Le complexe annulaire alcalin de Combeynot (Massifs cristallins externes, Alpes françaises), témoin d'un magmatisme en régime distensif. Pétrogéochimie et signification géodynamique.

René Costarella

▶ **To cite this version:**

René Costarella. Le complexe annulaire alcalin de Combeynot (Massifs cristallins externes, Alpes françaises), témoin d'un magmatisme en régime distensif. Pétrogéochimie et signification géodynamique.. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1987. Français. NNT : . tel-00539879v2

HAL Id: tel-00539879

https://theses.hal.science/tel-00539879v2

Submitted on 13 Feb 2013

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.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

E. Nicolas

THESE

PRESENTEE PAR

COSTARELLA René

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

(arrêté ministeriel du 5 juillet 1984)

SPECIALITE : PETROLOGIE - GEOCHIMIE

LE COMPLEXE ANNULAIRE ALCALIN DE COMBEYNOT (Massifs Cristallins Externes, Alpes françaises), TEMOIN D'UN MAGMATISME EN REGIME DISTENSIF.

PETROGEOCHIMIE ET SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

Soutenue le 06 novembre 1987, devant la commission d'examen :

M. P. VIALON	Professeur, Grenoble	Président
Mme N. VATIN-PERIGNON	Dir. de Recherche CNRS, Grenoble	Directeur
M. A. PECHER	Professeur Ecole des Mines, Nancy	Rapporteur
M. B. BONIN	Professeur Paris-Sud, Orsay	Rapporteur
M. J.P. PUPIN	Maitre de Conférence, Nice	Examinateur
M. G. VIVIER	Ingénieur CNRS, Grenoble	Examinateur

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

THESE

PRESENTEE PAR

COSTARELLA René

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

(arrêté ministeriel du 5 juillet 1984)

SPECIALITE : PETROLOGIE - GEOCHIMIE

LE COMPLEXE ANNULAIRE ALCALIN DE COMBEYNOT (Massifs Cristallins Externes, Alpes françaises), TEMOIN D'UN MAGMATISME EN REGIME DISTENSIF.

PETROGEOCHIMIE ET SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

Soutenue le 06 novembre 1987, devant la commission d'examen :

M. P. VIALON	Professeur, Grenoble	Président
Mme N. VATIN-PERIGNON	Dir. de Recherche CNRS, Grenoble	Directeur
M. A. PECHER	Professeur Ecole des Mines, Nancy	Rapporteur
M. B. BONIN	Professeur Paris-Sud, Orsay	Rapporteur
M. J.P. PUPIN	Maitre de Conférence, Nice	Examinateur
M. G. VIVIER	Ingénieur CNRS, Grenoble	Examinateur

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

AVANT-PROPOS

Je tiens à exprimer ma reconnaissance aux personnes qui m'ont dirigé et conseillé, ainsi qu'à tous ceux qui ont participé, par leurs critiques judicieuses à la réalisation de ce travail.

Je n'oublierai pas tous les amis, à Grenoble et à Saint Jean en Royans, auprès de qui j'ai toujours trouvé le soutien nécessaire pour parvenir au terme de ce mémoire. Je ne cite pas de noms, de crainte d'en oublier, mais je sais qu'il se reconnaitront.

A mes parents, qui m'ont fait confiance tout au long de mes études,

A Sophie...

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

RESUME

Le massif de Combeynot, sur la bordure nord-orientale du massif du Haut-Dauphiné (massifs cristallins externes, Alpes Françaises) est constitué de deux unités fondamentales : (1) un socle, déformé et métamorphisé, représenté par un ensemble migmatitique et un orthogneiss oeillé ; ce socle se rattache aux formations du noyau du massif du Haut-Dauphiné, (2) un complexe annulaire subvolcanique, intrusif dans le socle, composé de formations volcaniques et volcano-détritiques, d'un réseau filonien microgranitique et rhyolitique très dense, de deux unités granitiques disposées de manière concentrique et de filons doléritiques tardifs terminant l'épisode magmatique.

Une étude comparative sur la pétrographie, la structure, la typologie des zircons et la géochimie des éléments majeurs, en traces (Y, Nb, Zr, Rb, Sr, U, Th, Hf, Sc, Cs et Ta) et Terres Rares du complexe de Combeynot ont permis de retracer l'histoire magmatique de la série et de tester sa signification géodynamique.

Le magmatisme de Combeynot est de nature alcaline intraplaque et traduit un environnement géotectonique de distension. Il trouve son origine dans le manteau à partir duquel plusieurs magmas subcontemporains s'individualisent par des taux de fusion partielle différents et conduisent aux unités acides par cristallisation fractionnée. Leur mise en place superficielle dans une zone orogénique encore non consolidée, riche en fluides et la participation des phases fluides juvéniles et/ou des eaux météoriques conditionnent la nature pétrographique - acide, sursaturée et subsolvus - des unités granitiques du complexe ainsi que les processus d'altération hydrothermale post- et tardi- magmatiques.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

ABSTRACT

The Combeynot massif, located on the north-eastern edge of the Haut-Dauphiné massif (external crystalline massifs, French Alps) is basically composed of two units : (1) a metamorphic and mylonitic basement including a migmatitic group and an ortho-augengneiss ; this basement is related to the formations of the core of the Haut-Dauphiné massif, (2) an intrusive subvolcanic ring complex, consisting of volcanic and volcano-detritic formations, of a dense microgranitic and rhyolitic vein pattern, of two concentrically arranged granitic units and of late doleritic veins which end the magmatic cycle.

A comparative study of the petrography,
the structure,
the zircon typology,
the geochemistry of major, trace (Y, Nb, Zr, Rb, Sr, U, Th, Hf, Sc, Cs and Ta), and rare earth elements,

of the Combeynot complex made it possible to review the magmatic history of the cycle and to test his geodynamic implication.

The magmatism of Combeynot is of alkaline within-plate nature and reflects a distensive geotectonic environment. It originates from the mantle where several subcontemporaneous magmas appear under the effect of various degres of partial melting and lead to acid units by crystal fractionation.

Their subsurface setting in a fluid-rich orogenic region wich is still unconsolidated and the activity of the juvenile fluid phase and/or the meteoric water control the petrographic nature - acidic, oversaturated and subsolvus - of the granitic units of the complex and the post- and tardi-magmatic hydrothermal alteration processes.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.....p. 11

1. Définition du sujet.....p. 13
2. Cadre géographique.....p. 13
   2.1. Localisation et limites du secteur étudié.....p. 13
   2.2. Morphologie et hydrographie.....p. 13
      2.2.1. Le massif de Combeynot.....p. 13
      2.2.2. Les Têtes de Sainte Marguerite et la Roche des Agneaux.....p. 16
3. Cadre géologique.....p. 16
   3.1 Esquisse géologique du massif du Haut-Dauphiné.....p. 16
      3.1.1. Travaux antérieurs à 1970.....p. 16
      3.1.2. Travaux récents.....p. 17
   3.2. Etat des connaissances sur le massif de Combeynot.....p. 19
   3.3. Principales objections.....p. 21
4. Les unités lithologiques et leur localisation cartographique.p. 23
5. Buts de l'étude.....p. 25

PREMIERE PARTIE.....p. 27

INTRODUCTION.....p. 29

CHAPITRE I : Etude pétrographique des formations du socle.....p. 31

1. Introduction.....p. 33
2. L'ensemble migmatitique.....p. 33
   2.1. Inventaire et localisation des faciès.....p. 33
      2.1.1. Les gneiss lités.....p. 35
      2.1.2. Les gneiss leucocrates.....p. 35
      2.1.3. Les anatexites et les granites d'anatexie.....p. 35
   2.2. Description pétographique.....p. 38
      2.2.1. Les gneiss lités.....p. 38
      2.2.2. Les gneiss leucocrates.....p. 40
      2.2.3. Les anatexites et les granites d'anatexie.....p. 42
   2.3. Conclusion.....p. 43
3. Les gneiss ocellaires.....p. 45
   3.1. Inventaire et localisation des faciès.....p. 45
   3.2. Description microscopique.....p. 46
      3.2.1. Les gneiss ocellaires.....p. 46
      3.2.2. Les gneiss ocellaires rubanés.....p. 46
   3.3. Conclusion.....p. 49
4. Les leptynites.....p. 49
   4.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique.....p. 49
   4.2. Description microscopique.....p. 51
   4.3. Conclusion.....p. 52
5. Discussion.....p. 52
6. Conclusion.....p. 53

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE II : Typologie des zircons des formations du socle.....p. 55

1. La méthode typologique.....p. 57
2. Typologie des zircons de l'ensemble migmatitique.....p. 59
3. Typologie des zircons des gneiss ocellaires.....p. 61
4. Typologie des zircons des leptynites.....p. 64
5. Conclusion.....p. 67

CHAPITRE III : Géochimie des formations du socle.....p. 69

1. Introduction.....p. 71
2. Les éléments majeurs.....p. 71
3. Les éléments en traces.....p. 75
4. Conclusion.....p. 79

CONCLUSION A L'ETUDE DES FORMATIONS DU SOCLE.....p. 81

DEUXIEME PARTIE.....p. 85

INTRODUCTION.....p. 87

CHAPITRE I : Etude pétrographique du réseau filonien et des formations volcaniques.....p. 89

1. Introduction.....p. 91
1.1. Rappel des connaissances.....p. 91
1.2. Méthode d'approche.....p. 91
Présentation des faciès et position structurale.....p. 93
Le réseau filonien.....p. 93
3.1. Les microgranites porphyriques.....p. 93
3.1.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique...p. 93
3.1.2. Description microscopique.....p. 95
3.1.3. Conclusion.....p.102
3.2. Les rhyolites fluidales.....p.102
3.2.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique...p.102
3.2.2. Etude microscopique.....p.103
3.2.3. Conclusion.....p.105
3.3. Conclusion à l'étude pétrographique du réseau filonien..p.105
4. Les Formations volcaniques.....p.106
4.1. Les tufs rhyolitiques.....p.106
4.1.1. Rappel des classifications.....p.106
4.1.2. Les tufs à cristaux.....p.106
4.2. Les ignimbrites.....p.107
4.2.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique...p.107
4.2.2. Description microscopique.....p.109
4.3. Conclusion à l'étude des Formations volcaniques.....p.109
5. Les Formations volcano-détritiques : les grauwackes.....p.109
6. Les filons de la zone Grangettes-Eychauda.....p.112
7. Conclusion.....p.114

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE II : Etude pétrographique des formations plutoniques
Le granite de Combeynot et les roches associées...p.117

1. Introduction.....p.119
2. Présentation des faciès et position structurale.....p.120
3. Le granite 1 à gros grain.....p.123
3.1. Aspect macroscopique.....p.123
3.2. Description microscopique.....p.124
3.2.1. Le granite 1 à gros grain.....p.124
3.2.2. Les faciès associés.....p.135
a. le faciès aplitique.....p.135
b. le granite chloritisé.....p.135
c. les albitites à chlorite.....p.136
3.3. Synthèse des données pétrographiques.....p.138
3.4. Discussion.....p.140
3.5. Conclusion.....p.141
4. Le granite 2 à grain fin.....p.142
4.1. Aspect macroscopique.....p.142
4.2. Description microscopique.....p.142
4.2.1. le faciès type.....p.142
4.2.2. le faciès aplitique.....p.145
4.2.3. les bordures figées.....p.145
4.3. Conclusion.....p.147
5. Les enclaves microgrenues sombres.....p.147
6. Les filons doléritiques.....p.149
7. L'activité hydrothermale.....p.149
7.1. L'altération en masse.....p.151
7.2. Les albitites à chlorite.....p.151
7.3. Les filons hydrothermaux.....p.152
7.3.1. Les filons clastiques à ciment carbonaté.....p.152
7.3.2. Les filons pegmatitiques.....p.152
7.3.3. Les filons à quartz.....p.152
7.3.4. Les veines minéralisées.....p.154
a. l'indice du Lautaret.....p.154
b. les minéralisations des Rochers des Sources de la Guisane.....p.155
c. les minéralisations dispersées.....p.155
7.4. Conclusion.....p.155
8. Les faciès granitiques de l'Eychauda.....p.155
9. Conclusion.....p.156

CHAPITRE III : Structure du complexe de Combeynot.....p.161

1. Introduction.....p.163
2. Rappel des données.....p.163
3. Position structurale des unités.....p.165
4. Interprétation et discussion.....p.165
4.1. Hypothèse 1.....p.165
4.2. Hypothèse 2.....p.168
4.3. Discussion.....p.168
5. Conclusion.....p.168

CHAPITRE IV : Typologie des zircons du complexe de Combeynot....p.171

1. Introduction.....p.173
2. Typologie des zircons du réseau filonien et des Formations volcaniques.....p.173
2.1. Le réseau filonien.....p.173

2.2. Les Formations volcaniques.....p.176
2.3. Les Formations volcano-détritiques.....p.179
2.4. Les filons de la zone Grangettes-Eychauda.....p.179
2.5. Conclusion.....p.182
3. Typologie des zircons des formations plutoniques.....p.184
3.1. Le granite de Combeynot.....p.184
3.2. Les faciès granitiques de l'Eychauda.....p.187
4. Conclusion.....p.187

CHAPITRE V : Géochimie du complexe de Combeynot.....p.191

1. Introduction.....p.193
1.1. Les objectifs de l'étude géochimique.....p.193
1.2. Méthode analytique.....p.193
2. Les éléments majeurs.....p.194
2.1. Diagrammes de type Harker.....p.196
2.2. Diagramme Q.Ab.Or.....p.198
2.3. Diagramme A.F.M.....p.198
2.4. Diagrammes de nomenclature.....p.198
2.5. Diagramme R1-R2.....p.201
2.6. Synthèse des résultats.....p.201
2.7. Discussion.....p.203
2.8. Conclusion.....p.205
3. Les éléments en traces et les Terres Rares.....p.208
3.1. Généralités.....p.208
3.2. Comportement des éléments en traces.....p.209
3.3. Le couple Rb/Sr.....p.212
3.4. Les Terres Rares.....p.214
3.4.1. Les unités granitiques et les microgranites.....p.218
3.4.2. Les filons doléritiques.....p.222
3.4.3. Les enclaves microgrenues.....p.223
3.4.4. Conclusion.....p.226
3.5. Critères géochimiques de la différenciation.....p.226
3.5.1. Mise en évidence du mode de différenciation.....p.226
3.5.2. Diagramme de corrélation entre éléments incompatibles.....p.228
3.5.3. Diagrammes de corrélation éléments compatibles / éléments incompatibles....p.232
3.5.4. Conclusion.....p.234
3.6. Caractérisation géotectonique de la lignée et définition des matériaux source.....p.236
3.6.1. Spectres généralisés.....p.236
3.6.2. Diagrammes Nb/Y et Ta/Yb.....p.236
3.7. Synthèse des résultats.....p.241
3.8. Discussion.....p.242

4. Conclusion.....p.246

CHAPITRE VI : Le Massif de Combeynot dans son contexte régional.p.249

1. Introduction.....p.251
2. Les populations de zircons du Haut-Dauphiné.....p.251
3. Conclusion.....p.253

CONCLUSIONS GENERALES.....p.257

BIBLIOGRAPHIE.....p.263

LISTE DES FIGURES

Figure — Page

1- Situation géographique du secteur étudié.....14
2- Carte toponimique du secteur étudié.....15
3- Schéma structural du massif des Ecrins-Pelvoux.....18
4- Carte des âges (Demeulemeester,1982).....20
5- Carte géologique de Combeynot (Lacombe, 1970).....22
6- Carte géologique simplifiée du massif de Combeynot.....24
7- Carte d'affleurement des formations du socle.....34
8- Aspect macroscopique d'un gneiss lité - Pyramide de Laurichard.36
9- Plissotement post-cristaux dans un gneiss lité - Pyramide de Laurichard.....36
10- Organisation de la fraction ferromagnésienne en plis dissymétriques et flamèches dans un gneiss leucocrate - Rochers des Sources de la Guisane.....37
11- Filon sécant de granite d'anatexie dans les gneiss lités - Pyramide de Laurichard.....37
12- Aspect microscopique d'un gneiss lité.....39
13- Mobilisats quartzo-feldspathiques sigmoïdes dans un gneiss lité-Rochers des Sources de la Guisane.....39
14- Veines granitoïdes aplitiques dans un gneiss leucocrate.....41
15- Porphyroblaste de feldspath potassique dans un gneiss leucocrate.....41
16- Aspect microscopique d'un faciès granitique.....44
17- Aspect macroscopique d'un gneiss ocellaire rubané.....44
18- Rubans allongés et flexueux de quartz dans un gneiss ocellaire.47
19- Porphyroblaste de feldspath potassique sigmoïde avec ombre de pression recristallisée dans un gneiss ocellaire.....47
20- Lit sombre formé de grandes lamelles de biotites moulant, avec les rubans de quartz, les cristaux feldspathiques d'un gneiss ocellaire.....48
21- Amas polygonal de petites biotites de néoformation dans un gneiss ocellaire.....48
22- Porphyroblaste de feldspath potassique dans un lit quartzo-feldspathique de gneiss ocellaire rubané.....50
23- Texture ultramylonitique d'une leptynite leucocrate.....50
24- Types et sous-types fondamentaux de la classification (Fupin, Turco, 1972).....58
25- Distribution des roches endogènes non granitiques dans le diagramme I.A./I.T.....58
26- Distribution et T.E.T. des populations de zircons des granitoïdes.....58
27- Distribution typologique des populations de zircons de l'ensemble magmatique.....60
28- Répartition des points moyens des populations de zircons de l'ensemble migmatitique ; champ des granites anatectiques.....62
29- Distribution typologique des populations de zircons des gneiss ocellaires.....63
30- Répartition des points moyens des populations de zircons des gneiss ocellaires ; champ de répartition des granites calco-alcalins.....65
31- Distribution typologique des populations de zircons des leptynites.....66
32- Répartition des points moyens des populations de zircons des leptynites.....66
33- Diagramme chimico-minéralogique de de La Roche (1964).....73
34- Diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na) de de La Roche (1968).....74
35- Diagramme de Moine et de La Roche (1968).....74
36- Diagramme R1 - R2 (de La Roche et Leterrier, 1973).....76
37- Diagramme Ti=f(Zr), Y=f(Zr) et Nb=f(Zr) pour les formations de socle.....77
38- Diagramme Rb=f(Y+Nb) et Nb=f(Y) de Pearce et al (1984).....78
39- Profil des Terres Rares d'un gneiss ocellaire.....76
40- Carte d'affleurement du réseau filonien et des formations volcaniques.....92
41- Représentation schématique en carte de la disposition du réseau filonien des faces nord et est de Combeynot.....94
42- Coupe N-S des Rochers des Sources de la Guisane.....94
43- Ressaut topographique d'un microgranite porphyrique - Rochers des Sources de la Guisane.....96
44- Brèche magmatique aux épontes d'un filon microgranitique.....96
45- Texture microgrenue porphyrique des microgranites.....98
46- Amas gloméroporphyriques de feldspath alcalin ; microgranite porphyrique.....98
47- Position des feldspaths alcalins des microgranites porphyriques dans le diagramme Ab.or.An.....100
48- Association des macles de Baveno et de Carlsbad dans un feldspath potassique.....100
49- Position des chlorites des microgranites porphyriques dans le diagramme de Hey (1954).....101
50- Texture fluidale d'une rhyolite fluidale.....104
51- Texture fluidale à phénoclastes d'un tuf à cristaux.....104
52- Formes ovoïdes aplaties à forme de ponces.....108
53- Structure vitroclastique tassée d'une ignimbrite.....110
54- Echardes de verre dévitrifié d'une ignimbrite.....111
55- Contact grauwacks - flysch des Aiguilles d'Arves : Rochers de Guerre.....111
56- Nodules phylliteux à séricite, biotite et quartz 113
57- Texture microgrenue porphyrique d'un filon microgranitique de la Crete des Grangettes.....113
58- Carte d'affleurement du granite de Combeynot.....121
59- Quartz automorphes de croissance cimentés par les feldspaths potassiques postérieurs.....125
60- Position des feldspaths du granite 1 à gros grain dans le diagramme Ab.Or.An.....129
61- Habitus interstitiel de la chlorite dans le granite 1 à gros grain.....131
62- Position des chlorites du granite 1 à gros grain dans le diagramme de Hey (1954).....132
63- Habitus squelettique d'une magnétite en inclusion dans une chlorite du granite 1.....133
64- Diagramme FeO-Fe2O3-TiO2 des minéraux opaques du granite 1 à gros grain.....134
65- Amas crypto-cristallin de minéraux opaques.....133
66- Microfilonnets onduleux de chlorite et muscovite d'un faciès de granite chloritisé.....137
67- Aspect microscopique d'une albite à chlorite.....137
68- Séquence de cristallisation du granite 1 à gros grain.....139
69- Etages structuraux du magmatisme alcalin anorogénique (Bonin, 1982).....139
70- Séquence de cristallisation du granite 2 à grain fin.....143
71- Macle complexe dans un feldspath potassique.....144
72- Diagramme FeO-Fe2O3 des minéraux opaques du granite 2 à grain fin.....146
73- Bordure figée du granite 2 à grain fin.....144
74- Enclave microgrenue sombre dans le granite 2.....148
75- Aspect microscopique d'une enclave microgrenue.....148
76- Aspect microscopique d'une dolérite filonienne.....150
77- Brèche à éléments de granite 2 et ciment sidéritique.....150
78- Filons de sidérite en bordure du granite 2.....153

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

INTRODUCTION GENERALE

1. DEFINITION DU SUJET

2. CADRE GEOGRAPHIQUE

2.1. Localisation et limites du secteur étudié
2.2. Morphologie et hydrographie

2.2.1. Le massif de Combeynot
2.2.2. Les Têtes de Sainte Marguerite et la Roche des Agneaux

3. CADRE GEOLOGIQUE

3.1. Esquisse géologique du massif du Haut-Dauphiné

3.1.1. Travaux antérieurs à 1970
3.1.2. Travaux récents

3.3. Principales objections

4. LES UNITES LITHOLOGIQUES ET LEUR LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

5. BUTS DE L'ETUDE

79- Microfilonnet pegmatitique à Tourmaline.....153
80- Aspect microscopique d'un granite fin de l'Eychauda.....157
81- Distribution typologique des populations de zircons du réseau filonien.....174
82- Distribution typologique des sous-populations de zircons du réseau filonien.....175
83- Répartition des points moyens des populations des zircons du réseau filonien dans le diagramme typologique.....177
84- Distribution typologique des populations de zircons des tufs et ignimbrites rhyolitiques.....178
85- Distribution typologique des sous-populations de zircons des tufs et ignimbrites rhyolitiques.....178
86- Répartition des points moyens des populations de zircons des tuf et ignimbrites rhyolitiques dans le diagramme typologique.180
87- Distribution typologique des populations de zircons des grauwacks.....181
88- Distribution typologique des populations de zircons des filons de la zone Grangette-Eychauda.....181
89- Répartition des points moyens des populations de zircons des filons de la zone Grangette-Eychauda.....183
90- Distribution typologique des populations de zircons du granite de Combeynot.....185
91- T.E.T. thérique et position relative des unités cogénétiques dans le diagramme typologique.....186
92- Répartition des points moyens des populations de zircons du granite de Combeynot dans le diagramme typologique.....188
93- Distribution typologique des populations de zircons des faciès granitiques de l'Eychauda.....189
94- Répartition des points moyens des populations de zircons des faciès granitiques de l'Eychauda dans le diagramme typologique.....189
95- Evolution des unités du complexe de Combeynot (Harker, 1909)..197
96- Diagramme Q.Ab.Or (Tuttle et Bowen, 1958).....199
97- Diagramme A.F.M.....199
98- Diagramme modal Q.A.P. (Lameyre et Bowden, 1982).....200
99- Diagramme de nomenclature Q-P (De La Roche, 1964 modifié par Debon et Le Fort, 1983).....200
100- Diagramme chimico-minéralogique Q.B.F. (Debon, Le Fort, 1983).202
101- Diagramme R1-R2 (De La Roche et Leterrier, 1973).....202
102- Diagramme Ka + K/Al/Fe (Bonin, 1982).....204
103- Diagramme Na/K/Al (Bonin, 1972).....204
104- Diagramme Na + K/Al/Fe pour les unités acides de Combeynot....206
105- Facteurs d'enrichissement des 29 éléments dosés des unités acides du complexe de Combeynot (Hildreth, 1981).....211
106- Diagramme Rb = f(K2O).....213
107- Diagramme Sr = f(Rb).....213
108- Profils des T.R. moyens....(Cocherie, 1978).....215
109- Profils des T.R. de quelques granitoides français.....217
110- Profils de T.R. des unités acides de Combeynot.....217
111- Coéfficient de distribution des T.R....(Cocherie, 1984).....220
112- Profils de T.R. des dolérites filoniennes de Combeynot.....220
113- Profils superposés des dolérites filoniennes 224
114- Caractérisation de la source des liquides primaires.....224
115- Profils de T.R. des enclaves microgrenues.....225
116- Profils superposés des enclaves microgrenues.....225
117- Diagramme théorique (Joron et al, 1978).....229
118- Diagramme Zr = f(Y).....229
119- Diagramme Th = f(Ta).....230
120- Diagramme U = f(Ta) et U = f(Th).....230
121- Diagramme Nb = f(Y).....231
122- Diagrammes de corrélation élément compatible = f(élément incompatible.....233
123- Droites d'évolution synthétiques des unités.....235
124- Spectres généralisés des unités acides de Combeynot.....237
125- Comparaison des spectres de Combeynot avec d'autres séries granitiques.....237
126- Diagramme Nb = f(Y) de Peace et al, 1984.....239
127- Diagramme Ta = f(Y) de Peace et al, 1984.....239
128- Coupe idéalisée d'une collision continent-continent simple....240
129- Controle tectonique du magmatisme alcalin (Bonin, 1982).....240
130- Représentation schématique des stades d'ouverture.....240
131- Séquence d'évolution et conditions de mise en place du magmatisme intraplaque (Lameyre et al, 1984).....243
132- Distribution typologique des populations de zircons des granites des Etages et de Turbat-Lauranoure.....252
133- Répartition des points moyens des granitoides du Haut-Dauphiné, des Grandes Rousses et de Belledonne.....252
134- Position cartographique des granitoides.....254

Tableau page

1- Analyses chimiques des formations du socle.....72
2- Analyses chimiques à la microsonde électronique des feldspaths alcalins des microgranites porphyriques.....99
3- Analyses chimiques à la microsonde électronique des chlorites des microgranites porphyriques.....101
4- Tableau récapitulatif des caractères du réseau filonien et des formations volcaniques de Combeynot et de la zone Grangettes-Eychauda.....115
5- Analyses chimiques du granite 1 à gros grain.....125
6- Analyses chimiques à la microsonde électronique des feldspaths du granite 1 à gros grain.....127
7- Analyses chimiques à la microsonde électronique des chlorites du granite 1 à gros grain.....132
8- Analyses chimiques à la microsonde électronique de la magnétite du granite 1 à gros grain.....134
9- Analyses modales du granite 2 à grain fin.....143
10- Analyses chimiques à la microsonde électronique de la magnétite et de la pseudobrookite du granite 2 à grain fin.....146
10'- Données analytiques des éléments majeurs des formations du complexe de Combeynot.....195
11- Schéma d'évolution générale du magmatisme alcalin (Bonin .... 1982).....204
12- Analyses types des éléments majeurs...(in Bonin, 1980).....206
13- Données analytiques des éléments en traces Rb, Sr, Y, Zr et Nb des formations du complexe de Combeynot.....209
14- Données analytiques des T.R. et des éléments U, Th, Hf, Sc, Cs et Ta des formations du complexe de Combeynot.....209

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. DEFINITION DU SUJET :

Ce mémoire présente une étude pétrographique et géochimique des formations cristallines de Combeynot, sur la bordure nord-orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, dans les Alpes externes françaises (fig. 1). Elles sont représentées par (1) un encaissant gneissique et leptynitique, (2) un complexe annulaire dont l'ossature est formée par un granite subvolcanique, associé à un important réseau filonien et à des produits volcaniques.

2. CADRE GEOGRAPHIQUE :

2.1. Localisation et limites du secteur étudié :

La surface couverte par cette étude est délimitée à l'Est par les vallées de la Guisane et du Grand Tabuc, à l'Ouest par les vallées de la Haute Romanche et du Rif de la Planche ; elle représente 50 km2 dont la plus grande partie est située entre 2000 et 3000 m d'altitude (fig. 2). Deux unités géographiques peuvent être distinguées dans ce secteur :

- le massif de Combeynot (3155 m), entre le col du Lautaret (2058 m) au Nord et le Col d'Arsine (2348 m) au Sud.

- les têtes de Sainte Marguerite (2876 m) et la Roche des Agneaux (2928 m) entre les vallons du Petit et du Grand Tabuc.

A ces deux unités s'ajoute le secteur Grangettes-Eychauda au Sud du Grand Tabuc, dans lequel des levés ont été effectués à titre de comparaison avec les faciès de Combeynot.

Le massif de Combeynot fait partie de la zone centrale du Parc National des Ecrins , dont il constitue l'extrémité nord-orientale. Le versant nord du massif est en outre classé en Réserve Naturelle depuis 1971 ; il offre, depuis lors, une terre d'accueil à plusieurs centaines de chamois qui évoluent en hardes de 20 à 30 individus sur l'ensemble du massif... au plus grand plaisir du géologue de terrain dans ses heures de recherche, de repos, de méditation...

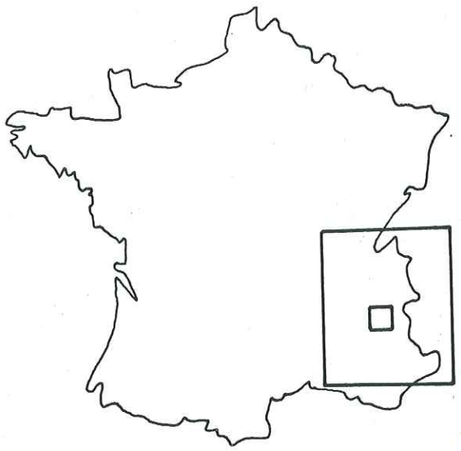
2.2. Morphologie et hydrographie :

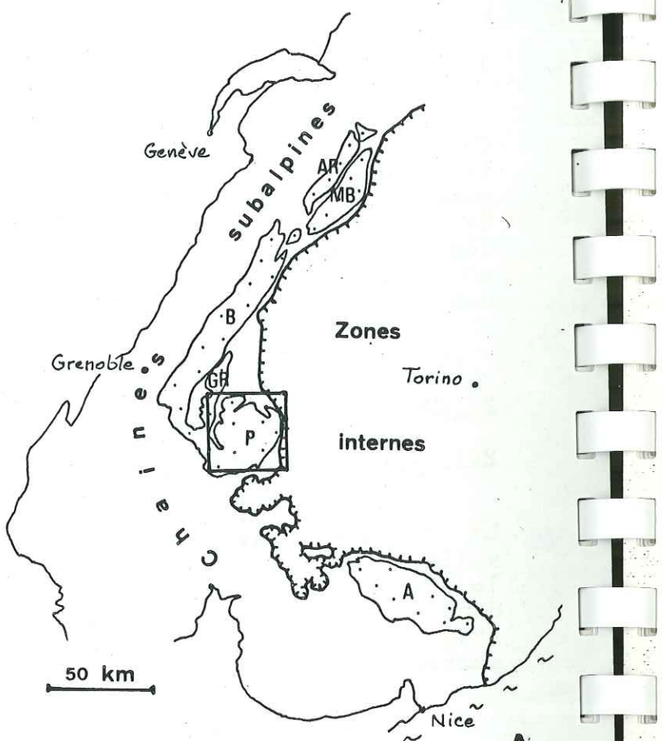
2.2.1. le massif de Combeynot :

La profonde entaille de la haute vallée de la Romanche et du Rif de la Planche isole géographiquement le massif de Combeynot du reste du massif des Ecrins-Pelvoux dont il constitue une unité satellite.

Le massif est divisé en deux parties par les vallons du Fontenil et de la Route, situés de part et d'autre de la crête des Jumelles :

- la partie nord s'étend de l'Arête des Pics de Combeynot (Roc Noir 3112 m, Pic Ouest 3155 m, Pic Est 3145 m, Roche de la Gardette 3049 m) relayée à l'Est par le Rocher de Guerre (2338 m), jusqu'au col de Lautaret et à la vallée de la Guisane.
  Elle est constituée par une succession de combes et de crêtes





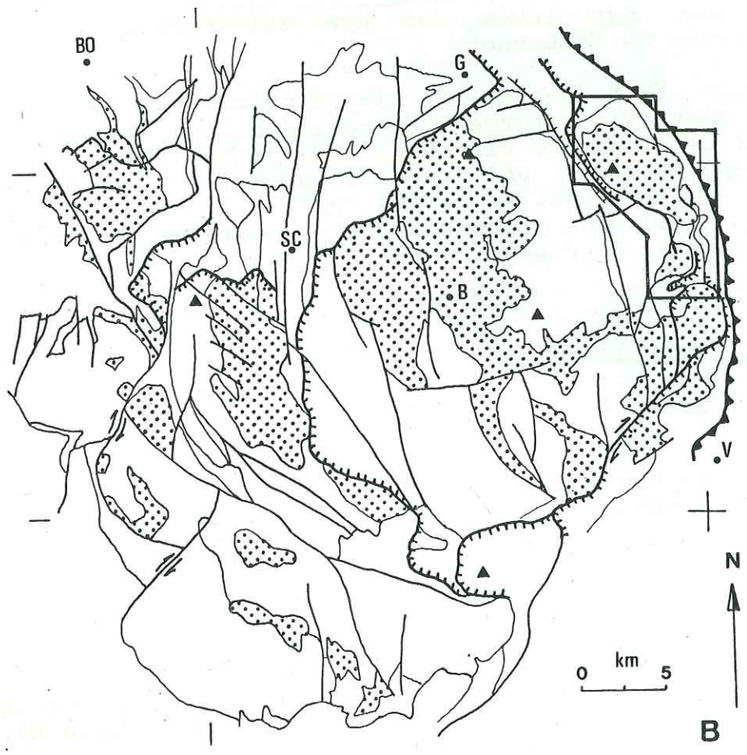


Figure 1 : Situation géographique du secteur étudié

1A : Schéma structural des massifs cristallins externes

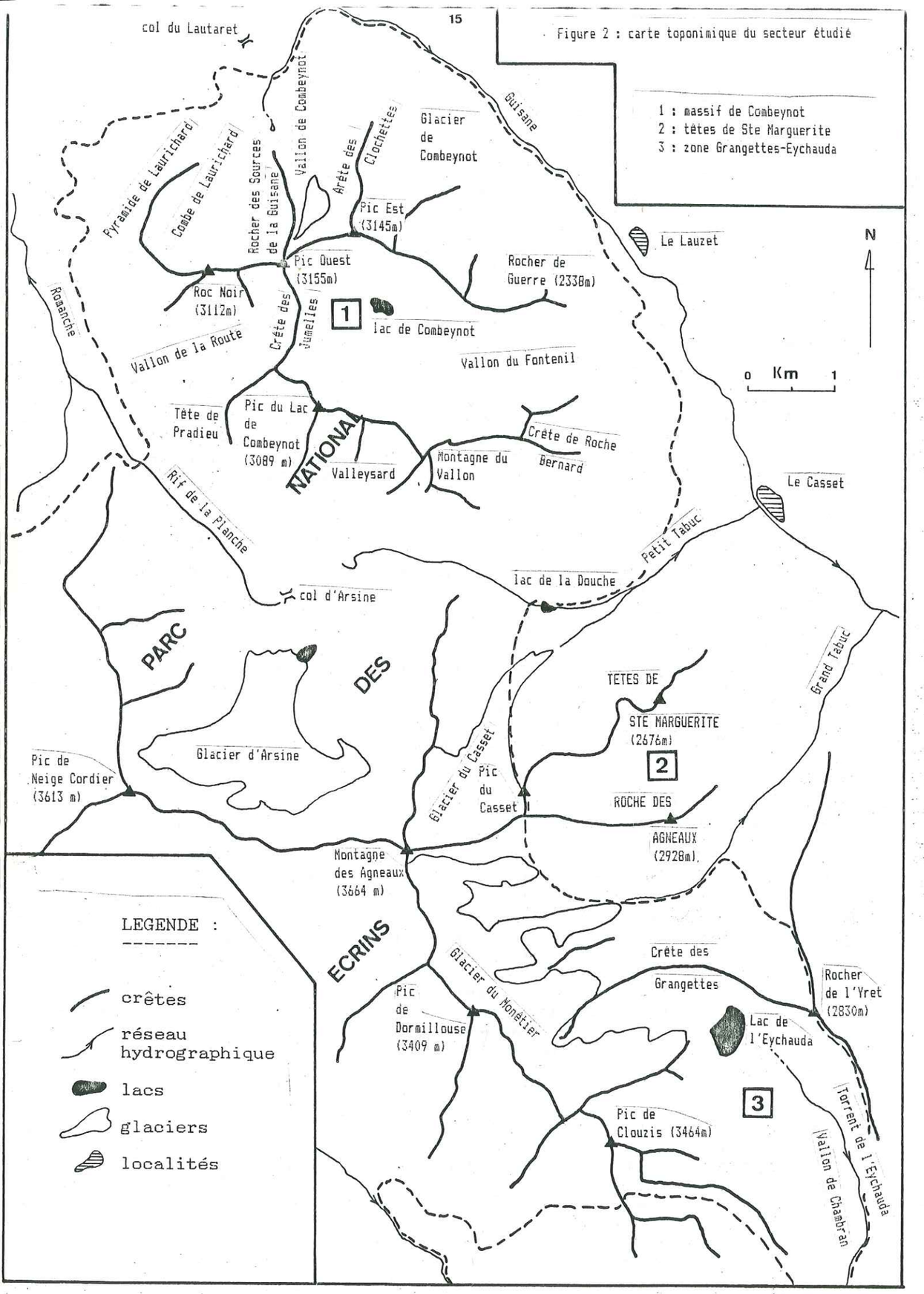
AR : Aiguilles Rouges
MB : Mont Blanc
B : Belledone
GR : Grandes Rousses
P : Pelvoux
A : Argentera

1B : Schéma structural du massif des Ecrins-Pelvoux

∵∴: Granitoïdes
BO : Bourg d'Oisans
G : La Grave
SC : Saint Christophe
B : La Bérarde
V : Vallouise

Figure 2 : carte toponimique du secteur étudié

1 : massif de Combeynot
2 : têtes de Ste Marguerite
3 : zone Grangettes-Eychauda



tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

définissant, d'Ouest en Est, la Pyramide de Laurichard , les Rochers des sources de la Guisane et l' Arête des Clochettes séparés respectivement par la Combe de Laurichard et le Vallon de Combeynot, en aval du petit glacier de Combeynot.

