses
54-60% SiO₂
(Ohnenstetter 1980)

Fig. 49 : Diagramme A-F-M (Kuno 1968)

A = Na₂O + K₂O
F = FeO + 0.9 Fe₂O₃
M = MgO



1 = série tholéïtque
2 = série calco alcaline

Fig. 50 : Diagramme Al₂O₃-FeO^t-MgO (Besson & Fonteilles 1974)

□ Roches acides océaniques
(Aumento 1969; Engel et Fisher 1975)

Afin d'obtenir une meilleure définition de la lignée magmatique, il convient de pallier à l'inconvénient de la mobilité des éléments alcalins en utilisant la représentation graphique de BESSON et FONTEILLES (1974).

Le diagramme $AL_2O_3 / FeO^{tot} / MgO$, inspiré de celui de Kuno est plus fiable car il fait intervenir l'alumine en remplacement des alcalins.

Les éléments mis en jeu sont théoriquement moins mobiles lors des processus de spilitisation.

Nous remarquons un "fenner trend" discret défini par les roches de composition intermédiaire (fig. 50). Cette disposition peut être due à une caractéristique géochimique primaire ou bien à un enrichissement tardimagmatique en magnésium.

Les matériaux les plus différenciés dérivent en direction du pôle alumineux. L'absence de hiatus de composition entre le groupe des ferrogabbros - basaltes et celui des plagiogranites évoque une filiation possible entre ces deux ensembles lors des processus de fractionnement.

Une meilleure appréciation du processus de différenciation de cette série peut être donnée par les diagrammes de MIYASHIRO dans lesquels les variations éventuelles de la teneur en Fe et Mg sont pondérées par la prise en compte de la variation du rapport de ces deux éléments.

Comportement relatif de $FeO - MgO - TiO_2$ et SiO_2 (diagrammes de MIYASHIRO 1973)

Ces diagrammes permettent de définir l'appartenance des roches de composition basique à intermédiaire à une lignée magmatique.

- Les séries tholéïtiques se caractérisent par un accroissement en Fe et Ti alors que la silice ne varie que dans une faible mesure en fonction du rapport FeO / MgO .

- Les séries à affinité calcoalcaline se distinguent par un enrichissement en SiO_2 et par un appauvrissement en FeO et TiO_2 .

Les dykes basiques reportés sur les diagrammes suivent la lignée de différenciation des tholéïtes abyssales (Fig. 51).

Ils se caractérisent par un rapport FeO^{tot} / MgO inférieur à celui des roches de composition plus acide et par des teneurs en Fe tot. et en TiO_2 plus élevées du fait du fractionnement de ces phases au niveau des ferrogabbros et des basaltes.

Les roches acides comparées aux termes basiques qui leur sont associés se caractérisent par de faibles valeurs en FeO^{tot} et TiO_2 . Ce phénomène est identique à celui déjà évoqué dans les rapports FeO et TiO_2 / SiO_2 et correspond au fractionnement de ces deux oxydes dans les roches peu différenciées.

Sur le diagramme $SiO_2 - FeO^{tot} / MgO$, les roches acides se placent dans l'alignement des roches basiques et suggèrent une filiation directe entre ces matériaux. Les faciès acides représenteraient les termes ultimes du fractionnement de la série.

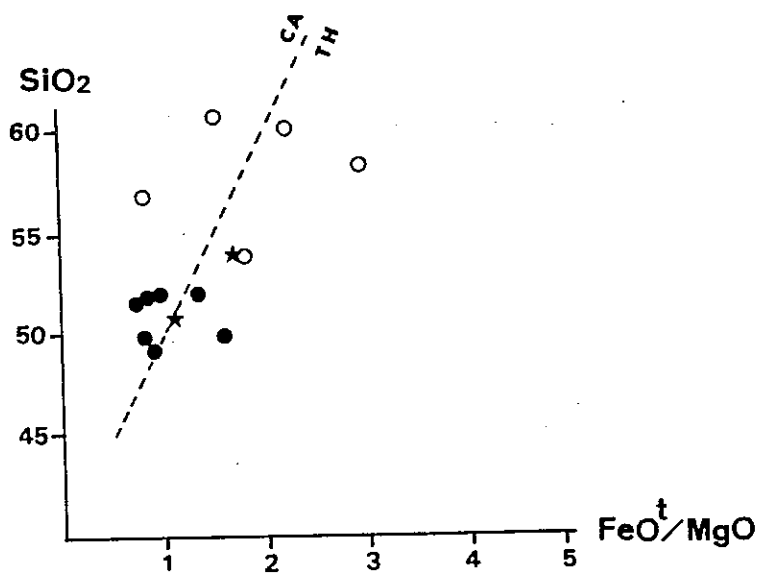
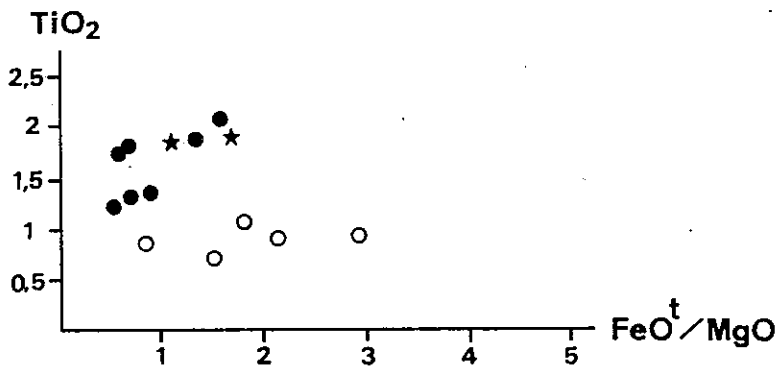
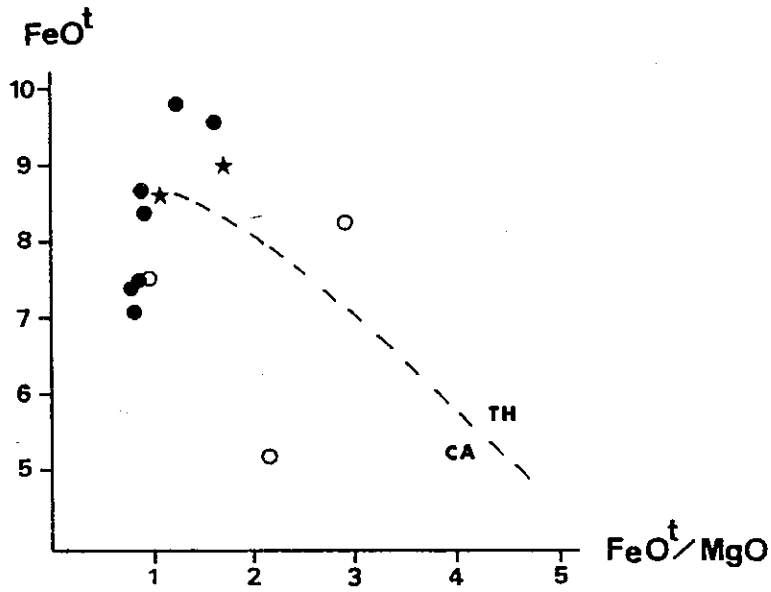


Fig. 51 : Diagrammes de Miyashiro (1973)

Nous confirmerons cette hypothèse dans l'étude des éléments en traces.

Cette étude des éléments majeurs nous permet de souligner l'absence de hiatus de composition entre le groupe des ferrogabbros et celui des plagiogranites ainsi qu'une filiation possible entre ces deux groupes.

4.2.3.1. Conclusion

L'étude des éléments majeurs nous a permis de confirmer le caractère tholéitique de la série étudiée et aussi de montrer que les matériaux acides apparaissent comme les termes les plus évolués de la différenciation des matériaux basiques associés. L'hypothèse de l'immiscibilité est écartée: à l'affleurement il est possible de se rendre compte des variations de la composition minéralogique et de l'évolution des liquides acides sur une distance de quelques mètres seulement.

L'étude du comportement des éléments en traces, réputés beaucoup plus incompatibles lors des phénomènes magmatiques, et inertes lors des processus d'altération, permettra de préciser cette hypothèse.

4.3. ETUDE DES ELEMENTS EN TRACES

Les analyses des éléments en traces figurent en annexe n°6

4.3.1. Généralités

Les éléments hygromagmaphiles participent aux premiers liquides exprimés lors de la fusion partielle et se concentrent dans les derniers bains lors de la cristallisation fractionnée (PEARCE et NORRY 1979, WINCHESTER et FLOYD 1977). L'abondance des éléments en traces qui se caractérisent par ce type de comportement (Ti, Zr, Y, Nb) permet de différencier les lignées magmatiques.

Principales caractéristiques des éléments en traces (Tableau 3)

- Le rubidium, le potassium ainsi que le strontium sont affectés par les processus d'altération et de métamorphisme.

- Y, Zr, Nb et Ti sont particulièrement inertes lors des altérations secondaires et reflètent donc les valeurs de la roche originelle (CANN 1970; PEARCE et NORRY 1979). On les préférera donc aux premiers pour évaluer le fractionnement des matériaux basiques et acides du Pic des Lauzes.

- Le zirconium a sa teneur qui augmente des termes basiques aux termes acides, puis diminue en raison de la cristallisation du zircon dans le bain magmatique.

- L'yttrium a une teneur fortement liée à l'abondance d'amphiboles et d'apatite; leur cristallisation appauvrit donc le liquide résiduel en yttrium.

- Le niobium est peu affecté par les processus de métamorphisme et d'altération secondaires (CANN 1970). Ses variations au cours du fractionnement sont similaires à celles du zirconium.

- Le strontium varie corrélativement avec le Ca, ce qui suggère qu'il est contrôlé par les mêmes processus chimiques (HUMPHRIS et THOMPSON 1978) et qu'il occupe les mêmes sites, par substitution.

		ol	pl	cpx	opx	hbl	gt	mt	ap	phl
Basic	Ti	0.02	0.04	0.3	0.1	1.5	0.3	7.5	-	0.9
	Zr	0.01	0.01	0.1	0.03	0.5	0.3	(0.1)	-	(0.6)
	Y	0.01	0.03	0.5	0.2	1.0	2.0	(0.2)	-	0.03
	Nb	0.01	0.01	0.1	0.15	0.8	(0.1)	(0.4)	-	(1.0)
										bi+zr
Intermediate	Ti	0.03	0.05	0.4	0.25	3.0	(0.5)	9.0	-	1.5
	Zr	0.01	0.03	0.25	0.08	1.4	0.5	0.2	-	(1.2)
	Y	0.01	0.06	1.5	0.45	2.5	11.0	0.5	20	(1.2)
	Nb	0.01	0.025	0.3	0.35	1.3	-	1.0	-	(1.8)
Acid	Ti	(0.04)	0.05	0.7	0.4	7.0	(1.2)	12.5	(0.1)	2.5
	Zr	(0.01)	0.1	0.6	0.2	4.0	1.2	0.8	(0.1)	2.0
	Y	(0.01)	0.1	4.0	1.0	6.0	35.0	2.0	40	2.0*
	Nb	(0.01)	0.06	0.8	0.8	4.0	-	2.5	(0.1)	3.0

Tableau 3 Coefficients minéral/liquide recommandés pour Ti, Zr, Y; Nb (les valeurs entre parenthèses ont été déterminées par extrapolation ou intrapolation à partir des valeurs mesurées). (PEARCE & NORRY 1979)

4.3.2. Etude du fractionnement des roches acides

Nous utiliserons les diagrammes de PEARCE et NORRY (1979) déjà présentés précédemment (p. 36) pour mettre en évidence la nature du fractionnement des roches leucocrates du Pic des Lauzes par rapport à celle des termes basiques associés (métadiabases filoniennes et pillow lavas).

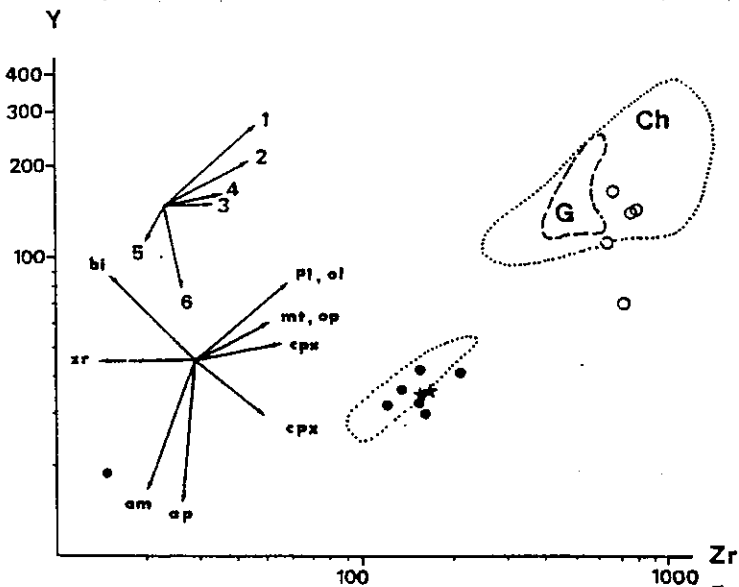
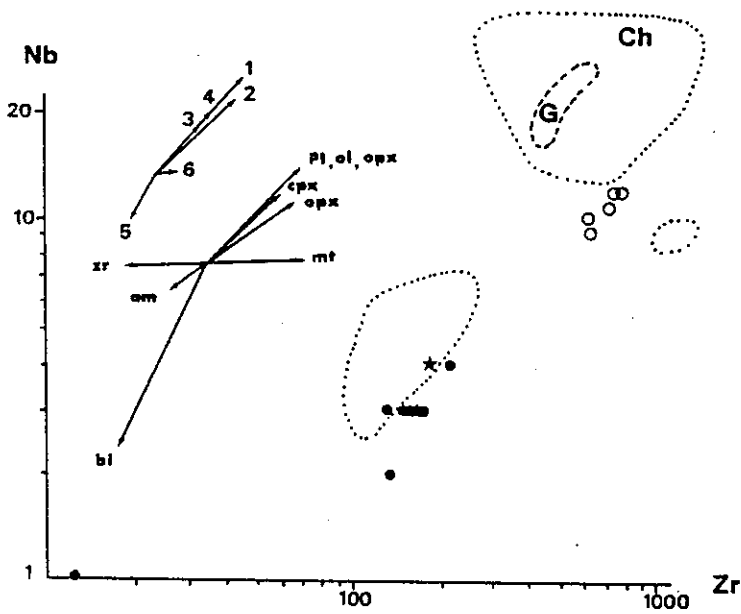
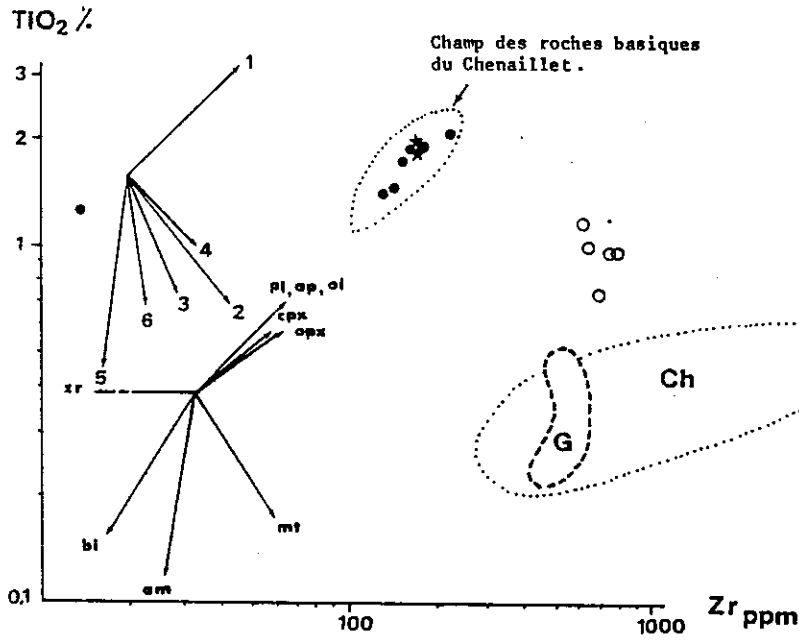
Nous comparerons nos résultats à ceux obtenus dans une étude parallèle qui traite des albitites en filons dans les massifs ophiolitiques du Chenaillet et de la Gavia, (Haute Ubaye), (CHAPELLE Thèse à paraître).

Les diagrammes sont construits à partir des teneurs en éléments en traces. Ils ne comportent que des analyses de roches à caractère non cumulatif.

Selon la démarche utilisée par PEARCE et NORRY (1979) les comportements de ces éléments reflètent bien la nature des fractionnements successifs lors de la différenciation magmatique. Ils permettent également de typer les différentes lignées magmatiques et la nature des minéraux fractionnés qui les caractérisent.

A) Dans le diagramme TiO₂% - Zr ppm (Fig. 52) nos analyses mettent en évidence le caractère plus évolué des roches acides par rapport aux termes basiques de la série. Ce comportement se traduit par des valeurs plus faibles en TiO₂ et par un enrichissement en Zr.

Cette diminution des teneurs en TiO₂ est caractéristique du fractionnement des oxydes ferro-titanés et des minéraux ferromagnésiens (pyroxène) au niveau des roches basiques (ferrogabbros en particulier).



Diagrammes de Pearce & Norry (1979), consacrés à l'étude du fractionnement des roches acides par rapport aux roches basiques associées.

Les tendances de fractionnement qui correspondent à la direction des nuages de points sont sub - parallèles au vecteur 1 * (PEARCE et NORRY 1979) pour les liquides basiques, et au vecteur 2 et 3 pour les termes leucocrates albitiques.

- Le vecteur 1 donne la précipitation d'un mélange moyen: pl 0,5 cpx 0,3, ol 0,2 en accord avec les considérations géochimiques précédentes, relatives au comportement du fer, du magnésium et du titane dans les roches basiques. Cette évolution, par ailleurs similaire à celle des ophiolites du secteur proche de Saint Véran, (AYOUB 1984) est caractéristique des tholéites abyssales.

- Les vecteurs 2 et 3 donnent la précipitation d'un mélange moyen à pl, cpx, ol +/- amph. +/- magnet, et correspondent au fractionnement de liquides de composition intermédiaire (PEARCE et NORRY 1979).

Ces faits s'accorde avec la position de notre nuage de points par rapport à celui des albitites du Chenaillet et de Haute Ubaye beaucoup plus différenciées, enrichies en Zr et appauvries en TiO₂ (CHAPELLE, SABY, PIBOULE, BRIAND 1985).

B) Dans les diagrammes Nb - Zr et Y - Zr, les matériaux acides du Pic des Lauzes, se situent dans le prolongement de la lignée des roches basiques et semblent résulter de la cristallisation des ultimes liquides de la différenciation de cette lignée. (Fig.53 et 54).

Les teneurs élevées en Y sont à mettre en relation avec la présence d'apatite dans les matériaux.

La tendance de fractionnement des roches acides correspond au vecteur 1 qui donne la précipitation d'un mélange moyen: pl 0,5; cpx 0,3; ol 0,2.

Les roches acides du Pic des Lauzes sont moins évoluées que les albitites du Chenaillet comme l'attestent les teneurs plus faibles en Zr, Y et Nb. Elles correspondent à des liquides de composition intermédiaire qui n'ont pas atteint les stades les plus évolués de la différenciation.

Ces caractères sont en accord avec les observations précédemment établies dans l'étude des éléments majeurs: les valeurs de la silice étalées de 54 à 62% différencient ces matériaux de la majorité des plagiogranites ophiolitiques pour lesquels la silice varie de 70 à 80%.

4.4. Caractérisation du site géotectonique originel

Les valeurs du Rb et du Sr permettent de discriminer les plagiogranites océaniques des autres roches ignées qui ont pourtant des compositions chimiques et des assemblages minéraux similaires (COLEMAN et PETERMAN 1975).

*Vecteur 1: Pl 0,5; cpx 0,3; Ol 0,2 (B)
 2: Pl 0,5; cpx 0,3; Ol 0,1 mt 0,05 (L)
 3: Pl 0,6; am 0,35; mt 0,05 (L)
 4: Pl 0,55; am 0,2; cpx 0,2; mt 0,05 (L)
 5: (KSP, pl) 0,6; biot 0,15; am 0,2; mt 0,05 (A)
 6: pl 0,6; cpx 0,2; am 0,15; mt 0,05 (A)

B = liquide basique
 l = liquide intermédiaire
 A = liquide acide

Les plagiogranites océaniques contiennent moins de 5 ppm de Rb alors que les trondhémities des environnements continentaux se caractérisent par des valeurs supérieures à 10 ppm (COLEMAN & PETERMAN 1975).

Pour nos roches (Fig. 55) l'examen de la relation entre Rb et Sr montrent que les teneurs se rapprochent de celles qui caractérisent les plagiogranites océaniques.

Rb apparaît comme plus mobile que Sr et contribue à l'étirement du nuage de points.

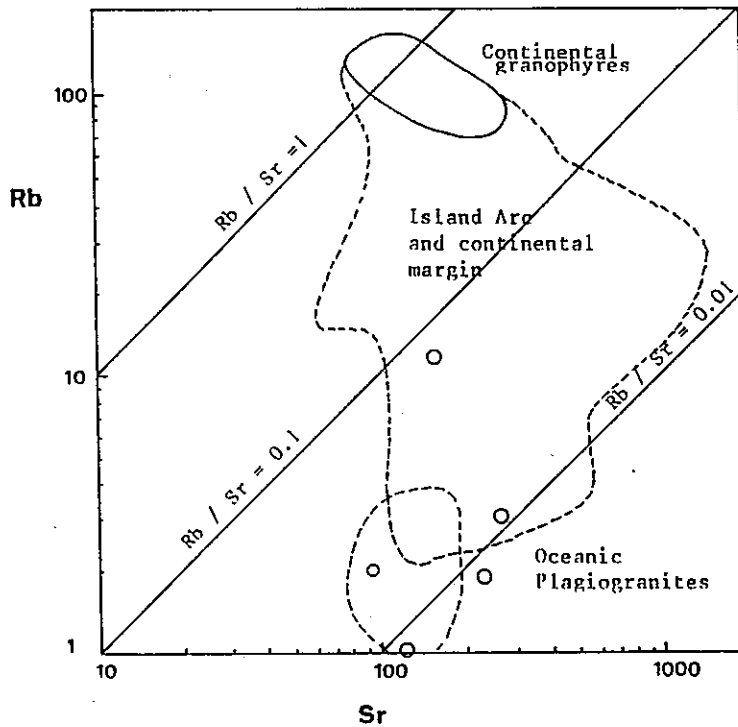


Fig. 55 Diagramme Rb/Sr (Coleman & Peterman 1975)

ALDISS (1978) montre que les plagiogranites océaniques peuvent dériver jusqu'aux domaines des trondhémities continentales et des granophyres.

L'emploi d'un tel diagramme est donc très limité en raison de la relative mobilité du Rb et du Sr. Les teneurs de ces éléments sont contrôlées par les lessivages tardi-magmatiques des roches plutôt que par les processus qui président à leur formation initiale.

A/ Y et Nb / SiO₂ (Fig.56)

Des données expérimentales (PEARCE & al., 1984) montrent que l'Y est un élément plus abondant dans les roches acides issues de rides océaniques ou de domaines intraplaques, que dans les granites d'arc insulaires pour des valeurs de la silice allant de 56 à 85 %. Par ailleurs Y et Nb sont très inertes vis à vis des phénomènes d'altération tardifs.

Une première détermination du site géotectonique de mise en place de nos roches peut être faite à l'aide de diagrammes binaires mettant en relation Nb et Y en fonction de SiO₂ (Fig. 56).

Nos analyses reportées dans les diagrammes se caractérisent de la même façon que celles des albitites du Chenaillet (Chapelle à paraître) et semblent montrer des affinités avec les domaines ORG (a.c) tels que les ont définis PEARCE & al. (1984). Cette discrimination reste cependant imprécise et conduit à des résultats contradictoires selon l'élément utilisé.

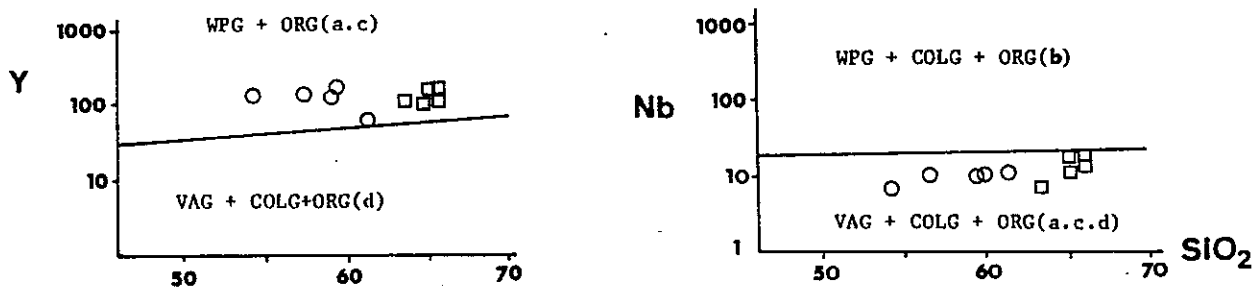


Fig. 56 Diagrammes Y/SiO₂ et Nb/SiO₂ (Pearce & al. 1984)

B/ La représentation graphique Nb/Y (PEARCE & al. 1984) (Fig. 57) a été créée afin de mieux individualiser les champs des granites de rides océaniques, ce qui n'était pas évident dans les projections précédentes.

La zone de transition entre les domaines WP et OR représente l'aire de composition des granites des domaines intraplaques à croûte amincie, ainsi que les compositions des granites de segments anormaux de ride océanique.

Les travaux récents de PEARCE et al. (1984) montrent qu'il est possible de caractériser le site géotectonique des matériaux granitiques par l'étude de leurs éléments en traces, ce qui avant, n'était possible que par l'utilisation des roches basiques.

Quatre principaux sites géotectoniques peuvent être définis en fonction de la teneur des roches en éléments incompatibles (tels que Y et Nb):

- ORG: granites de ride océanique
- VAG: granite d'arc insulaire
- WPG: granite intra-plaque
- COLG: granites syn collision

Chaque groupe peut être subdivisé au vu de critères particuliers relatifs à la mise en place et à la pétrographie des matériaux étudiés.

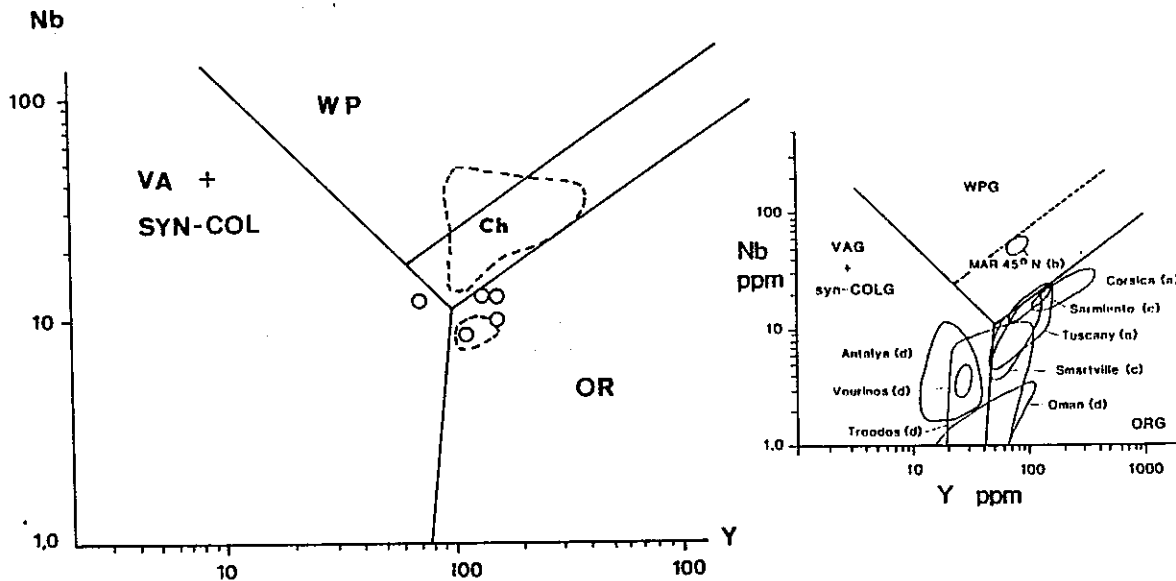


Fig. 57: Diagramme Nb/Y (Pearce & al. 1984)

Nos roches reportées dans le diagramme Nb/Y tombent pour la plupart dans le champ des granites de rides océaniques à proximité du point triple des trois champs principaux.

Cette répartition pourrait signifier une mise en place dans un contexte de croûte continentale très amincie en partie océanisée.

On remarque que les compositions observées en général pour les albitites des Alpes Cottiennes se situent dans le même domaine que les plagiogranites du M.A.R. 45°N. Seules quelques roches du Chenaillet et celles du Pic des Lauzes échappent à cette similitude de composition.

Le comportement distinct de nos matériaux est certainement dû à leur caractère moins évolué en comparaison de la majorité des albitites de la région, plutôt qu'à un environnement géotectonique différent. La souche basaltique des liquides acides du Pic des Lauzes pourrait différer légèrement de celle des albitites par un rapport Nb/Y plus bas.

4.4.1. Conclusion à l'étude des éléments en traces

Nous avons précédemment écarté l'hypothèse de l'immiscibilité à l'origine des différenciés filoniens acides du Pic des Lauzes. Ces matériaux de composition intermédiaires apparaissent issus, avec les faciès basiques, du fractionnement d'une souche tholeïtique commune.

Ils représentent les termes les plus différenciés de la série, issus de la cristallisation fractionnée de plagioclase, clinopyroxène, olivine +/- amphibole et oxydes ferro-titanés.

Les teneurs en Nb et Y semblent caractériser un contexte géotectonique de croûte continentale très amincie en partie océanisée.

Les comportements des éléments de nos matériaux sont très similaires

à ceux des albitites du Chenaillet et de Haute Ubaye pour lesquels on observe une évolution des éléments incompatibles et un fractionnement identiques.

4.5. Ages proposés et discussion

Les datations effectuées sur ces roches par la méthode de traces de fissions sur zircons (CARPENA, CABY, 1984) donnent un âge de 196.1 ± 13.9 millions d'années (Lias).

Cet âge se rapproche de ceux obtenus par la même méthode sur les zircons prélevés dans d'autres pointements de roches acides du Queyras (Clausis $192.2 \pm 6,1$ et Agnel 1976 ± 18.6), et dans les albitites du Chenaillet (212.1 ± 7.6 ma Trias: Sup). (Tableau 4)

Les données expérimentales dont on dispose sur les pertes de traces de fission dans les zircons, montrent que les conditions de température nécessaires sont de l'ordre de 250°C (BONHOMME Comm. pers.); les zircons peuvent supporter des températures de l'ordre de $400, 430^{\circ}\text{C}$ sans perte de traces pour de courts événements thermiques (100 à 1000 ans; KRISHNASWAMI et al. 1974).

Ces faits nous permettent d'établir les conclusions suivantes:

Les âges obtenus correspondent à un stade de refroidissement consécutif à un événement thermique (HT) plutôt qu'à l'âge réel (magmatique) de cristallisation des zircons. Nous discuterons ultérieurement du contexte géotectonique probable de cet événement thermique et de ses implications géodynamiques.

Dans la région, cet événement métamorphique (Jur. inf.) a été au plan des températures, le plus important enregistré par les assemblages minéraux. Les conditions du métamorphisme à facies schistes-bleus qui a affecté ultérieurement les ophiolites du Queyras n'ont pas eu d'effet sur l'âge hérité des zircons. La période au cours de laquelle s'est manifesté le métamorphisme à facies schistes verts terminal contemporain des phases alpines, n'a pas eu non plus d'effet sur ces minéraux. Elle a par contre été enregistrée par les apatites qui donnent un âge de $36,3 \pm 2,9$ ma (Eocène - Oligocène) au Pic Marcel (datation CARPENA & CABY 1984).

Enfin il est intéressant de souligner que les âges obtenus sur les zircons des différents secteurs du Queyras (Lauzes-Médille; Clausis; Agnel) sont plus récents qu'au Chenaillet (Tableau 4).

Cet écart pourrait correspondre à des variations dans la qualité analytique des traitements, ou bien, plus probablement au Chenaillet à un âge plus précoce de l'évènement métamorphique de type faciès schistes-verts de ride.

A partir de ces constatations il est peut-être possible d'envisager une structuration plus précoce de l'ophiolite du Chenaillet dans le cadre d'une paléogéographie de début d'ouverture océanique qui demeure complexe.

Sample	Mineral	Fossil		Induced		Neutron dose n/cm ²	Age ± 2 σ (m.y.)	Number of grains	r
		Tracks/cm ²	Tracks	Tracks/cm ²	Tracks				
Chenaillet (a)	Zircon	31.54 x 10 ⁵	214	164.5 x 10 ⁵	1116	18.8 x 10 ¹⁵	212.1 ± 7.6	9	0.929
Pic Marcel (b)	Zircon	170.13 x 10 ⁵	196	189.24 x 10 ⁵	218	3.67 x 10 ¹⁵	194.4 ± 5.2	7	0.996
Pic Marcel (b)	Apatite	4.40 x 10 ⁴	63	7.30 x 10 ⁴	57	1.01 x 10 ¹⁵	36.3 ± 2.9	44/24	-
Clausis (c)	Zircon	44.17 x 10 ⁵	229	254.63 x 10 ⁵	1320	18.8 x 10 ¹⁵	192.2 ± 6.1	6	0.965
Médille (d)	Zircon	5.23 x 10 ⁵	88	40.99 x 10 ⁵	690	26.1 x 10 ¹⁵	196.1 ± 13.9	15	0.906
Agnel (e)	Zircon	2.11 x 10 ⁵	77	16.42 x 10 ⁵	598	26.1 x 10 ¹⁵	197.6 ± 18.6	17	0.869

Note : $\lambda_F = 7.03 \times 10^{-17} \text{ yr}^{-1}$; $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.252 \times 10^{-3}$; $\sigma_f = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$.

Tableau 4 : Ages obtenus par la méthode de traces de fissions sur zircons et apatites dans différents secteurs du Queyras - zone piémontaise-
(d'après Carpena & Caby 1984.)

4.6. Conclusion à l'étude des roches acides du Pic des Lauzes

Les roches acides du Pic des Lauzes sont intrusives dans des dolérites à la partie supérieure de la séquence ophiolitique et sont localement associées à des ferrogabbros et à des basaltes.

Les caractéristiques de leur gisement permettent d'envisager leur différenciation à partir des magmas basiques associés. L'étude pétrographique s'accorde avec l'hypothèse d'une origine magmatique plutôt qu'avec celle d'une origine métasomatique.

La typologie des zircons ainsi que la géochimie des éléments majeurs apparentent ces matériaux aux plagiogranites ophiolitiques à affinité tholéitique, (matériaux hypersodiques et hypotassiques).

L'étude des éléments en traces confirme cette hypothèse, et permet de montrer que ces roches sont issues, avec les faciès basiques, d'une souche commune.

Ces plagiogranites présentent donc des caractéristiques de gisement, de pétrographie et de chimisme qui suggère leur formation dans un contexte géotectonique de croûte continentale très amincie, en partie océanisée...

Enfin les âges obtenus sur zircons correspondent à ceux que l'on connaît dans d'autres secteurs proches du Queyras.

CHAPITRE II

LA BRECHE POLYGENIQUE A ELEMENTS ACIDES DU PIC MARCEL

INTRODUCTION

L'étude détaillée de la séquence ophiolitique du Pic Marcel (Queyras) montre l'existence d'une brèche polygénique située en position stratigraphique intermédiaire entre les ultrabasites et les laves (fig. 58, 59).

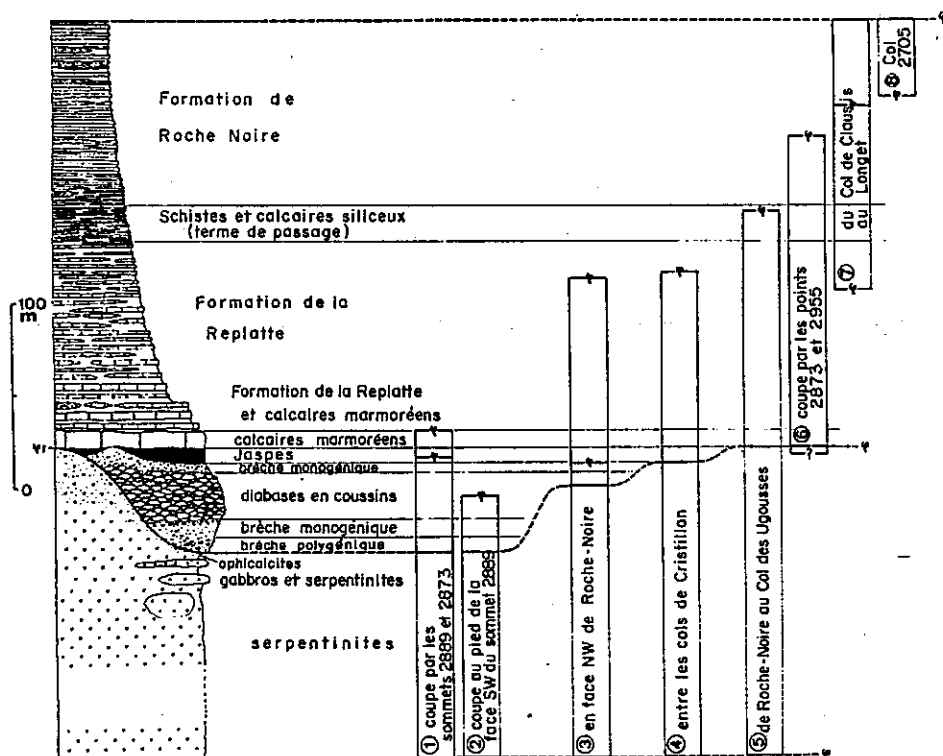


Fig.58: Reconstitution schématique de la série ophiolitique du Haut Cristillan (d'après TRICART, 1974).

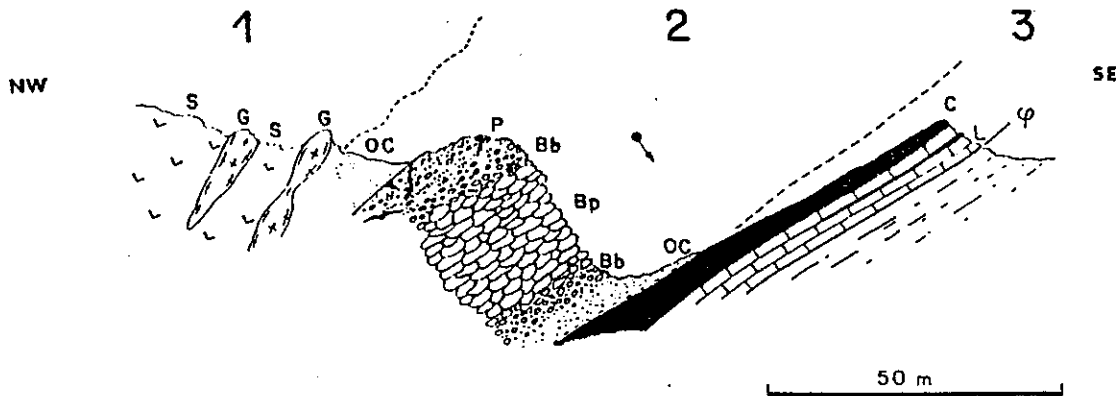


Fig 59 : Coupe détaillée -versant Sud du Pic Marcel-
Haut Cristillan (d'après Tricart et Lemoine 1983.)

- | | |
|-------------------------|--|
| S = serpentinités | 1 = Croûte océanique |
| G = gabbros | 2 = Basaltes et brèches ophiolitiques |
| OC = ophicalcites | 3 = Sédiments pélagiques de couverture |
| p = brèche polygénique | |
| Bb = brèche de basaltes | |
| Bp = brèche de pillows | |
| C = cherts | |
| L = limes tones | |

Cette série ophiolitique a déjà été présentée par CABY, MICHARD, TRICART (1971), LACASSIE (1981), TRICART et LEMOINE (1983).

Les relations entre les différents termes structuraux et la polarité offerte par les pillow lavas témoignent en faveur d'une série renversée.

Une séquence sédimentaire formée de marbres et de calcschistes est interprétée comme couverture originelle. Elle définit clairement le milieu sous-marin de mise en place. Elle débute par un horizon siliceux dans lequel la découverte de radiolarites a permis la datation de la base des schistes lustrés (Oxfordien sup., Kimméridgien moyen, DE WEVER et CABY, 1981).

DESCRIPTION DE LA BRECHE POLYGENIQUE

La brèche polygénique affleure sur environ 200 mètres avec une épaisseur maximum de 20 m. A sa partie basale, elle est séparée des péridotites par une surface listrique (contact primaire tectonisé). Cette surface dégagée par l'érosion est bombée. A son pied des ophicalcites (témoins des épisodes de bréchification) affleurent (sur environ 10 mètres d'épaisseur). Ces brèches de serpentinites se seraient déposées sur un fond océanique serpentineux et fracturé à topographie irrégulière et accidentée (TRICART & LEMOINE, 1983).

A sa partie supérieure, la brèche s'enrichit progressivement en éléments basiques eux-mêmes sous-jacents à un empilement de laves à débit en coussins épais d'une trentaine de mètres. L'étude détaillée montre que la brèche polygénique est composée de plusieurs unités lithologiques distinctes qui se caractérisent à la fois par la taille des éléments et par leur nature pétrographique.

BASE DE LA SERIE

La surface lisse et convexe qui délimite la bordure inférieure de la brèche est formée d'une très fine carapace (10 à 50 cm d'épaisseur) basique constituée d'éléments de pillows à texture variolitique qui côtoient des fragments anguleux de lave dispersés dans une matrice chloriteuse (fig.60). Cette carapace de brèche basique repose par l'intermédiaire d'une zone sombre et lobée épaisse de 5 à 10 cm, sur un ensemble de roches leucocrates constituées d'éléments variés qui représente en fait la partie basale de la brèche polygénique (d'une épaisseur estimée de 5 à 15 m).

Cette partie basale se caractérise par une formation compacte de couleur claire, où la matrice finement grenue est affectée d'une texture rubanée et plissotée. A la faveur de diaclases, on observe que les éléments de nature pétrographique variée et dont la taille va du millimètre à deux décimètres, sont dispersés dans la matrice.

Les gros éléments ont des contours émoussés, alors que les plus petits sont très arrondis. D'une manière générale et en fonction de leur forme, ils sont alignés parallèlement au rubanement de la matrice qui se déforme à leur voisinage (Fig. 61, 62, 63).

Les matériaux les plus mélanocrates ont une texture grenue et sont très riches en amphiboles bleues, alors que les leucocrates semblent formés de leucoxène, quartz et feldspath en proportion variable.

Localement, à sa base, la brèche polygénique est recoupée par des petits dykes de diabase diffus, bréchifiés et chloritisés (dont l'épaisseur est inférieure à 50 cm). Ces filonets sont donc tardifs par rapport à la formation de la brèche, et représentent peut-être les conduits nourriciers des laves en coussins qui reposent sur les brèches.

PARTIE SUPERIEURE DE LA BRECHE

A sa partie supérieure la brèche s'enrichit en éléments basiques. A proximité du contact avec les épanchements de laves en coussins sus-jacents, on note la présence de nombreuses petites enclaves leucocrates et arrondies aux contours nets, englobés dans une matrice foncée aux teintes bleutées.

CONCLUSION

Cette brèche polygénique recoupée dans sa partie inférieure par des dykes de diabase, se caractérise donc par une variation de la composition de la matrice et des éléments, qui se traduit par un enrichissement en matériaux basiques à l'approche des laves sus-jacentes.

En raison de la fréquence des formations bréchiques dans les ophiolites et de la diversité de leurs composants (LABESSE, 1962; ELTER et RAGGI, 1965; LAPIERRE et ROCCI, 1967; HEBERT, 1979, 1981; LEMOINE, 1980; GERLACH et al., 1981; SPADEA, 1982; ASHLEY et al, 1983, etc.) une étude détaillée mérite d'être faite, car peu d'entre elles possèdent comme celle du Pic Marcel des éléments granitoïdes.

Avant d'aborder le problème de la typologie de ces matériaux, de leur origine et de leur signification, nous présentons quelques exemples de brèches ou de conglomérats qui occupent une position intermédiaire entre les péridotites et les émissions laviques dans les complexes ophiolitiques.



Fig. 61 éléments granitoïdes alignés parallèlement au rubanement de la matrice sédimentaire qui se déforme à leur voisinage.

Fig. 60 élément bréchique de pillow à texture variolitique et fragments anguleux de lave à la partie inférieure de la brèche polygénique.

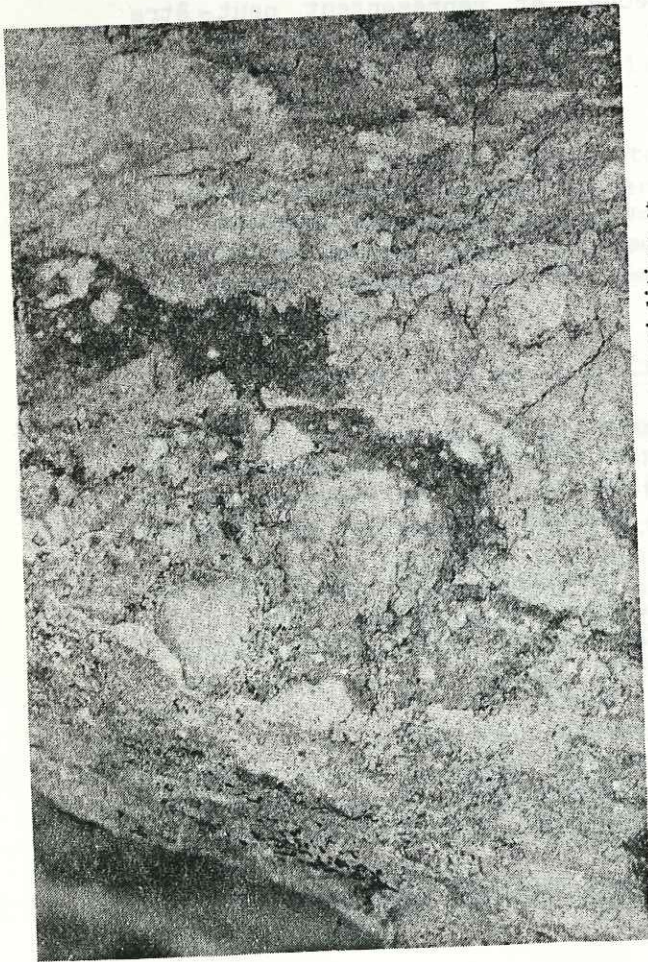


Fig. 62 élément granitoïde aux contours émoussés.

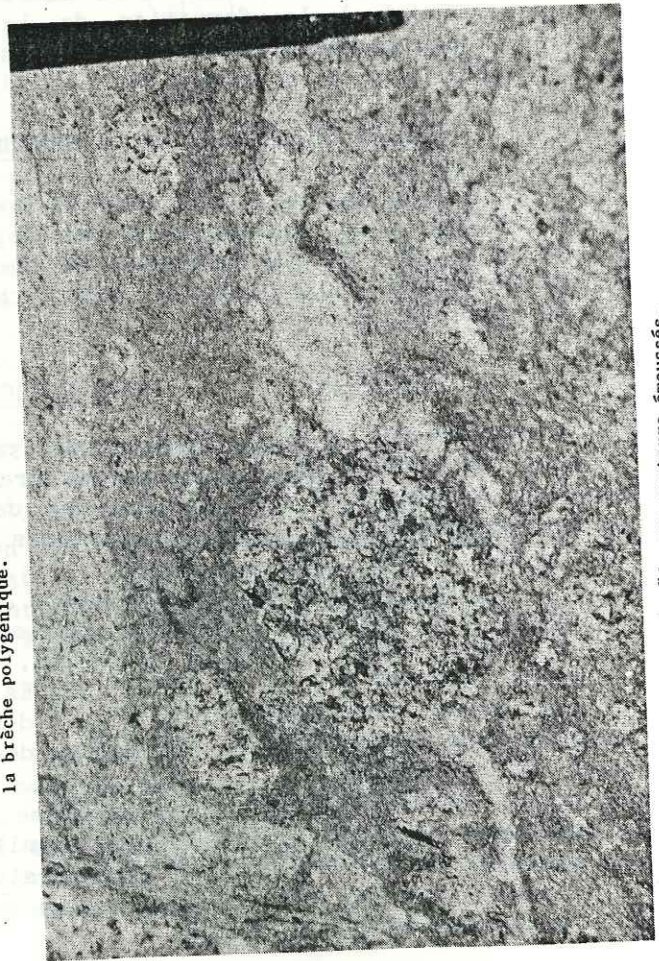
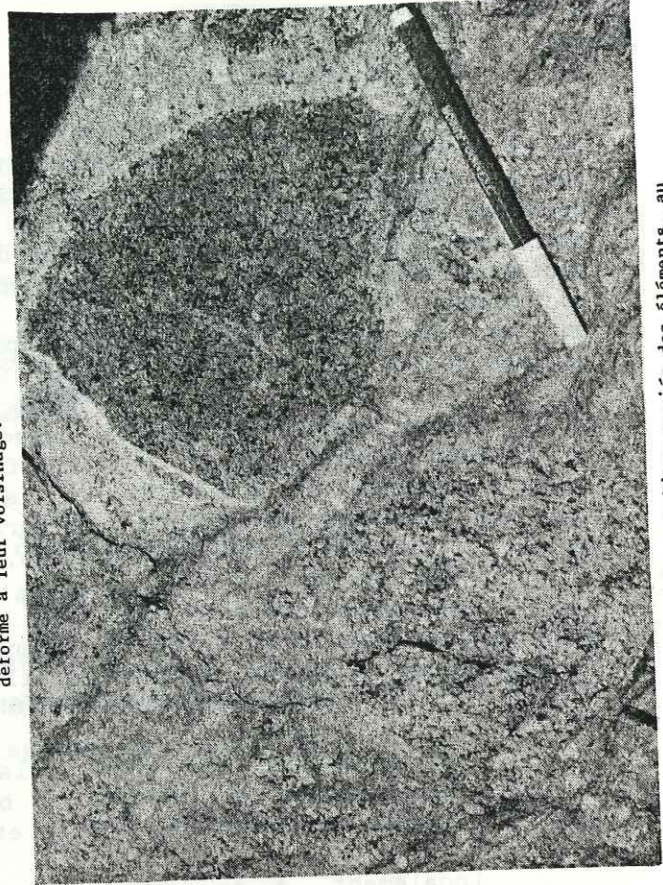


Fig. 63 nature pétrographique variée des éléments, au sein de la brèche polygénique.



I - LES OPHIOLITES ET LES SÉQUENCES BRÉCHIQUES ASSOCIÉES

Les travaux récents sur l'interface croûte océanique/sédiments supra-ophiolitiques dans l'arc alpin occidental montrent que la couverture sédimentaire des ophiolites repose sur un paléo-substratum composite formé de péridotites, de gabbros de brèches ou de basaltes (BARRET et SPOONER, 1977; GIANELLI et PRINCIPI, 1977; CORTESOGNO et al., 1978; OHNENSTETTER, 1979; LEMOINE, 1980; BARRET, 1982; TRICART & LEMOINE 1983, LAGABRIELLE & al. 1984).

De nombreuses observations collectées en différentes localités des Alpes occidentales, des Apennins ligures et de la Corse montrent que ce paléosubstratum était déjà tectonisé lorsque les basaltes sus-jacents se sont épanchés.

- les brèches du Pic Marcel, liées à une séquence ophiolitique se sont formées dans un environnement distensif en relation avec l'ouverture du Bassin liguro-piémontais (cf. p.4), comme l'attestent les dykes de diabase tardifs qui recourent cette formation (des observations identiques ont été faites dans les séquences ophiolitiques des Monte Capra, Rossola et Zenone; CORTESOGNO et al. 1975b-1978);

Par ailleurs, on rencontre à des niveaux variés de la couverture sédimentaire post-ophiolitique des éléments détritiques basiques provenant de l'érosion et du démantèlement sous-marin du substratum océanique (LAGABRIELLE et al., 1984, TRICART, GOUT, LEMOINE 1985)

Les observations récentes faites sur le banc de Gorringe (LAGABRIELLE et al., 1981, 1984) montrent que l'arénisation des blocs de grande taille et la désagrégation granulaire sont liées à la cristallisation de minéraux argileux qui provoquent le déchaussement des grains.

Les brèches ophiolitiques peuvent être de nature différente:

- Les Ophicalcites

Ce sont des brèches sédimentaires formées de "fragments serpentineux isodiamétriques et subanguleux, noyés dans une matrice calcitique abondante" (TRICART et al., 1982).

Elles se sont déposées dans les dépressions et zones de fractures qui affectaient la surface du plancher océanique, ce qui est visible à l'affleurement si le contact ophicalcite/serpentine n'est pas repris par un couloir de cisaillement (TRICART et LEMOINE, 1983).

Ces brèches sont d'origine sédimentaire et formées dans un contexte initialement océanique; elles ne résultent pas d'évènements tectoniques liés au cycle alpin. Actuellement, on distingue les ophicalcites liées à une bréchification in situ des serpentinites (O.C.1) et celles résultant de leur remaniement sédimentaire (type O.C.2).

-Autres variétés de brèches connues dans le Queyras

Les massifs de Roche Noire et du Pic Cascavelier, très proches du Pic Marcel (cf. Fig.2), contiennent eux aussi des brèches plus ou moins composites.

. A Roche Noire (fig. 64) des brèches formées par des éléments de péridotites, de gabbros et de basaltes sont recoupées par des petits dykes de diabase (TRICART et LEMOINE, 1983: observations communes).

. Au Pic Cascavelier, une brèche monogénique située en bancs dans les ophicalcites est formée de fragments de basaltes (leur origine reste discutée) (fig. 65).

Un exemple qui se rapproche de celui du Pic Marcel est évoqué par HEBERT R. (1979) qui cite des conglomérats épiciastiques, polygéniques, d'une puissance de 230 m à la partie sommitale stratigraphique du complexe ophiolitique d'Asbestos dans les Appalaches du Québec:

"Ces conglomérats reposent directement sur des gabbros isotropes recoupés par un essaim de sills et de dykes de diabase,.. et sont recouverts en conformité de sédiments pélagiques".

1.1 - BRECHES ACIDES D'ORIGINE CONTINENTALE LIEES AUX OPHIOLITES

BECCALUVA et al. (1975, 1976) citent les complexes ophiolitiques de Monte Penna, Monte Quatese et Monte Maggiora dans l'apennin ligure dans lesquels des petites lentilles de granite d'origine continentale sont englobées dans des laves massives.

LABESSE (1962) cite une formation bréchique (Brèche de Pregola) contenant des blocs de granite interstratifiés entre des péridotites et des calcaires à calpionelles dans l'Apennin septentrional.

1.2 - LES BRECHES POLYGENIQUES

La série volcano-sédimentaire de Rospigliani (Corse, OHNENSTETTER M. 1979), constituée de brèches à éléments de gabbros, d'ophicalcites d'agglomérats de diabases massives, ainsi que d'albitites, se serait formée dans une zone de faille sur un substratum de péridotites et/ou de gabbros.

Ces brèches sont soit monogéniques, soit polygéniques et possèdent dans ce dernier cas des éléments peu émoussés. La matrice chloriteuse peut devenir plus acide dans les brèches polygéniques.

LIOW et ERNST (1979) mentionnent des brèches polygéniques formées de gabbros, plagiogranites, diabases et péridotites dans l'ophiolite de Taiwan. Ces brèches décollées de leur substratum sont recouvertes par des coulées massives de basaltes en pillows.

SPADEA (1982) cite des roches polymétamorphiques qui représentent des produits de la croûte océanique inférieure affectés par le métamorphisme hercynien. Ces roches qui appartiennent aux ophiolites des Apennins de Lucanie (Italie du Sud) seraient issues de la marge africaine de la Téthys. Elles sont constituées de gneiss à grenat, amphibolites et gneiss à biotite. On les trouve au contact immédiat des péridotites ou à proximité. Les principaux assemblages identifiés sont:

- plagioclase, pyroxène, grenat, apatite, zircon, ilménite;
- plagioclase, hornblende, clinopyroxène, magnétite, apatite, zircon.