- la partie sud s'étend de l'arête définie par le Pic du lac de Combeynot (3089 m) et l'Arête de Roche Bernard jusqu'au col d'Arsine, à la conjonction des vallons du Rif de la Planche et du Petit Tabuc.
  Elle est également constituée par une suite d'éperons rocheux : la Tête de Pradieu, Valleysard, la Montagne du Vallon.

L'ensemble des combes et vallons découpant le massif est occupé par des formes d'accumulation récentes qui ont tendance à empater et à adoucir le relief. Parmi celles-ci se distinguent :

- les glaciers rocheux : ou accumulations morainiques situées à l'aplomb de lentilles de glace représentant les dernières reliques des glaciers würmiens. Ils ont des formes en bourrelets dérivant des mouvements d'écoulement gravitaire du matériel rocheux, et recouvrent toutes les combes de la partie sud ainsi que la Combe de Laurichard et la branche est du Vallon de Combeynot.

- les cônes d'éboulis mixtes : sous ce vocable sont regroupés les cônes d'éboulis actifs repris par des phénomènes de ruissellement ou d'avalanche : le Vallon de Combeynot en offre un bel exemple, visible du col de Lautaret.

- les formations glaciaires indifférenciées comprenant les moraines des diverses périodes de glaciation.

Ces importantes formes d'accumulation conditionnent l'écoulement des eaux, principalement souterrain. Au débouché de ces formations, de nombreuses sources prennent naissance, notamment celles de la Guisane sur le versant nord du massif, de la Liche des Chamois sur le versant est et des Fontettes, en aval du Vallon de Fontenil.

2.2.2. Les têtes de Sainte Marguerite et la Roche des Agneaux :

Cette unité géograhique, en marge de la zone centrale du Parc, constitue les reliefs situés entre les vallons du Petit et du Grand Tabuc (fig. 2). Ils forment deux crêtes dérivant du Pic du Casset et séparées par le glacier des Près les Fonts.

Les mêmes formes d'accumulation tapissent les bases de falaises et les combes. Les eaux sont ici drainées par les torrents du Petit et du Grand Tabuc, alimentés par les glaciers d'Arsine et du Casset pour l'un, du Mônetier pour l'autre, ainsi que par les apports de nombreuses sources au débouché des formations quaternaires.

3. CADRE GEOLOGIQUE :

3.1. Esquisse géologique du massif du Haut-Dauphiné :

3.1.1. Travaux antérieurs à 1970 :

- A la fin du siècle dernier, Termier publie ses premiers travaux

sur le cristallin du Haut-Dauphiné (1896, 1897, 1899, 1900) et dresse la première édition de la carte de Briançon au 1/80000. Les terrains cristallins sont regroupés en trois unités fondamentales : les schistes cristallophylliens azoïques, le granite du Pelvoux intrusif dans la série métamorphique et les filons tardifs acides et basiques. La surrection du massif est assimilée à une énorme intumescence souple.

- Bellair, en 1948, reprend l'étude pétrographique du Haut-Dauphiné sans apporter de grands bouleversements au schéma de Termier. Il développe cependant l'idée d'une tectonique controlée par le jeu de grandes failles cassantes.

- Gidon (1954) introduit la notion de tectonique tangentielle. Le massif de Combeynot est ainsi présenté comme une écaille cristalline chevauchant les formations mésozoïques du synclinal d'Arsine.

- Buffière (1964) fournit par datation isotopique K/Ar un âge viséen pour le granite du Haut-Dauphiné.

- Vernet (1965) propose une synthèse structurale d'après une description très détaillée des lambeaux sédimentaires pincés en synclinaux étroits.

Ce bref bilan et cette bibliographie intentionnellement non exhaustive montrent que vingt ans en arrière, la connaissance des terrains cristallins était encore très imparfaite, et les interprétations de Termier, datant de plus de 3/4 de siècle, restent encore les seules références sur le plan de la pétrographie des formations.

3.1.2. Travaux récents :

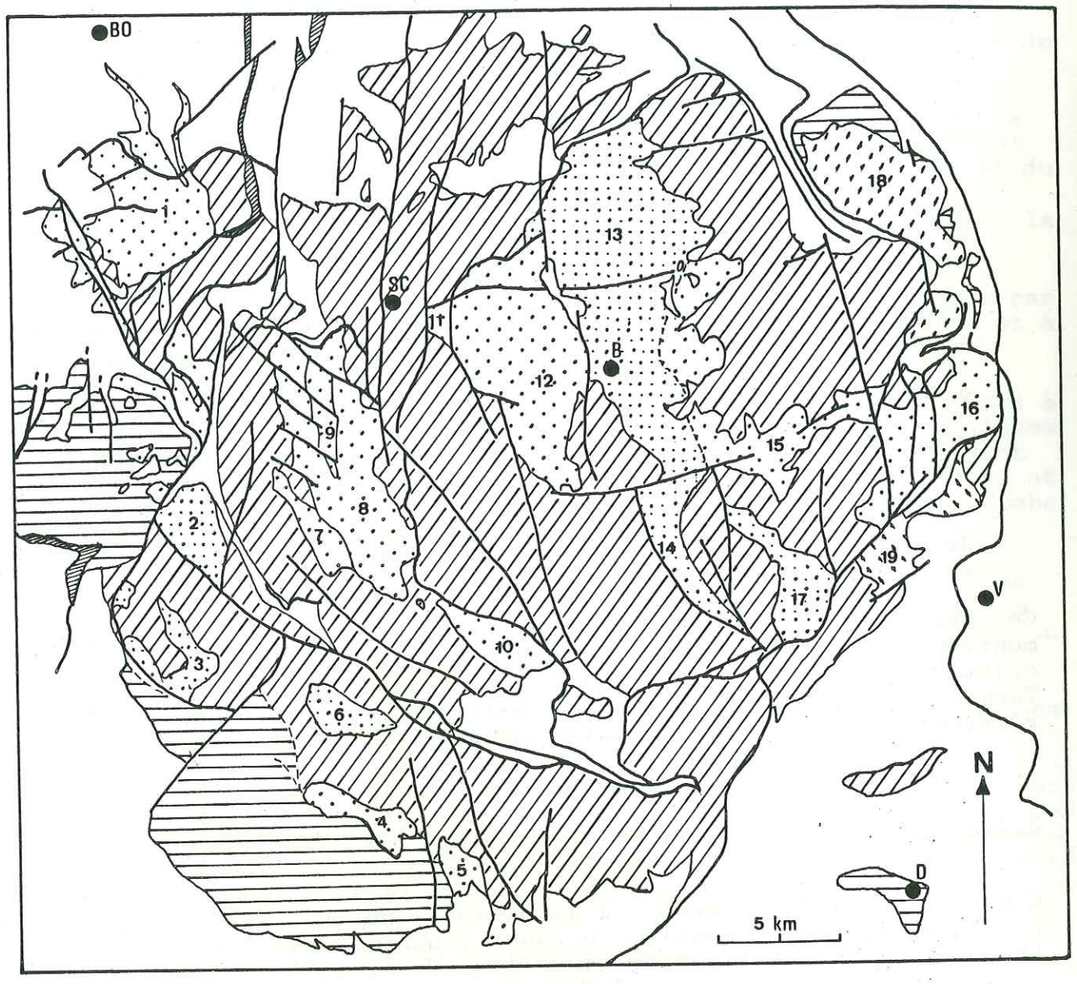
C'est en 1970, sous l'impulsion de P. Vialon, que l'étude pétrographique du massif du Haut-Dauphiné est reprise, avec des techniques d'investigation nouvelles. Ce travail est dû à (1) Pécher = le socle ancien, (2) Gillot-Barbiéri = le complexe intermédiaire, (3) Lacombe = le complexe volcano-sédimentaire et (4) Barbiéri = les granites, aperçu sur la géochronométrie du massif.

Le Fort (1973) poursuit cette étude sur la partie occidentale du massif. Il définit les différents termes des formations métamorphiques, et classe, sur des critères essentiellement géochimiques, les granites hercyniens en deux lignées fondamentales. Divers auteurs complètent les connaissances par des travaux plus ponctuels et/ou thématiques : Vatin-Pérignon, Juteau et Le Fort (1972), Aumaître et Buffet (1973) et Buffet (1984) sur les filons basiques et les laves spilitiques, Bartoli (1973) sur le Haut Vénéon, Biju-Duval (1973) sur la région du Sirac.

L'ensemble des nouvelles données permettent à Le Fort et Pécher (1971, 1981) puis à Pécher et Barféty (1982, notice de la carte Saint-Christophe au 1/50000) de proposer un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin (fig.3) :

- les formations anté-granites hercyniens sont séparées en un noyau migmatitique formant l'essentiel du massif et une zone corticale mésozonale à catazonale le ceinturant à l'Ouest et au Nord-Est : (1) le noyau a un coeur de gneiss et de migmatites rubanées acides surmonté d'un épais chapeau d'amphibolites

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010



houiller | cortex | noyau | calco-alcalin | subalcalin

granitoïdes

Figure 3 : Schéma structural du massif des Ecrins-Pelvoux

1 = Rochail, 2 = Valsenestre, 3 = Grun, 4 = Colle-Blanche,
5 = Moutière, 6 = Pétarel, 7 = Orgières,
8 = Turbat-Lauranoure, 9 = Berches, 10 = Bourg, 11 = Graou,
12 = Etages (+ Cray), 13 = Bérarde-Promontoire,
14 = Bans + Giobernay, 15 et 16 = Ailefroide-Pic de Clouzis,
17 = Riéou Blanc, 18 = Combeynot, 19 = Claphouse.

BO : Bourg d'Oisans, SC : Saint Christophe, B : La Bérarde
D : Dormillouse.

(d'après Pécher et Barféty, 1982)

rubanées (formations de la Lavey, au Sud de Saint-Christophe en Oisans), (2) l'ensemble cortical comprend des termes détritiques grossiers (conglomérats du Chaillol) surmontant une série leptyno-amphibolique. A cet ensemble est rattaché le complexe volcano-sédimentaire de Combeynot, considéré comme peu métamorphique et peu déformé.

- les granitoïdes hercyniens , intrusifs dans les séries du noyau et du cortex, sont représentés par de nombreux petits massifs distingués, sur des critères chimiques, en deux ensembles principaux : (1) un ensemble monzonitique (lignée calco-alcaline) avec les granites de Rochail, Colle-Blanche, Moûtières, Orgières, Bourg, Graou, les Etages, Cray, Turbat-Lauranoure, Berches, Ailefroide, caractérisés par une muscovite peu abondante à absente, un plagioclase de type oligoclase et l'apparition d'amphibole pour les termes plus basiques, (2) un ensemble de granites à deux micas ou granites albitiques (lignée subalcaline) avec les granites de Valsenestre, Grun, la Bérarde-Promontoire, le Giobernay, les Bans et Riéou Blanc, où la muscovite est abondante et le plagioclase de type albite.
Le granite de Combeynot est considéré séparement de ces ensembles en raison de son caractère très potassique.

A la même époque, Demeulemeester (1982) précise l'âge des différents évènements magmatiques et tectoniques par confrontation des résultats des datations isotopiques K/Ar et Rb/Sr sur phases minérales séparées (fig.4). Il constate ainsi une liaison évidente entre la discordance des âges, la chloritisation des phases minérales et la présence des grands accidents alpins . Par ailleurs, des âges concordants, localisés à l'Ouest du massif, précisent l'âge de mise en place du granite de Rochail à 331+/-31 Ma.

Bien que l'état des connaissances sur les formations cristallines du massif du Haut-Dauphiné s'affine, il reste de nombreuses inconnues tant sur l'origine des formations du noyau que sur la géochronologie des évènements hercyniens, la caractérisation du (des) magmatisme (s) à l'origine des granitoïdes.

3.2. Etat des connaissances sur le massif de Combeynot :

Avant les travaux de Lacombe (1970) la connaissance des formations cristallines du massif de Combeynot était assez succinte. Termier (1899) distinguait une série cristallophylienne X, recoupée par le granite du Pelvoux et son cortège aplitique et microgranitique. Cette intrusion a développé un métamorphisme de contact dans son encaissant, responsable de la formation des "cornéennes du Tabuc".

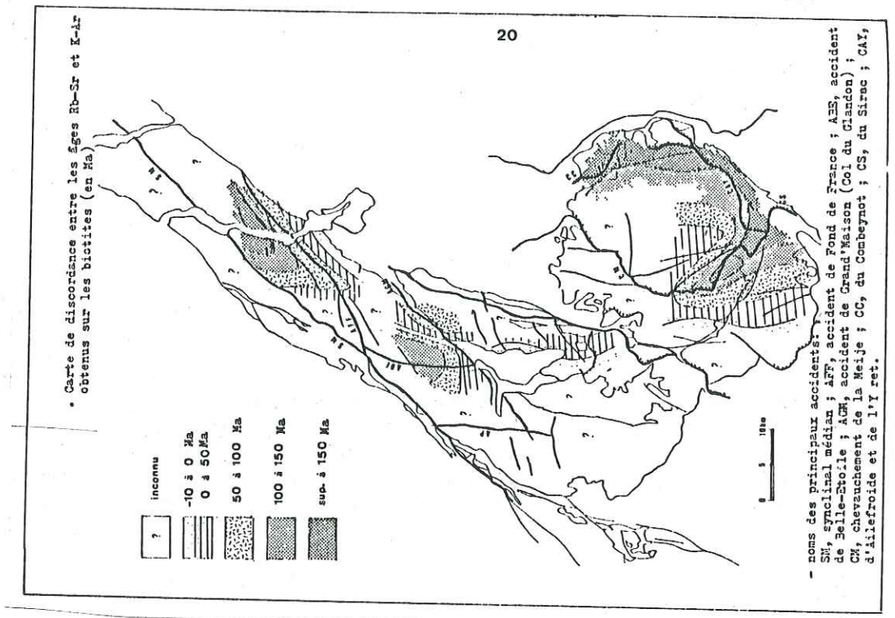
- Travail de référence :

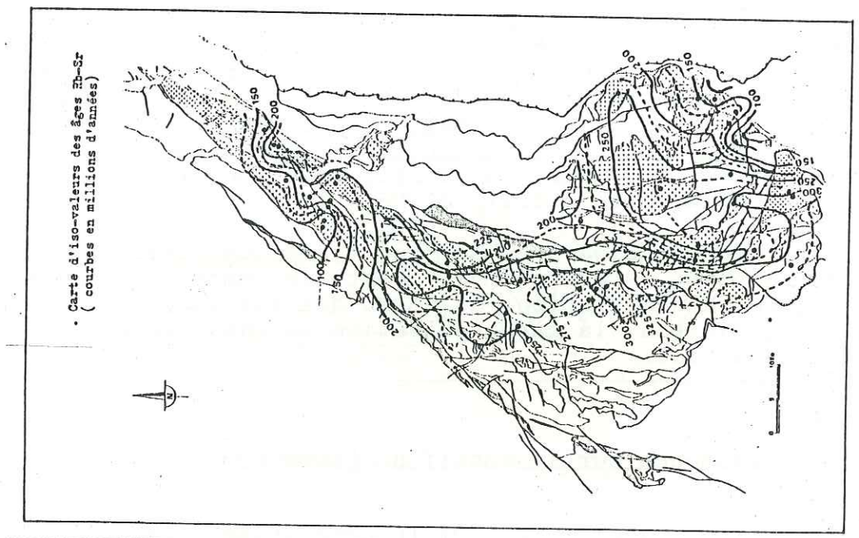
L'étude de Lacombe (1970) sur les formations du complexe Combeynot-Eychauda a servi de base à l'élaboration de ce mémoire. Le cadre géologique général et la description pétrographique des différents faciès qu'il fournit ont constitué les lignes directrices des premières campagnes de terrain.

La complexité d'agencement des différentes unités lithologiques imputables aux diverses phases de déformation et le morcellement des affleurements accessibles rendaient cette première approche très

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010





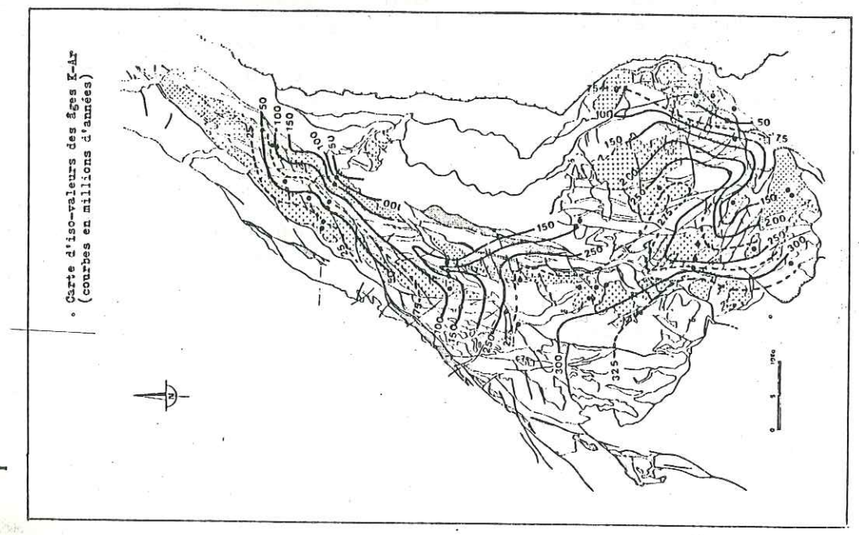


Figure 4 : Carte des âges (d'après Demeulemeester, 1982)

délicate.

Dans ce contexte difficile, Lacombe avait néanmoins déjà répertorié et décrit les différents faciès du massif, pour lesquels il propose une terminologie d'ordre génétique (fig.5) : (1) les grauwackes du Rocher de Guerre, d'origine volcano-sédimentaire, (2) les porphyroïdes arkosiques , montrant une double origine à la fois volcanique acide et détritique par démantèlement des rhyolites, puis mélange avec des formations arkosiques, (3) la microbrèche noire de Laurichard, d'origine soit volcano-détritique, soit purement volcanique (de type ignimbritique), (4) les gneiss ou porphyroïdes psammitiques (gneiss des Clochettes et de Laurichard), d'origine sédimentaire enfin, (5) les rhyolites de Combeynot et de l'Eychauda, de nature volcanique effusive ; tous ces faciès s'agençant en un vaste complexe volcano-détritique englobant l'ensemble de la zone Combeynot-Eychauda.

L'auteur précise que "le complexe volcano-détritique de Combeynot-Eychauda forme un tout homogène et bien individualisé. En outre les différents faciès qui le constituent, passent de l'un à l'autre en toute continuité" (Lacombe 1970).

La forte intrication des différents faciès conduisit Lacombe à proposer cette interprétation. Les variations progressives de faciès dans un bassin de subsidence peu profond alimenté par un puissant volcanisme acide paraissent seules susceptibles de rendre compte de l'agencement actuel des formations.

3.3. Principales objections :

Sur la base des observations de Lacombe, plusieurs arguments peuvent être avancés, rapidement énumérés, puis développés tout au long des chapitres suivants, remettant en cause le schéma général du complexe volcano-sédimentaire.

- Il existe dans le massif de Combeynot, une dualité d'ordre structural entre un matériel intensément déformé, développant des structures mylonitiques (gneiss et porphyroïdes arkosiques de Lacombe) et un matériel peu déformé, aux structures primaires parfaitement conservées (granite et rhyolite de Combeynot). Cette simple constatation implique d'envisager une chronologie relative de mise en place des formations par rapport à la phase de déformation responsable de la mylonitisation et exclut ainsi l'hypothèse de leur contemporanéité ou subcontemporanéité : le granite et les rhyolites de Combeynot sont postérieurs au matériel déformé .

- La grande majorité des formations à cachet volcanique sont en fait des intrusions hypovolcaniques, essentiellement microgranitiques développant un important réseau annulaire mis en place au sein d'un bâti complexe (gneiss et porphyroïdes de Lacombe) déjà déformé. Il existe cependant de véritables écoulements volcaniques de tufs et d'ignimbrites rhyolitiques témoignant d'un dynamisme éruptif violent.

- L'intrication très poussée des différents faciès est certes dûe au mode de mise en place propre à certains horizons (les formations filoniennes notamment), mais également aux effets des diverses phases de déformation ayant affecté le massif. Parmi celles-ci, la tectonique alpine, très vigoureuse sur cette bordure

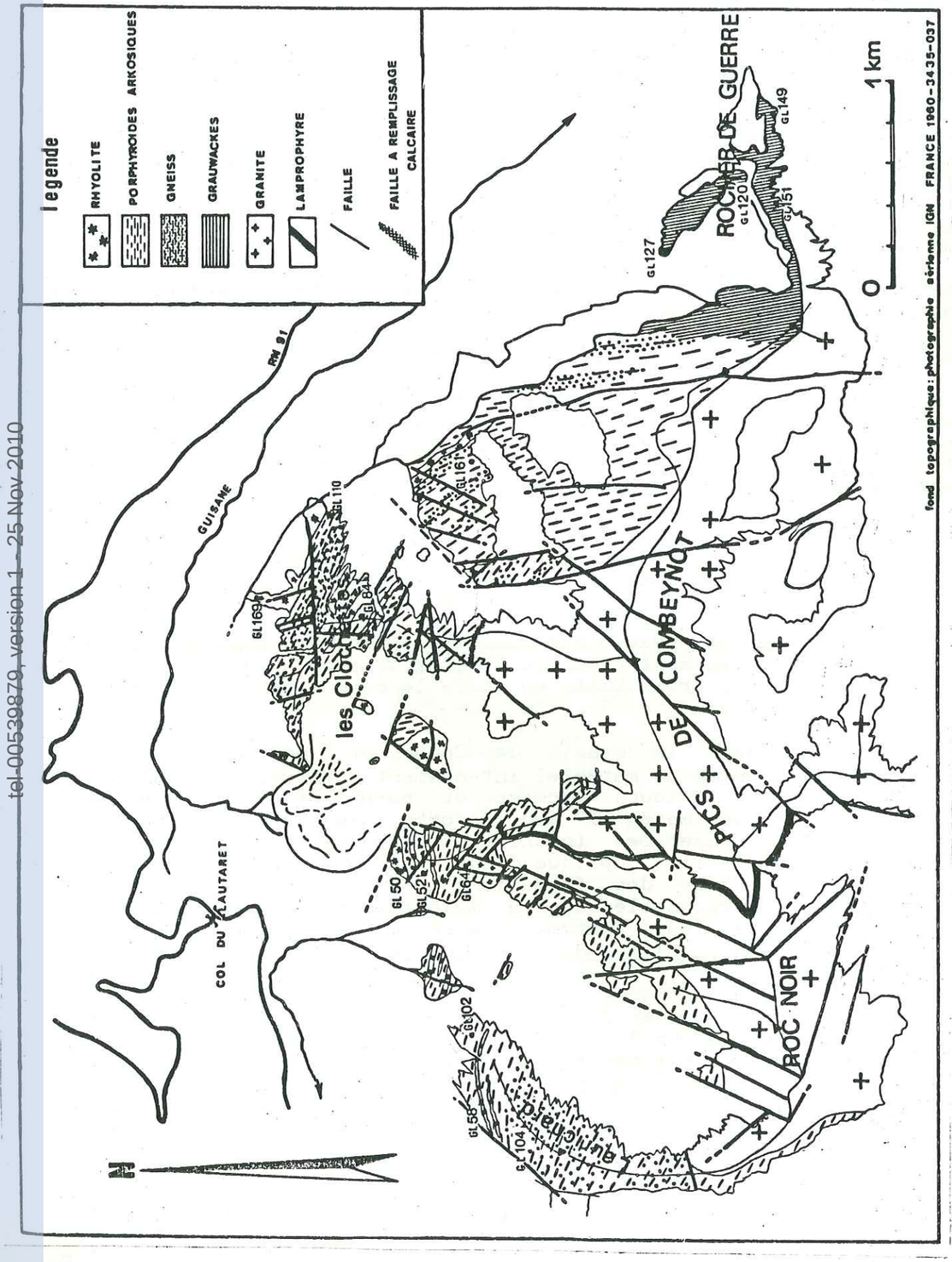


Figure 5 : Carte géologique de Combeynot (Lacombe, 1970)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

nord-orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, est responsable d'écaillages et de chevauchements importants qui, en se surimposant à la déformation hercynienne, brouillent bon nombre d'informations quant aux relations entre les différentes unités.

4. LES UNITES LITHOLOGIQUES ET LEUR LOCALISATION CARTOGRAPHIQUE :

Dans cette nouvelle optique d'indépendance temporelle des formations entre elles, le massif de Combeynot apparait constitué de deux unités fondamentales aux caractères spécifiques, tant structuraux que pétrographiques et géochimiques :

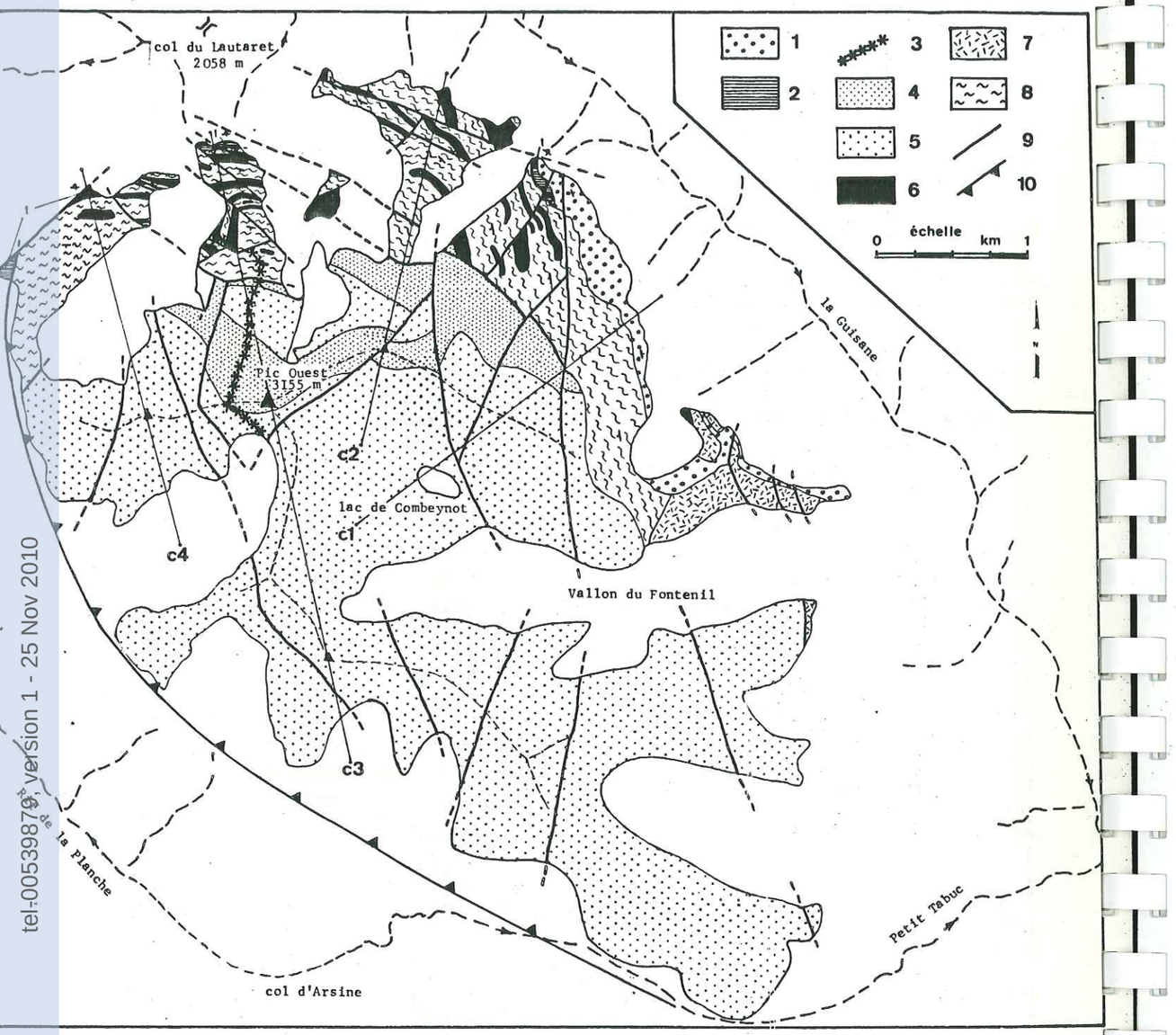
- le socle , ou soubassement, déformé et métamorphisé, mylonitique en partie ou en totalité, comprend : (1) un ensemble migmatitique formé de gneiss et d'anatexites (gneiss de Laurichard et porphyroïdes de Lacombe) ; (2) un orthogneiss oeillé ou gneiss ocellaires de Combeynot (gneiss des Clochettes) ; (3) des leptynites (porphyroïdes arkosiques p.p. de Lacombe). Ce soubassement porte les empreintes d'une déformation intense qui ne peut être alpine puisqu'elle n'affecte pas la série constituant la deuxième unité.

- le granite de Combeynot , peu déformé et peu métamorphisé, intrusif dans les faciès du socle, est associé à un important réseau filonien microgranitique et rhyolitique représentant la substructure d'épanchements aériens exprimés par des tufs et ignimbrites rhyolitiques. Cet ensemble constitue ce que j'appellerai le complexe de Combeynot .

La complexité d'agencement des différents faciès a nécessité une cartographie détaillée à différentes échelles pour dégager les grands traits structuraux du massif. Deux cartes géologiques sont jointes (planches H.T.) auxquelles il conviendra de se référer systématiquement pour une meilleure compréhension du texte. La carte 1, au 1/25000, couvre la totalité du terrain d'étude, y compris les limites d'extension des formations vers le Sud. La carte 2, au 1/10000, correspond à la partie nord du secteur étudié, de loin la plus intéressante puisqu'elle montre, sur une surface assez réduite, l'agencement de l'ensemble des formations rencontrées.

La figure 6 présente le cadre géologique simplifié de la zone étudiée, et permet de localiser les différentes unités :

(1) le granite de Combeynot est limité au Sud par le Vallon du Grand Tabuc
(2) les filons microgranitiques et les volcanites n'affleurent que sur les versants nord et nord-oriental du massif de Combeynot
(3) les formations volcano-détritiques apparaissent sur l'extrémité orientale du massif, j'usqu'au Vallon du Petit Tabuc
(4) les gneiss ocellaires sont localisés essentiellement sur l'Arête des Clochettes et sur les Rochers des Sources de la Guisane
(5) l'ensemble migmatitique et les leptynites affleurent sur les versants nord et est de Combeynot ainsi que sur la Crête des Grangettes



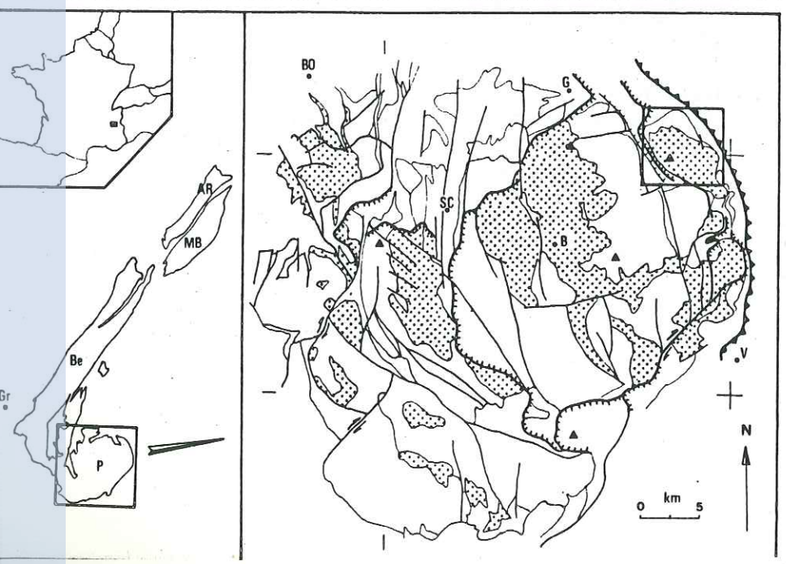


Figure 6 : Carte géologique simplifiée du massif de Combeynot

1 : Cénozoïque
2 : Mésozoïque
3 : Dolérites
4 : Granite 2 à grain fin
5 : Granite 1 à gros grain
6 : microgranites et rhyolites fluidales
7 : Formations volcano-détritiques
8 : Socle
9 : Failles
10 : Chevauchement

5. BUTS DE L'ETUDE :

L'objectif recherché dans cette étude est d'aboutir à la caractérisation et à la signification géodynamique du magmatisme à l'origine de la mise en place du complexe de Combeynot.

Pour cela, les formations appartenant au complexe doivent être clairement différenciées de celles définissant son soubassement ; la première partie sera aussi consacrée à la typologie des formations du socle.

Dans la deuxième partie, l'étude pétrographique, structurale et géochimique des formations du complexe permettra de proposer une hypothèse cohérente et en accord avec l'ensemble des données, pour la définition du magmatisme de la série. Enfin, un essai de synthèse sur la magmatisme hercynien du massif du Haut-Dauphiné permettra de replacer l'histoire magmatique et tectonique de Combeynot dans son contexte régional.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

CHAPITRE I : Etude pétrographique des formations du socle

CHAPITRE II : Typologie des zircons des formations du socle

CHAPITRE III : Géochimie des formations du socle

CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

INTRODUCTION

Le massif de Combeynot comprend un socle, mobilisé et déformé, appartenant aux formations du noyau définies par Le Fort (1973). Etudiés par Lacombe (1970), les matériaux constituant ce socle ont été rattachés à l'ensemble cortical ou cortex du massif du Haut-Dauphiné (cf Introduction générale), en raison de leur caractère reconnu comme peu métamorphique et peu déformé. L'ensemble volcano-sédimentaire de Combeynot ainsi défini et considéré comme pénécontemporain du granite de Combeynot, était interprété comme un dépôt de type Culm dont l'âge dévono-dinantien fut avancé par Lacombe (1970), puis révisé par Pécher et al (1982) et rattaché au Permo-houiller.

Les formations constituant l'encaissant du complexe de Combeynot correspondant en fait à des gneiss et leptynites , en grande partie migmatitiques, et portant l'empreinte d'une déformation qui peut être prononcée, conduisant à l'apparition de faciès mylonitiques . Ils doivent être rattachés, pour leur plus grande part, aux gneissiques les plus fréquents du noyau ; certains ceux-ci pouvant constituer l'équivalent des gneiss de type Crupillouse ou les Bans.

Cette première partie présente une définition rapide et succinte de ces formations et sera divisée en trois chapitres :

- Chapitre I : présentant l'étude pétrographique des formations du socle et l'analyse des structures de déformation. Les comparaisons seront établies avec les faciès du noyau du massif du Haut-Dauphiné.
- Chapitre II : consacré à l'étude typologique des populations de zircons et l'origine ortho- ou para-dérivée des formations sera abordée.
- Chapitre III : correspondant à l'étude géochimique des différents faciès reconnus et permettra de préciser les analogies avec les autres formations du noyau.
- Conclusion

CHAPITRE I : ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FORMATIONS DU SOCLE

1. INTRODUCTION

2. L'ENSEMBLE MIGMATITIQUE

   2.1. Inventaire et localisation des faciès

      2.1.1. Les gneiss lités
      2.1.2. Les gneiss leucocrates
      2.1.3. Les anatexites et granites d'anatexie

   2.2. Description pétrographique

      2.2.1. Les gneiss lités
      2.2.2. Les gneiss leucocrates
      2.2.3. Les anatexites et granites d'anatexie

   2.3. conclusion

3. LES GNEISS OCELLAIRES

   3.1. Inventaire et description des faciès
   3.2. Description microscopique

      3.2.1. Les gneiss ocellaires
      3.2.2. Les gneiss ocellaires rubanés

   3.3. Conclusion

4. LES LEPTYNITES

   4.1. Description macroscopique et gisement
   4.2. Description microscopique
   4.3. Conclusion

5. CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. INTRODUCTION :

Les formations décrites dans ce chapitre correspondent aux "porphyroïdes arkosiques" et aux "gneiss ou porphyroïdes psammitiques" reconnus par Lacombe (1970). Elles forment la plus grande partie des flancs nord et nord-est de Combeynot, et affleurent également dans la vallée du Grand Tabuc et le Vallon de Chambran, au Sud du secteur étudié (fig.7).
Le socle est constitué de trois unités qui correspondent aux termes utilisés pour la cartographie de terrain :

- un ensemble migmatitique , très développé, composé de gneiss lités peu mobilisés, de gneiss leucocrates et d'anatexites. Ces gneiss migmatitiques représentent la plus grande part des formations du socle et forment la presque totalité de la Pyramide de Laurichard et du versant est de Combeynot ; ils correspondent aux faciès de gneiss de Laurichard et de porphyroïdes arkosiques p.p de Lacombe. Ils constituent également la crête des Grangettes et les faciès dits "volcano-sédimentaires" de l'Eychauda.

- Un orthogneiss oeillé appelé gneiss ocellaires de Combeynot, affleurant essentiellement sur le versant nord du massif, aux Rochers des Sources de la Guisane et à l'Arête des Clochettes, et correspondant au gneiss des Clochettes de Lacombe. Ces gneiss sont intensement déformés et présentent des structures mylonitiques.

- des leptynites très leucocrates (porphyroïdes arkosiques p.p de Lacombe), intercalés dans les gneiss de l'ensemble migmatitique et dans les gneiss ocellaires, à structure mylonitique.

A l'intérieur de chaque unité, les différents termes reconnus montrent des variations et intrications de faciès qui peuvent être dues à l'intensité variable de la migmatisation et/ou de la déformation. De même, des intrications et réccurences entre certaines des unités sont également observées à toutes les échelles et rendent alors délicates et subjectives les limites cartographiques.

D'autre part, la déformation qui touche ces faciès n'est pas uniformément répartie sur l'ensemble du massif et affecte pour l'essentiel le flanc nord de Combeynot (Rochers des Sources de la Guisane et Arête des Clochettes) où les gneiss et leptynites développent systématiquement des structures mylonitiques. Sur le flanc est du massif et sur la pyramide de Laurichard, la déformation est concentrée essentiellemnt à la base du massif cristallin sur des surfaces et niveaux plus réduits. Il n'est pas exclu que certains d'entre eux soient d'âge alpin, comme les couloirs mylonitiques traversant le complexe de Combeynot au Sud par exemple.

2. L'ENSEMBLE MIGMATITIQUE :

2.1 Inventaire et localisation des faciès :

L'ensemble migmatitique de Combeynot est formé de roches essentiellement quartzo-feldspathiques comprenant une fraction micacée plus ou moins importante dont la disposition par rapport à la partie leucocrate détermine les différents faciès.

Trois groupes semblent s'individualiser dans cet ensemble, mais il est

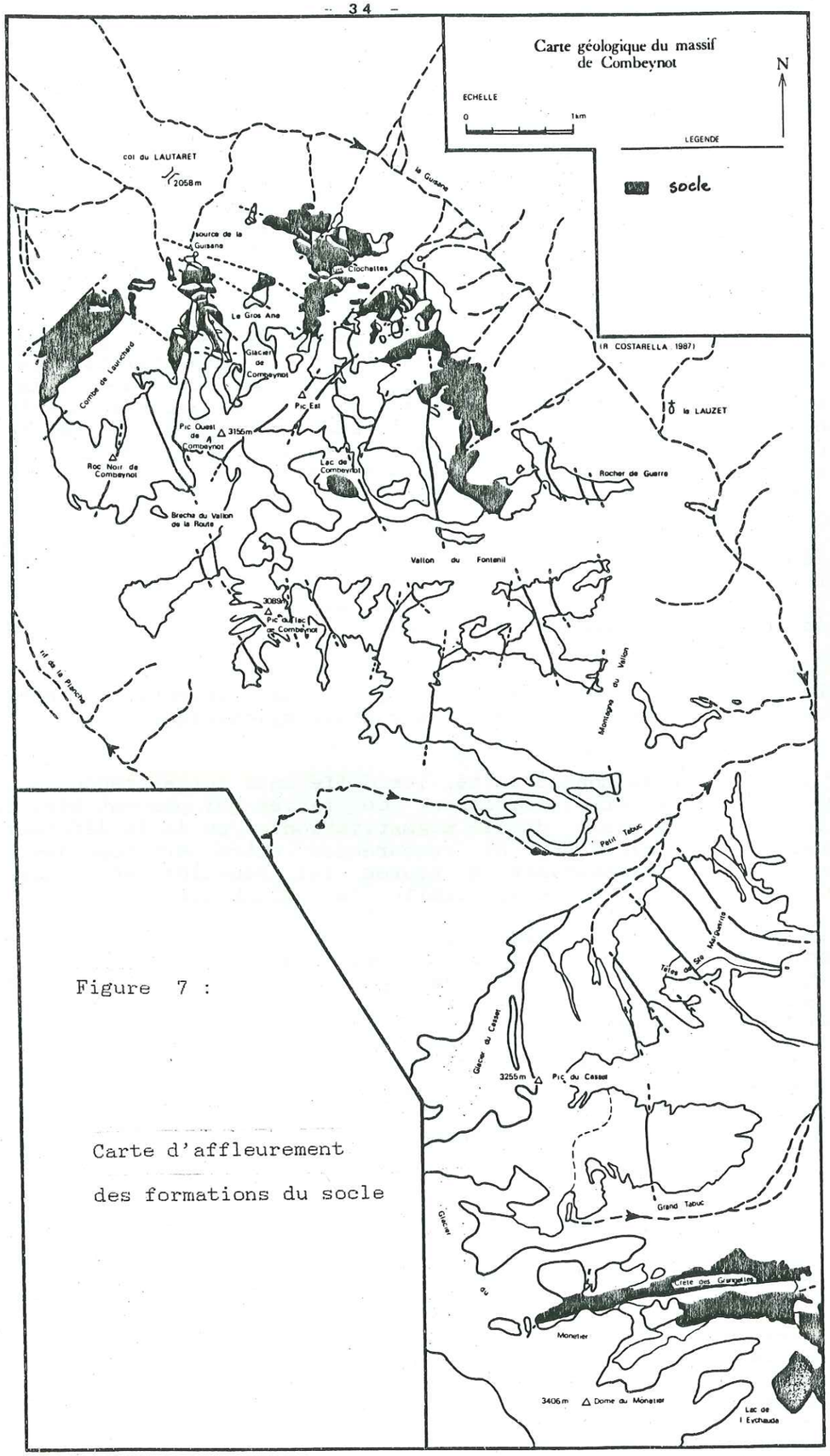


Figure 7 :

Carte d'affleurement

des formations du socle

bien évident que, dans le domaine migmatitique, on passe insensiblement de l'un à l'autre. Ainsi, chaque terme ne représente qu'un faciès-type dans lequel peut apparaître, de manière plus ou moins marquée, les indices annonciateurs du terme voisin :

2.1. Les gneiss lités :

Ils affleurent essentiellement sur la partie nord de la Pyramide de Laurichard, où ils peuvent être observés sur de grandes distances. Ils se rencontrent également sur les Rochers des Sources de la Guisane et sur l'Arête des Clochettes, en niveaux de faible puissance intercalés dans les autres formations.

Ces gneiss lités sont formés d'une succession assez régulière de lits millimétriques sombres et clairs qui donne à la roche son aspect gneissique (fig.8). Les lits sombres présentent des couleurs rouilles plus ou moins prononcées, et les lits clairs sont jaune beige à blanc laiteux.

Ce litage assez régulier peut être perturbé par des microplissements, des ondulations, des volutes post-schisteux (fig. 9).Il peut également devenir très irrégulier , avec prédominance des lits quartzo-feldspathiques qui "gonflent" et se rassemblent.Quand cette tendance s'affirme et que la partie leucocrate devient nettement majoritaire, on obtient les gneiss leucocrates.

2.1.2. Les gneiss leucocrates :

Ils constituent le faciès le plus représenté dans l'ensemble migmatitique. Ils se rencontrent sur la Pyramide de Laurichard, à partir de 2500 m d'altitude et sur les faces nord et est de Combeynot. Au Sud du terrain, ils affleurent sur l'écaille des Grangettes, en rive droite du Grand Tabuc.

Dans ce type de gneiss, la fraction ferromagnésienne, toujours assez réduite, se dispose de manière très irrégulière. Elle dessine des figures de flammèches, des plis dissymétriques, des ondulations (structure en schlieren, fig.10), dans un matériel leucocrate, à grain variable, souvent grossier et/ou porphyroïde, à aspect parfois granitique.
Généralement gris clair, cette roche, très hétérogène, peut prendre des teintes gris-vert selon l'abondance de la partie micacée +/- chloritisée.

2.1.3. Les anatexites et granites d'anatexie :

Sur le massif de Combeynot, ils constituent les faciès du socle qui se retrouvent topographiquement les plus hauts, juste avant les affleurements du granite de Combeynot :

- au sommet des Rochers des Sources de la Guisane et des Clochettes
- sur le flanc nord-est et est du massif.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

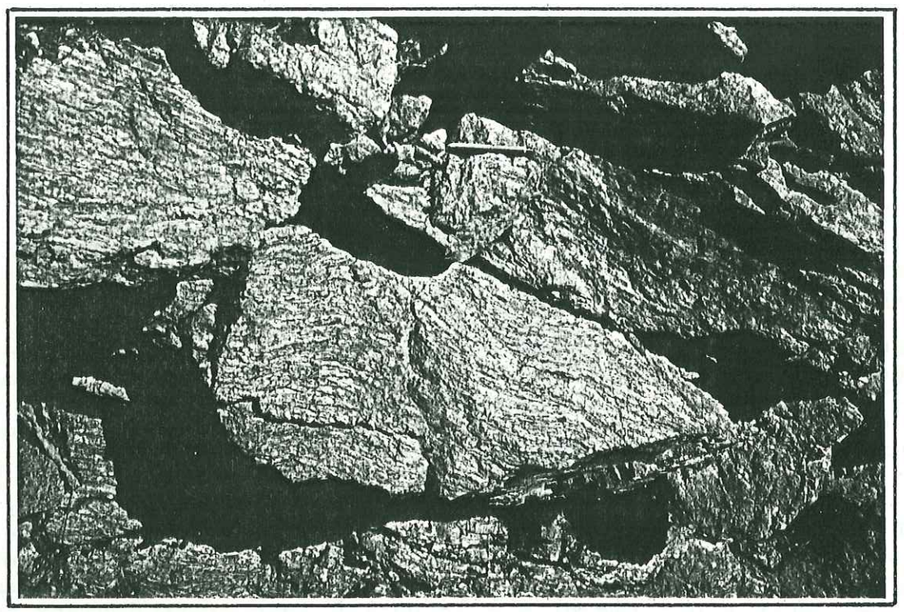


Figure 8 : Aspect macroscopique d'un gneiss lité - Pyramide de Laurichard

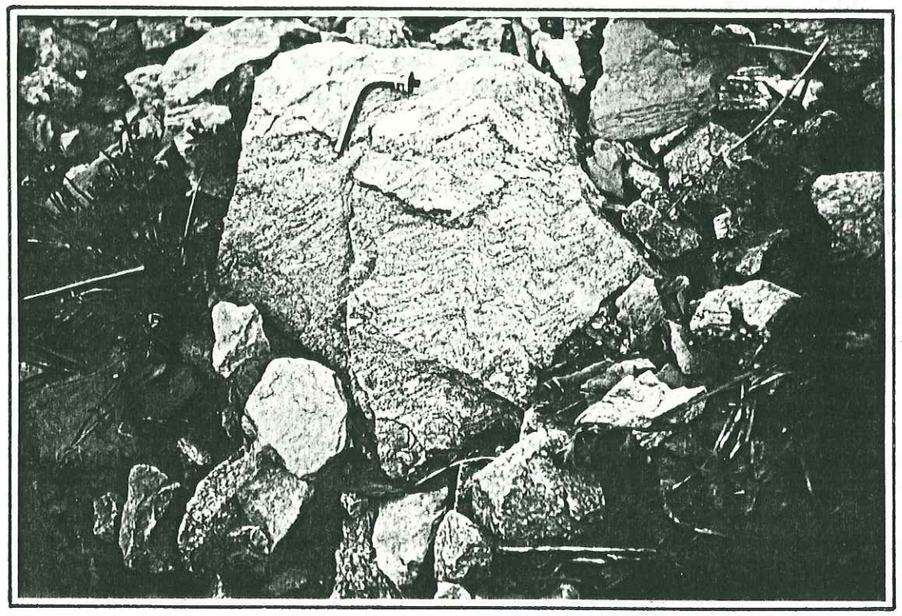


Figure 9 : Plissotement post-schisteux dans un gneiss lité - Pyramide de Laurichard

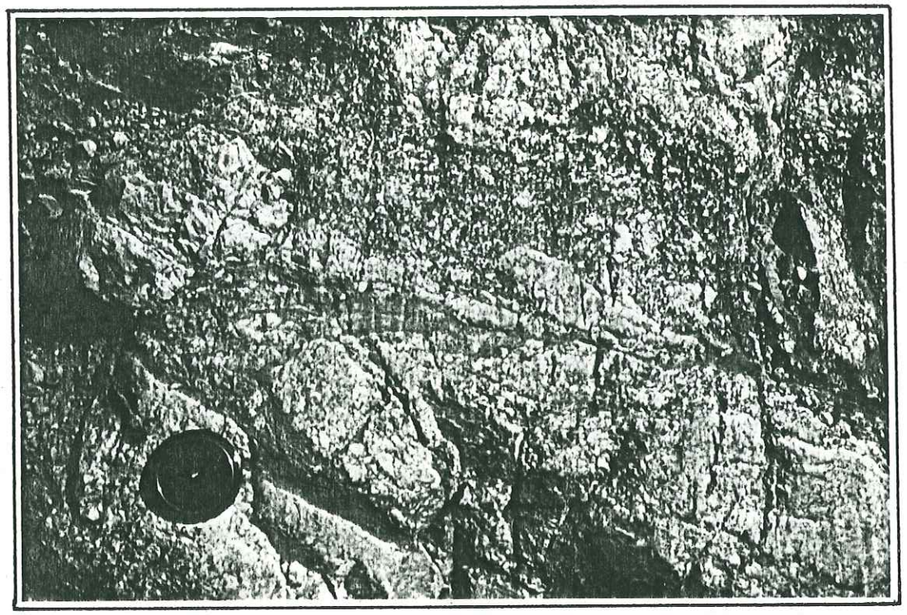


Figure 10 : Organisation de la fraction ferromagnésienne en plis dissymétriques et flamèches dans un gneiss leucocrate - Rochers des Sources de la Guisane

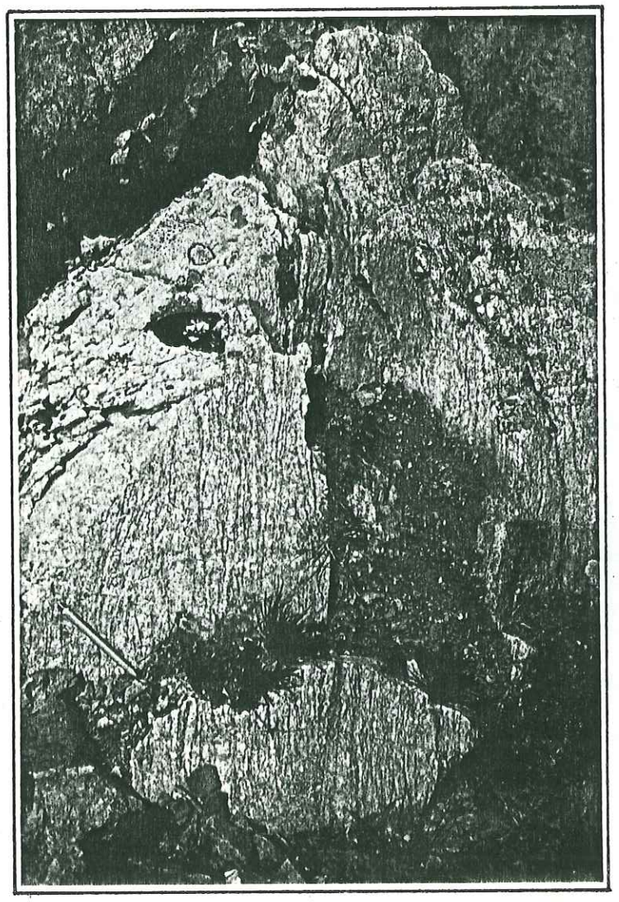


Figure 11 : Filon sécant de granite d'anatexie dans les gneiss lités - Pyramide de Laurichard

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

Ce faciès se rencontre également en poches diffuses dans les gneiss leucocrates de la crête des Grangettes. Sur Combeynot, il apparait en filons décimétriques à métriques disposés dans les faciès précédents, soit intercalés dans la foliation des gneiss, soit, le plus souvent, en filons sécants (fig.11). Ce réseau filonien de granite à faciès généralement fin, aplitique, se développe également au sein d'un autre faciès qui sera détaillé plus loin : les gneiss ocellaires de Combeynot.

Homogène dans le détail, quelquefois légèrement orienté, ce faciès est très leucocrate, à patine grise. Il est ponctué de minuscules biotites et/ou chlorites. Le grain de la roche peut varier ; quand il est grossier (tendance pegmatoïdique), de gros cristaux de feldspath potassique se distinguent, souvent teintés de noir au coeur.

Au Sud du terrain, dans le Vallon de Chambran, les faciès que Lacombe attribuait au complexe volcano-détritique de Combeynot-Eychauda, montrent des structures typiques des migmatites. On trouve en effet, à la hauteur du hameau de Chambran, en rive droite du torrent de l'Eychauda, des gneiss lités à structure stromatitique, associés à des migmatites granitoïdes.

2.2. Description pétrographique :

2.2.1. Les gneiss lités :

Le faciès-type est celui d'une roche à litage fin, formée de lits quartzo-feldspathiques et de lits sombres millimétriques, à biotite et/ou chlorite, de taille toujours inférieure aux lits leucocrates. Cette disposition, assez régulière peut être perturbée, par endroits, par la présence de quelques phénocristaux ovoïdes de feldspaths potassiques (de quelques millimètres à 2-3 centimètres) étirés dans la foliation.

Au microscope :

Constituants minéralogiques : quartz, oligoclase, feldspath potassique, bio-chlorite, épidote, muscovite, zircon, apatite, leucoxène, rutile, calcite-séricite.

Ces gneiss montrent généralement une orientation très nette soulignée par l'allongement de tous les minéraux et par l'alignement de la phase phylliteuse dans la schistosité (fig.12) :

- lits quartzo-feldspathiques : ils sont essentiellement constitués, (1) de quartz xénomorphes ou en globules dans les feldspaths, (2) de feldspaths potassiques montrant une forte tendance à la microclinaison, apparaissant quelquefois en porphyroclastes orientés dans la foliation et, (3) de plagioclases, toujours très altérés en séricite, composés d'un oligoclase (An10-20) avec parfois une auréole plus limpide de composition albitique.
  La biotite apparait en fines baguettes ou petites paillettes chloritisées, parfois associée à de la muscovite, formant de fins liserés phylliteux entre les cristaux ou moulant les phénocristaux.

- lits phylliteux : ils sont composés d'un enchevêtrement de fines paillettes de biotite chloritisée orientées dans la foliation générale, cloisonnant parfois des feldspaths ou des amandes

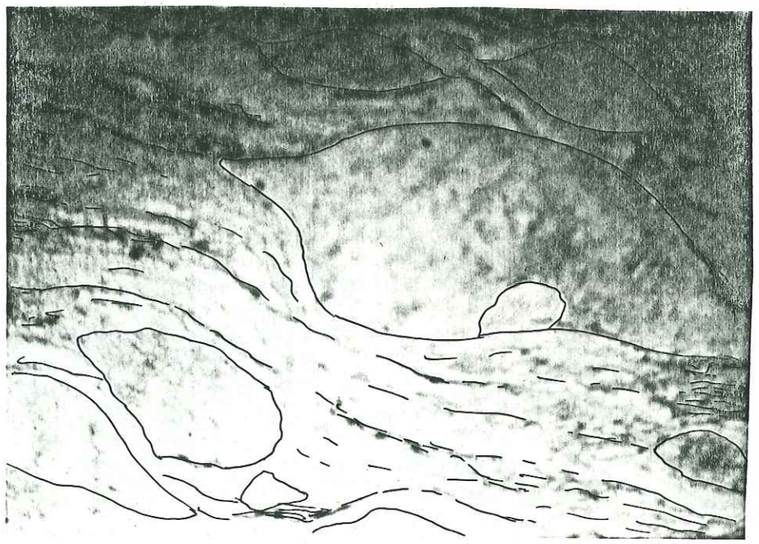


Figure 12 : Aspect microscopique d'un gneiss lité (LN x 25)

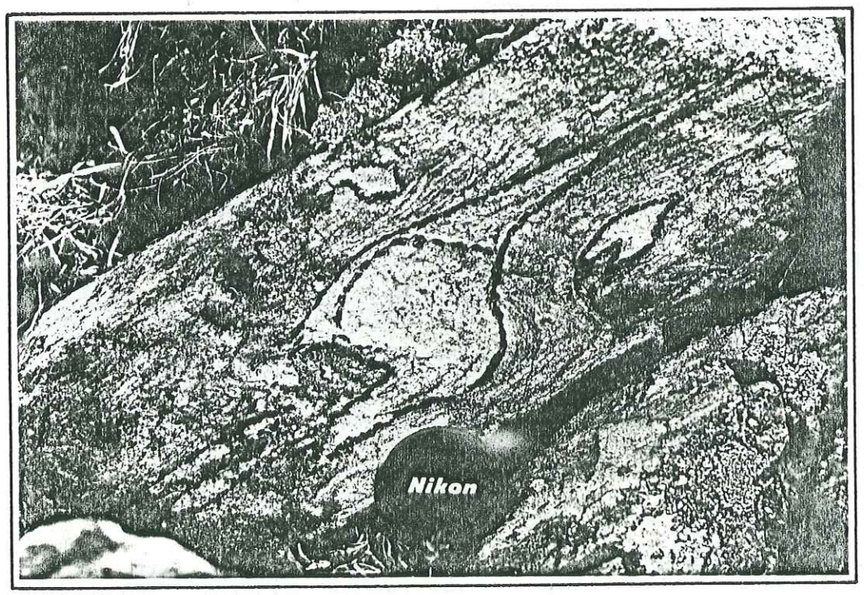


Figure 13 : Mobilisats quartzo-feldspathiques sigmoïdes dans un gneiss lité - Rochers des Sources de la Guisane

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

quartzo-feldspathiques. Ces phyllites sont associées à de la muscovite, des zircons et apatites, des minéraux opaques et du rutile.

Suivant l'intensité de la déformation, les feldspaths sont fracturés, allongés, tronçonnés et forment alors des porphyroclastes avec des fentes de tension cimentées par du quartz (avec ou sans chlorite). Ils sont contournés par la schistosité et donnent naissance à des ombres de pression, l'ensemble ayant une forme plus ou moins sigmoïde. Le quartz montre quant à lui suivant les échantillons, tous les degrés de déformation, restauration et recristallisation depuis la structure en mortier jusqu'à l'apparition d'une fabrique de réseau. Ces plages amygdalaires sont entourées d'un liseré phylliteux et moulent irrégulièrement les feldspaths. Quelquefois, la déformation mylonitique conduit à un début de polygonisation du quartz.

La monotonie des gneiss lités de Combeynot à l'échelle du massif n'est ainsi perturbée que par l'intensité de la déformation générant des structures mylonitiques plus ou moins accusées.

Ces gneiss, par leur nature et leur degré de mobilisation peuvent être apparentés aux gneiss du noyau des formations cristallophyliennes du massif du Pelvoux et plus particulièrement aux gneiss de la Lavey peu mobilisés qui affleurent, au coeur du massif, dans le Vallon de la Lavey, au Sud de St Christophe en Oisans.

Comme pour les gneiss de la Lavey, le degré de mobilisation ou de migmatisation de la roche conduit à l'individualisation de mobilisats quartzo-feldspathiques apparaissant sous forme de poches diffuses et plus ou moins sigmoïdes (fig.13). Quand cette tendance s'affirme et que la paléosome gneissique s'estompe, on passe au faciès suivant représenté par les gneiss leucocrates.

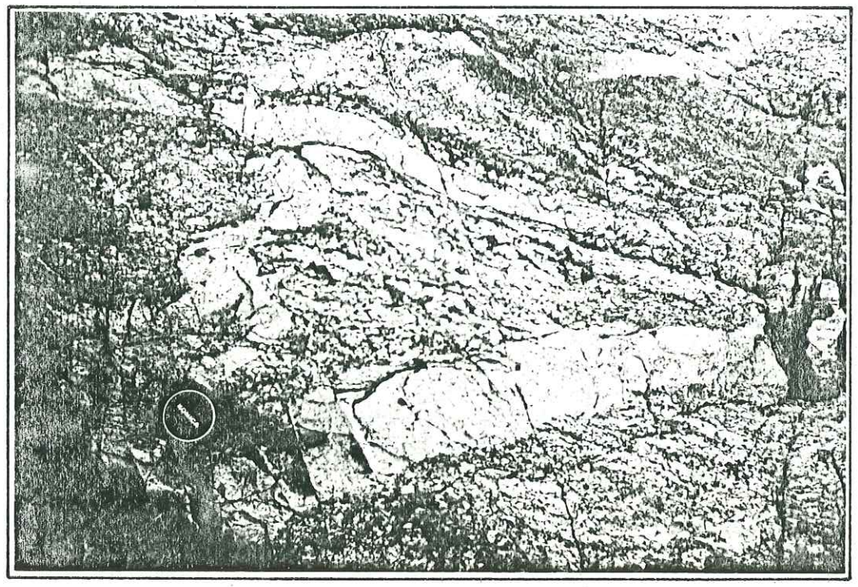
2.2.2. Les gneiss leucocrates :

Faciès typique de l'ensemble migmatitique, ces gneiss leucocrates renferment par place des tâches, des volutes ou des plis (cf fig.10) où s'organise la fraction ferromagnésienne, formée d'un enchevêtrement de paillettes de biotite chloritisée. Localement, ils peuvent être également recoupés par des veines granitoïdes aplitiques (fig.14), de puissance variable (de 1 à 10cm), témoignant d'un degré de migmatisation élevé.

Les gneiss leucocrates sont caractérisés par leur richesse en feldspaths potassiques, à tendance oeillée, déterminant une orientation générale de la roche très marquée.

Au microscope :

Ils renferment les mêmes constituants minéralogiques que les gneiss lités ; seuls varient les proportions entre les minéraux et la structure de la roche. La fraction ferromagnésienne est peu représentée et apparait en liserés discontinus de fines biotites chloritisées et/ou de muscovite en fines baguettes flexueuses. La



(Lr x 25)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

roche est essentiellemnt formée de, (1) quartz , xénomorphes ou en rubans onduleux, (2) de plagioclases très séricitisés subautomorphes ou subarrondis, orientés dans la foliation et, (3) de feldspaths potassiques , très abondants apparaissant très fréquemment en porphyblastes centimétriques (fig.15). Cette blastèse du feldspath potassique est le caractère déterminant de ce faciès. Il s'agit d'un microcline perthitique qui renferme sur ses bordures, des cristaux de plagioclase, quartz et chlorite, la muscovite apparait également en flaques sur les phénocristaux. Des bordures réactionnelles avec structures myrmékytiques sont fréquentes au contact du plagioclase. Les feldspaths potassiques, comme les plagioclases présentent sur leur bordure des cristaux d'albite.

Les porphyroblastes de feldspaths potassiques sont orientés dans la foliation et là encore, suivant l'intensité de la déformation, ils peuvent être fracturés et recimentés par un assemblage de quartz, chlorite et séricite. Ils sont moulés par des rubans ou bandes de quartz ployées et amincies avec fabrique de réseau pouvant conduire à une recristallisation en mosaïque avec points triples.

Cette description correspond au faciès type le plus répandu sur le massif. Toutefois il existe des variations liées au degré de déformation ou de migmatisation ou à la combinaison des deux. Cependant, contrairement aux gneiss lités, les gneiss leucocrates sont des roches où prédominent les mobilisats (ou néosomes) quartzo-feldspathiques associés ou non à des "restites" représentés par les portions enrichies en ferromagnésiens où peut encore subsister, par place, la structure gneissique litée.

Ces gneiss leucocrates rappellent, par leurs constituants minéraux et les structures de déformation les gneiss du Plan du Lac de la région de St Christophe décrits par Ozocak (1965) et Le Fort (1973) ou les gneiss de Villar-Loubière dans le Valgaudemar, dont l'origine est considérée, au moins pour partie, comme volcano-détritique (Le Fort, 1973). Pécher et al (1982) les associent à des mylonites alpines, dérivant des gneiss migmatitiques courants du noyau.

Sur le massif de Combeynot, ce faciès est très étroitement associé aux gneiss lités, décrits précédemment ainsi qu'à des faciès d'anatexites, qui se rattachent très probablemment aux gneiss migmatitiques du noyau. Il semble, de ce fait, que les gneiss leucocrates de Combeynot s'apparentent plutôt aux faciès les moins mobilisés des " roches claires " décrits par Gillot-Barbiéri (1970) et qui affleurent très largement au Sud de Combeynot (Réou d'Arsine, Eychauda, Béassac) où ils sont également associés à des faciès de granite d'anatexie. Il s'agit ainsi de représentants du noyau, de type gneiss de La Lavey très migmatitiques ou migmatites leucocrates de Claphouse . Il n'est pas exclu qu'au moins une partie de la déformation affectant ces matériaux soit d'origine alpine, jalonnant à la base du massif, le chevauchement de Combeynot, comme pour le cas des gneiss de Villar-Loubière.

2.2.3. Les anatexites et granites d'anatexie :

Ce faciès apparait sous trois types de gisement sur le massif de Combeynot :

- en niveaux ou poches de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de puissance, intercalés dans tous les autres faciès du socle
- en filons intrusifs d'une puissance décimétrique à métrique recoupant les gneiss migmatitiques (fig.11) et les gneiss ocellaires.
- en masse homogène de grande extension, au sommet topographique de la série des formations du socle, au contact du granite de Combeynot (faces nord et est de Combeynot).

Ces faciès correspondent aux faciès granitiques décrits par Gillot-Barbiéri (1970) dans le secteur de Béassac (vallée des Bans) où l'auteur remarque : "Sans une observation détaillée... permettant de découvrir des restes de schlieren ou des passages progressifs aux faciès gneissiques ou amphiboliques, il serait possible de confondre ces granites (liés aux migmatites) avec le granite circonscrit de type Pelvoux".

En effet quel que soit le type de gisement, ce faciès est celui d'un granite leucocrate, à grain fin (1 mm) pouvant passer à un faciès aplitique (surtout quand il apparait en filons) ou plus grossier (2-3mm). Il présente parfois une légère orientation.

Au microscope :

La roche est constituée d'une association de base à quartz - plagioclase - feldspath potassique et biotite chloritisée (fig. 16). Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite, l'épidote et le rutile.
Le quartz est xénomorphe en plages interstitielles ou en globules dans les feldspaths potassiques. Le plagioclase abondant (40-50% de la roche) est très altéré, transformé en un feutrage phylliteux et difficilement identifiable ; il est subautomorphe et renferme des inclusions de biotite et d'apatite. Le feldspath potassique apparait en sections porphyroblastiques subautomorphes (jusqu'à 1 cm) englobant tous les autres minéraux (quartz, biotites, plagioclases, accessoires). La biotite chloritisée est présente dans des proportions variables : plus abondante dans les niveaux intercalés dans les gneiss et très discrète dans les filons sécants ou les faciès en masse. Elle apparait soit en longues baguettes pléochroïques, associées à de l'apatite, du zircon et du rutile maclé sagénite dans les plans (001) et moule ou cloisonne les phénoblastes de feldspaths potassiques, soit en fines paillettes recristallisées et chloritisées sur des sections allongées représentant les anciennes biotites.

Ces roches, à structure granitique, représentent le produit final de la migmatisation. Des faciès du même type sont bien connus dans la partie orientale du massif du Haut-Dauphiné où ils prennent une grande extension (Pécher et al, 1982). Là encore, ce faciès est à rattacher aux formations du noyau.

2.3. Conclusion :

L'ensemble migmatitique, constituant la plus grande partie du socle du massif de Combeynot, est caractérisé par des faciès affectés à des

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

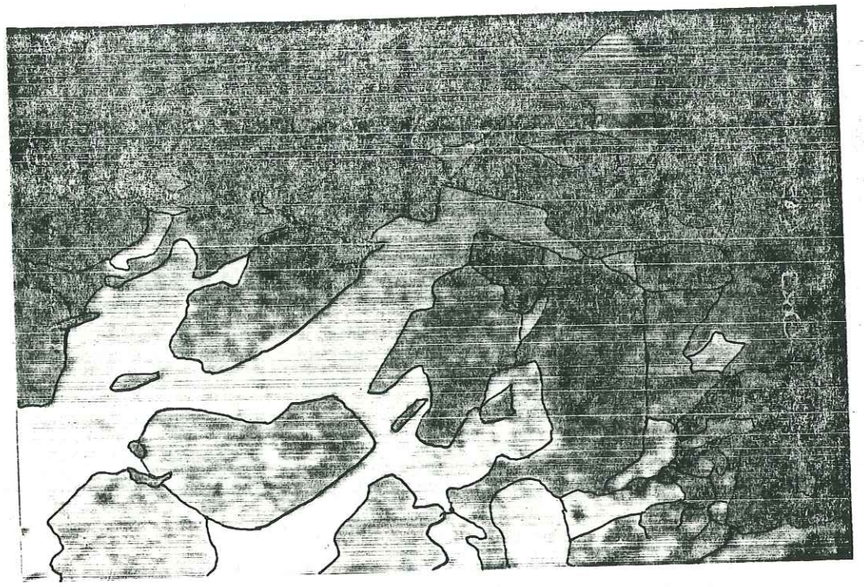


Figure 16 : Aspect microscopique d'un faciès granitique (LN x 25)

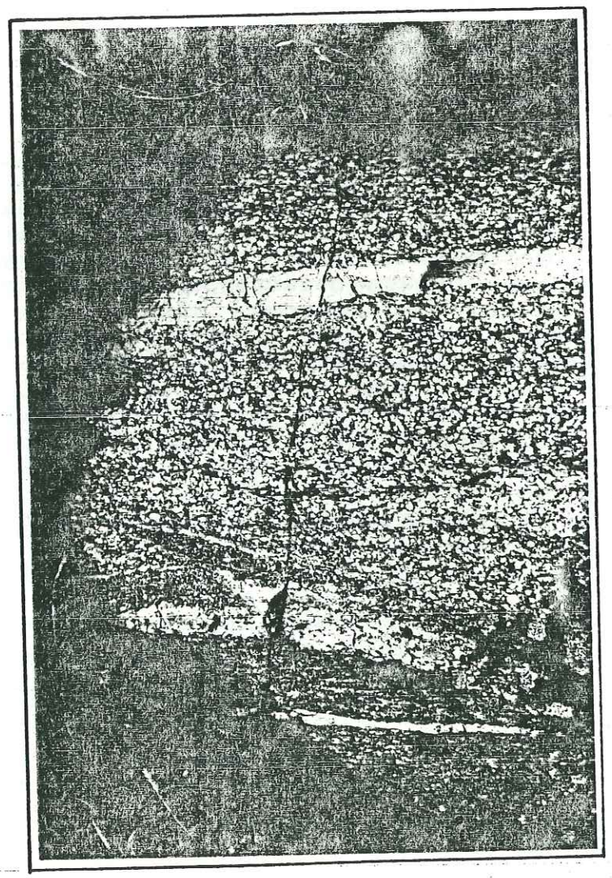


Figure 17 : Aspect macroscopique d'un gneiss ocellaire rubané - Arête des Clochettes

degrés variés par la migmatisation depuis des gneiss lités, peu mobilisés jusqu'aux granites d'anatexie.
L'ensemble de ces roches se rattachent aux formations du noyau du massif du Haut-Dauphiné dans leur faciès les plus communs :

- les gneiss lités sont les équivalents orientaux des gneiss acides de la Lavey peu mobilisés
- les gneiss leucocrates, plus migmatitiques, pourraient correspondre aux faciès de la Lavey très migmatitiques ou aux migmatites leucocrates de Claphouse que Le Fort (1973) associe à une deuxième phase de migmatisation.
- Les anatexites et granites d'anatexie sont équivalents à ces mêmes faciès connus sur la partie orientale du massif et interprétés comme le produit final de la migmatisation II.

Les deux premières unités sont affectées d'une déformation conduisant à des structures mylonitiques dont une partie peut être attribuée à l'alpin (aux contacts des accidents chevauchants) mais dont l'essentiel est anté-complexe puisqu'elle n'affecte pas celui-ci. La position de ces différents faciès par rapport à la (ou les) migmatisation (s) sera discutée après l'étude de l'ensemble des formations du socle.

3. LES GNEISS OCELLAIRES :

3.1. Inventaire et localisation des faciès :

Les gneiss ocellaires de Combeynot sont cantonnés sur le flanc nord de Combeynot où ils apparaissent en niveaux de puissance métrique à pluridécamétrique en intercalation avec les leptynites (cf paragraphe 4) avec lesquels les récurrences sont fréquentes. Ces gneiss se reconnaissent aisément sur le terrain par la présence d'yeux feldspathiques orientés dans la foliation générale, dessinée par la structure oeillée et l'arrangement planaire de lits biotitiques.

La taille des yeux feldspathiques peut varier de 1 mm pour les plus réduits à 3 ou 4 cm pour les plus grossiers ; de même la trame biotitique peut être plus ou moins abondante.

Les yeux feldspathiques de couleur blanc-laiteux à gris-vert ont une forme en amande et sont moulés par les lits biotitiques de teinte rousse, conférant ainsi à la roche un aspect fortement laminé et témoignant d'une tectonisation importante.

A ce faciès-type de gneiss ocellaires est associé un faciès particulier de gneiss ocellaires rubanés (fig.17) où alternent des niveaux gneissiques à amandes feldspathiques typiques et de minces lits discontinus de 1 à 5 cm, très leucocrates, intercalés dans la foliation ou légèrement discordants.

Hormis ce faciès particulier, les gneiss ocellaires de Combeynot sont homogènes en grand. Seuls varient, localement, la proportion et la taille des yeux feldspathiques et des lits biotitiques.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

3.2. Description microscopique :

3.2.1. Les gneiss ocellaires :

La roche est franchement orientée, avec des ovoïdes de feldspaths alignés et moulés par des lits phylliteux (biotite+chlorite) et par des bandes ou rubans quartzeux.

Constituants minéralogiques : quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, chlorite, zircon, apatite, épidote, sphène-leucoxene, rutile, muscovite-séricite, calcite.