Ces roches reconnues comme des diorites quartziques pourraient représenter d'anciens granites actuellement albitisés. Des dykes de basalte recoupent cette brèche, leur texture magmatique indique des conditions de refroidissement en sub-surface. Ces dykes ont des caractéristiques identiques aux dykes et pillows qui entourent la brèche. Leurs éléments en traces reportés sur des diagrammes discriminants montrent des affinités M.O.R.B.

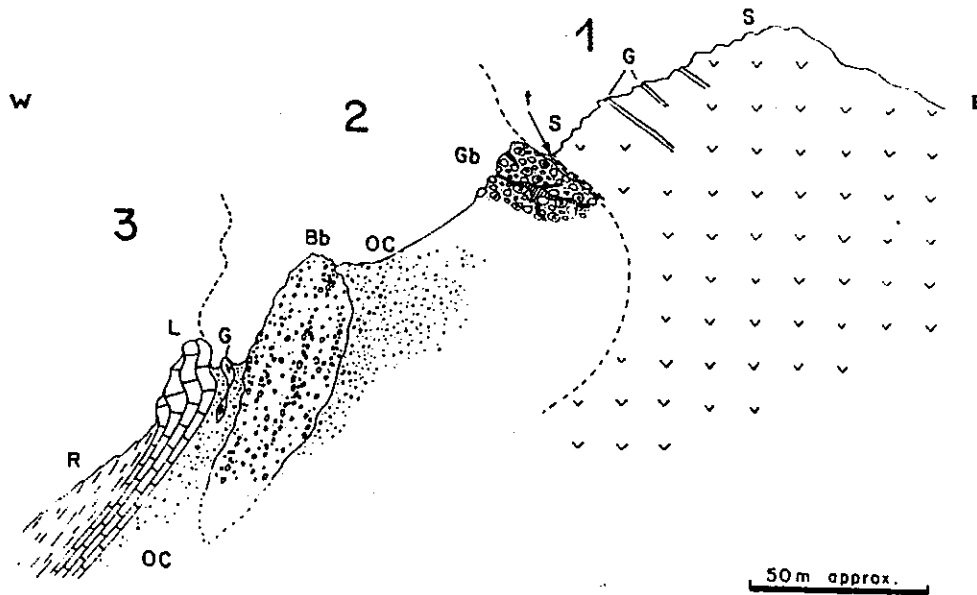


Fig 64: Coupe observée dans le versant Nord du massif de Roche Noire
Haut Cristillan - Queyras - (d'après Tricart et Lemoine 1983.)

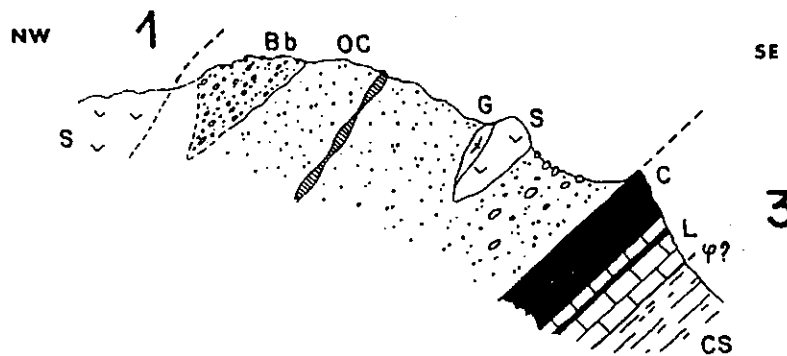


Fig 65: Coupe observée dans le versant Sud du Pic Cascavelier
Haut Guil - Queyras - (d'après Tricart et Lemoine 1983)
(légende et explication des symboles Fig 58 et 59)

POGNANTE (1983) évoque la présence de gneiss albitiques en corps de dimension hectométrique, ainsi qu'en fines intercalations dans les Schistes lustrés. Ces intercalations riches en feldspath potassique montrent une composition de leucogranite qui les apparente à des matériaux issus du démantèlement de la marge continentale Apulienne du bassin ligure.

1.3 -INTERCALATIONS DETRITIQUES D'ORIGINE MIXTE: CONTINENTALES ET OCEANIQUES

POLINO et LEMOINE (1984) mettent en évidence l'existence d'un détritisme mixte (océanique et continental dans les sédiments jurassico-crétacé de la série du Lago Néro (Alpes occidentales franco-italiennes). Les intercalations détritiques d'origine continentale sont formées d'un matériel cristallin (croûte continentale) ou carbonaté (dolomies). Selon les auteurs, ces brèches carbonatées, probablement triasiques témoignent de la proximité de reliefs appartenant à l'une ou l'autre des marges continentales (européenne ou apulienne) ou bien encore à un bloc intermédiaire.

1.4 - CONCLUSION

Les brèches monogéniques ou polygéniques, d'origine continentale ou océanique, se rencontrent fréquemment dans les unités ophiolitiques. Leur étude structurale et pétrographique permet d'émettre des hypothèses sur leur formation et de les replacer dans un cadre géodynamique.

C'est dans ce but que nous entreprenons l'étude détaillée de la brèche polygénique du Pic Marcel. Conformément aux hypothèses proposées par CABY et al., 1971; TRICART et LEMOINE, 1983), il faut donc définir "s'il s'agit de vieilles roches continentales isolées dans le contexte d'expansion crustale océanisé, ou bien s'il s'agit de roches comagmatiques résultant d'une différenciation dans un appareil plutono-volcanique".

L'originalité des caractères pétrographiques et la variété des éléments de cette brèche ne semblent pas s'expliquer par des phénomènes de fusion partielle ou de différenciation à l'intérieur d'une séquence ophiolitique; au contraire, plusieurs arguments structuraux seraient en faveur d'une origine sédimentaire.

1) A la partie inférieure de la brèche, l'agencement de certains éléments, par rapport au rubanement observé de la matrice, semble évoquer une remobilisation d'éléments de nature diverse dans un environnement soumis à des courants orientés. De semblables observations ont été faites dans la séquence ophiolitique d'Asbestos (Appalaches du Québec HEBERT, 1979).

2) La surface qui délimite la partie inférieure de la brèche est séparée des péridotites par un horizon de talc ainsi que par un ensemble d'ophicalcites (sur une dizaine de mètres d'épaisseur), témoins d'épisodes de bréchification.

3) La surface listrique de forme convexe évoque un cisaillement alpin entre deux ensembles de compétence différente.

2 - ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Le but de cette étude est de définir la nature lithologique des éléments qui constituent la brèche. Dans un premier temps, nous analyserons les termes de base à la fois plus leucocrates et acides, puis ceux du sommet, plus sombres, qui avoisinent les brèches monogéniques basiques (fragments basiques et hyaloclastites) directement en relation avec les pillow lavas sus-jacents.

Le métamorphisme précoce est responsable de l'oblitération des paragenèses minérales primaires qui ont été remplacées par des assemblages dont la nature des minéraux est directement liée à celles des assemblages magmatiques.

2.1 - BRECHE INFÉRIEURE ACIDE

2.1.1 - Les éléments leucocrates de la brèche

ASPECT MACROSCOPIQUE

Des éléments leucocrates riches en quartz et en minéraux verdâtres (jadéite ?) de forme arrondie sont dispersés dans la matrice de la brèche. Leurs limites sont nettes, et leurs diamètres peuvent atteindre plusieurs centimètres.

Certains éléments de taille exceptionnelle (jusqu'à 20 cm) ont des contours émoussés; leur granulométrie est plus grossière. A l'oeil nu, on note la présence d'amphiboles bleues en proportion variable.

MINÉRALOGIE

Paragenèse primaire. Malgré les recristallisations et les transformations métamorphiques la paragenèse initiale comprenait: quartz, feldspath, biotite ± allanite ± apatite

Seul le quartz a résisté aux recristallisations qui affectent les autres phases.

Le quartz

Le quartz primaire se présente en individus polycristallins plurimillimétriques (6 mm). Les plages sont systématiquement affectées d'une extinction roulante et présentent une amorce de recristallisation aux limites intergranulaires et dans les fractures avec l'apparition de microcristaux à joints triples (120°).

D'anciens minéraux primaires sont pseudomorphosés par des paragenèses métamorphiques à pyroxène et lawsonite qui se sont développés aux limites des minéraux protérogènes; c'est le cas du plagioclase.

Le plagioclase

Le plagioclase est actuellement reconnaissable à ses "fantômes" prismés, trapus (de taille inférieure à 4 mm) (fig.66). Il est remplacé

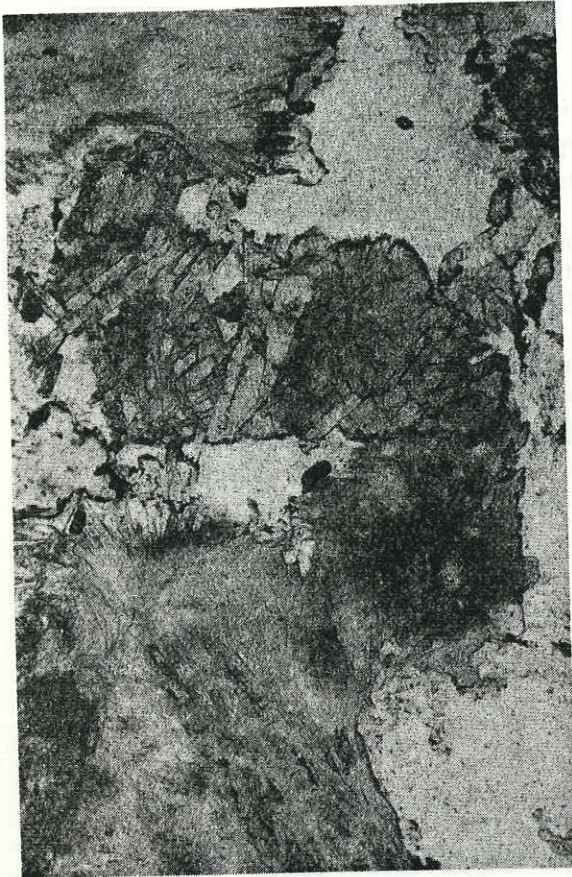


Fig. 67 agrandissement de la photo précédente (LN X 63)



Fig. 69 batonnets déformés de lawsonite (échantillon de brèche basique prélevé à la partie supérieure de l'affleurement M31, LN X 60)

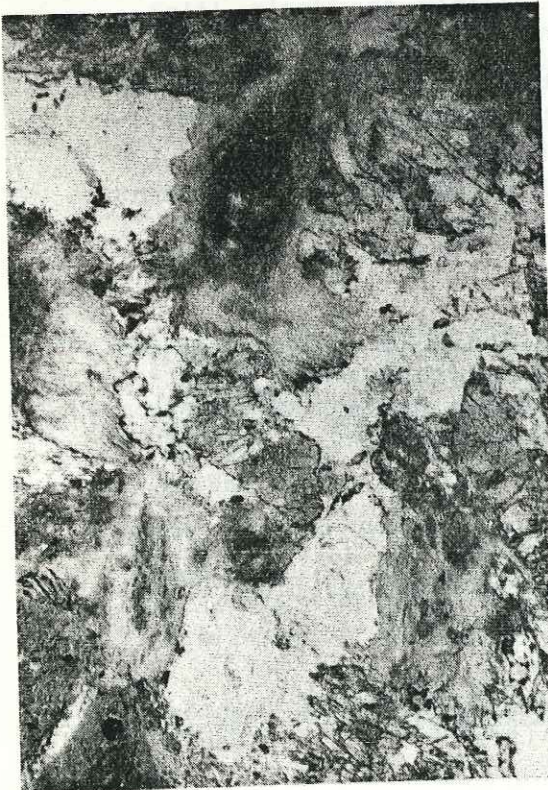


Fig. 66 "fantôme" de plagioclase remplacé par de la jadéite et de la lawsonite (échantillon de brèche acide M26. LN X 25)

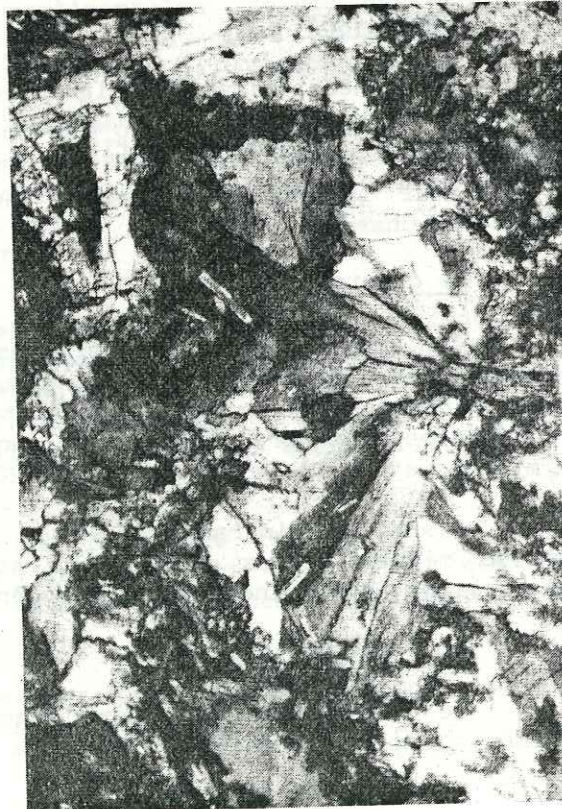


Fig. 68 jadéite en gerbes ou en rosettes, à extinction onduleuse (échantillon de brèche acide M13, LN X 63)

par la lawsonite à laquelle s'associent de fins cristaux interstitiels de phengite et de calcite. Des observations identiques ont été faites dans les roches gabbroïques de l'Apennin septentrional (CORTESOGNO et al. 1977).

La biotite

La biotite primaire est entièrement chloritisée. On la trouve sous forme de nombreuses petites plages millimétriques incolores à verdâtres, caractérisées par un pléochroïsme léger. Quelques-unes sont automorphes, la plupart ont un aspect chagriné et sont flexurées. La chlorite se présente en microcristaux souvent disposés en sphérolites dans les fantômes de biotite primaire. Les caractères optiques de cette chlorite montrent qu'elle est probablement issue de la transformation d'une biotite magnésienne. Ce caractère magnésien est démontré par les analyses à la microsonde (LACASSIE, 1981 - tableau, annexe n° 14)

Des amas de sphène soulignent les clivages et les bordures de l'ancien cristal. On note quelques granules d'apatite et de nombreux zircons, contemporains de l'ancienne biotite. Dans certains échantillons le rutile se rencontre sous forme de sagénite.

L'allanite

Ce minéral d'origine magmatique est très peu fréquent. On le rencontre en petites plages brunes, auréolées, de teinte rougeâtre très pléochroïques et souvent affectées de craquelures foncées. La présence de ce minéral est à souligner, car il est riche en lanthanides.

LES MINÉRAUX SECONDAIRES

Diverses observations montrent que le plagioclase primaire est transformé en une association de pyroxène sodique (jadéite) et de quartz. L'association minéralogique globale liée à cette transformation est la suivante: jadéite-quartz-phengite +/- lawsonite. On la trouve citée dans les travaux de ERNST (1971) et SALIOT (1978).

La lawsonite

La lawsonite est reconnaissable par son fort relief et sa limpidité. Elle se présente sous forme de prismes à macles polysynthétiques ou de baguettes (0,4 mm) diablastiques orientées selon deux plans cristallographiques du plagioclase originel. Lorsque la blastèse est plus avancée les prismes et baguettes de lawsonite augmentent de taille et se réduisent en nombre.

La jadeïte

La jadeïte possède deux habitus. Elle se présente d'abord en gerbes ou en rosettes qui se caractérisent surtout par leurs teintes de polarisation anormales (bleutées, jaunâtres à orangées) et une extinction onduleuse systématique qui affecte toutes les plages (fig. 68).

On la trouve également en petits cristaux engrenés qui forment une mosaïque; dans ce cas les teintes de polarisation sont un peu plus jaunâtres. Les plages montrant un seul, voire les deux clivages, du pyroxène, sont peu fréquentes. Dans l'ensemble ces minéraux sont déformés. L'intérêt de la jadeïte repose sur ses conditions de stabilité.

SALIOT (1978) évoque la transformation de l'albite en jadéite + quartz qui a eu lieu lors de l'épisode métamorphique de haute pression et de basse température.

Enfin, la présence simultanée de lawsonite + jadéite en remplacement d'un même minéral s'explique par le fait que la jadéite peut remplacer la fraction albitique d'un plagioclase calcique. Dans ce cas, jadéite, lawsonite, quartz et phengite coexistent. (Deux analyses de jadéite à la microsonde figurent en annexe n° 14).

L'aegyrine

Ce pyroxène est rare. Il a été observé dans un seul échantillon (M9). Il s'agit de petites granules fortement pléochroïques (jaune à vert soutenu), à teintes de polarisation vives, des 2° et 3° ordres, en partie masquées par la couleur propre du minéral. Il a par ailleurs été rencontré au coeur des rosettes de jadéite (TRICART 1973).

La chlorite

Elle se définit de la même façon que précédemment. On constate cependant que certaines plages sont beaucoup plus vertes en lumière naturelle avec un pléochroïsme plus accentué; elles résultent peut-être de la pseudomorphose d'une ancienne biotite ferrifère.

Phengite et calcite

Ces minéraux finement cristallisés occupent une position interstitielle. La calcite est rare. Dans certains échantillons, d'anciens plagioclases calciques magmatiques, trapus et xénomorphes sont entièrement pseudomorphosés par des paillettes de micas blancs.

2.1.2 - Les éléments sombres de la brèche

Ces éléments se caractérisent par la présence de 20 à 40 %, d'amphiboles bleues qui confèrent aux roches leur teinte noirâtre.

LE QUARTZ

Il est souvent automorphe, formé de plages polycristallines de taille plurimillimétrique (2 à 3 mm). Toutes les plages possèdent une extinction roulante et présentent des recristallisations en sous-grain aux limites intergranulaires. Ce minéral constitue 10 à 30 % de la roche.

LES AMPHIBOLES BLEUES

Elles se rencontrent sous forme de lattes allongées ou de prismes automorphes (3 ou 4 mm) sur lesquels on distingue les deux clivages (110) à 124° et la macle (100).

Les sections ont un pléochroïsme très fort et zoné avec des couleurs beaucoup plus soutenues au centre (bleu clair - bleu foncé - mauve) que sur les bordures (incolore à bleu clair). Elles sont riches en sphènes et zircons. Leur partie centrale est chloritisée. Elles englobent parfois des lawsonites aux contours nets. Ailleurs les baguettes de glaucophane recoupent les lawsonites : il semble donc que ces minéraux soient contemporains.

Les amphiboles bleues pourraient provenir de la substitution d'amphiboles préexistantes, probablement la hornblende (OHNENSTETTER D, M et ROCCI, 1975).

Les autres minéraux qui composent ces éléments sont la jadéite et la lawsonite qui remplacent d'anciens plagioclases magmatiques (4 mm). Leurs caractéristiques optiques sont identiques à celles que nous avons précédemment donné pour les blocs acides de la brèche.

La matrice intercrystalline est composée de microcristaux de quartz, de lawsonite de petite taille, de phengite et de sphène interstitiels.

2.1.3 - La matrice de la brèche

Au microscope la matrice finement grenue est foncée. Elle est composée de minéraux mafiques, tels que le pyroxène jadéitique et l'amphibole bleue auxquels s'ajoutent des quartz microcristallins, ainsi que des minéraux très accessoires et de petite taille: calcite, phengite, chlorite, sphène.

Jadeïte

Ce minéral se définit par les mêmes caractères optiques que précédemment. Les plages monocristallines (de dimension inférieure au mm) montrent un habitus en rosette et une extinction onduleuse.

L'amphibole bleue

On la trouve sous forme de très fines aiguilles souvent agglomérées en gerbes qui possèdent un pléochroïsme faible et des teintes claires en lumière naturelle (bleu-clair à incolore).

Leur observation est rendue délicate en raison de la taille très réduite des aiguilles.

2.2 - LA BRECHE SUPERIEURE BASIQUE

A sa partie supérieure la brèche polygénique devient progressivement basique. Les éléments qui la composent sont très émoussés à arrondis. Ils se caractérisent par une couleur claire à verdâtre et par un grain grossier. La matrice qui englobe ces éléments est sombre, bleutée, à grain fin. Une étude détaillée montre que la nature du contact élément-matrice peut être à la fois nette et diffuse pour un même élément.

- La nature nette du contact permet de penser que l'élément était déjà solidifié (brèche) avant d'être "scellé" au cours du remaniement.

- L'aspect diffus suggère une désagrégation des bordures avant ou même pendant le remaniement.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

30 AOUT 2003

2.2.1 - Minéralogie - Les éléments

Ils sont surtout composés de jadéite en rosette (de dimension inférieure à 4 mm), de microcristaux de quartz intergranulaires, ainsi que d'autres minéraux tels que: amphibole bleue, aégyrine rare, phengite calcite + apatite + zircons.

Le quartz

On le trouve sous forme de microcristaux à extinction roulante, organisés en mosaïque autour des jadéites, et plus rarement en plages polycristallines, millimétriques. L'extinction roulante observée sur l'ensemble des plages témoigne de recristallisations sous contrainte.

L'aégyrine

Elle se rencontre en rares granules verts à biréfringence élevée.

L'amphibole bleue

On la trouve en gerbes radiées pléochroïques (incolore à bleu-clair) à l'intérieur des rosettes de jadéite, ou dans les cassures. Ce type de relation montre qu'il y a eu dans un premier temps équilibre dans une même paragenèse (jadéite-glaucophane) puis cataclase et recristallisation des amphiboles bleues aciculaires ou en gerbes.

La calcite

Elle est tardive et se dispose autour de micro grains de quartz. Sa formation est secondaire : elle provient d'un reliquat de calcium lors de la transformation du plagioclase calcique originel en jadéite.

La phengite

Elle est fréquente dans la partie centrale de l'élément bréchique. Il s'agit de petites plages xénomorphes lamelleuses, incolores et limpides en lumière naturelle (probablement muscovite). En lumière polarisée, les plages sont flexueuses, à extinction onduleuse et possèdent des teintes vives des 2° et 3° ordres.

2.2.2 - La matrice

Elle est exclusivement constituée de minéraux secondaires rétro-morphiques, tels que l'amphibole bleue, la lawsonite et la phengite.

La lawsonite

On la rencontre sous forme de petits "batonnets" (1/2 mm) flexueux et tordus à extinction roulante (fig. 69). Certains cristaux sont zonés et possèdent des inclusions charbonneuses centrées au cœur des plages. D'une manière générale, les lawsonites ont été réorientées dans la schistosité qui affecte cette matrice.

Le glaucophane

Il forme un chevelu très fin, dense et plissé qui moule les lawsonites. La croissance de l'amphibole bleue s'est donc poursuivie après la formation des lawsonites. Ces amphiboles se caractérisent par un pléochroïsme net (incolore, bleu pâle à mauve) et de nombreuses inclusions de sphène.

Conclusion

L'étude pétrographique des éléments de la brèche du Pic Marcel est rendue délicate en raison de la nature rétro-morphique des associations minérales. Il est cependant évident que les divers types de minéraux rencontrés se caractérisent par une paragenèse primaire à plagioclase (+/- calcique), quartz, hornblende (?), apatite, zircon, allanite. La paragenèse secondaire comprend le glaucophane, la jadéite et la lawsonite qui constituent les minéraux indicateurs classiques d'un métamorphisme de HP.BT (WINKLER 1966, 1968); ils se sont développés aux dépens des minéraux magmatiques et sembleraient provenir de la substitution des amphiboles préexistantes (hornblende ?),

Par ailleurs la présence simultanée de jadéite et de lawsonite en remplacement d'un même minéral, montre que la jadéite s'est formée à partir de la fraction albitique du plagioclase calcique primaire.

Un deuxième épisode métamorphique se traduit surtout par un développement important des amphiboles bleues aciculaires ou en gerbes (glaucophane-crossite), par une chloritisation des biotites par l'apparition de micas blancs.

Enfin, un troisième épisode correspond aux recristallisations du quartz, de la calcite et de micas blancs traduirait une élévation des températures du métamorphisme.

Une telle évolution des assemblages minéraux semble correspondre au passage d'un métamorphisme "schistes bleus" (HP.BT) à un métamorphisme dans le faciès "schistes verts" (HT.BP), en accord avec les observations de TRICART (1973).

2.3 METAMORPHISME

L'étude pétrographique nous a montré que le glaucophane, la jadéite et la lawsonite se sont développés aux dépens de minéraux magmatiques sous les conditions d'un métamorphisme HP.BT typiquement alpin.

Si nous admettons la possibilité de formation de glaucophane et de jadéite au cours du métamorphisme océanique (MEVEL et al., 1982) la lawsonite associée à ces minéraux requiert quand à elle des conditions de formation différentes (pression élevée). Il semble donc que la présence de glaucophane et de jadéite ne soit pas significative de conditions physiques déterminées, mais que leur associations avec la lawsonite implique des pressions élevées au cours du métamorphisme.

LACASSIE (1981) avance un régime de HP-BT: 6-8 Kb au minimum et 300-350°C. La période de refroidissement de cet événement métamorphique a été enregistré par les zircons. En effet, les datations obtenues sur ces minéraux (traces de fission) donnent des âges de 194.4 +/- 5.2 millions d'années (CARPENA CABY, 1984). Par contre les apatites du même massif donnent un âge de 36.3 +/- 2.9 m.a (Oligocène inférieur). Cet âge traduirait une période de déformation plus ou moins cataclastique (TRICART, 1984) en ambiance "schistes bleus" avec recristallisation des minéraux HP.BT préexistants.

Une paragenèse identique à celle du Pic Marcel, à glaucophane sodique-jadéite, et relevant de condition de pression et de température semblables (6-8 Kb, 330-400°C) a déjà été citée dans les ophiolites de l'Inzecca (PETERLONGO, 1968). L'auteur montre que la présence de ces minéraux peut provenir de surpressions locales développées probablement lors d'épisodes tectoniques.

L'importance attribuée aux surpressions tectoniques varie selon les auteurs de 1 à 5 Kb:

- DE ROWER, 1972: 3 Kb
- COLEMAN et LEE, 1962: 4 Kb
- RUTLAND, 1965: 5 Kb
- STEEN, 1972: 2.5 à 4.5 Kb

D'autre part il ne faut pas exclure une certaine surpression de la phase fluide (P.F) "internally created gaz-overpressure" par rapport à la pression lithostatique (WINKLER 1967).

En raison des paragenèses primaires très transformées à cause du métamorphisme alpin, l'étude pétrographique ne permet pas de déterminer la nature originelle des éléments de la brèche du Pic Marcel. Différents arguments stratigraphiques permettent cependant de caler leur position par rapport à l'encaissant:

- 1) L'intercalation de niveaux d'ophicalcites et de talcschistes entre les péridotites basaltes et les brèches est en faveur de la mise en place sédimentaire de ces dernières sur un plancher océanique en partie bréchifié.
- 2) Les brèches se sont mises en place entre deux phases magmatiques majeures, d'une part celle plus ancienne de la formation des péridotites et des gabbros en filons associés, et d'autre part celle, plus récente, des basaltes.
- 3) D'une façon générale, les déformations enregistrées par les brèches et les pillows sont faibles, alors qu'elles sont beaucoup plus importantes dans les métasédiments sus-jacents, ce qui est probablement dû à la différence de compacité des matériaux.

3 - ÉTUDE TYPOLOGIQUE DES ZIRCONS DU PIC MARCEL

3.1 - INTRODUCTION

La méthode* d'étude typologique des zircons n'a jamais été appliquée aux roches acides du Pic Marcel. Le but de ce chapitre est de comparer la morphologie des zircons issus des éléments acides de la brèche avec celle des zircons des roches acides du Pic des Lauzes, ainsi qu'avec d'autres populations qui appartiennent à des séries magmatiques de sites géotectoniques déterminés.

3.2 - DISTRIBUTION TYPOLOGIQUE

Les populations de cinq échantillons ont été observées (soit 314 zircons déterminés) et se définissent par les caractères suivants:

Indice A = 477

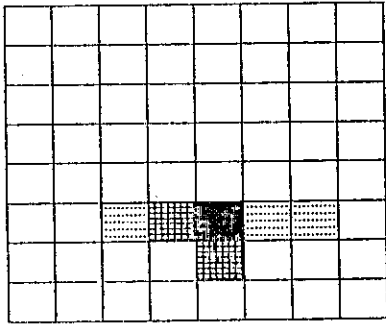
Indice T = 599

Sous types observés: U 19, U 18, U 14 (Fig.70).

* Pour la présentation de la méthode se reporter au Chapitre I, p 65

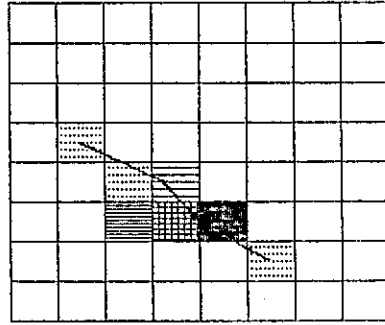
REF.echantillon.....M 12
 Nature.....BRECHE
 Lieu de prelevement.....PIC MARCEL
 Nombre de zircons comptes...75
 Nombre d'indetermines.....23

$\bar{A}=465$ $\bar{T}=615$



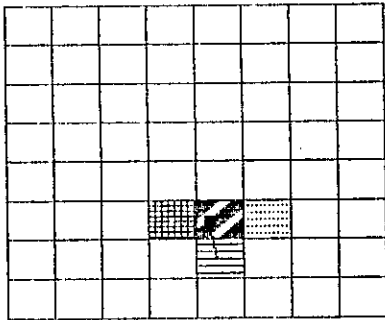
REF.echantillon.....M 25
 Nature.....BRECHE
 Lieu de prelevement.....PIC MARCEL
 Nombre de zircons comptes...66
 Nombre d'indetermines.....13

$\bar{A}=445$ $\bar{T}=591$



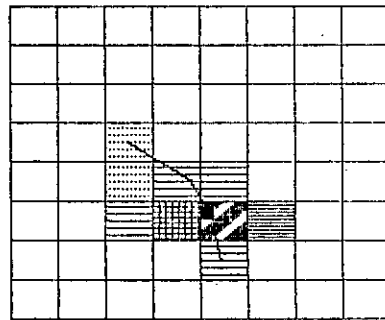
REF.echantillon.....M28
 Nature.....BRECHE
 Lieu de prelevement.....PIC MARCEL
 Nombre de zircons comptes...188
 Nombre d'indetermines.....52

$\bar{A}=481$ $\bar{T}=684$



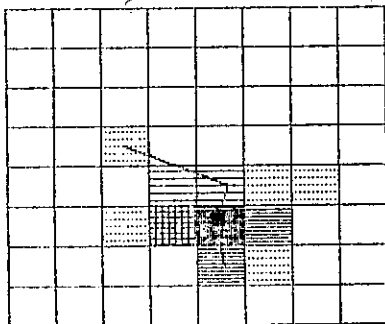
REF.echantillon.....M 26
 Nature.....BRECHE
 Lieu de prelevement.....PIC MARCEL
 Nombre de zircons comptes...188
 Nombre d'indetermines.....28

$\bar{A}=471$ $\bar{T}=589$



REF.echantillon.....M14
 Nature.....
 Lieu de prelevement.....
 Nombre de zircons comptes...183
 Nombre d'indetermines.....11

$\bar{A}=493$ $\bar{T}=688$



Evolution Globale :
 Nombre de zircons comptes...441
 Nombre d'indetermines.....127

$\bar{A}=477$ $\bar{T}=599$

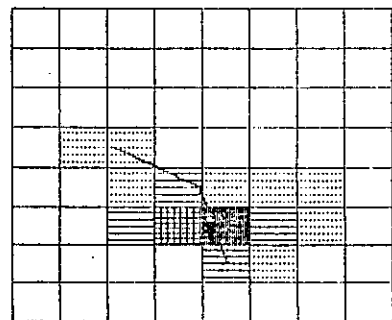
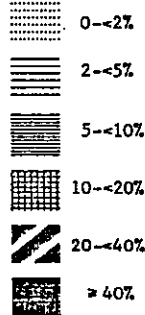


Fig 70 : Distribution typologique des populations de zircons du Pic Marcel.

Sur la figure 70 sont reportées les distributions représentatives des échantillons, ainsi que la distribution globale des populations observées.

Les populations sont moyennement étalées et s'ordonnent autour d'un noyau central S19 de plus grande fréquence.

Les termes les plus basiques (M 28 ~ 56 % SiO₂) apparaissent plus groupés que les roches plus évoluées (M 26: 62% SiO₂). Les populations se répartissent dans les champs des granodiorites et diorites quartziques définis par PUPIN et TURCO (1975) et PUPIN (1976). Dans les termes basiques de la brèche, la cristallisation du zircon contemporaine de celle des minéraux ferriques, se termine avec les dernières phases de la différenciation et l'apparition du quartz.

Dans les termes les plus acides, la présence de zircons implique une cristallisation précoce se poursuivant jusqu'à la fin de la cristallisation de la roche hôte, ce qui a pour effet d'étaler la distribution typologique.

La poursuite tardive de la cristallisation du zircon dans les termes les plus acides, et l'apparition progressive des cristaux à prisme {110} et pyramides {211} (types S6 et S7) traduisent en principe le caractère alumineux, et donc le faible coefficient d'opacité du milieu de cristallisation en fin de différenciation.

L'alumine et les alcalins interviennent en s'opposant, ce qui a pour effet d'abaisser la valeur de IA (PUPIN, 1976). La T.E.T. qui correspond aux variations des indices d'alcalinité et de T° montre une pente négative, ce qui est assez peu courant. L'ensemble de ces données préliminaires permet d'attribuer à ces roches une origine magmatique à affinité calco-alcaline (PUPIN, communication orale).

3.3 - MORPHOLOGIE DES ZIRCONS (PLANCHE II)

Il convient de mentionner les caractéristiques particulières qui ont été observées au microscope sur l'ensemble de la population.

- Il est fréquent (2 à 10% des cristaux selon les roches) qu'un zircon possède sur une même face deux pyramides relevant d'indices T différents (par exemple S18/S24). Cette variation peut aussi s'observer par transparence sur une seule pyramide.

- Un zircon peut se caractériser par deux, voire trois indices A différents, pour un indice T unique (par exemple S23-24-25) (~ 18% des cristaux observés).

D'autres critères morphologiques permettent de fournir des indications supplémentaires sur la formation de ces cristaux et sur la genèse des roches hôtes:

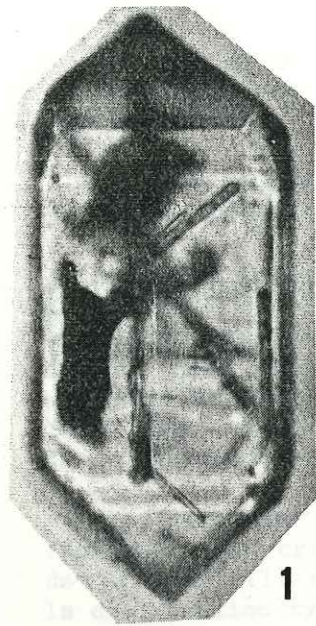
1/ Qualité des formes cristallines

Il y a prépondérance de cristaux automorphes : 72%, contre 26% de subautomorphes et 2% de cristaux arrondis.

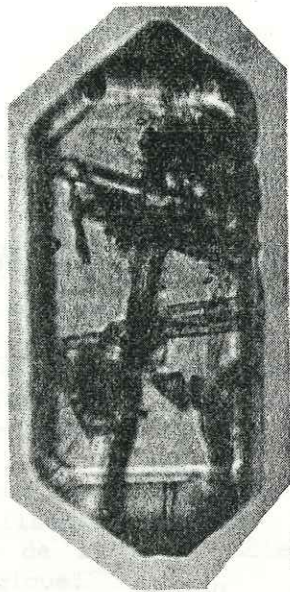
PLANCHE II

ZIRCONS DES ÉLÉMENTS ACIDES DE LA BRÈCHE DU PIC MARCEL

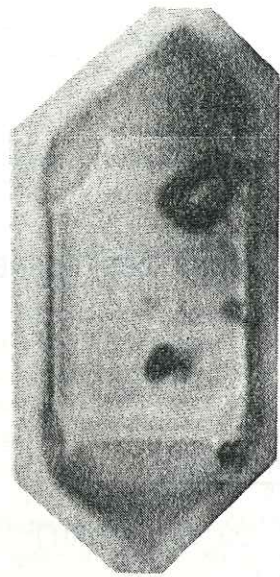
<u>Typologie</u>	<u>Dimension</u>	
1 : S ₂₅ + {301} (=U ₂₅)	0,16mm	
2 : S ₂₅ + {301} (=U ₂₅)	0,10mm	
3 : S ₂₄ + {301} (=U ₂₄)	0,09mm	
4&5 : S ₁₃	0,33mm	
6 : S ₁₈	0,20mm	
7 : S ₁₉ + {301} (=U ₁₉)	0,20mm	
8 : S ₂₄ / S ₂₅ + {301}	0,17mm	groupement cristallin // \vec{c}
9 : S ₂₄ / S ₂₅ + {301}	0,13mm	groupement cristallin // \vec{c}
10 : S ₂₅ + {301} (=U ₂₅)	0,12mm	nombreuses inclusions



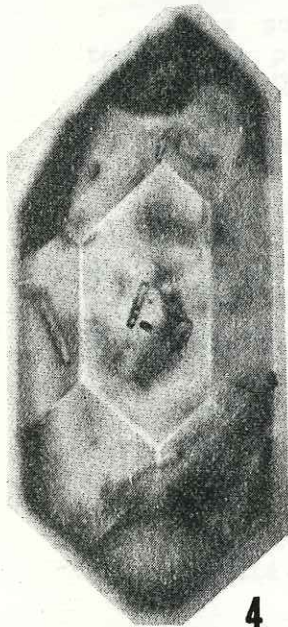
1



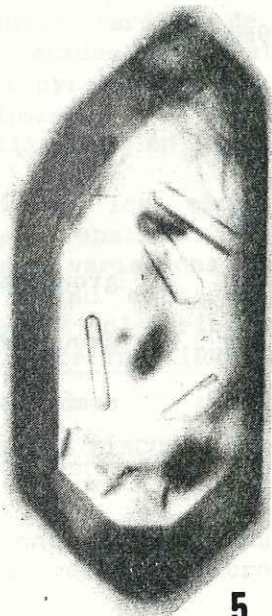
2



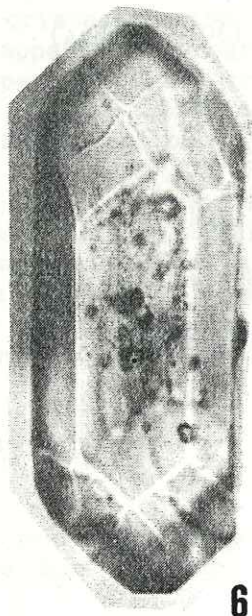
3



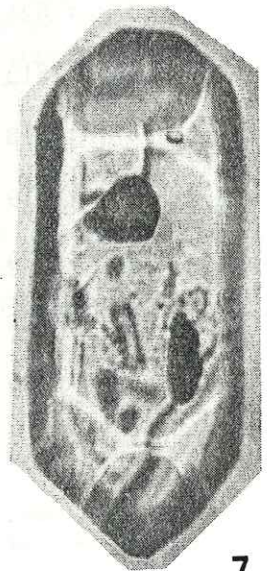
4



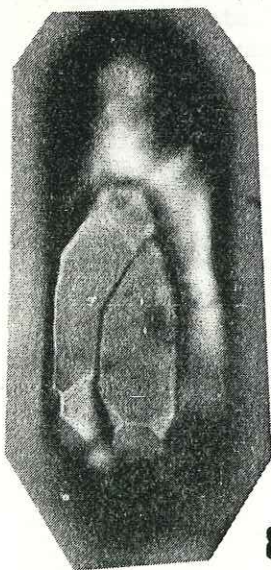
5



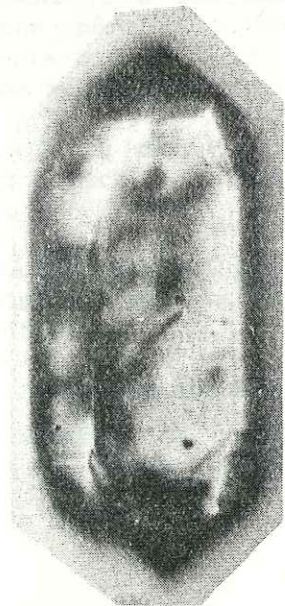
6



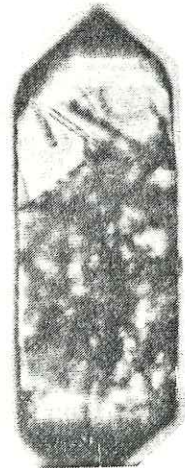
7



8



9



10

2/ Indices de corrosion

Les zircons arrondis montrent des faces cupulées, des arêtes dentelées et les sommets des pyramides tronqués et émoussés. Leur indentation a été seulement possible dans le cas d'une corrosion peu avancée.

3/ Couleur

La plupart des zircons sont incolores et transparents (56%). Les autres sont incolores à jaunes (35%) ou jaunes à bruns (9%). Les cristaux opaques sont rares.

4/ Inclusions

Elles sont à la fois nombreuses et variées. Elles peuvent être fluides ou solides, allongées ou circulaires. Leurs teintes sont très variables (incolores à noires).

Aucun minéral inclu n'a été reconnu, excepté des apatites aciculaires et quelques zircons négatifs (petit zircon ou germe de zircon contenu dans un cristal de taille supérieure).

5/ Zonages et groupements cristallins

Très peu de zircons sont zonés (1%). Il existe peu de groupements cristallins (1%). Il s'agit de zircons parallèles, accolés sur l'axe C (groupement prismatique) ou emboîtés (groupement oblique).

Quelques lacunes de croissance ont été observées

3.4 - INTERPRETATION DES DONNEES

Ces résultats montrent une nette différence avec ceux obtenus dans des études préliminaires faites sur des roches acides tardives de lambeaux ophiolitiques (OHNENSTETTER D. et M., 1975; JAUZEIN & al., 1979; OHNENSTETTER & al., 1981) et ceux du Pic des Lauzes.

En effet l'aire d'extension des plagiogranites et trondhjémites des séries tholéitiques relève d'indices \bar{A} et \bar{T} élevés (750-800/800) caractérisés par les types P5 . J5 . D et des fortes fréquences des sous-types N5 et K1 (JAUZEIN & al., 1979) (Fig. 71).

Il convient donc de définir la lignée magmatique à laquelle appartiennent nos matériaux et de déterminer leur origine crustale ou mantellique.

Une étude typologique des populations de zircons dans les roches granitiques entreprise par PUPIN (1980) permet d'établir une classification génétique comprenant trois principales divisions (fig. 72).

- 1/ Granites d'origine crustale (granites alumineux)
- 2/ Granites hybrides d'origine à la fois crustale et mantellique (granites des séries calco-alcalines et subalcalines)
- 3/ Granites d'origine mantellique (granites des séries alcalines et tholéitiques).

Dans le détail chacun de ces ensembles se divise en sous-ensembles en fonction de la nature pétrographique de leurs matériaux.

Rappelons brièvement les principales caractéristiques de chacun de ces ensembles en rapport avec la typologie des zircons:

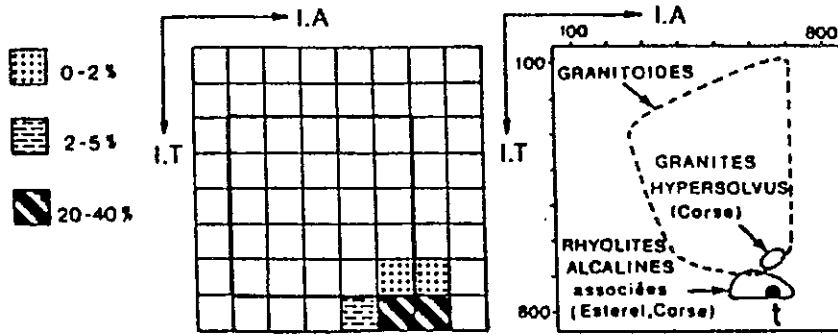


Fig 71 : Zircons des trondhjémites corses
(Jauzein et al. 1979)

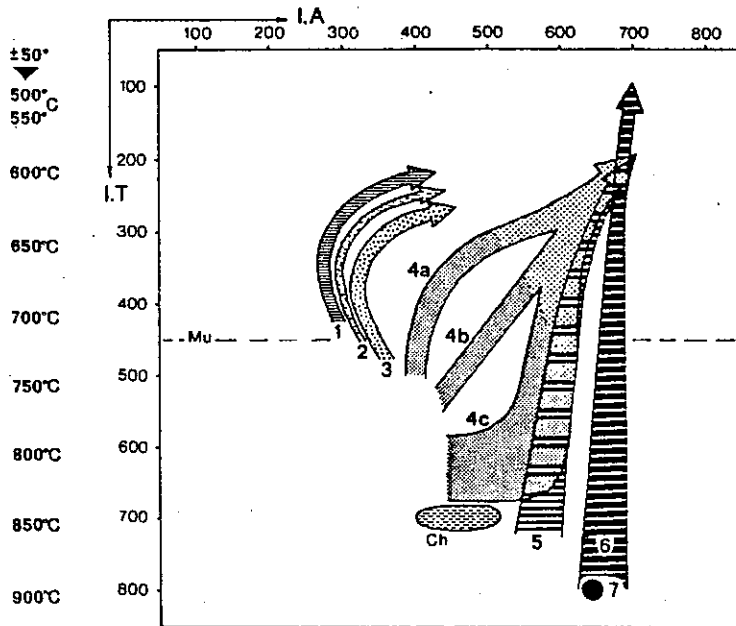


Fig 72 : Distribution des T.E.T moyennes qui caractérisent
les populations de zircons des granites d'origine
crustale. (d'après Pupin 1980)

- 1) granites alumineux
- 2) monzogranites et granodiorites
- 3) monzogranites alumineux
- 4) a,b,c granites des séries calco-alcalines
- 5) granites des séries subalcalines
- 6) granites des séries alcalines
- 7) champ des granites des séries tholeïtiques
- ch) champ des charnockites

1/ Les granites d'origine crustale (fig.72)

Ils se caractérisent par des faibles valeurs \bar{A} et \bar{T} (260-290) avec les sous-types principaux suivants S1, S2, S3, S6, S7. Leur T.E.T.* est caractéristique: dans un premier temps A et T diminuent corrélativement puis T diminue, alors que A augmente.

2/ Les granites d'origine mantellique

Ces granites hypersolvus (BONIN & LAMEYRE, 1978) sont alcalins à hyperalcalins, issus de magmas anhydres. L'indice \bar{T} se caractérise par de fortes valeurs (670-800) et la T.E.T. se dirige verticalement vers le type G.

3/ Les granites hybrides

- Les γ des séries calco-alcalines

On les trouve souvent en relation avec les roches basiques (gabbros et diorites Q); ils peuvent contenir des enclaves de xénolithes basiques à texture microgranulaire. Le vaste espace qu'ils occupent dans le diagramme (I.A, I.T) a été divisé en trois groupes, chacun individualisé par une T.E.T. propre. Les trois sous-ensembles se distinguent aussi de par leur nature pétrographique (PUPIN, 1980). Leurs termes les plus différenciés convergent tous en direction du type G ({110 } {101 }).

- les granites des séries subalcalines

Leur T.E.T. a une position intermédiaire entre celle des granites des séries alcalines et des séries calco-alcalines. Elle recouvre en partie le domaine d'évolution des séries calco-alcalines. Les populations de zircons se caractérisent alors par un indice T décroissant et un indice A élevé et stable. Les termes les plus différenciés dérivent eux aussi en direction du type G.

Il apparaît donc au vu de cette classification que les matériaux étudiés au Pic Marcel ont des affinités avec les granites calco-alcalins d'origine hybride (crustale et mantellique).

L'étude typologique des zircons renforce donc les premières hypothèses émises à partir des arguments stratigraphiques. Les brèches acides -où à tendance intermédiaire- du Pic Marcel se définissent donc comme des granitoïdes et diorites quartziques, et appartiennent à une lignée de différenciation calco-alcaline, plutôt que tholéitique, ce qui permet de les distinguer des plagiogranites couramment rencontrés dans les lambeaux ophiolitiques.

L'appartenance de ces matériaux à une lignée calco-alcaline peut paraître insolite dans un environnement où les magmas sont réputés tholéitiques.

Elle fait nécessairement appel à la proximité d'une marge continentale.

* T.E.T : Tendence d'évolution Typologique.

3.5 - CONCLUSION PETROGRAPHIQUE

A ce stade de l'étude, les arguments stratigraphiques et pétrographiques sont en accord pour envisager une origine continentale pour les brèches du Pic Marcel qui se seraient déposées sur un plancher océanique à topographie accidentée.

4 - ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

En raison des difficultés pétrographiques consécutives à l'histoire métamorphique, il est difficile de retracer la nature originelle exacte de nos matériaux. Pour la préciser une étude géochimique s'impose. Elle nous permettra d'une part de typer les matériaux acides de la brèche, ainsi que les dykes basiques qui la recourent, d'autre part de définir les lignées magmatiques auxquelles ces roches peuvent être rapportées, et enfin de caractériser le site géotectonique dans lequel elles se sont formées.

Jusqu'à ce jour, nous ne disposons que de 7 analyses de roches totales (éléments majeurs) sur les matériaux acides de la brèche et de quelques données microsonde sur amphibole, biotite ... (LACASSIE, 1981). De nouvelles analyses (éléments majeurs, traces et R.E.E.) complètent les résultats précédents. Elles figurent dans les annexes 10 et 11.

La démarche que nous avons suivie pour traiter la chimie des roches acides du Pic Marcel est la même que celle employée précédemment pour les différenciés leucocrates du Pic des Lauzes*

Tout au long de cette étude, nous comparerons les deux types de matériaux.

4.1 - TYPOLOGIE NORMATIVE DES MATERIAUX ACIDES

4.1.1 - Classification de O'Connor (1965) Ab/An/Or (fig.73)

Ce diagramme est construit à partir des teneurs normatives des feldspaths. En raison de la forte proportion d'albite normative la plupart des points tombent dans le domaine des trondhjémites qui regroupe les albitites et tonalites en partie. Les points qui sont situés dans le champ des granites correspondent aux roches M 22 et M 28 (64.2 et 55.6 % SiO₂). Cette dérive en direction du pôle potassique est due à des teneurs en orthose élevées, imputables à la présence de biotite + séricite.

*Il convient donc de se reporter aux pages précédentes pour avoir les précisions nécessaires à l'emploi des diagrammes.

- ◆ éléments basiques de la brèche.
- * éléments acides.

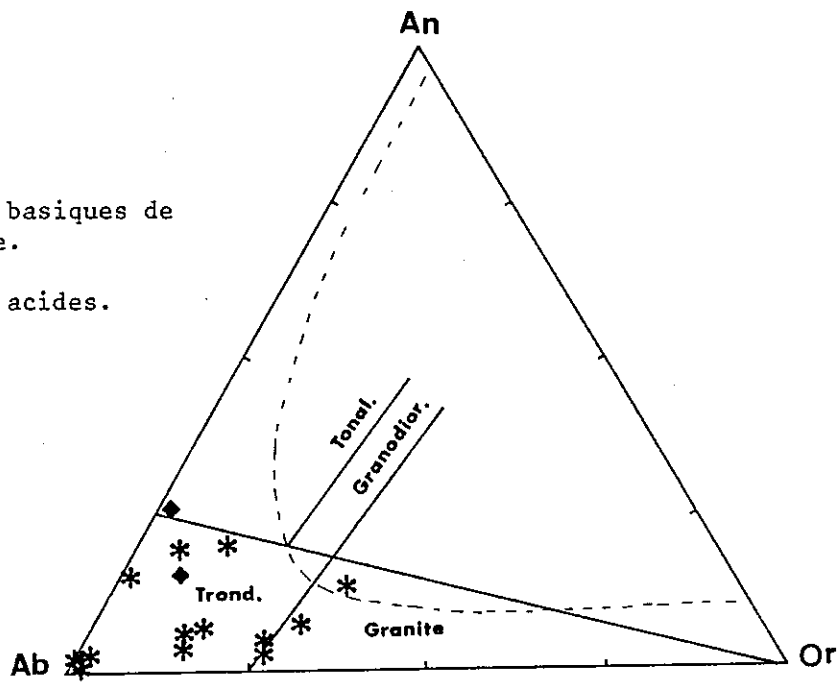


Fig. 73 : Diagramme Ab-An-Or (O'Connor 1965)

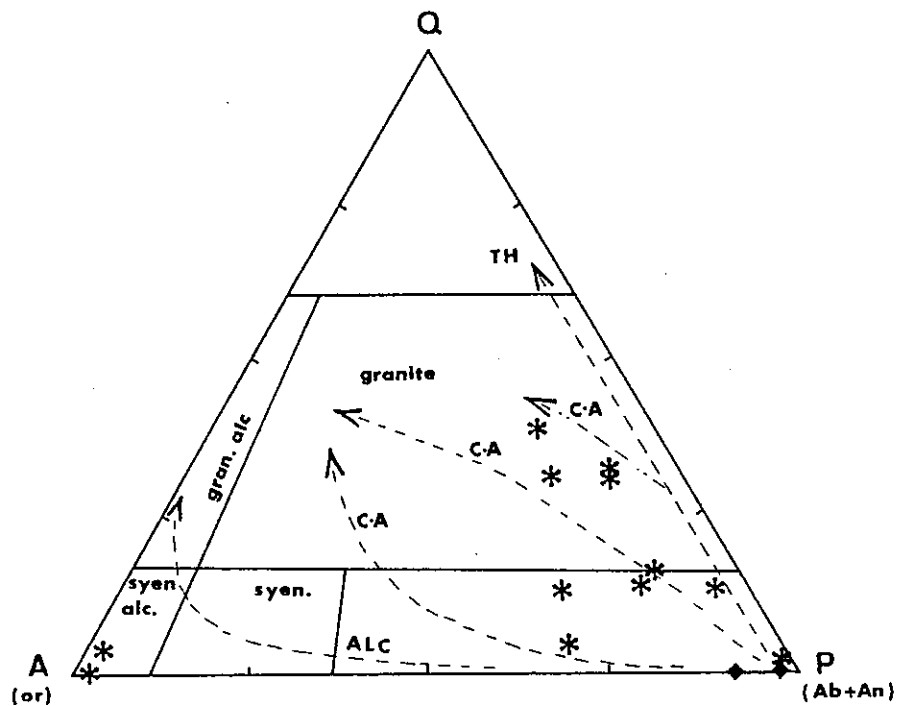


Fig. 74 : Diagramme Q-A-P (Streckeisen 1973)

- TH : Lignée tholéïtique
- CA : Lignée calco alcaline
- ALC : Lignée alcaline

4.1.2 - L'affinité magmatique de ces matériaux peut être mise en évidence à l'aide de la classification de Streckeisen (1973) par l'emploi du diagramme Q.A.P. (fig. 74)

Les roches les moins riches en silice tombent dans les domaines des gabbro-diorites et monzodiorites, les autres dérivent en direction du pôle quartzeux et appartiennent au champ des granodiorites et des granites. Deux points tombent dans le domaine des albitites en raison de leur forte teneur en albite-normative (M39, M40). Cette répartition suggère une lignée calco-alcaline pour ces matériaux.

Comme nous l'avons vu précédemment (p. 72) les granites sodiques peuvent être distingués en plusieurs groupes (d'après COLEMAN et PETERMAN, 1975), en fonction de leur teneur en potassium par rapport à la silice.

Nos roches reportées dans le diagramme K₂O/SiO₂ (fig. 75) montrent une dispersion importante des points qui reste cependant centrée autour des "pôles" d'affinité continentale.

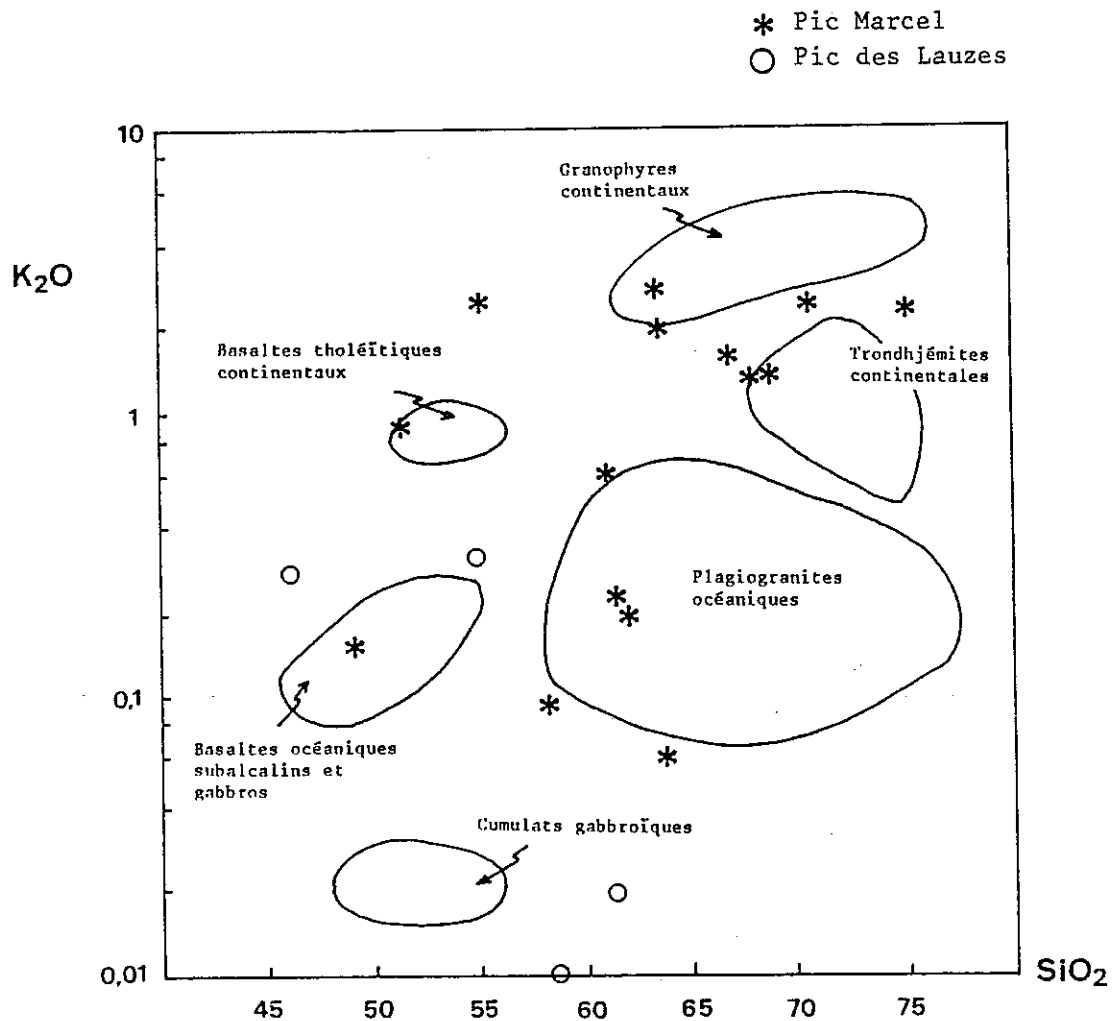


Fig 75 : Diagramme K₂O - SiO₂ (Coleman & Peterman 1975) comparant les plagiogranites océaniques avec les trondhjémites et les granophyres continentaux.

S'il est évident qu'il existe une corrélation positive entre les deux éléments on peut penser que la dispersion des points est probablement due à des remobilisations post-magmatiques du K20 réputé comme très mobile.

Les analyses à fortes teneurs en K20 vont de pair avec la présence de biotite et de séricite dans les roches, mais ce contrôle minéralogique ne suffit cependant pas pour expliquer les teneurs élevées (3.5%) qui seraient imputables à une potassification tardive, probablement d'origine hydrothermale. Ainsi l'hypothèse de l'existence de feldspath potassique originel peut être retenue dans la mesure où ce dernier aurait été remplacé par d'autres phases minérales, lors de recristallisations métamorphiques.

Globalement, les teneurs en K20 des roches acides du Pic Marcel sont supérieures à celles des différenciés leucocrates du Pic des Lauzes. Nous rappelons que les teneurs du K20 dans les plagiogranites océaniques sont plus faibles que celles des granophyres continentaux. Compte tenu de sa mobilité importante, cet élément pourrait donc être un argument de comparaison entre les roches acides d'origine océanique (Pic des Lauzes) et d'origine continentale (Pic Marcel).

4.2 - ETUDE DES ELEMENTS MAJEURS

4.2.1 - Evolution des éléments au cours de la différenciation magmatique

Silice

Les valeurs de la silice se situent entre 49 et 75% (fig. 76) Cet étalement est en partie dû à la difficulté d'échantillonnage lors de la séparation des "bouffées" acides quelques fois diffuses dans une matrice compacte plus mésocrate et basique. D'autre part, on note une variété dans la composition des roches acides tant au point de vue de l'observation à l'affleurement qu'à l'étude au microscope. Les échantillons M 15 (49.3% SiO₂) et M 21 (51.9% SiO₂) représentent des éléments de brèche plus basiques prélevés à la partie supérieure de l'affleurement. (◆)

Al₂O₃

Les teneurs sont à peu près constantes pour l'ensemble des échantillons (13 à 17 %). Elles confèrent à ces roches un caractère peralumineux (Al₂O₃ > Na₂O + K₂O + CaO) d'après la classification de SHAND (1951). La relative uniformité des teneurs en Al₂O₃ pour des valeurs de la silice allant de 49 à 75 % démontre la constance de cet élément lors de la différenciation magmatique qui conduit aux albitites.

Fe₂O₃

La teneur en Fer diminue progressivement des termes relativement basiques (8%) aux termes acides (1%). L'absence d'enrichissement en Fer dans les termes intermédiaires est caractéristique des magmas calco-alcalins (Bowen Trend) dans lesquels les oxydes cristallisent à un stade précoce de la différenciation.

Ce type de fractionnement est donc différent de celui que l'on observe en principe dans les lignées tholéïtiques, comme dans l'exemple du Pic des Lauzes précédemment étudié.

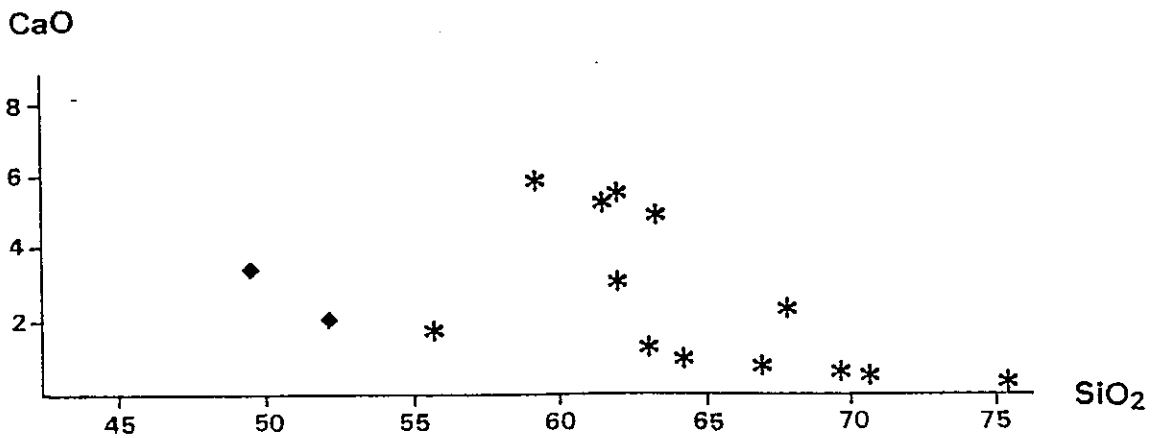
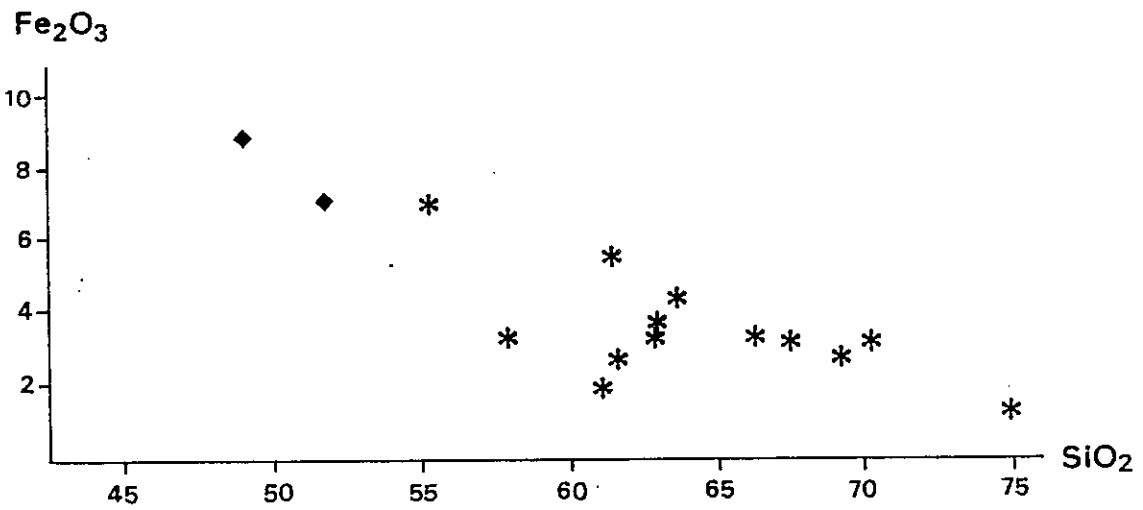
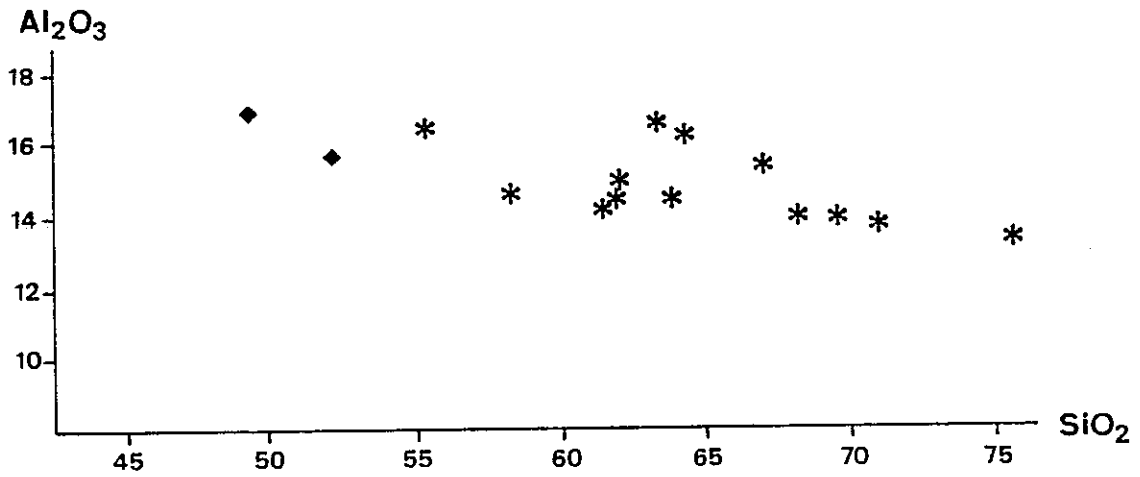
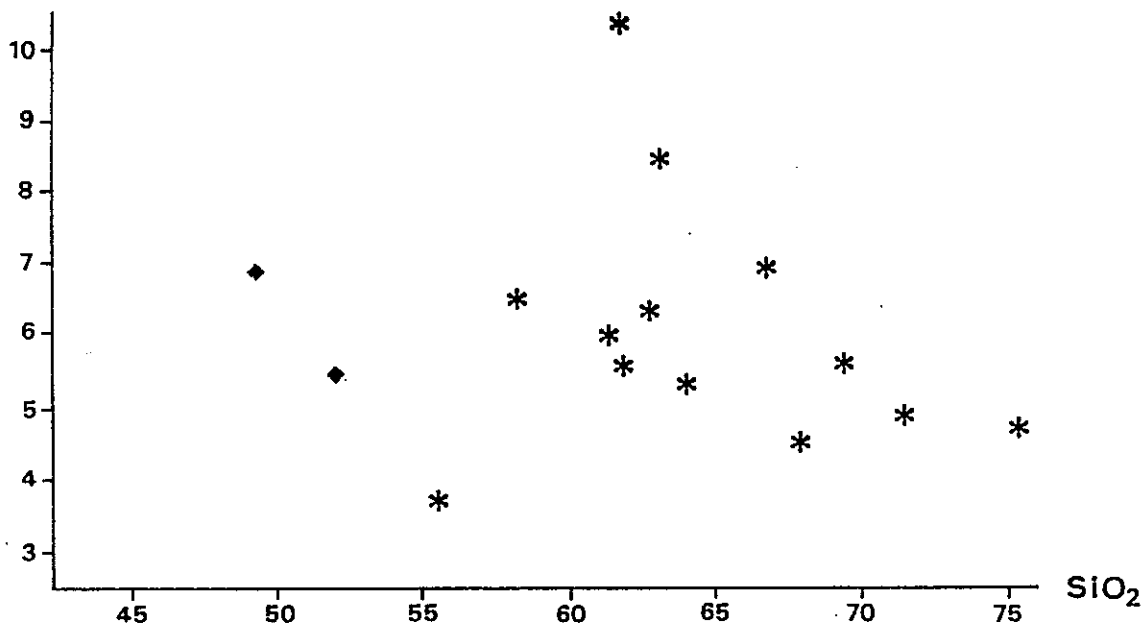
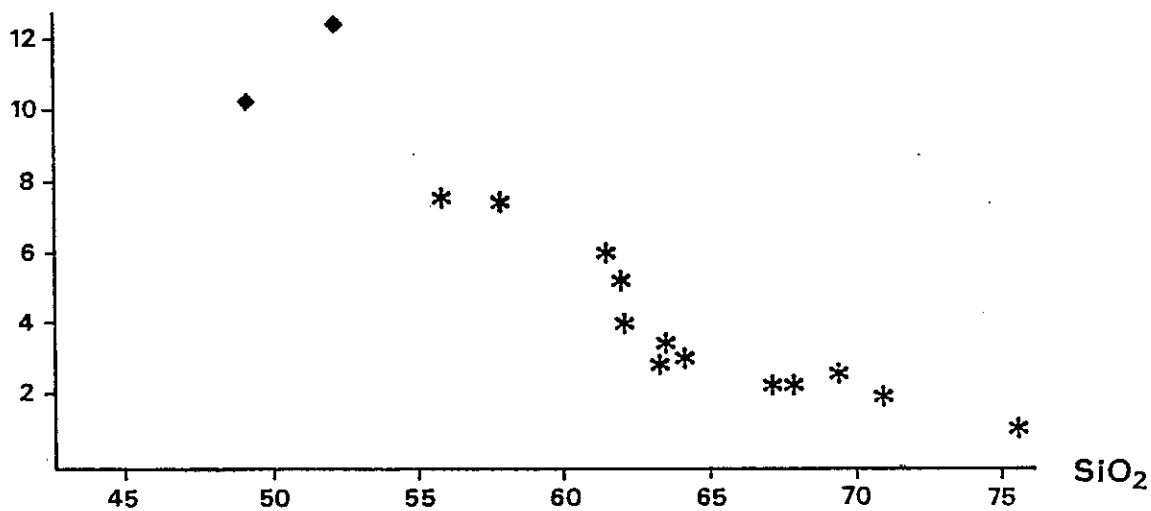


Fig. 76 : Diagrammes de Harker (1909)
 - Brèche polygénique du Pic Marcel -

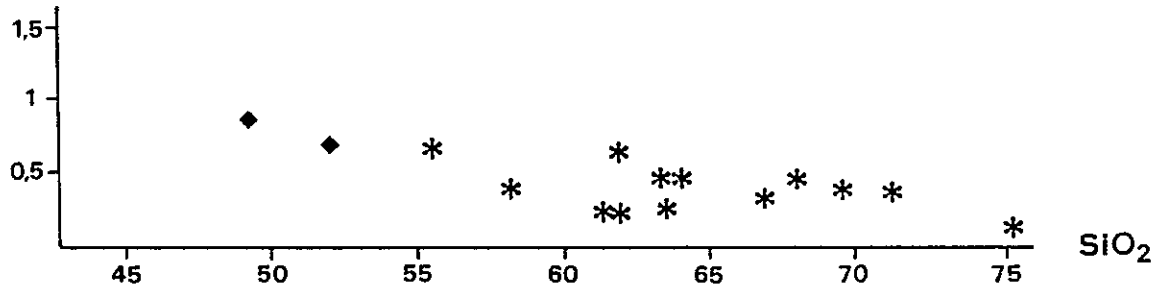
Na₂O



MgO



TiO₂



Diagrammes de Harker (suite)

MgO

Le comportement du magnésium est identique à celui du Fer. Sa teneur décroît régulièrement au cours de la différenciation pour se stabiliser à des valeurs de 1 à 2%.

CaO

Le calcium évolue de la même façon que le fer et la magnésium. La dispersion des points démontre le caractère mobile de cet élément lors des processus d'altération (HUMPHRIS & THOMPSON, 1978). Cette dispersion des teneurs peut aussi s'expliquer par le manque relatif de cohésion dans l'échantillonnage dû, nous l'avons déjà vu à la difficulté de séparer la fraction acide de la brèche de sa matrice plus basique. Enfin, la présence du calcium s'exprime par l'abondance d'amphiboles ou d'épidotes.

Na₂O

Sa teneur augmente très modérément au cours de la différenciation. La dispersion des points assez importante suggère la mobilité de cet élément lors de remplacements post-magmatiques.

Na₂O et CaO ont donc des comportements inverses et se caractérisent tous les deux par une dispersion notable.

P₂O₅

Cet élément dont la teneur est contrôlée par la cristallisation de l'apatite n'offre pas de variation significative en fonction de celle de la silice.

TiO₂

La teneur du titane décroît régulièrement. Le comportement de cet oxyde est identique à celui du Fer et du MgO qui cristallisent aux stades précoces de la différenciation.

Conclusion

Les variations des teneurs des éléments majeurs au cours de la différenciation magmatique et plus particulièrement celles du CaO, Na₂O et K₂O sont imputables à des modifications minérales post-magmatiques.

Le fractionnement des minéraux mafiques plus ou moins hydratés au début de la différenciation est confirmé par la diminution des valeurs de MgO, FeO, TiO₂ et P.F.

La variation des éléments majeurs guidée par le mode de différenciation magmatique, et les tendances obtenues sur les diagrammes proposent un ordre de cristallisation des minéraux en accord avec celui estimé à partir des observations pétrographiques.

Enfin, l'absence d'enrichissement en Fer (Fenner Trend) distingue ces roches des matériaux leucocrates du Pic des Lauzes, ce qui nous permet de penser que ces roches ne sont pas issues de la différenciation d'une lignée tholéitique; l'affinité avec une série calco-alcaline paraît se dessiner et reste donc à être confirmée.

Les arguments qui permettent d'étayer une telle hypothèse demeurent à ce stade encore trop imprécis.

4.2.2 - Caractérisation de la différenciation

La nature du fractionnement peut être définie en étudiant les comportements relatifs des éléments majeurs. Une première détermination est basée sur le comportement des éléments alcalins en fonction de la silice (KUNO, 1959) (fig. 77).

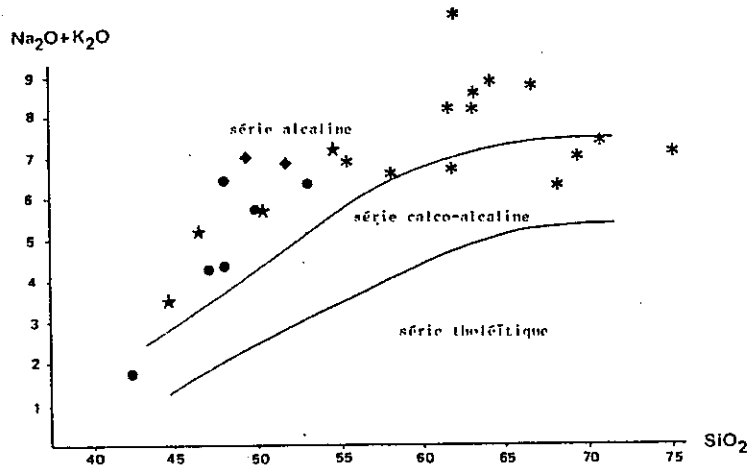


Fig 77 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Kuno 1959)

L'ensemble des points tombe dans le domaine des séries alcalines. Aucun ne se trouve dans le champ tholéïtique.

Etant donné le caractère mobile des alcalins, les teneurs élevées sont en partie dues à des altérations tardi-magmatiques (hydrothermalisme ou spilitisation) (cf. p. 22).

Des processus de remobilisation chimique déjà évoqués pour les échantillons du Pic des Lauzes semblent responsables de la tendance alcaline des matériaux, et se traduisent par une diminution du CaO corrélative d'un enrichissement en Na_2O dans le diagramme de VALLANCE (1974) $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ (fig.78).

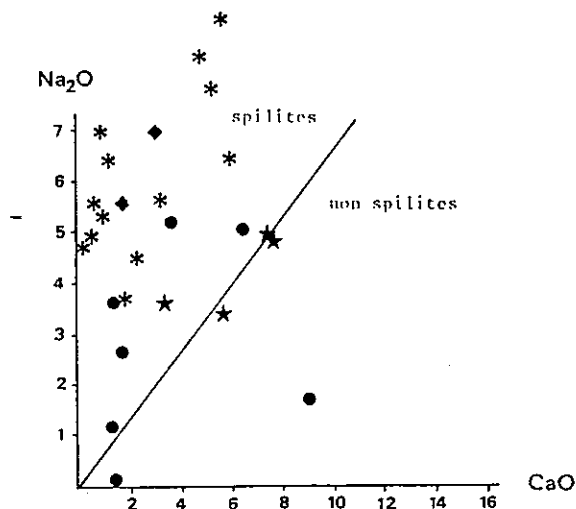


Fig 78 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Vallance 1974 in Muellen 1981)

Il convient donc de pallier aux effets de la mobilité de ces éléments en utilisant les diagrammes ternaires plus aptes à différencier les lignées magmatiques.

Les lignées tholéïtiques et les lignées calco-alcalines sont classiquement discriminées à l'aide du triangle A.F.M. de KUNO (1968). Nos points reportés sur ce diagramme se caractérisent par une absence de Fenner Trend (fig.79).

On remarque que les dykes basiques qui recoupent la brèche sont plus riches en Fer et qu'ils semblent s'apparenter à une lignée tholéïtique.

Compte-tenu des métamorphismes successifs qui ont affecté nos matériaux, et de la mobilité des alcalins, il convient de rester prudent quant à cette interprétation.

D'autres arguments sont nécessaires pour une caractérisation plus sûre.

La représentation graphique de BESSON et FONTEILLES (1974) fait intervenir l'alumine en remplacement des alcalins. Nous avons montré précédemment le caractère relativement peu mobile de cet élément au cours de la différenciation.

Les points (fig. 80) suivent la lignée de différenciation calco-alcaline. Seuls les éléments les plus basiques de la brèche s'enracinent dans la lignée tholéïtique, ainsi que les dykes de diabase qui recoupent la brèche et d'autres matériaux basiques (brèches de pillows) échantillonnés à proximité immédiate.

Le rapport Fer/Magnésium est considéré par de nombreux auteurs comme un bon indice de différenciation. Les diagrammes de MIYASHIRO (1973) permettent de définir l'appartenance des roches à une lignée magmatique (cf. p. 34) et de mettre en évidence le cogénéisme possible entre les matériaux basiques et acides d'une même série.

- Les éléments acides de la brèche du Pic Marcel reportés sur les diagrammes (fig. 81) se caractérisent par un rapport $Fer_{tot.}/MgO$ peu élevé (< 1.5). Les valeurs de la silice très étalées (49 à 75%) ainsi que les faibles teneur en Fer tot. et TiO_2 semblent confirmer l'affinité avec une série de différenciation calco-alcaline. Dans un but de comparaison nous avons reporté sur les diagrammes les roches acides du Pic des Lauzes issues du fractionnement ultime des termes basiques associés.

Ces arguments précisent donc les hypothèses énoncées précédemment.

- Les analyses des dykes basiques qui recoupent la brèche, ainsi que des analyses de pillow lavas bréchifiés qui la recouvrent à sa partie supérieure suivent la lignée de différenciation des tholéïtes abyssales et montrent un comportement identique aux métadiabases filonien-nes du Pic des Lauzes.

Leur rapport $Fer_{tot.}/MgO$ est identique à celui des roches acides et quelquefois supérieur: les matériaux acides de la brèche ne dérivent donc pas du fractionnement des roches basiques associées comme dans le cas du Pic des Lauzes.

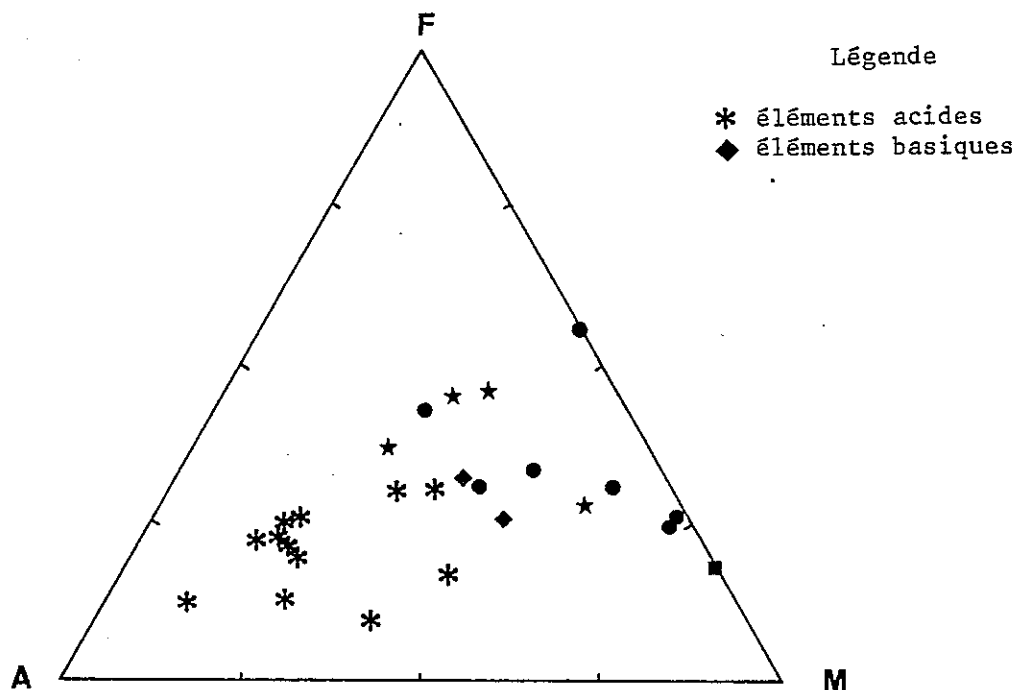


Fig. 79 : Diagramme A-F-M (Kuno 1968)

A = Na₂O + K₂O

E = FeO + 0.9 Fe₂O₃

M = MgO

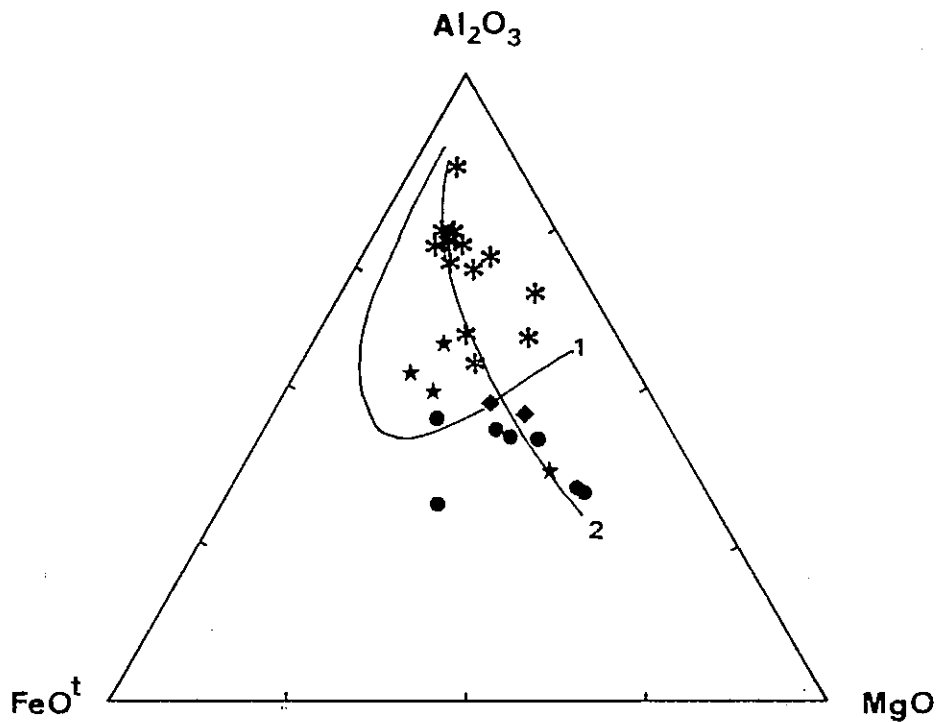


Fig. 80 : Diagramme Al₂O₃-FeO^t-MgO (Besson & Fonteilles 1974)

1 = série tholéïtique

2 = série calco alcaline

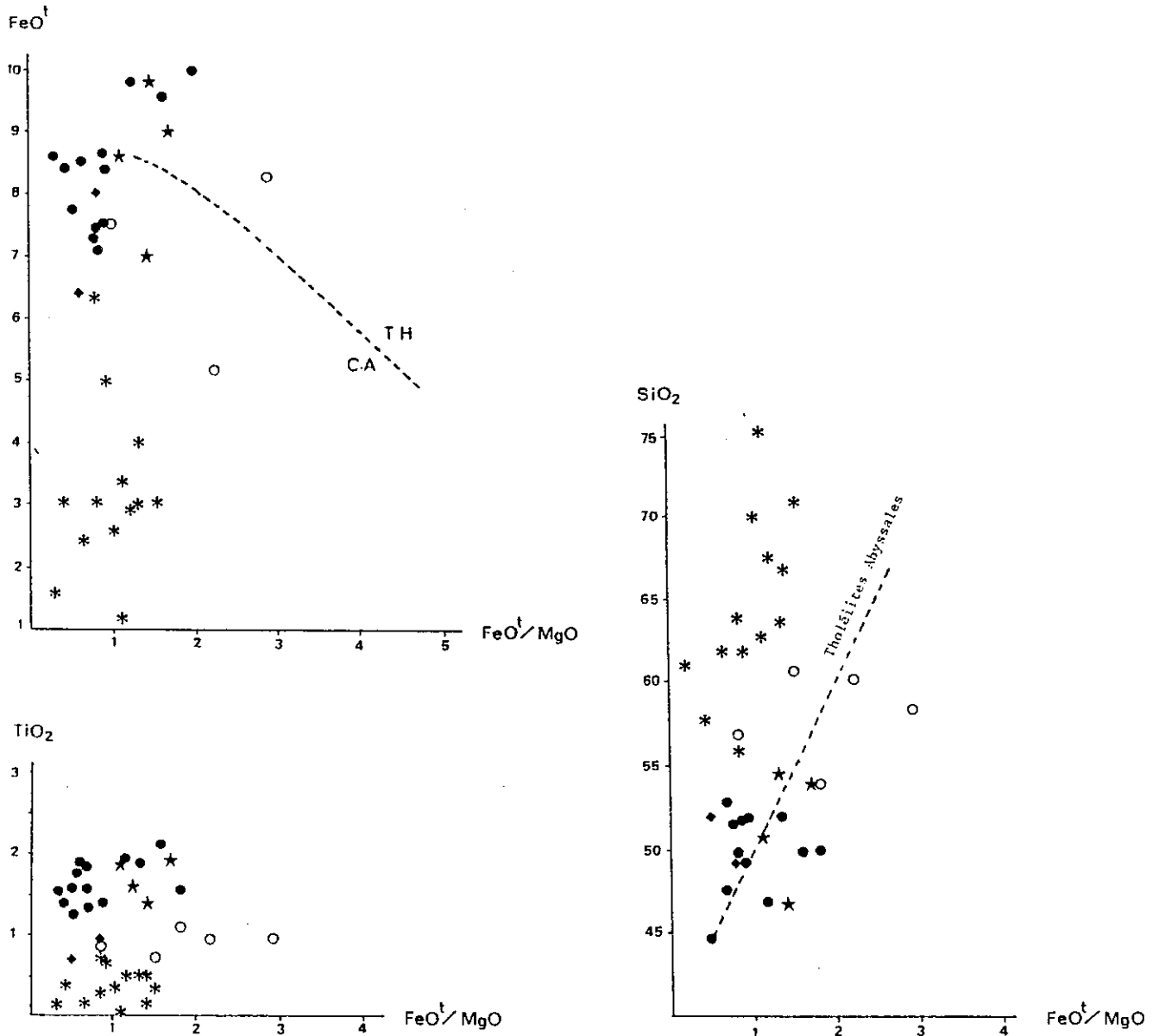


Fig. 81 : Diagrammes de Miyashiro (1973)

A titre de comparaison nous avons reporté sur la figure les roches acides du Pic des Lauzes (symbole O) issues du fractionnement ultime des termes basiques associés (cf. p38)

4.2.3 - Conclusion à l'étude des éléments majeurs

La caractérisation chimique des brèches du Pic Marcel à l'aide des éléments majeurs montre que ces roches de composition intermédiaire à acide ont des affinités évidentes avec une lignée de différenciation calco-alcaline.

Ceci est confirmé par:

- . l'absence de Fenner Trend
- . des teneurs en Al_2O_3 et CaO] qui apparentent ces matériaux à des trondhjémites et/ou tonalites voire à des granites albitiques pour les roches les plus siliceuses;
- . un rapport Fe tot./MgO inférieur à celui des roches acides issues de la différenciation extrême des basaltes tholéitiques.

L'étude des éléments en traces permet une meilleure discrimination et typologie de ces matériaux.

4.3 - ETUDE DES ELEMENTS EN TRACES

Les analyses des éléments en traces figurent en annexe* n°10.

Les résultats obtenus seront comparés à ceux déjà évoqués pour les roches du Pic des Lauzes et aux albitites du Chenaillet et de la Gavie (Haute Ubayé).

4.3.1 - Etude du fractionnement des roches acides

Les tendances de fractionnement des granitoïdes de la brèche du Pic Marcel, ainsi que celles des roches basiques associées sont mises en évidences dans les diagrammes TiO₂-Zr; Nb-Zr et Y-Zr (PEARCE & NORRY, 1979).

A/ Nos analyses reportées sur le diagramme TiO₂-Zr (fig.82) montrent le caractère peu fractionné des matériaux acides, ainsi que des valeurs faibles en Zr (146-209 ppm) qui ne correspondent pas à celles que l'on connaît dans les granitoïdes océaniques dont les valeurs s'échelonnent de 200 à 2000 ppm. (D & M OHNENSTETTER, 1980). Par ailleurs, ces teneurs en Zr sont inférieures à celles des roches leucocrates du Pic des Lauzes et à celles des albitites du Chenaillet dont les champs sont figurés sur le même diagramme.

Les matériaux acides du Pic Marcel possèdent des valeurs en TiO₂ inférieures à celles de dykes et pillows pour des teneurs identiques en Zr. Il semble donc que ces granitoïdes ne figurent pas comme les produits de différenciation des roches basiques associées.

Les tendances de fractionnement qui correspondent à la direction des nuages de points sont sub-parallèles au vecteur 1 (PEARCE & NORRY 1979), pour les liquides basiques et aux vecteurs 6 et 3 pour les matériaux acides de la brèche. La lignée évolutive de ces derniers reste cependant imprécise.

* Pour les généralités concernant ces éléments se reporter page 34

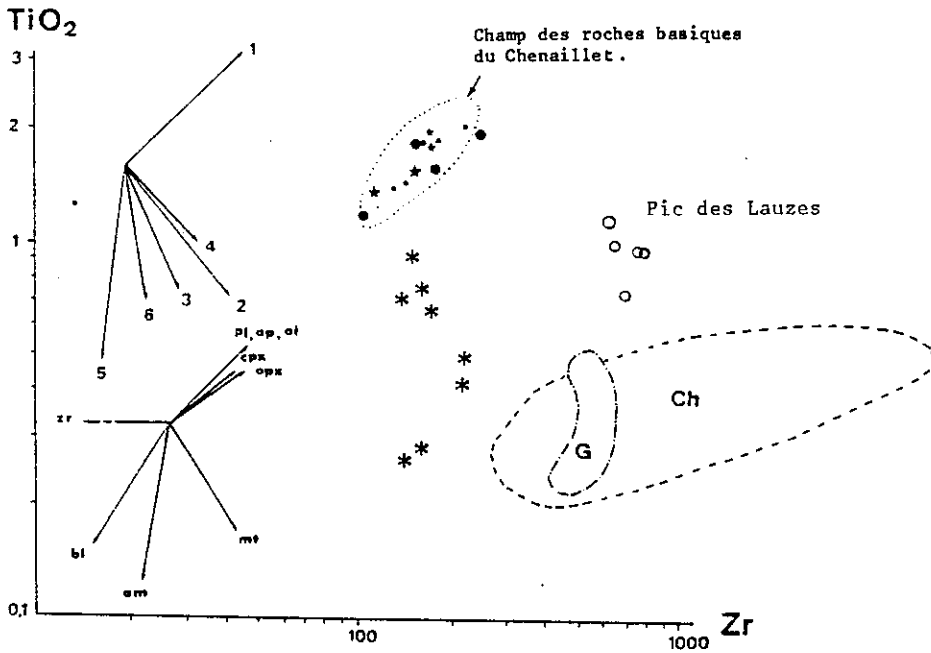


Fig.82 TiO₂/Zr

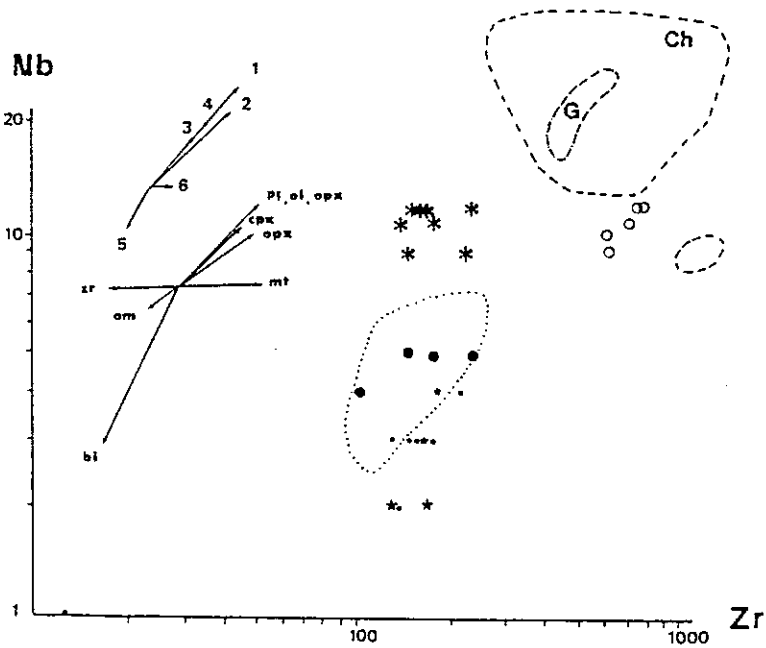


Fig.83 Nb/Zr

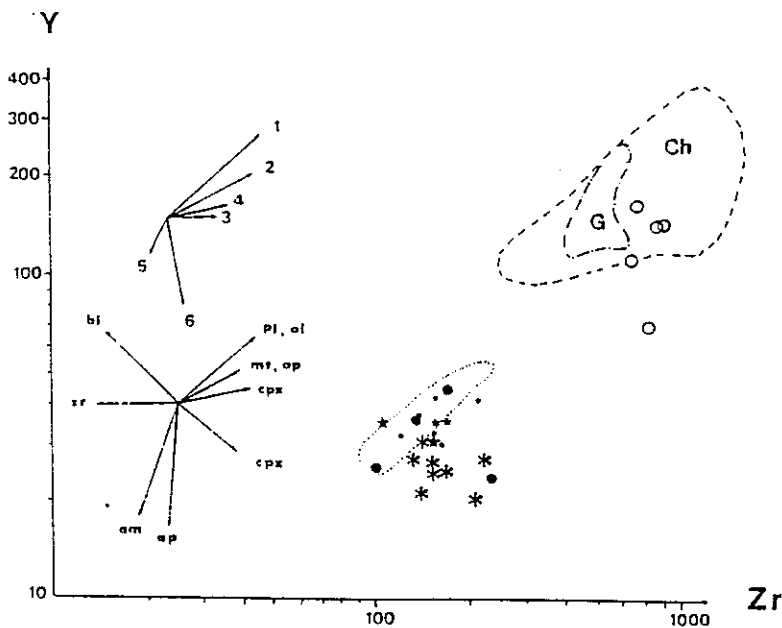


Fig.84 Y/Zr

Diagrammes de Pearce & Norry (1979), consacrés à l'étude du fractionnement des roches acides par rapport aux roches basiques associées.

- le vecteur 1 qui correspond au fractionnement des liquides basiques est identique à celui déjà défini pour les métadiabases du Pic des Lauzes (p.84) et donne la précipitation d'un mélange moyen: pl 0.5; cpx 0.3; ol 0.2;

- les vecteurs 6 et 3 correspondent au fractionnement des matériaux acides et font intervenir la précipitation moyenne de pl, amph., cpx, mt, dans des proportions propres à chaque vecteur (p.84).

B/ Dans le diagramme Nb/Zr (fig.83), les matériaux acides du Pic Marcel sont enrichis en Nb par rapport aux roches basiques associées et montrent des affinités possibles avec les albitites beaucoup plus différenciées du Chenaillet et de la Gavia qui figurent comme les produits extrêmes de la différenciation des basaltes de ride océanique. Contrairement à ces deux affleurements l'hypothèse d'un fractionnement des granitoïdes à partir des termes basiques associés au gisement n'est pas envisageable du fait des teneurs identiques en Zr dans les deux types de matériaux.

L'évolution du fractionnement des roches acides semble correspondre au vecteur 6 dans lequel interviennent le plagioclase (60%), le clinopyroxène (20%), l'amphibole (15%) et la magnétite (5%).

C/ Les éléments acides de la brèche reportés dans le diagramme Y-Zr (fig.84) se caractérisent par des valeurs en Zr plus faibles que celles des liquides basaltiques. Cette position du nuage de points n'est pas en accord avec une origine possible des roches acides à partir de ces matériaux. Le nuage de points défini par les roches acides semble évoluer selon le vecteur de fractionnement 6.

Par la géochimie, les granitoïdes du Pic Marcel se différencient très nettement des roches leucocrates du Pic des Lauzes et des albitites du Chenaillet et de la Gavia. Ils ne correspondent pas au produit du fractionnement ultime de basalte de type océanique. Le problème de leur origine reste posé.

4.3.2 - Définition du site géotectonique des granitoïdes de la brèche

Comme nous l'avons vu précédemment les valeurs en Rb et en Sr des roches acides permettent, selon COLEMAN & al. (1979) de discriminer les plagiogranites océaniques des autres roches éruptives qui ont des compositions chimiques et des assemblages minéraux voisins.

Nos analyses reportées dans le diagramme Rb-Sr (fig.85) montrent que les teneurs sont anticorrélées. On remarque la forte dispersion du Rb qui apparaît de ce fait comme très mobile. Les roches possédant de fortes teneurs en Rb sont les plus siliceuses et contiennent de la biotite et de la séricite. Les granitoïdes du Pic Marcel se caractérisent par des valeurs en Rb supérieures à celles du Pic des Lauzes et très largement supérieures à celles que l'on rencontre dans les plagiogranites océaniques (5 ppm en moyenne). Ces fortes teneurs pourraient apparenter ces roches aux trondhjémites des environnements continentaux. Une telle hypothèse reste à être confirmée.

L'examen d'éléments incompatibles particulièrement inertes aux différentes altérations peut lever les ambiguïtés concernant le cadre géotectonique initial des éléments granitoïdes de la brèche.

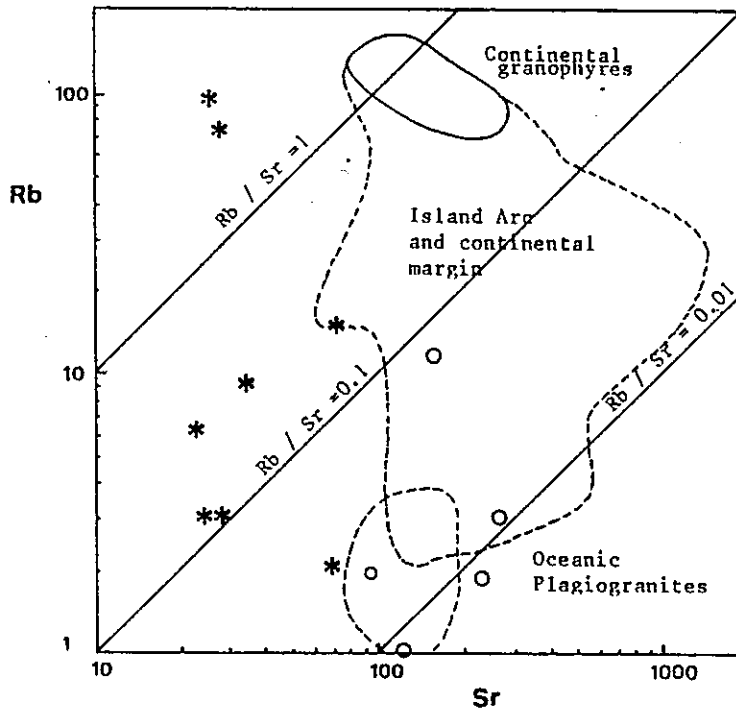


Fig. 85 : Diagramme Rb-Sr ppm (Coleman & Peterman 1975)

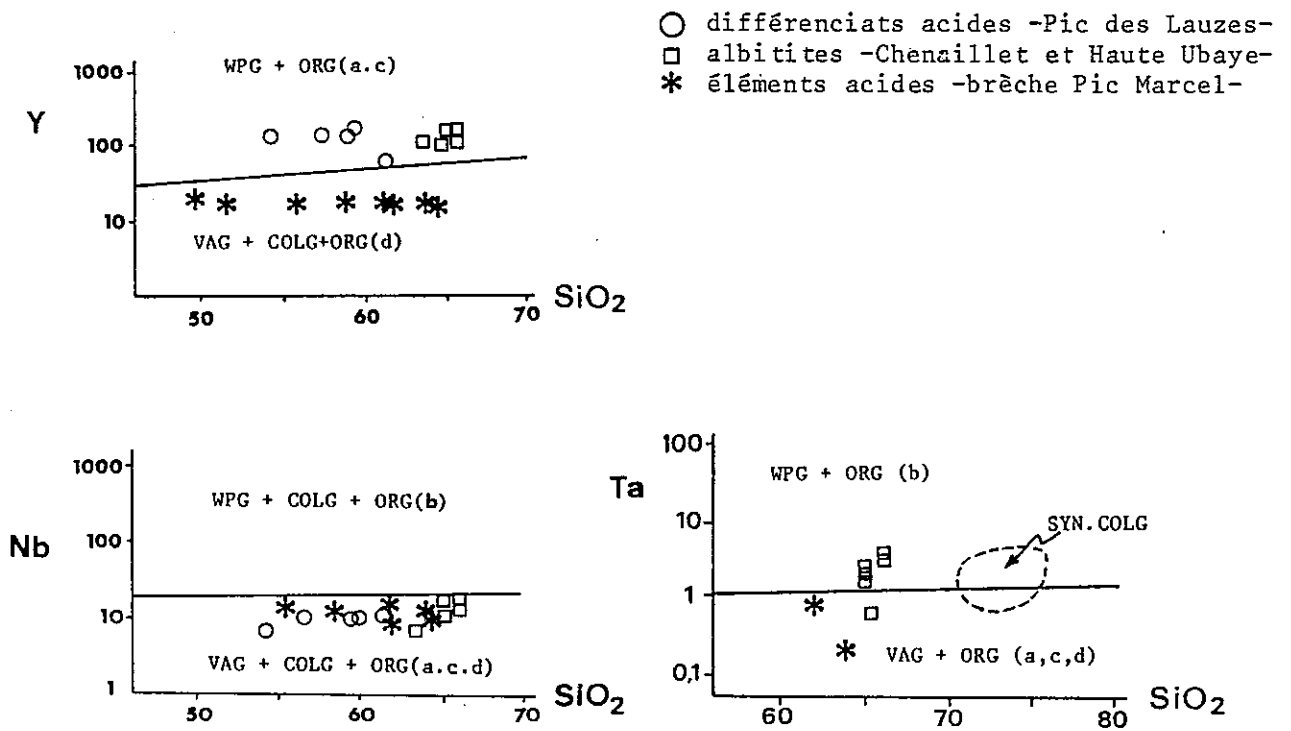


Fig. 86 : Diagrammes de discrimination des différents sites géotectoniques de mise en place des granites, par l'emploi de Y, Nb et Ta / SiO₂ (d'après Pearce & al. 1984)

Cette détermination du site géotectonique peut être envisagée sérieusement à l'aide d'éléments tels que l'Y et le Nb dont les comportements relatifs sont particulièrement caractéristiques des différents types de granitoïdes (PEARCE et al., 1984).

A/ Si dans le cas du diagramme Nb-SiO₂ (fig. 86), les granitoïdes du Pic Marcel montrent des affinités avec les roches acides du Pic des Lauzes et les albitites de l'ensemble Chenaillet-Hte Ubaye, ils montrent un comportement différent sur le diagramme Y-SiO₂, où ils se rapportent au champ qui regroupe à la fois les granites d'arcs volcaniques, les granites de syn-collision et les granites d'avant-arc (zone de subduction).

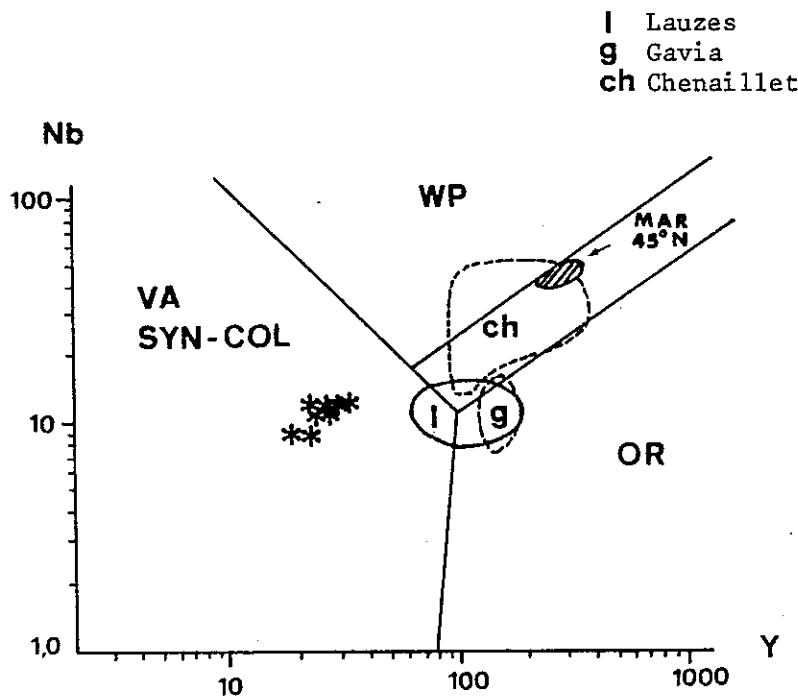
B/ Selon PEARCE et al. (1984), les teneurs en Ta sont particulièrement élevées ou supérieures au ppm dans les granites intraplaques et dans les granites des segments anormaux de ride océanique.

Le diagramme Ta-SiO₂ (fig. 86) (PEARCE et al., 1984) permet d'individualiser le domaine des granites de syn-collision. Nos roches tombent dans le champ qui regroupe les granites d'arcs insulaires et les granites de rides océaniques a, c, d (N.M.O.R.B., arrière arc, avant arc). Les granitoïdes du Pic des Lauzes se distinguent donc des albitites du Chenaillet qui ont des affinités plus marquées avec les domaines WPG et ORG (b).

C/ Il est possible de caractériser le site géotectonique par l'emploi du diagramme Nb-Y (PEARCE et al., 1984) (fig. 87). Parmi les trois domaines principaux définis sur ce diagramme, les compositions de nos roches se placent dans le champ qui regroupent les granites d'arcs et les granites de syn-collision, à proximité du point triple qui individualise WP, OR et VA + Syn-Col. Ce comportement les distingue sans ambiguïté des autres matériaux acides du Pic des Lauzes du Chenaillet et de la Gavia, et permet ainsi d'exclure une origine océanique pour ces granitoïdes.

Par contre, une affinité nette avec les domaines de volcanisme et de syn-collision se dessine.

L'étude du comportement des lanthanides permettra de contrôler cette hypothèse.



VA & SYN-COL = Domaine des granites d'arcs et de syn-collision
 WP = Domaine des granites intraplaques
 OR = Domaine des granites de rides océaniques

Fig. 87 : Diagramme Nb/Y (Pearce & al. 1984), permettant de caractériser les sites géotectoniques des granites.

4.3.3 - Conclusion à l'étude des éléments en traces

L'étude de l'Y, du Nb et du Ta des granitoïdes du Pic Marcel nous permet de montrer qu'ils ne sont pas issus du fractionnement ultime des roches basiques associées et de réfuter l'hypothèse du cogénéisme de ces matériaux avec les liquides de la séquence ophiolitique.

Leurs comportements sont différents de ceux des roches acides du Pic des Lauzes et des albitites du Chenaillet et de la Gavia, matériaux qui sont issus de la différenciation ultime de liquides basaltiques.

Enfin, cette étude nous permet d'exclure une origine océanique pour les granitoïdes de la brèche.

4.4 - COMPORTEMENT DES LANTHANIDES DES GRANITOÏDES DU PIC MARCEL

L'étude des Terres Rares a été entreprise dans le but de préciser la typologie et l'origine des granitoïdes du Pic Marcel.

Nous avons vu qu'une origine océanique pouvait être exclue, et que certains éléments offrent des teneurs et des comportements symptomatiques des lignées calco-alcalines.

Avant d'aborder le comportement des lanthanides des granitoïdes du Pic Marcel, nous résumons leurs principales caractéristiques géochimiques, et présentons rapidement les différents types de spectres qui caractérisent les plagiogranites ophiolitiques d'environnements géotectoniques variés.

4.4.1 - Caractéristiques géochimiques des Terres Rares

Les 15 Terres Rares se caractérisent par de fortes liaisons ioniques avec d'autres éléments, dues à leur électronégativité faible (COCHERIE, 1978).

HANSON (1978) et plus récemment WATSON (1979) ont souligné le rôle des minéraux accessoires porteurs d'éléments en traces comme le zircon, l'apatite, l'allanite et le sphène dans le comportement des lanthanides durant les processus pétrogénétiques.

En raison de leurs propriétés, les Terres Rares se concentrent dans le liquide résiduel au cours des processus de cristallisation fractionnée. Elles sont très peu mobiles (surtout les Terres rares lourdes, Tb... Lu) lors des altérations post-magmatiques (CONDIE et al. 1977; EXLEY, 1980).

L'étude de leur comportement permet:

- de quantifier le rôle de certains minéraux dans lesquels les Terres rares s'intègrent préférentiellement. Les travaux de HANSON, (1978) montrent l'influence de ces minéraux sur l'aspect des spectres (fig.88);
- grenats et zircons sont riches en terres rares lourdes (high rare earth elements), ainsi la présence simultanée de ces minéraux dans un échantillon se traduira par de fortes valeurs au niveau des H.R.E.E.;
- l'apatite se caractérise par un spectre convexe et une dépression au niveau de l'Europium;
- le plagioclase fixe particulièrement l'Europium. Les roches riches en plagioclase auront donc une anomalie positive en Eu par rapport aux lanthanides voisins (Sm, Gd,..)