- Le quartz se présente dans des sections en lentilles plus ou moins allongées et flexueuses (fig.18), en petits cristaux recristallisés et suturés. Quelquefois, la recristallisation du quartz conduit à une structure en mosaïque avec des cristaux polygonaux non déformés.

- Le plagioclase (40 - 50% de la roche), est très altéré et transformé en un assemblage séricite + phyllites +/- épidote. Il s'agit d'une oligoclase-andésine (An 20-30) à couronne albitique, subautomorphe, subovoïde ou subarrondie fréquemment fracturé et recimenté par du quartz, prolongé par des ombres de pression donnant à l'ensemble une forme lenticulaire (fig.19).

- le feldspath potassique : se présente en sections limpides à tendance poecilitique, englobant quartz, plagioclase et biotite. Ils sont très fréquemment fracturés puis soudés par un assemblage quartz +/- calcite. Comme les plagioclases, les porphyroblastes de feldspath potassique, qui montrent le quadrillage moiré du microcline, forment des ombres de pression.

- La biotite se présente en grandes lamelles plus ou moins déchiquetées et chloritisées et moulent ou cloisonnent les ovoïdes feldspathiques(fig. 20), en alternance avec les rubans de quartz. Elle peut être très abondante et former jusqu'à 25% de la roche. Elle est très fréquemment associée à des grosses apatites orientées et alignées selon les plans de clivages, avec des zircons développant des halos de radioactivité et du rutile maclé sagénite. Quand la déformation est prononcée, les grandes lamelles sont remplacées par une deuxième génération de petites biotites disposées sans orientation particulière dans les grandes sections et formant des amas polygonaux (fig.21).

Cette roche montre en lame mince une structure de gneiss oeillé ayant subi une déformation importante conduisant à des faciès mylonitiques avec (1) recristallisation et fluage du quartz sous forme de plages lenticulaires, (2) torsion et cisaillement des lamelles de biotites (3) arrangement planaire et forme sigmoïde des feldspaths qui sont fracturés puis recimentés.

3.2.2. Les gneiss ocellaires rubanés :

Ce faciès montre la même structure générale que les gneiss s.s., mais s'en distingue par la présence de lits discontinus et irréguliers de matériel quartzo-feldspathique où se développent de gros porphyroblastes de feldspath potassique (fig.22).
Les lits leucocrates sont formés d'une matrice essentiellement

Figure 18 : Rubans allongés et flexueux de Quartz dans un gneiss ocellaire

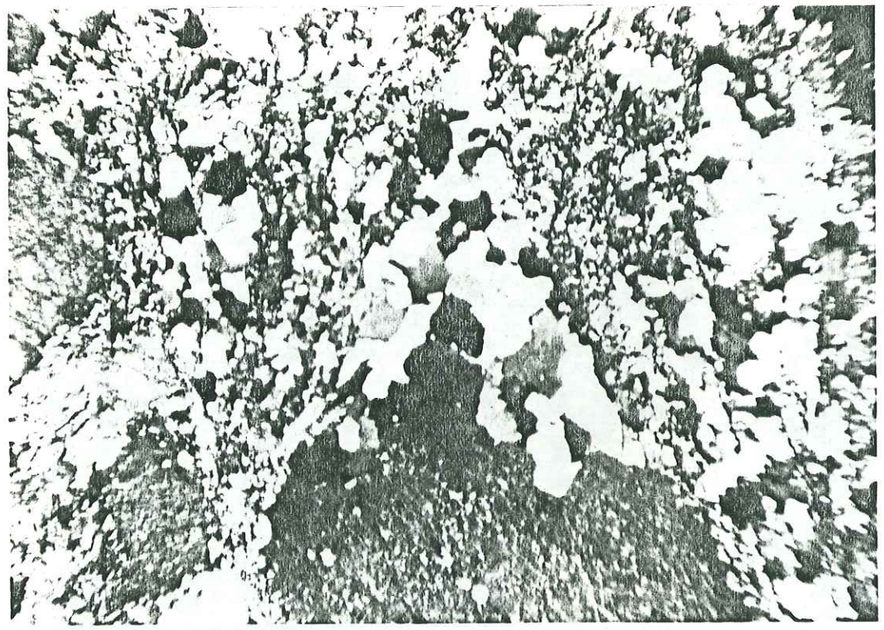


Figure 19 : Porphyroblaste de feldspath potassique sigmoïde avec ombre de pression recristallisée dans un gneiss ocellaire (LP x63)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

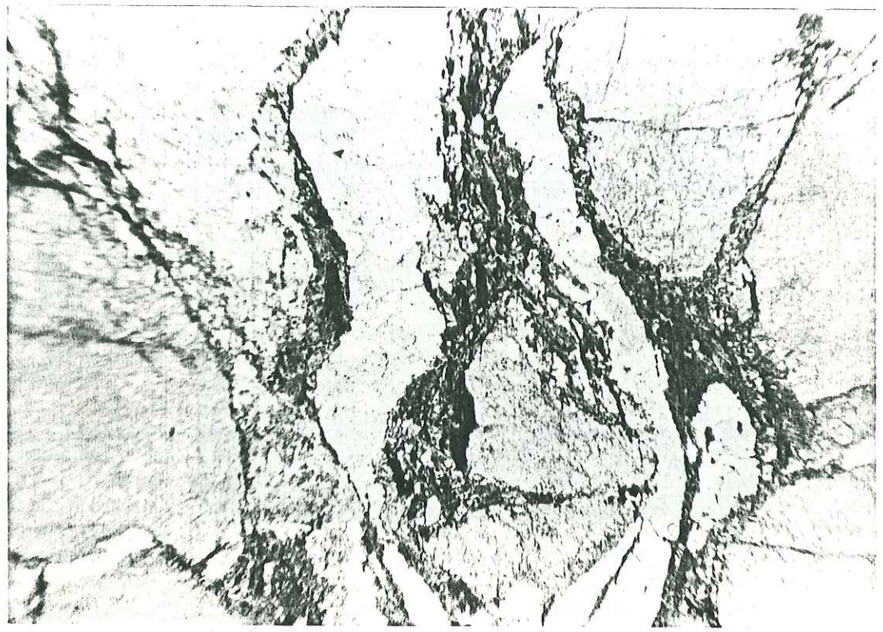


Figure 20 : Lit sombre formé de grandes lamelles de biotites moulant, avec les rubans de quartz, les cristaux feldspathiques d'un gneiss ocellaire (LN x 2.5)

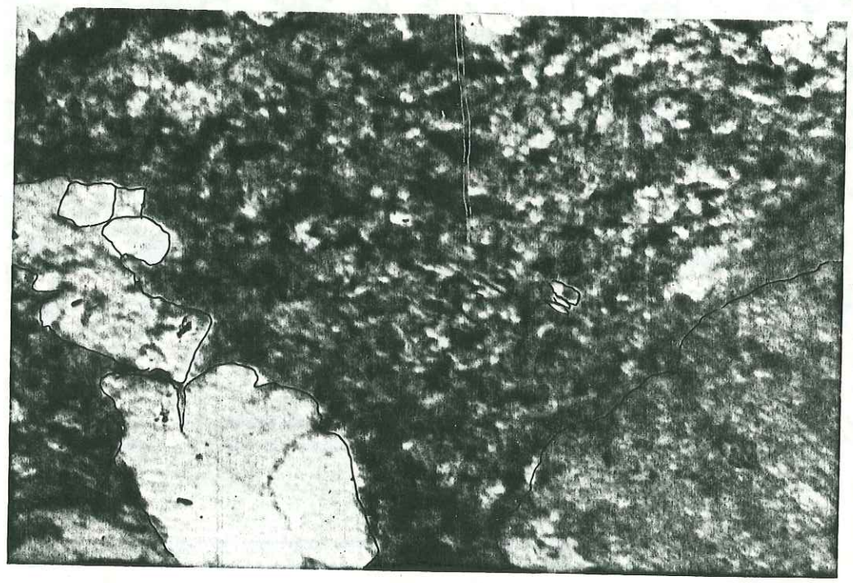


Figure 21 : Amas polygonal de petites biotites de néoformation dans un gneiss ocellaire (LN x 63)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

quartzeuse avec de petits grains de quartz plus ou moins déformés et restaurés dans laquelle baignent de petits cristaux de plagioclase et feldspath potassique et des porphyroblastes fracturés et recimentés de microline.

Ce matériel pourrait représenter l'équivalent des gneiss ocellaires affectés d'un degré de mobilisation légèrement plus élevé, ayant conduit à l'individualisation d'un néosome quartzo-feldspathique, s'organisant en de minces horizons parallèles à la foliation. La roche ainsi structurée a par la suite subi le même type de déformation que le faciès-type conduisant à la formation d'un gneiss oeillé.

3.3. Conclusion :

Les gneiss ocellaires s.s. de Combeynot se distinguent des faciès précédemment décrits par l'absence de structure migmatitique. Il s'agit d'un gneiss oeillé à structure mylonitique dont il est difficile, de par l'intensité de la déformation, d'affirmer la nature ortho ou para-dérivée. La présence de plagioclases subautomorphes et l'absence de pénétration des lits biotitiques dans les yeux feldspathiques peuvent être considérés comme des indices témoignant de l'antériorité des yeux par rapport au métamorphisme et à la déformation. D'autre part, l'absence d'enclaves et l'homogénéité générale de la formation sont également classiquement considérés comme marqueurs d'une origine ortho-dérivée. Les gneiss ocellaires de Combeynot pourraient ainsi représenter un ancien granite porphyroïde (aspect porphyroblastique hérité pour les feldspaths potassiques) mais cette interprétation reposant sur une argumentation faible, devra être testée par l'étude typologique des populations de zircons de la formation.

Les mêmes remarques pourraient être formulées pour les gneiss ocellaires rubanés quant à leur origine. Ils se distinguent toutefois du faciès-type par la présence de lits leucocrates pouvant représenter des mobilisats migmatitiques et indiquant ainsi une légère mobilisation de la roche dans des conditions de début d'anatexie (milieux plus hydratés ?).

Il ressort de ce qui précède que les gneiss ocellaires s.l. de Combeynot sont des formations affectées d'un métamorphisme important (proche du domaine des gneiss migmatitiques) et d'une déformation mylonitique. Par ces caractères, ils se rattachent aux formations du noyau du massif du Haut-Dauphiné parmi lesquelles ils pourraient représenter l'équivalent des gneiss oeillés de Crupillouse ou des Bans (Le Fort, 1973) dont l'origine ortho à partir d'anciens granites porphyroïdes est avancée. Cette analogie est suggérée par le mode de genèse de ces gneiss plus que par leur parenté pétrographique ou géochimique (cf chap. III).

4. LES LEPTYNITES :

4.1. Conditions de gisement et description macroscopique :

Les leptynites de Combeynot se présentent en filons de puissance décimétriques à plurimétriques intercalés dans toutes les autres formations du socle à l'exception des anatexites et granites

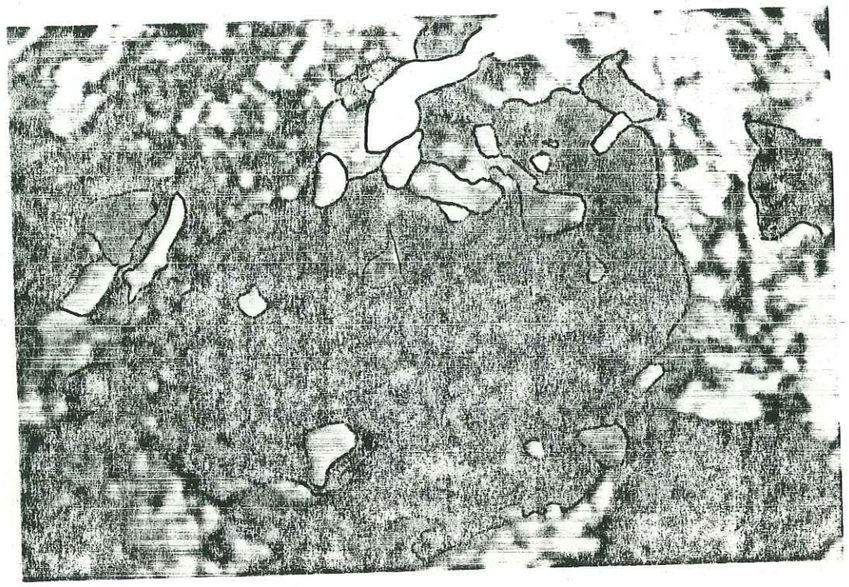


Figure 22 : Porphyroblaste de feldspath potassique dans un lit quartzo-feldspathique de gneiss ocellaire rubané (LP×25)

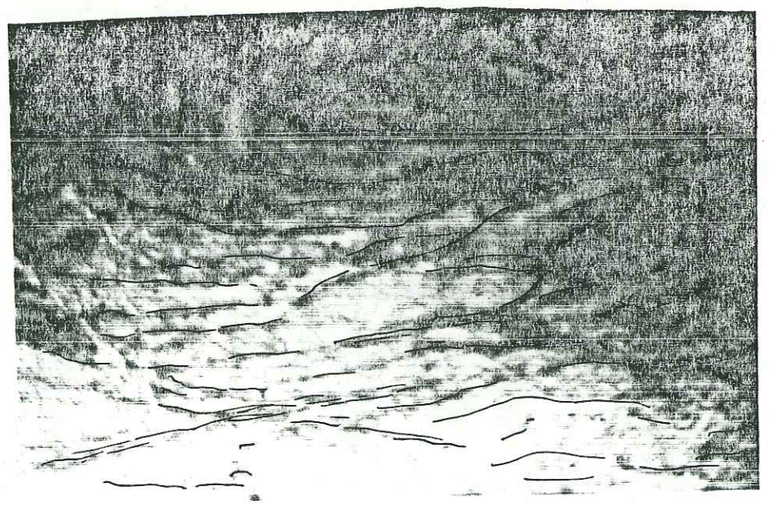


Figure 23 : Texture ultramylonitique d'un leptynite leucocrate
LN x 25

d'anatexie, de manière concordante à la foliation générale, plus rarement en filons sécants. Cette situation particulière les rend difficilement représentables en cartographie. Ainsi n'ont-elles été reportées que lorsqu'elles forment la part essentielle des affleurements et lorsque les récurences avec d'autres faciès sont réduites.

Les leptynites sont des roches très leucocrates, à grain généralement fin et possédant une orientation marquée, parallèle aux épontes des filons. Elles renferment des amandes feldspathiques alignées dans la foliation dont la proportion et la taille est très variable, depuis une roche aphanitique à rares ocelles feldspathiques jusqu'à une roche à structure oeillée, criblée d'amandes de 5 mm.

La teinte de la roche est blanc-laiteux pouvant passer à un gris-vert quand la chlorite est présente.

4.2. Description microscopique :

La roche est caractérisée par une foliation très marquée dans laquelle s'alignent tous les minéraux. Elle est constituée d'une association de base à quartz, plagioclase et feldspath potassique renfermant parfois de rares chlorites et/ou muscovites.

- Le quartz , qui forme l'essentiel de la matrice se présente soit en sections globuleuses dans les feldspaths soit en petits cristaux engrenés ou indentés dans des plages allongées et très étirées, onduleuses, moulant les cristaux feldspathiques. Comme dans les autres faciès, il apparait soit en nouveaux grains suturés déterminant une fabrique de réseau soit en cristaux polygonaux avec points triples.

- Le plagioclase est une albite apparaissant en cristaux de petite taille (0,2-0,5 mm) subautomorphes à subovoïdes isolés ou en association de plusieurs individus. Ils peuvent être fracturés et recimentés par la matrice et sont moulés par les plages de quartz.

- Le feldspath potassique apparait dans les mêmes conditions que le plagioclase mais également en porphyroblastes renfermant quartz et plagioclases et à bordure granulée et albitisée.

- Les phyllites sont rares et représentées par une chlorite en fines paillettes orientées dans la foliation et par une muscovite associée, qui peut également apparaître en "flaques" dans le feldspath potassique.

La particularité de cette formation réside dans sa structure mylonitique déterminant des faciès différents suivant l'intensité de la déformation. Les phénocristaux ont systématiquement une forme sigmoïde avec ombres de pression et sont moulés par de minces liserés phylliteux quand ils existent, et par des rubans de quartz onduleux. Quand le laminage de la roche est prononcée, la structure est celle d'une ultramylonite , avec des phénocristaux rares et inférieurs à 0,2 mm (fig.23).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

4.3. Conclusion :

Les leptynites, par leur composition et leur condition de gisement rappellent les faciès de granites d'anatexie en gisement filonien ou les veines granitoïdes recoupant les gneiss leucocrates. Ils s'en distinguent par leur structure mylonitique, oeillée ou ultramylonitique.

Leur position en intercalation dans les gneiss de l'ensemble migmatitique ou dans les gneiss ocellaires permettent de les interpréter comme des mobilisats de nature granitique ou aplitique, injectés dans les gneiss puis déformés avec eux. Ces faciès auraient ainsi acquis leur structuration par mylonitisation des veines ou masses plus importantes de granites ou aplites d'anatexie. Ils se rattacheraient alors à l'ensemble migmatitique ce qui implique de considérer et de situer l'ensemble des formations du socle par rapport à la déformation et la (ou les) migmatisation (s) et fera l'objet de la discussion.

5. DISCUSSION :

Les formations cristallophyliennes du noyau du massif du Haut-Dauphiné sont situées chronologiquement par rapport à deux phases de migmatisation. "La plupart des gneiss du noyau, souvent déjà migmatitiques, sont remobilisés lors d'un nouvel épisode de migmatisation, tardif dans l'histoire métamorphique ancienne du massif, mais anté-granite hercynien. Il est particulièrement intense à l'Est du massif, où il donne naissance à des masses assez importantes de granite d'anatexie" : Pécher et al (1982). Dans les formations de la Lavey sont ainsi distingués des faciès de gneiss acides peu mobilisés et des faciès de gneiss très migmatitiques, repris par la migmatisation II, conduisant à des migmatites leucocrates et des anatexites et granites d'anatexie (à l'Est du massif).

Sur le massif de Combeynot, les différents faciès du socle peuvent s'organiser de la même manière et en relation avec deux phases de migmatisation :

- La migmatisation I conduit aux gneiss lités à partir d'un matériel originel non déterminé, qui représenteraient ainsi l'équivalent des gneiss de la Lavey peu mobilisés.

- Dans ce bati déjà migmatisé, se met en place un granite porphyroïde

- La migmatisation II conduit, à partir des gneiss lités, aux gneiss leucocrates , équivalent nord-oriental des gneiss de la Lavey très migmatitiques ou des migmatites leucocrates de Clapouse et aux anatexites et granites d'anatexie dont une partie vient injecter sous forme de filons granitiques ou aplitiques les faciès de gneiss peu ou pas mobilisés (gneiss lités et gneiss ocellaires). A cette phase de migmatisation peut être associée la génèse des gneiss ocellaires rubanés, légèrement mobilisés, à partir des gneiss ocellaires s.s..

Les phases de déformation, associées à l'une ou l'autre des migmatisations (ou aux deux) génèreront les faciès mylonitiques et

notamment les leptynites de Combeynot, équivalent déformé des filons anatectiques injectant les gneiss.

Cette interprétation est encore spéculative et demande à être confirmée par une étude plus poussée. Elle présente l'avantage de permettre de situer les formations du socle de Combeynot dans leur contexte régional et d'établir des comparaisons avec les formations et les conditions de génèse décrites dans le Haut-Dauphiné.

6. CONCLUSION :

Le massif de Combeynot présente un socle, métamorphisé et déformé, en grande partie migmatitique, qui se rattache aux formations du noyau du massif du Haut-Dauphiné. Il est constitué (1) d'un ensemble migmatitique composé de gneiss, d'anatexites, de granites d'anatexie et probablement de leptynites, procédant probablement de deux phases de migmatisation, (2) de gneiss ocellaires très peu ou pas mobilisés.

Ces formations présentent des analogies avec les gneiss de la Lavey et les migmatites leucocrates de Claphouse pour le premier ensemble, avec les gneiss oeillés de type Crupillouse ou les Bans pour le second.

La déformation est omniprésente sur ces faciès et conditionne l'individualisation de certains faciès. La plus grande partie de cette déformation est probablement synchrone de la (des) migmatisation (s), mais il n'est pas exclu que certains faciès mylonitiques aient acquis leur structuration à l'alpin, le long des grands accidents chevauchants, notamment à la base du massif cristallin.

Les matériaux originels de l'ensemble migmatitique n'ont pu être déterminés du fait de l'histoire tectono-métamorphique complexe ultérieure à leur formation. Cependant une origine ortho-dérivée est proposée pour les gneiss ocellaires et nécessite d'être testée par la typologie des zircons et la géochimie.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE II : TYPOLOGIE DES ZIRCONS DES FORMATIONS DU SOCLE

1. LA METHODE TYPOLOGIQUE

2. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DE L'ENSEMBLE MIGMATITIQUE

3. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DES GNEISS OCELLAIRES

4. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DES LEPTYNITES

5. CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. LA METHODE TYPOLOGIQUE :

La base de la classification proposée (Pupin, Turco, 1972, 1975 ; Pupin 1976, 1980, 1981) est fondée sur le développement relatif des prismes (100) et (110) déterminant l'indice T, et des pyramides (101) et (211) qui caractérisent l'indice A (fig. 24). Les indices A et T définissent la distribution moyenne d'une population donnée.

Cette classification typologique, ainsi que le caractère dynamique des populations de zircons, permet d'envisager d'étroites relations entre la morphologie des cristaux et les conditions de génèse des roches qui les contiennent.

L'étude d'une population nécessite le comptage de 100 cristaux entiers ou sub-entiers dont les types et sous-types fondamentaux sont reportés, avec leur fréquence de représentation, dans le diagramme de distribution typologique.

A partir de ce diagramme, peut être définie "une tendance d'évolution typologique" (T.E.T.) caractérisant la chronologie d'apparition des formes cristallines.

Les autres caractères des zircons tels que zonage, couleur, nature et forme des inclusions, groupements cristallins, lacunes et gradins de croissance, noyaux, donnent de précieux enseignements quant à la dynamique d'une population, et permettent d'affiner les informations livrées par la méthode typologique.

Différents facteurs interviennent sur la forme cristalline du zircon :

- les caractéristiques chimiques du milieu de cristallisation influent sur le développement des faces pyramidales. Le diagramme de distribution oppose ainsi les roches hyperalumineuses d'une part (pyramide (211) dominante, associée aux pyramides (112) et (321)), et les roches alcalines à hyperalcalines de l'autre (pyramide (101) dominante, associée à la pyramide (301) dans les milieux très potassiques).

- la température de cristallisation agit sur la nature des prismes. Elle se surimpose à l'indice T, et une échelle géothermométrique a pu être définie.

- la teneur en eau du milieu joue un rôle important sur la cristallisation du zircon (Pupin et al, 1978). En effet, celle-ci sera d'autant plus tardive que le milieu est riche en eau.

Sur la base de l'ensemble de ces informations, Pupin propose un champ d'application de la méthode typologique adapté aux différents groupes de roches plutoniques, volcaniques, métamorphiques et sédimentaires (fig. 25).

Parmi ces applications, celle liée à la génèse des granitoïdes est particulièrement intéressante. En effet, le diagramme typologique permet de différencier clairement les T.E.T. moyennes correspondant aux différentes lignées de roches granitiques (fig. 26) :

- les populations de granites d'origine sialique ou essentiellement sialique sont caractérisés par les indices A et T faibles : ceux sont les leucogranites et granites d'anatexie.

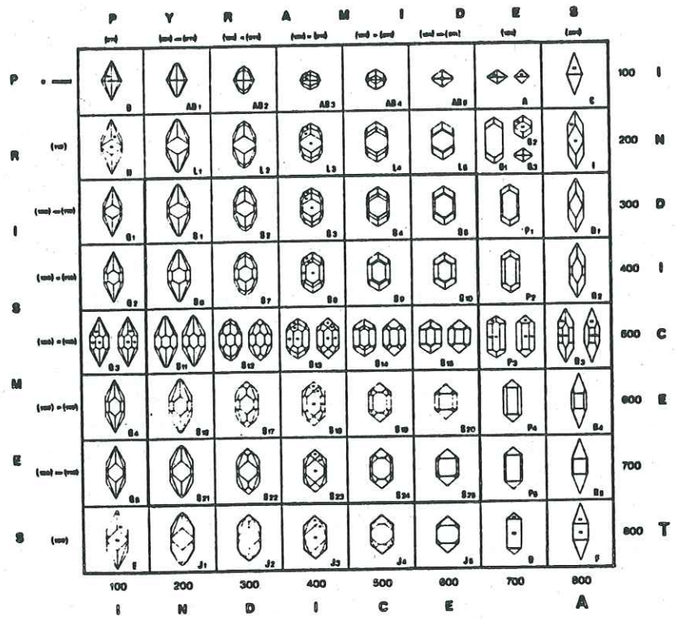
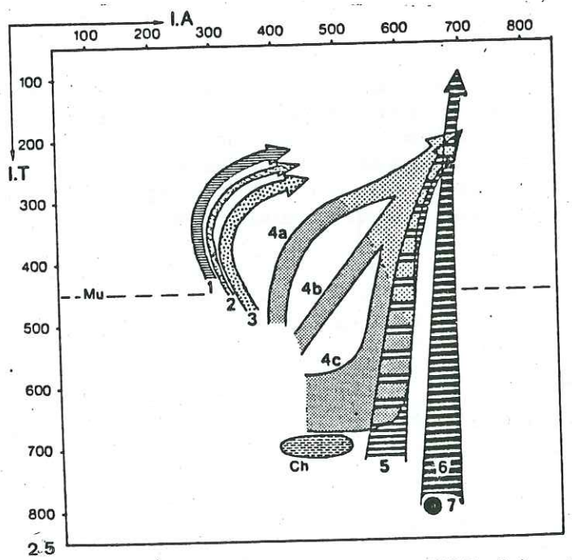
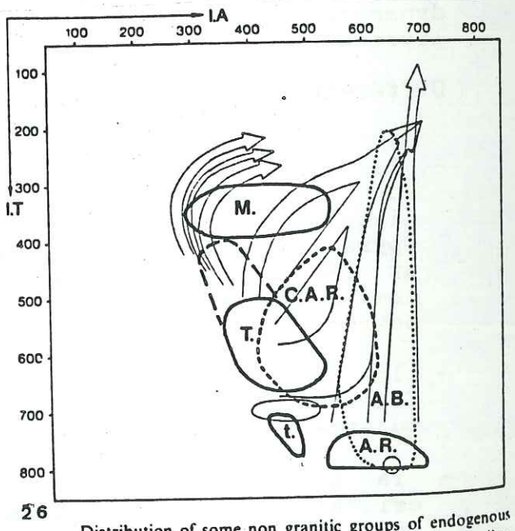


Figure 24 : Types et sous-types fondamentaux de la classificatic (Pupin, Turco, 1972)





Distribution of some non granitic groups of endogenous rocks: (*A.B.*) alkaline basalts with gem-quality zircons: (*A.R.*) alkaline series rhyolites from anorogenic complexes: (*C.A.R.*) calc-alkaline series rhyolites (orogenic): (*M*) migmatites: (*t*) trachyandesites: (*T*) tonalites

Distribution of mean points and mean T.E.T. of zircon populations from: Granites of crustal or mainly crustal origin: (*1*) aluminous leucogranites: (*2*) (sub)autochthonous monzogranites and granodiorites; (*3*) intrusive aluminous monzogranites and granodiorites. - Granites of crustal + mantle origin, hybrid granites: (*4a, b, c*) calc-alkaline series granites (*dark doted area* = granodiorites + monzogranites; *clear doted area* = monzogranites + alkaline granites); (*5*) sub-alkaline series granites. – Granites of mantle or mainly mantle origin: (*6*) alkaline series granites; (*7*) tholeiitic series granites. – *Mu*. limit of the muscovite granites (I.T < 450); *Ch*. magmatic charnockites area.

Figure 25 : Distribution des roches endogènes non granitiques dans le diagramme I.A./I.T.

Figure 26 : Distribution et T.E.T. des populations de zircons de granitoïdes

- les populations de granites d'origine mantellique (séries alcalines et tholéiitiques) montrent un indice A fort.

- les populations de granites d'origine mixte sialique + mantellique (séries calco-alcalines et subalcalines) sont situées en position intermédiaire entre les deux groupes précédents.

La typologie des zircons permet également de préciser dans ce cadre, le cogénétisme de certaines formations plutoniques et volcaniques. D'autre part, dans les roches métamorphiques de stade faible et moyen non migmatitiques, les caractères morphologiques des zircons sont conservés et permettent ainsi de caractériser l'origine des formations.

L'ensemble de ces champs d'application est tout à fait adapté aux formations du terrain étudié. Aussi, la méthode typologique sera utilisée à de nombreuses reprises pour caractériser les différents faciès mais également pour déterminer les éventuels liens génétiques entre certaines d'entre elles.

2. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DE L''ENSEMBLE MIGMATITIQUE :

Sept populations ont été étudiées et leur distribution typologique est présentée sur le diagramme I.A./I.T. (fig. 27) :

- deux gneiss lités de la Pyramide de Laurichard
- un gneiss leucocrate du col de Laurichard
- quatre anatexites et granites d'anatexie prélevés vers le sommet des arêtes de la face nord de Combeynot, à proximité du granite du complexe.

Tous les zircons rencontrés dans ces faciès correspondent à des individus recristallisés dans les conditions de métamorphisme de stade fort.

Les cristaux sont incolores, limpides, rarement teintés. Ils sont subautomorphes à subarrondis, sans surcroissances, avec des formes cristallines souvent imparfaites. Ils contiennent peu ou pas d'inclusions, et celles-ci sont caractéristiques de zircons recristallisés :

- chapelets de bulles alignés suivant l'axe c
- disposition concentrique de gouttelettes autour de noyaux reliques
- inclusions "en flaques"

Les individus montrent généralement une forte élongation selon l'axe c.

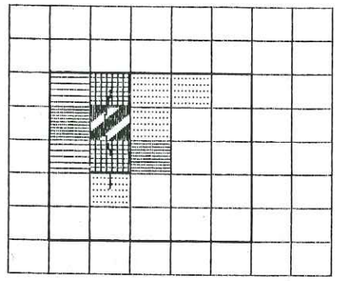
Les faces cristallines dominantes sont les faces prismatiques (110) et les faces pyramidales (211), ce qui donne une grande fréquence des sous-types S2 - S6 - S7, le type S est d'ailleurs largement dominant (90% à 100% des cristaux), accompagné dans certaines populations par les types L et G (seul l'échantillon C3.55 montre deux individus P1).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

TYPOLOGIE DES ZIRCONS

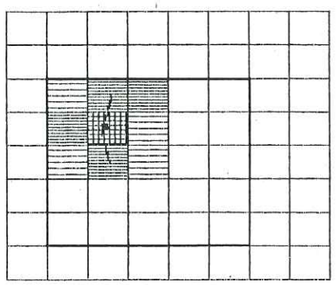
REF.echantillon.....C2.15
Nature.....GNEISS LITE
Lieu de prelevement.....LAURICHARD
Nombre de zircons comptes...105
Nombre d'indeterminés.....25

$\bar{A}$=298 $\bar{T}$=404



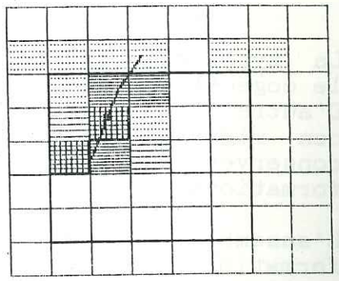
REF.echantillon.....C3.29
Nature.....GNEISS
Lieu de prelevement.....LAURICHARD
Nombre de zircons comptes...106
Nombre d'indeterminés.....41

$\bar{A}$=300 $\bar{T}$=400



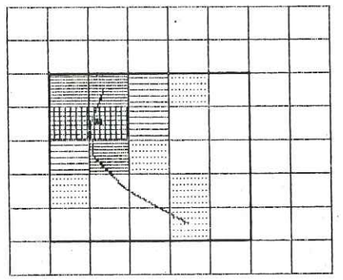
REF.echantillon.....C3.33
Nature.....GNEISS LEUCOCRATE
Lieu de prelevement.....LAURICHARD
Nombre de zircons comptes...55
Nombre d'indeterminés.....18

$\bar{A}$=300 $\bar{T}$=384



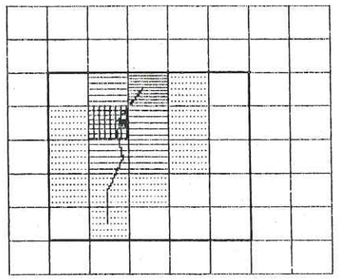
REF.echantillon.....C3.44
Nature.....ANATEXITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...103
Nombre d'indeterminés.....38

$\bar{A}$=277 $\bar{T}$=397



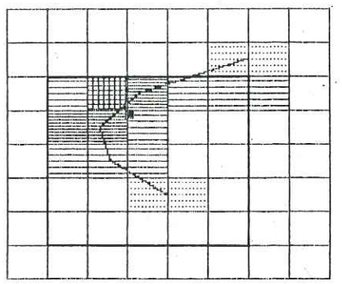
REF.echantillon.....C3.46
Nature.....ANATEXITE
Lieu de prelevement.....LAURICHARD
Nombre de zircons comptes...105
Nombre d'indeterminés.....50

$\bar{A}$=340 $\bar{T}$=407



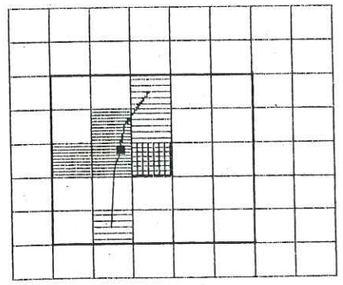
REF.echantillon.....C3.55
Nature.....ANATEXITE
Lieu de prelevement.....CLOCHETTES
Nombre de zircons comptes...95
Nombre d'indeterminés.....36

$\bar{A}$=356 $\bar{T}$=366



REF.echantillon.....C3.85
Nature.....ANATEXITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...22
Nombre d'indeterminés.....10

$\bar{A}$=325 $\bar{T}$=475



0-<2%
2-<5%
5-<10%
10-<20%
20-<40%
≥40%

Figure 27 :

Distribution typologique des populations de zircons de l'ensemble migmatitique

Les indices A et T sont faibles et assez constants : 277 < A < 356, 366 < T < 475 et suggère une température de recristallisation de l'ordre de 650 - 700°C en milieu hyperalumineux comme l'indique la faible valeur de l'indice A.

Les conditions de métamorphisme subies par ces formations ont entrainé la recristallisation du zircon. Il n'est donc pas possible, par la méthode, de "remonter" à la définition des matériaux originels. La répartition des points moyens dans le diagramme typologique (fig. 28) confirme l'appartenance des roches au domaine anatectique.

3. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DES GNEISS OCELLAIRES :

La détermination de l'origine ortho-dérivée d'une population de roches métamorphiques à zircons non recristallisés (conditions de métamorphisme de stade faible, moyen et début du stade fort) est basée sur plusieurs critères :

- homogénéité . dans la distribution typologique
  . dans la nature et la forme des inclusions
  . dans la couleur des cristaux et leur zonage

- disposition des indices A et T des populations dans les ensembles de roches plutoniques ou volcaniques s'accordant avec leur composition chimique (Pupin, 1976).

La présence ou l'absence de figures telles que les gradins et lacunes de croissance, les inclusions vitreuses ou microlitiques, permet de distinguer l'origine volcanique ou plutonique des zircons.

Six popoulations de gneiss ocellaires sont présentées. Ces roches sont très riches en zircons et autres minéraux lourds (apatite, sphène...). La répartition dans le diagramme I.A./I.T. est très homogène (fig. 29). Seul l'échantillon C3.39 montre une légère dispersion et un profil de T.E.T. particulier.

Les cristaux sont subautomorphes à subovoïdes (dissolution superficielle due au métamorphisme), de couleur brun-clair, avec un indice d'élongation très faible.

Les inclusions sont nombreuses :
- cristaux trapus d'apatites
- cristaux négatifs, aux contours hexagonaux, à fort relief
- inclusions globulaires sombres (minérales ou vitreuses ?).

Le zonage est fréquent et régulier ; les groupements cristallins sont rares.

Le type S est souvent le seul représenté, avec une forte fréquence des sous-types S13 - S19 - S20 et S24. Quelques individus de type P ou G apparaissent dans certaines populations, en proportion très faible (inf. à 2%).