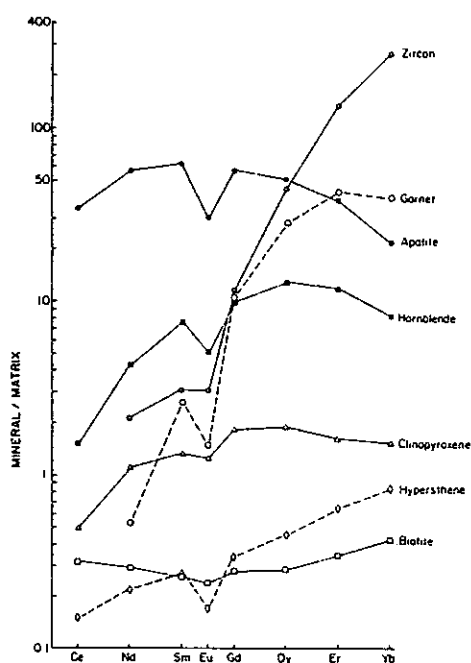


Fig. 88 Coefficients de partage minéral/liquide pour les REE de dactites et de rhyolites (HANSON 1978)

Les liquides résiduels qui succèdent à la cristallisation des minéraux porteurs de terres rares seront donc appauvris en ces éléments.

L'étude du comportement des lanthanides permet aussi:

- de comparer au sein d'une même série magmatique les rapports génétiques entre les différents termes;
- de caractériser un site géotectonique de mise en place par comparaison avec d'autres séries connues.

Les traits caractéristiques de leur comportement dans les granitoïdes des cortèges ophiolitiques ont été signalés par de nombreux auteurs (ALLEGRE et al., 1973; COLEMAN & PETERMAN, 1975; KAY & SENECHAL, 1976; BARKER & al., 1976; OHNENSTETTER D. & M., 1980; GERLACH & al., 1981; BENDER & al., 1982; PEDERSEN et MALPAS, 1984; SCARENZI, 1984).

Ces travaux montrent qu'il existe des corrélations entre les teneurs en terres rares et les différents sites géotectoniques définis: arcs insulaires, bassins marginaux, rides médio-océaniques, etc..

Cependant la grande variété des spectres qui caractérisent des roches de composition similaire au sein d'un même environnement géotectonique complique leur interprétation. Cette variété est due en partie:

- au degré de fractionnement variable atteint par les matériaux étudiés;
- à la nature des minéraux qui les constituent;
- à la mobilité relative des terres rares légères (L.R.E.E.) au cours des processus d'altération post-magmatique et de l'hydrothermalisme (EXLEY, 1980).

Sans aborder l'étude détaillée des spectres de granites sodiques que l'on peut rencontrer dans différents environnements géotectoniques dégageons-en les principales caractéristiques.

4.4.2 - Spectres des plagiogranites ophiolitiques

- Plagiogranites d'arc insulaire

Les granites sodiques du Canyon Mountain, Orégon (GERLACH et al., 1981) sont rapportés à un environnement d'arc insulaire. Ils montrent des spectres plats et parallèles avec une légère anomalie négative en Eu. L'enrichissement est faible, 10 à 20 x chondrite (fig. 89).

Les auteurs expliquent les faibles teneurs observées par la fusion partielle de metabasaltes plutôt que par un processus d'immiscibilité, en raison de l'importance volumétrique des plagiogranites dans la série (environ 10%). Le recouvrement complet des profils qui caractérisent les roches basiques et leurs différenciés acides n'est cependant pas en faveur d'une telle hypothèse.

L'intervention de phases riches en apatite et zircon au cours du fractionnement est invoquée pour expliquer les valeurs faibles en R.E.E. des liquides résiduels par rapport à leur souche basique.

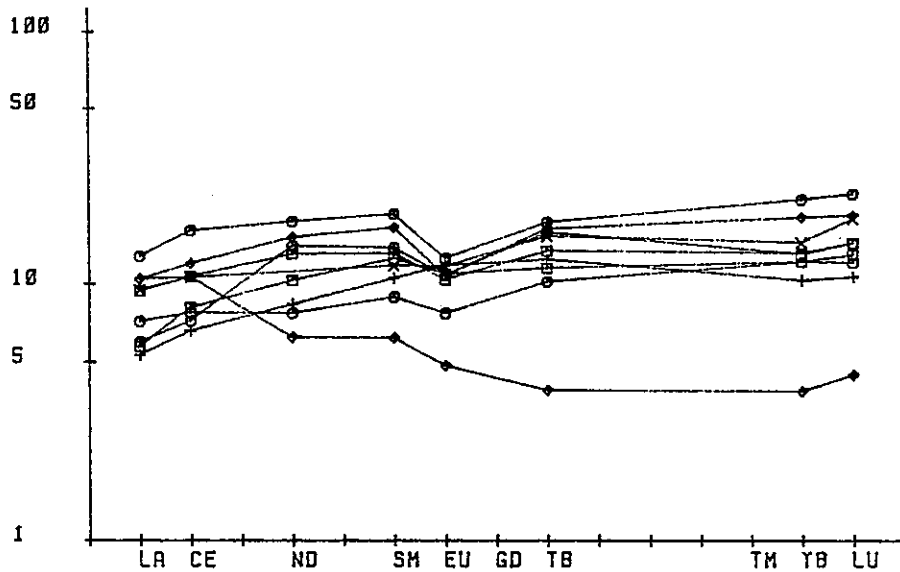


Fig. 89 Spectres des plagiogranites de Canyon Mountain Oregon (Gerlach & al. 1981)

Une autre explication possible à ces faibles teneurs est basée sur l'augmentation rapide des valeurs des coefficients de distribution minéraux/liquide avant les stades ultimes de la cristallisation (MILLER & MITTFELDLT, 1979).

- Plagiogranites de proto-arcs et d'arcs océaniques

A/ Les diabases et dolérites de la série ophiolitique d'Antalya, Turquie (JUTEAU, 1974, COCHERIE, 1978) appartiennent à une série de différenciation subalcaline proche des tholéïtes de rides. Les laves appartiennent à une série alcaline non comagmatique. Les granitoïdes se situent au niveau du complexe filonien. Ils sont caractérisés par des textures granophyriques. Ils sont riches en plagioclase, quartz et contiennent accessoirement de l'amphibole, des minéraux opaques, de l'apatite et du sphène auxquels s'ajoutent des minéraux secondaires (épidote, chlorite, carbonates).

Les granitoïdes analysés montrent des spectres trois à vingt fois plus riches que les valeurs chondritiques pour les terres rares légères et sept à trente fois pour les terres rares lourdes. Le rapport La/Yb est inférieur à 1 (fig.90).

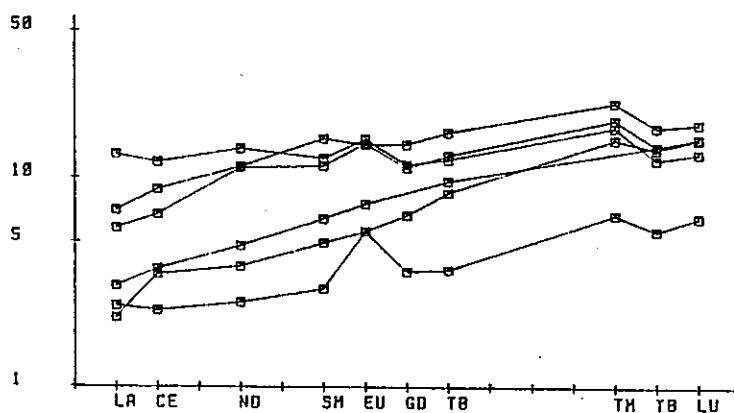


Fig. 90 Spectres des granitoïdes de la séquence ophiolitique d'Antalya, Turquie (Juteau 1974, Cocherie 1978)

B/ Le cortège ophiolitique du Vourinos se caractérise chimiquement par une affinité calco-alkaline (PAUPY, 1976). Les granitoïdes se situent également dans le complexe filonien. Ils possèdent les mêmes associations minérales que les plagiogranites d'Antalya. Leur composition chimique est typique de celle des plagiogranites océaniques. Les spectres comparés à ceux d'Antalya montrent un fractionnement des terres rares légères moins important. (Fig. 91)

Les spectres les moins fractionnés de ces deux séries présentent des anomalies positives en Eu, alors que les matériaux les plus fractionnés ont des anomalies négatives en Eu (COCHERIE 1978). Le rapport La/Yb est inférieur à 1.

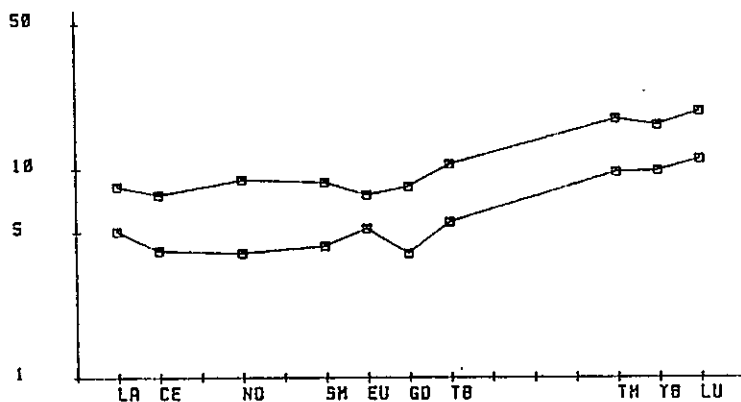


Fig. 91 Spectres des terres rares des granitoïdes du complexe ophiolitique du Vourinos (Paupy 1976, in Cocherie 1978)

Le modèle pétrographique retenu s'appuie sur le principe de cristallisation fractionnée (ALLEGRE et al., 1973, MONTIGNY, 1978) selon lequel le produit de la fusion partielle cristallise brutalement en surface pour former des coulées massives.

Le magma restant donne la succession des termes allant des cumulats ultramafiques au complexe des gabbros-dolérites accompagné de granophyres et de roches acides. Ce modèle est conforté par les corrélations fortes entre les éléments incompatibles dans les diagrammes relatifs aux processus de la cristallisation fractionnée (TREUIL et VARET, 1973).

- plagiogranites des bassins marginaux et des rides médio-océaniques

A/ Bassins marginaux - Les plagiogranites de la série de Sarmiento (STERN, 1979) montrent des profils plats. Les roches acides ont des rapports Ce/Yb similaires à ceux des basaltes associés. Cette identité suggère ainsi le cogénéisme des roches basiques avec les granitoïdes qui seraient issus de leur fractionnement ultime (fig. 92).

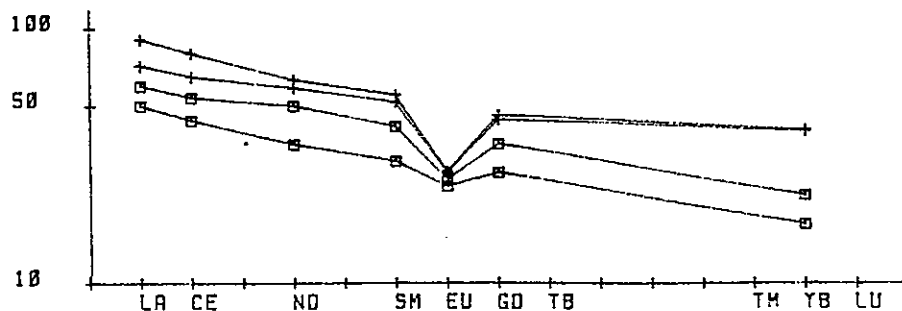


Fig. 92 Spectres des terres rares des plagiogranites et basaltes associés de la série de Sarmiento (Stern 1979)

B/ Rides océaniques

1) Exemples de spectres de plagiogranites ophiolitiques: dans la série ophiolitique de l'Inzecca (Corse) (OHNENSTETTER D & M, 1975; ROCCI et al., 1975) (fig. 93), l'évolution géochimique des granitoïdes sodiques est caractéristique d'une suite tholéïtique. Ces roches se présentent en brèches magmatiques ou en filonnets recoupant des euphotides et localement des pillow lavas. Initialement ces granitoïdes étaient très riches en plagioclase et pauvre en quartz.

L'association minérale est constituée d'amphiboles et/ou de pyroxènes, ainsi que de minéraux accessoires (zircon, apatite, minéraux opaques, allanite, sphène) qui peuvent atteindre des proportions relativement importantes.

Ces matériaux présentent des teneurs élevées en Na₂O et basses en CaO, lorsqu'on les compare aux granitoïdes ophiolitiques de Turquie et de Grèce. Ils sont également pauvres en quartz normatif et présentent une grande similitude de composition avec les albitites des Alpes Cottien-nes. Leurs spectres sont peu fractionnés (40 à 150 x chondr.).

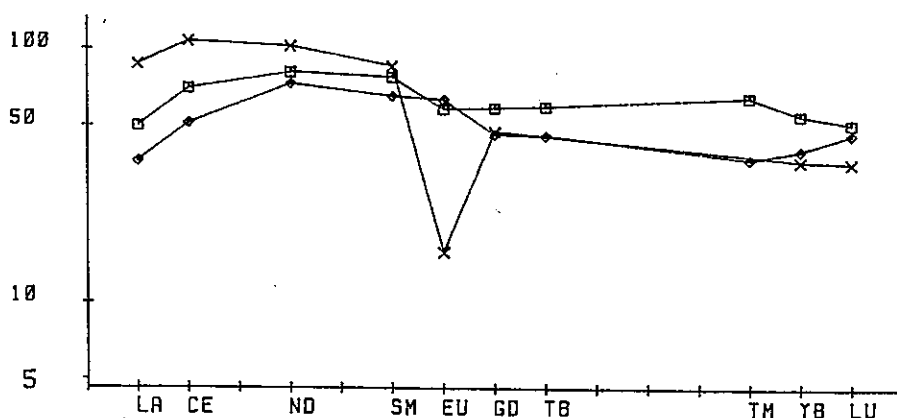


Fig. 93 Spectres des terres rares des granitoïdes de la série ophiolitique de l'Inzecca -Corse- (Ohnenstetter D & M, 1975, 1980)

Les profils sont presque plats du Gd à l'Yb et ne montrent pas d'anomalie significative en Eu. L'échantillon le plus fractionné montre une anomalie significative négative importante en Eu, et un enrichissement des terres rares légères. Le fractionnement du plagioclase et de l'apatite explique l'anomalie de l'Eu (OHNENSTETTER D. & M., 1980).

2) Exemples de spectres de plagiogranites de croûte océanique moderne (Océan Indien; HEDGE & al., 1979).

Les spectres des plagiogranites de croûte océanique montrent comme les plagiogranites précédents un fort enrichissement en terres rares (80 à 100 x chondrite) avec des profils sub-horizontaux (fig. 94).

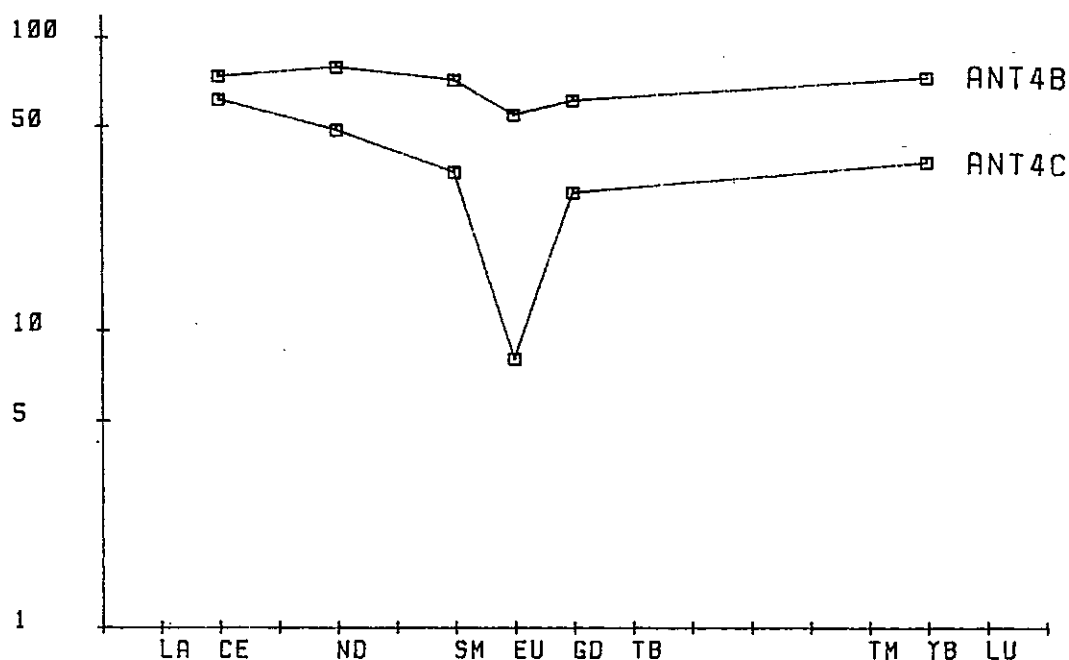


Fig. 94 Exemples de spectres de terres rares de plagiogranites de croûte océanique moderne -Océan Indien- (Hedge & al. 1979)

les valeurs élevées en terres rares dans les plagiogranites ophiolitiques de Corse et dans les plagiogranites des environnements océaniques modernes, ainsi que les fortes teneurs en Zr ne s'expliquent pas seulement par un modèle de cristallisation fractionné simple. Elles peuvent être en partie dues à des processus d'immiscibilité.

Les profils qui se caractérisent par de fortes anomalies négatives en Eu, ainsi que par de faibles teneurs en H.R.E.E. s'expliquent par une diminution de la proportion en plagioclase, apatite et zircon, contemporaine d'un enrichissement en quartz dans les produits ultimes de la différenciation (NAGASAWA, 1970; WATSON, 1979, 1980).

Conclusion sur la diversité des spectres des plagiogranites

Ainsi, il existerait deux grandes familles de plagiogranites:

- les uns (granitoïdes ophiolitiques et trondhjémites) correspondant à des reliquats acides issus des fractionnements ultimes des liquides basaltiques associés. Il s'agit généralement d'albitites qui se caractérisent par des rapports chondritiques élevés (40 à 80 x chondr.) et des spectres plats.

- les autres, beaucoup plus riches en terres rares (80 à 150 x chondr.) sont probablement issus d'un taux de fusion extrêmement faible suivis d'une différenciation très poussée (COCHERIE, 1978). Par ailleurs l'absence de parallélisme des spectres rend délicat le choix d'un matériel parent.

4.4.3 - Teneur en terres rares des granitoïdes du Pic Marcel

Les dosages de lanthanides effectués sur les granitoïdes du Pic Marcel portent sur deux éléments de la brèche (M22, M26). Les données analytiques (fournies en annexe) ont été obtenues par activation neutronique (I.N.A.A.: Instrumental Neutron Activation Analysis) et sont normalisées à la chondrite C4 (1).

Les deux roches analysées montrent des spectres à peu près similaires (fig. 95) 60 à 70 fois plus riches que la chondrite pour les L.R.E.E. et 6 à 10 fois pour les H.R.E.E.

Le rapport moyen (La/Yb)_{cnégal} à 8 se traduit par des pentes négatives dans le diagramme.

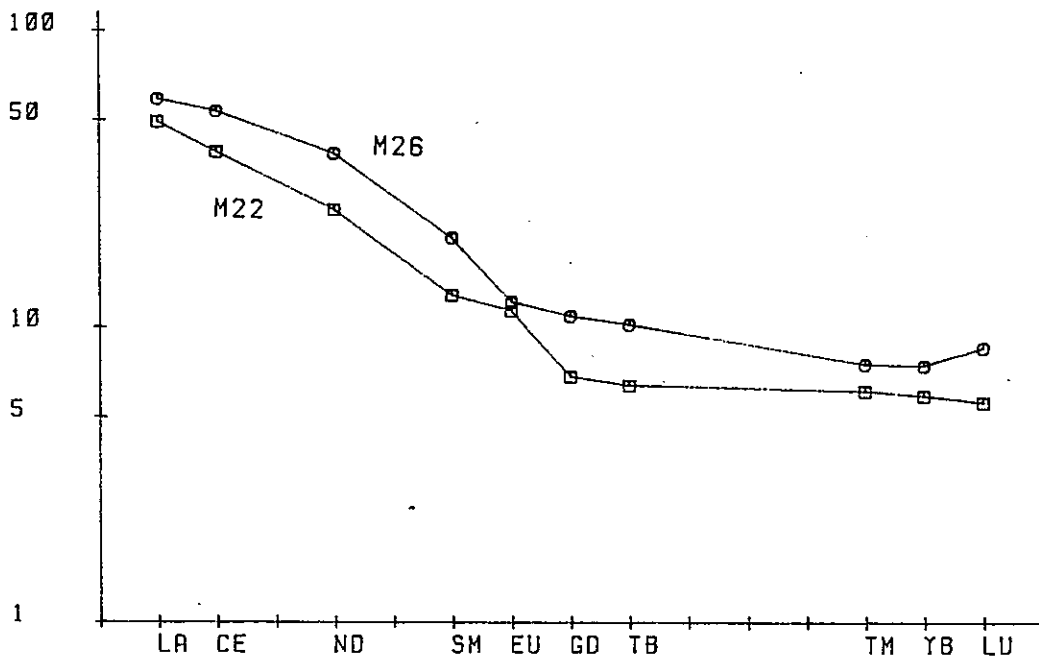


Fig. 95 Spectres des terres rares des granitoïdes du Pic Marcel

Les valeurs élevées des rapports (La/sm)_{cn} (5 et 6) sont hérités de la fusion partielle.

Les anomalies en Eu très discrètes pouvant être positives ou négatives impliquent un fractionnement très modéré du plagioclase et de l'apatite.

Ce type de spectre diffère de ceux que l'on a décrits précédemment pour les granitoïdes océaniques:

- par la diminution régulière des teneurs normalisées de La à Lu;
- par un fractionnement moins important surtout au niveau des terres rares lourdes;
- par l'absence d'anomalie en Eu.

(1)La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
0.328	0.865	0.63	0.203	0.077	0.259	0.052	0.033	0.22	0,339

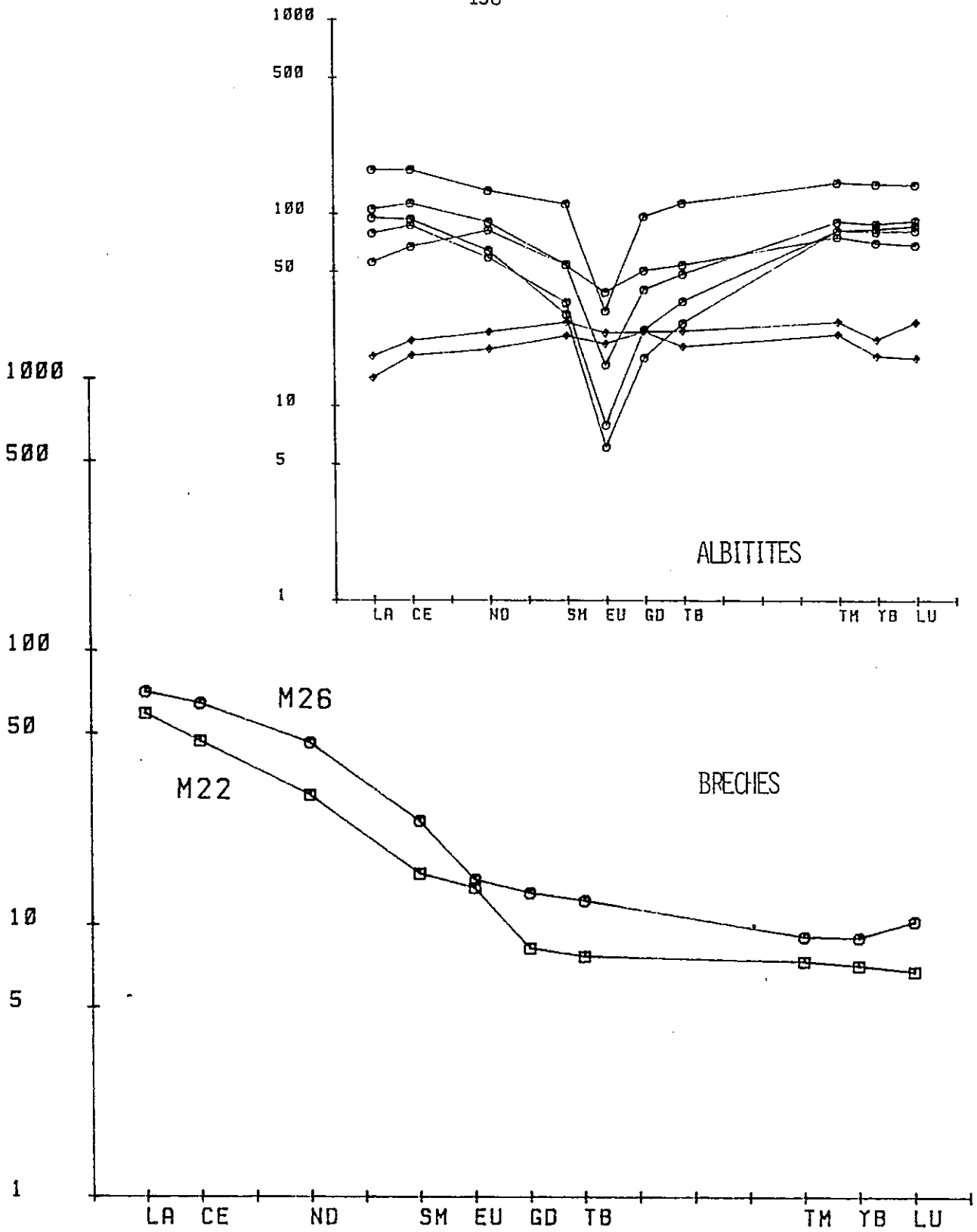


Fig. 96 Spectres des terres rares des granitoïdes du Pic Marcel comparés à ceux des albitites et basaltes associés du massif ophiolitique du Chenaillet.

Dans le but d'établir une étude comparative des brèches à éléments granitiques et des albitites associées aux lambeaux ophiolitiques des Alpes cottiennes occidentales (CHAPELLE, SABY, PIBOULE, BRIAND, 1985; SABY, CHAPELLE & al, 1986), des dosages de terres rares ont été effectués sur des albitites qui proviennent des massifs ophiolitiques du Chenaillet (Montgenèvre) et de La Gavia (Hte Ubaye) (CHAPELLE, thèse à paraître).

Les profils obtenus sur les albitites (fig. 96) sont sub-horizontaux (moyenne La/Yb = 1.06) et tous caractérisés par une très forte anomalie négative en Eu.

Ils sont comparables aux albitites des ophiolites issues de domaines océaniques et montrent des similitudes avec les profils des granites sodiques océaniques dérivés par fractionnement de basaltes de type MORB (SAUNDERS & al., 1984; PEARCE & al., 1984...etc...).

Ce type de profil diffère donc nettement de celui obtenu sur les granitoïdes du Pic Marcel pour lesquels les rapports La/Yb et Th/Ta plus élevés (moyennes respectives 8.1 et 10.7) évoquent une origine calco-alcaline.

Les teneurs et les spectres des lanthanides des brèches acides du Pic Marcel sont très comparables aux moyennes données pour les granites des associations calco-alcalines (HERMANN et al. 1974).

Ces matériaux se caractérisent généralement par des rapports $(La/Yb)_{cn}$ et $(La/Sm)_{cn}$ élevés*, ainsi que par une absence d'anomalie en Eu. Les minéraux accessoires comme l'apatite et le zircon conduisent à fractionner le groupe des L.R.E.E. (COCHERIE, 1978) et à augmenter le rapport La/Sm.

Les spectres comparés des granitoïdes du Pic Marcel et des granites et roches associées d'origine crustale de provenance et d'âge différents montrent une relative homogénéité (fig. 97 à 99) qui traduit une similitude au point de vue du fractionnement des différents types de roches.

Une origine par fusion partielle (SHAW, 1970) de plagioclase, quartz, biotite et de quelques minéraux accessoires (zircon, apatite) peut rendre compte de l'allure similaire des profils et de leur relative pauvreté en terres rares.

Le parallélisme des spectres, le fractionnement important des LREE et le faible fractionnement des HREE nous conduisent à envisager un matériel parent d'origine crustale à peu près similaire pour les granitoïdes du Pic Marcel et pour les différents granites présentés.

En conclusion, une origine calco-alcaline à dominante crustale peut être sérieusement envisagée pour les granitoïdes du Pic Marcel qui apparaissent comme des témoins de résidus de la cristallisation d'un liquide magmatique issu de la croûte continentale.

* les rapports $(La/Sm)_{cn}$ moyens s'échelonnent de 2 à 6 pour une fréquence plus élevée de 4
 les rapports $(La/Yb)_{cn}$ " " 7 à 16 " " " " 8

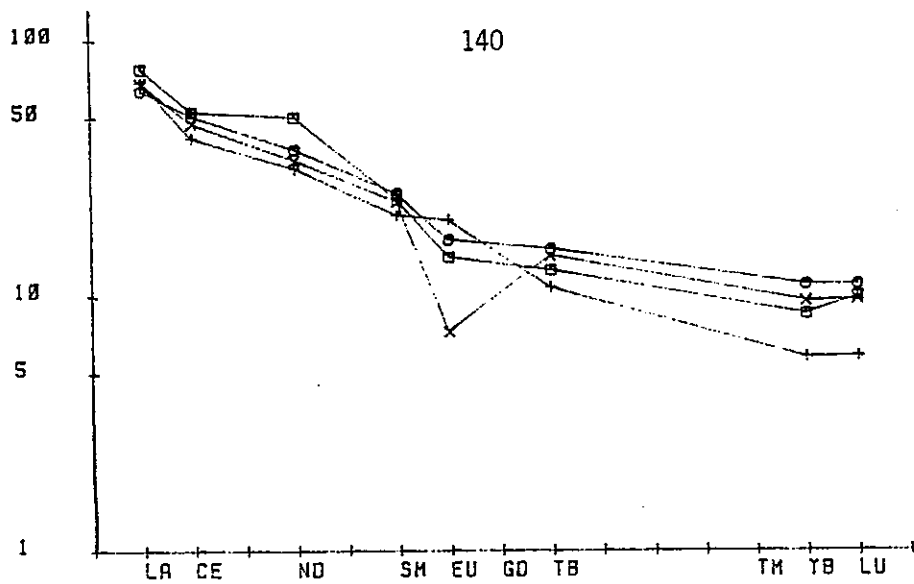


Fig. 97 Spectres des terres rares des granites du complexe de Quérigut -Pyrénées- (Fourcade & Allègre 1981)

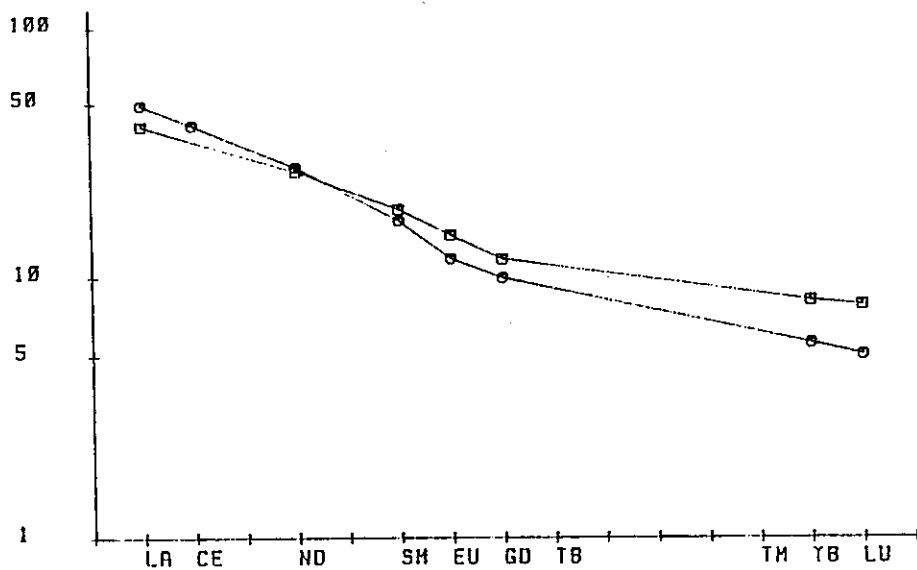


Fig. 98 Spectres des terres rares des granites d'âge Cadomien du Trégorrois (Graviou 1984)

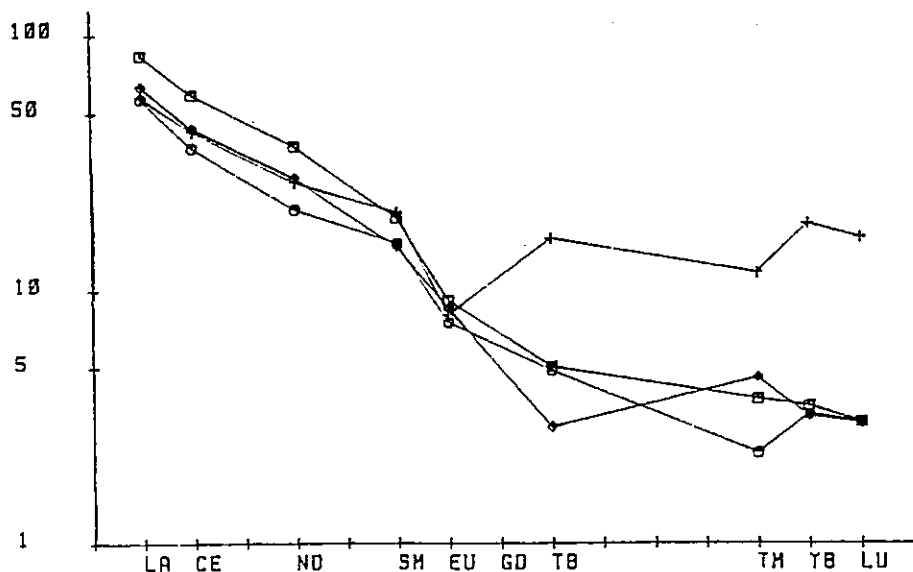


Fig. 99 Spectres des terres rares des leucogranites et granites du rameau interne de Belledonne (Fournis par G. Vivier, Institut Dolomieu)

4.4.4 - Méthode généralisée

Une approche diagrammatique récente (PEARCE & al., 1984) montre les corrélations qui existent entre les éléments en traces et l'environnement géotectonique des granites. Les comparaisons ont été établies à partir des roches dont les teneurs en SiO₂ sont proches de 70%. Cette méthode consiste à normaliser les teneurs en éléments en traces par rapport à un matériau standard (O.R.G.) qui est un plagiogranite de composition théorique calculée à partir du fractionnement d'une tholéïte océanique de type N. MORB*. Les éléments employés dans la représentation graphique sont réputés inertes et sont classés de K₂O à Yb par ordre d'incompatibilité croissante.

Les critères géotectoniques de classification des roches granitiques aboutissent à la définition de quatre groupes principaux: (Fig.100)

- les granites de ride océanique ORG
- les granites d'arc volcanique VAG
- les granites intraplaque WPG
- les granites de collision SYN-COLG

4.4.4.1 - Application aux granitoïdes océaniques (PEARCE & al., 1984)

Les spectres de plagiogranites des rides océaniques se caractérisent par des profils sub-horizontaux et des valeurs normalisées proches de l'unité.

Les anomalies négatives en K₂O et Rb peuvent être attribuées à des pertes consécutives à des lessivages par des phases volatiles, ou à des phénomènes d'altération (hydrothermalisme, spilitisation, etc..).

Nos analyses reportées sur le diagramme composition roche/composition ORG (fig.101) se caractérisent par:

- un fort enrichissement en K, Rb (Ba) Th par rapport à l'échelon de normalisation;
- un fort rapport Th/Ta;
- de faibles teneurs des éléments Hf à Yb par rapport aux autres teneurs normalisées (K à Ce).

Ces résultats s'éloignent considérablement des teneurs observées dans les granites océaniques et de ce fait, une telle origine peut être écartée. L'étude comparative des granitoïdes du Pic Marcel avec les albitites des massifs ophiolitiques du Chenaillet et de la Gavia (CHAPELLE, thèse à paraître) et les autres plagiogranites ophiolitiques issus de séries tholéïtiques (HEDGE & al., 1979; D. & M. OHNSTETTER 1980) met en évidence ici des teneurs plus basses en Nb, Zr, Y etc. et beaucoup plus élevées en K₂O, Rb et Th.

Les profils obtenus se rapprochent plutôt de ceux des granites d'arc volcanique ou même des granites de lithosphère amincie, tels que les ont définis PEARCE & al. (1984). Par ailleurs, selon ces auteurs

* par application de la loi de fractionnement de RALEIGH pour laquelle F (proportion de liquide résiduel) est de 0.25

Fig.100 Courbe de normalisation des éléments en traces rapportés aux valeurs des ORG (Pearce & al. 1984)

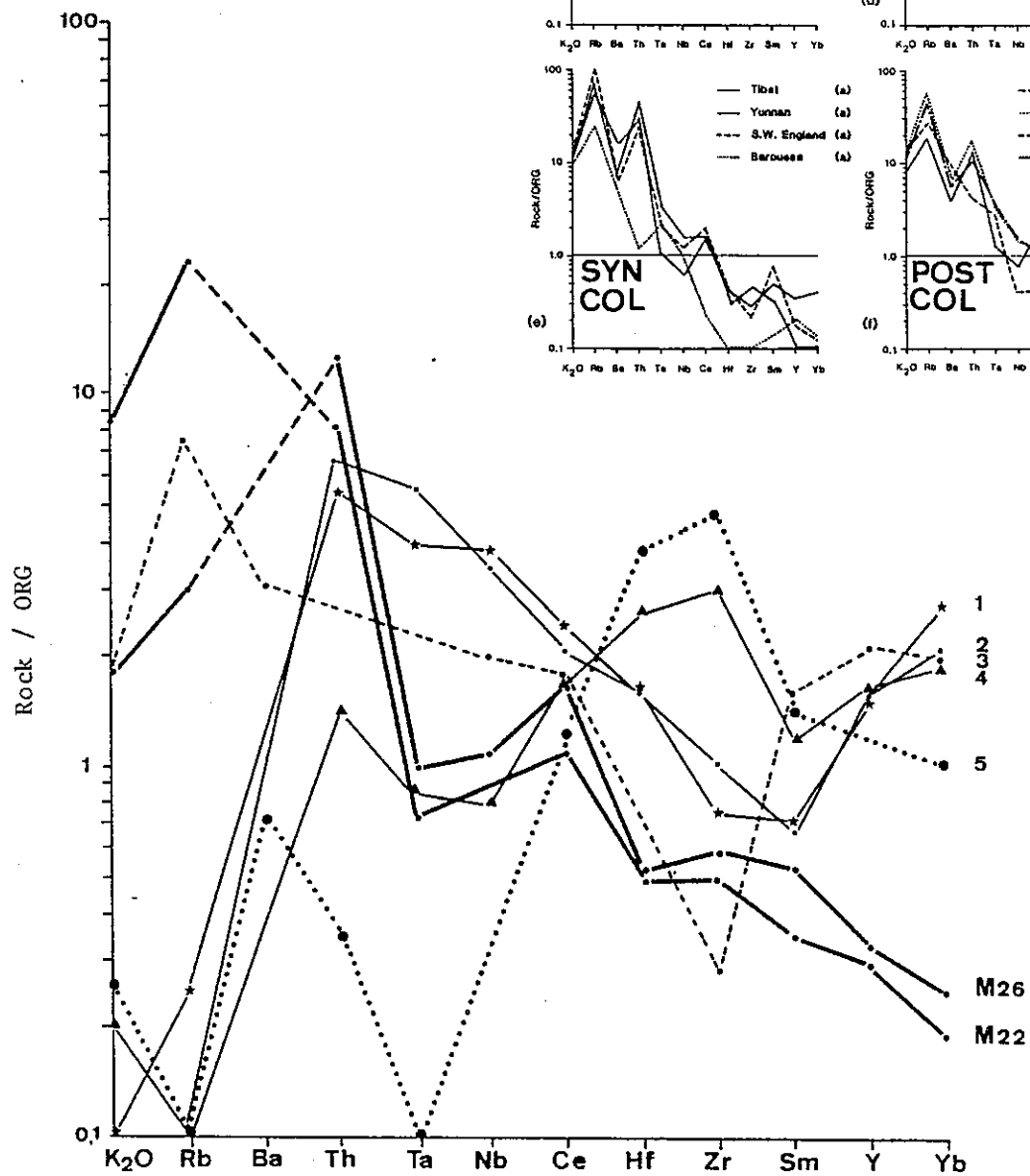
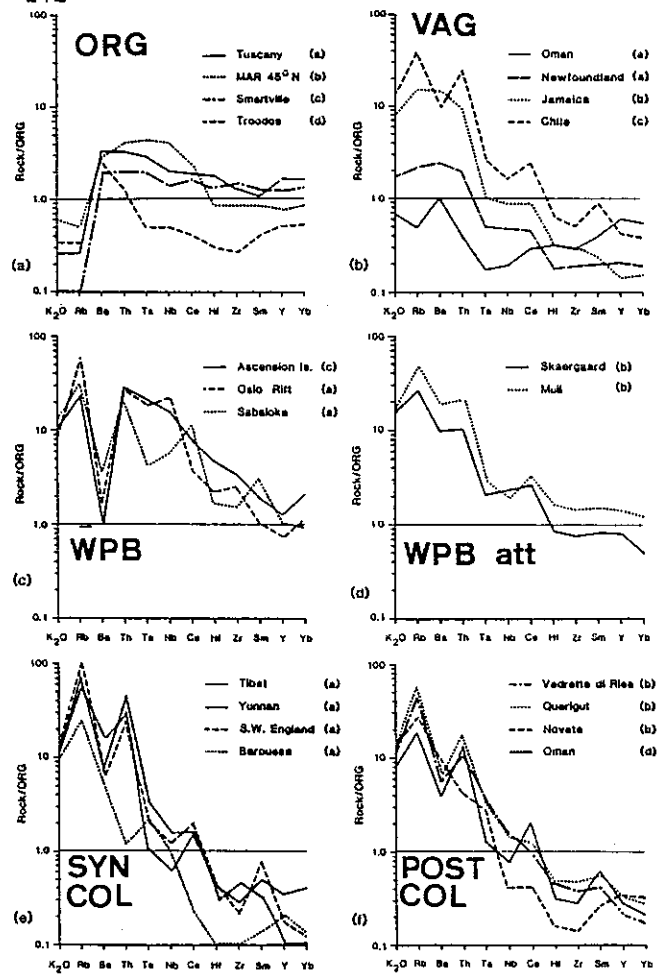


Fig.101 Méthode généralisée appliquée

- aux granitoïdes du Pic Marcel (M22, M26)
- aux albitites du massif du Chenaillet (1, 2, 4, Chapelle Thèse à paraître)
- à une albitite corse (5), (Cocherie 1978, Ohnenstetter D & M 1980)
- à une diabase granophyrique (3), (Engel & Fisher 1975)

les valeurs en Rb et Th par rapport à Ta et Nb suggèrent une composante crustale importante.

A l'issue de cette étude des terres rares et du comportement des éléments en traces par la méthode généralisée, une origine océanique pour nos matériaux, comparable à celle des albitites peut donc être rejetée. (Tabl. 5).

Ces observations confirment les hypothèses énoncées précédemment.

Ainsi, les brèches du Pic Marcel seraient issues du démantèlement de la croûte continentale et se seraient déposées sur un plancher océanique proche à topographie accidentée.

Néanmoins, l'hypothèse d'une source infra-crustale qui aurait alimenté des magmas calco-alcalins au niveau de la marge européenne de la Téthys, ne peut être totalement écartée. Ce type de magmatisme est analogue à celui qui est à l'origine des granites et des roches associées que l'on rencontre tout au long des marges de l'Atlantique.

Dans cette hypothèse, étant donné la paragenèse primaire de nos matériaux, il serait possible de proposer un modèle de fusion partielle de base de croûte continentale (fusion d'amphibolites) avec les minéraux résiduels suivants: plagioclase, clinopyroxène et amphibole.

Un modèle de fusion d'amphibolites à grenat ou d'éclogite ne peut être retenu. La présence du grenat dans la source provoque un fractionnement plus important des LREE, ce qui impliquerait des rapports La/Yb beaucoup plus élevés (ARTH et BARKHER, 1976).

4.4.5 Ages et discussion: Conséquences géodynamiques

Les datations obtenues sur ces granitoïdes par la méthode de traces de fissions sur zircons (CARPENA, CABY, 1984) donnent un âge de 194,4 +/- 5,2 millions d'années (Lias).

Cet âge se rapproche de ceux obtenus par la même méthode (cf. p. 88) sur les zircons des albitites des autres secteurs ophiolitiques du Queyras (Lauzes: 196,1 +/- 13,9; Clausis: 192,1 +/- 6,1; Agnel: 197,6 +/- 18,6 m.a.) ainsi que dans les albitites du Chenaillet (212,1 +/- 7,6 m.a. Trias sup.) qui sont considérés comme les produits de différenciation les plus évolués des séquences ophiolitiques, comparables aux plagiogranites connus dans les environnements océaniques actuels.

Compte tenu des données expérimentales que l'on possède sur les pertes de traces de fission dans les zircons, consécutives à des conditions de température élevées (cf. p. 88), les granitoïdes du Pic Marcel et les albitites des autres unités ophiolitiques du Queyras et du Chenaillet, auraient subi un événement thermique de même ampleur et au même moment: les âges obtenus correspondraient à la période de refroidissement consécutive au stade de métamorphisme des "schistes verts" de ride océanique (H.T) qui aurait gommé l'âge initial (magmatique) des zircons de granitoïdes et des albitites. Dans cette hypothèse, on envisage donc une ride océanique se refroidissant dès 190 Ma (Lias terminal), ce qui apparaît en contradiction avec l'âge des épanchements basaltiques de la région beaucoup plus tardifs (Malm).

Il semblerait plutôt que les âges obtenus correspondent à la période de refroidissement consécutive à un événement thermique (H.T) probablement contemporain du rifting et plus intense que le métamorphisme ultérieur (H.T) de ride océanique.

Cette deuxième hypothèse permet de découpler les deux épisodes magmatiques principaux qui sont:

- 1) la mise en place des serpentinites et des gabbros associés
- 2) les épanchements basaltiques qui recourent l'ensemble des structures antérieures.

Les premiers, contemporains du rifting, se seraient mis en place sous la croûte continentale plus ou moins amincie, alors que les basaltes traduiraient un magmatisme classique de ride océanique.

Il est intéressant de rappeler que le métamorphisme ultérieur (HP.BT) n'a pas modifié ces âges. Si les températures étaient peut-être suffisantes pour une perte de traces de fission dans les zircons (supérieures ou égales à 250°C), les événements métamorphiques ont été semble-t-il de trop courte durée.

Une dernière phase a par contre été enregistrée par les apatites qui donnent un âge de 36,3 +/- 2,9 m.a (Eocène-Oligocène) au Pic Marcel (datation CARPENA et CABY, 1984).

4.5 - Conclusion

L'étude détaillée de la brèche à éléments acides du Pic Marcel située à l'interface péridotites-basaltes nous permet d'envisager une origine continentale pour ces matériaux.

Rappelons brièvement les principaux points de cette étude:

- Nous avons montré le caractère sédimentaire de la brèche: les plus gros éléments sont émoussés et le rubanement de la matrice se déforme à leur voisinage.

- Les arguments structuraux montrent que la brèche s'est déposée sur un plancher de péridotites plus ou moins bréchifié (ophicalcites): Des basaltes plus récents reposent sur la séquence bréchique et ont probablement été alimentés par des dykes plus ou moins diffus qui recourent la brèche. Cependant aucune relation entre ces dykes et les pillow-lavas n'a été mise en évidence sur le terrain.

- L'étude pétrographique permet de mettre en évidence une paragenèse primaire à plagioclase, quartz, biotite, apatite, zircon, allanite et une paragenèse secondaire à jadéite, lawsonite, amphibole sodique + phengite + calcite.

- La distribution typologique des zircons traduit des affinités avec les granites calcoalcalins S.l.

- L'étude géochimique (majeurs, traces) montre le caractère calco-alcalin de la lignée de différenciation magmatique et permet d'envisager une origine continentale des matériaux acides, par opposition aux roches basiques (dykes et pillows) apparentés à une lignée tholéitique issue d'un environnement océanique.

- L'étude des terres rares confirme ces hypothèses ainsi que les fortes affinités de ces roches acides avec les granites des associations calco-alcalines à dominante crustale.

Au terme de cette étude, il apparaît donc que les éléments granitoïdes de la brèche polygénique du Pic Marcel pourraient être issus du démantèlement de la croûte continentale, contemporain de l'ouverture de l'océan ligure.

Un tel environnement géotectonique, faisant appel à la notion d'océan naissant encadré de marges continentales très proches, est comparable à celui évoqué à l'origine des ophiolites ligures et corses (GIANELLI & PRINCIPI 1977, CORTESOGNO & al. 1978, OHNENSTETTER 1975-1982, CARPENA & POGNANTE 1986).

Il peut être comparé aux bassins de la Mer Tyrrhénienne (campagne 107 du Joides Resolution; KASTENS, MASCLE & coll. 1986) : la création de deux bassins à croûte océanique s'est accompagnée d'un amincissement crustal et a abouti à la formation de marges continentales passives au large de la Sardaigne. Les forages (site 651) ont mis en évidence l'existence d'un substratum composé de péridotites serpentinisées et foliées, de dolérites et de coulées de basaltes et brèches basaltiques associées, ainsi que d'une couverture sédimentaire formée de séquences turbiditiques.

Cet environnement géotectonique peut aussi être comparé à l'évolution actuelle de la marge continentale située à l'Ouest de la Galice (Espagne). En effet les résultats préliminaires concernant les forages (campagne 103 du Joides Resolution; BOILLLOT, WINTERER & coll. 1985) confirment la présence de péridotites serpentinisées "serpentinites de pied de marge" (forage 637) à la frontière de la marge continentale et de l'océan. Ces péridotites sont partiellement recouvertes par des sédiments du Crétacé inférieur. Leur mise en place résulte probablement de l'étiement lithosphérique associé au rifting.

Dans les deux cas, les exemples rendent compte de la mise à l'affleurement sous-marin des serpentinites, de l'évolution de ces roches (foliation, métamorphisme, cataclase) et aussi de leur recouvrement partiel par des brèches puis des sédiments pélagiques comme il est possible de l'observer au Pic Marcel.

TABLEAU 5
TABLEAU COMPARATIF: ALBITTES - BRECHES ACIDES

GISEMENT	PÉTROGRAPHIE	TYPOLOGIE ZIRCONS	ETS. MAJEURS	ETS. EN TRACES	R.E.E.	SITE	
						GÉOTECTONIQUE	AGE (M.A.)
pointements d'albittes dans des péridotites serpentinitiques "	Paragénèse I : Pl-Cpx-Q- Ap -Zr- All Paragénèse II: Jad-Laws-Amph Na	• indices \bar{A} et \bar{T} élevés • prédominance P5, J5, D (idem plagiogranites océaniques)	• riches en Na2O Al2O3 • FeO ^T /MgO élevé • Na2O/K2O élevé	Ti Zr, Y, Nb	Spectres caractéristiques des plagiogranites océaniques évolués dérivés de N. MORB	transition domaine de croûte amincie / domaine des granites sodiques du MAR 45° N	212,1 +/- 7,6 (méthode de fissions sur zircons) ----- ?
en filonets dans des dolérites à amph. bleues, à la partie supérieure de la séquence gabbroïque	Paragénèse I : Pl-Cpx-Biot-Q- Ap -Zr Paragénèse II : Amph Na- Epidote	• indices \bar{A} et \bar{T} élevés • prédominance P5, J5, et S25	• Al2O3 et Na2O modérés • FeO ^T /MgO modéré • Na2O/K2O modéré	• Tendances de fractionnement identiques à celles du Chenaillet • Marériaux cependant moins différenciés	---	contexte de croûte très amincie, en partie océanisée	196,1 +/- 13,9 (même méthode)
en position stratigraphique intermédiaire entre des péridotites et des laves	Paragénèse I : Pl-Cpx-Q-Biot- Ap -Zr- All Paragénèse II : Jad-Laws-Amph Na	• indices \bar{A} et \bar{T} peu élevés • prédominance S18, S19	• Al2O3 et Na2O modérés • FeO ^T /MgO ~ 1	Roches peu différenciées Ti, Y Nb, Zr	Spectres caractéristiques des associations calco-alcalines des environnements continentaux	Croûte continentale	194,5 +/- 5,2 (même méthode) Age magmatique probable : Hercynien

ALBITTES
CHENAILLET
HAUTE-UBAYEROCHES
LEUCOCRATES
PIC DES LAUZESBRÈCHES
POLYGÉNIQUES
PIC MARCEL

TROISIÈME PARTIE

ETUDE DES FILONS PYROXÉNOLITIQUES ASSOCIÉS AUX PERIDOTITES
DU MASSIF DE LA MOUTIÈRE-TÊTE NOIRE

- I INTRODUCTION
- II PETROGRAPHIE DES ULTRABASITES ENCAISSANTES
- III ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FILONS
- IV ETUDE GEOCHIMIQUE DES FILONS ET DES PERIDOTITES
ENCAISSANTES

ETUDE DES FILONS PYROXENOLITQUES ASSOCIES AUX PERIDOTITES DU MASSIF DE LA MOUTIERE - TETE NOIRE -

Les péridotites serpentinisées du massif de la Moutière - Tête Noire (vallée de l'Aigue blanche) se caractérisent par la présence de filons pyroxénolitiques riches en minéraux ordinairement accessoires tels que apatite, oxydes, zircons.

Ce type de matériaux encore peu étudié jusqu'à maintenant a été signalé en particulier dans les péridotites de l'îlot St-Paul (Atlantique - équatorial, (MELSON et al 1972), dans les péridotites du Monte Maggiore en Corse (JACKSON et OHNENSTETTER 1981; OHNENSTETTER 1982) et dans les lherzolites rubanées de Baldissero - Canavese (ETIENNE 1971). Selon ces auteurs, ces péridotites d'origine mantellique ont subi une fusion partielle dans le faciès à spinelle donnant un résidu de lherzolite pauvre en clinopyroxène. A la suite de cette fusion partielle, NICOLAS et JACKSON (1982) invoquent des percolations de liquides riches en éléments incompatibles le long de zones de cisaillement, et/ou d'extension en relation avec une montée adiabatique de l'asthénosphère.

Dans ce chapitre, nous aborderons le problème des relations génétiques entre les ultrabasites serpentinisées et les filons intrusifs associés, ainsi que le problème de l'origine de ces filons.

1 - RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LES PERIDOTITES ET LES FILONS

Les péridotites du massif de la Moutière - Tête Noire sont composées de lherzolites, harzburgites et de passées dunitiques. Le degré de serpentinitisation de ces roches est toujours important (80 à 100%).

Ces affleurements qui consistent en des amas de blocs éboulés, ne permettent pas de préciser les caractères structuraux originels à l'échelle du massif. Contrairement aux massifs voisins, on observe aucun rubanement, et à l'exception de minces zones foliées la déformation est faible.

1.1 - LES LHERZOLITES ET LES HARZBURGITES

Elles se présentent sous forme de blocs dont les surfaces altérées et rugueuses de couleur orangée à brune se caractérisent par un grain grossier (millimétrique). La rugosité de la roche est due à l'altération différentielle des olivines et des pyroxènes. Aucune linéation et aucun rubanement ne sont visibles. Des oxydes sont dispersés dans la matrice et se concentrent localement en amas centimétriques noirâtres.

1.2. - LES DUNITES

Elles se caractérisent par des surfaces unies de couleur foncée, à grain fin, où l'on distingue à l'oeil nu la structure maillée. On les retrouve associées aux harzburgites avec lesquelles elles montrent des contacts tranchés. On les rencontre dans celle-ci soit en poches soit en horizons aux épontes nettes (Fig. 102). Elles contiennent de nombreux minéraux opaques.

Ce faciès métadunitique résulte de la serpentinisation extrême d'une péridotite originellement très riche en olivine +/- oxydes.



Fig. 102 Dunite en poche dans la harzburgite

Dunite en filon dans une harzburgite

1 m

1.3 LES FILONS

Caractères structuraux des filons à l'affleurement.

En se référant aux travaux de BOUDIER (1976) on peut classer les filons en fonction des éléments structuraux qui caractérisent leur géométrie. Selon cet auteur, "la définition structurale s'applique uniquement à l'échelle des massifs. Le rubanement S_0 est constitué de bancs d'orientation parallèle. Ces bancs ont occasionnellement un caractère intrusif (épointes tranchées). Les filons S_1 ont des orientations variables et recoupent le rubanement S_0 ; ils ont généralement un caractère intrusif".

1.3.1. Dans le cadre de cette étude, il est difficile de préciser la géométrie générale des filons pour l'ensemble du massif: en effet, la plupart d'entre-eux ont été observés sur des blocs éboulés.

Dans le vallon de la Moutière, les blocs de péridotites au bas de la zone d'affleurement sont recoupés par des filons pyroxénolitiques riches en oxydes*. Ces filons sont soit rectilignes soit de forme quelconque. Leurs contacts avec la péridotite encaissante sont francs (Fig.103).

* Filons type I.

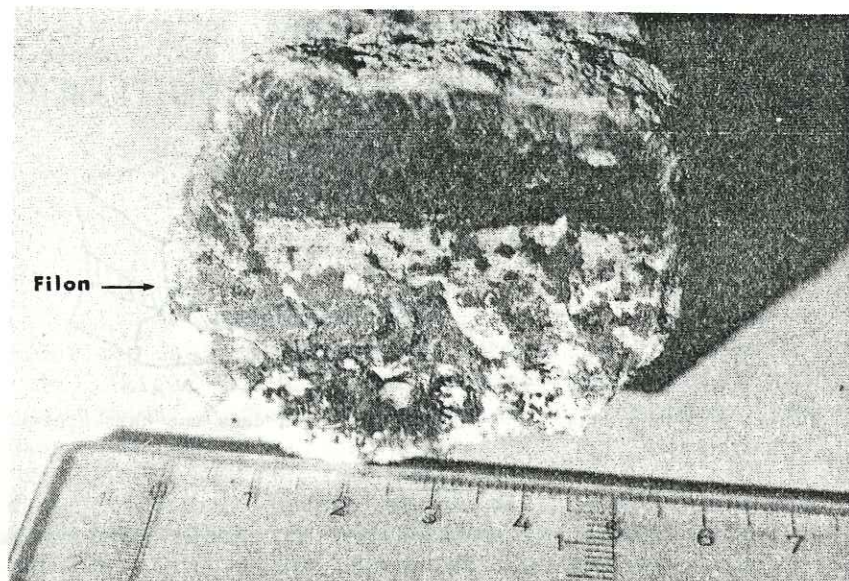


Fig. 103 Filon de pyroxénolite à oxydes dans une harzburgite.
Noter la taille centimétrique des oxydes.

De plus, l'observation de la répartition des oxydes dans les matériaux montre qu'il existe un continuum entre une dispersion planaire des oxydes de fer jusqu'à une répartition filonienne simple ou complexe:

- Les oxydes de fer peuvent se répartir de façon disséminée dans des plans privilégiés, ou être coalescents et définir de fins linéaments rectilignes.

(Fig. 104)

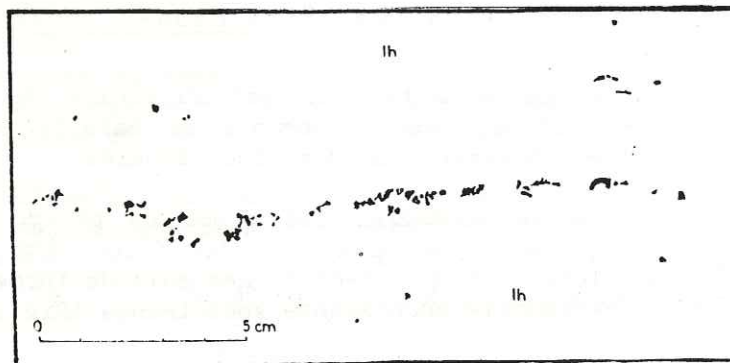


Fig. 104 - Alignements d'oxydes dans la lherzolite (lh) (in AYOUB 1984)

- Ces alignements peuvent se regrouper et s'épaissir pour donner des filons d'épaisseur centimétrique à pluri-décimétrique (40 cm pour les plus gros) ainsi que des poches à faciès pegmatitique (Fig. 105). Ces poches paraissent correspondre à l'accumulation de liquides drainés par les filons.

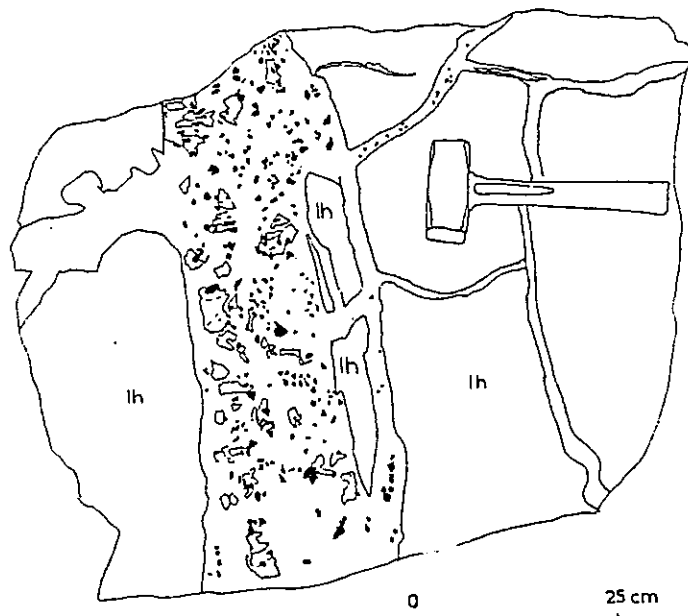


Fig. 105 - Filons de webstérite à oxydes dans des lherzolites
(les cristaux de grande surface représentent des Cpx) (in AYOUB 1984)

La taille des minéraux opaques augmente corrélativement avec celle des autres minéraux. Leur concentration est supérieure dans le cas de filonets d'épaisseur centimétrique.

Cette répartition des phénocristaux ne semble pas s'expliquer par l'"effet Bagnol" (BAGNOLD 1965) selon lequel les particules formées dans un liquide migrent vers des domaines de plus grande vitesse, c'est à dire l'axe des filons; en effet, le cachet pegmatitique des filons, implique plutôt un développement des cristaux in situ comme c'est souvent le cas dans les filons pegmatitiques ou aplitiques.

Il semble donc que l'origine de ces filons et de ces poches corresponde à d'anciens liquides à composante pyroxénique et à oxydes. Dans un premier temps les liquides précoces issus d'une fusion à faible taux seraient collectés dans des filonets ou dans des poches filoniennes, puis transférés ensuite dans des filons de drainage plus épais. Par la présence systématique des oxydes, ce type de filons diffère de celui observé dans la partie supérieure de l'affleurement.

1.3.2.

A la partie supérieure de la zone étudiée, les péridotites sont recoupées par des filons surtout pyroxénitiques. Ces filons (type II), de couleur claire (orange à marron) et à grain grossier, se détachent sur la trame rousse des péridotites altérées et rappellent les rodingites. Leurs épontes sont franches. De dimension variable, ils sont en moyenne plus épais que les filons à oxydes (type I) (jusqu'à 50 cm).

Ils sont principalement composés de cristaux de clinopyroxène centimétriques. Les minéraux opaques sont rares. On observe à nouveau que les cristaux de bordure se disposent perpendiculairement aux épontes. Des filons obliques ont été observés. (Fig.106).



Fig. 106 Filons obliques de pyroxénolites

Ces filons diffèrent donc des précédents par la quasi-absence des oxydes.

L'étude pétrographique et géochimique a pour but de déterminer l'origine des filons des types I et II et de préciser les relations génétiques possibles avec les péridotites encaissantes.

II - PETROGRAPHIE DES ULTRABASITES ENCAISSANTES

2.1 LHERZOLITES ET HARZBURGITES

L'étude microscopique montre que la paragenèse primaire comprend des péridots, des pyroxènes et des oxydes.

Les grains d'olivine de forme arrondie sont pseudomorphosés par des minéraux serpentineux (surtout lizardite).

Les orthopyroxènes sont bastitisés. Les cristaux euhédraux sont de taille centimétrique. On distingue deux populations; les uns se caractérisent par des plages gris-brun non pléochroïques, et ne possèdent pas d'extinction onduleuse ni de lamelles d'exsolution; les autres, incolores à verdâtres en L.N. sont remplacés par un feutrage chloriteux très fin; leurs clivages subsistent et sont soulignés par des alignements d'oxydes fins ou de grenats.

Les clinopyroxènes sont mieux conservés. Les plages de grande taille (jusqu'à 1/2 cm) englobent des orthopyroxènes bastitisés et des reliques d'olivine serpentinisée.

Les oxydes interstitiels, forment de grandes plages centimétriques, lobées arrondies et fracturées; il s'agit le plus couramment de magnétite, mais l'ilménite est présente et se reconnaît à ses altérations de bordure.

(maillage caractéristique de leucoxène et de sphène).

2.2. DUNITES

L'olivine, bien qu'absente était le minéral principal de la roche. Elle a été entièrement remplacée par des minéraux serpentineux. On la reconnaît à des formes reliques, géométriques, allongées à arrondies (2 mm x 1 mm) entourées de fines poussières d'oxydes et dépourvues d'inclusions.

De rares minéraux opaques de forme lobée se dispersent dans la matrice. Leur origine secondaire est liée à la serpentinisation. Des travaux antérieurs ont montré que la magnétite, abondante dans les serpentinites, proviendrait de la déstabilisation des olivines lors de la serpentinisation. Elle peut également remplacer les spinelles chromifères primaires. La lizardite et le chrysotile figurent comme les principaux produits du remplacement des péridots. Selon MOODY (1976) une correspondance étroite dans les structures cristallines existe entre l'olivine et la lizardite grâce à laquelle ce dernier minéral se développe facilement en remplaçant les cristaux d'olivine.

Des veinules de chrysotile en fibres sillonnent la roche. La netteté de la structure maillée indique une serpentinisation tardive exempte de déformation tectonique importante.

2.3. LA SERPENTINISATION

La serpentinisation d'une roche en domaine océanique provoque l'hydratation d'un assemblage minéral primaire par infiltration de l'eau dans la croûte océanique à la faveur de failles ou de zones transformantes (LOUBAT 1970 ; AUMENTO & LOUBAT 1971. ; MOODY 1976 ; CLARK & LOUBAT 1977 ; PRICHARD 1979).

Des études détaillées sur les complexes ultramafiques (BONATTI 1968; COLEMAN 1971) ont montré que la vitesse d'altération des minéraux variait en fonction de leur chimisme, et que l'olivine s'altérait plus rapidement que l'orthopyroxène, lequel résistait beaucoup moins que le clinopyroxène.

Au microscope nous remarquons que la lizardite croît dans les cassures de l'olivine jusqu'à englober les différents grains et former une texture maillée bien conservée qui indique l'absence de déformations tardives à l'échelle microscopique, (Fig.107).

Quand l'olivine a été complètement remplacée, le chrysotile commence à cristalliser en veines fibreuses qui recourent la structure maillée.

L'altération de l'orthopyroxène (bastitisation) est similaire aux processus de serpentinisation de l'olivine, et se développe de façon centripète. La bastite montre souvent une zonation avec une partie centrale à extinction différente de celle du pourtour. Cette zonation semblerait évoquer des processus d'arrêt de la serpentinisation plutôt qu'un zoning chimique du minéral (PRICHARD 1979).

Lors de la serpentinisation, le fer originellement présent dans les olivines et les pyroxènes est redistribué. Il entre en solution solide dans les minéraux serpentineux et participe également aux phases opaques. Selon NICOLAS (1969) le bilan de la serpentinisation se traduit par un départ presque complet des éléments sauf le silicium et le fer qui sont à peu près constants. Il y a gain en magnésie et en eau et augmentation de 30 à 35% du volume de la roche.

Les tensions qui en résultent se traduisent à l'observation microscopique de nos matériaux par une fissuration discrète et dense. Ces fissures sont remplies de lizardite (Fig. 108).

D'après NICOLAS (1969) la serpentinisation se produirait dans les zones superficielles de l'écorce terrestre ou lors de la montée le long de fractures de distension favorables aux circulations d'eau.

III ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FILONS DU VALLON DE LA MOUTIERE

3.1 Caractère pétrographique

1) Les filons riches en oxydes observés à la partie inférieure de la zone d'éboulis: Leur puissance est très variable et va du mince filon monominéral au filon pluridécimétrique (40 cm pour certains). Il s'agit surtout de faciès webstéritiques qui contiennent une forte proportion de magnétite (20 à 80% selon leur épaisseur). Les apatites y sont en proportion variable (5 à 20%); le zircon est accessoire et n'a été rencontré que dans quelques échantillons.

2) Les filons pyroxénolitiques à harzburgitiques qui se situent au dessus sont surtout constitués de clinopyroxène bien conservé, d'orthopyroxène bastitisé et d'olivine en faible proportion. Le spinelle y est rare et en phase interstitielle. On le trouve sous forme de petites plages lobées qui s'insinuent entre les cristaux de pyroxène et les cimentent.

3.2 Les filons à magnétite - apatite - zircon (type I)

3.2.1 Nature et minéralogie du contact

Sur plusieurs échantillons (SV7, SV8, SV18) le filon recoupe à l'emporte pièce la roche encaissante.

La plupart du temps on note une concentration des pyroxènes et des oxydes de taille centimétrique le long des épontes ce qui confère localement un aspect pegmatitique au filon. Les clinopyroxènes qui se développent en bordure sont très déformés et possèdent de larges lamelles d'exsolution noircies de poussières d'oxydes. L'hydrogrossulaire secondaire s'aligne parallèlement aux épontes filoniennes.

Dans la péridotite encaissante la structure maillée se déforme au voisinage immédiat du contact (sur environ 2 mm). Les mailles s'allongent, prennent une texture fluidale qui moule les pyroxènes. Les oxydes qui appartenaient au réseau de la structure maillée ont migré dans les fissures des minéraux, ou bien entourent ces derniers d'un fin liséré noirâtre. Les orthopyroxènes déjà bastitisés demeurent intacts alors que les clinopyroxènes ont tous subi un recuit (granulation) et ont recristallisé sur leur bordure.

A quelques centimètres de distance du contact la texture et la minéralogie de la roche encaissante ne sont pas modifiées.

3.2.2 Minéralogie des filons (Type I)

L'olivine

L'olivine primaire entièrement serpentinisée présente la texture maillée caractéristique.

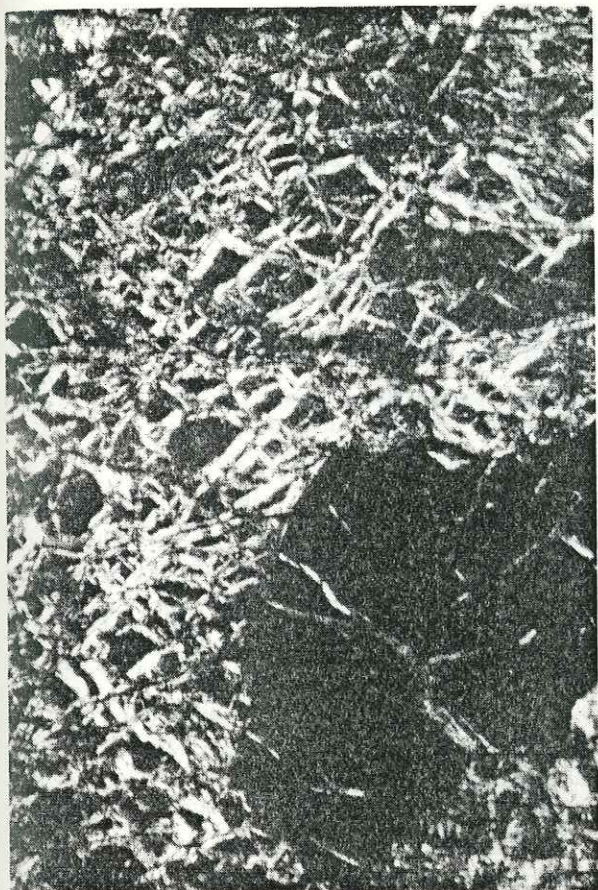


Fig. 107 Texture maillée dans une harzburgite à magnétite

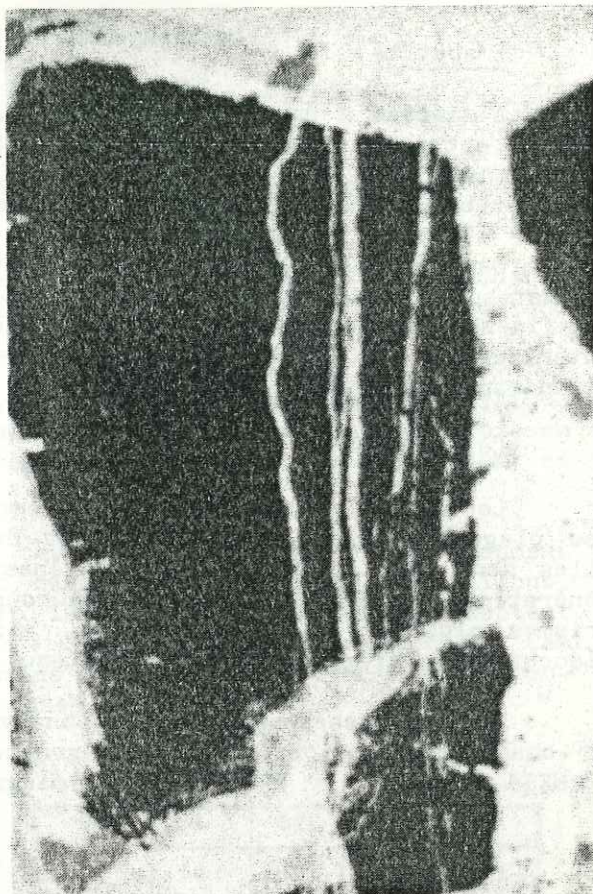


Fig. 108 Fissuration d'un oxyde due aux effets de la serpentinisation

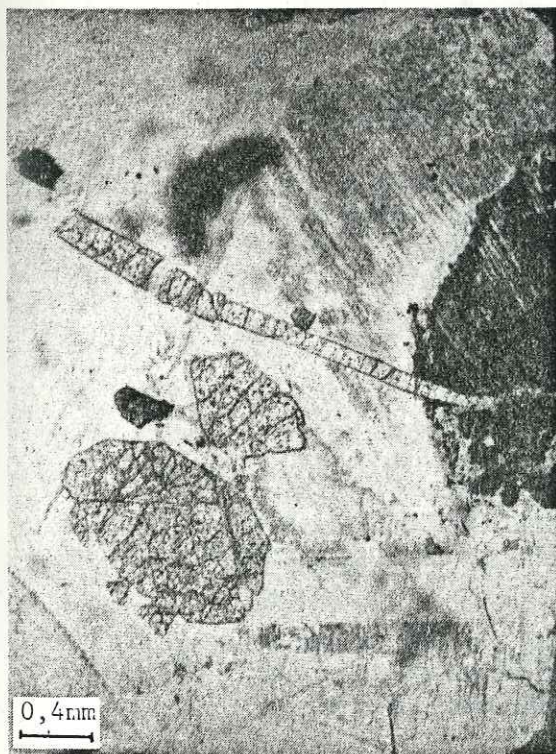


Fig. 109 Apatite prismatique ou aciculaire

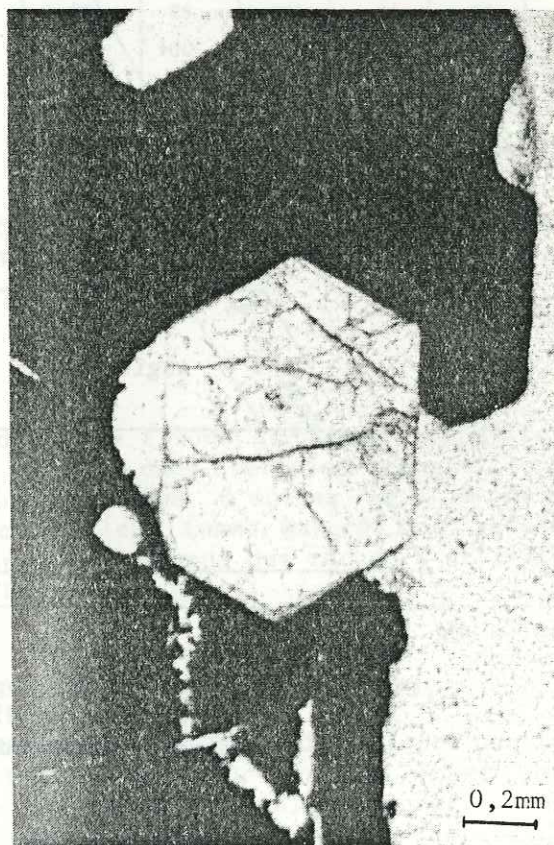


Fig. 110 Apatite automorphe moulée par un oxyde

L'apatite

L'apatite a une origine primaire. Elle occupe une position interstitielle entre les cristaux d'olivine. Ses proportions sont très variables d'un échantillon à l'autre, et, localement elle se retrouve précipitée en quantité importante (30 à 50% du volume: lame SV6).

Dans un même échantillon, l'apatite se rencontre en grande plages prismatiques, automorphes à subautomorphes (1 à 6 mm de diamètre) ou en fines aiguilles (2,7 mm) très souvent fracturées. Sa formation est antérieure à celle du pyroxène et des minéraux opaques (magnétite et titanomagnétite) (Fig.109 & 110)

Le pyroxène

Le pyroxène magmatique est entièrement bastitisé ou chloritisé. Les plages reliques anhédrales sont de dimension centimétriques (2 cm). Elles sont remplacées par des pyroxènes magmatiques automorphes de seconde génération qui ont un aspect beaucoup plus frais et se présentent en prismes plus ou moins aciculaires, ainsi que par un feutrage chloriteux pléochroïque (orange à vert peu soutenu).

Les pyroxènes secondaires analysés à la microsonde tombent dans le champ des endiopsides du diagramme de nomenclature de POLDERVAART et HESS (1951). (* sur le diagramme). (Fig. 111).

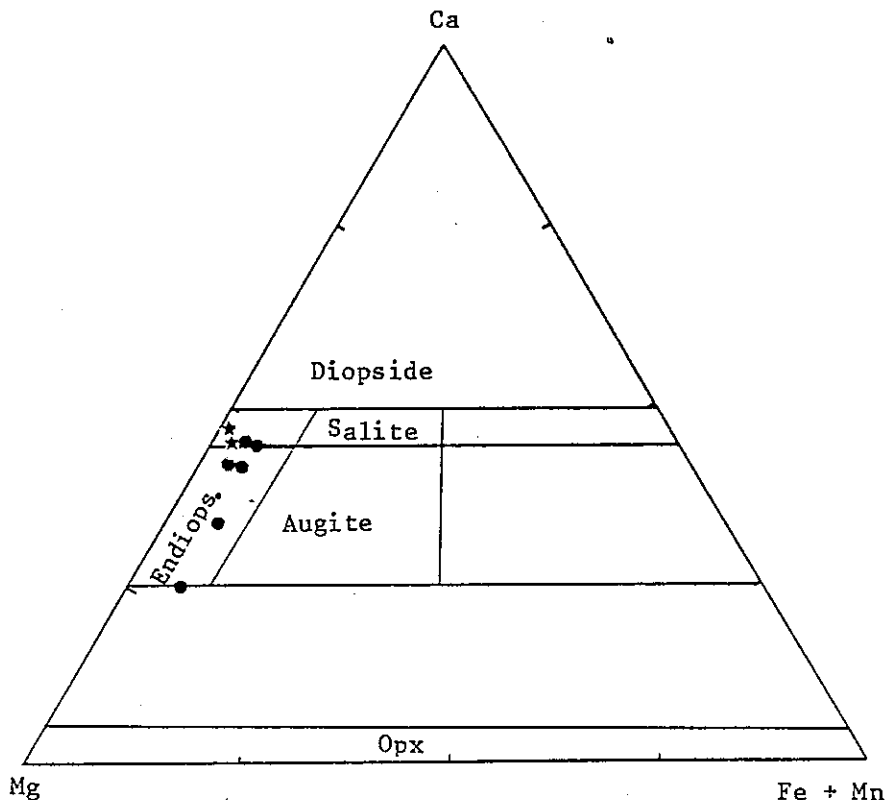


Fig. 111 Position des clinopyroxènes (*) des filons à oxydes dans le diagramme de classification (d'après POLDERVAART & HESS 1951)

Les minéraux opaques (magnétite et titanomagnétite)

Il s'agit principalement de magnétite. La titanomagnétite lui est largement subordonnée.

- La magnétite a été déterminée par méthode R.X. sur poudre d'oxydes (échantillon SV6). (Tableau 6)

- La titanomagnétite a été déterminée à l'observation microscopique et se reconnaît à sa "lamellation" maclée. Elle présente quelque fois des inclusions de sulfures (pyrrhotite, pentlandite).

Des intercroissances d'hercynite ont aussi été observées (AYOUB 1984, communication PICOT). D'autres inclusions contenues dans les pyroxènes ont des caractères de stichtites (carbonate hydraté de magnésium et de chrome).

Nous avons pu remarquer que ces phases opaques se développent soit au voisinage des épontes, soit dans la partie axiale des filons. Dans les deux cas, la magnétite et la titanomagnétite se présentent en cristaux de grande taille (jusqu'à 2cm), rarement automorphes. Ces caractères indiquent une origine primaire et permettent d'écarter l'hypothèse d'une exsolution à partir de pyroxènes magmatiques.

MAGNETITE					ILMENITE				
dÅ	I	hkl	Cal3b	SV6	dÅ	I	hkl	Cal3b	SV6
4,85	8	111		4,83	3,73	50	102	3,64	3,73
2,967	30	220	2,95	2,96	2,74	100	104	2,75	2,74
2,532	100	311	2,52	2,52	2,54	85	110	2,54	2,52
2,424	8	222			2,53	70	113	2,23	2,23
2,099	20	400	2,092	2,094	1,86	85	204	-	1,86
1,715	10	422	1,725	1,72	1,72	100	116	1,725	1,72
1,616	30	511			1,63	50	108		
1,484	40	440	1,503	1,503	1,5	85	214	1,503	1,505

Tableau 6 Détermination par diffractométrie X de la magnétite et de l'ilménite, dans les filons pyroxénolitiques à oxydes et apatite (type I)

Le zircon

Le zircon strictement présent dans les filons à oxydes et apatite. Les cristaux sont de très petite taille dans certains échantillons (inférieurs à 20µ dans SV1) et plus gros dans d'autres (0,5 mm dans SV36). Ils sont isolés dans la matrice et leur forme malgré leur petite taille permet de les situer dans le champ des zircons des roches à affinité tholéitique (indices A et T élevés, P5/D).

La biotite

On la rencontre en plages très pléochroïques dans leur partie centrale (saumon à brun) et chloritisées sur leur bordure (dans les teintes vert peu soutenu à orange). De fréquentes inclusions ferrugineuses sont disposées le long des clivages. Elle se trouve en position interstitielle entre les apatites et aussi en bordure de la magnétite ainsi que dans les lobes et fractures de ce minéral (Fig.112).

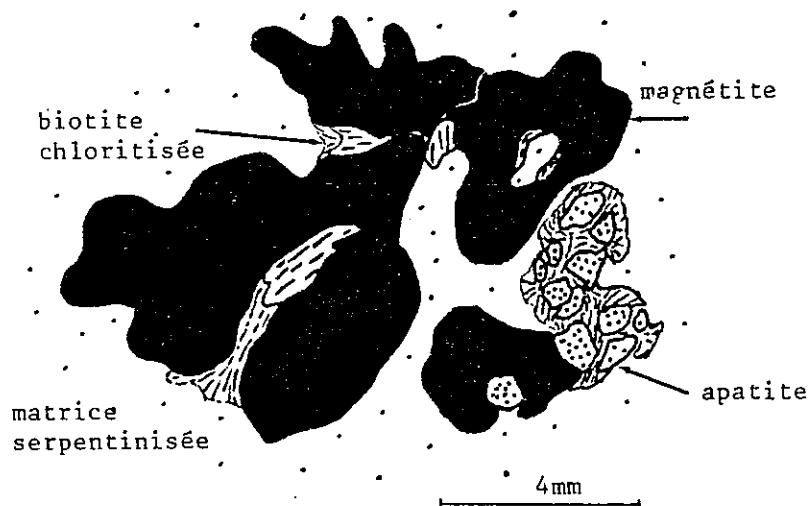


Fig.112 Biotite interstitielle partiellement chloritisée dans les fractures de la magnétite et de l'apatite.

Sa formation est antérieure à la serpentinsation comme l'attestent les bordures très chloritisées au contact de la matrice serpentinisée, ainsi que la progression de cette dernière dans les fractures de la biotite.

Le grenat

Le grenat, secondaire, se rencontre dans les filons riches en minéraux opaques. Il se présente en petits granules globulaires (de taille inférieure au mm) isolés dans la matrice serpentinisée, ou bien en fines coronites autour des opaques, ou soulignant les clivages des anciens pyroxènes actuellement bastitisés.

Des grenats zonés dont la périphérie gris-beige est plus colorée que le centre sont à noter (Ech. S.V.4) (Fig. 113). En outre ces grenats contiennent de fines inclusions de poussières opaques.

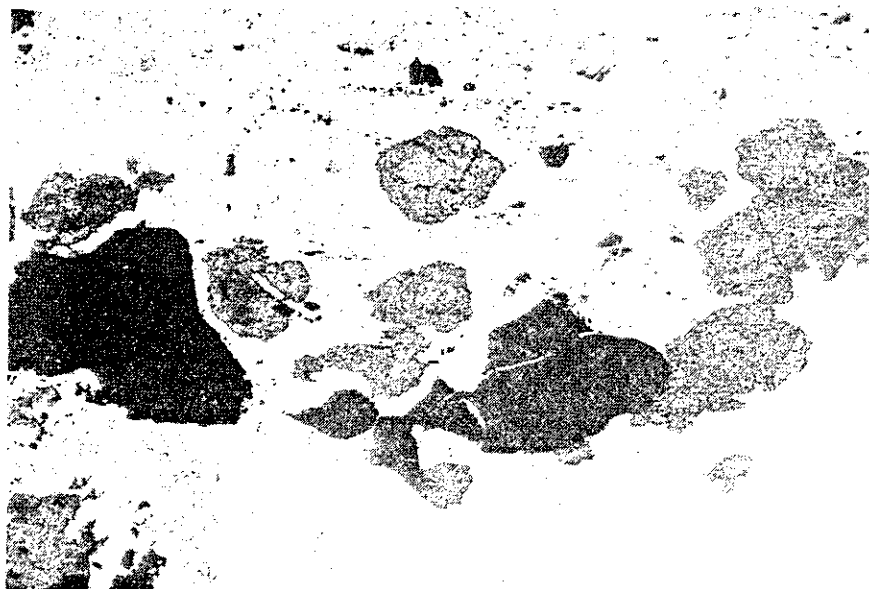


Fig. 113 Grenats globulaires (< 1mm) isolés dans la matrice serpentinisée.

Fig. 114

Texture pegmatoïdique
dans un filon pyroxé-
nolitique
(orthopyroxène au centre)

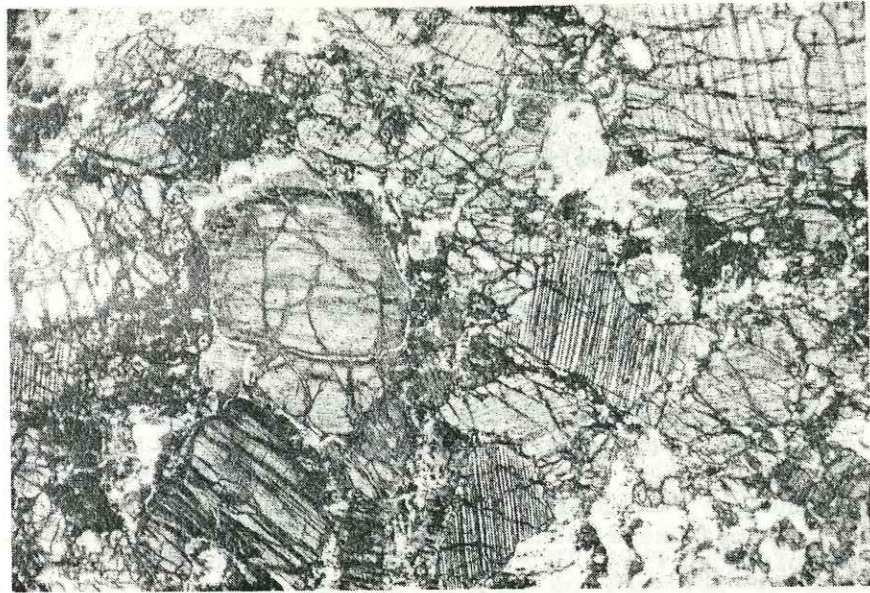


Fig. 115

Clinopyroxène déformé, à
bandes de pliage, extinction
onduleuse et larges lamelles
d'exsolution

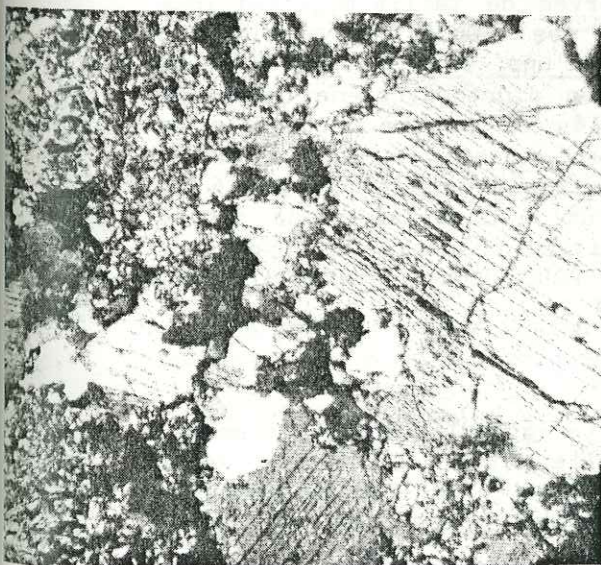
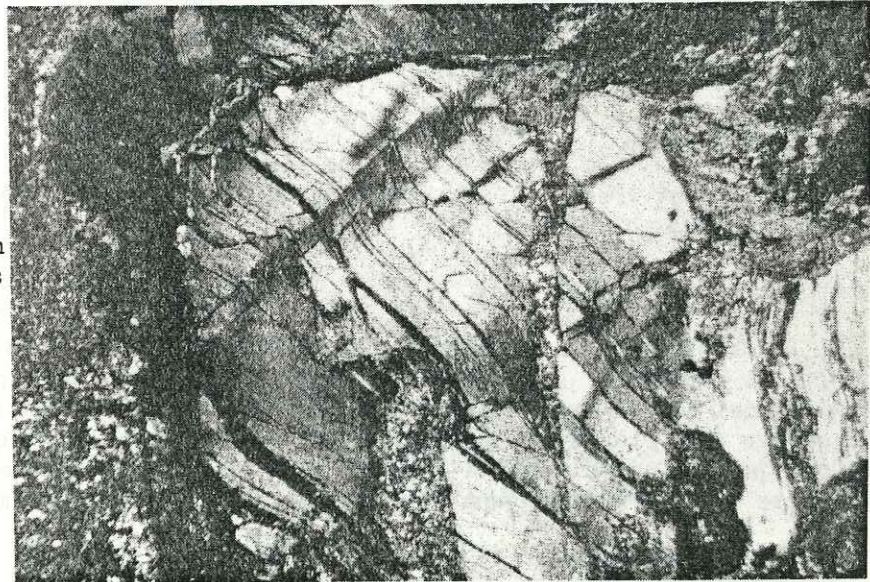


Fig. 116 Texture de recuit à la bordure
d'un clinopyroxène

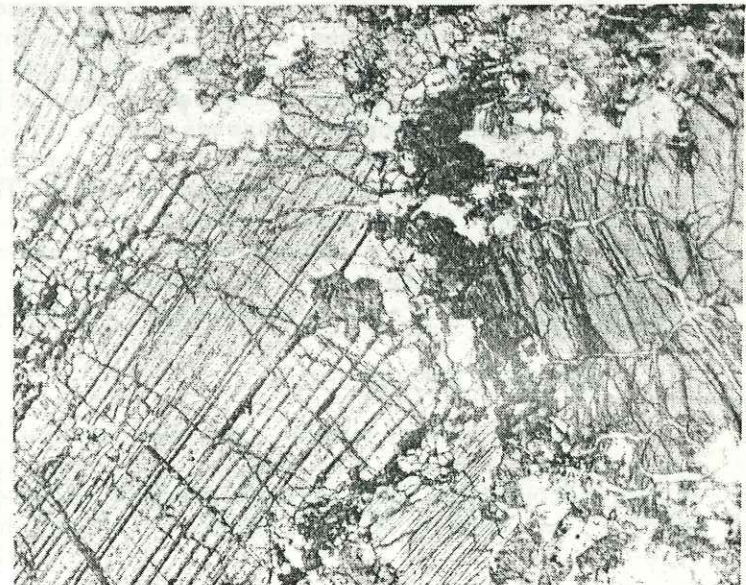


Fig. 117 Exsolution d'orthopyroxène bastitisé
dans un porphyroclaste de clinopyroxène

La composition chimique de ces grenats (analyse microsonde*) montre qu'il s'agit d'une variété d'andradite de formule générale: $\text{Ca}_3(\text{Fe}^{3+}\text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, et plus particulièrement de mélanite (variété d'andradite qui possède entre 1 et 5% de TiO_2 (DEER HOWIE et ZUSSMAN 1966).

3.3 Filons pyroxénolitiques (Type II)

3.2.1 Minéralogie

La minéralogie des filons à pyroxènes rappelle celle de la péridotite encaissante. Les phases minérales sont identiques mais en proportion différente. Leur nature est variée, mais surtout webstéritique avec une tendance harzburgitique. Le plagioclase est absent. Le clinopyroxène et l'orthopyroxène sont en proportions très variables. Le texture est pegmatoïdique..

L'olivine

Elle est entièrement serpentinisée et figure en faible quantité dans ce second type de filon.

L'apatite

Elle est rare et se présente sous forme de très petites plages monocristallines, isolées.

L'orthopyroxène

L'orthopyroxène, parfois centimétrique, est très transformé (Fig 114). Il apparaît en plages beiges à marron, non pléochroïques. Il ne possède pas d'extinction onduleuse ni de lamelles d'exsolution. Sur l'ensemble des plages on observe la progression centripète de la bastitisation qui se développe à partir des fractures en isolant des plages de petite taille enveloppées dans une bastite à structure maillée.

Le clinopyroxène

Ce sont des porphyroclastes bien conservés de taille millimétrique (environ 5 mm), incolores en L.N. et montrant des teintes de polarisation vives (2° ordre). Ils sont tous affectés d'une extinction onduleuse et sont chargés de fines lamelles d'exsolution d'orthopyroxène bastitisé (Fig.115, 117). Ces porphyroclastes sont auréolés de petits néoblastes de clinopyroxènes recristallisés qui s'insinuent dans leurs fractures, envahissent et remplissent progressivement le grain initial (Fig.116). Ces néoblastes contiennent souvent des exsolution lamellaires de petite taille (1 à 2 μ) non identifiées. La composition chimique des pyroxènes secondaires reportée sur le diagramme de POLDERVAART et HESS (Fig. 111) montre qu'il s'agit d'endiopside (symbole : ●)

Les minéraux opaques

Ils sont représentés par quelques petits granules épars craquelés, aux contours lobés. Leur position interstitielle par rapport au pyroxènes est en accord avec une cristallisation tardive. Ces caractères les opposent donc à la magnétite d'origine primaire rencontrée dans les filons du type I.

*	Analyse 1	Analyse 2	Analyse 3
	Ca : 22.7	Ca : 23.7	Ca : 23.7
	Fe : 13.8	Fe : 15.5	Fe : 15.5
	Si : 15.2	Si : 15.3	Si : 15.3
	Ti : 5.1	Ti : 4.5	Ti : 4.5
	H2O: 41	H2O: 40	H2O: 40.4

Les filons du type II diffèrent donc des précédents par:

- leur forte proportion pyroxénique
- La présence de rares oxydes d'origine secondaire
- La nature plus magnésienne des clinopyroxènes

L'analyse chimique de l'ensemble de ces matériaux va maintenant permettre de caractériser les 2 types de filons, de tester l'hypothèse de leur cogénéisme, et de mettre en évidence leurs relations avec les ultrabasites encaissantes.

IV - ETUDE GEOCHIMIQUE DES FILONS DES TYPE I ET II ET DES PÉRIDOTITES ENCAISSANTES

Les analyses de péridotites (fournies en annexe) reportées dans un diagramme de variation de perte au feu (P.F.) en fonction du CaO montrent que les valeurs les plus élevées de la P.F. correspondent aux harzburgites et aux dunites qui sont les plus serpentinisées. (Fig. 118).

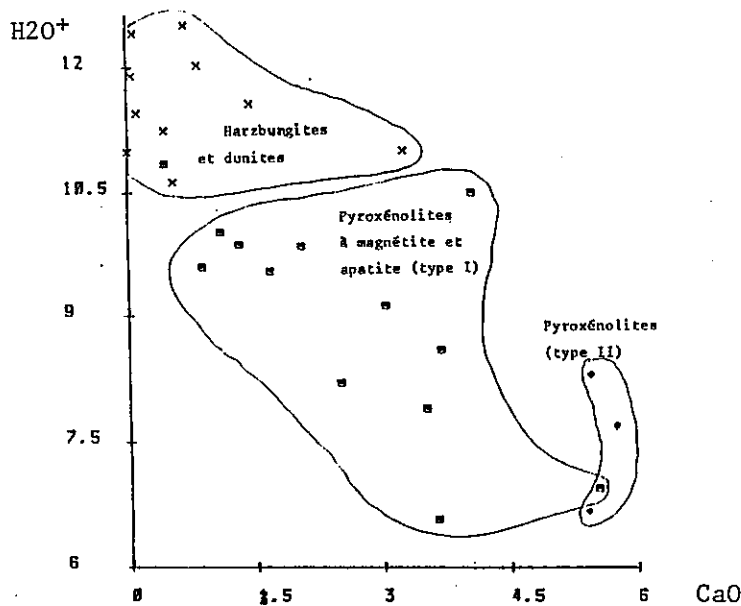


Fig. 118 Diagramme H₂O⁺/CaO

On note la corrélation inverse avec le calcium qui se concentre dans les filons pyroxénolitiques.

Dans le but d'éliminer les effets de la serpentinisation, les analyses ont toutes été recalculées à 100 selon une base anhydre. Elles figurent en annexe. (p.225)

4.1 VARIATION DES ELEMENTS MAJEURS

Les valeurs de la moyenne, de la variance, des écart-types et des extréma pour les filons des types I et II et pour les péridotites encaissantes sont reportées en annexe n°3.

L'examen des diagrammes oxydes - silice (HARKER 1909) permet de distinguer nettement les trois groupes déjà définis par les observations de terrain et l'étude pétrographique (Fig.119).

a) Les filons du type I à magnétite et apatite

La présence simultanée d'oxydes ferro-titanés (magnétite et titanomagnétite) et d'apatite localement "précipitée" en grande quantité, explique les fortes valeurs en Fe₂O₃, TiO₂ et P₂O₅. La dispersion des points à l'intérieur de ce groupe est due aux variations de proportion très importantes de ces minéraux dans les échantillons.

b) Les filons pyroxénolitiques du type II

Ces filons se distinguent des précédents par:

- des valeurs moyennes en silice supérieures à celles des filons du type I (46,4 contre 32,7%)
- par des valeurs très élevées en CaO (jusqu'à 12,78%) qui reflètent la quantité de clinopyroxène.
- de faibles valeurs en Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ en rapport avec la faible proportion des oxydes ferro-titanés et de l'apatite.
- un faible rapport $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ (0,17 à 0,21)

c) Les péridotites encaissantes

Ces faciès très serpentinisés (surtout les harzburgites et les dunites) se caractérisent par de fortes teneurs en MgO (35,43; 43,64%) par rapport aux autres groupes.

Ces valeurs sont en relation avec la présence de phases mafiques différentes qui se traduisent par une augmentation modale et normative de l'olivine magnésienne et/ou du pyroxène magnésien.

Le rapport $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ est compris entre 0,20 et 0,34.

4.2 COMPOSITION NORMATIVE

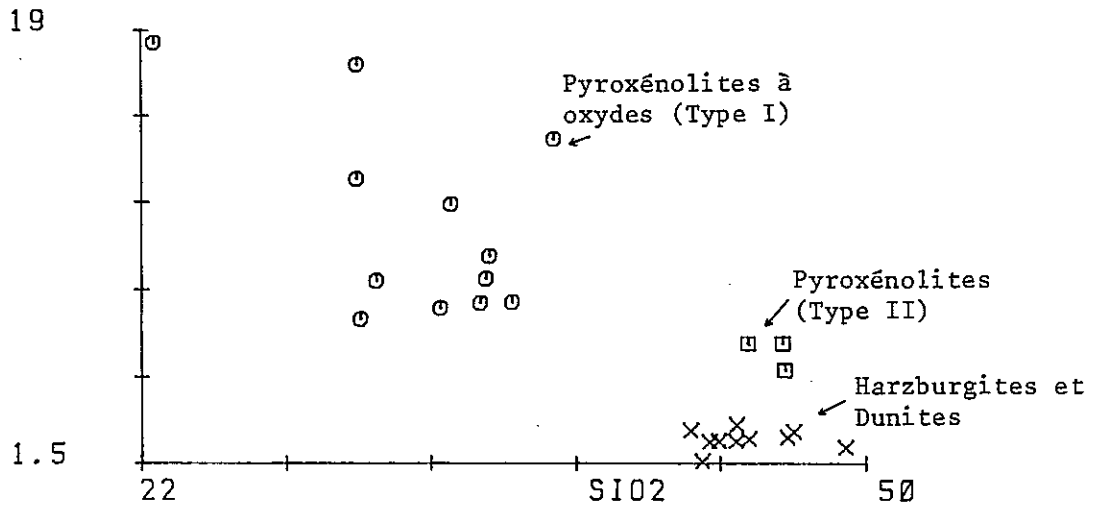
- L'olivine normative est présente dans toutes les analyses. Il s'agit de forstérite . On la trouve en proportion importante dans les dunites (40%) et dans les harzburgites (38 %).

La teneur normative des olivines dans les filons pyroxénolitiques est de 31%.

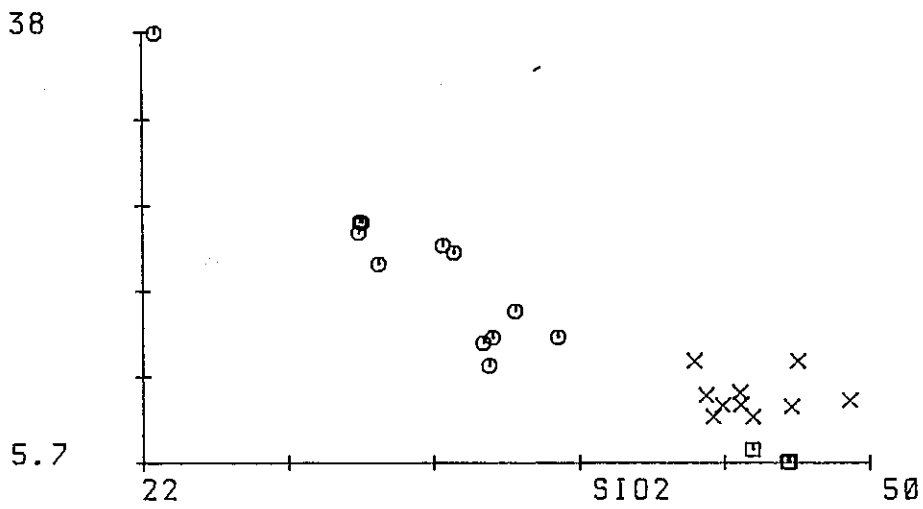
- Le clinopyroxène normatif apparaît dans les lherzolites à tendance harzburgitique qui correspondent aux matériaux les plus riches en CaO de l'encaissant (échantillons Ca158, Ca173, SV16) et montre une proportion beaucoup plus élevée dans les filons pyroxénolitiques très calciques (11,56 à 12,78% CaO).

- L'albite normative est rare.