Une des particularités de ces roches est l'abondance de la pyramide (301), déterminant les sous-type U (de 10 à 30%). Ce phénomène est

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

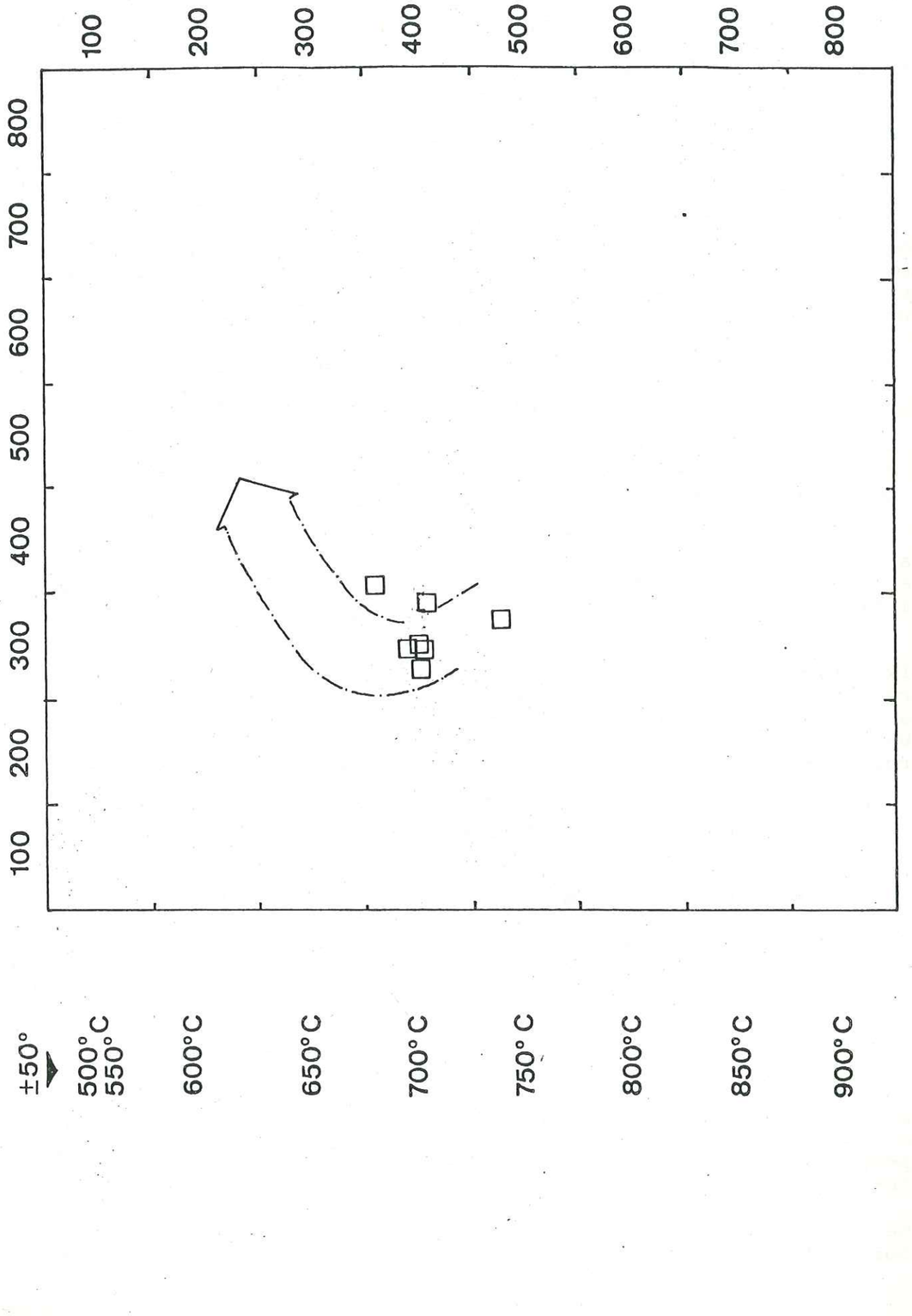
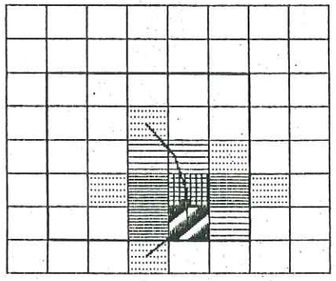


Figure 28 : Repartition des points moyens des populations de zircons de l'ensemble migmatitique champ des granites anatectiques

TYPOLOGIE DES ZIRCONS

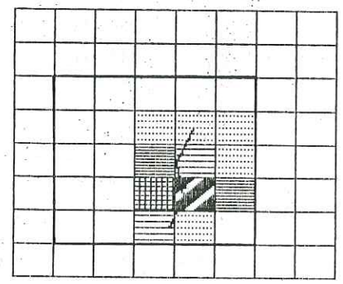
REF.echantillon.....C19
Nature.....GNEISS OCELLAIRE
Lieu de preleveaent.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...147
Nombre d'indeterminés.....47

$\bar{A}$=492 $\bar{T}$=638



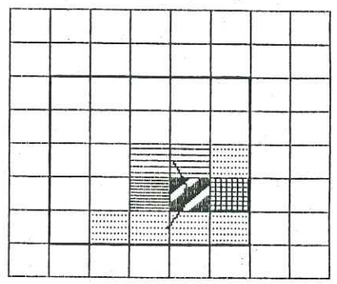
REF.echantillon.....C26
Nature.....GNEISS OCELLAIRE
Lieu de preleveaent.....CLOCHETTES
Nombre de zircons comptes...110
Nombre d'indeterminés.....35

$\bar{A}$=469 $\bar{T}$=575



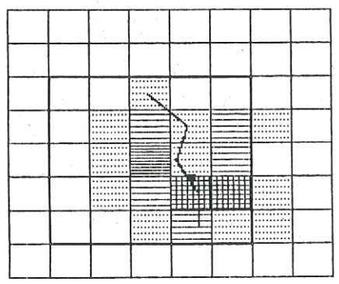
REF.echantillon.....C57
Nature.....GNEISS OCELLAIRE
Lieu de preleveaent.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...101
Nombre d'indeterminés.....35

$\bar{A}$=498 $\bar{T}$=594



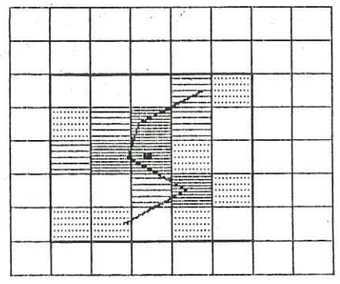
REF.echantillon.....C80
Nature.....GNEISS OCELLAIRE
Lieu de preleveaent.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...123
Nombre d'indeterminés.....44

$\bar{A}$=503 $\bar{T}$=557



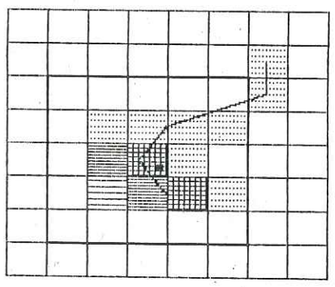
REF.echantillon.....C3.39
Nature.....GNEISS OCELLAIRE
Lieu de preleveaent.....GROS ANE
Nombre de zircons comptes...84
Nombre d'indeterminés.....40

$\bar{A}$=395 $\bar{T}$=498



REF.echantillon.....C77
Nature.....GNEISS RUBANE
Lieu de preleveaent.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...103
Nombre d'indeterminés.....41

$\bar{A}$=427 $\bar{T}$=526



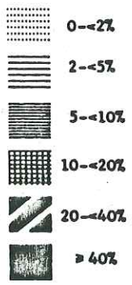


Figure 29 :

distribution typologique des populations de zircons des gneiss ocellaires

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

caractéristique des lignées calco-alcalines potassiques.

Les indices A et T sont moyennement élevés, 395 < A < 503 et 498 < T <638, et montrent une légère dispersion selon les axes A et T (fig .30) avec une dérive des points vers le domaine anatectique. Cette tendance pourrait résulter d'une amorce de mobilisation de la roche, suggérée par la pétrographie pour les gneiss rubanés, induisant un début de recristallisation d'une partie de la population de zircons. Parmi les deux échantillons montrant cette tendance, C77 est un gneiss rubané alors que C3.39 est un gneiss s.s. Le rôle de l'eau, très important pour déterminer le début de la fusion partielle semblerait être l'élément déterminant contrôlant les phénomènes de mobilisation à l'échelle macroscopique (ce qui pourrait être le cas pour les gneiss rubanés). Si la teneur en eau est insuffisante, on pourrait toutefois observer un début de recristallisation des zircons sur des échantillons non mobilisés à l'échelle macroscopique, ce qui rendrait compte de la situation particulière de C3.39. Ceci est à considerer avec réserves et nécessiterait une étude plus poussée.

L'ensemble des caractères de ces zircons, leur grande homogénéité de distribution et de morphologie , suggère l'origine ortho-dérivée des gneiss ocellaires. L'absence de figures typiques des zircons issus de roches volcaniques (lacunes et gradins de croissance, inclusions vitreuses et aciculaires...) permet de proposer une origine plutonique pour ces gneiss. Origine plutonique confirmée par la nature et la forme des inclusions (apatites en cristaux trapus en grande proportion).

Les points représentatifs de ces populations se situent dans le domaine du magmatisme calco-alcalin (Pupin, 1980), dans les termes peu différenciés de cette lignée (indice T relativement élevé).

L'étude des zircons permet donc, à la suite de l'étude pétrographique, de proposer une origine ortho-dérivée des gneiss ocellaires à partir d'un granite calco-alcalin potassique (pyramide (301) fréquente). L'étude géochimique de ces gneiss doit permettre de confirmer cette hypothèse.

4. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DES LEPTYNITES :

Les deux échantillons étudiés proviennent des Rochers des sources de la Guisane. Les zircons ne semblent pas montrer les empreintes de la déformation qui affecte ces roches et présentent de beaux cristaux propices à l'observation.

Sur le diagramme I.A./I.T., la répartition des populations rappelle tout à fait celle des migmatites s.l. (fig. 31). Les populations des leptynites semblent toutefois plus étalées que celles des migmatites, mais on peut noter la ressemblance frappante entre ces leptynites et les anatexites C3.44 et C3.55 (même type de répartition, même profil de la T.E.T.).

Les cristaux correspondent également à des zircons recristallisés. Ils sont incolores, limpides, mais plus fréquemment teintés dans les tons bruns. Ils contiennent les mêmes types d'inclusions que les migmatites ainsi que les noyaux reliques de l'ancien zircon.

Les indices A et T se situent dans le champ de variation des indices des migmatites (fig.32). Le type S est largement dominant (sous-types

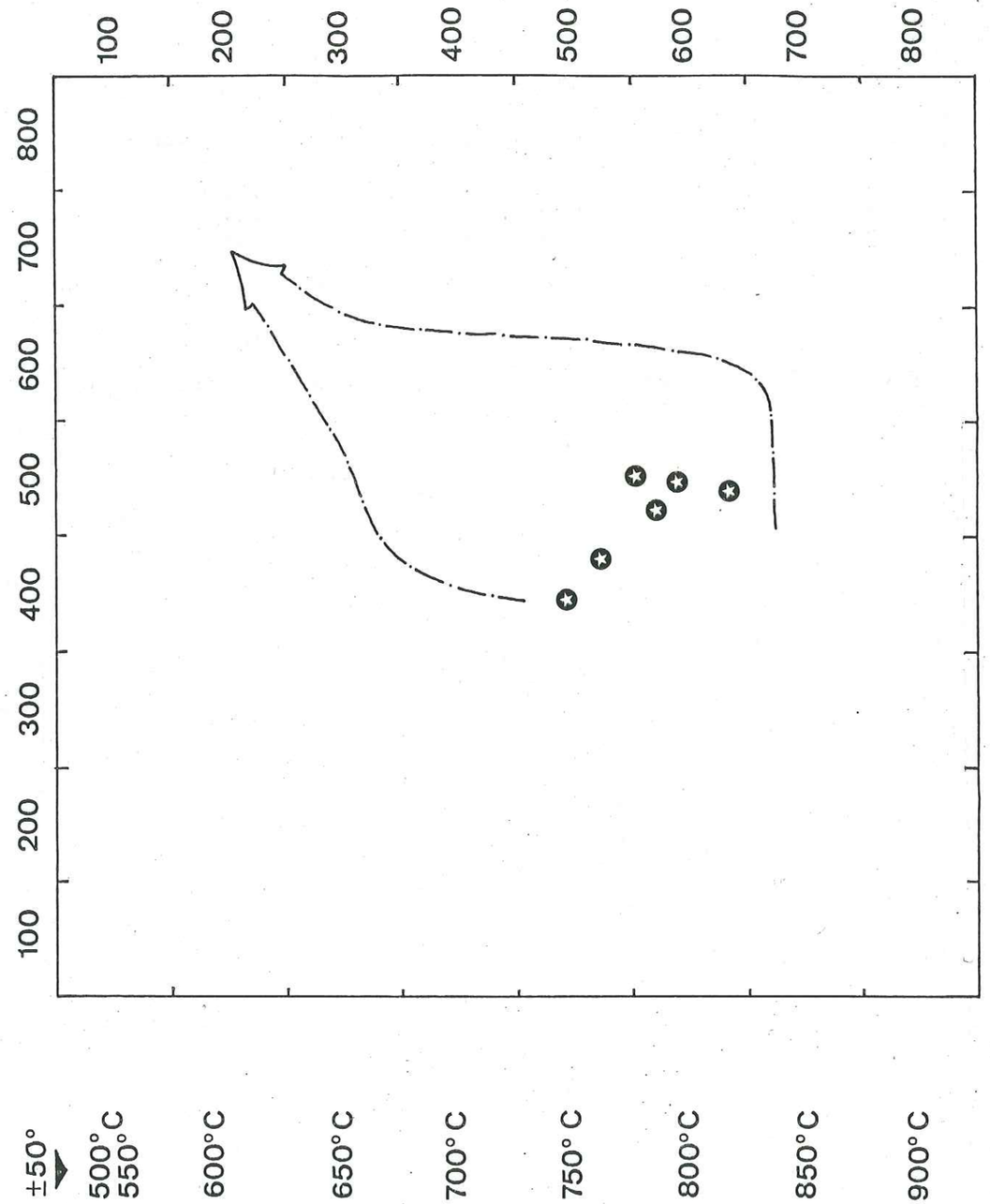


Figure 30 : Repartition des points moyens des populations de zircons des gneiss ocellaires dans le champ de repartition des granites calco-alcalins

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

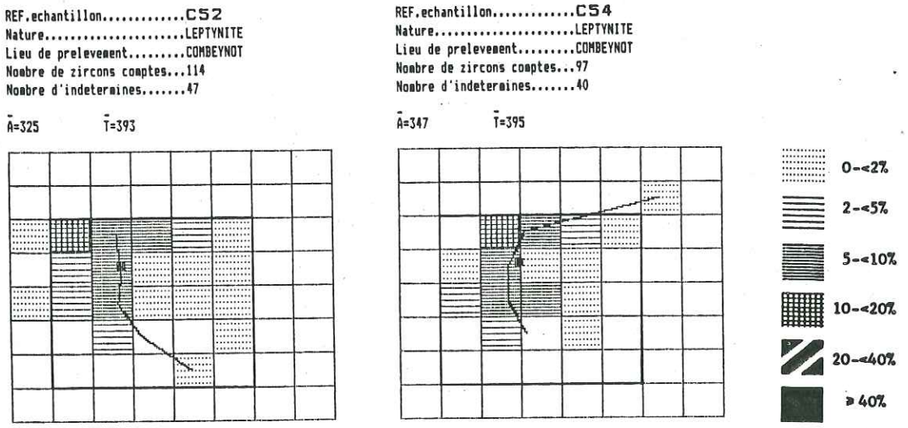


Figure 31 : distribution typologique des populations de zircons des leptynites

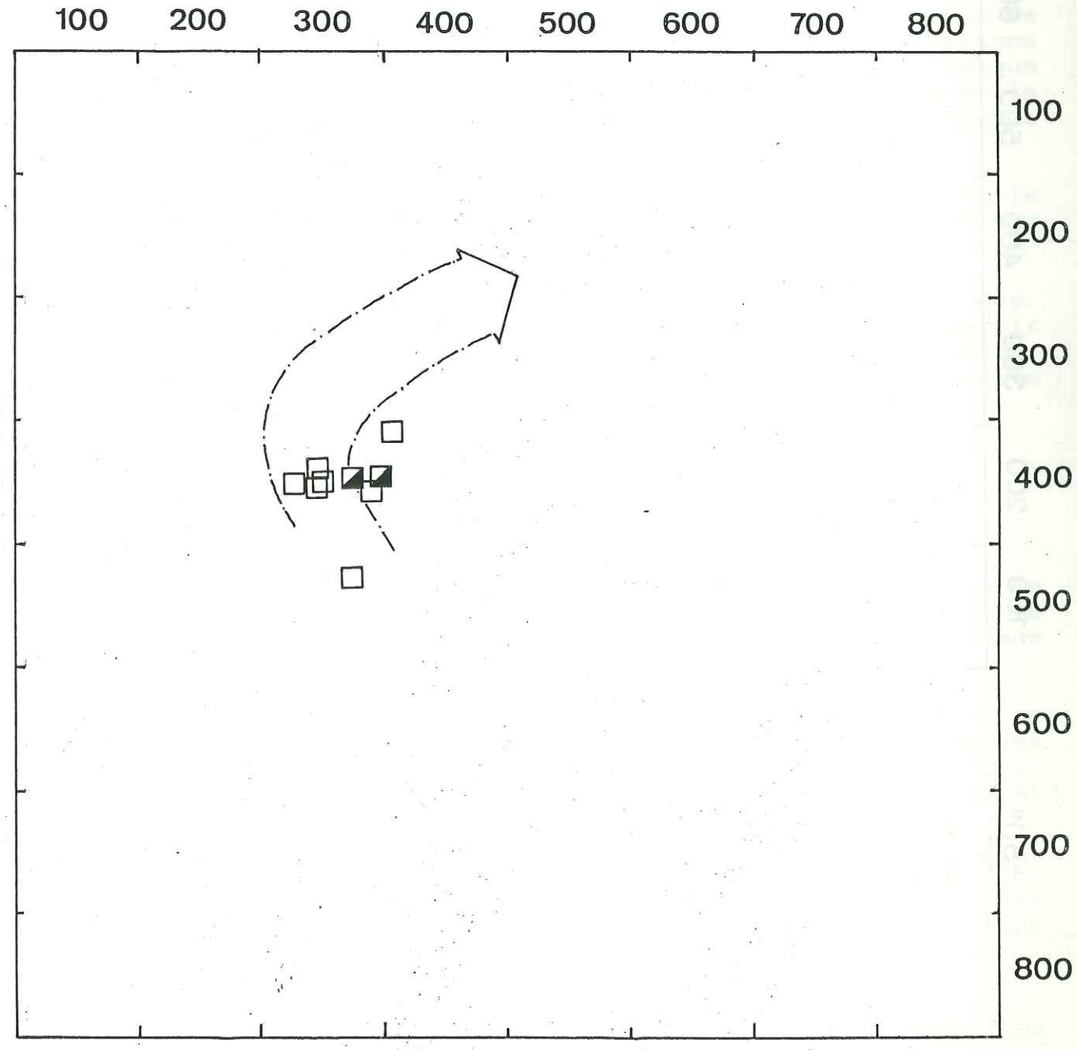


Figure 32 : Repartition des points moyens des populations de zircons des leptynites

S1 - S2 - S7), accompagné en faibles proportions par des types Q et G1.

Tous les caractères des zircons des leptynites rappellent ceux des migmatites, et notamment des faciès évolués de celles-ci : les anatexites et granites d'anatexie.

Ces observations, complétant celle de l'étude pétrographique, permettent d'associer ces leptynites à l'ensemble migmatitique de Combeynot. Elles constituent l'équivalent déformé, mylonitisé, des aplites et granites d'anatexie qui s'intercalent dans les gneiss migmatitiques et ocellaires.

5. CONCLUSION :

La migmatisation qui affecte une part importante des formations du socle s'exprime par une recristallisation du zircon, dans un milieu alumineux plus ou moins riche en fluides. En l'absence de minéraux typomorphes du métamorphisme élevé, la présence de zircons recristallisés dans l'ensemble des faciès vient conforter l'étude pétrographique quant à leur appartenance au domaine anatectique.

La typologie des zircons a permis de confirmer le rattachement des leptynites à l'ensemble migmatitique puisque là encore, les zircons ont recristallisé. Ces leptynites représentent ainsi probablement, comme le suggerait l'étude pétrographique, des faciès de granite ou d'aplite, injectés en veines et filons dans les gneiss migmatitiques et ocellaires puis déformés.

Les gneiss ocellaires présentent quant à eux des zircons primaires, dont l'homogénéité dans l'ensemble de leurs caractères suggère une origine ortho-dérivée. La position des points moyens dans le diagramme I.A./I.T. les situe dans les termes peu évolués des granites calco-alcalins, et la présence de faces pyramidales (301) traduit un milieu de cristallisation potassique. La typologie des zircons permet ainsi de donner la nature du matériel originel des gneiss ocellaires qui dérivent d'un granite porphyroïde calco-alcalin potassique, mais cette conclusion doit être testée par la géochimie.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE III : GEOCHIMIE DES FORMATIONS DU SOCLE :

1. INTRODUCTION

2. LES ELEMENTS MAJEURS

3. LES ELEMENTS EN TRACES

4. CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. INTRODUCTION :

Les données de terrain, l'étude pétrographique et la typologie des zircons des formations du socle ont permis de mettre en évidence deux principaux groupes de roches : (1) un ensemble migmatitique où les types pétrographiques sont variés et passent de l'un à l'autre en continuité et auquel se rattachent les leptynites de Combeynot, (2) des gneiss ocellaires, se distinguant du premier groupe par leur nature très peu ou pas mobilisée et dont l'origine à partir d'un granite porphyroïde calco-alcalin potassique est avancée.

Vingt huit échantillons ont été analysés pour le dosage des éléments majeurs et vingt trois pour les éléments en traces Rb, Sr, Y, Nb, Zr (Tableau 1). De plus, une analyse de Terres Rares a été effectuée sur un échantillon de gneiss ocellaires.

Quatre échantillons des faciès de migmatites granitoïdes de la zone Grangettes-Eychauda ont été intégrés dans l'étude géochimique.

Cette étude des formations du socle doit permettre de les comparer aux autres formations du noyau du massif du Haut-Dauphiné. Plus précisement, elle doit tester l'origine orthodérivée des gneiss ocellaires et définir la typologie du magmatisme duquel ils dérivent.

2. LES ELEMENTS MAJEURS :

L'examen du tableau 1 montre que le caractère siliceux des formations de l'ensemble migmatitique augmente, en moyenne, depuis les gneiss lités jusqu'aux gneiss leucocrates et aux faciès d'anatexie. Ce caractère est encore plus marqué pour les leptynites et les migmatites de la zone Grangettes-Eychauda. Cette tendance s'accompagne d'une diminution progressive du fer (moins marquée entre les gneiss leucocrates et anatexites) et surtout du magnésium.

Les gneiss ocellaires, quant à eux, présentent une composition de type granodiorique à monzogranitique et montrent de fortes teneurs en K2O (à deux exceptions près) illustrant le caractère potassique reconnu par la typologie des zircons.

Le diagramme chimico-minéralogique de de La Roche (1964, fig. 33) illustre le caractère leucocrate des faciès d'anatexites et des leptynites par leur faible valeur en Fe + Mg + Ti. Les points représentatifs de l'ensemble migmatitique sont très étalés selon l'axe K- (Na + Ca) reflétant ainsi la mobilité des alcalins. Comparés aux formations du noyau, les faciès de l'ensemble migmatitique s'en distinguent par ces teneurs plus faibles en Fe + Mg + Ti et ce plus grand étalement selon l'abscisse.
De même, les gneiss ocellaires se distinguent des gneiss oeillés de type Crupillouse par leur caractère moins siliceux et leur répartition plus étalée.

Le diagramme de de La Roche (1968, Fig. 34) confirme cette tendance en illustrant le caractère plus potassique et plus sodique des formations migmatitiques de Combeynot, les détachant sensiblement des champs de répartition des formations du noyau.

Le diagramme (Al + Fe + Ti)/3 - K en fonction de (Al + Fe + Ti)/3 - Na de Moine et de de La Roche (1968, fig. 35) soutient à nouveau cette

REF	C2.15	C3.24	C3.29	C4.13	C4.18	C2.56	C3.44	C2.12	C2.16	C4.12	C3.60	C31	C52	C54	C3.23
SIO2	69.48	66.38	67.30	72.39	71.87	69.35	66.33	70.28	72.67	73.04	73.51	72.23	75.25	75.48	77.82
AL2O3	14.38	16.21	15.25	14.32	14.79	15.46	16.04	15.44	14.71	14.06	14.21	14.94	14.45	14.24	12.58
FE2O3T	3.12	4.23	4.69	2.55	1.64	2.90	5.34	2.24	2.14	2.07	1.99	0.98	1.60	1.27	1.33
MNO	0.04	0.05	0.06	0.03	0.03	0.01	0.08	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02
MGO	0.81	1.54	2.01	0.21	0.83	1.07	1.83	0.78	0.34	0.13	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00
CAO	0.43	0.59	0.37	0.43	0.96	0.45	0.73	0.27	0.30	0.55	0.20	0.55	0.37	0.38	0.31
NA2O	3.35	2.72	2.70	3.17	4.13	2.13	2.96	2.48	4.16	2.61	2.26	6.90	4.09	4.36	3.52
K2O	5.49	5.62	5.21	5.90	4.46	5.88	3.83	7.16	5.11	5.16	6.96	2.72	4.42	4.01	4.36
TIO2	0.42	0.63	0.70	0.38	0.19	0.43	0.70	0.42	0.35	0.25	0.37	0.07	0.14	0.08	0.08
P2O5	0.19	0.22	0.16	0.16	0.04	0.00	0.18	0.14	0.08	0.19	0.09	0.12	0.08	0.04	0.17
P.FEU	1.59	2.31	2.25	1.30	1.22	1.66	1.69	1.44	0.95	1.09	0.72	0.53	1.12	1.01	0.63
TOTAL	99.34	100.50	100.70	100.84	100.15	99.34	99.72	100.67	100.84	99.17	100.34	99.25	100.44	100.91	100.83
Y	43	39	32	44	25	40	35	35	31	26	23	20	28	23	18
SR	90	111	115	93	159	118	164	99	165	149	154	196	116	129	45
RB	351	194	185	223	164	236	308	266	292	174	245	70	162	165	216
ZR	221	165	146	199	98	158	174	156	150	95	203	80	76	79	63
NB	16	17	12	16	9	15	14	12	19	11	10	18	17	18	11

1 ■ 2 □ 3 □ 4 △

	C4.16	C3.93	C4.15	C38
	69.17	74.79	75.25	78.10
	15.99	13.66	14.63	11.44
	3.13	0.62	0.61	0.83
	0.05	0.01	0.01	0.03
	1.00	0.00	0.00	0.00
	1.18	0.31	0.17	1.06
	3.40	2.38	2.23	2.61
	4.19	6.98	6.72	3.83
	0.43	0.10	0.14	0.05
	0.14	0.09	0.06	0.07
	2.03	0.61	0.78	2.27
	100.70	99.55	100.60	100.29
	16	14	19	
	241	117	123	
	201	237	238	
	149	38	86	
	11	8	7	

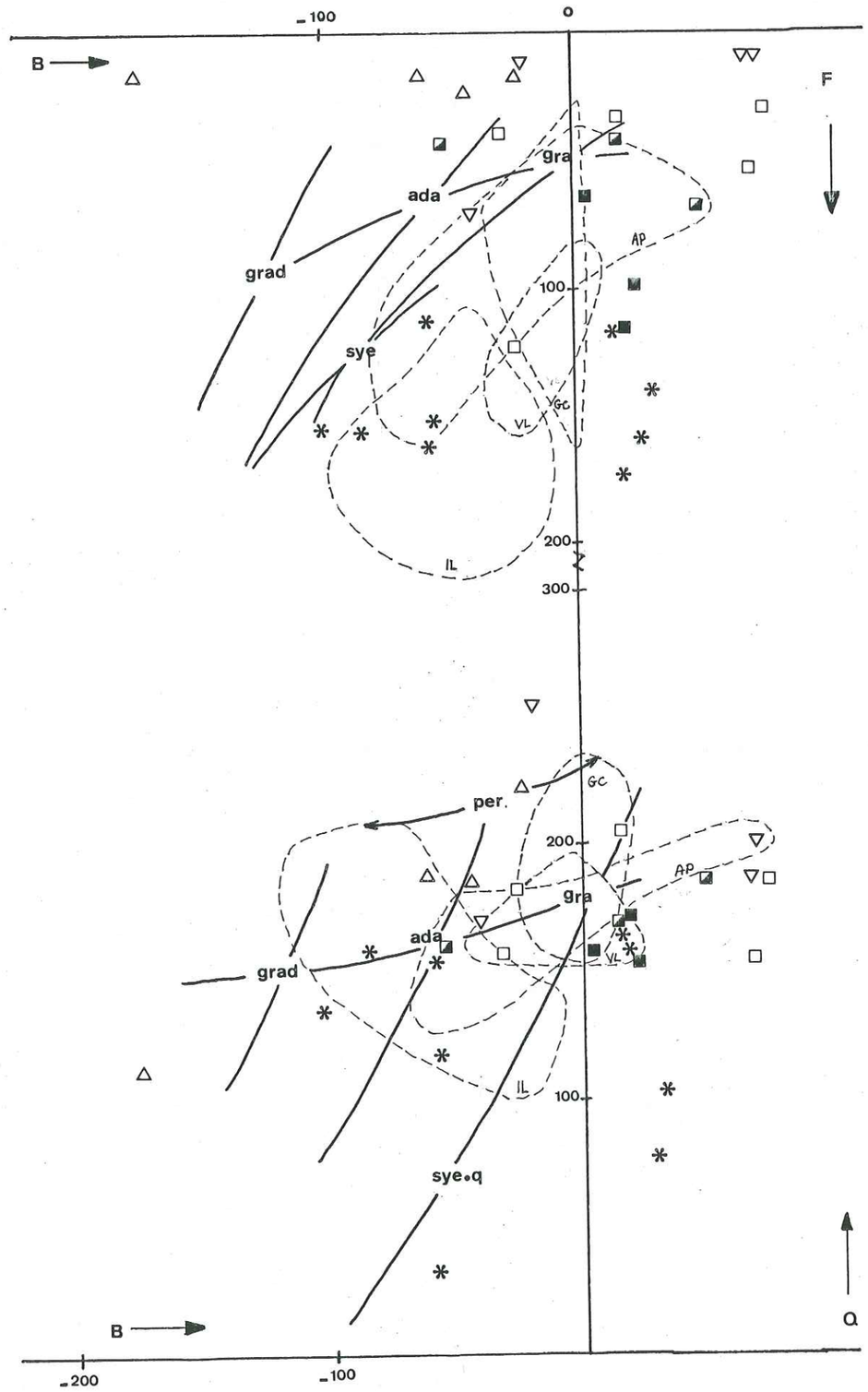
5 ▽

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ref.	C.57	C3.39	C.19	C2.66	C.26	C2.95	C.27	C.78	C.807
SiO2	58.99	64.84	61.26	66.54	60.86	62.33	60.54	61.45	66.30
Al2O3	14.88	16.27	17.41	16.06	16.76	17.79	17.30	15.05	15.03
Fe2O3	4.83	4.84	6.02	4.30	4.16	5.62	5.04	4.91	5.12
MnO	.08	.04	.08	.07	.07	.06	.06	.07	.06
MgO	3.58	2.25	3.49	2.08	3.64	2.97	2.66	3.30	3.30
CaO	3.07	.68	1.37	2.17	1.67	2.76	1.12	1.42	1.60
Na2O	4.03	2.46	1.90	3.23	2.89	3.60	2.65	3.71	3.80
K2O	5.96	5.03	4.84	3.88	6.85	2.95	6.28	4.08	3.13
TiO2	.83	.76	.82	.50	1.29	.79	.87	.62	.73
P2O5	.20	.08	.34	.24	.95	.23	.38	.23	.19
P.FEU	4.23	2.17	2.78	1.13	2.55	1.86	2.89	2.46	1.76
Total	100.68	99.42	100.31	100.20	101.68	100.96	99.97	97.30	101.01
Y	19	12	14	14					
Sr	322	262	179	313					
Rb	240	261	195	174					
Zr	173	191	190	134					
Nb	14	13	12	18					

6 *

Tableau 1 : Analyses chimiques des gneiss de l'ensemble migmatitique (1 : gneiss lités, 2 : gneiss leucocrates, 3 : anatexites et granites d'anatexie), 4 : des leptynites, 5 : des migmatites granitoïdes de la zone Grangettes-Eychauda, 6 : des gneiss ocellaires

Figure 33 : Diagramme chimico-minéralogique de de la Roche (1964)
Q = Si/3 - (Na+K+2/3Ca)
B = K-(Na+Ca)
F = Fe+Mg+Ti
1L : gneiss de la Lavey, AP : gneiss de l'Alpe du Pin, VL : gneiss de Villar-Loubière, GC : gneiss de Crupillouse (d'après Lefort, 1973)



tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

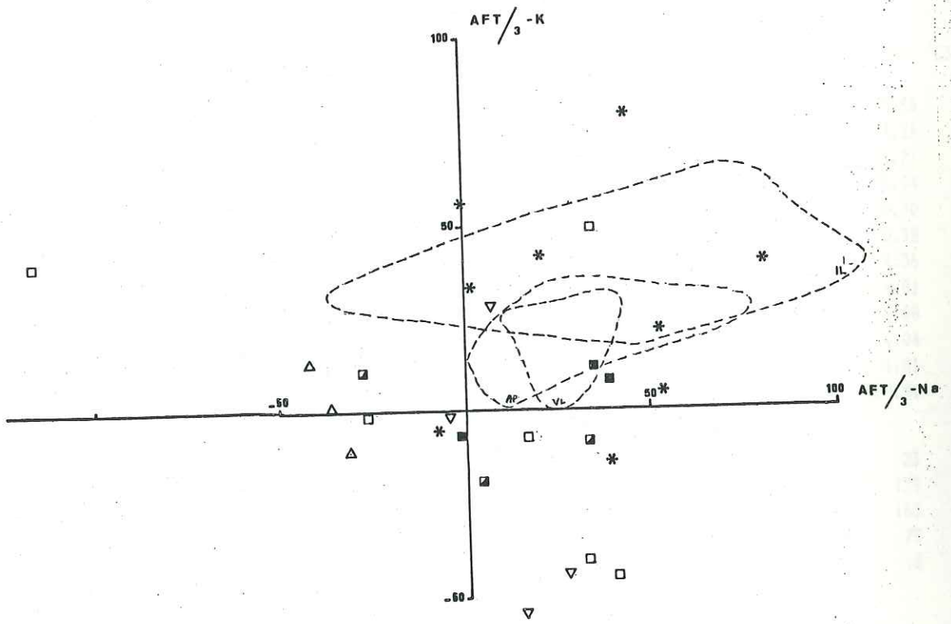


Figure 34 : Diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na) de de la Roche (1968)
même légende que fig. 33

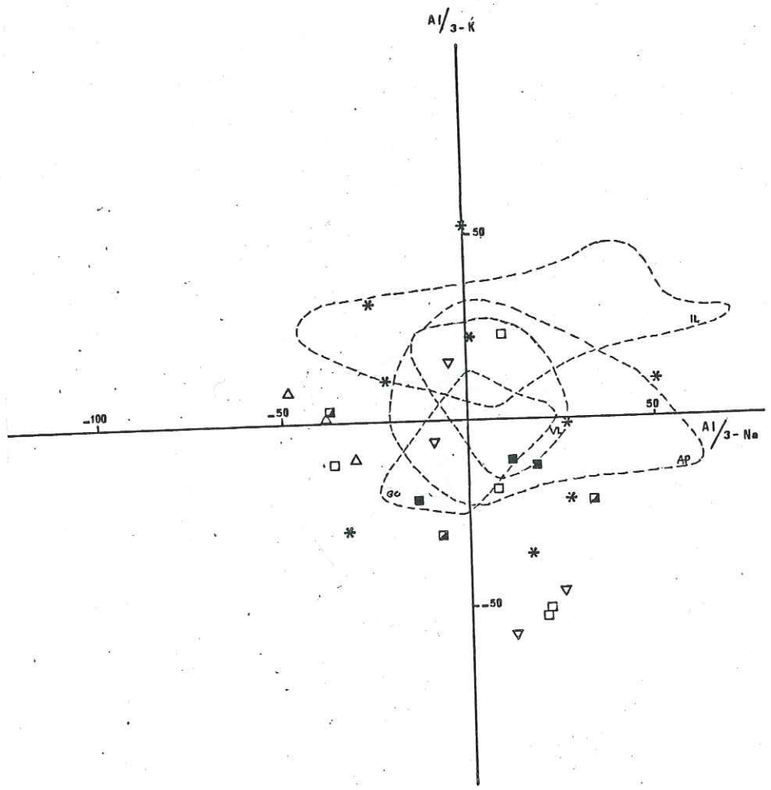


Figure 35 : Diagramme (Al+Fe+Ti)/3-K = f((Al+Fe+Ti)/3-Na) de Moine et de la Roche (1968) : AFT = (Al+Fe+Ti)
même légende que fig. 33

distinction entre les formations.

Il semble ainsi que si l'ensemble migmatitique de Combeynot peut s'apparenter, par les faciès pétrographiques et l'histoire tectono-métamorphique aux formations de La Lavey (ou partiellement de Villar-Loubière ou du Plan du Lac), leur nature géochimique semble différente et pourrait ainsi illustrer des matériaux originels non génétiquement liés. Cette conclusion repose sur peu d'analyses et peu d'éléments de comparaison ; elle nécessiterait une étude plus poussée sur les formations du socle dont l'hétérogénéité et les phases de mylonitisation rendent les observations plus difficiles.

Cette même remarque peut s'appliquer à l'égard des gneiss ocellaires et des gneiss de type Crupillouse, qui seraient issus tous deux de granites porphyroïdes assez différents.

Le report des points représentatifs des gneiss ocellaires dans le diagramme R1-R2 (de La Roche et Leterrier, 1973, fig. 36) permet de rapprocher ces faciès de ceux des lignées subalcalines potassiques de type Ballons (B) ou Ploumanac'h (P), dans les termes intermédiaires.

3. LES ELEMENTS EN TRACES :

- L'ensemble migmatitique :

Corrélés deux à deux (Ti/Zr, Y/Zr, Nb/Zr) les éléments en traces montrent une diminution progressive de teneurs depuis les gneiss lités jusqu'aux leptynites, s'exprimant par un bon alignement des points sur les deux premiers diagrammes (fig. 37), et pouvant refléter le caractère réfractaire de ces éléments par rapport à l'avancée de la migmatisation. Cette observation tend à confirmer l'histoire commune de ces roches et leur génèse (par migmatisation et/ou mylonisation) à partir d'une même source.