AL2O3



FE2O3+FeO



CaO

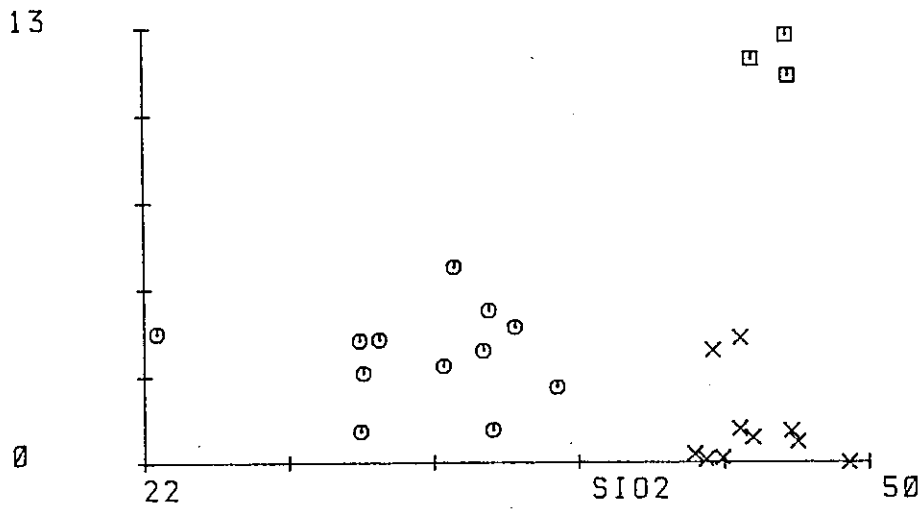
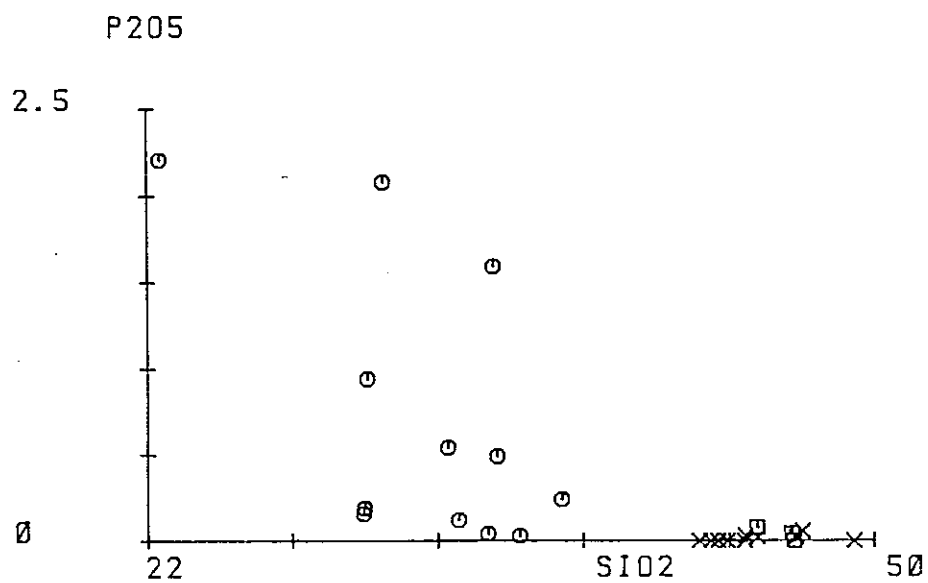
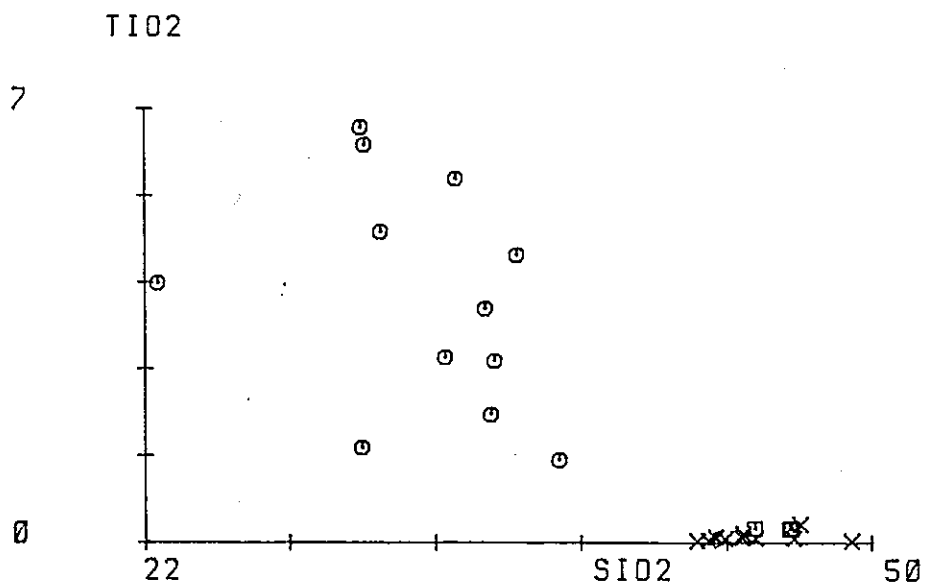
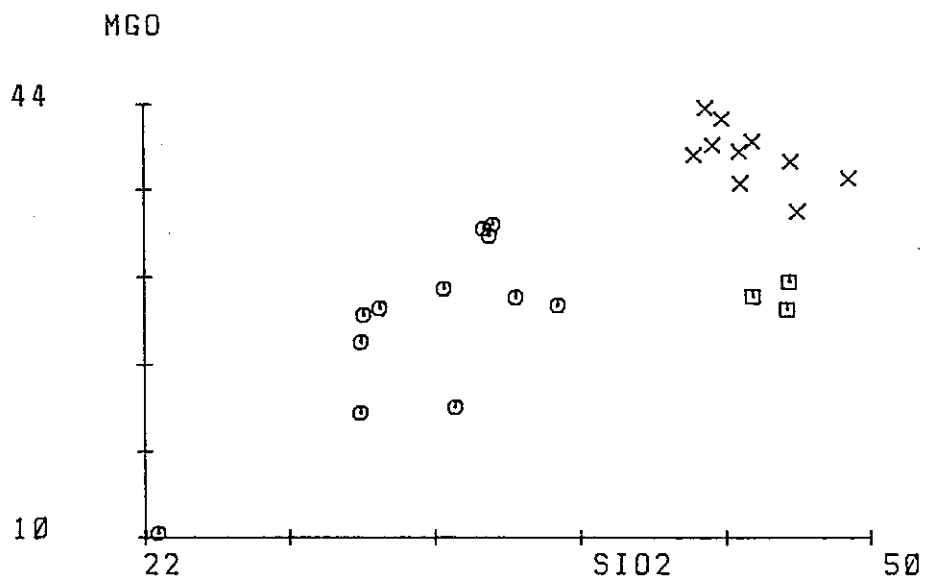


Fig.119 Diagrammes de HARKER (1909)

-pyroxénolites filoniennes et péridotites associées-



Diagrammes de HARKER (suite)

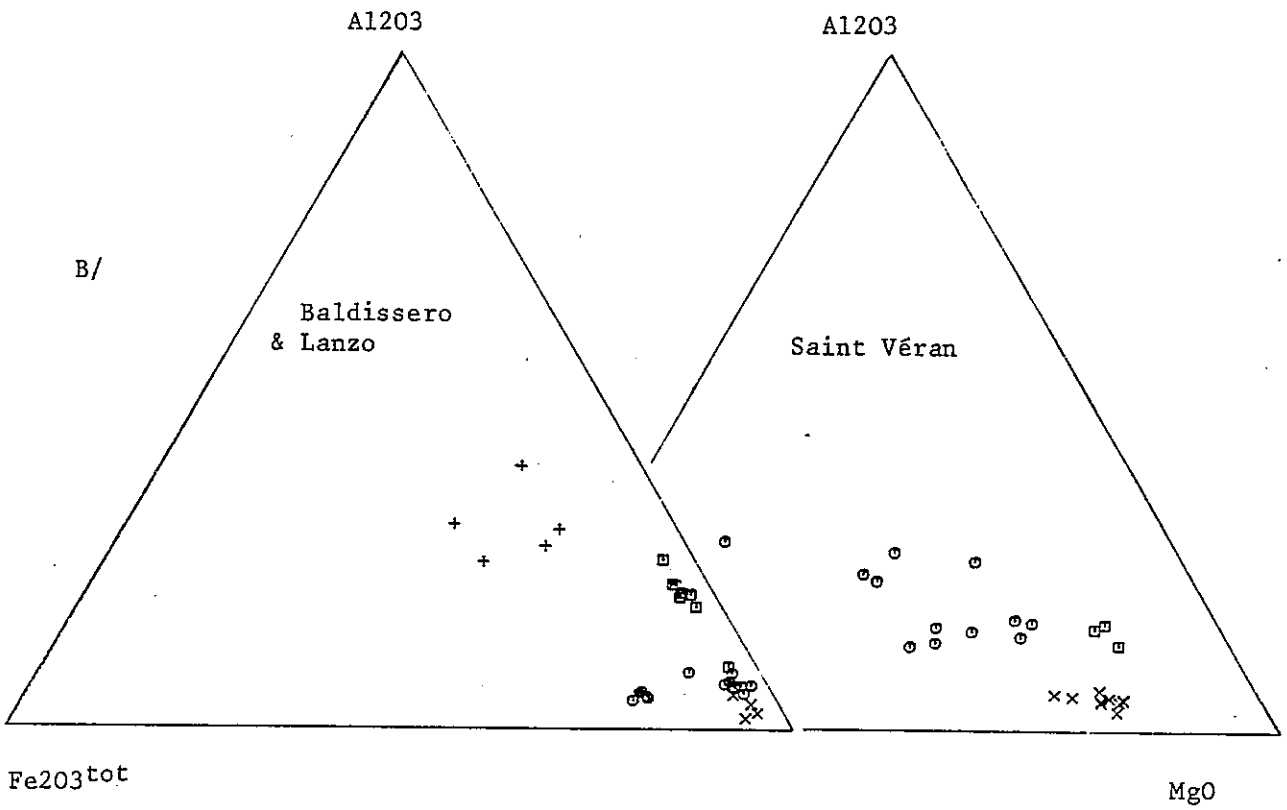
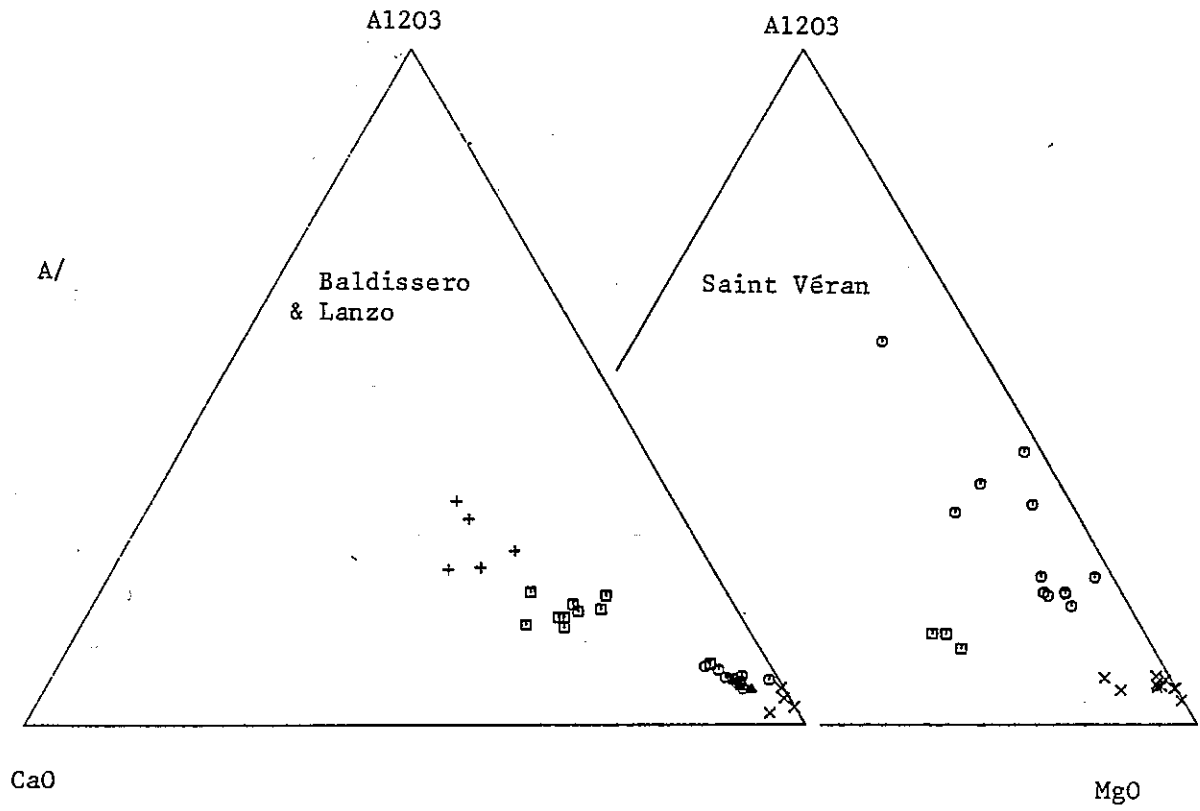


Fig 120a A/ Diagramme Al₂O₃/CaO/MgO (légende Fig. 120)
 B/ Diagramme Fe₂O₃^{tot}/CaO/MgO

Les compositions normatives des lherzolites, harzburgites et des filons des types I et II associés sont reportées dans le diagramme Ol - Di - En - Qz, (d'après YODER & TILLEY 1962). (Fig.120b)

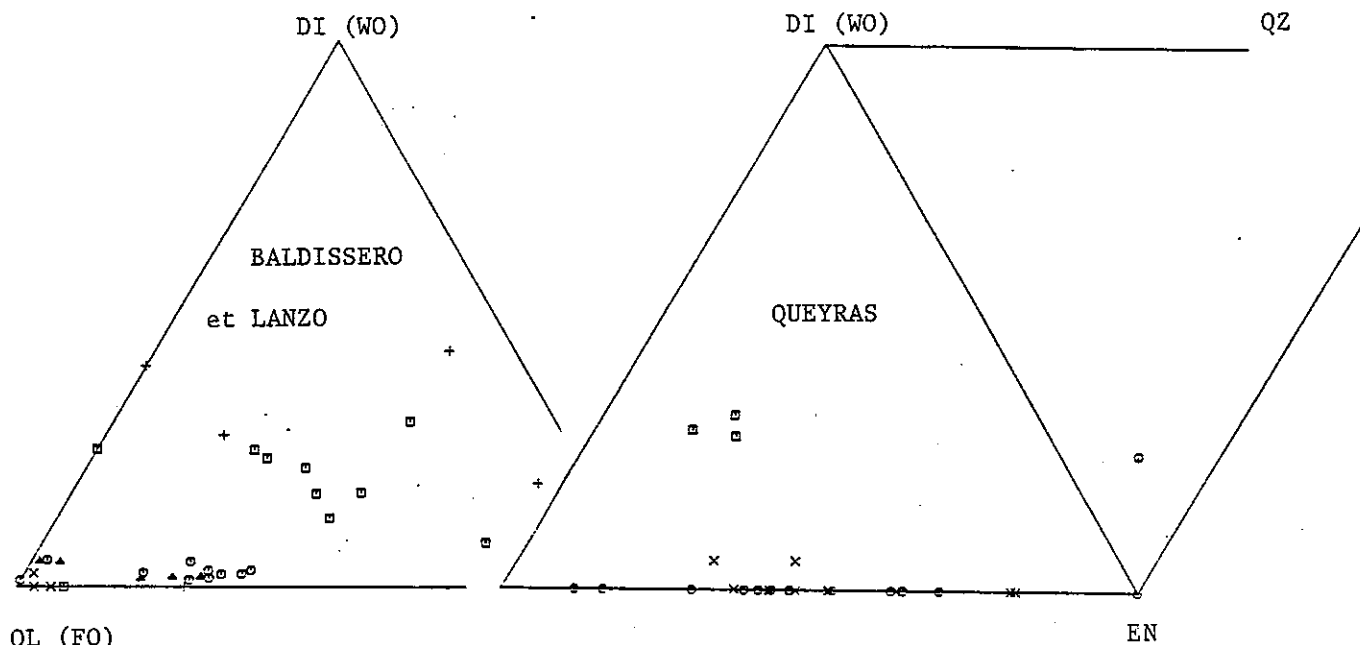


Fig 120b Compositions normatives des pyroxénolites (types I et II) et comparaison avec les pyroxénites et termes associés des massifs de Baldissero (ETIENNE 1971), et de Lanzo (BOUDIER 1976)

BALDISSERO

- et △ = lherzolites et harzburgites
- X = harzburgites et dunites
- + = pyroxénites pegmatoïdes à spinelles
- = webstérite

QUEYRAS

- = filons type I
- = filons type II
- X = péridotites

Il apparaît que seuls les filons pyroxénolitiques s'individualisent par leurs valeurs plus élevées en diopside qui les apparente aux webstérites et aux pyroxénites pegmatoïdes à spinelle des massifs ultrabasiques de Baldissero et de Lanzo (ETIENNE 1971, BOUDIER 1976).

4.3 CARACTERISATION DE LA TENDANCE EVOLUTIVE

Les diagrammes $Al_2O_3/FeO^+/MgO$ et $CaO/MgO/Al_2O_3$ mettent en évidence les rapports entre différents groupes et leurs tendances évolutives.

- 1) Les harzburgites et dunites sont centrées sur le pôle magnésien.
- 2) Les filons du type I ont une tendance à se différencier en direction des pôles Al_2O_3 (Fig.120a) alors que les filons du type II évoluent en direction du pôle CaO .

Les analyses chimiques des pyroxénolites, des lherzolites et des rubanements webstéritiques des massifs de Baldissero et Lanzo, comparées à celles de nos matériaux montrent de nettes différences.

- Les lherzolites à tendance harzburgitique (\odot , Δ) sont un peu plus calciques et alumineuses.

- Les webstérites (\square) se situent dans la même lignée évolutive que les dunités, harzburgites et lherzolites et possèdent des valeurs plus élevées en Al₂O₃ et CaO.

- Les filons de pyroxénolites pegmatoïdes à spinelles verts correspondent aux termes les plus différenciés et se caractérisent par une tendance de différenciation identique à celle des matériaux les moins évolués.

Par contre les dunités et les harzburgites (symbole X) qui appartiennent à une même famille chimique que celles de Saint-Véran, se situent à proximité du pôle magnésien.

Alors que les ultrabasites et les filons associés des massifs de Lanzo et de Baldissero montrent une lignée évolutive unique, nos matériaux montrent deux tendances qui témoignent soit de l'existence de deux familles de liquides, soit d'un processus de fusion fractionnée dans lequel la composition du liquide varie de façon discontinue.

L'étude des éléments majeurs ne permet pas de démontrer que les filons des types I et II appartiennent bien à une seule lignée évolutive, ni même d'évaluer les composantes de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée dans l'évolution magmatique.

Les éléments en traces, du fait de leurs coefficients de partage solide/liquide différents sont de bons critères géochimiques d'identification des processus de différenciation magmatique. Ils peuvent permettre d'évaluer les composantes pétrographiques telle que la cristallisation fractionnée (JORON et al. 1978).

4.4 Application des propriétés des éléments en traces à l'étude de la différenciation magmatique

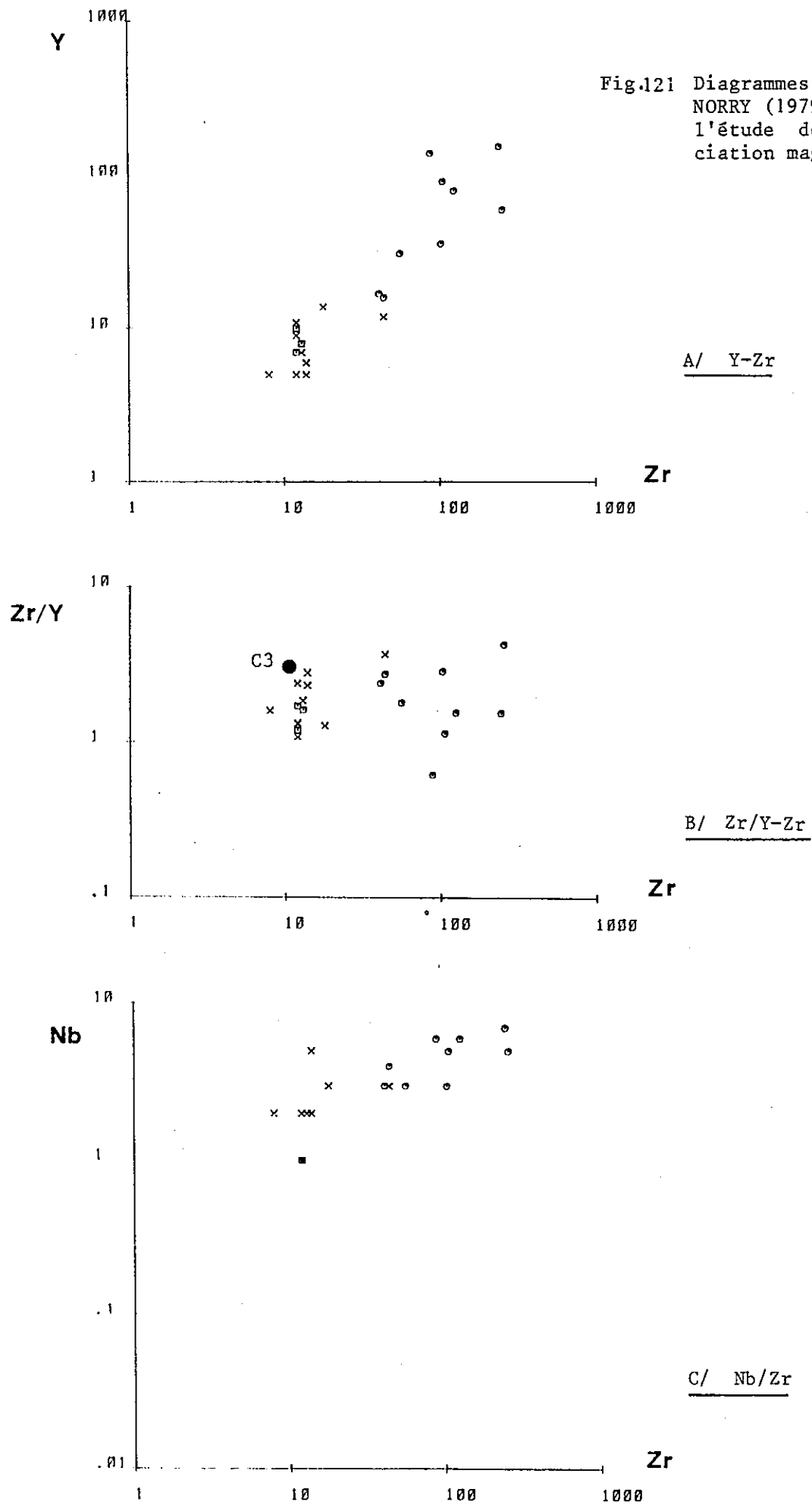
Les corrélations que l'on observe entre les éléments incompatibles pris deux à deux tels que Nb-Zr, Y-Zr et Zr/Y-Zr (PEARCE et NORRY 1979) (Fig. 121) mettent en évidence l'existence d'une seule lignée magmatique à l'origine des filons des types I et II.

Les filons du type I (pyroxénolites à magnétite, apatite +/- zircon) possèdent des valeurs en Zr plus élevées (41 - 256 ppm Zr) que les filons du type IF (12-13 ppm Zr) - pourtant plus riches en silice - et que les lherzolites, harzburgites et dunités encaissantes (1-5 ppm Zr). Ces corrélations linéaires sont par ailleurs une condition nécessaire et suffisante d'un processus de cristallisation fractionnée (JORON et al. 1978, STEINBERG et al. 1979, VENTURELLI et al. 1979, 1981, CANN 1970, CANN et HEATH 1976, FLOWER et al. 1977).

En outre la nature de la source magmatique peut être estimée par l'emploi du diagramme Zr-Y / Zr: la répartition des analyses révèle sa nature légèrement enrichie par rapport à la composition chondritique. (Fig. 121).

A l'origine de cette tendance évolutive, nous proposons une fusion partielle très modérée (1 à 5%) qui dans un premier temps produirait:

- des liquides précoces (F1) riches en éléments volatiles, et un restat (lherzolite appauvrie).



- puis, à un taux de fusion supérieur ($< 10\%$) un liquide (F2) caractérisé par une augmentation des teneurs en SiO_2 , MgO , et d'un résidu harzburgitique puis peut être dunitique.

Ainsi les premiers liquides riches en éléments volatiles seraient issus d'un faible taux de fusion partielle et percoleraient la péridotite encaissante. Ces liquides précoces seraient ensuite collectés et drainés dans des fissures de plus en plus larges qui correspondent aux filons du type I (à magnétite et apatite) enrichis en Zr (présence de zircons dans certains échantillons).

On peut donc envisager un système de percolation et de drainage analogue à celui évoqué par ANDERSEN et al. (1984). Ces auteurs montrent le contrôle des fluides CO_2 , H_2O , Cl et F dans le transfert des éléments incompatibles tels que Ti, Sr, Rb, P, ainsi que les R.E.E. dans le manteau.

Une chronologie de mise en place s'établit donc à partir de ces premières observations:

- Les filons du type I correspondent aux premiers liquides formés à un taux de fusion faible. Ces liquides présentent des teneurs élevées en P205, Y, Zr, par rapport aux roches encaissantes déprimées en éléments alcalins et incompatibles.
- Les filons du type II seraient plus tardifs. Ils correspondraient aux liquides produits à un taux de fusion légèrement supérieur, issus d'un faciès déjà déprimé par le stade de fusion précédent.

Les teneurs similaires en Zr et en Y que l'on observe dans les lherzolites, harzburgites et dunites d'une part, et dans les filons pyroxénolitiques d'autre part, confortent cette hypothèse.

Des faits analogues ont été observés dans les ophiolites du Monte Maggiore en Corse (JACKSON et OHNENSTETTER 1981); les péridotites ont subi une fusion partielle dans le faciès à spinelle, laissant un résidu de lherzolite pauvre en clinopyroxène.

A ce stade de l'étude il est difficile de préciser les processus de différenciation magmatique à l'origine des deux familles de filons par l'emploi d'éléments compatibles tels que Cr, Ni... et même Y, en raison des effets cumulatifs liés au fractionnement parfois important des oxydes, des silicates ferromagnésiens et même de l'apatite dans les matériaux étudiés.

Les dosages de lanthanides (données analytiques fournies en annexe) effectués sur deux échantillons de pyroxénolites à magnétite et apatite, montrent des spectres parallèles 25 à 47 fois plus riches que la chondrite (C4*) pour les LREE, et 28 à 41 fois pour les HREE.

Le rapport moyen $(\text{La}/\text{Yb})_n$ égal à 1,02 se traduit par une horizontalité générale des spectres (Fig.122) qui s'apparente à celle des basaltes de type M.O.R.B.

* La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
0,328	0,865	0,63	0,203	0,077	0,259	0,052	0,033	0,22	0,339

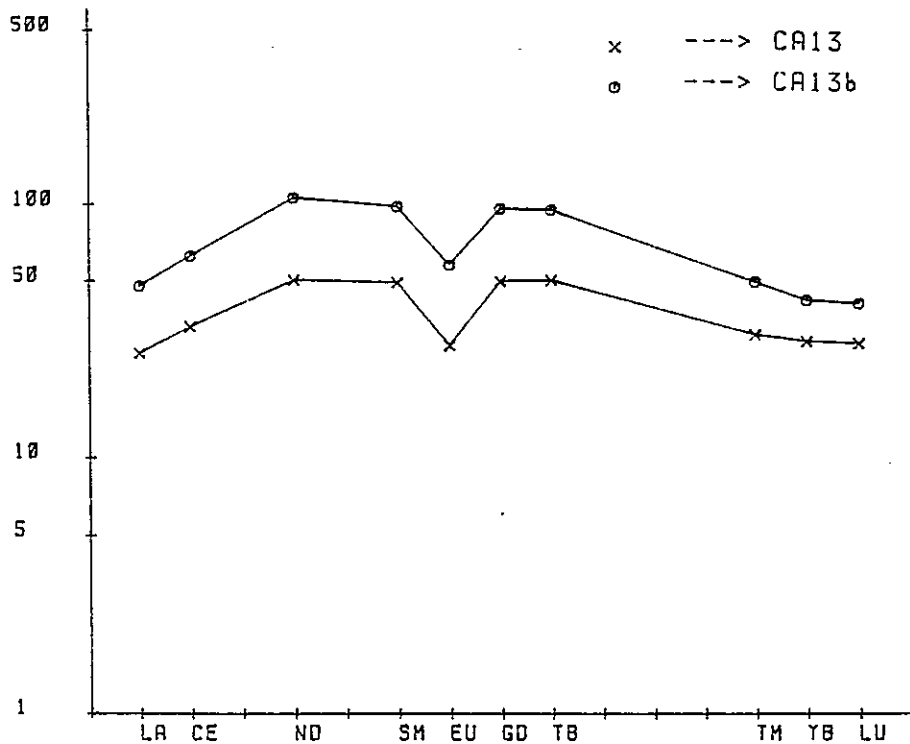


Fig.122 Spectres des terres rares des pyroxénolites à magnétite, apatite +/- zircon du vallon de la Moutière-Tête Noire.

Ces spectres présentent un bombement au niveau des terres rares intermédiaires, ainsi qu'une anomalie négative importante en Eu. Cette anomalie est probablement liée à un fractionnement précoce du plagioclase, phase qui n'a toutefois pas été observée dans les matériaux étudiés. Elle peut être aussi fortement suggérée par la présence d'apatite (NAGASAWA 1970, WATSON 1979, 1980).

L'état final cristallisé de nos matériaux est représenté à la fois par une composante liquide, et une composante cumulative. Il est de ce fait difficile de préciser les conditions génétiques et les processus à l'origine de leur formation. Ces résultats nouveaux nous permettent d'éliminer l'hypothèse d'une origine par fusion partielle dans le faciès à spinelle:

Nous envisageons ici l'hypothèse d'une fusion partielle très modérée des péridotites avec un fractionnement précoce du plagioclase, de l'apatite, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et de la magnétite.

4.5 Estimation des conditions de pression et température de la fusion partielle

Dans les pyroxènes, la teneur en Al₂O₃ augmente corrélativement avec la pression (YODER et TILLEY 1962, GREEN et RINGWOOD 1967, O'HARA 1968, AKELLA 1976, GASPARIK 1984). Les assemblages à opx et cpx sont donc aptes à fournir des indications sur les conditions physicochimiques

Ca	Mg	Al	Si	xTsch.%
0.52	1.24	0.16	1.89	16
0.91	0.88	0.18	1.87	9
0.71	1.05	0.17	1.88	9
0.82	0.89	0.25	1.86	10
0.81	0.88	0.26	1.86	13
0.9	0.87	0.2	1.88	10
0.9	0.84	0.28	1.83	14
0.98	0.94	0.0031	2.0	0.1
0.99	0.97	0.002	1.99	0.1

Tableau 7 Calcul de la composante Ca-Tschermak dans le système C.M.A.S (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂).

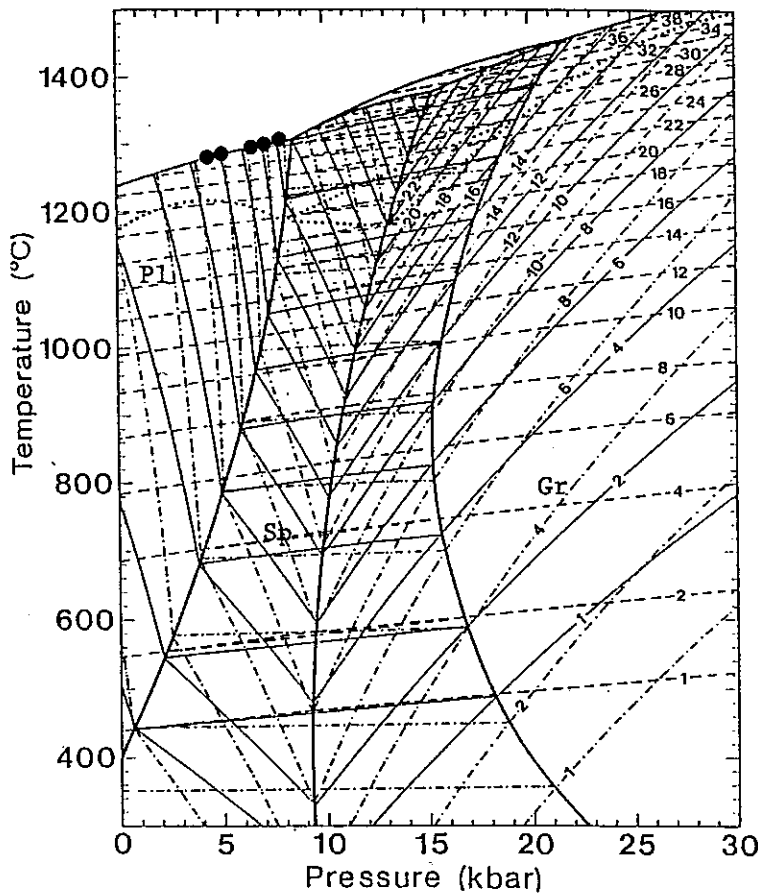


Fig. 123 Thermobaromètre applicable dans le système C.M.A.S

isoplètes en trait plein : Al% du cpx
 isoplètes en tiretés : En% du cpx
 isoplètes en trait-point : Al% de l'opx

Les conditions calculées correspondent à des pressions de l'ordre de 5 à 8 Kb pour des températures de 1260 à 1300°C.

d'équilibre (P et T). Par référence à ces travaux expérimentaux, il est possible d'estimer les conditions de température et de pression dans lesquelles la fusion partielle s'est développée, ou bien celles qui président aux fractionnements ultérieurs.

Le calcul de la formule structurale des clinopyroxènes nous a permis de mettre en évidence la composante Ca - Tschermak dans le système C.M.A.S (Tableau 7). Les résultats obtenus sont reportés dans le diagramme binaire P/T (GASPARIK 1984). Etant donné la cristallisation fractionnée et donc la coexistence de minéraux formés et de liquides résiduels, les points représentatifs sont reportés sur la ligne de séparation liquidus/solidus dans le domaine des péridotites à plagioclase (hypothèse dans laquelle nous admettons un fractionnement précoce à plagioclase responsable de l'anomalie en Eu). Les conditions correspondent à des pressions de l'ordre de 5 à 8 Kb pour des températures de 1260 à 1300° C (Fig. 123).

4.6 Conclusions et implications géodynamiques

A l'origine des filons pyroxénolitiques à magnétite et apatite (type I) et des filons pyroxénolitiques (type II) associés aux péridotites serpentinisées du massif de la Moutière-Tête Noire, on peut envisager une fusion partielle très modérée avec un fractionnement important.

Ce fractionnement est lié à la précipitation précoce de l'apatite, de la magnétite, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et peut-être même du plagioclase sous des conditions physiques qui sont celles du faciès lherzolite à plagioclase, comme en Ligurie (LOMBARDO & POGNANTE 1982) et en Corse (OHNENSTETTER .M 1982).

Cette fusion partielle conduit à des injections de liquides riches en alcalins et en éléments incompatibles. Dans un premier temps ces liquides percolent la roche encaissante pour être ensuite collectés et drainés le long des fractures où s'amorce ensuite leur cristallisation.

Les conditions de pression et température évoquent une mise en place dans une zone superficielle du manteau sous une croûte continentale peu épaisse. Cette mise en place qui s'établit dans un contexte général de distension probablement liée à la remontée du manteau supérieur, montre des similarités avec les autres ophiolites des Alpes occidentales (LOMBARDO & POGNANTE 1982) et de Corse (OHNENSTETTER .M 1982).

Ces péridotites et filons pyroxénolitiques associés représenteraient un épisode magmatique précoce en relation avec un amincissement lithosphérique contemporain du rifting. Les produits de ce magmatisme représentent peut-être les protolites à l'origine des liquides basaltiques beaucoup plus tardifs de l'association ophiolitique. Ces deux épisodes magmatiques sont séparés dans le temps par une série d'événements tectono-métamorphiques et sédimentaires (cf p . 4).

Ces résultats vont dans le sens du modèle d'ouverture de LOMBARDO & POGNANTE (1982) dans lequel la dénudation du manteau supérieur se fait par déchirure de la croûte continentale au niveau du Moho.

On peut citer différents modèles actuels qui rendent compte de la remontée de masses de roches ultramafiques et de l'amincissement lithosphérique :

- remontée de masses de roches ultramafiques circonscrites "diapirisme" en contextes tectoniques variés (transformante, arrière arc, ou serpentinites de "pied de marge" comme au large de la Galice, BOILLOT, WINTERER & coll. 1985).

- dénudation du manteau supérieur
 - a) de façon symétrique par déchirure de la croûte continentale, et cisaillement au niveau du Moho;
 - b) de façon dissymétrique par jeu d'une "faille de détachement" oblique traversant la lithosphère (WERNICKE 1985, LEMOINE BOILLOT, TRICART 1986 à paraître, LISTER & al. 1986).

QUATRIÈME PARTIE

LA MINÉRALISATION PYRITO-CUPRIFÈRE DE VIAFIORCIA

- I CADRE GEOLOGIQUE
- II L'HORIZON MINERALISE
- III LA MINERALISATION
- IV L'ACTIVITE HYDROTHERMALE SULFUREE : PRINCIPALES CARACTERISTIQUES
DES SYSTEMES EXHALATIFS ACTUELS
- V INDICES DE PALEOHYDROTHERMALISME MARIN DANS LES OPHIOLITES

LA MINÉRALISATION PYRITO-CUPRIFÈRE DE VIAFIORCIA

(VAL GERMANASCA)

I - CADRE GÉOLOGIQUE

Le gîte de Viafiorcia décrit par DAL PIAZ & al.(1978), figure parmi les nombreux sites miniers de la partie interne de la zone piémontaise, à proximité du contact avec les unités penniques du Grand Paradis - Dora Maïra (Fig.124).

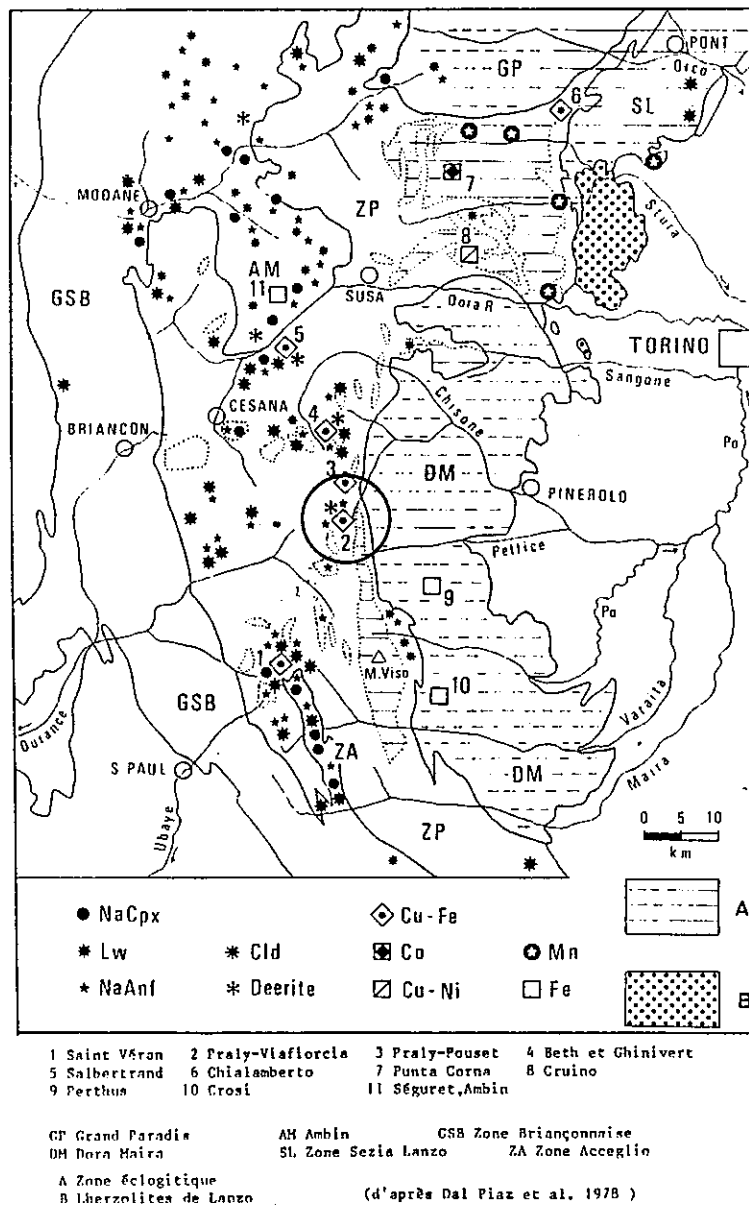


Fig 124 : Localisation des principaux indices minéralisés de la zone piémontaise

L'affleurement est situé dans le vallon des mines (haut Val Germanasca, Italie) au Sud du village de Prali à l'altitude de 2020^m; il est signalé sur la feuille géologique 1/100.000 de Pinerolo (Service Géologique Italien).

Il s'agit d'un horizon minéralisé en pyrite de type stratiforme contenu dans un niveau de quartzites surmontant une lentille de gabbros insérée dans les calcschistes piémontais. Il a été exploité à partir de petites galeries.

La minéralisation est constituée de pyrite, chalcopryrite, bornite, magnétite, +/- blende, mackinavite, linnéite (?), tennantite (?), chalcocite, digénite, covelline.

Le niveau de quartzites comprend les minéraux suivants: quartz, amphibole sodique, stilpnomélane, +/- albite, chlorite, micas blancs, carbonates et deerite.

La mise en place de la minéralisation paraît syngénétique et synchrone du dépôt du niveau siliceux et semble liée, en partie ou complètement, au même cycle de manifestation hydrothermale.

Les associations minérales observées sont de trois types:

- 1) paragenèse à chalcopryrite - pyrite
- 2) paragenèse à pyrite - blende - chalcopryrite
- 3) paragenèse à chalcopryrite - bornite

1 - LITHOSTRATIGRAPHIE : L'encaissant de la minéralisation

La succession lithostratigraphique établie à partir des données de terrain, comprend à sa base une lentille gabbroïque épaisse d'une vingtaine de mètres, surmontée par un niveau de serpentinite schistosée et talqueuse d'épaisseur métrique (Fig.125).

Au dessus se trouve le niveau de quartzite qui contient la minéralisation. Son épaisseur varie d'une extrémité à l'autre de la loupe gabbroïque (sur une distance d'environ 350 m) : on passe d'un niveau de quartzite peu minéralisé, épais d'une vingtaine de centimètres, à un banc métrique, où le minerai se trouve en lits parallèles de différentes épaisseurs (cm à dm) uniquement composés de pyrite massive à grain fin.

Au dessus se trouvent des chloritoschistes verdâtres très friables dans lesquels sont disséminées des lentilles boudinées de minerai ainsi que des petits cubes de pyrite dispersés. Ces chloritoschistes sont surmontés par des phyllades contenant des sels de Cu (concrétions de malachite). Les termes supérieurs sont constitués par des lits fins centimétriques de calcschistes qui passent progressivement à des lits plus épais et compétants.

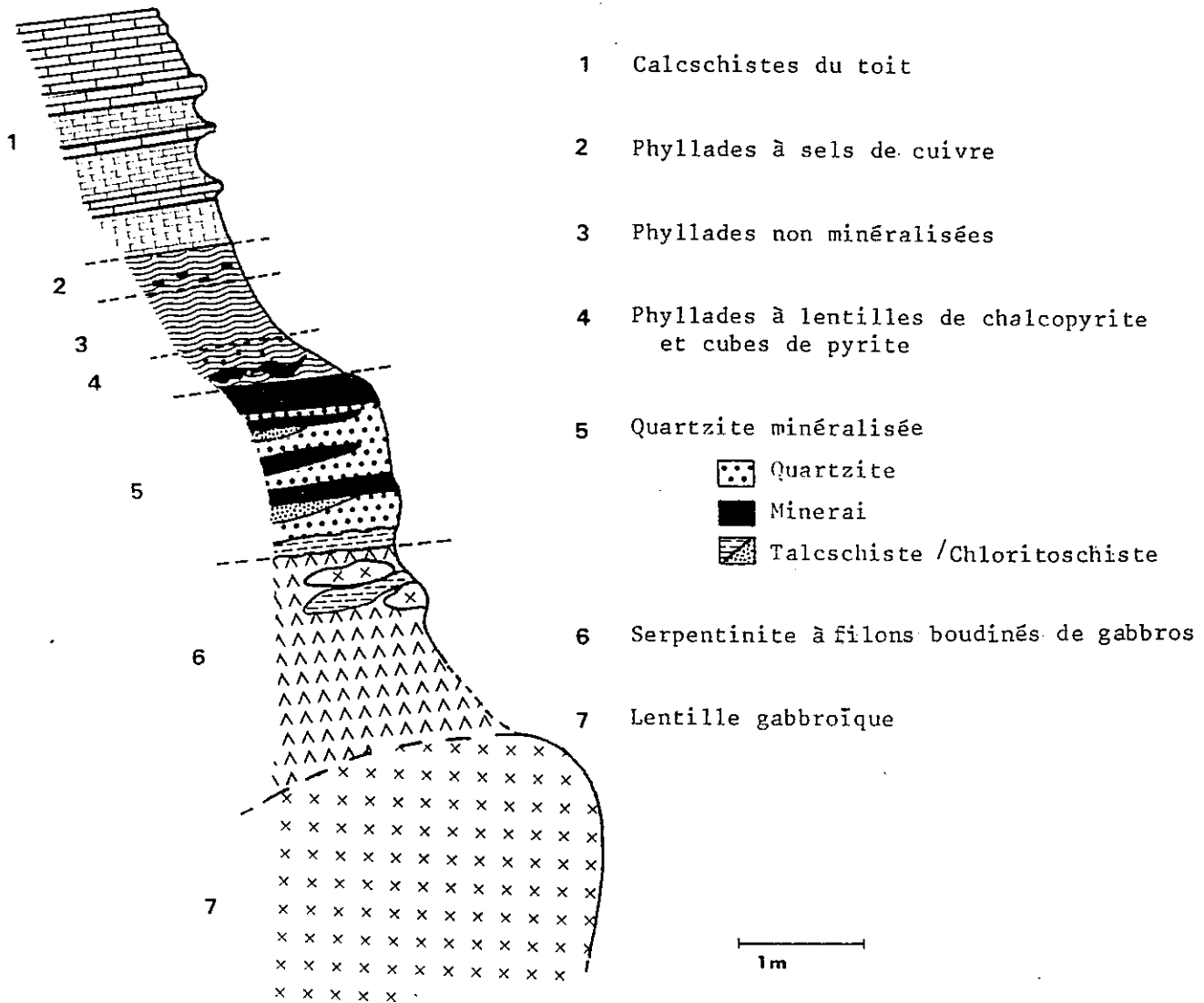


Fig 125 : Coupe synthétique du contexte de la mine de Viafiorcia.

1.1 - Soubassement ophiolitique

1.1.1 - Les péridotites

Les péridotites observées à l'affleurement montrent une hétérogénéité granulaire importante. Elles sont composées de cristaux centimétriques de pyroxènes (orthopyroxène et clinopyroxène) +/- conservés, englobés dans une matrice très serpentinisée qui témoigne de la richesse en olivine de la roche originelle (lherzolite sans plagioclase).

La paragenèse primaire est la suivante : olivine-orthopyroxène-clinopyroxène-spinelle.

- les orthopyroxènes sont bastitisés.
- les clinopyroxènes sont mieux conservés. Ils sont affectés d'une extinction onduleuse, mais les déformations restent peu importantes comme l'atteste par ailleurs la texture maillée conservée de la matrice serpentineuse. De rares amphiboles prismatiques, incolores et de petite taille sont présentes et semblent être issues de la déstabilisation des orthopyroxènes.
- la chlorite (pennine) se rencontre en plages diffuses, incolores en lumière naturelle et à teintes de polarisation anormales (brun, violacé).
- la magnétite, en plages globulaires ou en pigments soulignant la structure maillée de la matrice serpentinisée, provient de la déstabilisation des olivines. On la trouve aussi concentrée dans les fractures des pyroxènes.

Localement ces lherzolites contiennent des filons boudinés de gabbros d'une dizaine de centimètres) comprenant des clinopyroxènes centimétriques très déformés à extinction roulante. Ces pyroxènes contiennent de larges lamelles d'exsolution composées de minéraux serpentineux.

La matrice de la roche est très fine et chloriteuse, incolore en lumière naturelle.

1.1.2 - Les gabbros

Les gabbros sont surtout composés de clinopyroxènes centimétriques déformés en " cornue ". D'anciens plagioclases calciques sont rétrotransformés en une association secondaire microcristalline à épidote, albite et calcite. Les épidotes (de type zoïsite) sont abondantes; elles se reconnaissent à leur couleur fortement bleutée ou jaunâtre en lumière polarisée. Quelques unes offrent un fort pléochroïsme et sont zonées.

L'albite se rencontre exclusivement dans des filonets tardifs. Elle englobe des prismes de zoïsite.

La calcite, rare, figure comme produit d'altération des anciens plagioclases calciques.

Enfin, on note la présence de petites plages lamelleuses et incolores de minéraux serpentineux qui résultent de l'altération des silicates.

1.2 - La couverture sédimentaire

1.2.1 - Les calcschistes

Les calcschistes qui forment l'encaissant de la lentille ophiolitique n'ont été représentés que dans la partie supérieure de notre coupe (cf Fig. 125). Ils sont composés par des alternances de petits lits calcaires quartzo-phylliteux surtout constitués de carbonates (calcite), de micas blancs et de chlorite.

Des filaments charbonneux noirâtres allongés et diffus sont probablement liés à un dépôt organique originel.

- La tourmaline est présente sous forme de petits prismes automorphes (0,5mm). Selon BEARTH & al. (1981) elle serait un indicateur d'activités exhalatives hydrothermales. Ces auteurs la citent dans les sédiments post-triasiques de la zone ophiolitique Zermat-Saas Fee, et dans les minéralisations manganésifères associées. Pour notre part, ce minéral a été rencontré dans les prasinites du Bric Bouchet, à peu de distance au Sud du gîte de Viafiorgia.

- Le sphène et l'épidote (pistachite) sont accessoires.
- Les micas blancs (phengites) sont tardifs.

II - L'HORIZON MINÉRALISÉ

2.1 - LES QUARTZITES ASSOCIÉES AUX OPHIOLITES : Généralités

Les niveaux siliceux situés à l'interface ophiolite-sédiments sont présents dans une grande partie du domaine Téthysien (LEMOINE 1971, BARRETT 1982).

Ils ont été signalés très tôt (Pic Marcel : ROUTHIER 1944, Maurin en Haute Ubaye : ROUTHIER 1944, Cesana Clavières : FRANCHI 1910, au Gondran : FRANCHI 1911, etc...).

Ces matériaux stratiformes dont l'origine chimique ou biogénique restait à préciser, se présentent sous différents facies pétrographiques :

- quartzite rubanée
- quartzite blanche
- quartzite à chlorite
- quartzite riche en Fe, Cu, Zn, Mn.

Ce dernier facies est formé de séquences litées composées par une alternance de lits centimétriques siliceux de couleur rouge à lie de vin, avec des niveaux blanchâtres, plus riches en quartz, de même épaisseur.

Leur composition minéralogique est la suivante (BARRETT 1982) :
80% - 90% de quartz, 5 - 15% de minéraux argileux, et moins de 1% d'hématite.

Les radiolarites sont souvent liées à la présence de Mn et de Cu, et constituent un bon marqueur stratigraphique. De plus certaines unités contenant des radiolaires ont pu être datées. C'est le cas de la base des schistes lustrés post-ophiolitiques dans les Alpes Cottiennes datée Oxfordien sup., Kimméridgien moyen au Pic cascavelier, Queyras, par WEVER & CABY (1981).

2.2 - OBSERVATIONS ET COUPES DETAILLEES EN GALERIES (Fig.126)

2.2.1 - Galerie I

- Sur le parement Nord, à l'entrée de la galerie, on note le contact gabbros - calcschistes. Les gabbros constituent de petites lentilles boudinées (environ 50 cm d'épaisseur) enveloppées d'un mince horizon de talcschistes et chloritoschistes. Ces gabbros contiennent des mouchetures de chalcopryrite.

- A l'intérieur de la galerie, la zone de contact minéralisée située entre les serpentinites et les calcschistes s'observe uniquement dans une excavation sur le parement Est à une dizaine de mètres de l'entrée. Cette zone est représentée par un banc de quartzite épais d'une vingtaine de centimètres dont le contact avec les épontes est franc. Il se caractérise par un fin niveau argileux.

Le niveau de quartzite est formé de lits fins, parallèles, noirâtres dans lesquels on note des traces de chalcopryrite et de malachite.

Les calcschistes feuilletés sus-jacents sont très schistosés à microlitons quartzeux de taille centimétrique. Le plan de schistosité est souligné par la présence d'amygdales quarzo-feldspathiques minces étirées dans les bancs de calcschistes plus épais et compétents.

2.2.2 - Galerie II

Cette coupe est plus complète que la précédente. Les serpentinites de base qui surmontent la loupe de gabbros sont recouvertes par un niveau décimétrique de talcschistes, puis par un horizon de quartzite épais d'une cinquantaine de centimètres, et renfermant des lits discontinus de chalcopryrite massive, de pyrite et de traces de malachite. Dans la partie supérieure de la quartzite, au contact des zones phylliteuses sus-jacentes, les plaquages de malachite +/- azurite sont fréquents.

2.2.3 - Galerie III

- Au Sud de l'entrée de cette galerie affleure la serpentinite finement schistosée et talcifiée à sa partie supérieure. Elle emballe des lentilles boudinées de gabbros (d'environ 60 cm de diamètre).

- A l'intérieur, le banc de quartzite beaucoup plus épais que dans les autres galeries (environ 1,5 m), permet une étude détaillée des différentes

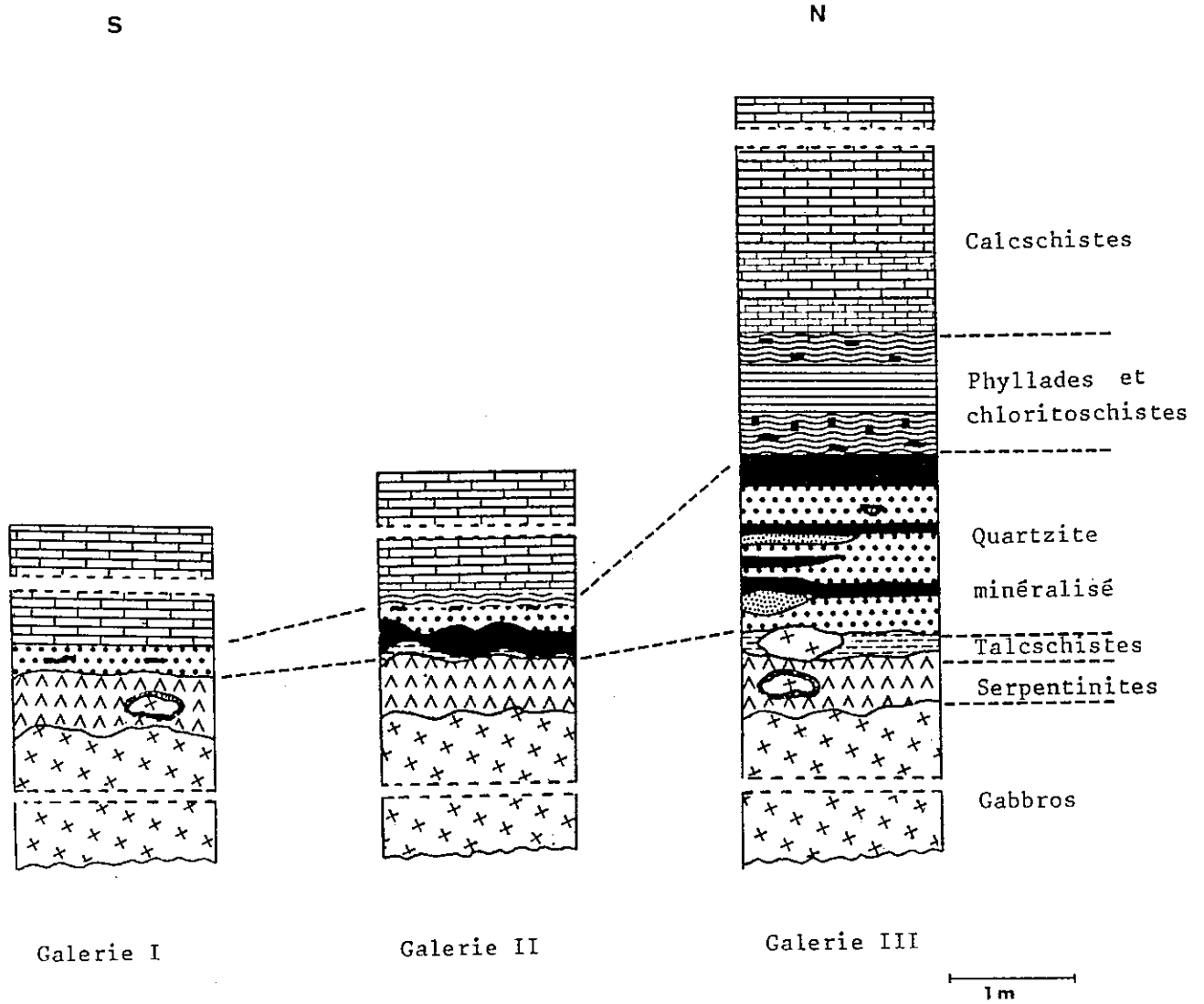


Fig.126 : Coupes lithostratigraphiques détaillées des galeries

unités qui le composent. De la base au sommet on a :

- 1) une quartzite de base contenant des horizons minces , +/- lenticulaires de minerai pyriteux et de niveaux boudinés de serpentine.
- 2) le sommet du banc de quartzite est formé d'un niveau stratiforme de pyrite massive épais d'une quinzaine de centimètres qui s'épaissit vers le fond de la galerie (20 cm maximum).
- 3) le niveau de pyrite principal est surmonté d'un horizon de chloritoschistes à la base duquel on observe des lentilles de minerai (pyrite) qui disparaissent dans la partie supérieure, où l'on rencontre uniquement des petits cubes dispersés de pyrite.
- 4) au dessus, on passe à un ensemble de phyllades peu minéralisées, puis à des chloritoschistes à sels de Cu qui passent progressivement aux calcschistes du toit.

2.3 - LES QUARTZITES CLAIRES DE VIAFIORCIA

Les quartzites présentent un aspect finement lité dû à l'alternance de lits clairs quartzeux et de lits noirâtres riches en minéraux opaques qui soulignent l'empreinte de la schistosité ou du pseudolitage originel de la roche.

A l'échelle microscopique la quartzite se découpe en bandes parallèles d'épaisseur inégale dans lesquelles la taille du grain varie.

- dans les passées à grain fin (inférieur à 0,5 mm) les microquartz sont isodiamétriques, engrenés et isoorientés. Ils possèdent une extinction roulante et des sous grains de déformation. La minéralisation se concentre dans ces niveaux ainsi que dans les zones les plus déformées et schistosées de la roche. Le plagioclase y est alors associé en cristaux trapus, déformés, de grande taille (1,2 mm) généralement altéré par des micas blancs. Les ségrégations plagioclasiques peuvent former un horizon parallèle au pseudo litage de la quartzite ou bien des lentilles isolées au sein d'un niveau pyriteux.

- les lits à gros grain (supérieur à 0,5 mm) contiennent peu d'oxydes. Il s'agit de petites mouchetures interstitielles toujours alignées dans le pseudo litage de la roche. Certains niveaux sont plissés; des phyllosilicates contemporains de la déformation ont cristallisé perpendiculairement à la direction de contrainte. On peut donc décrire ici une chronologie des déformations et des cristallisations successives :

- 1) foliation métamorphique S1 parallèle à la stratification originelle de la roche.
- 2) microplissement qui oriente les minéraux de S1 et qui s'accompagne de la cristallisation de micas blancs (phengite ?) orientés selon S2.

2.4 - LA QUARTZITE MINERALISE

2.4.1 - Faciès à stilpnomélane et deerite

Il y a deux types de quartzites minéralisées :

- quartzite à stilpnomélane
- quartzite à riébéckite

A l'affleurement ces minéraux sont concentrés à l'intérieur de la quartzite et se présentent en horizons très fins et noirâtres (Fig.127, 128) disposés parallèlement au litage de la roche. On les trouve aussi en petits agrégats lenticulaires, mais dans les deux cas, à proximité immédiate d'un horizon pyriteux.

- Le stilpnomélane

Il se présente en baguettes, en lamelles enchevêtrées ou en faisceaux fortement pléochroïques dans les teintes marron-rouge. GAY (1966), cite ce minéral en association avec du quartz, de la pyrite, de l'hématite, de l'amphibole sodique et de la chlorite dans les formations métamorphiques du massif d' Ambin.

CARON, (1970) le signale dans les schistes lustrés Piémontais de la région de Sestrières (Italie) associé à du quartz, des micas blancs, de l'amphibole sodique, de la chlorite, +/- albite, tourmaline, apatite, sphène et pyrite.

Le stilpnomélane se développe souvent aux dépens de la chlorite avec laquelle il est alors associé, puis il s'organise en gerbes. Il peut être aussi un produit de la transformation des amphiboles bleues (GAY 1966). Des observations similaires ont été faites par CARON (1970). La genèse du stilpnomélane selon ce dernier auteur, serait liée à des processus d'oxydo-réduction du fer en fin de métamorphisme.

- La deerite

La deerite est un silicate monoclinique riche en fer dont la formule structurale est la suivante: (MgO 0,87 Fe²⁺11,23 Mn 0,15) 12,25 (Fe³⁺ 5,95 Al 0,18) 6,13 Si_{11,72} O_{39,78} (OH)_{10,32}

Ce minéral a été signalé pour la première fois par AGRELL, BROWN & Mc KIE (1965) dans la " franciscan formation " de Californie (roches ferrifères et métacherts).

AGRELL & GAY (1970) le notent comme très exceptionnel dans les Alpes, au même titre que la paragenèse à laquelle il participe : quartz, deerite, hématite, stilpnomélane, calcite, amphibole bleue, magnétite, pyrite, ces minéraux étant classés par ordre de teneur décroissante selon les auteurs.

DAL PIAZ & al. (1978) citent la présence de deerite dans le gisement de Viatorcia. Nous avons rencontré ce minéral dans les roches où le fer est abondant. Il s'agit de fines aiguilles brunâtres presque noires (Fig.129) non pléochroïques, souvent disposées parallèlement à la schistosité de la quartzite. Elle est associée au stilpnomélane.

Elle est citée dans d'autres gisements pyrito-cuprifères de la zone Piémontaise :

- mine de Beth & Ghinivert (pyrite - magnétite) (BOCQUET & FORETTE 1973)
- mine de Salbertrand (GRUPPO OFIOLITI 1977). (cf Fig. 124)

Par ailleurs la deerite est toujours associée à des paragenèses qui relèvent d'un métamorphisme à glaucophane.

2.4.2 - Faciès à riébeckite - crossite

Les quartzites minéralisées renferment parfois outre le quartz : riébeckite-crossite, l'épidote, l'aégyrine, le sphène et l'albite. Localement la riébeckite est très abondante, sous forme de prismes fortement pléochroïques. Elle est partiellement remplacée par la chlorite.

Le pyroxène aégyrinique est souvent entouré d'un halo d'oxydes très fins. Il est en partie remplacé par de l'amphibole bleue (type crossite) .

Les épidotes (pistachites) de grande taille (1 à 3 mm) (Fig.130) localement très nombreuses (20 à 50%) sont automorphes et zonées.

Le sphène leur est toujours associé. Albite, micas blancs et chlorite forment la matrice.

2.5 - LES PHYLLADES CHLORITOSCHISTEUSES

Il s'agit d'un ensemble constitué de fins horizons friables chloriteux épais d'une trentaine de centimètres. Ces phyllades constituent le faciès de transition entre la quartzite minéralisée et les métasédiments sus-jacents.

Au microscope, la chlorite à teintes de polarisation anormales, est le principal constituant de cette roche, qui contient aussi des cubes de pyrite et des ocelles de quartz à extinction onduleuse.