- Les gneiss ocellaires :

Ils sont caractérisés dans ces diagrammes par de faibles teneurs en Yttrium. Pearce et al (1984) ont montré que Y, Nb et Rb étaient parmi les éléments les plus discriminants pour la caractérisation géotectonique des granitoïdes (cf. deuxième partie, Chapitre V, 3.6.) avec cependant la difficulté représentée par les granites tardi et post-collision qui se surimposent aux champs des granites syn-collision et d'arcs volcaniques. Replacés dans les diagrammes (fig. 38) ils se positionnent sur les champs des granites de type VAG ou syn-COLL (ou post-collision), c'est à dire un domaine essentiellement représenté par les granitoïdes de nature calco-alcaline.

Les analyses de T.R. sont normalisées à la chondrite C4 (fig. 39) :

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
21.18	48.59	24.37	5.71	.99	.64	1.90	.28

L'échantillon analysé montre un fort enrichissement en T.R. légères par rapport aux T.R. lourdes. Le rapport (La/Yb)n égal à 7.47 traduit

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

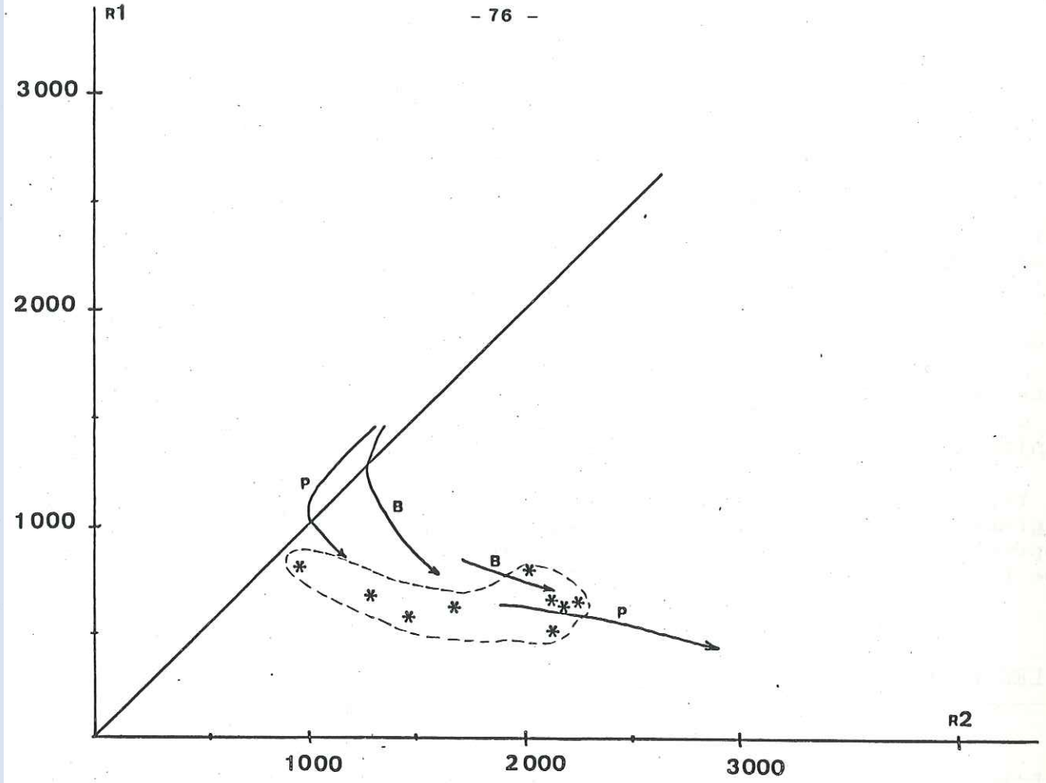


Figure 36 : Diagramme R1 - R2 (de la Roche et Leterrier, 1973)
R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)
R2 = 6Ca+2Mg+Al

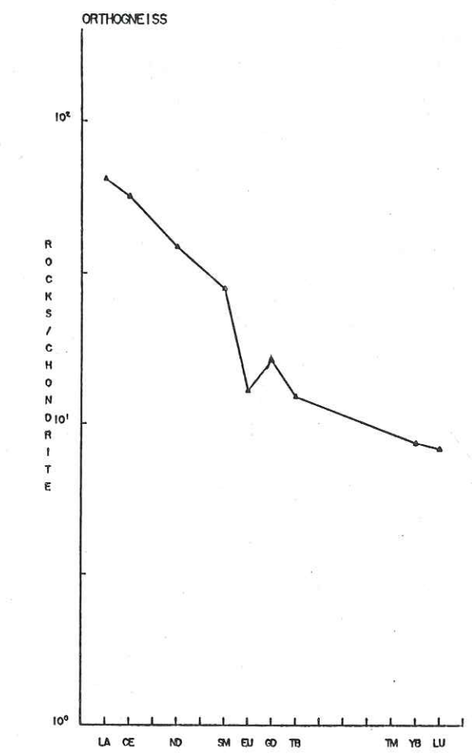
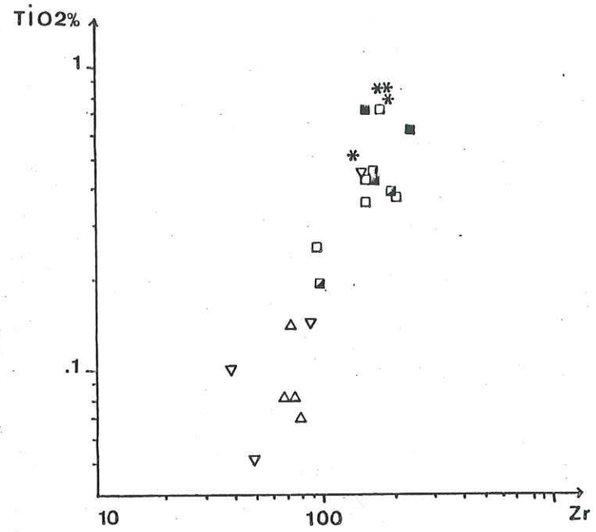
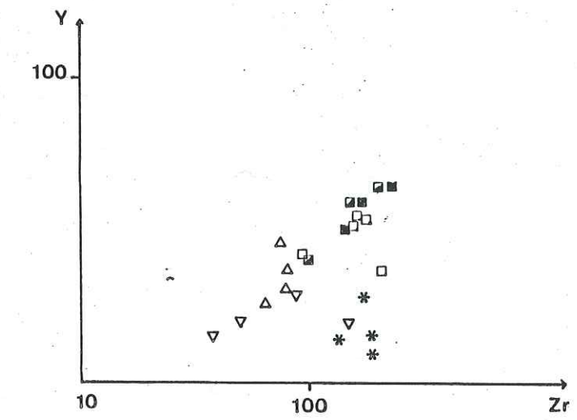


Figure 39 : Profil de Terres Rares

d'un gneiss ocellaire





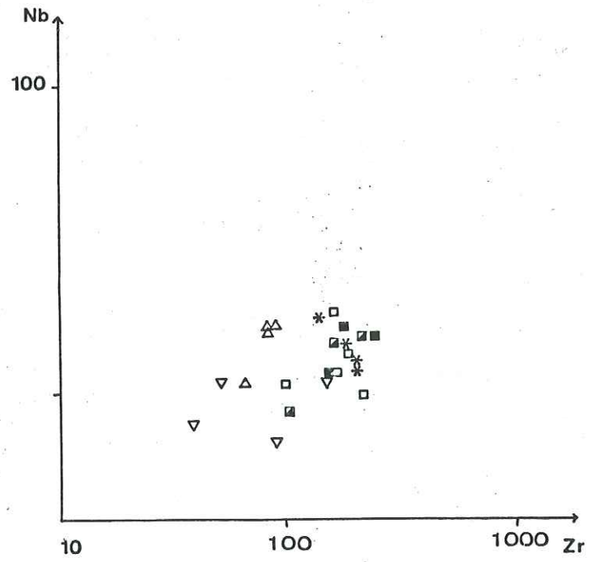


Figure 37 : Diagrammes Ti=f(Zr), Y=f(Zr) et Nb=f(Zr) pour les formations du socle

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

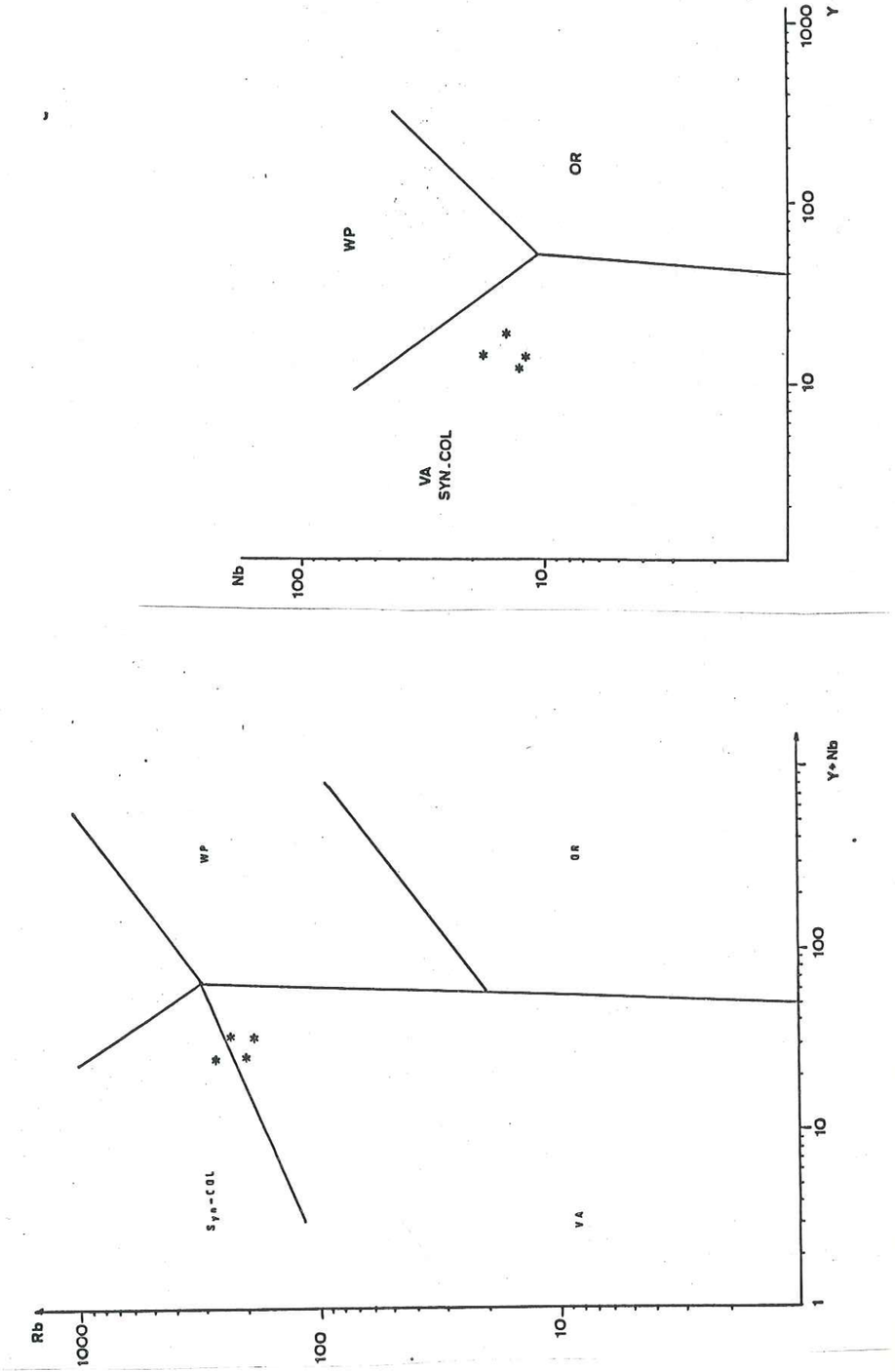


Figure 38 : Diagrammes Rb=f(Y+Nb) et Nb=f(Y) de Pearce et al (1984)
Syn-COL : granites syn-collision
VA : granites d'arc vocanique
WP : granites intraplaques
OR : granites des rides océaniques

ce fractionnement.

L'anomalie négative europium est peu accentuée et reflète ainsi le caractère peu évolué de la roche (cf. deuxième partie, chapitre V, paragraphe 3.4.). Ce profil est caractéristique des granitoïdes calco-alcalins et confirme ainsi les données des éléments en traces et de la typologie des zircons.

4. CONCLUSION :

Cette étude succinte a permis de définir chimiquement les deux groupes de roches formant le socle de Combeynot. L'ensemble migmatitique, dont les différents faciès sont génétiquement liés, montrent des divergences significatives avec les formations du noyau pris en référence par un caractère plus acide et plus alcalin. Les gneiss ocellaires, de même, ont une nature moins siliceuse que les gneiss de type Crupillouse, cependant leur caractère potassique est confirmé et leur origine semble correspondre à un granitoïde calco-alcalin ou subalcalin potassique.

La convergence de faciès sur le plan pétrographique entre le socle de Combeynot et celui du noyau du Haut-Dauphiné semble moins claire en géochimie. Ceci pourrait illustrer l'hétérogénéité du matériel initial sur l'ensemble du massif avant le (les) phases tectono-métamorphique (s).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CONCLUSION A L'ETUDE DES FORMATIONS DU SOCLE

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

Ce bref aperçu pétrologique et géochimique des formations permet d'apprécier la diversité et la complexité qui caractérisent le socle de Combeynot, (et plus généralement celui du Haut-Dauphiné) avec diverses phases tectoniques et métamorphiques qui rendent son interprétation difficile, et encore largement partielle.

Lacombe (1970) rattachait ces formations au cortex du massif du Haut-Dauphiné en les intégrant dans un complexe volcano-sédimentaire peu déformé et peu métamorphisé. Les interprétations avancées dans le cadre de cette étude remettent en cause ce modèle en affiliant l'ensemble des formations au noyau du massif, dont l'histoire tectono-métamorphique est complexe.

Deux groupes de roches semblent se distinguer dans ce socle en montrant des caractères bien spécifiques qui les accordent, sur certains aspects, aux formations reconnues dans le noyau (parenté pétrographique ou génétique), mais les différencient également d'un point de vue géochimique (même si cette caractérisation chimique repose sur peu d'analyses et peu d'éléments de comparaison).

(1) Le premier groupe correspond à un ensemble migmatitique . Selon le degré croissant de migmatisation, s'observent :

- des gneiss lités caractérisés par un litage fin assez régulier de lits quartzo-feldspathiques et de lits biotitiques, par des zircons recristallisés indiquant une température de recristallisation de 650° -700°C en milieu hyperalumineux.

- des gneiss leucocrates , où la fraction ferromagnésienne est réduite, les feldspaths potassiques abondants et porphyroblastiques, les zircons recristallisés dans les mêmes conditions que précedemment.

- des anatexites et granites d'anatexie , apparaissant en masses importantes au sommet topographique de la série, en poches ou filons intrusifs intercalés dans les autres faciès gneissiques. Leur structure est de type granitique, leurs zircons également recristallisés.

- des leptynites , s'observant en filons dans les gneiss, très leucocrates, caractérisés par une orientation marquée et possédant des zircons recristallisés.

Les faciès gneissiques et leptynitiques sont affectés d'une déformation conduisant à des structures mylonitiques dont une partie peut être attribuée à l'alpin.
Ces faciès présentent des analogies pétrographiques respectivemment avec :

- les gneiss de La Lavey peu mobilisés
- les migmatites leucocrates de Claphouse
- les anatexites et granites d'anatexie de la partie orientale du massif du Haut-Dauphiné (Bans, Arsine, Glacier Blanc)

Les leptynites, quant à elles, auraient acquis leur structuration par mylonisation des faciès de granite d'anatexie.

Géochimiquement, l'ensemble migmatitique de Combeynot se distingue des formations du noyau par une nature plus acide et plus alcaline qui pourrait refléter les variations dans les matériaux sources, qui

restent non déterminés.

(2) le deuxième groupe est représenté par les gneiss ocellaires de Combeynot où se distinguent :

- des gneiss ocellaires s.str. caractérisés par la présence d'yeux feldspathiques orientés dans la foliation, moulés par une trame biotitique plus ou moins abondante et des rubans flexueux de quartz.

- des gneiss ocellaires rubanés où les niveaux gneissiques alternent avec des minces lits quartzo-feldspathiques discontinus.

Les zircons des gneiss ocellaires s.l. montrent une grande homogénéité de distribution et de morphologie. les points représentatifs des populations se situent dans le domaine du magmatisme calco-alcalin ce qui est en accord avec les éléments en traces et les Terres Rares. Ces arguments, confortés par les observations pétrographiques, permettent de proposer une origine ortho-dérivée pour ces gneiss, à partir d'un granite porphyroïde calco-alcalin potassique.

De part cette origine , les gneiss ocellaires de Combeynot se rapprochent des gneiss de Crupillouse ou des Bans, dont les caractères pétrographiques et chimiques restent toutefois très différents. L'existence de ces vieux granites constituent un repère dans l'histoire magmatique et tectonique ancienne du massif du Haut-Dauphiné et revêtent à ce titre un grand intérêt.

Ces deux groupes de roches, constituant le socle de Combeynot, possèdent ainsi une histoire tectono-métamorphique complexe les rattachant à celle du Haut-Dauphiné. Par ce caractère, elles s'opposent fondamentalement aux unités qui constituent le complexe de Combeynot. Celui-ci se met en place dans un bati fortement structuré, métamorphisé et migmatisé et cette dualité structurale et métamorphique suppose l'indépendance temporelle entre le socle et le complexe de Combeynot.

DEUXIEME PARTIE

INTRODUCTION

CHAPITRE I : Etude pétrographique du réseau filonien et des formations volcaniques

CHAPITRE II : Etude pétrographique des formations plutoniques le granite de Combeynot et les formations associées

CHAPITRE III: Structure du complexe de Combeynot

CHAPITRE IV : Typologie des zircons du complexe de Combeynot

CHAPITRE V : Géochimie du complexe de Combeynot

CHAPITRE VI : Le massif de Combeynot dans son contexte régional

CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

INTRODUCTION

Le complexe de Combeynot est constitué de différentes unités intrusives dans les formations du socle précédemment décrites. Il contraste fondamentalement avec le soubassement métamorphique et mylonitique par son caractère peu déformé et peu métamorphisé, même si les contraintes alpines ont engendré par place des couloirs mylonitiques étroits ayant accusé la plus grande partie de la déformation.

Le complexe de Combeynot présente trois associations :

(1) des unités volcaniques, peu représentées, constituées de coulées de tufs et d'ignimbrites rhyolitiques en association avec des formations volcano-détritiques ;

(2) un réseau filonien très dense, installé dans les gneiss de l'encaissant, représenté par des microgranites porphyriques, les plus abondants, et par des rhyolites fluidales ,

(3) un granite très leucocrate constitué de deux unités disposées de manière concentrique :
- un granite central à gros grain légèrement porphyrique
- un granite externe à grain fin à très fin

Ces différentes unités acides sont recoupées par des filons doléritiques rectilignes qui peuvent représenter les dernières manifestations du magmatisme de la série.

La deuxième partie de ce mémoire est divisée en cinq chapitres :

- Chapitre I : il est consacré à l'étude pétrographique du réseau filonien et des formations volcaniques. La distinction entre filons et coulées sera abordée sur des critères structuraux et/ou texturaux,

- Chapitre II : il traite de la pétrographie des unités granitiques et des faciès qui leur sont associés : une séquence de cristallisation des minéraux sera établie et une attention particulière sera portée à l'altération hydrothermale post-magmatique,

- Chapitre III : il correspond à un essai de reconstitution de la structure du complexe basé à la fois sur les données de terrain et les conclusions de l'étude pétrographique,

- Chapitre IV : il complète l'examen pétrographique et précède l'approche analytique. L'étude typologique des populations de zircons permet de caractériser les conditions thermodynamiques du milieu de cristallisation et de comparer les formations du complexe à d'autres séries plutoniques ou volcaniques,

- Chapitre V : l'étude géochimique des divers types pétrographiques par les éléments majeurs, en traces et les Terres Rares permet de préciser le processus magmatiques liés à l'évolution de la série et d'aboutir à la signification géodynamique du magmatisme,

- Chapitre VI : il permet de situer le massif de Combeynot dans son contexte régional, par l'étude des populations de zircon des granitoïdes du Haut-Dauphiné,

- Conclusion : Après un bref rappel des résultats obtenus, un modèle synthétique sera proposé en tenant compte de l'ensemble des données recueillies.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE I : ETUDE PETROGAPHIQUE DU RESEAU FILONIEN ET DES FORMATIONS VOLCANIQUES

1. INTRODUCTION :

1.1. Rappel des connaissances
1.2. Méthode d'approche

2. PRESENTATION DES FACIES ET POSITION STRUCTURALE :

3. LE RESEAU FILONIEN :

3.1. Les microgranites porphyriques :

3.1.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique
3.1.2. Description microscopique
3.1.3. Conclusion

3.2. Les rhyolites fluidales :

3.2.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique
3.2.2. Aspect microscopique
3.2.3. Conclusion

4. LES FORMATIONS VOLCANIQUES :

4.1. Les tufs rhyolitiques :

4.1.1. Rappel des classifications
4.1.2. Les tufs à cristaux

4.2. Les ignimbrites :

4.2.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique
4.2.2. Description microscopique

4.3. Conclusion

5. LES FORMATIONS VOLCANO-DETRITIQUES : LES GRAUWACKES

6. LES FILONS DE LA ZONE GRANGETTES-EYCHAUDA

7. CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. INTRODUCTION :

1.1. Rappel des connaissances :

Le réseau filonien et les formations volcaniques affleurent sur les versants nord et nord-oriental de Combeynot où ils ne représentent qu'un faible volume des affleurements par rapport aux formations du socle (fig. 40). Ces horizons sont à mettre en parallèle avec des faciès analogues de la zone Grangettes-Eychauda, au Sud de Combeynot. Termier (1892, 1899) fut le premier à découvrir ces formations qu'il interpréta comme des filons intrusifs liés au cortège filonien du granite du Pelvoux : "Il y a aussi, dans les schistes et gneiss X, des apophyses innombrables, les unes aplitiques, les autres et les plus nombreuses, microgranitiques" (Termier, 1899). Cette interprétation fût reprise par Bellair (1948). Plus tard, Lacombe (1970), lors de la révision de l'ensemble des formations constituant l'encaissant du granite de Combeynot, conclut à l'existence de coulées volcaniques rhyolitiques s'insérant dans un vaste complexe volcano-sédimentaire.

Le problème posé par ces horizons à cachet volcanique consiste à faire la distinction entre les formations hypovolcaniques, correspondant aux filons intrusifs de Termier, et les horizons volcaniques correspondant aux coulées de Lacombe.

1.2. Méthode d'approche :

Les conditions de gisement sont bien évidemment le critère pour établir cette distribution dès lors que la présence d'un socle antérieur au magmatisme du complexe est acquise. Cependant, dans certains cas, les bouleversements tectoniques ultérieurs ont masqué les rapports entre ces formations et l'encaissant ; c'est alors sur des critères texturaux, basés sur la dynamique de mise en place que pourront être définis ces différents horizons.

En effet, dans le volcanisme rhyolitique, il est rare d'observer des épanchemments volcaniques de grande ampleur sous forme de lave rhyolitique non vésiculée. Ce type de magma s'exprime principalement en surface par des émissions de tufs et d'ignimbrites (Corse, Vellutini 1977 ; Estérel, Boucarut 1971, Vellutini 1977 ; Roannais, Berthaux et Rubiello 1981 ; massif Armoricain, Boyer 1974) où les phénomènes de vésiculation du magma conduisent à des structures caractéristiques telles que les fiammes, l'éclatement des cristaux ou la structure vitroclastique. Les coulées de lave ou les dômes rhyolitiques, nettement subordonnés aux laves vésiculées, montrent quant à eux des figures de fluidalité contournées et une faible fragmentation des cristaux.

En revanche, les intrusions hypovolcaniques, telles que les sills et les dykes, témoignent de la montée d'un magma à gaz dissous, dont le dynamisme de mise en place est nettement moins violent et ne sont que très rarement affectés par les phénomènes de vésiculation. Suivant l'épaisseur et la profondeur de mise en place des filons, des figures de fluidalité parallèles aux épontes peuvent apparaître.

Les éléments texturaux pris en compte pour différencier filons et coulées seront donc :

- la nature de la mésostase (microgrenue, felsitique, vitroclastique...)

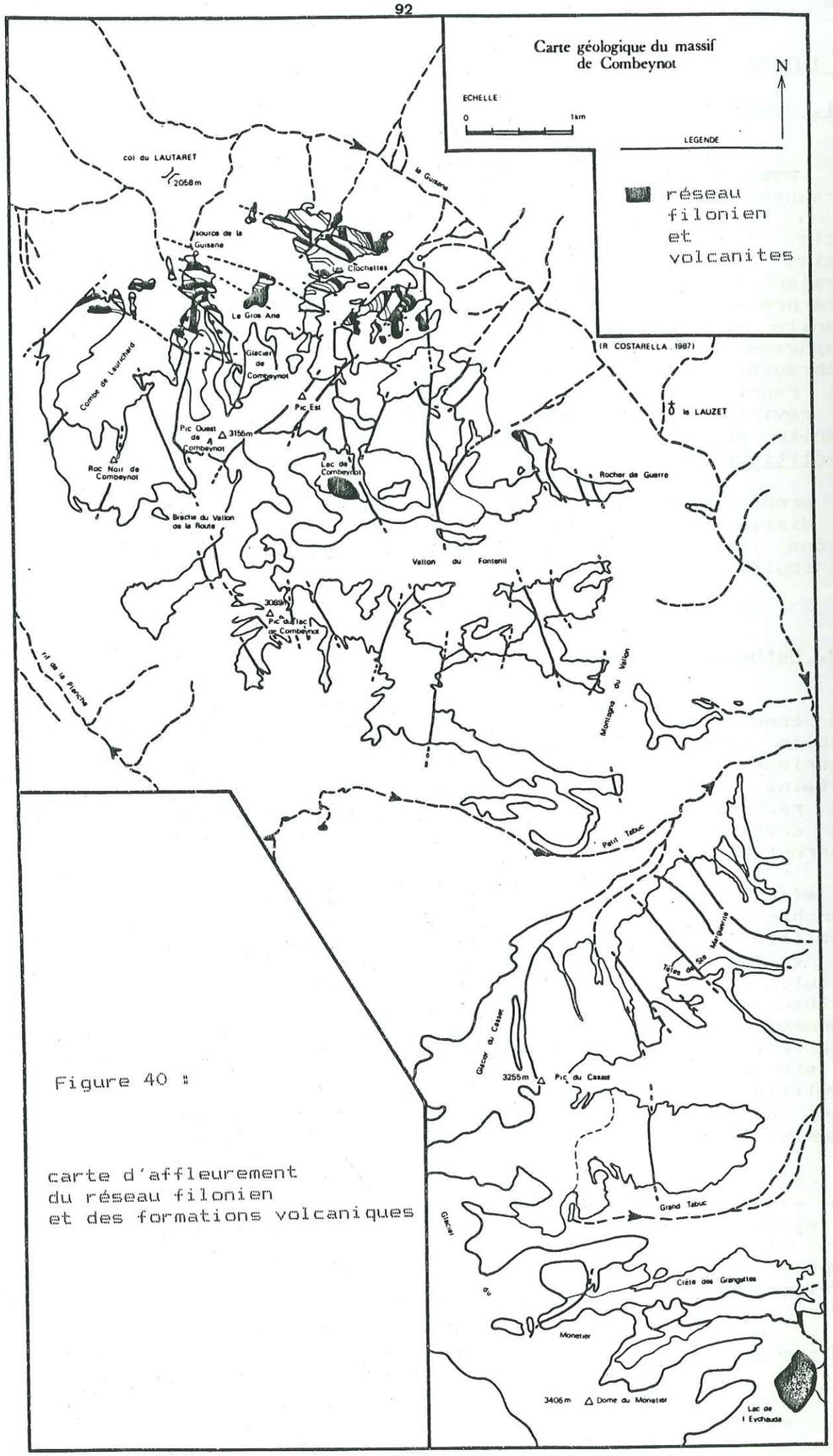


Figure 40 :

carte d'affleurement
du réseau filonien
et des formations volcaniques

- la présence de figures de fluidalité contournées
- la présence de fiammes
- le taux de fragmentation des cristaux
- l'abondance des enclaves énallogènes.

2. PRESENTATION DES FACIES ET POSITION STRUCTURALE :

Les filons sont de loin les plus représentés et constituent plus de 95% des formations à "cachet" volcanique de Combeynot. Ils correspondent à des sills et des dykes intrusifs dans le socle gneissique et leptynitique. Deux faciès sont facilement discernables sur le terrain : (1) les microgranites porphyriques et (2) les rhyolites fluidales . Les formations typiquement volcaniques sont rares mais très diversifiées à l'image de la multiplicité des faciès apparaissant dans ce type de volcanisme. Deux faciès méritent une attention particulière en raison de leur bonne représentativité : (3) les tufs à cristaux et (4) les ignimbrites . Ces horizons strictement volcaniques sont associés sur le terrain, avec des niveaux volcano-détritiques représentés par (5) les grauwackes du Rocher de Guerre.

La disposition cartographique de ces formations, très particulière, mérite une description détaillée (cf fig. 40). L'orientation des filons oscille, au niveau des Rochers des Sources de la Guisane et de la Pyramide de Laurichard, entre N90 et N110, avec un pendage moyen de 50° vers le Sud. Plus à l'Est, sur le Gros Ane et l'Arête des Clochettes, la direction des filons est N140 et le pendage varie de 60 à 70° vers le Sud-Ouest. Enfin, sur le versant oriental de Combeynot, la direction s'incurve à nouveau et passe à N160-N170, avec un pendage voisin de la verticale. Cette disposition annulaire du réseau filonien (fig. 41), décrivant un arc de cercle bien visible sur la carte géologique, est concordante avec la direction générale de la foliation du socle. Celle-ci semble ainsi avoir guidé la mise en place des filons intrusifs.

D'autre part, les formations strictement volcaniques affleurent essentiellement à la base topographique de la série. Leur position structurale est soit discordante sur la foliation du socle (orientation N90 à pendage de 50° vers le Nord) soit concordante avec celle-ci (fig. 43).

La structure générale du complexe fera l'objet du chapitre III, certains faits sont cependant à retenir dans l'élaboration de tout modèle : (1) les microgranites sont essentiellement concordants à la foliation du socle, (2) les niveaux volcaniques sont à la base structurale de la série et peuvent être soit sécants soit concordants à la foliation de l'encaissant.

3. LE RESEAU FILONIEN :

3.1. Les microgranites porphyriques :

3.1.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique

Ces horizons se présentent en niveaux généralement épais, de 40 à 100 mètres de puissance, très allongés, pouvant se suivre quelquefois sur plusieurs centaines de mètres. Ils représentent 75%, en volume, de

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

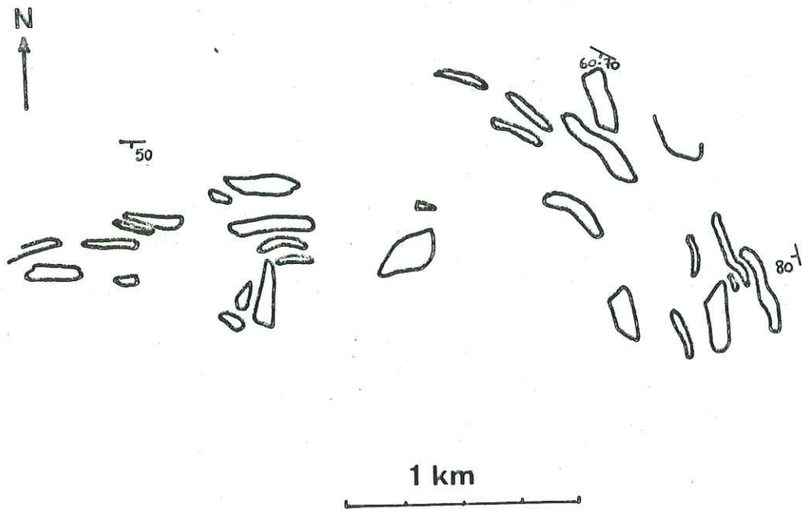


Figure 41 : Représentation schématique en carte de la disposition du réseau filonien des faces nord et est de Combeynot

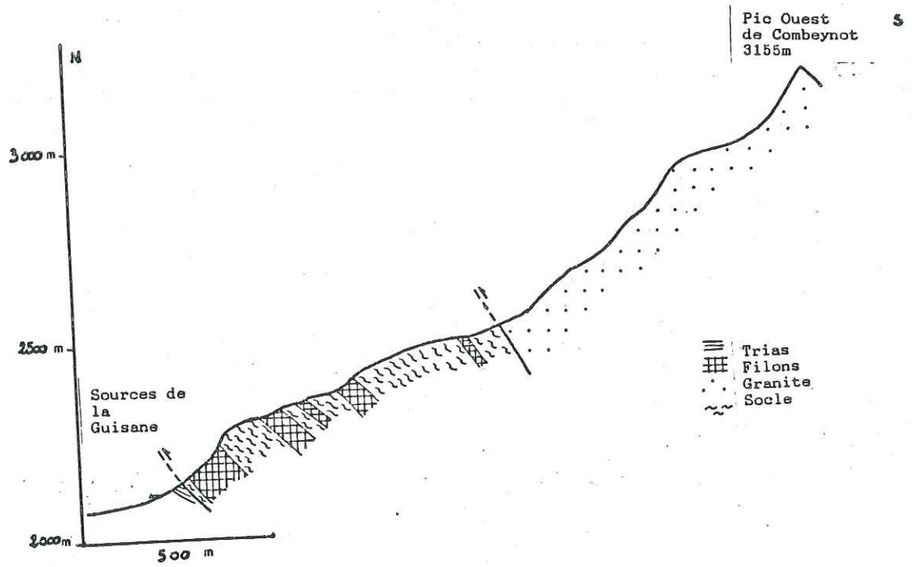


Figure 42 : Coupe N-S des Rochers des Sources de la Guisane - Position des volcanites à la base structurale de la série (cf chapitre III)

l'ensemble des formations filoniennes. Ils s'insèrent dans les gneiss et migmatites du socle, soit de manière concordante soit, moins fréquemment, en discordance sur la foliation générale.

Ces niveaux présentent un aspect massif à l'affleurement et correspondent toujours à un ressaut dans la topographie (fig.40). De très beaux exemples de ces microgranites s'observent sur la première falaise des Rochers des Sources de la Guisane, vers 2150 mètres, juste au dessus des ruines de l'ancienne carrière, ainsi qu'à la base du Gros Ane, à 2350 mètres. Ces microgranites présentent une patine de couleur gris-beige qui peut devenir par place verdâtre à franchement violacée ; la pâte évolue d'un blanc laiteux à un gris sombre.

Sur échantillon, l'abondance et la disposition aléatoire des phénocristaux est un fait remarquable et constitue une caractéristique essentielle de cette unité. Ces phénocristaux sont constitués au moins pour moitié par des feldspaths à éclat laiteux regroupés en amas polycristallins et par de très beaux quartz rhyolitiques automorphes à aspect vitreux. La texture n'indique aucune orientation particulière dans la mésostase ou dans l'agencement des phénocristaux. Des microfactures irrégulières et parallèles remplies de chlorite témoignent des effets du métamorphisme alpin.

L'absence de structures de fluidalité, l'homogénéité de la mésostase et l'abondance des phénocristaux non fragmentés traduit un dynamisme de mise en place peu violent et un magma juvénile dégazé.
Cependant, les microgranites se présentent fréquemment au niveau des épontes des filons mais également à l'intérieur d'un même filon, sous une forme bréchique. Cette brèche magmatique est constituée d'éléments de microgranites plus ou moins émoussés et de quelques éléments anguleux de socle. La taille et l'abondance de ces éléments sont très variables (du millimètre au décimètre). La matrice, leucocrate et très fine, est de même nature que dans le reste du filon (fig. 44). Cette bréchification traduit une remobilisation de la roche déjà cristallisée par du magma neuf de même nature et procédant vraisemblablement du même cycle d'émission. Elle traduit un dynamisme de mise en place plus violent comme en témoignent les éléments arrachés au socle puis emballés par la brèche magmatique. Suivant la violence de l'émission, directement contrôlée par la teneur du magma en gaz dissous, la brèche présente une plus grande abondance d'éléments du socle. Ces éléments peuvent atteindre jusqu'à 4 cm de diamètre et il semblerait que certaines de ces brèches aient été interprétées à tort par Termier puis par Lacombe comme des horizons conglomératiques.

3.1.2. Description microscopique :

Ces microgranites porphyriques sont remarquables, à l'échelle de le lame mince par leur aspect peu tranformé par opposition aux formations du socle, fortement tectonisées. "Cette roche peut également surprendre par la fraîcheur et la netteté de la structure volcanique primitive" notait déjà Lacombe (1970).
Ces filons possèdent, par place et en dehors des brèches, de rares enclaves centimétriques essentiellement quartzo-feldspathiques, pouvant correspondre aux faciès des migmatites.

- Constituants minéraux :

quartz, albite, feldspath potassique, biotite/chlorite muscovite-séricite, magnétite-hématite, zircon, allanite, apatite.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

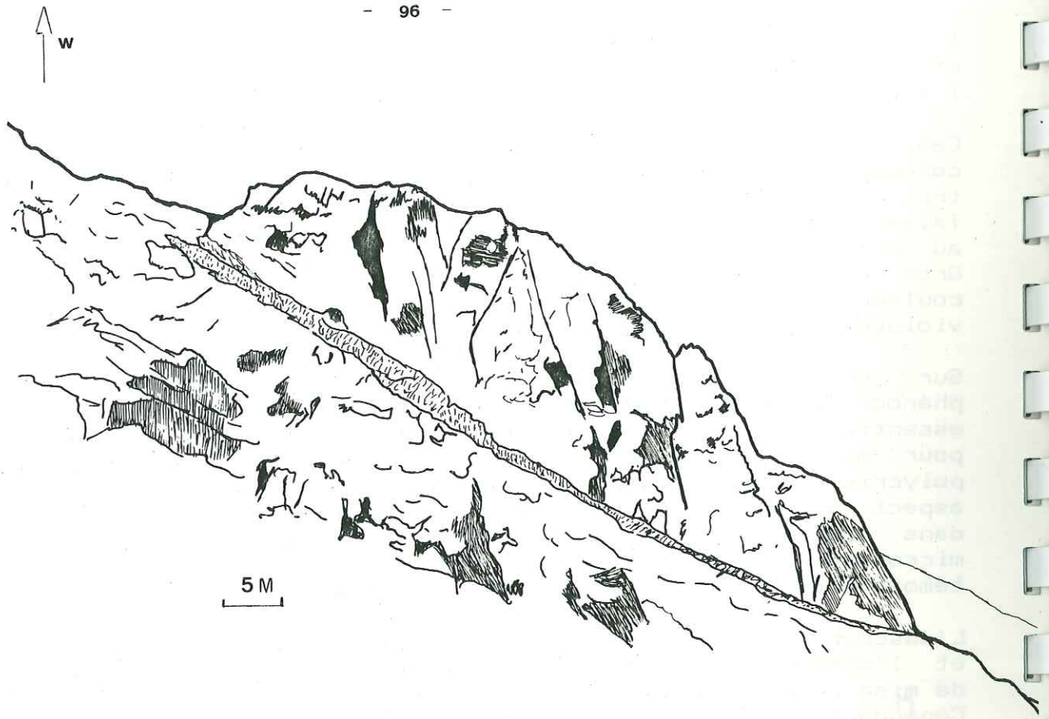


Figure 43 : Ressaut topographique d'un microgranite porphyrique
Rochers des Sources de La Guisane - 2450 m -
(dessin d'après photo)

Figure 44 : Brèche magmatique aux épontes d"un filon microgranitique -
détail des éléments emballés dans la matrice fine.

Le microgranite se compose de 30 à 40% de phénocristaux baignant dans une matrice à texture microgrenue constituée d'un assemblage homogène quartzo-feldspathique, parsemé de petites mouchetures de chlorite, où les phénocristaux sont disposés sans orientation et montrent une nette tendance à l'automorphisme (fig. 45) :

- le quartz (35% des phénocristaux) est en section automorphe atteignant 4 mm, avec très fréquemment des golfes de corrosion et lacunes de croissance remplies par la mésostase et une extinction toujours roulante.

- les feldspaths se regroupent fréquemment en amas polycristallins (texture glomératoporphyrique) de taille importante (jusqu'à 2 cm, fig. 46), mais peuvent également apparaître en cristaux isolés :

  * le plagioclase (An 0-3) est une albite pure (tableau 2 et fig. 47) qui constitue environ 30% des phénocristaux. Elle se présente en sections automorphes réduites de l'ordre du millimètre et présente fréquemment des macles en échiquier qui traduisent l'albitisation tardive d'un feldspath potassique.
  * le feldspath potassique (35% des phénocristaux) est un microcline microperthitique présentant une phase sodique importante qui s'exprime soit par des microperthites soit par des figures de flammèches orientées, de teinte plus ou moins claire, visibles en lumière polarisée. Les cristaux sont de taille supérieure à ceux de l'albite (5 mm) et présentent systématiquement la macle de Carlsbad.

Une des particularités remarquable de ces feldspaths est la présence de macles complexes de type Baveno ou association Manebach-Baveno (fig. 48). Il est systématique d'observer au moins une, quelquefois 3 ou 4 exemples de ce type de macle par lame mince, ce qui est un fait exceptionnel. Ces macles, d'origine magmatique, peuvent constituer un bon critère de comparaison entre les unités. Il est intéressant de remarquer qu'elles sont typiques des séries acides de la lignée alcaline (Bonin, 1982).

- la chlorite , en dehors des mouchetures dans la matrice, se présente en microcristaux en disposition quelconque sur des sections quadratiques ou subhexagonales représentant 3% des phénocristaux.
Elle est très pléochroïque dans les tons brun-vert à vert clair et montre par place de légères teintes brunâtres. Avec ces chlorites, de nombreux zircons développent un halo pléochroïque, et de la magnétite en facules, souvent hématisée, se concentre soit à l'interface soit dans les clivages des cristaux. Cette chlorite se présente sous un habitus traduisant la pseudomorphe d'un mica coloré qui pourrait correspondre à une biotite comme en témoignent les teintes brunes parfois conservées.

Les compositions chimiques fournies par la microsonde (tableau 3) correspondent au groupe des thuringites (fig. 49). Dans les analyses, tout le fer est donné sans forme bivalente Fe2+, il est donc difficile de connaître son état d'oxydation. Cependant, la présence de magnétite hématisée à l'interface des cristaux atteste d'une transformation en milieu oxydant. Quoi qu'il en soit, la chlorite des microgranites est très riche en fer, avec un rapport FeO/MgO voisin de 10 et dérive probablement, par une altération hydrothermale, d'une biotite également très ferrifère .

- la muscovite est présente sporadiquement soit dans la mésostase,

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

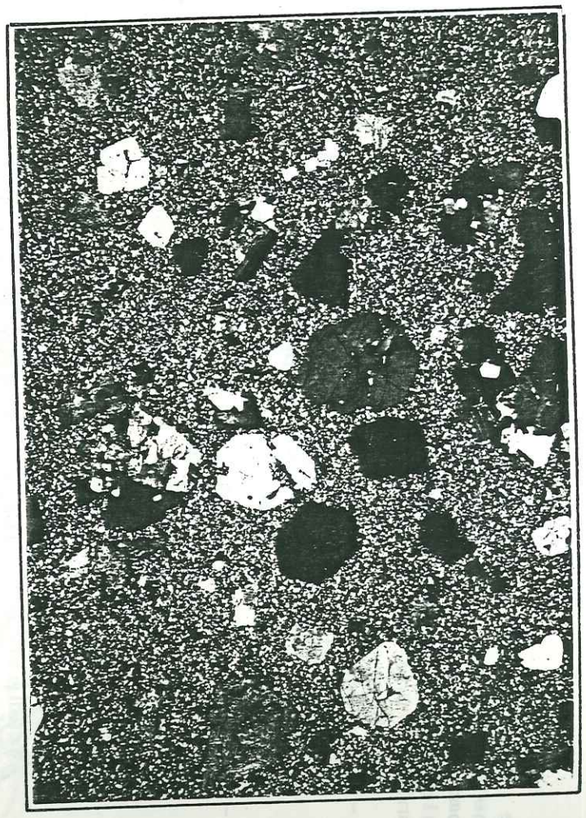


Figure 45 : Texture microgrenue porphyrique des microgranites
Ech. C 9 - Lumière polarisée.
X25

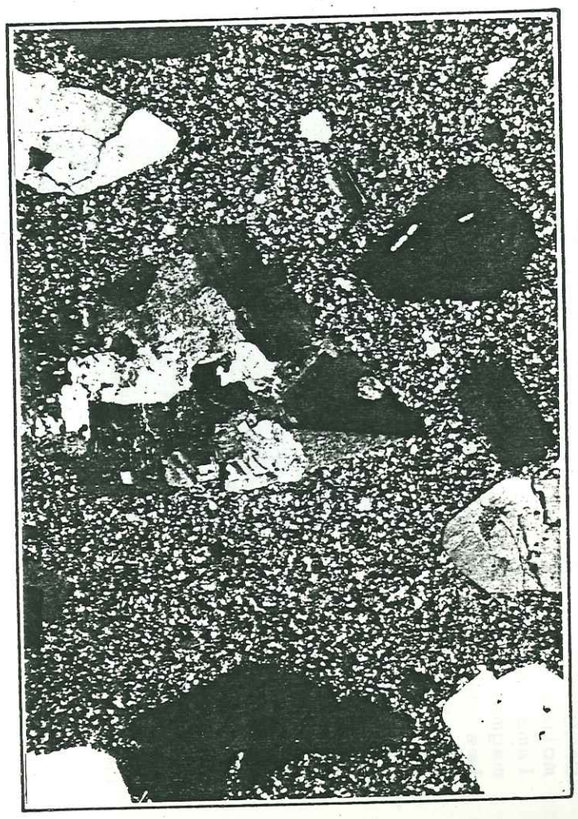


Figure 46 : Amas glomératoporphyrique de feldspath alcalin
Microgranite porphyrique - Ech. C 18 - Lumière polarisée
X25

FELDSPATHS POTASSIQUES

	1	2	3	4	5	6	7	8
NA	0.0030	0.0035	0.0025	0.0029	0.0050	0.0029	0.0028	0.0044
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AL	0.1892	0.1884	0.1840	0.1882	0.1882	0.1882	0.1916	0.1913
SI	0.6380	0.6496	0.6372	0.6434	0.6404	0.6314	0.6402	0.6441
K	0.1644	0.1645	0.1667	0.1701	0.1628	0.1699	0.1652	0.1634
CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000
MN	0.0005	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CR	0.0024	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0003	0.0004
	0.9982	1.0066	0.9904	1.0046	0.9964	0.9931	1.0007	1.0036
NA	0.0272	0.0316	0.0226	0.0256	0.0453	0.0265	0.0250	0.0392
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AL	1.0359	1.0199	1.0153	1.0251	1.0304	1.0390	1.0454	1.0395
SI	2.9638	2.9846	2.9837	2.9738	2.9744	2.9583	2.9637	2.9690
K	0.9743	0.9638	0.9955	1.0031	0.9649	1.0153	0.9753	0.9611
CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000
TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0024	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000
MN	0.0020	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CR	0.0086	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0012	0.0013
	5.0142	5.0020	5.0172	5.0275	5.0150	5.0417	5.0126	5.0101
FM	0.9996	0.9981	0.9885	0.4220	0.4220	0.9083	0.9992	0.4220
AB	0.0272	0.0317	0.0222	0.0249	0.0449	0.0254	0.0249	0.0391
OR	0.9728	0.9683	0.9778	0.9751	0.9551	0.9740	0.9750	0.9608
AN	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000

ALBITES

	1	2	3	4	5	6	7	8
NA	0.1144	0.1178	0.1151	0.1171	0.1148	0.1118	0.1157	0.0988
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0026
AL	0.2025	0.2041	0.2073	0.2084	0.2110	0.1991	0.2096	0.2208
SI	0.6821	0.6755	0.6735	0.6744	0.6753	0.6801	0.6737	0.6413
K	0.0004	0.0012	0.0010	0.0009	0.0032	0.0011	0.0011	0.0171
CA	0.0020	0.0033	0.0043	0.0027	0.0024	0.0036	0.0049	0.0076
TI	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000
FE	0.0000	0.0004	0.0004	0.0008	0.0007	0.0009	0.0005	0.0059
MN	0.0003	0.0000	0.0002	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0008
CR	0.0005	0.0000	0.0003	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0011
	1.0023	1.0026	1.0022	1.0044	1.0081	0.9967	1.0062	0.9960
NA	0.9663	0.9976	0.9748	0.9895	0.9676	0.9500	0.9766	0.8524
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0171
AL	1.0394	1.0508	1.0675	1.0709	1.0808	1.0282	1.0755	1.1572
SI	2.9713	2.9510	2.9419	2.9401	2.9345	2.9795	2.9328	2.8524
K	0.0025	0.0065	0.0057	0.0053	0.0179	0.0062	0.0059	0.0968
CA	0.0096	0.0156	0.0199	0.0127	0.0111	0.0167	0.0228	0.0361
TI	0.0001	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0023	0.0000
FE	0.0000	0.0014	0.0016	0.0027	0.0025	0.0033	0.0019	0.0221
MN	0.0013	0.0000	0.0008	0.0000	0.0008	0.0000	0.0001	0.0031
CR	0.0016	0.0000	0.0012	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.0039
	4.9920	5.0240	5.0135	5.0213	5.0166	4.9840	5.0179	5.0411
FM	0.9987	0.9989	0.9993	0.9994	0.9995	0.9995	0.9992	0.5963
AB	0.9877	0.9783	0.9744	0.9822	0.9709	0.9764	0.9715	0.8651
OR	0.0025	0.0064	0.0057	0.0052	0.0180	0.0064	0.0059	0.0983
AN	0.0098	0.0153	0.0199	0.0126	0.0111	0.0172	0.0227	0.0366

Tableau 1 : Analyses chimiques à la microsonde électronique des feldspaths alcalins des microgranites porphyriques (oxydes + formules structurales) - Ech. C 14.

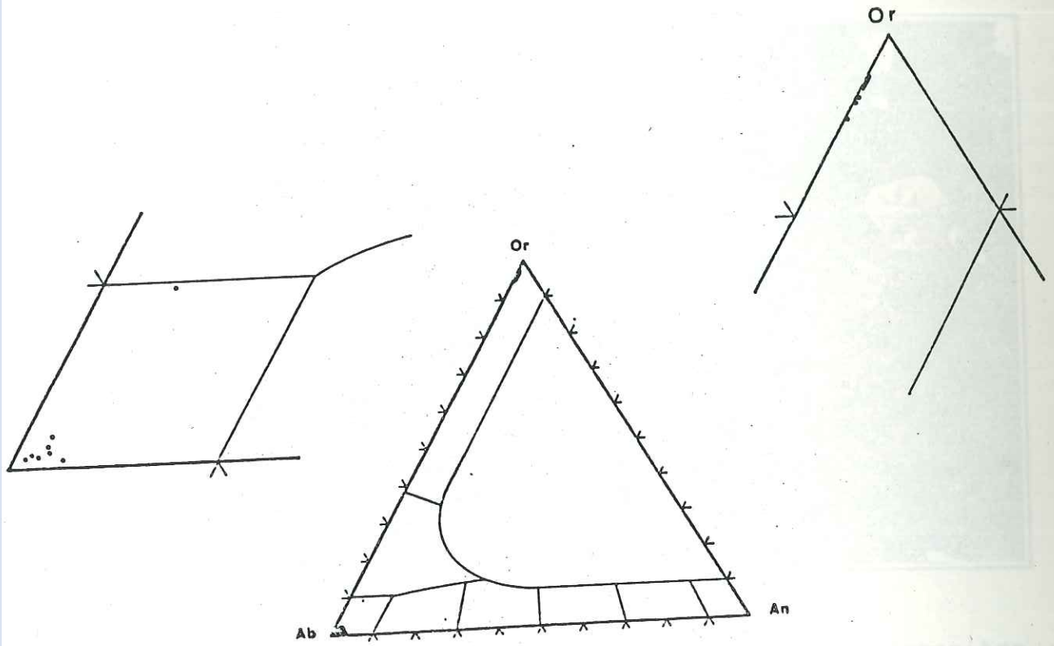
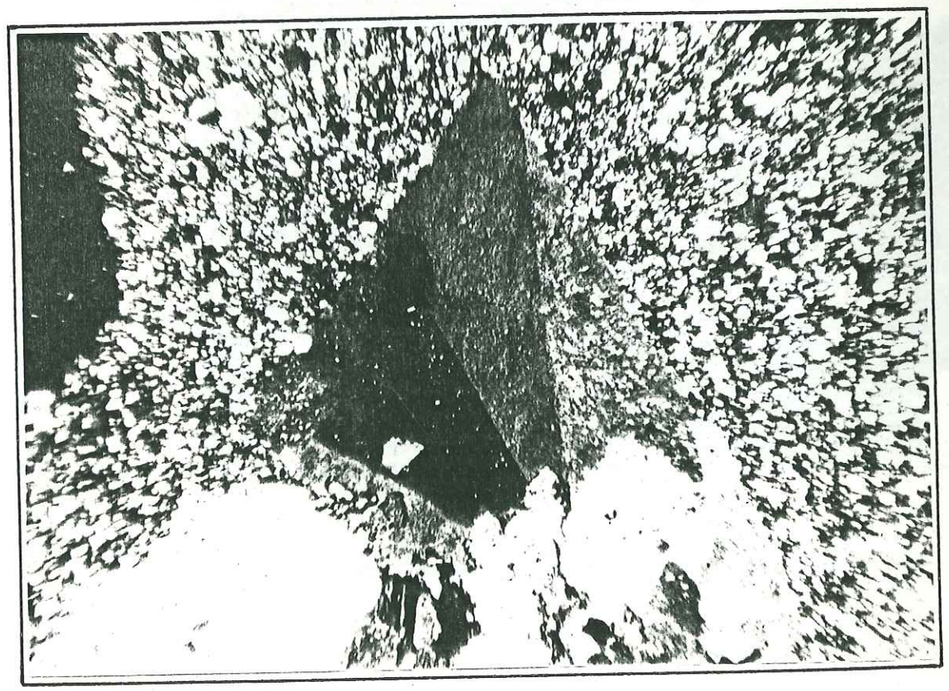


Figure 47: Position des feldspaths alcalins des microgranites porphyriques dans le diagramme Ab.Or.An.



	1	2	3	4
NA	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000
MG	0.0295	0.0316	0.0335	0.0360
AL	0.2138	0.1845	0.1935	0.1982
SI	0.3156	0.2814	0.2663	0.2793
K	0.0274	0.0190	0.0073	0.0142
CA	0.0000	0.0007	0.0004	0.0000
TI	0.0075	0.0100	0.0078	0.0075
FE	0.3040	0.3492	0.3720	0.3398
MN	0.0032	0.0028	0.0034	0.0043
CR	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000
OH	0.0365	0.0343	0.0342	0.0346
	0.9377	0.9135	0.9186	0.9139
NA	0.0053	0.0000	0.0000	0.0014
MG	0.7226	0.8234	0.8753	0.9283
AL	4.1389	3.8015	3.9946	4.0441
SI	5.1853	4.9193	4.6660	4.8346
K	0.5742	0.4237	0.1630	0.3141
CA	0.0000	0.0127	0.0066	0.0000
TI	0.0929	0.1320	0.1031	0.0976
FE	4.1764	5.1042	5.4506	4.9192
MN	0.0452	0.0416	0.0509	0.0628
CR	0.0000	0.0000	0.0024	0.0000
OH	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
	16.9407	17.2585	17.3125	17.2021
FM	0.8538	0.8621	0.8627	0.8429

Tableau 3: Analyses chimiques à la microsonde électronique des chlorites des microgranites porphyriques (oxydes + formules structurales) - Ech. C 14.

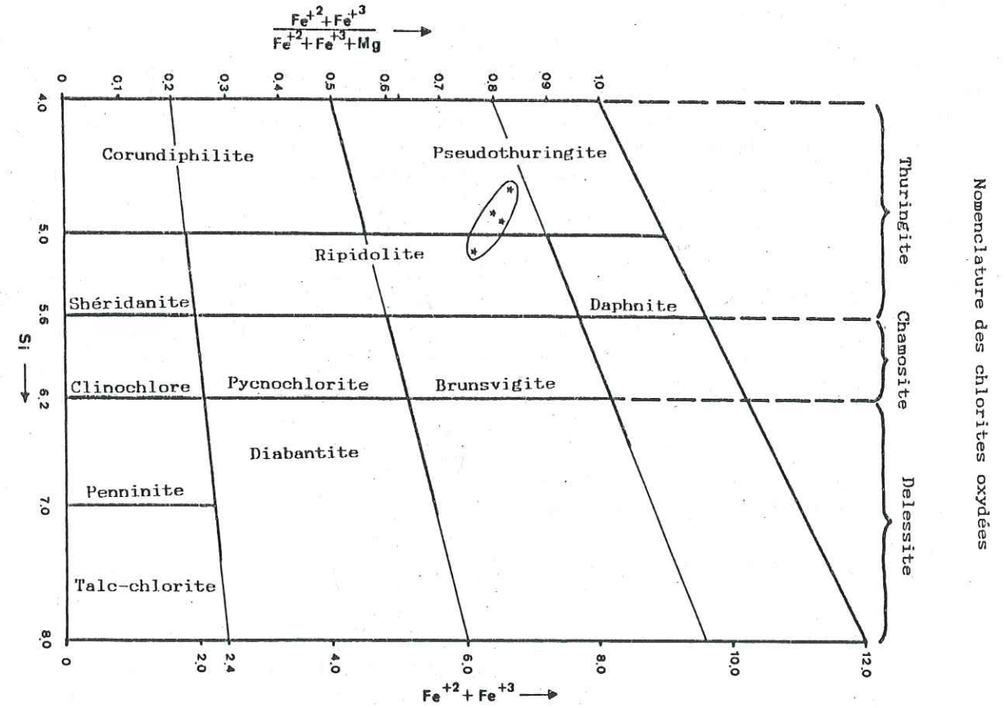


Figure 49 : Position des chlorites des microgranites porphyriques dans le diagramme de Hey (1954).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

soit en inclusion "en flaques" dans les phénocristaux de feldspaths. Elle est également tardive et traduit la présence d'une phase fluide importante en fin de cristallisation (Lameyre, 1966).

- les minéraux accessoires sont le zircon , omniprésent, la magnétite , en mouchetures ou en cristaux automorphes, hématisée à des degrés divers, l'apatite et l'allanite en cristaux automorphes fréquemment zonés.

3.1.3. Conclusion :

Les caractères traduisant le dynamisme de mise en place des microgranites peuvent être résumés ainsi :

- mésostase microgrenue homogène
- phénocristaux abondants
- taux de fragmentation nul des phénocristaux
- figures de fluidalité ou structures fiammées inexistantes
- rareté des enclaves énallogènes

Ces observations témoignent du faible degré d'explosivité du magma lors de sa mise en place. Le bain silicaté dégazé, est injecté dans les fractures de l'encaissant sous forme entièrement liquide et a pu cristalliser de manière isotrope, sans aucune contrainte. Lorsque la fracture était entièrement obstruée par le magma en cours de refroidissement et de cristallisation, la poussée des gaz sous-jacents a pu s'exprimée par une nouvelle injection magmatique mais à degré d'explosivité plus élevé, autobréchifiant la roche déjà cristallisée et conduisant à la formation d'une brèche magmatique qui peut contenir en quantité variable des éléments arrachés au socle.

Les microgranites porphyriques représentent donc de puissants sills , associés de manière subordonnée à des dykes , témoins d'une activité magmatique hypovolcanique. Les termes de sills et dykes sont pris dans leur sens simplement descriptif, pour exprimer suivant les cas, la nature concordante ou discordante des microgranites sur la foliation du socle ; en aucun cas ces termes n'ont pour l'instant de contenu génétique en l'absence de données complètes concernant la structure générale du complexe.

D'autre part, les microgranites porphyriques ont une minéralogie de type alcaline au sens descriptif de Streckeisen (1976). Ils représentent des liquides sursaturés très évolués comme en témoignent la grande proportion de quartz et le faible pourcentage de minéraux colorés. Ceux-ci sont représentés par une chlorite hydrothermale post-magmatique très ferrifère.

3.2. Les rhyolites fluidales :

3.2.1. Conditions de gisement et aspect macroscopique :

Elles forment des niveaux de puissance moyenne de 2 à 5 m, concordants avec la foliation générale et représentant environ 25%, en volume, des formations filoniennes. Elles apparaissent soit injectées dans le socle gneissique soit en association avec les coulées volcaniques.
Ces rhyolites fluidales sont facilement accessibles sur les

affleurements à fleur de sol situés immédiatement à l'Est de la Pyramide de Laurichard, entre 2300 et 2400 m d'altitude où s'observe une succession de 3 horizons rhyolitiques d'une puissance de 3 à 4 mètres chacun.

La roche, en patine, présente les mêmes teintes que les microgranites, mais s'en distingue nettement par une orientation marquée , parallèle aux épontes des filons, soulignée par l'arrangement planaire des phénocristaux. Ceux-ci peuvent être très abondants (jusqu'à 40% de la roche) et sont systématiquement disposés selon les directions de fluidalité. Ces phénocristaux, quartz et feldspath, sont de taille inférieure à ceux des microgranites porphyriques.

3.2.2. Etude microscopique :

Les constituants minéralogiques sont identiques à ceux des microgranites porphyriques. Les rhyolites fluidales se distinguent de ceux-ci par les figures de fluidalité que dessine la matrice. Celle-ci, dévitrifiée, est à structure microlitique et présente deux types de faciès : (1) un assemblage cryptocristallin quartzo-feldspathique avec de petites mouchetures de chlorite, (2) des lentilles ou fuseaux discontinus de quartz micro- à cryptocristallin. Cette dualité souligne la fluidalité de la mésostase qui développe des figures d'ondulation et de turbulence autour des phénocristaux (fig. 50).

Dans cette mésostase hétérogène, les phénocristaux se disposent généralement parallèlement à la fluidalité et sont soit en sections automorphes à subautomorphes, soit en fragments clastiques de taille plus petite. La proportion de phénoclastes varie d'un échantillon à l'autre, mais il existe une nette relation entre le pourcentage de cristaux brisés et l'abondance des figures de fluidalité dans la mésostase.

Par rapport aux microgranites, les phénocristaux, outre le fait qu'ils existent également en clastes, présentent des caractères quelque peu différents :

- les figures de corrosion du quartz sont moins fréquentes et nettement moins accusées. L'habitus le plus représenté est celui d'un cristal bipyramidé.

- les feldspaths sont essentiellement en cristaux isolés ; les amas feldspathiques, très courants dans les microgranites porphyriques, sont assez rares et de plus petite taille (au maximum 4 ou 5 individus accolés), et ont tendance à disparaître totalement à mesure que s'affirme la fluidalité de la matrice. (Les macles de type Baveno sont toujours représentées).

Les rhyolites fluidales ont également quelques enclaves énallogènes qui peuvent être divisées en deux groupes : (1) des enclaves à texture granitique, émoussées, de petite taille (inf. à 1mm), (2) des enclaves de matériel volcano-détritique, anguleuses, pluricentimétriques, constituées d'un assemblage de phénoclastes bien triés de feldspaths séricitisés disposés régulièrement, en niveaux millimétriques, dans une matrice séricitesuse peu abondante à interlits quartzeux.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

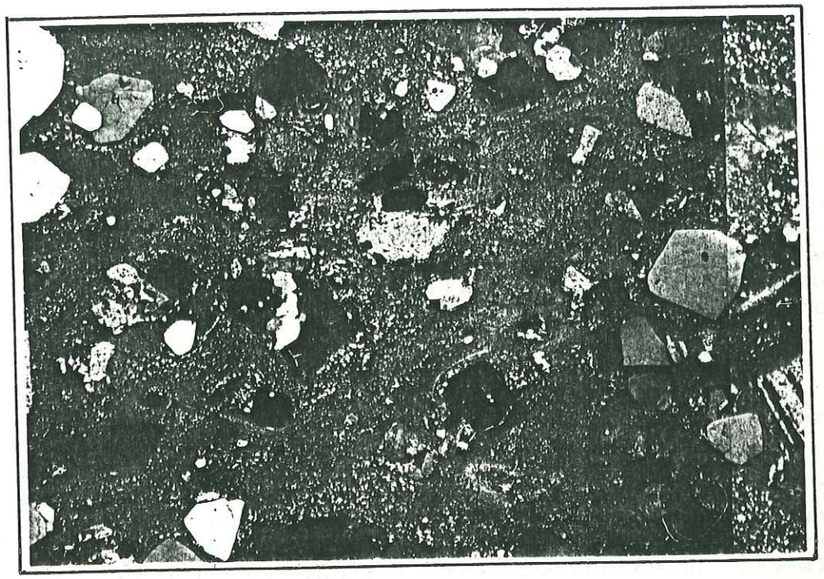


Figure 50: Texture fluidale d'une rhyolite fluidale - Ech. C2.54 - Lumière polarisée.
X 25

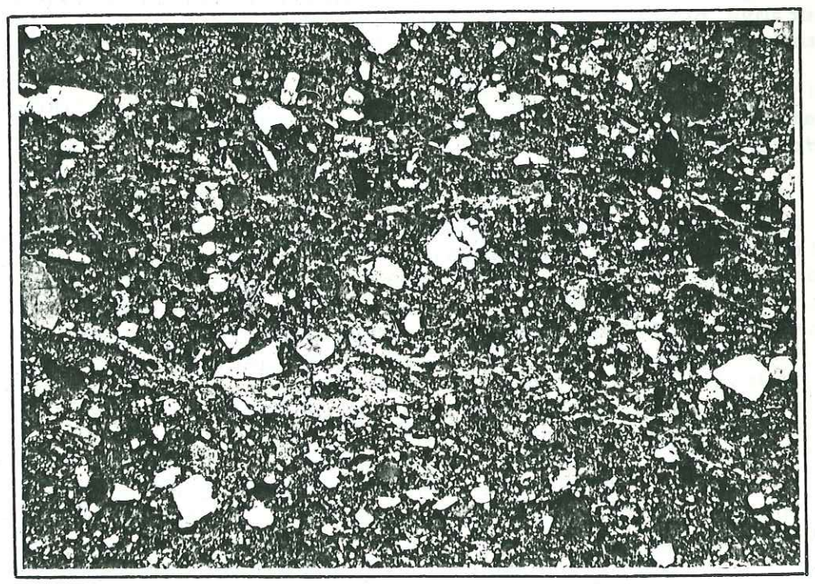


Figure 51 : Texture fluidale à phénoclastes d'un tuf à cristaux - Ech C 64 - Lumière polarisée.
X 25

3.2.3. Conclusion :

La rhyolite fluidale montre, par ses feuillets parallèles à glissement turbulent peu accentué, le faible émiettement des cristaux et la rareté des enclaves enallogènes, des figures caractéristiques d'un magma relativement dégazé et témoigne d'un dynamisme de mise en place peu élevé.

Les figures d'écoulement différentiel du magma peuvent avoir deux origines ou la combinaison des deux : (1) une mise en place de la rhyolite dans des fissures superficielles où la détente des gaz conduit à des variations de concentration des fluides selon des plans de fluidalité parallèles au sens d'écoulement du magma, c'est à dire parallèles aux épontes des filons ; (2) une mise en place, qui peut être plus profonde, mais dans des fissures relativement étroites, où la dissipation de chaleur du liquide se transmet plus rapidement à l'encaissant que dans le cas des fissures larges des microgranites et conduit ainsi à une augmentation de la viscosité induisant l'écoulement différentiel selon des feuillets parallèles aux épontes.

Il existe cependant tous les intermédiaires entre ce faciès et les horizons typiquement volcaniques, aussi une mise en place à l'air libre ne peut être exclue pour certaines de ces rhyolites fluidales quand elles se trouvent en association avec les coulées aériennes.

3.3. Conclusion à l'étude pétrographique du réseau filonien :

La grande majorité des formations à "cachet" volcanique de Lacombe (1970) sont des formations filoniennes ce qui rejoint les hypothèses de Termier qui les considérait comme les représentants du cortège filonien du granite. Le caractère remarquable de ce réseau n'est pas tant sa qualité, mais sa densité et sa géométrie d'injection dans le socle tectonisé : caractères qui s'apparentent aux structures des complexes annulaires décrits en Ecosse (Clough et al, 1809), en Afrique de l'Ouest (Bowden, 1985) ou en Corse (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1972, 1980, 1982), où le réseau filonien représente la substructure, sous forme de sills et/ou feuillets coniques, d'un volcanisme de surface caractérisé par (1) des matériaux acides de dynamisme de mise en place très élevée (ignimbrites et pyroclastites), (2) un effondrement caldeirique généralement de grande ampleur conduisant à une dépression progressivement comblée par les émissions volcaniques et des formations volcano-détritiques.

D'un point de vue pétrographique, les microgranites porphyriques et les rhyolites fluidales ont un caractère sursaturé et une minéralogie de type alcaline comparables à ceux de ces mêmes complexes annulaires subvolcaniques. D'autre part, les fluides hydrothermaux post-magmatiques ont conduit à la chloritisation d'une biotite ferrifère initiale et à l'albitisation plus ou moins accentuée des feldspaths potassiques.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

4. LES FORMATIONS VOLCANIQUES

4.1. Les tufs rhyolitiques

4.1.1. Rappel des classifications :

Le terme de tuf, dans son acceptation actuelle (Wright et al, 1980) désigne collectivement toutes les roches pyroclastiques consolidées, et représente génétiquement un dépôt exclusivemment volcanique.

- l'activité volcanique à l'origine des tufs pyroclastiques, de type nuée ardente, témoigne d'une véritable pulvérisation du magma. Lors de la détente dans la chambre magmatique ou dans le conduit superficiel, les phénomènes de vésiculation transforment le magma en un mélange gaz-solide. Cette expansion des gaz se poursuit après la retombée de la colonne éruptive et la coulée se déplace ainsi sur un véritable "coussin d'air" avec des niveaux d'écoulement préferentiels des gaz qui conduisent aux figures hétérogènes observées dans la mésostase.

- les tufs, comme les ignimbrites, forment généralement des coulées épaisses (d'une dizaine à plusieurs centaines de mètres de puissance) qui, de par leur dynamique de mise en place - mélange fluidifié gaz-solide s'écoulant à la manière d'un pseudo-fluide - se mélangent très peu aux sédiments ou aux coulées antérieures qu'ils recouvrent.

- parmi les tufs rhyolitiques, à éléments pyroclastiques très finement divisés, se reconnaissent (selon les critères de Fisher, 1961 et Schmid, 1981) : (1) des tufs à cristaux, formés à plus de 50% de clastes très anguleux de quartz et feldspaths, (2) des tufs lithiques, dont les clastes sont des fragments de lave, (3) des tufs à cendre vitreuse où la pulvérisation du magma atteint son degré optimum ; il y a peu (ou pas) de phénoclastes, (4) des tufs à ponces ou coulées de ponces où les ponces sont des fragments de magma juvénile vésiculé, à stucture fibreuse caractéristique et à canalicules parallèles très allongées.

Quand la granulométrie des éléments pyroclastiques est inférieure à deux millimètres, les produits sont des cendres volcaniques ; au dessus ce sont des lapilli et tufs lapillitiques, puis des brèches et agglomérats (à partir de 64 mm).

4.1.2. Les tufs à cristaux :

Ces niveaux, très rares, de puissance variable se situent toujours à la base structurale de la série : (1) sur le versant est de Combeynot, ils affleurent en intercalations dans les grauwackes du Rocher de Guerre où ils se présentent en niveaux de puissance métrique, à faible extension latérale (quelques mètres), (2) sur la face nord de la Pyramide de Laurichard ils constituent les premiers affleurements de la série et apparaissent en discordance par rapport au socle (orientation N90 à pendage 50° vers le Nord), en niveaux plus épais (environ 10 mètres) avec une extension latérale de quelques dizaines de mètres, (3) sur l'extrémité NE de l'Arête des Clochettes, un niveau de 20 mètres de puissance constitue les premiers éperons rocheux.

Ils sont caractérisés à l'affleurement, par des figures de fluidalité trés marquées et la présence de minuscules interlits phylliteux discontinus. La teinte de la roche varie d'un beige laiteux à un rose

violacé plus ou moins accusé.

Au microscope, les tufs se distinguent des rhyolites fluidales par la proportion très importante de clastes (sup. à 80% des phénocristaux) qui traduit un émiettement très poussé des cristaux. La mésostase felsitique présente des figures de fluidalité trés marquées et soulignées par la présence d'hétérogénéités dessinant des lits millimétriques chlorito-sériciteux riches en petits clastes, en muscovite et calcite (fig. 51). Les enclaves, de taille centimétrique sont nombreuses et essentiellement constituées d'un assemblage quartzo-feldspathique rappelant les faciès des migmatiques. La roche présente également de nombreuses trainées plus ou moins importantes de minéraux opaques disposés dans le sens de la fluidalité et constitués de fines particules de magnétite, hématite et peut être d'inclusions charbonneuses (?).

Ces niveaux peuvent être considérés comme de véritables tufs à cristaux et procèdent d'une dynamique explosive de mise en place comme en témoignent l'éclatement des cristaux et l'abondance d'enclaves enallogèness arrachées au sustratum lors de la formation de la colonne éruptive.

- les tufs ponceux :

Un niveau particulier a été découvert, au contact avec des tufs à cristaux, à l'extrémité nord du Rocher de Guerre, à 2170 m.
Au microscope (fig. 52), des formes de bulles plus ou moins ovoïdes et anastosées font penser à un matériel dégazé brutalement comme le sont les ponces. Cependant, aucune figure de canaux n'a pu être décelée du fait de la recristallisation avancée de la roche et il est difficile d'affirmer qu'il s'agit bien d'un niveau ponceux ; seules subsistent des présomptions.

4.2. Les ignimbrites :

4.2.1. Conditions de gisement et aspect microscopique :

Trois horizons seulement d'ignimbrite ont été retrouvés sur le terrain : (1) sur la face nord de la Pyramide de Laurichard, à 2500 m ; ce niveau a 3 à 4 m de puissance sur une cinquantaine de mètres de long et s'intercale avec des tufs à cristaux. Il a été interprété comme microbrèche rhyolitique par Lacombe (1970), (2) sur le versant est des Rochers des Sources de la Guisane, à 2240 m, un petit banc de 50 cm de puissance, non représentable sur carte, surmonte une assise de microgranite porphyrique, (3) à l'extrémité orientale des Clochettes, à 2200 m, un horizon de 2 mètres de puissance s'intercale avec des tufs rhyolitiques.