La chloritisation qui s'observe surtout au toit des minéralisations correspond à un type d'altération couramment décrit dans l'encaissant d'autres gisements (RIVERIN & al. 1980). Cette zonalité est probablement le reflet d'évolutions chimiques du milieu de dépôt. Les associations riches en chlorite coexistent avec des conditions de pH neutre et fS_2 moyenne (SOLER 1980). Leur présence traduit la diminution de la fugacité en soufre en fin de minéralisation.

III - LA MINÉRALISATION

3.1 - Introduction

La minéralisation, principalement constituée de pyrite et de chalcoppyrite, est de type stratiforme dans un niveau de quartzite, avec alternance de niveaux riches en sulfures et de niveaux silicatés qui forment la gangue. Cet aspect rubané évoque des dépôts rythmés d'origine détritique ou chimique. Les recristallisations dues aux phases métamorphiques ultérieures ne permettent pas de retrouver un éventuel granoclassement originel attestant d'un dépôt détritique. (Fig.127)

L'étude micrographique de ce gisement est basée sur l'observation de 16 sections polies.

Les minéraux observés sont les suivants : pyrite, chalcoppyrite, bornite, magnétite, blende, chalcocite, digénite, covelline.

L'étude des proportions relatives des principaux constituants conduit à distinguer trois paragenèses, chacune classée par ordre d'importance des minéraux observés :

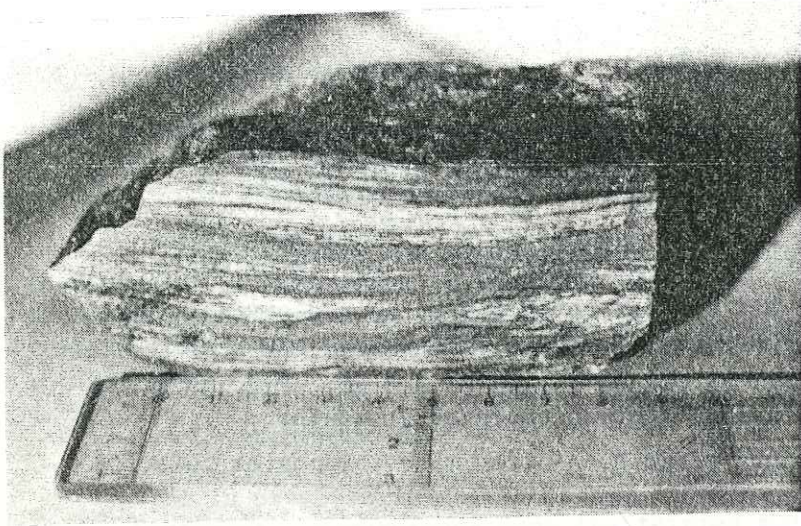


Fig. 127

Minéral stratiforme avec
alternance de lits
pyriteux (+/- chalcopyrite)
avec des niveaux silicatés

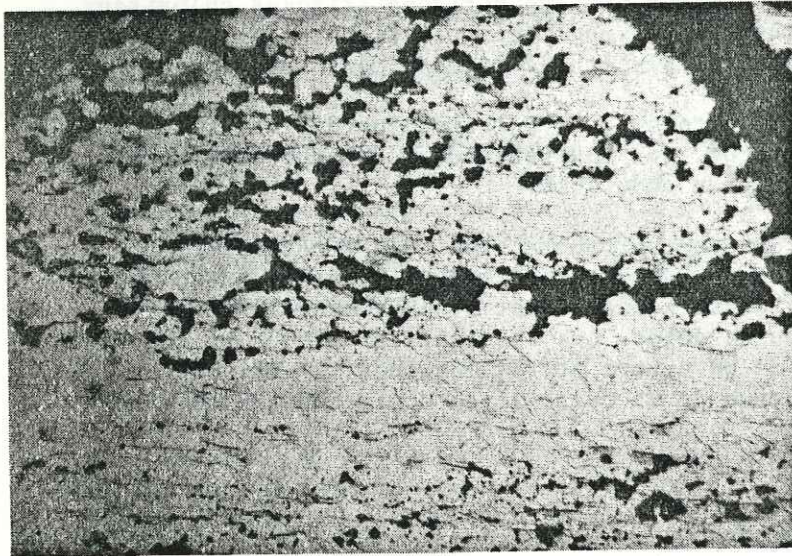


Fig. 128

Minéralisation interstitielle
à chalcopyrite et pyrite, dans
la quartzite, à proximité
d'un horizon pyriteux massif
(LN X 25)

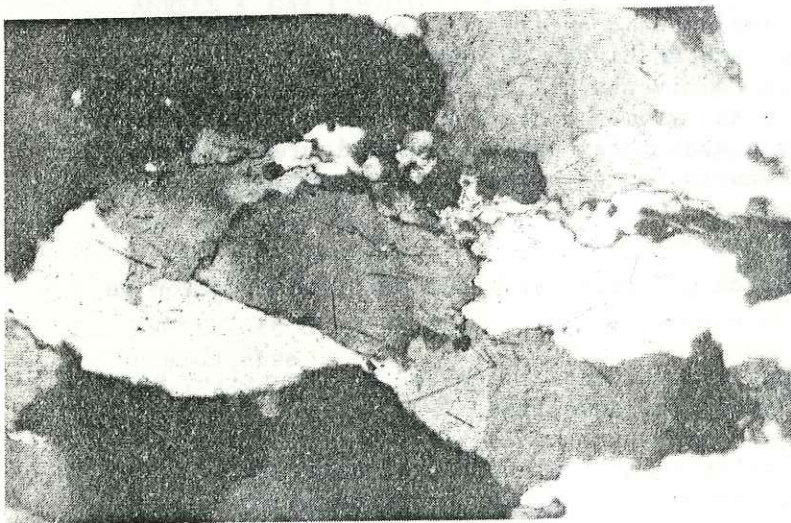


Fig. 129

Fines aiguilles de Deerite
dispersées dans une matrice
quartzéuse (LP X 63)

- Type I : paragenèse à chalcopryrite - pyrite
 Type II : paragenèse à pyrite - blende - chalcopryrite
 Type III : paragenèse à chalcopryrite - bornite

3.1.2 - Paragenèse à chalcopryrite - pyrite (Type I)

Ce type de minéralisation riche en chalcopryrite se rencontre à la partie supérieure de l'horizon siliceux. Il est contenu dans les quartzites à glaucophane ainsi que dans les phyllades chloriteuses sus-jacentes. Le minéral lié aux quartzites offre une texture intergranulaire où la chalcopryrite moule les amphiboles sodiques (glaucophane) (Fig. 131).

Il se présente de façon différente dans les chloritoschistes qui surmontent l'horizon de quartzite.

- les chloritoschistes contiennent à leur base des lentilles boudinées et plissotées de minéral massif rubané dans lequel on observe un passage graduel de la chalcopryrite à une association pyrite - pyrrhotite.

La pyrrhotite se trouve en plages xénomorphes qui moulent la pyrite (Fig 133) ou en sections offrant un aspect chagriné auquel les auteurs donnent le nom de " produit intermédiaire " (Fig. 136). Ce produit blanc-gris, très anisotrope dans les mêmes teintes que la pyrrhotite a pour particularité d'être chimiquement instable et de ternir rapidement à l'air. Il résulte de l'altération supergène ou hypogène de la pyrrhotite et se développe à partir de ses clivages ou cassures. En effet la pyrrhotite est le sulfure de fer qui est le plus rapidement détruit en un assemblage de pyrite +/- marcassite (RAMDHOR 1969, HAYMON & KASTNER 1981), mais ici, la marcassite est absente.

L'horizon à chalcopryrite comporte de la magnétite en petites sections automorphes et de l'ilménite en baguette (Fig. 135).

- Dans la partie supérieure des chloritoschistes, le minéral se trouve sous forme de sels de cuivre secondaires (petits plaquages de malachite et azurite) ainsi que de petits cubes de pyrite épars autour desquels on note des ombres de pression.

3.1.3 - Paragenèse à pyrite - blende - chalcopryrite (Type II)

Elle est contenue dans des horizons de minéral massif, +/- lenticulaires à l'intérieur du niveau de quartzites. L'épaisseur de ces horizons est variable (1/2 cm à 15 cm pour le lit majeur). Le grain est toujours fin (inférieur à 1 mm). Le minéral est rubané. Des zones claires surtout composées de minéral pyriteux alternent avec des zones sombres plus riches en blende. Dans les deux cas, la blende constitue le ciment, et les pyrites de petite taille (1/2 mm) sont automorphes et contiennent des inclusions de chalcopryrite (Fig. 133).

Dans les niveaux à grain très fin, la pyrite est microcristalline, à facies squelettique.

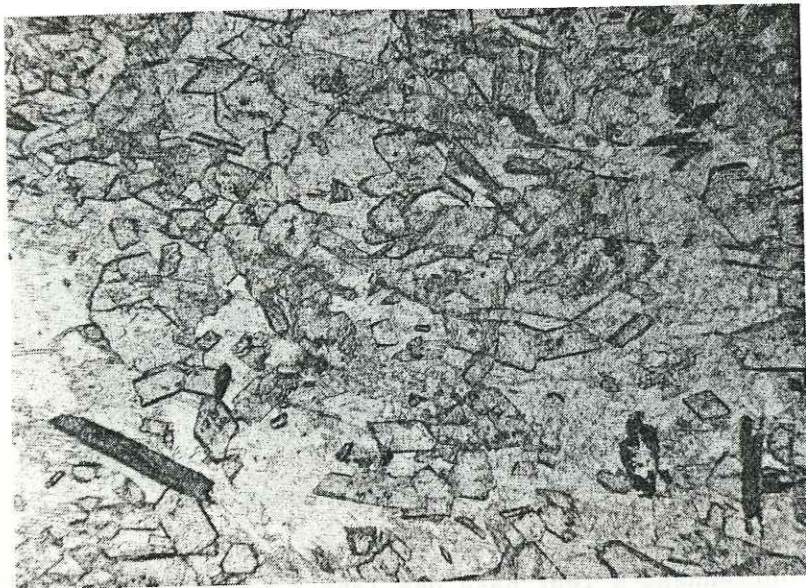


Fig. 130

Epidotes (pistachites de grande taille (1 à 3 mm) localement très nombreuses dans la quartzite à riébéckite-crossite. (LN X 63)

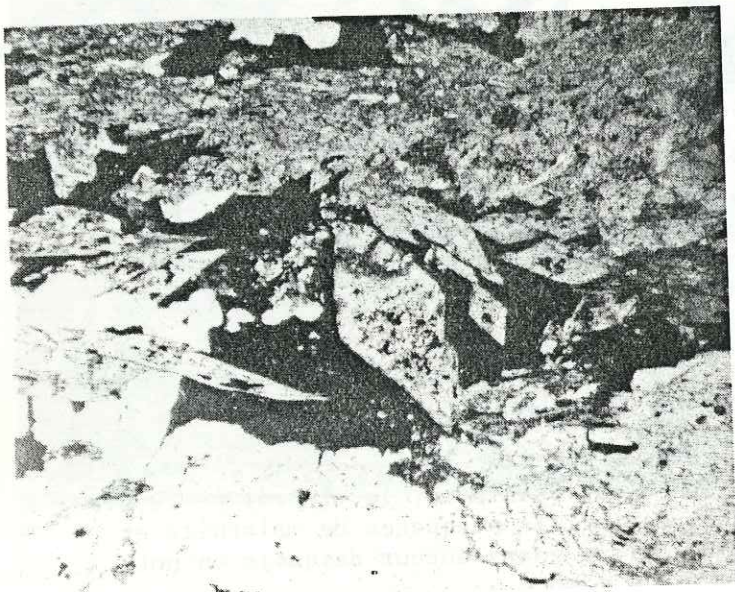


Fig. 131

Minerai à chalcopryrite dominante moulant des prismes automorphes de glaucophane (lame mince LN)

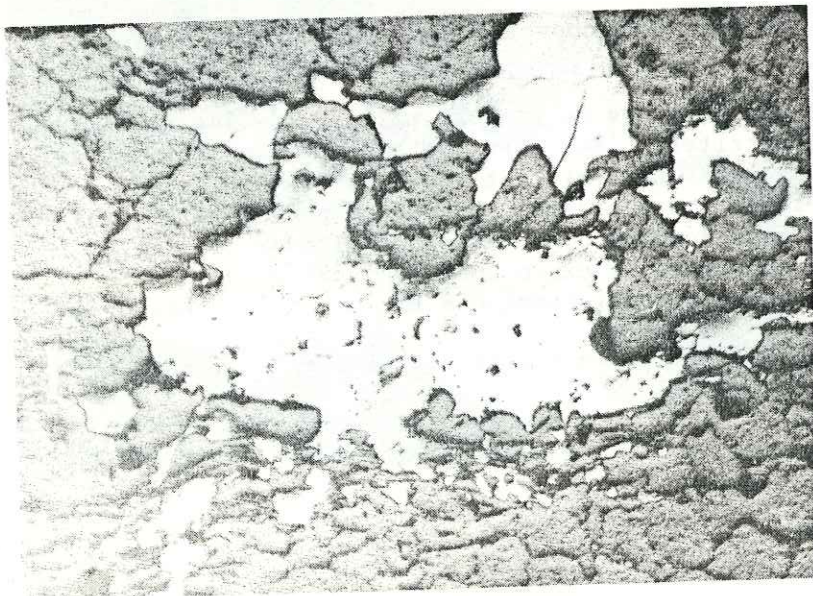


Fig. 132

Minerai à chalcopryrite-pyrrhotite-blende (LN X 125)



Fig.133 Pyrite en cristaux subautomorphes avec inclusions de malachite dans une matrice de blende. (LN X 125)

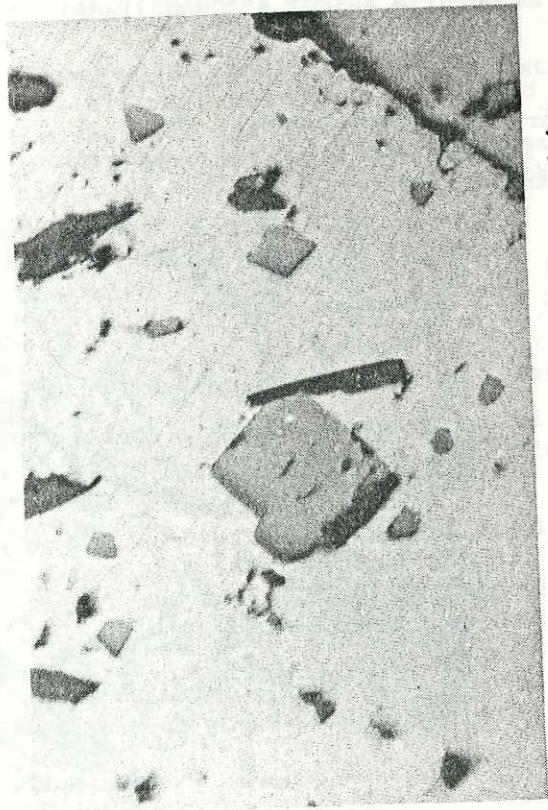


Fig.135 Minerai à chalcopyrite +/- magnétite, pyrrhotite, ilménite (LN X 125)

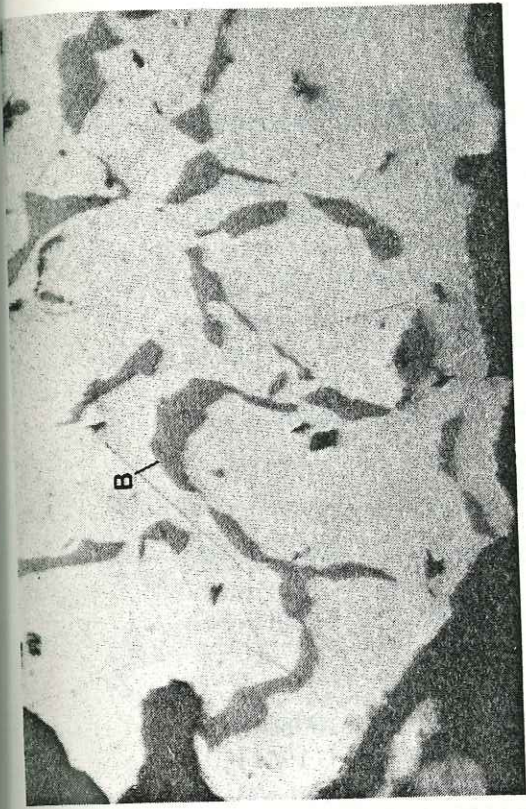


Fig.134 Remplacement de la bornite par la chalcopyrite offrant une " texture myrmékitique " (LN X 125)

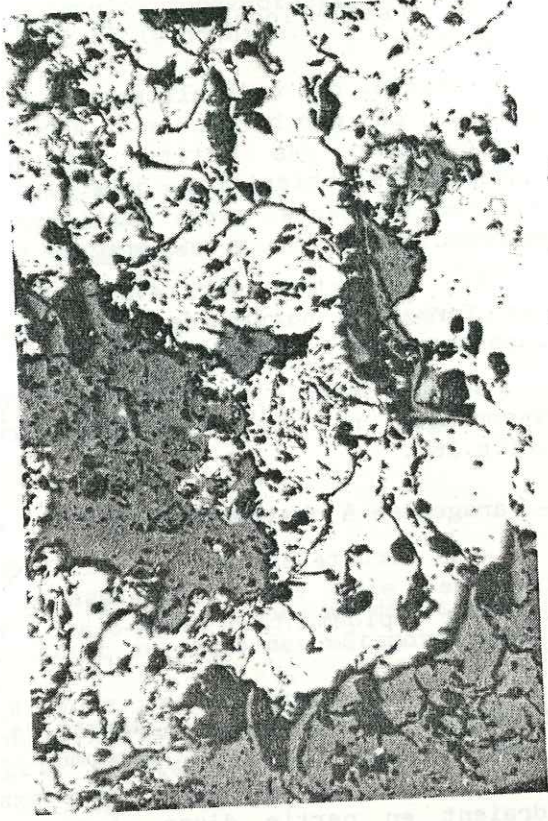


Fig.136 Aspect chagriné de la pyrrhotite dans le minerai à chalcopyrite-pyrrhotite-blende (LN X 125)

On observe localement un rubanement diffus, oblique composé de chalcopryrite.

L'ordre de cristallisation est le suivant: pyrite-blende-chalcopryrite. La pyrrhotite est accessoire. Localement, le minerai pyriteux contient des petites lentilles centimétriques plissotées et boudinées de chloritite dans lesquelles la minéralisation est absente. Par ailleurs, ces lentilles sont dépourvues de minéraux protérozoïques, ce qui évoque une origine exhalative.

La chlorite peut avoir une origine terrigène, mais peut aussi se former à partir de smectites issues de l'altération d'un verre basaltique ou de fragments de hyaloclastites (BARRETT, 1981).

Selon HUMPRHIS & THOMPSON (1978), MOTTL (1983), la formation des assemblages riches en chlorite requiert un rapport eau/roche élevée (cf. p.26).

3.1.4 - Paragenèse à chalcopryrite-bornite +/- blende, Covellite (Type III)

- La bornite est souvent le minéral dominant de cette paragenèse. Au microscope, elle est reconnaissable à ses plages rose-lilas qui se ternissent rapidement en bleu-clair, violet, mauve sur les bordures des sections.

- La chalcopryrite est souvent liée à la bornite et leur relation évoque des textures "myrmékites"; il s'agit du remplacement de la bornite par la chalcopryrite (fig.134). Selon RAMDHOR (1969), il n'est pas rare de rencontrer des exsolutions de chalcopryrite qui proviendraient en partie d'une phase d'immiscibilité précoce (très faible surplus de S), ou bien du fait que la chalcopryrite pourrait se former à partir de la destabilisation de la bornite, due aux processus d'altération.

- La chalcocite se rencontre également en assemblages "myrmékites" avec la bornite; elle se forme à partir d'un excès de Cu_2S dans la bornite (PICOT & JOHAN, 1982).

- LA covellite se présente en lamelles souvent associées à la bornite à partir de laquelle elle se développe dans les cassures ou sur les bordures (Fig. 137). Elle se reconnaît à la couleur bleue très franche et à son pléochroïsme allant du bleu sombre au blanc-bleuâtre.

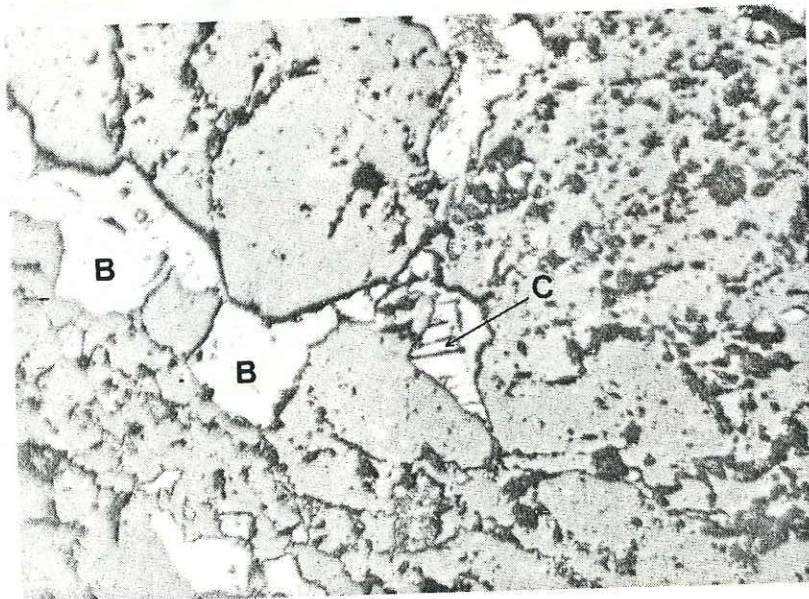


Fig. 137 - Lamelle de covellite (au centre de la photo) associée à la bornite (B)

- l'idaïte se rencontre en petites granules rouge-orangé; elle se présente aussi comme produit de remplacement de la bornite.

3.2 - SUCCESSION PARAGENETIQUE

L'établissement de la succession paragenétique est rendu délicat pour plusieurs raisons. Tout d'abord tous les minéraux cités ne s'observent pas sur une même section polie; ensuite, les remplacements et altérations secondaires des minéraux compliquent les observations.

On peut cependant donner la succession suivante pour les minéraux principaux :

- sulfures : chalcopryrite - pyrite - bornite - blende
- oxydes : magnétite - hématite

3.3 - STRUCTURES DANS LE MINERAL

Les structures observées résultent à la fois du mode de dépôt de l'horizon minéralisé et de sa restructuration au cours des métamorphismes ultérieurs. Elles sont de deux types :

- d'ordre sédimentaire : litage et granoclassement en sont les expressions les plus communes. On rencontre aussi des turbidites.
- d'origine tectono-métamorphique : foliation

3.4. - HYPOTHESES DE MISE EN PLACE

Pour expliquer la minéralisation de Viafiocia, Dal Piaz & al. (1978) proposent deux hypothèses :

- 1) la minéralisation est liée à un cycle hydrothermal dans un contexte d'expansion du fond océanique .
- 2) ou bien la minéralisation est postérieure, liée à la mise en place de la lentille de gabbros dans le bassin de sédimentation des calcschistes, hypothèse fort peu crédible de nos jours.

Les observations de terrain apportent les éléments de réponse suivants :

- l'horizon de quartzite est circonscrit aux limites de la lentille de gabbros, (on ne le retrouve pas ailleurs).
- les gabbros contiennent des mouchetures de chalcopryrite et de bornite.
- le minerai stratiforme est orienté selon le pseudo litage originel de la quartzite, et d'une façon plus générale, il se dispose parallèlement aux différentes unités qui surmontent le soubassement gabbroïque.

Ces arguments sont en faveur de la première hypothèse qui fait appel à un hydrothermalisme en milieu sous-marin : les solutions exhalatives en remontant vers la surface, lessivent le substratum ophiolitique, et déposent les sulfures avec et dans les premiers sédiments siliceux qui recouvrent la croûte océanique.

Par ailleurs, l'absence de " racines " visibles au mur des gabbros évoque la possibilité d'un éventuel déplacement du corps minéralisé par rapport au lieu d'émergence des fluides hydrothermaux.

Il reste donc à préciser l'environnement de dépôt de la minéralisation de Viafiorgia en la comparant aux données récentes de la littérature qui traitent de l'activité hydrothermale sulfurée des dorsales actuelles, et du dépôt contemporain des sédiments enrichis en métaux.

Des études récentes (SPOONER & FYFE 1973, BONATTI & al. 1976, SOLER & al. 1982, BARRETT 1982) montrent que ces sédiments possèdent leurs équivalents actuels sur les sites de dorsales océaniques. Des horizons siliceux et lités contenant localement des débris ophiolitiques sont interprétés comme dépôts sédimentaires à alternances rythmiques pouvant contenir des passées turbiditique. Ces niveaux d'extension et d'épaisseur variables (SPOONER & FYFE 1973, BARRETT 1982) représentent souvent les premiers sédiments déposés sur les différents termes d'un plancher océanique à topographie accidentée, comme en témoignent des variations d'épaisseur et le colmatage des fissures du substratum. Ces cherts de base peuvent contenir des horizons riches en fer, cuivre, et/ou manganèse qui témoignent de processus hydrothermaux dans un environnement chimique donné et à proximité immédiate de ride (BARRETT 1982).

On connaît à ce jour deux principaux types de systèmes exhalatifs sous-marins actuels, ce sont :

- le type Pacifique (E.P.R, East Pacific Rise 21° N)
- le type Mer Rouge (Fosse Atlantis II)

IV - L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE SULFURÉE : PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES SYSTÈMES EXHALATIFS SOUS MARINS ACTUELS

4.1 - TYPE "EAST PACIFIC RISE " 21°N

Des sources exhalatives minéralisantes en cours de fonctionnement ont été découvertes sur la dorsale Est Pacifique, situées vers 21° N, et montrent des dépôts sulfurés.

Les observations sur les sites actuels de dorsale (E.P.R 21° N , SOLER & al. 1982), permettent de préciser les modèles déjà établis dans des études antérieures (BISCHOFF 1969, CLARK 1971, PARMENTIER & SPOONER 1978, CYAMEX TEAM 1978 , FRANCHETEAU & al. 1979, SPIESS & al. 1980, HAYMON & KASTNER 1981...).

Un modèle de fonctionnement des circuits hydrothermaux établi par BONATTI (1975) et PARMENTIER & SPOONER (1978) est basé sur des circuits convectifs fonctionnant à l'aplomb de l'axe de la dorsale (Fig. 138).

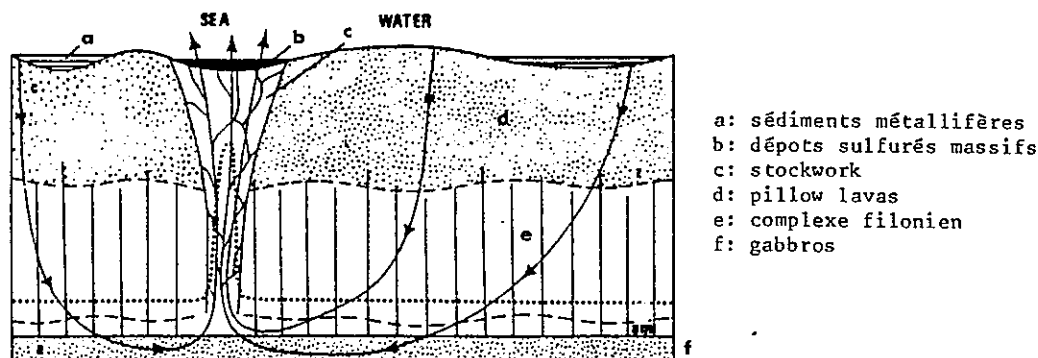


Fig 138: Diagramme schématique montrant les relations entre le circuit de convection hydrothermal, le métamorphisme et les transferts de matériaux dans le massif ophiolitique du Troodos- Chypre (*in* PARMENTIER & SPOONER 1978).

Les eaux marines s'infiltrent à la faveur de fractures dans la croûte océanique, se réchauffent en profondeur à l'approche d'une chambre magmatique et réagissent avec les roches encaissantes dans lesquelles elles circulent.

Progressivement elles deviennent plus réductrices (Soler & al. 1982) et ont la capacité de dissoudre puis de précipiter les sulfures au contact de l'eau de mer.

Les travaux de GUILLEMOT (1979) montrent qu'il existe deux types de circuits hydrothermaux :

- 1) l'un proche de l'axe de la dorsale, avec des circuits convectifs de grande dimension (d'environ 2,6 +/- 0,6 km) chauds, auxquels les stockwerks sulfurés sont liés.
- 2) le deuxième à l'écart de la dorsale. Les circuits sont plus petits, (environ 50 m de diamètre), plus froids et permettent la formation d'hydroxydes ferriques et de smectites dépourvus de minéralisation pyriteuse.

Des informations récentes, portant sur la morphologie du fond océanique, sur la géophysique et sur la séismologie de la zone axiale (SPIESSEt al. 1980) ainsi que sur la pétrographie et la géochimie des laves et des sites émissifs (HEKINIAN & al. 1980, HAYMON & KASTNER 1981) peuvent être résumées comme suit :

- les dépôts hydrothermaux sulfurés se présentent sous forme de tertres elliptiques surmontés de cheminées actives ou inactives alignées parallèlement à l'axe de la dorsale (Fig. 139). La variété des structures observées correspond à des dépôts de nature minéralogique différente.

- les tertres basals observés supportent les cheminées et reposent directement sur les pillow lavas. Leurs dimensions n'exèdent pas 15 x 30 x 2 m d'épaisseur. Ils sont surtout composés de sulfures, sulfates et oxydes en agrégats qui ont co-précipité ou qui proviennent du démantèlement des cheminées. Ils peuvent être localement remaniés. Les produits exhalatifs sont en principe distribués sur une distance d'environ 50 mètres et se déposent sur le plancher océanique. La zonation observée est due aux variations progressives du gradient thermique au contact eau de mer-fluide hydrothermal. Les produits les plus fins peuvent être transportés à distance puis redéposés sur le plancher océanique pour être ensuite recouverts par de nouveaux dépôts.

- la distribution du fer et du cuivre dans les cheminées actives est en relation avec les teneurs en ions dissous Fe^{2+} et Cu^+ ; elle est contrôlée par la température et le pH des eaux. Le système existe tant que la perméabilité des terrains et l'énergie thermique sont maintenues.

- la chalcopyrite précipite dans les zones centrales des cheminées, à haute température (350, 250° C) et pH modéré (entre 4 et 5) (CRERAR & BARNES 1976). En dessous de ces conditions, les concentrations fortes de Cu^+ et de Fe^{2+} sont maintenues en solution comme complexes chlorurés d'ions libres. Une augmentation du rapport Cu^+ / Fe^{2+} à l'extérieur de la cheminée est mise en évidence par le changement minéralogique : chalcopyrite → bornite. Cette augmentation est corrélative avec celle du pH à température constante.

- la variété des structures offertes par les sites exhalatifs conditionne la chimie et le mode de dépôt des solutions minéralisées. Les principaux caractères observés sur les sites actuels sont résumés dans le tableau suivant tiré de HAYMON & al. (1981). (Tableau 8)

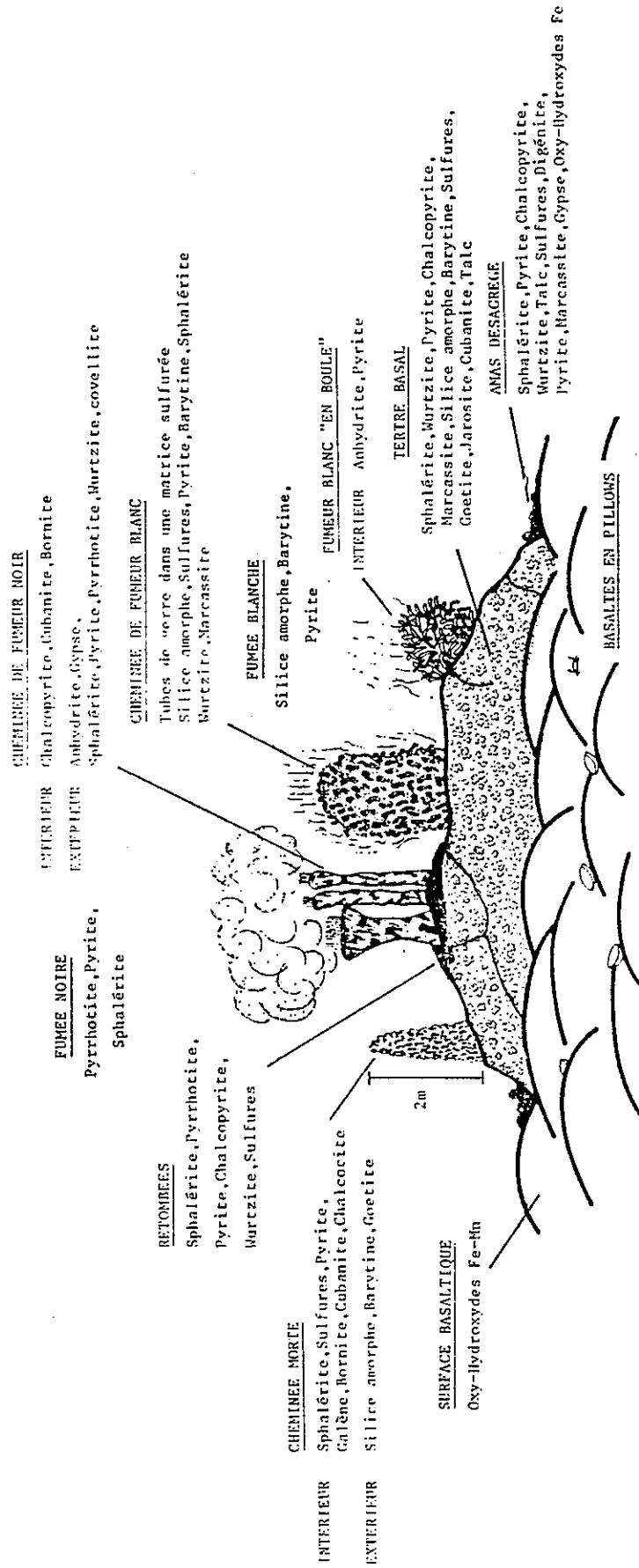


Fig 139 : Schéma composite de sites exhalatifs illustrant la variété des structures et la distribution des minéralisations associées (D'après HAYMON et KASTNER 1981.)

Tableau 8 : Distribution des minéraux dans les sites exhalatifs de la Ride Pacifique 21° N .

Mounds	Chimneys				Particulates		Sediments	
	dead	live			black * smokers	white * smokers	fallout from black smokers	disaggregated mounds
		non-smokers *	black smokers	white smokers				
<i>sphalerite</i>	<i>sphalerite</i>	<i>anhydrite</i>	<i>anhydrite</i>	<i>amorphous</i>	<i>pyrrhotite</i>	<i>amorphous</i>	<i>sphalerite</i>	<i>sphalerite</i>
<i>wurtzite</i>	<i>sulfur</i>	<i>pyrite</i>	<i>chalcopyrite</i>	<i>silica</i>	<i>pyrite</i>	<i>silica</i>	<i>pyrrhotite</i>	<i>pyrite</i>
<i>pyrite</i>	<i>pyrite</i>	(gypsum)	<i>sphalerite</i>	<i>sulfur</i>	<i>sphalerite</i>	<i>pyrite</i>	<i>pyrite</i>	<i>chalcopyrite</i>
<i>chalcopyrite</i>	<i>chalcopyrite</i>		<i>pyrite</i>	<i>pyrite</i>		<i>barite</i>	<i>chalcopyrite</i>	<i>wurtzite</i>
<i>marcasite</i>	<i>wurtzite</i>		Mg-hydroxy-	<i>barite</i>			<i>wurtzite</i>	<i>talc</i>
<i>amorphous</i>	<i>marcasite</i>		sulfate-	<i>anhydrite</i>			<i>sulfur</i>	Fe-oxyhydroxide (sulfur)
<i>silica</i>	<i>amorphous</i>		hydrate	(gypsum)				(digenite)
<i>barite</i>	<i>silica</i>		gypsum	(<i>sphalerite</i>)				(<i>pyrite</i>)
<i>sulfur</i>	<i>barite</i>		(<i>pyrrhotite</i>)	(<i>wurtzite</i>)				(<i>marcasite</i>)
<i>goethite</i>	<i>goethite</i>		(<i>wurtzite</i>)	(<i>marcasite</i>)				(<i>gypsum</i>)
Fe-oxyhydroxide	Fe-oxyhydroxide		(<i>cubanite</i>)	(<i>corundum</i>)?				
<i>jarosite</i>	<i>jarosite</i>		(<i>bornite</i>)					
(<i>cubanite</i>)	(<i>natrojarosite</i>)		(<i>covellite</i>)					
(<i>natrojarosite</i>)	(<i>corundum</i>)?							
(<i>talc</i>)	(<i>galena</i>)							
(<i>corundum</i>)?	(<i>bornite</i>)							
	(<i>cubanite</i>)							
	(<i>chalcocite</i>)							

minéraux principaux en italiques
 minéraux mineurs en caractère normal
 minéraux accessoires entre parenthèses

(d'après HAYMON & KASTNER 1981)

4.2 - TYPE MER ROUGE (Fosse Atlantis II)

La Mer Rouge comporte plusieurs fosses à boues métallifères (GUENOC & THISSE 1982). La fosse Atlantis II est la seule où les processus hydrothermaux existent. Les conditions stratigraphiques et géotectoniques y sont particulièrement favorables pour permettre la formation de saumures et l'accumulation de sédiments riches en métaux.

Ce sont :

- une situation à l'intersection de la zone d'accrétion et de zones de failles transformantes.
- une vitesse d'accrétion faible : 0,5 à 1 cm /an.
- un fort gradient thermique
- un piégeage d'importantes formations salifères (évaporites) qui entretiennent la forte salinité des saumures pénétrant la croûte océanique.

Les différents bassins de la fosse Atlantis II contiennent des sédiments métallifères sur une épaisseur d'environ 20 mètres. Les carottes prélevées sont formées de couches superposées de couleur différente dont certaines renferment de fortes teneurs en métaux ; ce sont des sédiments hydrothermaux, formés par l'alternance de phases hydrothermales et de phases biodétritiques, remaniés par des micro-séismes ou des courants de turbidité.

4.2.1 - Origine des métaux

Du point de vue génétique on suppose que les saumures chaudes à très fortes teneurs en Cl^- sont capables de transporter en solution d'importants stocks de métaux sous forme de complexes chlorurés ($Pb Cl_3^-$, $Zn Cl_3^-$, $Cu Cl_3^-$) stables à haute température (BIGNEL 1978, dans GUENOC & THISSE 1982).

4.2.2 - Le gîte actuel

Dans la fosse Atlantis II les émissions exhalatives percolent les sédiments déjà en place et se dispersent tout d'abord dans une saumure inférieure puis ensuite dans une saumure supérieure de nature différente.

- la saumure inférieure, pauvre en oxygène est donc un milieu réducteur dans lequel précipitent les sulfures (blende, chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite, marcassite).

L'ordre de cristallisation serait : chalcopryrite - galène - blende, puis, monosulfures de fer : pyrite - pyrrhotite.

- dans la saumure supérieure, plus oxygénée, précipitent des oxydes et hydroxydes de fer (hématite, magnétite).

Quantitativement le fer prédomine sur tous les autres minéraux. Il existe donc un fractionnement selon les conditions physico-chimiques du milieu (température, Eh et pH).

4.3 - TABLEAU RECAPITULATIF SYNTHETIQUE SUR LES DIFFERENCES "EAST PACIFIC RISE" / MER ROUGE

TABLEAU 9

E.P.R 21° N	Mer Rouge
système ouvert	système fermé
retombées exhalatives	saumures métallifères concentrées dans les fonds de bassins.
épaisseur des sédiments métallifères +/- 2 m	épaisseur des sédiments 20 à 30 m

V - INDICES DE PALEOHYDROTHERMALISME MARIN DANS LES OPHIOLITES

Les modèles actuels concernant l'hydrothermalisme océanique déduits des observations des fonds océaniques ont leurs équivalents dans les massifs ophiolitiques anciens. Les indices se rencontrent à différents niveaux (LEMOINE & al. 1982) :

- dans les serpentinites (péridotites serpentinisées)
- dans les gabbros
- dans les laves et calcaires associés
- dans les ophicalcites
- dans les gisements sulfurés à l'interface ophiolite / métasédiments

Les transferts chimiques qui en résultent sont de nature variée et dépendent à la fois de la structuration et de la chimie de la roche affectée.

5.1 - HYDROTHERMALISME DANS LES PERIDOTITES

Nous avons vu précédemment (p.153) le rôle que représente l'hydratation d'un assemblage primaire dans les processus de la serpentinisation (LOUBAT 1970, AUMENTO & LOUBAT 1971, MOODY 1976, PRICHARD 1979).

5.2 - HYDROTHERMALISME DANS LES GABBROS

Nous prendrons l'exemple des gabbros du massif du Chenaillet qui comportent des assemblages à lawsonite et à glaucophane (MEVEL & al. 1982). Ces minéraux secondaires remplacent des minéraux magmatiques et se sont développés en ambiance statique. On les trouve souvent concentrés dans des veines épaisses qui évoqueraient un métamorphisme lié à des circulations hydrothermales.

Des études parallèles (BERTRAND & al. 1982) montrent que flaserisation et amphibolitisation locale résulteraient d'un métamorphisme précoce intra-océanique, tel qu'il est reconnu dans les océans actuels (MIYASHIRO & al. 1971, BONATTI & al. 1975).

Ce métamorphisme selon eux serait dû aux circulations de solutions hydrothermales, et au gradient géothermique élevé.

5.3 - DANS LES LAVES EN COUSSINS ET CALCAIRES ASSOCIES

- MEVEL (1975) a montré que les laves en coussins du chenaillet contiennent les minéraux suivants : clinopyroxène, chlorite, albite. Seul le clinopyroxène est magmatique. La cristallisation des autres phases minérales en l'absence de déformation est interprétée comme résultant d'une circulation hydrothermale d'eau de mer dans la croûte océanique (HUMPHRIS & THOMPSON 1978).

Des observations similaires sont faites dans les laves du Queyras et de la Haute Ubaye qui ont subi les effets d'une circulation hydrothermale

avant l'intervention du métamorphisme responsable des paragenèses "schistes bleus", d'âge alpin. (Lemoine & al. 1982).

- des calcaires micritiques à microsparitiques occupent les espaces inter-coussins ou les fissures de retrait. Ils ont été étudiés dans la massif du Chenaillet (LEMOINE & al. 1983). Leur composition isotopique en O^{18} ($\delta^{18}O$ PDB de l'ordre de -20) implique des températures de formation très élevées (plusieurs centaines de degrés Celsius)

5.4 - SIGNIFICATION DES OPICALCITES

Deux hypothèses de formations sont proposées :

- selon LEMOINE et al. (1983) les mesures isotopiques $\delta^{13}C$ /PDB effectuées sur les calcaires associés aux opicalcites, évoquent l'existence d'un paléohydrothermalisme sous-marin générateur de carbonates par précipitation rapide dans des eaux très chaudes. Par ailleurs il existerait de fortes corrélations entre les anomalies isotopiques des calcaires associés aux laves en coussins et aux opicalcites.

- cette hypothèse réfute l'origine caliche de ces matériaux proposée par GALLI & TOGLIATTI (1965), et FOLK & Mc BRIDE (1978) pour qui les rapports C^{13} / C^{12} , et O^{18} / O^{16} de la calcite montrent qu'elle n'est pas hydrothermale. Selon ces auteurs, des structures de paléosols seraient en faveur d'une altération météorique : les opicalcites seraient donc des brèches sédimentaires d'origine pédogénétique à partir de serpentinites calcifiées.

5.5 - LES GISEMENTS SULFURES A L'INTERFACE OPHIOLITE-SEDIMENTS DANS LES ALPES COTTIENNES

Nous avons été conduits à comparer quelques indices minéralisés de la zone Piémontaise et de Corse avec le gîte de Viafiorcia, afin d'établir des corrélations possibles d'ordre stratigraphique et métallogénique.

Le tableau 10 résume les principaux caractères des gîtes cités (pour leur localisation, cf Fig. 124).

5.6 - PALEOENVIRONNEMENT POSSIBLE DU GITE DE VIAFIORCIA

La nature hydrothermale de l'horizon de quartzite situé à l'interface ophiolite / sédiment semble vérifiée du fait de la nature des métaux et de leur importance volumique vis à vis de l'horizon porteur.

Il est toutefois possible (dans les limites des conditions chimiques du milieu) que des sédiments d'origine biogénétique se soient mélangés aux sédiments "exhalatifs", mais leurs traces auraient été effacées lors de la phase de diagenèse et des métamorphismes ultérieurs subis par le niveau quartzitique.

Les structures observées dans le minerai, slumps et passées turbiditiques, évoquent des remaniements synsédimentaires.

Tableau 10 : Tableau comparatif du gîte de Viafiorcia avec d'autres indices minéralisés en Fe-Cu de la zone piémontaise.

GITE	TYPE DE GISEMENT	CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE	MINÉRALISATION	GANGUE	HYPOTHESES DE FORMATION	BIBLIOGRAPHIE
VIAFIORCIA (Val Germanasca)	minéralisation Cu-Fe stratiforme	interface substratum océanique / sédiments	pyrite-chalcopyrite blende-bornite covellite-digénite etc...	quartzite + tourmaline + deerite amphibole Na	Hydrothermal	Dal Piaz et al. (1978)
SAINTE-VERAN (Alpes Cottiennes Queyras)	minéralisation Cu-Fe stratiforme	interface substratum océanique / . ophicalcites . métaradiolarites	hyposulfurée à bornite dominante blende-chalcocite digénite + tellurures etc...	horizon à pyroxènes et amphiboles Na	Hydrothermal	Reuthier. (1946) Ayoub (1984)
BETH et CHINIVERT (Val Chisone)	horizon minéralisé en Fe-Cu	minéralisation interstratifiée dans : prasinites à glauco + aeg ; schistes à amph+chloritisés et intercalée dans des calcschistes	pyrite-chalcopyrite magnétite	calcite-quartz muscovite-chl + laws-tourm + deerite	—	Bocquet et forette (1973)
SALBERTRAND (Val de Suze)	minéralisation Cu de type stratiforme	minéralisation composite dans une séquence monotone de calcschistes	pyrite-Chalcopyrite blende-pyrrhotite bornite-néodigénite cubanite-mackinavite tétradrinite + galène-marcassite	quartz carbonates	Hydrothermal	Gruppo Ofioliti (1977)
GITES CORSES NOZZETA	gisement de Cu de type stratiforme	contact diabase/calcaire impur	pyrite	quartzite à riebeckite et aegyrine	Hydrothermal	Bouladon et Picot (1978)
VEZZANI	concentration filonienne	intra lavessous jacentes aux quartzites à riebeckite	pyrite-chalcopyrite blende-pyrrhotite + magnétite	basique	Hydrothermal	Dal Piaz et al. (1978)

Les sédiments se sont redéposés à peu de distance du tertre et ont progressivement comblé les dépressions accidentant le plancher océanique. Ce type de schéma explique les variations d'épaisseur du niveau siliceux et s'accorde avec les récentes observations effectuées sur les sites actuels de dorsale (BARRETT 1982).

5.7 - CONCLUSION

La minéralisation de Viafiorcia est de type stratiforme. Elle est riche en sulfures de Cu (bornite, chalcopyrite, chalcocite, covellite), de Zn (blende) de fer (pyrite, pyrrhotite) et dans une moindre mesure en oxydes de fer (magnétite, hématite).

Ce gisement est compatible avec la zone périphérique et distale d'un ancien tertre où les sédiments exhalatifs issus de fluides hydrothermaux se seraient déposés dans un horizon peu épais de boues siliceuses, liées elles-aussi à l'hydrothermalisme. L'absence de stockwerk s'accorderait avec une telle position distale.

Ce type de minéralisation sulfurée nécessite un milieu de dépôt réducteur, donc relativement confiné où la minéralisation déjà exprimée sous forme de sulfures se dépose en une solution solide du système Cu - Fe S - +/- Zn.

Les structures d'exsolution observées sont très vraisemblablement liées au stade de refroidissement qui suit +/- rapidement le dépôt.

Enfin, les produits oxydés de l'altération constituent la dernière étape et sont dus au rôle de l'eau de mer à basse température sur les minéralisations précédentes.

De telles conclusions basées sur le mode de gisement, la minéralogie et les paragenèses du gîte, ne constituent qu'une première approche des problèmes posés par les différentes et nombreuses minéralisations de la zone Piémontaise.

A ce stade de l'étude, il est difficile de préciser le contexte géotectonique de mise en place de cette minéralisation.

S'agit-il :

- d'un système hydrothermal lié à une dorsale analogue à celui du type E.P.R 21° N ?
- ou bien d'un système en relation avec une faille transformante, comme celle de la Romanche dans l'Atlantique équatorial (BONATTI & al. 1976) ?
- ou bien encore d'un système se rapprochant de celui des bassins de la Fosse Atlantis II (Mer Rouge), (GUENNOG & THISSE 1982) ?

Dans le but de compléter ces résultats préliminaires, beaucoup de données et d'observations nouvelles devront être rassemblées afin d'établir des comparaisons avec les autres sites minéralisés de la région.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS

La présente étude porte sur les ophiolites disséminées sous forme de petits massifs au sein du complexe des "Schistes lustrés" piémontais. Quoique plus ou moins démembrés et de dimension réduite, ces massifs permettent d'identifier les unités suivantes :

- 1) péridotites serpentinisées
 - 2) ensemble gabbroïque
 - 3) roches différenciées acides associées aux gabbros
 - 4) unité lavique (filons et basaltes en coussins)
 - 5) couverture sédimentaire pélagique débutant parfois par des radiolarites
-) partiellement recouverts
de brèches

Les caractères pétrographiques et géochimiques des différentes unités étudiées, montrent que les matériaux de composition basique, intermédiaire et acide sont issus d'une lignée magmatique unique de nature tholéitique.

Les roches basiques (en filons et coulées) sont cogénétiques. Elles révèlent un fractionnement à plagioclase dominant, clinopyroxène, et olivine. Elles apparaissent issues de la fusion partielle modérée d'une source enrichie.

Les roches acides représentent les produits les plus évolués de la série avec un fractionnement voisin de celui des roches basiques.

Du fait du complexe filonien très peu développé et de nature tholéitique, les résultats obtenus permettent d'envisager un magmatisme de ride de type I analogue à celui des ophiolites de la Méditerranée occidentale.

- L'étude comparative des albitites et des brèches à éléments granitiques associées aux ophiolites montre que leur origine est différente :

A/ Les roches acides du Pic des Lauzes sont intrusives dans les dolérites situées à la partie supérieure de la séquence gabbroïque. Ce type de gisement permet d'envisager leur différenciation à partir des magmas basiques qui ont engendré les cumulats

gabbroïques encaissants. L'étude pétrographique s'accorde avec l'hypothèse d'une origine magmatique plutôt qu'avec celle d'une origine métasomatique. La typologie des zircons ainsi que la géochimie des éléments majeurs apparentent ces matériaux aux plagiogranites des associations ophiolitiques, et aux granites des lignées tholéïtiques de PUPIN (1980). L'étude des éléments en traces montre que ces différenciés acides dérivent de la même souche que celle des roches basiques associées. Les teneurs en Nb et Y correspondraient à celles d'un contexte géotectonique de croûte continentale très amincie en partie océanisée. (PEARCE 1984).

B/ La brèche polygénique à éléments acides du Pic Marcel se localise à l'interface péridotites-coulée basaltique. La paragenèse primaire résiduelle comporte plagioclase, quartz, biotite, apatite, zircon, allanite. La distribution typologique des zircons montre des affinités très marquées avec celle des granites calco-alcalins s.l ce qui suggère la proximité d'une marge continentale.

La géochimie des éléments majeurs montre le caractère calco-alcalin de la lignée de différenciation des brèches acides et permet d'envisager une origine continentale par opposition aux filons et aux coulées basiques associés apparentés à une lignée tholéïtique océanique.

L'étude du comportement des lanthanides dans ces matériaux comparé à celui des albitites du Chenaillet fait apparaître des rapports La/Lu et Th/Ta élevés ainsi que l'absence d'anomalie négative en Eu... impliquant une nature calco-alcaline. L'origine continentale est ainsi démontrée.

L'origine océanique des éléments de granitoïdes de la brèche du Pic Marcel est donc écartée. Ces matériaux déposés sur fond marin pourraient être issus du démantèlement de la croûte continentale, contemporain de l'ouverture de la branche ligure de la Tethys.

Enfin, l'âge obtenu par traces de fissions sur zircons (CARPENA, CABY 1984) sur les matériaux acides du Pic Marcel (194.4 +/- 18.6 ma) est proche de ceux que l'on connaît dans les albitites du secteur (Clausis : 192.1 +/- 6.1; Agnel : 197.6 +/- 18.6; Lauzes : 196.1 +/- 13.9 ; Chenaillet 212.1 +/- 7.6 ma). Il semblerait que cet âge corresponde à la période de refroidissement consécutive à un événement thermique (HT) probablement contemporain du drifting et plus intense que le métamorphisme ultérieur (HT) de ride océanique.

- L'étude des filons pyroxénolitiques à magnétite et apatite associés aux péridotites serpentinisées du massif Moutière-Tête Noire, permet d'envisager à l'origine de ces matériaux une fusion partielle très modérée (inférieure à 10 %) dans le facies à lherzolite à plagioclase, en accord avec le fractionnement important et précoce de l'apatite, de la magnétite, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et peut-être même du plagioclase. Au niveau des lanthanides le rapport moyen (La/Yb)_{cn} égal à 1.02 se traduit par une horizontalité générale des spectres qui s'apparente à celle des basaltes de type M.O.R.B.

Ces spectres présentent un bombement au niveau des terres rares intermédiaires ainsi qu'une anomalie négative importante en Eu.

Cette fusion partielle conduit à des injections de liquides riches en alcalins et en éléments incompatibles qui percolent la roche encaissante pour être ensuite collectés et drainés le long des fractures où s'amorce leur cristallisation.

Cette mise en place s'établit dans un contexte général de distention probablement lié à la remontée du manteau supérieur, en relation avec un amincissement lithosphérique, comme l'évoque par exemple le modèle de WERNICKE (1985), (dénudation du manteau supérieur).

Cet épisode magmatique précoce est donc lié à la mise en place des gabbros et roches associées (produits différenciés acides qui recourent localement des basaltes au Pic des Lauzes). Un épisode magmatique beaucoup plus tardif est à l'origine des liquides basaltiques (filons et coulées basaltiques) qui surmontent l'ensemble ophiolitique.

- Le dernier thème traité est celui de la minéralisation pyritocuprifère de Viafiocia (Val Germanasca, Italie).

Il s'agit d'un horizon de minerai massif de type stratiforme contenu dans un niveau de quartzite surmontant une lentille de gabbros.

Les observations en galerie ont permis d'établir des coupes stratigraphiques détaillées. La minéralisation est principalement constituée de sulfures de Cu (chalcopirite, bornite, chalcocite, covellite) de Zn (blende), de fer (pyrite, pyrrhotite) et d'oxydes de fer (magnétite, hématite). Les associations minérales observées sont de trois types :

- à chalcopirite-pyrite
- à pyrite-blende-chalcopirite
- à chalcopirite-bornite

On souligne par ailleurs la présence de deerite associée à des paragenèses qui relèvent du métamorphisme à glaucophane. Les niveaux minéralisés alternent avec des niveaux silicatés qui forment la gangue. Cet aspect rubané évoque des dépôts rythmés d'origine détritique ou chimique. La mise en place de la minéralisation paraît syngénétique et synchrone du dépôt du niveau siliceux et semble liée au même cycle de manifestation hydrothermale.

Ce gisement est rapporté à la zone périphérique et distale d'un ancien tectonite où les sédiments chimiques exhalatifs issus de fluides hydrothermaux se seraient déposés dans un horizon peu épais de boues siliceuses, liées elles-aussi à l'hydrothermalisme.

II SUCCESSION DES EVENEMENTS MAGMATIQUES ET COMPARAISON AVEC DES MODELES ACTUALISTES

Du point de vue structural, pétrographique et géochimique les ophiolites du Queyras montrent des analogies avec les ophiolites des Alpes occidentales et de l'Apennin du Nord (LEMOINE 1980, CORTESOGNO & al. 1981, BARRETT 1982, LOMBARDO & POGNANTE 1982, TRICART & LEMOINE 1983, LAGABRIELLE & al. 1984, LEMOINE & TRICART 1986) et de Corse (OHNNSTETTER 1975-1982) :

Les premiers sédiments pélagiques (radiolarites datées Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen De WEVER & CABY 1981, et calcaires marmoréens Malm ?) se sont déposés sur un substratum composite surtout formé de péridotites serpentinisées ou de gabbros foliés (MEVEL & CABY 1981) intrusifs dans ces dernières.

La partie supérieure des serpentinites est fracturée et découpée par des filons calcaires pour la plupart d'origine sédimentaire (ophicalcites du type I,0.C.I) . Au dessus viennent des brèches (O.C.2 épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) composées d'éléments serpentineux, gabbroïques à ciment calcaire ou chloriteux.

Ces brèches sont localement recouvertes de coulées basaltiques sous-marines peu épaisses (une trentaine de mètres) et discontinues. Ces coulées ont probablement été nourries par les dykes de basalte tholéïtiques qui recoupent les serpentinites, les gabbros foliés et les brèches. Ces épanchements ont été datés Malm par analogie avec l'âge des premiers sédiments pélagiques qui cimentent les brèches d'éclatement des pillows (radiolarites et calcaires).

La reconstitution schématique et synthétique de la succession des principaux événements tectono-magmatiques (Fig.140) à l'origine des ophiolites ligures prend donc place dans un scénario qui distingue nettement deux épisodes magmatiques successifs séparés par une série d'événements tectono-métamorphiques et sédimentaires (LEMOINE, BOILLLOT TRICART 1986) :

1) Mise en place des péridotites, des filons de gabbros associés ainsi que des produits différenciés acides qui dérivent probablement de gabbros. Cet épisode lié à la remontée du manteau supérieur est probablement en relation avec un amincissement lithosphérique. Ces matériaux ont dû cristalliser dans la partie superficielle du manteau sous-continental, pendant le rifting des marges, avant l'ouverture océanique. Cette hypothèse semble confirmée par les âges radiométriques (traces de fissions sur zircons, CARPENA & CABY 1984) des roches acides associées aux gabbros.

2) Série d'événements métamorphiques et tectono-sédimentaires:

- spilitisation, serpentinitisation et dépôt des minéralisations.
- bréchification des serpentinites in situ (O.C.I) et dépôt de brèches à ciment calcaire ou chloriteux (O.C.2) ainsi que de brèches polygéniques de nature et de provenance diverses.

3) Episode magmatique tardif : Mise en place des filons et des coulées basaltiques. Cet événement magmatique est beaucoup plus tardif que le premier relatif à la mise en place des péridotites et des gabbros associés : les filons basiques recoupent les gabbros foliés ainsi que les brèches sédimentaires (ophicalcites et brèches) qui recouvrent le substratum océanique. Ces filons ont nourri des coulées basaltiques sous-marines peu épaisses et discontinues qui ont été datées Malm.

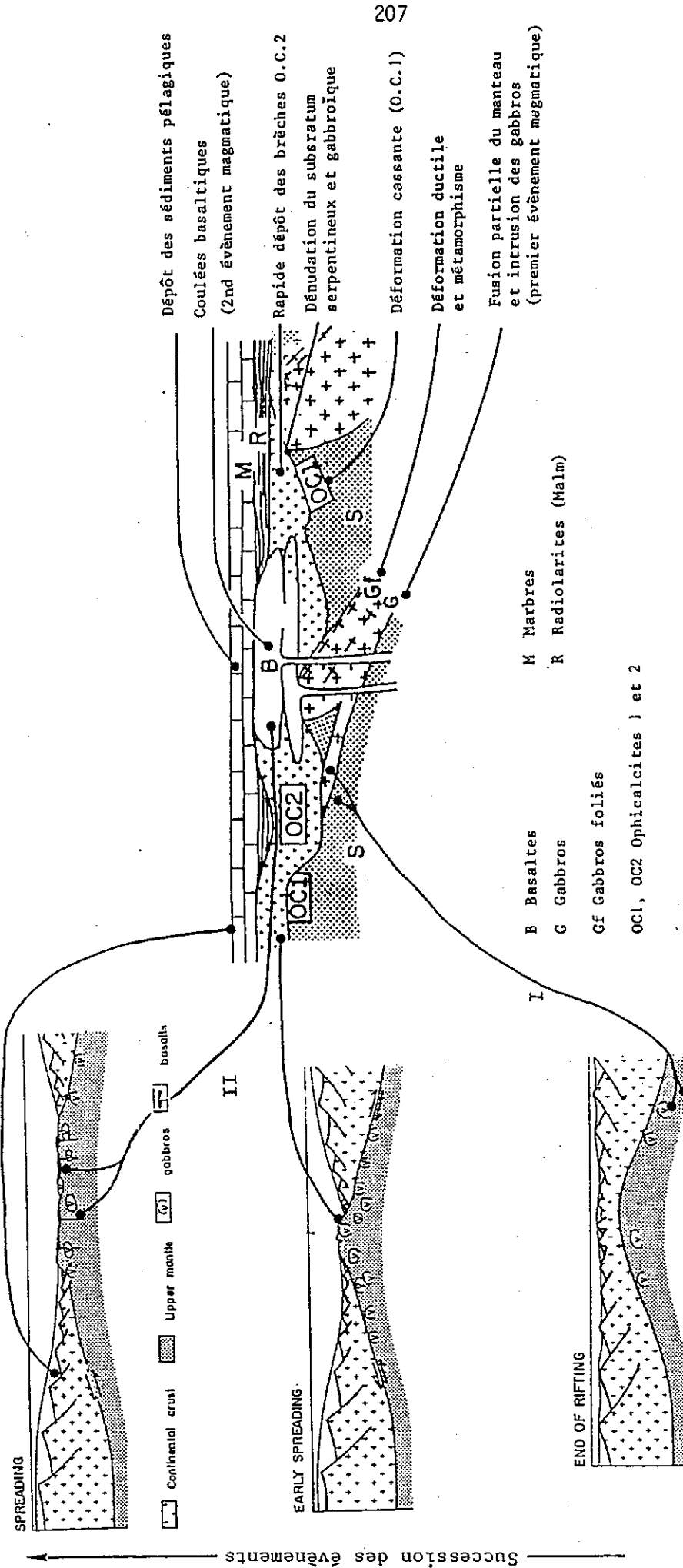
4) Dépôt des premiers sédiments pélagiques

- radiolarites datées Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen (De WEVER & CABY 1981)
- calcaires marmoréens (Malm?)

Fig. 140

Reconstitution schématique et synthétique
de la succession des principaux événements
tectono-magmatiques

(d'après LEMOINE, BOILLOT,
TRICART 1986)



I : Premier épisode magmatique (infracontinental, Liasique)

II : Deuxième épisode magmatique (Malm)

NB : Cette hypothèse ne prend pas en compte la notion symétrique (LOMBARDO & POGNANTE 1982)
ou dissymétrique (WERNICKE 1985) du dispositif.

Un tel environnement géotectonique fait appel à la notion d'océan naissant, encadré de marges continentales très proches. Il est comparable à celui évoqué à l'origine des ophiolites Tignes et Corses (GIANELLI & PRINCIPI 1977, CORTESOGNO et al. 1978, OHNENSTETTER 1975-1982, LOMBARDO & POGNANTE 1982, CARPENA & POGNANTE 1986).

Il peut aussi être comparé à l'évolution actuelle des bassins à croûte océanique de la Mer Tyrrhénienne (KASTENS, MASCLE & coll. 1986) ou bien à l'actuelle marge Galice (BOILLOT, WINTERER & coll. 1986) qui rendent compte, dans les deux cas, de la mise à l'affleurement sous-marin des péridotites serpentinisées, de l'évolution de ces roches (foliation, métamorphisme, cataclase) ainsi que de leur recouvrement partiel par des brèches, des coulées de basaltes, puis des sédiments pélagiques.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- AGRELL S.O., BROWN M.G., Mac. KIE. D (1965). - Deerite, howieite and zussmanite, three new minerals from the franciscan of the laytonville district, Mendocino Co, California. (Am. Mineral. 50. p.278.)
- AGRELL S.O. et GAY M. (1970). - De la deerite dans les Alpes Franco-italiennes (Bull. Soc. Fr. Min. Cristallo. 93. pp. 263-264).
- AKELLA J. (1976). - Garnet pyroxene equilibria in the system Ca SiO₃ - Mg SiO₃-Al₂O₃ and in a natural mineral mixture. (Am. Mineral. 61. PP. 589-598).
- ALDISS D.T. (1978). - Plagiogranites and associated plutonic rocks of various ophiolite complexe. (Unpublished Thesis. Open Univ. Birmingham 135 p.)
- ALLEGRE C.J., MONTIGNY R., BOTTINGA Y. (1973). - Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse. (B.S.G.F. 7 n°5,6, PP. 461-477).
- ANDERSEN T., SUZANNE Y., O'REILLY, GRIFFIN W.L. (1984).- The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria Australia : Implications for mantle metasomatism. (Contr. Min. Petr. 88, pp.72-85).
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R. et LEMOINE M. (1972). - Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse: la série de l'Inzecca. Comparaison avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure (C.R.A.S. Paris 273 D. 2611-2614).
- ASHLEY P.M., FRANKLIN B.J. et RAY A.S. (1983). - Plagiogranites in the coolac ophiolite suite, New South Wales Austria (Géol. Mag. Vol. 100 n°1 pp. 1-20).
- AUMENTO F. (1969). - Diorites from the M.A.R. at 45°N (Science 165-3898-p1112).
- AUMENTO F., LOUBAT H. (1971). - The mid-Atlantic ridge near 45°N. Serpentinised ultramafic intrusions. (Can. J. Earth. Sci. 8, pp 631-663).
- AYOUB C. (1984). - Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes Cottiennes. Le gîte de Saint-Véran (Hautes Alpes, France). Etude pétrographique, structurale et métallogénique. (Thèse 3e cycle Grenoble 207 p.).
- AYOUB C., TRICART P., PIBOULE M. (1984). - Environnement ophiolitique sédimentaire et structural de la minéralisation cuprifère de Saint-Véran (Hautes-Alpes). (10e R.S.T. Bordeaux p. 23).
- BAGNOLD R.A. (1965). - Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear (Proc. Roy. Soc. Lond. Série A. 225, pp49-63).
- BARKER F., ARTH J.G., PETERMAN Z.E., FRIEDMAN I. (1976). - The 1,7 to 1,8 b.y old trondhjemite of Southwestern Colorado and Northern New-Mexico: geochemistry and depth of genesis. (Géol. Soc. Am. Bull. 87 pp 189-198).
- BARRETT T.J. (1981). - Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert, overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. (Chem. Geol. 34. pp. 289-317).
- BARRETT T.J. (1982). - Stratigraphy and sedimentologie of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. (Sedimentology 29 pp 353-373).
- BARRETT T.J., SPOONER E.T.C. (1977). - Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the east ligurian Apennines Italy. A comparison with observations from rifted oceanic ridges (Earth Planet. Sci. Lett. 35 pp. 79-91).
- BEARTH P., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., NERVO R., et POLINO R. (1975). - Structures de cumulat dans les ophiolites du Pelvas (Alpes France-Italiennes). Confirmation d'une origine océanique. (Pétrologie t.1. n°3, pp. 237-242).
- BEARTH P., SCHWANDER H., (1981). - The post triassic sediments of the ophiolite zone Zermat-Saas-Fee, and the associated manganese mineralisations. (Eclogae géol. Helv. 74. 1, pp. 189-205).

- BEBIEN J., OHNENSTETTER D. et M., PAUPY A., ROCCI G., (1975). - The role of hypabyssal magmatic rocks in our understanding of ophiolite models. (Pétrologie. t.1, n°2, pp. 157-168).
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., VENTURELLI G., (1976). - Differenziazione e caratteri geochimici delle vulcaniti basaltiche oceaniche del' Appennino Ligure Emiliano (Ofioliti n°1, pp. 33-65).
- BECCALUVA L., VENTURELLI G., ZANZUCCHI G., (1975). - Dati geologici e geochimici sui basalti di associazione ofiolitica dell'Appennino Ligure Emiliano (Ateneo. Parmense. Acta. Nat. Vol.II n°4, pp. 789-802).
- BENDER J.F., HANSON G.N., BENCE A.E., (1982). - The Cortland complex: evidence for large scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. (Earth. Planet. Sci. Lett. 58. pp.330-344).
- BERTRAND J. (1970). - Etude pétrographique des ophiolites et des granites des flyschs des Gets (Hte Savoie). (Arch. Sc. Gen. 23, pp. 279-542).
- BERTRAND J., COURTIN B., VUAGNAT M., (1981). - Le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes Alpes, France; Province de Turin, Italie): Données nouvelles sur un vestige du manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais. (Bull. Suisse. Min. Pétr. 61, pp. 305-322).
- BERTRAND J., COURTIN B., VUAGNAT M., (1982). - Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre. (Ofioliti 2.3., pp. 155-196).
- BERTRAND J., DIETRICH V., NIEVERGELT P., VUAGNAT M., (1985). - Géochimie des éléments majeurs et traces de la séquence gabbroïque de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes Alpes, France, et Province de Turin, Italie): implications pétrogénétiques. (Abstracts-Ofioliti-Genève 3-5. Décembre 1985, p.10).
- BESSON M, FONTEILLES M., (1974). - Relation entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. (Bull. Sté. France. Min. Cristal. 97. pp. 445-449).
- BISCHOFF J.L. (1969). - Red sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry, and genesis in hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea (E.T. Degens and D.A. Ross Eds. Springer Verlag, Berlin 1969. 368 p.).
- BISCHOFF J.L., DICKSON F.W., (1975). - Seawater basalt interaction at 200° - 500 bars: implications for origin of sea floor heavy metals deposits and regulation of seawater chemistry. (Earth. Planet. Sc. Lett. 25, pp. 385-397).
- BISCHOFF J.L., ROSENBAUER R.J., RADTK A.S., (1983). - Hydrothermal alteration of graywake and basalt by 4 modal NaCl. (Econ. Geol. Vol.76, pp. 1701-1710).
- BOCQUET J., FORETTE M.CL. (1973). - Sur la deerite de l'ensemble des calcschistes piémontais à Tronca (Italie). (Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 96, pp. 314-316).
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984). - Les marges continentales, actuelles et fossiles autour de la France. (Masson - 1984. 342 p.).
- BOILLOT G., WINTERER E.L., MEYER A.W., et Coll...(1985). - Résultats préliminaires de la campagne 103 du Joides resolution (O.D.P.) au large de la Galice (Espagne). Sédimentation et distension pendant le "rifting" d'une marge stable; hypothèse d'une dénudation tectonique du manteau supérieur. (C.R.A.S. Paris. t. 301, Série II n°9, pp. 627-632).
- BONATTI E. (1968). - Ultramafic rocks from the M.A.R. near 45°N (Nature 219. pp. 363-364).
- BONATTI E. (1975). - Origin of metal deposits in the oceanic lithosphere. (Sci. Amer. 2, pp. 54-61).
- BONATTI E. (1975). - Metallogenesis at oceanic spreading centers (E.P.S.L. 3, pp.401-431).
- BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P., RADICATTI F., (1975). - Metagabbros from the M.A.R. at 06°N: Contact hydrothermal - dynamic metamorphism beneath the axial valley. (J. Geol 83, pp.61-78).
- BONATTI E., HONNOREZ GUERSTEIN M.B., HONNOREZ J., STERN C., (1976). - Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche trench (Eq. Atlant): metallogenesis in oceanic fracture zones. (Earth. Plan. Sci. Lett. 32 n°1, pp.1-10).
- BONIN B., LAMEYRE J., (1978). - Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. (Bull. Sté. Géol. Fr. 7. XX.1, pp.45-59).
- BOUDIER F. (1976). - Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises) Etude structurale et pétrologique (Thèse Etat, Univ. Nantes 163 p.).

- BOURBON M., CARON J.M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D., (1977). - Mesozoic evolution of the western Alps: birth and development of part of the spreading oceanic Tethys and of its European continental margin (in Biju-Duval B. and Montardert L. Eds.). (Histoire structurale des bassins méditerranéens - symposium. Split 1976. pp. 19-43).
- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M., TRICART P., (1979). - Stratigraphie des schistes lustrés piémontais dans les Alpes Cottiennes (Alpes occidentales Franco-italiennes): nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. (C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. Fasc.4, pp.180-182).
- BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D., (1975). - Platform carbonates and pelagic condensed sequences, Mesozoic of the Briançonnais zone (French Alps) (internat-Congr. Sedim. Nice 1975. Guide book Excursion, pp. 5-9).
- BROWN E.H., BRADSHAW J.Y., MUSTOE G.E., (1979). - Plagiogranite and keratophyre in ophiolite on Fidalgo Island, Washington. (Geol. Soc. Am. Bull.90.pp. 493-507).
- BURIOT E. (1985). - Caractérisation géochimique et pétrographique, pétrogenèse des séries volcaniques bimodales en fonction de leur contexte géostructural; réalisation d'un logiciel d'analyse statistique des données géochimiques. (D.E.A. Dolomieu. GRENOBLE).
- CABY R., MICHARD M., TRICART P., (1971). - Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises. (Comptes Rendus. Acad. Sc. Paris. 273 D., pp.999-1002).
- CANN J.R. (1970). - Rb - Sr - Zr - Nb in some ocean floor basalts (Earth Planet Sci. Let. 10, pp. 7-11).
- CANN J.R., HEATH R. (1976). - Some trace elements in basalts from leg 34 (in initial. D.S.D.P. 34, pp. 289-292).
- CARON J.M. (1970). - Etude d'un stilpnomélane des schistes lustrés piémontais. (Bull. Sté. Fr. Min. Cristall. 93. pp. 133-136).
- CARON J.M. (1977). - Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. (Mémoire n°48, Sciences géologiques Strasbourg 326 p.).
- CARPENA J., CABY R. (1984). - Fission-track evidence for late triassic oceanic crust in the French occidental Alps. (Geology, Vol.12, pp. 108-111).
- CARPENA J., POGNANTE U., LOMBARDO B. (1986) - New constraints for the timing of the alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the Western Alps as inferred from fission-track data. (Tectonophysics 127, pp. 117-127).
- CHAPELLE B. (1983). - Contexte géologique, pétrographie et géochimie des ophiolites du Pic Marcel, Roche-Noire (Queyras) et de Haute Ubaye. (Mémoire D.E.A. Grenoble 72 p.).
- CHAPELLE B., SABY P., PIBOULE M., BRIAND B. (1985). - Etude comparative des albitites et des éléments granitiques des brèches associées aux ophiolites des Alpes Cottiennes occidentale. (Abstracts ofioliti - Genève, 3.5 Déc. 1985, p.14).
- CLARK L.A. (1971). - Volcanogenic ores: comparison of cupriferous pyrite deposits of Cyprus and Japanese kuroko deposits (soc. Min. Geol. Jpn. spec. issue. 3. pp. 206-215).
- CLARK D.B., LOUBAT H. (1977). - Mineral analysis from the peridotite gabbro basalt complex at site 334 D.S.D.P. Leg. 37. (D.S.D.P. 37 pp. 847-855).
- COCHERIE A. (1978). - Géochimie des terres rares dans les granitoïdes (Thèse 3e cycle. Rennes 207 p.).
- COCHERIE A., CARPENTER M. (1979). - Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez: implications pétrogénétiques. (Bull. B.R.G.M. section 1 n°4, pp. 303-315).
- COLEMAN R.G. (1971). - Petrology and geophysical nature of serpentinites. (Bull. Geol. Soc. Am. 82 pp. 897-918).
- COLEMAN R.G., DONATO M.M. (1979). - Oceanic plagiogranites revisited in: trondhjémites, dacites and related rocks. (F. Barker Ed. Elsevier. Amsterdam, pp. 149-168).
- COLEMAN R.G., LEE D.E. (1963). - Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cazadero area. California. (Journ. of Petrology. 4 pp. 260-301).
- COLEMAN R.G., PETERMAN Z.E. (1975). - Oceanic plagiogranites. (Journ. of Geoph. Res. 80, n°8, pp. 1099-1108).
- CONDIE K.C., VILJDEN M.J., KABLE E.J.D. (1977). - Effect of alteration in archaean tholémites from barbeton, greenstones belts, South Africa. (Contrib. Miner. Petr. 64. pp. 75-89).

- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G., VENTURELLI G. (1978) - Le breccie ofiolitiche della Liguria orientale: Nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici. (Ofioliti 3.2/3, pp.99-161).
- CRERAR D.A., BARNES H.L. (1976). - Ore solution chemistry, V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 to 300°C (Econ. Geol. 71, p. 772).
- CYAMEX TEAM, BOUGAULT H., CAMBON P., HEKINIAN R. (1978). - Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du Pacifique oriental par 21°N. (Projet Rita), (Comptes. Rendus. Acad. Sc. Paris. 287. pp. 1365-1368).
- DAL PIAZ G.V. (1971). - Alcune considerazioni sulla genesi della ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati. (Bull. Asso. Min. Subalp. 8 pp. 365-388).
- DAL PIAZ G.V., NATALE P., NERVOR OMENETTO P. POLINO R. (1978 a). - La mineralizzazione piritoso-cuprifera di viafiorcia (Alpi Cozie). (Mem. Sci. Geol. Vol. XXXII Padova, 1978, pp. 3-16).
- DAL PIAZ G.V., NATALE P., NERVO R., OMENETTO P., POLINO R. (1978 b). - La mineralizzazione piritoso - cuprifera di viafiorcia (Alpi Cozie). (Ofioliti 3 2/3, pp. 222-224).
- DEBELMAS J., KERCKHOVE C. (1980). - Les Alpes Franco-italiennes. (Géol. Alpine. t. 56. pp. 21-58).
- DECANDIA F.A., ELTER P., (1972). - La "zona" ofiolitifera del braccio nel settore compressivo fra Levanto e la Val Gravegna. (Appennino ligure). (66e Congr. S.G.I. pp. 37-64).
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1966). - An introduction to the rock-forming minerals. (Lorgman. 528 p.).
- DIETRICH V. (1980). - The distribution of ophiolites in the Alps (Ofioliti special issue. Tethyan ophiolites, 1: pp. 7-51).
- DIETRICH V., VUAGNAT M., BERTRAND J. (1974). - Alpin metamorphism on mafic rocks. (Schweiz. Min. Petr. 54 pp. 291-322).
- ELTER P., RAGGI G. (1965). - Contributo alla conoscenza dell' Appennino ligure 3) Tentive di interpretazione delle breccie ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenici nell'Appennino ligure. (Bull. Ste Geol. Ital. 84, pp. 303-322).
- ENGEL C.G., FISHER R.L. (1975). - Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, western Indian ocean. (geol. Ste. Am. Bull. Vol.86, pp.1553-1578).
- ERNST W.G. (1971). - Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California, and the Alps. (Contrib. Miner. Petr. 34 pp. 43-59).
- ETIENNE F. (1971). - La lherzolite rubanée de Baldissero, Canavese (Piémont, Italie). Essai d'analyse structurale et de pétrogénèse. (Thèse 3e cycle Nancy 157 p.).
- EXLEY R.A (1980). - Micropobe studies of R.E.E. rich accessory minerals: implications for skye granite petrogenesis and R.E.E. mobility in hydrothermal systems. (Earth. Planet Sci. Lett. 48, pp.97-110).
- FLOWER M.J.F., ROBINSON P.T., SCHMINCKE H.V., OHNNACHT W. (1977). - Magma fractionation systems beneath the M.A.R. at 36. 37°N (C.M.P. 64, pp. 167-195).
- FLOWER M.J.F, ROBINSON P.T. (1981). - Basement drilling in the Western atlantic ocean. 1) Magma fractionation and its relation to eruptive chronology. 2) A synthesis of construction processes at the cretaceous ridge axis. (Journ. of Geoph. Res. 86. B.7. pp. 6273-6298 et pp. 6299-6309).
- FLOK R.F., Mc BRIDE E.F. (1976). - Possible pedogenetic origin of ligurian ophicalcite: a mesozoic calichified serpentinite. (Geology 4. pp. 327-332).
- FRANCHETEAU J., NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., JUTEAU T., SEGURET M., BALLARD R.D., FOX J.P., NORMARK W., CARRANZA A., CORDOBA D., GUERRERO J., RANGIN C., BOUGAULT H., CAMBON P., HEKINIAN R. (1979). - Massive deep-sea sulphide are deposits discovered on the East Pacific Rise. (Nature 277, pp. 523-528).

- FRANCHI S. (1899). - Nuove localita con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il colle del piccolo S. Bernardo (Valle d'Aosta). (Bolletino del R. Comitato geologico n°4).
- FRANCHI S. (1910). - Il retico quale zona di transizione fra dolomia principale ed il Lias a facies piemontese. Calcescisti con pietre verdi nell' alta Val di Susa. (Boll. Com. Geol. Ital.41, pp. 306-340).
- FRANCHI S. (1911). - L'età e la struttura della sinclinale piemontese (Boll. Com. Geol. Ital. 42, pp. 171-187).
- GALLI M., TOGLIATTI V. (1965). - Ricerche petrografiche sulla formazione ofiolitica dell' Appennino ligure: Il rosso di levanto, nuovo contributo. (Ann. del. Mus. Civ. di storia Nat, Genova 75, pp. 359-381).
- GASPARIK T. (1984). - Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. (C.M.A.S.). (C.M.P. 87, pp. 87-97).
- GAY M. (1966). - Etude d'un stilpnomélane des Alpes Franco-Italiennes (Bull. Sté Franc. Minier. Cristal. 89, pp. 344-347).
- GERLACH D.C., LEEMAN W.P., AVE LALLEMANT H.G. (1981). - Petrology and geochemistry of plagiogranite in the canyon Mountain ophiolite-Oregon. (Contrib. Miner. Petr. 77, pp. 82-92).
- GIANELLI G., PRINCIPI G. (1977). - The vara supergroup ophiolite probably represents an ancient transcurrent fault zone. (Ofioliti 2. 1. pp. 115-135).
- GOUT C., TRICART P. (1986). - Structure et chronologie tectonique dans les "schistes lustrés" de Haute Ubaye (Alpes de Haute Provence, France). (11° R.S.T. Clermont, p.83).
- GRACIANSKY P.C de, BOURBON M., CHARPAL D., CHENET P.Y., LEMOINE M. (1979). - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives: Marge ibérique de l'océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. (Bull. Soc. géol. Fr. XXI-5- pp.663-674).
- GRACIANSKY P.C de, LEMOINE M. (1980). - Paléomarge de la Téthys dans les Alpes occidentales: du massif central français aux ophiolites liguro piémontaises. (Geol. Alp. Vol. 56, pp. 119-147).
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967). - The genesis of basalt magmas. (C.M.P. 15, pp.103-190).
- GRUPPO , OFIOLITI (1977). - Escursione ad alcuni giacimenti a Cu-Fe-e Mn della falda piemontese, Alpi occidentali (Ofioliti 2. pp. 241-264).
- GUENNOG P., THISSE Y. (1982). - Genèse de l'ouverture de la Mer Rouge et des minéralisations des fosses axiales. (Documents B.R.G.M. n°51).
- GUILLEMOT D. (1979). - Un exemple de métallogénie en milieu océanique: Etude des roches témoins des exhalaisons minéralisantes du Troodos (Chypre) (Thèse 3e cycle. Nancy I.N.P.L. 160 p.)
- HAIJASH A., ARCHER P. (1980). - Experimental seawater / Basalt interactions: effects of cooling. (Contrib. Miner. Petr. 75. pp. 1-13).
- HANSON G.N. (1978). - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition (Earth, Planet. Sc. Lett. 38, pp. 26-43).
- HARKER A. (1909). - The natural history of igneous rocks. (New-York Macmillan 384 p.).
- HART S.R., ERLANK A.J., KABLE E.J.D. (1974). - Seafloor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. (Contrib. Min. Petr.44, pp. 219-230).
- HAYMON R.M., KASTNER M. (1981). - Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N: preliminary description of mineralogy and genesis. (Earth. Planet. Sc. Lett. 53. pp. 363-381).

- HEBERT R. (1979). - Conglomérats polygéniques ophiolitiques anciens, éboulis de talus de fond océanique ? (Ofioliti 4-3, p. 411).
- HEBERT R. (1981). - Conglomérats polygéniques ophiolitiques: anciens éboulis de talus de fond océanique (Canad. Journ. of Earth Sci. Vol. 18.3, pp. 619-623).
- HEDGES C.E., FUTA K., ENGEL C.G., FISHER R.L. (1979). - R.E. abundance and Rb-Sr systematics of basalts, gabbros, anorthosite and minor granitic rocks from the Indian ocean ridge system (Western Indian Ocean). (Contrib. Miner. Petr. 68, pp. 373-376).
- HEKINIAN R., FEVRIER M., BISCHOFF J.L., PICOT P., SHANKS W.C. (1980). - Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N. (Science 207 pp. 1433-1444).
- HERRMANN A.G., POTTS M., KNAKE D. (1974). - Geochemistry of the R.E.E. in spilites from the oceanic and continental crust. (Contr. Miner. Petr. 44, pp. 1-16).
- HUGUES C.J. (1973 a). - Late precambrian volcanic rocks of Avalon, Newfoundland. A spilite / keratophyre province. Recognition and implications (Can. J. Earth. Sc. 10. pp. 272-282).
- HUGUES C.J. (1973 b). - Spilites, k eratophyres and the igneous spectrum (Geol. Mag. 6, pp. 513-527).
- HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978 a). - Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. (Geoch. Cosmo. Acta 42, pp. 127-136).
- HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978 b). - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. (Geoch. Cosmo. Acta. 42. pp. 107-125).
- JACKSON M.D., OHNENSTETTER M. (1981). - Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore massif. Alpine Corsica. (Journal of Geology 89. pp. 703-719).
- JAUZEIN P., PUPIN J.P., BONIN B. (1979). - Les zircons des trondh emites norse: typologie, implications. (7° R.A.S.T. Lyon. p.262).
- JEHL V. (1975). - Le m etamorphisme et les fluides associées des roches o c aniques de l'Atlantique Nord (Th ese Doc. Ing. Univ. Nancy I).
- JEHL V., POTY B., WEISBROD A. (1977). - Hydrothermal metamorphism of oceanic crust in North Atlantic ocean. (Bull. Sté. Géol. Fr. (7). 9. pp. 1213-1221).
- JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A., TREUIL M. (1978). - Application de la géochimie des éléments en trace   l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte o c anique et du manteau supérieur. (Bull. B.S.G.F. XX. 4, 521-531).
- JOUCHOUX P. (1983). - La série m etamorphique spilite-k eratophyrique d vono-dinantienne de la Br evienne occidentale:  tude cartographique, pétrographique et géochimique (Massif Central Français). (Th ese 3e cycle Univ. Lyon I).
- JUNG J (1977) . - Précis de pétrographie. Roches sédimentaires, m taphiques et éruptives. (Ed. Masson. 327p).
- JUTEAU T. (1974). - Les ophiolites des nappes d'Antalya. Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte o c anique téthysienne. (Th ese Etat Nancy 692 p.).
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., et Coll. (1986). - La campagne 107 du Joides Resolution (O.D.P.) en Mer Tyrr nienne: premiers résultats. (C.R.A.S. Paris t. 303, série II, n 5).
- KAY R., SENECHAL R.G. (1976). - The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite. (Journ. Geoph. Res. 81 pp. 964-970).
- KERCKHOVE C. (1969). La zone du flysch dans les nappes de l'embrunais-Ubaye. (Alpes occidentales). (Geol. Alp. 45. 205 p.).
- KERCKHOVE C. (1975). - Sédimentation chaotique et tectogenèse: les olisthostromes des nappes de l'Embrunais - Ubaye (Alpes occidentales Françaises). (Congrès internat. S dim. pp. 195-203).
- KILLIAN W., PUSSENOT C.H. (1912). - Sur l'âge des schistes lustrés des Alpes Franco-italiennes. (C.R.A.S. t. 155, p. 887).
- KRISHNASWAMI S., LAL D., PRABHU N., Mac DOUGALL D. (1974). - Characteristic of fission tracks in zircon: application to geochronology and cosmology (Earth. Planet. Sc. Lett. 22 pp. 51-59).

- KUNO H. (1959). - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding area. (Bull. Vol. II, n°20, pp. 37-76).
- KUNO H. (1968). - Differentiation of basalt magmas. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. (Int. Sci. Publishers. John Wiley et sons Vol. 2, pp. 623-688).
- LABESSE B. (1962). - Sur les ophiolites et les brèches associées dans l'Apennin septentrional. (B.S.G.F. 7/4, pp. 867-870).
- LACASSIE S. (1981). - Etude pétrographique de la brèche polygénique à éléments granitoïdes située dans les ophiolites métamorphiques du Pic Marcel (Queyras Hautes Alpes). (D.E.A. Paris. Pierre et Marie Curie, 61 p.).
- LAGABRIELLE Y. (1982). - Ophiolites et croûte océanique: Apport des données océaniques à l'interprétation des séries ophiolitiques du Queyras (Thèse 3e cycle Brest 198 p.).
- LAGABRIELLE Y., COTTEN J. (1984). - Le matériel détritique ophiolitique des séries océaniques liguro-piémontaises. L'exemple du Haut-Queyras: contribution à l'étude des prasinites. (Ofioliti 9. 1. pp. 43-66).
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., EUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D., TRICART P. (1984). - Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine Téthysien: Analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires de la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. (Ofioliti 9-1. pp. 67-88).
- LAPIERRE H., ROCCI G. (1967). - Le massif pluto-volcanique de Kella Ki (Chypre). Etude pétrographique et structurale (Sc. de la Terre 12/3, pp. 147-181).
- LEMOINE M. (1955). - Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras (C.R. Somm. S.G.F. pp. 94-96).
- LEMOINE M. (1962). - Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les schistes lustrés du Queyras et régions voisines. (C.R. Somm. Soc. Géol. France, pp. 186-188).
- LEMOINE M., HACCARD D. (1970). - Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites de la zone Piémontaise des Alpes ligures. (zone Sestrières Voltaggio et Montenotte) et des Alpes Cottiennes (Gondran, Queyras, Haute Ubaye). (C.R. Somm. S.G.F. pp. 209-210).
- LEMOINE M., STEEN D., VUAGNAT M., (1970). - Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: Observations dans le massif de Chabrière en Haute Ubaye (Basses Alpes, France). (Compte Rendu des séances S.P.H.N. Vol. 5, fasc. 1, pp. 44-59).
- LEMOINE M. (1971). - Nouvelles données sur la série du Gondran. Réflexion sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. (Alpes Cottiennes). (Géol. Alp. n°47, pp. 181-201).
- LEMOINE M. (1980). - Serpentinites, gabbros et ophicalcites in the Piemont. Possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentine protrusions in the Jurassique. (Archives Sci. Genève 33 pp. 103-116).
- LEMOINE M. (1983). - Rifting and early drifting: Mesozoic Central Atlantic and Ligurian Tethys (init. Rep. Deep Sea. Dril. Pr. 76, 885-895).
- LEMOINE H., BOURBON M., GRACIANSKY P.C., LETOLLE R. (1983). - Isotopes du carbone et de l'oxygène de calcaires associés aux ophiolites des Alpes occidentales, de Corse et Apennins. Indicateurs possibles d'un hydrothermalisme sous-marin lié à la croûte océanique téthysienne. (Revue de géologie dynamique et de géographie physique Vol24, pp.305-314).

- LEMOINE M. (1984). - La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. (in: les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Boillot, Coordin, Masson Ed. Paris. pp. 155-248).
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC du CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON M., POLINO R., TRICART P. (1984). - Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les schistes lutrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. (C.R.A.S. Paris 299 II, pp. 727-730).
- LEMOINE M. (1985). - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure (Bull. Soc. Geol. Fr. 8/1, pp. 126-137).
- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BAS T., BOURBON H., DUMONT T., GIDON M., GRACIANSKY P.C. de, MEGARD-GALLI J., RUDKIEWCZ J.L., TRICART P. (1986). - Etapes et modalités de la subsidence d'une paléo-marge passive: Les Alpes occidentales au Mésozoïque. (Production Soc. Nat. ELF. Aq. pp. 143-149).
- LEMOINE M., BOILLOT G., TRICART P. (1986). - Les fonds océaniques ultramafiques et gabbroïques de la Téthys ligure (Alpes, Corse, Apennin): Recherche de modèles (C.R.A.S. à paraître, Geology à paraître).
- LEWIS A.D., SMEWING J.D. (1980). - The Montgenève ophiolite: its structure, metamorphism, and trace element geochemistry of the volcanic sequence. (Chem. geol. 28. pp. 291-306).
- LIU J.G., ERNST W.G. (1979). - Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan ophiolite. (Contrib. Min. Petr. 68, pp. 335-348).
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A., SYMONDS P.A. (1986). - Detachment faulting and the evolution of passive continental margin. (Geology 14. pp. 246-250).
- LOMBARDO B., POGNANTE U. (1982). - Tectonic implications in the evolution of the Western Alps ophiolites metagabbros. (Ofioliti 7, pp.371-394).
- LOUBAT H. (1970). - Une variété particulière de serpentinite provenant de la dorsale medio-atlantique. (Société phys. Hist. Nat. Genève. Vol. 5. Fas. 2-3, pp. 203-205).
- MAZZUCOTELLI A., MESSIGA B., PICCARDO G.B., (1976). - Caratteristiche petrografiche geochimiche delle prasiniti dell' unità voltri-Rossiglione. (Ofioliti 1.2. p. 255-278).
- MELSON W.G., HART S.R., THOMSON G. (1972). - St Paul's rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea-floor spreading. (Geol. Soc. Am. Mem. 132, pp. 241-272).
- MESSIGA B., PICCARDO G.B., MAZZUCOTELLI A. (1977). - Le prasiniti del gruppo di Volti: le caratteristiche petrografiche e chimiche. (Soc. It. Min. Petr. t.33, n°2, pp.549-581).
- MEVEL C. (1975). - Les pillow lavas spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets. (Thèse 3e cycle Paris VI, 223 p.)
- MEVEL C. (1981). - Occurrence of pumpellyite in hydrothermally altered basalts from the Vema fracture zone (Mid. Atlantic-Ridge). (Contrib. Miner. Petr. 76, pp. 386-393).
- MEVEL C., CABY R., KIENAST J.R. (1978). - Lower amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitised flasergabbros and amphibolites in the Chenaillet ophiolite massif (Earth. Planet. Sci. Lett. 39, pp. 98-108).
- MEVEL C., KIENAST J.R., LEIKINE M. (1982). - Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine - riebekite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes Occidentales). (C.R.A.S. Paris. t. 295, pp. 809-812).
- MILLER C.F., MITTFELDELT D.W. (1979). - Rare earth element depletion accompanying differentiation of felsic plutonic rocks. (Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. 11/7, pp.479-480).

- MIYASHIRO A. (1973). - The troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. (Earth. Planet. Sci. Lett. 19, pp. 218-224).
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1971). - Metamorphism of the M.A.R. near 24° and 30°N (phil. Trans. Roy. Soc. London. A268, pp.589-603).
- MONTIGNY R. (1975). - Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques - Problèmes de leur Génèse. (Thèse Etat. Paris VI et VII. IPG Strasbourg. 288 p.).
- MOODY J.B. (1976). - Serpentinisation a review (Lithos 9. pp. 125-138).
- MOTTL M. (1983).- Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid ocean ridges - (Geological Soc. of Am. Bull. 94, pp.161-180)
- NAGASAWA H. (1970).- Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. (E.P.S.L. 9 pp.359-364).
- NICOLAS A. (1966).- Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maïra et Grand Paradis. (Thèse Université Nantes, 2 t., 295 p.).
- NICOLAS A. (1969).- Serpentinisation d'une lherzolite: bilan chimique. (Bull. Volc. 32, 3, pp. 499-508).
- NICOLAS A., JACKSON E.D. (1972).- Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. (Schweiz. Min. Pétr. Vs. pp.479-495).
- NICOLAS A., JACKSON M. (1982).- High temperature dikes in peridotites: origin by hydraulic fracturing. (Journ. of. Petr., 23-4, pp.568-582).
- NOVARESE V. (1893).- Nomenclatura sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. (Bull. Com. Geol. 26, pp.164-181).
- O'CONNOR J.T. (1965).- A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspath ratio. (U.S. Geol.Survey.Prof. pap. 525B, pp.79-84).
- O'HARA M.J. (1968).- The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. (Earth.Sci.Rev., 4, pp.69-133).
- OHNENSTETTER D. ET M. (1975).- Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale. (Thèse 3° cycle, Nancy).
- OHNENSTETTER M. (1979).- La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse). Est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes? (C.R.A.S., tome 289, pp. 1199-1202).
- OHNENSTETTER D. et M. (1980).- Comparizon between corsican albitites and oceanic plagiogranites. (Arch. Sci.Genève, 33, 2/3, p.201-221).
- OHNENSTETTER M. (1982).- Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. (Thèse Etat Univ. Nancy, 590p.).
- OHNENSTETTER D. et M., ROCCI G. (1976).- Etude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. (Bull. S.G.F. 18, pp. 115-134).
- OHNENSTETTER D. et M., VIDAL Ph., CORNICHE J., HERMITE O., MACE J. (1981). Crystallisation and age of zircon from corsican ophiolitic albitites: consequences for oceanic expansion in Jurassic times. (Earth Planet Sc. Lett. 54, pp.397-408).
- PARMENTIER E.M., SPOONER (1978).- A theoretical study of hydrothermal convection and the origin of the ophiolitic sulphide ore deposits of cyprus. (Earth. Planet. Sc. Lett. 40, pp.33-44).

- PAUPY A. (1976).- Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique: le massif du Vourinos (Grèce) (Thèse Univ. Nancy).
- PAVLIDES L. (1981).- The central virginia volcanic-plutonic belt: an island arc of cambrian age. (Geol. Surv. Prof. pap. 1231 A., pp.1-33).
- PEARCE J.A. (1982).- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries (in Andesites - Ed. By Thorpe R.S. John Wiley & Sons, pp. 525-548).
- PEARCE J.A. (1984).- A "users guide" to basalt discrimination diagrams. (Communication orale).
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973).- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. (Earth. Plan. Sc. Lett., 19, pp. 290-300).
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984).- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. (Journ of Petr., 25-4-pp.956-983).
- PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979).- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. (Contr. Min. Petr., 69, pp.33-47).
- PEDERSEN R.B., MALPAS J. (1984).- The origin of oceanic plagiogranites from the karmoy ophiolite, Western Norway. (Contr. Min. Petr. 88, p. 36-52).
- PETERLONGO J.M. (1968).- Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse). (Bull. B.R.G.M., sect.IV, n°1, pp. 17-94).
- PICCARDO G.B., MESSIGA B., MAZZUCOTELLI A. (1979).- Chemical petrology and geodynamic evolution of the ophiolitic metavolcanites (prasinities) from the Voltri-massif, piemontese ophiolite nappe (W. Liguria, Italie). (Ofioliti 4-3, pp.373-402).
- PICKERILL R.K., PAJARI J.R., CURRIE G.E. et K.L. (1981).- Resedimented volcanoclastics in the Carmanville area, northeastern Newfoundland. Depositional remnants of early paleozoic oceanic islands. (Can. J. Earth. Sc., 18, pp.55-70).
- PICOT P., JOHAN Z. (1977).- Atlas des minéraux métalliques. (Edition du B.R.G.M., n°290, 403 p.).
- POGNANTE U. (1983).- Gneissic intercalations within a tectonic unit from the Piemont ophiolite nappe in the Western alps: record of a subducted continental margin ? (Ofioliti vol.8, n°1, pp.188-190).
- POLDERVAART A., HESS H.H. (1951).- Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. (Journ. Geol. 59, 5, pp.472-489).
- POLINO R., LEMOINE M. (1984).- Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Téthys-Ligure: La série du Lago Néro (Alpes occidentales franco-italiennes). (C.R.A.S.Paris, t.298, série II, n°8, pp.359-364).
- PRICHARD H.M. (1979).- A petrographic study of the process of serpentinisation in ophiolites and the ocean crust. (Contrib. Min. Petr. 68, 231-241).
- PUPIN J.P. (1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. (Doctorat d'Etat, Univ. Nice, 394 p.).
- PUPIN J.P. (1980).- Zircon and granite petrology. (Contr. to Min and Petr., 73-3, pp.207-220).
- PUPIN J.P., TURCO G. (1972a).- une typologie originale du zircon accessoire. (Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 95, pp.348-359).
- PUPIN J.P., TURCO G. (1972b).- Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène. (C.R.A.S. Paris, D. 275, pp.799-802).

- PUPIN J.P., TURCO G. (1975).- Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques, dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. (Pétrologie, T1, n°2, pp. 139-155).
- RAMDHOR P. (1969).- The ore minerals their intergrowths. (Pergamon press 1174 p.).
- RIVERIN G., HODGSON C.G. (1980).- Wall-rock altération at the Millenback Cu-Zn mine, Noranda, Québec. (Econ. Geol. vol75, pp.424-444).
- ROBERTS W.P. (1978).- Origin of basaltic gravelly sands holes 410.410A. 412A. and 413. (Init.Rep.D.S.D.P.49, pp.421-426).
- ROCCI G., OHNENSTETTER M. & D. (1975).- La dualité des ophiolites téthysiennes (Pétrologie I, n°2, p. 172-174).
- ROEVER E.W.F. (1972).- Lawsonite-albite facies metamorphism near fuscaldò Calabria (Southern Italy); its geological significance and petrological aspects (G.U.A. pap. Geol. 3, 171p.).
- ROUTHIER P. (1944).- Essai sur la chronologie des roches vertes mésozoïques des Alpes occidentales. (B.S.G.P. V. 14, pp.117-143).
- RUTLAND R.W.R. (1965).- Tectonic overpressures: in controls of metamorphism (PITCHER & FLINES) pp. 119-139. (Geol. J. Special. issue n°1 - Oliver and Boyd - Edimburgh).
- SABY P. (1983).- Caractérisation géochimique des laves et des cumulats basiques de l'association ophiolitique du Queyras (Mémoire D.E.A. Grenoble, 116 p.).
- SABY P., CHAPELLE B., PIBOULE M., BRIAND B. (1986).- Brèches polygéniques et albitites associées aux ophiolites: données nouvelles sur les gisements des Alpes Cottiennes occidentales. (11e R.A.S.T., Clermont-Ferrand, p. 161).
- SALIOT P. (1978).- Le métamorphisme dans les Alpes françaises. (Thèse Paris, 183 p.).
- SAUNDERS A.D. (1984).- The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. (in Rare Earth Element Geochemistry. P. Henderson - Ed. Elsevier, pp. 205-236).
- SCARENZI D. (1984).- Les granites sodiques et les roches associées de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et du groupe de Riouperoux Livet (Isère, France). Pétrographie et géochimie. (Thèse, Grenoble 258 p.).
- SERRI G. (1979).- Geochemistry and petrology of the gabbroic complex of the Northern Apennine. (Proceedings. internat. oph. symp. Cyprus, p.296-313).
- SERRI G. (1981).- The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low Ti and high Ti types. (Earth. Planet. Sc. Lett. 52, pp. 203-212).
- SEYFRIED W.E., BISCHOFF J.L. (1977).- Hydrothermal transport of heavy metals by seawater. (Earth Planet. Sc. Lett., 34, p.71-77).
- SHAND S.J. (1951).- Eruptive rocks (John Wiley - New-York).
- SHAW D.M. (1970).- Trace element fractionation during anatexis. (Geoch. Cosmo. Acta 34 - pp. 237-243).
- SOLER E. (1980).- Spilites et métallogénie. La province pyritocuprifère de Huelva (S.W. Espagne). (Sci. de la Terre - Nancy - Mém. n°39, 461 p.).
- SPADEA P. (1982).- Continental crust rocks associated with ophiolites in Lucanian Apennine (Southern Italy). (Ophioliti 2/3, pp.501-522).
- SPIESS F.N., MAC DONALD K.C., ATWATER T., BALLARD R., CARRANZA A., CORDOBA D., COX C., DIAZ GARCIA V.M., FRANCHETEAU J., GUERRERO J., HAWKINS J., HAYMON R., HESSLER R., JUTEAU T., KASTNER M., LARSON R., LUYENDY K.B., MAC DOUGALL J.D., MILLER S., NORMARK W., ORCUTT J., RANGIN C. (1980).- East pacific Rise: hot spring and geophysical experiments (Science 207, pp. 1421-1433).

- SPOONER E.T.C., FYFE (1973).- Sub sea floor metamorphism, heat and mass transfert. (Contr. Miner. Petr. 42, pp. 287-304).
- STEEN D. (1972).- Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Thèse Genève, 235 p.).
- STEEN D., VUAGNAT M., WAGER J.J. (1980).- Early deformations in Montgenèvre gabbros (Coll. Intern. C.N.R.S., n°212 - Associations mafiques-ultramafiques dans les orogènes, Grenoble 1977, pp. 97-103).
- STEINBERG M., TREUIL M., TOURAY J.C. (1979).- Géochimie. Principes et méthodes. T.II - Cristallogéochimie et éléments en traces. (Paris, Doin, pp.281-599).
- STERN C. (1979).- Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites, and the tectonic implication. (Contr. Min. Petr. 68, pp. 243-258).
- STRECKSEISEN A.L. (1973).- Plutonic rocks: classification and nomenclature. Recommended by the I.U.G.S. subcommission on the systematics of igneous rocks. (Geotimes 18, pp.26-30).
- SUN S.S., NESBITT R.W. (1978).- Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from R.E.E. (Contr. Min. Petr. 65, pp.301-325).
- TERRY J. (1974).- Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Construction d'un modèle pétrogénétique. (B.S.G.F., 16, n°2, pp.204-213).
- TESSIER M. (1979).- Caractères morphologiques du zircon de roches magmatiques, alcalines et calco-alcalines de Corse. Implications pétrogénétiques. (Thèse Doctorat Spécialité Nice, 112p.).
- TREUIL M., VARET J. (1973).- Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar. (Bull. S.G.F. XV, 5.6., p. 506).
- TRICART P. (1973).- Les schistes lustrés du Haut Cristillan, analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes Cottiennes, France). (Thèse 3° cycle, Strasbourg, 193 p.).
- TRICART P. (1974).- Les schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes Cottiennes-France). Lithostratigraphie, architecture et tectogenèse. -Soc. It. Min. Petr. 31, pp.125-174).
- TRICART P. (1980).- Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. (Thèse de Doctorat, Strasbourg, 407 p.).
- TRICART P. (1984).- From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. (Am. Journ. of Science, Vol. 284, pp. 97-120).
- TRICART P., BOURBON M., LAGABRIELLE Y. (1982).- Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire. Bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultramafique. (Géol. Alpine, t. 58, pp. 105-113).
- TRICART P., GOUT C., LEMOINE M. (1985) - Tectonique synsédimentaire saccadée d'âge crétacé inf. dans l'océan téthysien ligure: un exemple dans les Schistes lustrés à ophiolites de Chabrières. (Haute Ubaye. Alpes Occidentales françaises; C.R.A.S. Paris t. 300. Série II. 17. 879-884).
- TRICART P., LEMOINE M. (1983).- Serpentinite oceanic bottom in south Queyras ophiolites: record of incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. (Eclog. Geol. Helv. 76, 3, pp. 611-631).
- TRICART P., LEMOINE M. (1986).- Mégaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes Lustrés piémontais à l'Ouest du Mont-Viso (Alpes Occidentales) (C.R.A.S. Paris, t.302, Série II, n°8, pp. 599-604).
- TRICART P., LEMOINE M. (1986).- From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the Western Alps. (Tectonics, vol. 5, n°1, pp.95-118).

- VALLANCE T.G. (1974).- Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. (Journ. of Petr., 15, pp. 890-903).
- VENTURELLI G., CAPEDE S., THORPE R.S., POTTS P.J. (1979).- Rare earth and other element distribution in some ophiolitic metabasalts of Corsica. (Chem. Geol. 24, pp.339-353).
- VENTURELLI G., THORPE R.S., POTTS P.J. (1981).- Rare earth and trace element characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine Appenine. (Earth.Planet. Sc. Lett. 53, pp.109-123).
- VUAGNAT M., PUSZTASZERI L. (1965a).- Sur la présence de hyaloclastites dans le massif du Montgenèvre (Hautes-Alpes France) (Arch. Sci. Genève, 18 (1), pp.120-123).
- VUAGNAT M., PUSZTASZERI L. (1965b).- Réflexions sur la structure et le mode de formations des coulées en coussins du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France) (Arch. Sci. Genève, 18 (3), pp. 687-689).
- WATSON E.B. (1979).- Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and application to trace element geochemistry. (Contr. Min. Petr. 70, pp.407-419).
- WATSON E.B. (1980).- Some experimentally determined zircon/liquid partition coefficients for the rare earth elements. (Geoc. Cosmo. Acta. 44, pp.895-897).
- WERNICKE B. (1985).- Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. (Can. J. Earth Sc. 22, pp.108-125).
- WEVER P. De, CABY R. (1981).- Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien sup. Kimm. moyen) dans les Alpes Cottiennes (St-Véran, France). (C.R.A.S., Paris, 292.D., pp. 467-472).
- WILLIE P.J., COX K.G., BIGGAR G.M. (1962).- The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks (Journ. of Petr., 3, pp.238-243).
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976).- Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. (Earth. Planet. Sc. Lett. 28, pp.459-469).
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977).- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products, using immobile elements (Chem. Geol. 20, pp.325-434).
- WINKLER H.G.F. (1965-1967).- Die genese der metamorphen gesteine 1 und 2 auflage. (Springer Verlag Berlin, Heidelberg New-York).
- YODER H.S., TILLEY C.E. (1962).- Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. (Journ. Petrology 3, pp. 342-532).-

THESE de DOCTORAT de
L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET
MÉDICALE DE GRENOBLE
Spécialité Géologie appliquée

Titre de l'ouvrage :

LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE DE LA TETHYS LIGURE
Étude du magmatisme et des minéralisations associées
dans les ophiolites du Queyras
(zone piémontaise des Alpes occidentales)

Nom de l'auteur : Patrick SABY

Établissement : Université Scientifique, Technologique et
Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

Les unités ophiolitiques du Queyras (zone piémontaise des Alpes occidentales) représentent des petits massifs de roches vertes dispersés dans les Schistes lustrés piémontais à l'Ouest du Mont Viso. Leur étude permet de reconstruire la structure du substratum océanique d'une partie du segment ligure de la Téthys.

Bien que de nombreuses observations de terrain conduisent à envisager une coupure majeure entre la mise en place des ultramafites et gabbros associés et l'épanchement des basaites, l'analyse pétrographique et géochimique permet de conclure à un assemblage cohérent et comparable avec d'autres massifs ophiolitiques de l'Apennin et de Corse. Les résultats obtenus soulignent le caractère tholéitique de la lignée magmatique à l'origine de matériaux basiques, intermédiaires et acides des différentes unités. La typologie des zircons conforte cette hypothèse au niveau des roches acides.

La répartition des éléments inertes, Y, Ti, Zr, Nb, montre les liens cognétiques entre les matériaux basiques et les différenciés acides. La nature du fractionnement ainsi que l'estimation du degré de fusion partielle suggèrent une mise en place dans un environnement géotectonique à caractère transitionnel avec océanisation à proximité de marges continentales passives ainsi qu'un magmatisme analogues à ceux à l'origine des ophiolites de la Méditerranée occidentale, (magmatisme de type I).

Les éléments de granitoïdes des brèches sédimentaires localisées à l'interface ultramafites-laves, se caractérisent par un cachet calco-alcalin et permettent d'envisager la proximité d'une croûte continentale dont le démantèlement a vraisemblablement été contemporain des stades précoces de l'ouverture de l'océan ligure.

Les circulations hydrothermales liées à ce contexte océanique sont responsables des processus de spilitisation et des minéralisations localisées à l'interface substratum océanique/sédiments : le gîte Fe/Cu de Viafiorcia (Val Germanasca, Italie) en est un exemple.

MOTS-CLÉS

Tethys mésozoïque ; Domaine Ligure ; Zone piémontaise ; Schistes lustrés ; Queyras ; Magmatisme tholéitique ; Basique-acide ; Plagiogranites ; Brèches granitoïdes ; Zircons ; Éléments majeurs ; Traces ; REE ; Hydrothermalisme océanique ; Minéralisation stratiforme ; Decrite ; Pyrite ; Chalcopyrite ; Bornite.

27 JAN. 1987

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42