Cette ignimbrite présente dans tous les affleurements un aspect identique : celui d'un roche compacte, litée, noire, à fiammes beiges de taille très variable (maximum 15 X 3 cm).
Sur échantillon, elle présente de nombreuses petites enclaves anguleuses (maximum 5 cm) ainsi qu'une multitude de petites fiammes centimétriques très étirées.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

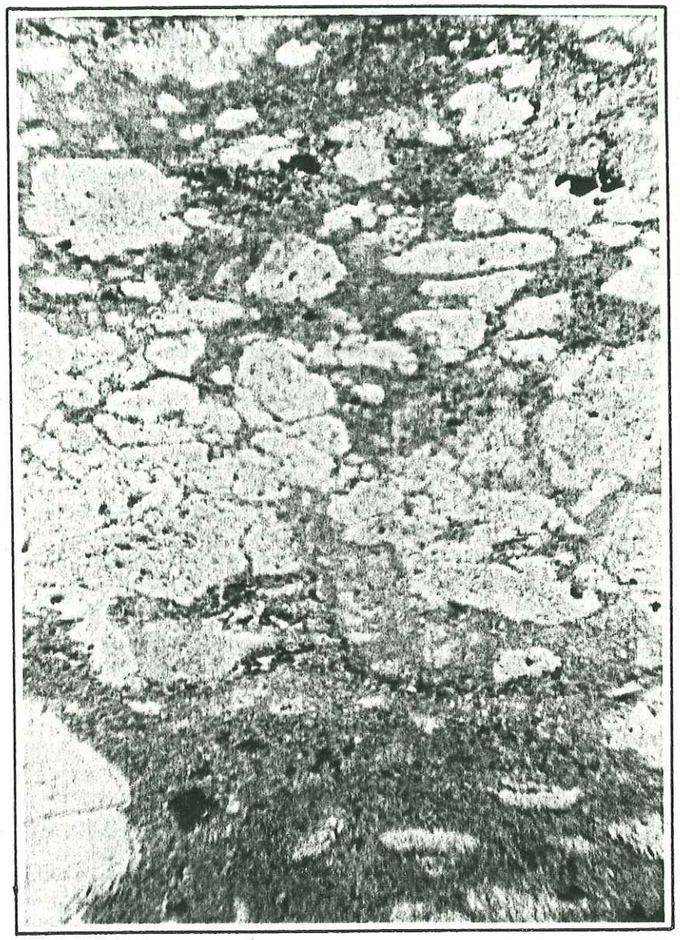


Figure 52: Formes ovoïdes aplaties à forme de ponces - Ech. C3.75 - Lumière naturelle.
X 25

4.2.2. Description microscopique :

Cette roche possède les mêmes constituants minéralogiques que les formations filoniennes et montre un litage discontinu avec des zones claires aux terminaisons effilochées correspondant aux fiammes.
La mésostase, opaque en lumière naturelle, a une structure vitroclastique tassée (fig. 53) et montre divers stades de dévitrification ; le stade ultime étant son remplacement par un fin feutrage de séricite et chlorite.
Cette structure vitroclastique résulte de l'accumulation d'échardes de verre (fig. 54) provenant de l'éclatement des parois de vésicules de ponces, issues de la détente du magma. La compaction secondaire post-mise en place que subissent les ignimbrites conduit à une structure vitroclastique dite tassée.

Les fiammes se divisent en deux catégories (fig. 53) : (1) les unes, centimétriques, sont des fuseaux allongés aux terminaisons effilochées, recristallisées en un assemblage de quartz + séricite + chlorite +/- muscovite, (2) les autres, pluricentimétriques, sont éffilochées, à texture fluidale et phénocristaux automorphes à subautomorphes de quartz et feldspaths.
Ces fiammes s'interprètent comme des fragments de magma juvénile vitreux véhiculant, dans certains cas, les premiers minéraux formés lorsque les conditions de cristallisation du magma sont atteintes, et à gaz dissous (vésiculation retardée).

Dans la mésostase, se dispose de manière quelconque une multitude de clastes de minéraux (quartz et feldspath de 500 à 50 microns) résultant de la pulvérisation des cristaux originels. De très nombreuses enclaves enallogènes (quartz polycristalluis et/ou faciès granitique et/ou grauwackes) parsèment également cette matrice.

La fraîcheur de ces niveaux volcaniques est remarquable, et la conservation de textures aussi délicates que la structure vitroclastique des ignimbrites implique des conditions postérieures de métamorphisme et de déformation très faibles.

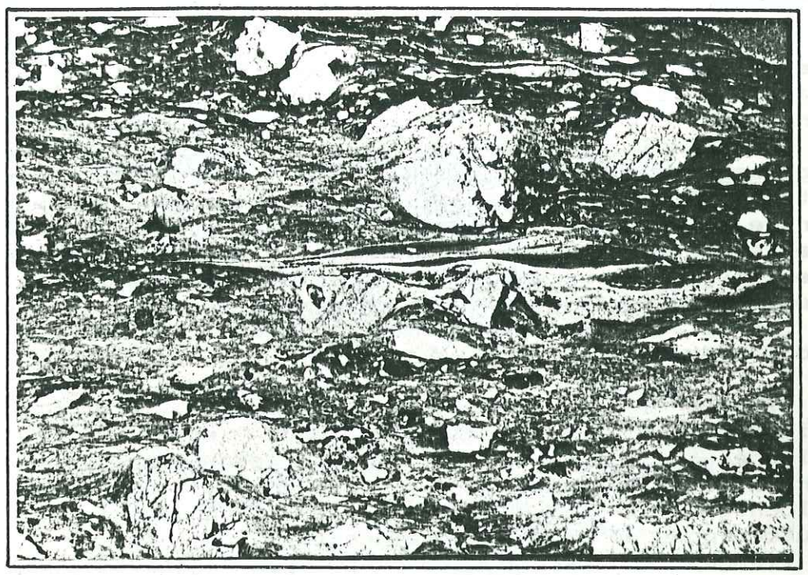
4.3. Conclusion à l'étude des formations volcaniques :

Il existe, dans le massif de Combeynot, des reliques caractéristiques de coulées pyroclastiques représentées par des tufs rhyolitiques et des ignimbrites. Celles-ci représentent moins de 5% des formations à cachet volcanique de Lacombe(1970), mais il est probable, de par le dynamisme de ce type d'émissions volcaniques, qu'elles correspondaient à de puissantes coulées de surface aujourd'hui érodées. Ces vestiges témoignent d'une activité volcanique explosive importante qui est systématiquement associée à des structures d'effondrement de type caldeira. L'importance de ce volcanisme de surface est également suggérée par l'intense activité subvolcanique, responsable de l'intrusion du réseau filonien dont au moins une partie doit représenter les filons d'alimentation des projections pyroclastiques.

5. LES FORMATIONS VOLCANO-DETRITIQUES : LES GRAUWACKES

La bordure orientale du secteur étudié est constitué d'une formation volcano-détritique affleurant depuis le Rocher de Guerre, au Nord

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010



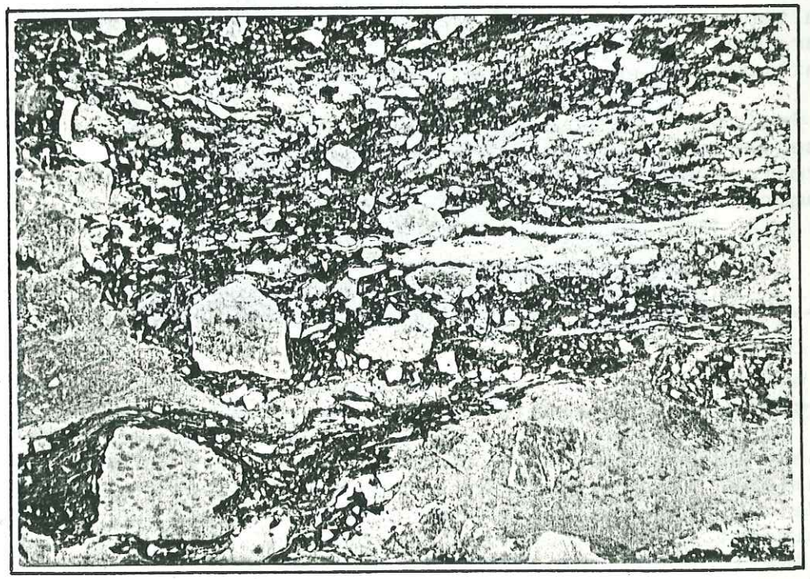


Figure 53 : A. Structure vitroclastique tassée d'une ignimbrite - Ech. C3.13 - Lumière naturelle.
B. Fiammes effilochées à texture fluidale et phénocristaux automorphes - Ech. C3.16 - Lumière naturelle.
X 25

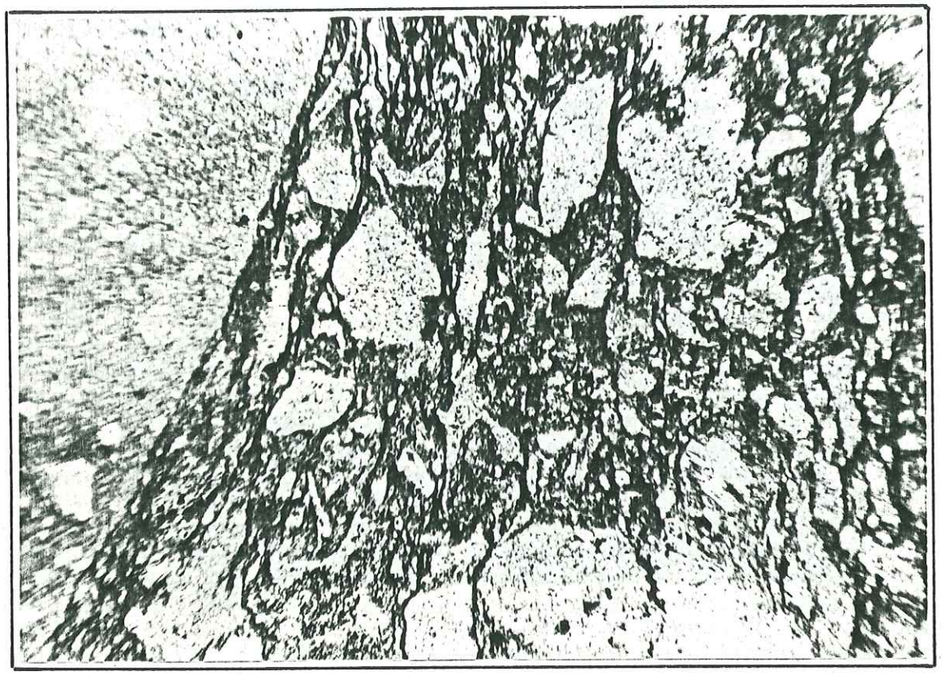


Figure 54 : Echardes de verre dévitrifié d'une ignimbrite - Ech. C2.75 - Lumière naturelle

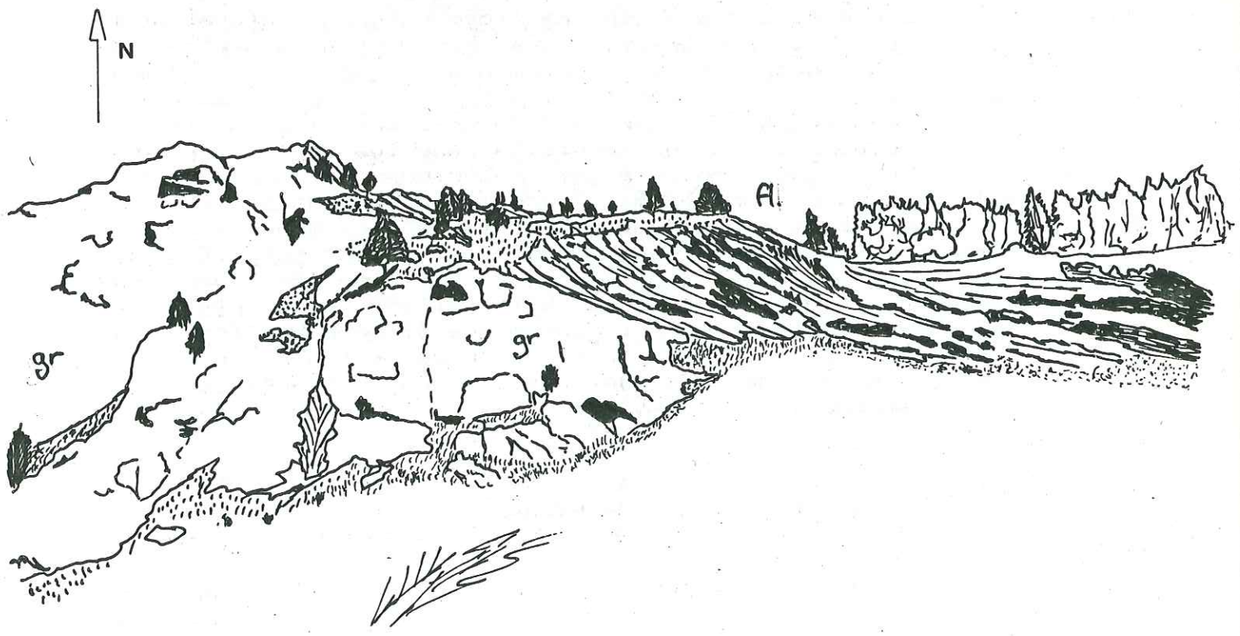


Figure 55 : Contact grauwackes - flysch des Aiguilles d'Arves : Rocher de Guerre. (dessin d'après photo).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

jusqu'aux Têtes de Ste Marguerite, au Sud (fig. 40) et constituant l'extrémité orientale du massif cristallin. Elle est recouverte en discordance, plus à l'Ouest, par équivalent méridional du flysch des Aiguilles d'Arves (fig. 55). Cette formation volcano-détritique dont l'épaisseur peut être estimée à 200 mètres est associée, sur le flanc nord du Rocher de Guerre, à des niveaux de tufs rhyolitiques. L'extrême finesse et la régularité de son grain avaient amené Termier à les interpréter comme des cornéennes . Des niveaux plus grossiers, à éléments clastiques millimétriques très abondants (80% de la roche) se disposent en alternances monotones avec les faciès fins. Par place, des niveaux métriques d'une brèche à éléments grauwackeux anguleux et à ciment carbonaté, en intercalation avec les niveaux précédents, sont les témoins d'une tectonique syn-sédimentaire.

Au microscope, les faciès grossiers montrent des phénoclastes et des débris polycristallins très variés. Les clastes sont des quartz, dont certains sont rhyolitiques, des plagioclases séricitisés et des feldspaths potassiques. Les agrégats polycristallins sont quartzitiques, granitiques ou gneissiques (des structures granophyriques s'observent également). L'ensemble est emballé dans une trame de minuscules biotites brun-acajou, pléochroïques et orientées.
Les faciès fins sont constitués par une alternance de microlites clairs et sombres et développent une trame régulière et orientée de fines baguettes de biotites brun-acajou qui se concentrent préférentiellement dans les lits sombres. Celles-ci emballent des micronodules phylliteux à séricite, biotite et quartz (fig. 56) qui peuvent représenter les produits de rétromorphose d'anciens silicates d'alumine ; probablement d'anciennes cordiérites . Celles-ci sont considérées comme les témoins d'un métamorphisme de contact ayant affecté les grauwackes et cette interprétation rejoint encore celle de Termier.

L'apport thermique ayant contrôlé ce métamorphisme est probablement à lier à l'intrusion des unités granitiques de Combeynot et cette formation volcano-détritique revêt dès lors un grand intérêt pour la reconstitution des évènements. Les grauwackes se sont accumulés dans un bassin détritique, contemporainement des formations volcaniques comme le suggèrent (1) l'association sur le terrain, (2) la présence de quartz rhyulitiques en phénoclastes, (3) la présence de matériel volcano-détritique en enclaves dans les coulées. L'ensemble de ces formations ont probablement contribué au remplissage de la dépression caldeirique en formation comme en témoignent les brèches. Or les grauwackes sont métamorphisés par les unités granitiques ce qui indique que (1), la mise en place des unités granitiques est postérieure au volcanisme , ou tout au moins à sa phase paroxysmale, (2) ces mêmes unités granitiques s'installent à un niveau très superficiel puisque leur auréole thermique affecte des formations de surface ; même si celles-ci ont pu être enfouies par les accumulations volcaniques et détritiques postérieures et par la subsidence caldéirique.

6. LES FILONS DE LA ZONE GRANGETTES-EYCHAUDA :

A l'extrémité sud du secteur étudié, sur la Crête des Grangettes et au Sud de la Crête de l'Yrêt, en rive droite du Vallon de l'Eychauda, des niveaux à texture microgranitique affleurent en filons subméridiens recoupant les gneiss migmatitiques. Macroscopiquement, ces formations présentent de nombreux phénocristaux de feldspaths essentiellement, ainsi que quelques quartz rhyolitiques et une

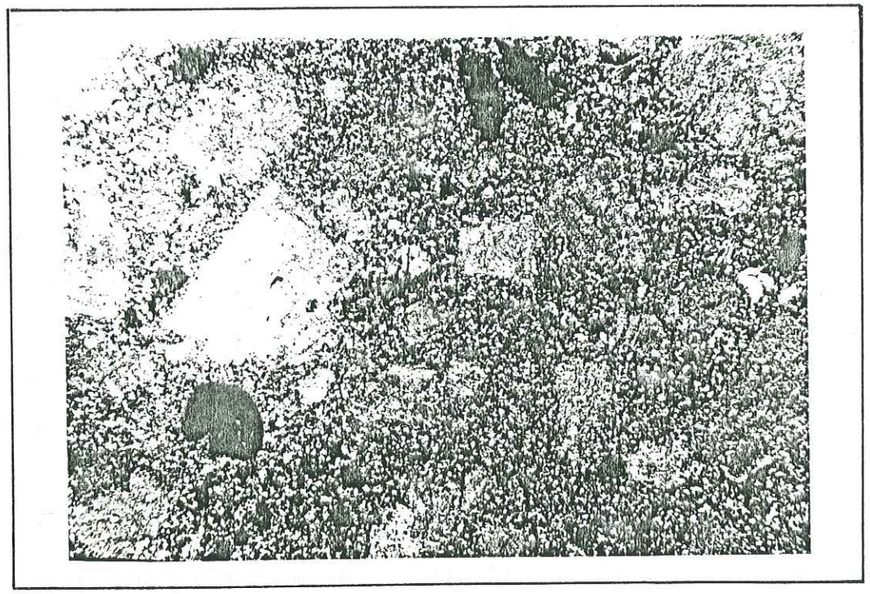


Figure 57 : Texture microgrenue porphyrique d'un filon microgranitique de la Crête des Grangettes - Ech. C4.17 - Lumière polarisée.

Figure 56 : Nodules phyliteux à séricite, biotite et quartz pouvant représenter d'anciennes cordiérites rétromorphosées - Ech C 69 - Lumière naturelle - x63

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

chlorite abondante qui confère à la roche une teinte vert-bouteille.

Au microscope, la roche présente une matrice microgrenue quartzo-feldspathique homogène, sans fluidalité, dans laquelle se répartissent de manière aléatoire un très grand nombre de phénocristaux (sup. à 60%, fig. 57) :

le quartz, peu abondant (10% des phénocristaux) se présente en sections ovoïdes à golfes de corrosion bien marqués. Le feldspath potassique (20% des phénocristaux) est une orthose automorphe, non perthitique. Le plagioclase (An20-25) est le plus abondant des phénocristaux (sup. à 50%). Automorphes il présente une zonation assez nette soulignée par la séricitisation qui peut être très poussée. Il s'agit d'un oligoclase à bordure albitique et aucune macle complexe n'a été observée. La chlorite (15 à 20% des phénocristaux) montre des sections allongées ou trapues correspondant à des structures de mica. La chloritisation est importante, et çà et là, des teintes brunes trahissent la présence d'une ancienne biotite, attestée également par les inclusions des zircons et les fibres de rutile maclé sagénite.

Parmi les minéraux accessoires, se remarque la présence de sphène, d'apatite et de zircon.

La texture de cette roche rappelle évidemment celle des microgranites de Combeynot et avait conduit Lacombe (1970) à associer les deux faciès. Cependant, elle se distingue nettement de ceux-ci d'un point de vue minéralogique par la faible représentation du quartz, la proportion de plagioclases et leur nature plus calcique, l'abondance de minéraux colorés et l'absence de macles particulières dans les feldspaths.

Les filons microgranitiques s'avèrent ainsi avoir peu de liens génétiques avec les microgranites de Combeynot. Cette absence de filiation demande à être confirmée par la géochimie et la typologie des zircons, mais ressort d'ores et déjà assez nettement de l'étude pétrographique.

7. CONCLUSION :

Les caractères des formations du réseau filonien et des faciès volcaniques de cette extrémité nord-orientale du massif du Haut-Dauphiné peuvent être résumés dans le tableau 4. Plusieurs points se dégagent d'ores et déjà des observations de terrain et de la pétrographie.

(1) un réseau filonien important de microgranites porphyriques et de rhyolites fluidales est injecté, en disposition annulaire dans le socle leptyno-gneissique tectonisé,

(2) des tufs rhyolitiques et des ignimbrites représentent les témoins d'un volcanisme aérien de type explosif,

(3) le volcanisme, dont l'ampleur est difficile à apprécier vue la faible proportion de coulées préservées de l'érosion, est probablement associé à des structures d'effondrement de type caldeira. Il est, par ailleurs, contemporain de la formation des grauwackes, puissants niveaux volcano-détritiques affectés d'une tectonique syn-sédimentaire, qui auraient contribué au remplissage de la dépression caldéirique,

	MICROGRANITES	RHYOLITES FLUIDALES	TUFS RHYOLITIQUES	IGNIMBRITES	FACIES GRANGETTES-EYCHAUDA
GISEMENT	- 70-75% de l'ensemble des faciès - puissants horizons concordants ou sécants	- 20-25% de l'ensemble des faciès - horizons de 2 à 5 m de puissance	- 3% de l'ensemble des faciès - niveaux de puissance métrique à décamétrique	- 3 horizons des puissance métrique - base topographique de la série	- horizons de 2 à 3 m de puissance - recoupent les migmatiques
DESCRIPTION MICROSCOPIQUE	- 30 à 40% de phénocristaux - Quartz rhyolitiques - 2 feldspaths alcalins en amas glomérophyriques - macles Baveno - 3% de chlorite ferrifère	- 30% de phénocristaux et phénoclastes - 2 feldspaths alcalins - macles Baveno - <3% de chlorite ferrifère	- 30 à 40% de phénoclastes - 2 feldspaths alcalins - macles Baveno - interlits chloritoséricitaux	- 20% de phénoclastes - 2 feldspaths alcalins - macles Baveno	- >60% de phénocristaux - quartz rhyolitiques - FK + Oligoclase en amas glomérophyriques - 15 à 20% de chlorites
mésostase	microgrenue	microlithique	fel sitique	vitroclastique	microgrenue
FLUIDITES	o	++	+++	+++	o
FLAMMES	o	o	o	+++	o
FRAGMENTATION DES PHENOCRISTAUX	o	+	+++	+++	o
ENCLAVES ENALLOGENES	rares	+	++	++	o
MODE DE MISE EN PLACE	filons	filons (quelques coulées?)	coulées	coulées	filon

0 : absent
+ : Apparition
++ : Fréquent
+++ : Très fréquent

Tableau 4 : Tableau récapitulatif des caractères du réseau filonien et des formations volcaniques de Combeynot et de la zone Grangettes - Eychauda.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

(4) les grauwackes sont affectés d'un métamorphisme de contact probablement lié à l'intrusion des unités granitiques de Combeynot, ce qui suggère l'antériorté du volcanisme sur l'épisode plutonique et la mise en place superficielle de celui-ci,

(5) la parenté des domaines de Combeynot et de l'Eychauda envisagée par Lacombe ne se justifie pas, pour les formations filoniennes, à la vue des caractéristiques pétrographiques des différents faciès.

L'association filons-volcanites ainsi que la disposition particulière du réseau filonien rappelle le mode de gisement des complexes annulaires pour lesquels Vellutini (1977), sur l'exemple des complexes de Corse et de l'Esterel, distingue dans l'étage superficiel : (1) un stade volcanique associé à la formation d'une caldeira et de fractures concentriques et radiaires, pendant lequel se mettent en place en surface des produits volcaniques à dynamisme élevé et en profondeur des filons d'alimentation de ce volcanisme ainsi que des sills, au dynamisme plus faible et témoignant d'un magma suffisamment dégazé, (2) un stade hypovolcanique ou plutonique se manifestant au niveau de la caldeira par des filons microgranitiques de bordure, (3) un stade de remplissage détritique qui tend à combler la dépression caldeirique.

Ce modèle est entièrement adapté pour expliquer l'agencement et la nature des formations filoniennes et volcaniques de Combeynot et cette analogie avec les complexes annulaires procédant du magmatisme alcalin demande à être étendue aux formations plutoniques.

D'autre part, l'étude pétrographique des faciès a permis de mettre en évidence :

(1) le caractère sursaturé du milieu de cristallisation s'exprimant par la grande proportion de quartz,
(2) la présence exclusive de deux feldspaths alcalins, FK et albite et l'absence de plagioclase calcique,
(3) le caractère très évolué des roches souligné par la faible proportion de minéraux ferromagnésiens (inf. à 3%) représentés par une chlorite post-magmatique très ferrifère,
(4) la présence de macles de Baveno dans les feldspaths alcalins ce qui constitue un caractère spécifique du magmatisme alcalin acide.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE II : ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FORMATIONS PLUTONIQUES - LE GRANITE DE COMBEYNOT ET LES ROCHES ASSOCIEES

1. INTRODUCTION :

   - Les classifications

2. PRESENTATION DES FACIES ET POSITION STRUCTURALE :

3. LE GRANITE 1 A GROS GRAIN :

   3.1. Aspect macroscopique
   3.2. Description microscopique

      3.2.1. Le granite à gros grain
      3.2.2. Les faciès associés :

         a - les faciès aplitiques
         b - le granite chloritisé
         c - les albitites à chlorite

   3.3. Synthèse des données pétrographiques :
   3.4. Discussion
   3.5. Conclusion

4. LE GRANITE 2 A GRAIN FIN :

   4.1. Aspect macroscopique
   4.2. Description microscopique

      4.2.1. Le faciès type
      4.2.2. Le faciès aplitique
      4.2.3. Les bordures figées

   4.3. Conclusion

5. LES ENCLAVES MICROGRENUES

6. LES FILONS DOLERITIQUES

7. L'ALTERATION HYDROTHERMALE :

   7.1. L'altération en masse
   7.2. Les albitites à chlorite
   7.3. les filons hydrothermaux :

      7.3.1. Les filons clastiques
      7.3.2. Les filons pegmatitiques
      7.3.3. Les filons de quartz
      7.3.4. Les veines minéralisées

   7.4. Conclusion

8. LES FACIES GRANITIQUES DE L'EYCHAUDA

9. CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. INTRODUCTION

La géologie des granites a pris un essor particulier durant les vingt dernières années et a permis de situer ces roches dans le cadre plus général des associations magmatiques et de leur signification géodynamique.
Il est généralement admis que les séries magmatiques sont directement liées a l'activité orogénique. Se distinguent ainsi les séries orogéniques , dans les zones de convergence de plaques ou de raccourcissement crustal, et les séries non-orogéniques ou anorogéniques , dans les aires de distension crustale ou de bordure de plaque. On peut donc parler de granites orogéniques liés aux diverses phases d'évolution des ceintures orogéniques et de granites anorogéniques , liés aux zones de rift ou de décrochement, en situation intraplaque. Parmi les granites orogéniques, une famille se présente sans association directe avec une série magmatique et constitue le groupe des leucogranites, dérivant de la fusion de matériaux crustaux.

- Les classifications :

De nombreuses classifications, basées sur des critères géochimiques ou minéralogiques, ont été proposées pour distinguer les grandes familles de roches granitiques. Seules, les plus employées sont citées :

- Didier et Lameyre (1969) proposent une distinction en deux groupes de roches granitiques qui exprime remarquablement la dualité existant au sein des granites orogéniques : les leucogranites , dérivés de l'anatexie crustale, et les granodiorites et monzogranites , dérivés de la série calco-alcaline et généralement considérés comme étant d'origine mixte, mantellique et crustale.

- Didier et al (1982) distinguent les granites de type C , d'origine crustale et les granites de type M , d'origine mantellique ou mixte (manteau + croûte).

- Lameyre et Bowden (1982) à la suite de Streckeisen (1976), développent une classification minéralogique basée sur le diagramme ternaire Q-A-P où peuvent se distinguer les granites des différentes lignées magmatiques.

- Plus récemment, Pearce et al (1984) proposent une classification basée sur l'étude des éléments en traces, et distinguent quatre groupes de granites correspondant à quatre types d'environnement tectonique :

  - les granites des rides océaniques (ORG)
  - les granites des arcs volcaniques (VAG)
  - les granites intraplaques (WPG)
  - les granites de collision (COLG)

La classification proposée, très discriminante pour les quatre associations définies pose cependant le problème de la difficulté d'insertion des granites post-collision (post-COLG).

- Chapell et White (1974, 1977) distinguent, d'après l'étude des granites paléozoïques australiens, les granites de type S , issus de la fusion partielle de matériel sédimentaire, et les granites de

type I , produits de la fusion d'un matériel crustal igné, auxquels Collins et al (1982) et Bowden et al (1984) adjoignent les granites de type A , pour qualifier les granites anorogéniques et les granites des dernières manifestations plutoniques orogéniques.

Les granites orogéniques sont de loin les plus représentés. Ils dérivent de magmas leucogranitiques à filiation crustale désormais établie (Lameyre, 1980), de magmas calco-alcalins s.l. (calco-alcalin et subalcalin) pour lesquels l'origine crustale, mantellique ou mixte est controversée, de magmas tholéiitiques p.p. pour les plagiogranites des arcs insulaires et bassins marginaux.

Les granites anorogéniques, ou intraplaque, nettement moins abondants que les premiers sont représentés par les granites tholéiitiques associés aux rides médio-océaniques et les granites alcalins des complexes annulaires parmi lesquels sont distinguées une lignée hyperalcaline et une lignée hyperalumineuse. Si l'origine mantellique ne fait aucun doute pour ces granites quand ils apparaissent dans la croûte océanique, ceux mis en place dans les continents ou sur leurs marges font encore l'objet d'un large débat.

Le problème posé par le granite de Combeynot est lié à sa situation dans un domaine de convergence de caractères entre les granites calco-alcalins évolués et les granites alcalins à biotite, c'est-à-dire entre un granite tardi-orogénique , lié aux ultimes manifestations du magmatisme orogénique, et un granite anorogénique , liés à des phases de distension à l'échelle de la plaque lithosphérique.
Il n'existe certainement pas de méthode infaillible pour tenter une discrimination et seule la convergence de données à toutes les échelles d'observation c'est-à-dire au niveau de la structure générale du massif, de la constitution minéralogique et des relations texturales, de la typologie des zircons et des données géochimiques, peut permettre de proposer une hypothèse cohérente avec l'ensemble des résultats obtenus.

2. PRESENTATION DES FACIES ET POSITION STRUCTURALE

Le granite de Combeynot couvre la presque totalité du secteur étudié (fig. 58) et son extension cartographique ne s'arrête pas au seul massif de Combeynot. Il s'étend également aux Têtes de Ste Marguerite ainsi qu'à l'éperon rocheux formé par la Crête du Lauzas et la Roche des Agneaux : sa limite sud est donc marquée par le Vallon du Grand Tabuc.

Le granite constitue une unité structurale de forme ovoïde, orientée N.NW - S.SE, de 8 km de grand axe, entaillée par de profonds vallons de direction E-W à NE-SW : celui du Fontenil au Nord, relayé à l'Ouest par le Vallon de la Route, celui du Petit Tabuc et du Rif de la Planche au centre et celui du Grand Tabuc au Sud.
L'apparition du granite à l'affleurement est marquée, sur le flanc nord de Combeynot, par un relief aigü et la présence de falaises et rochers escarpés de près de 300 m de hauteur. Du col du Lautaret, le granite de Combeynot apparaît comme une masse imposante, formant les sommets les plus hauts (Pic Ouest, 3155 m ; Pic Est, 3145 m ; Roc Noir, 3112 m) reliés par une arête vive et plus ou moins découpée. Cet aspect massif contraste avec le relief très accidenté, d'allure

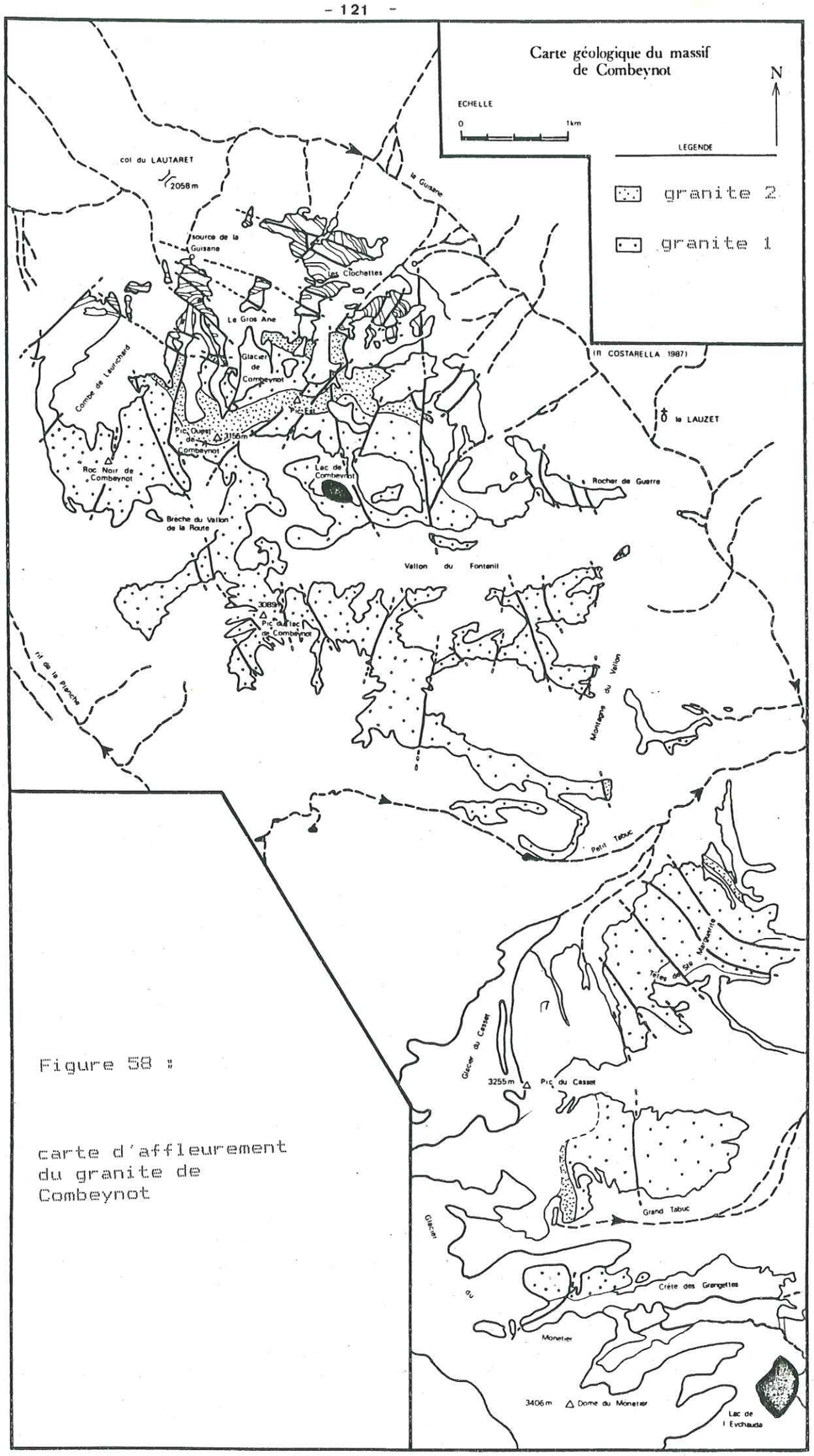


Figure 58 :

carte d'affleurement du granite de Combeynot

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

ruiniforme, que l'on observe au Sud de Combeynot.

Le granite de Combeynot est constitué de deux faciès distincts représentant deux unités granitiques à part entière :

(1) le granite 1 à gros grain forme la presque totalité de la masse granitique. Il affleure très largement, en position centrale, entre l'arête nord de Combeynot et le col d'Arsine. Plus au Sud, il constitue la plus grande partie des Têtes de Ste Marguerite et de l'éperon rocheux marqué par la Crête du Lauzas et la Roche des Agneaux.

(2) le granite 2 à grain fin , considéré jusqu'à présent comme un faciès de bordure du premier, est nettement subordonné au granite à gros grain et se situe effectivement toujours en bordure ou au toit de celui-ci :

- au Nord du massif, il affleure au pied de la falaise, au contact de l'encaissant, et on le retrouve sur la crête de cette même falaise, entre les pics Ouest et Est de Combeynot.
- à l'Est du terrain, il affleure en bordure orientale du granite à gros grain et au contact de l'encaissant :
  * sur les deux rives du Vallon du Petit Tabuc.
  * sur la Roche des Agneaux, en rive gauche du Vallon du Grand Tabuc.

Les contacts entre les deux faciès, bien que très souvent tectonisés ou difficilement accessibles, peuvent être définis :

(1) le granite à gros grain est un granite homogène, sans grande variation texturale si ce n'est la taille du grain qui peut passer de 1-2 cm à 0.5-1 cm, à laquelle s'ajoute la présence ponctuelle de faciès particuliers, liés à l'altération hydrothermale post-magmatique ; ce sont des faciès de granite chloritisé , au Nord-Est du lac de Combeynot et d'albitites à chlorites , au Sud-Ouest du lac. Le granite à gros grain possède d'autre part un cortège filonien d'aplite rose qui vient injecter le toit de l'intrusion.

(2) le granite à grain fin montre par contre de grandes variétés de structure :

- un faciès de bordure aplitique, à l'approche du granite à gros grain ou de l'encaissant
- un faciès de bordure figée, au contact du granite à gros grain (Arête des CLochettes, Rochers des Sources de la Guisane) ou de l'encaissant (Vallon du Petit Tabuc).

La présence de ces bordures figées du granite à grain fin atteste incontestablement de sa postériorité de mise en place par rapport au granite 1.

Les deux unités granitiques possèdent des enclaves microgrenues sombres de forme ovoïde, localisées en bordure du granite à gros grain - le coeur de l'intrusion en étant pratiquemment dépourvu - et inclues dans tous les faciès du granite à grain fin. Elles ne sont reliables à aucun corps magmatique actuellement visible à l'affeurement.
D'autre part, les deux unités granitiques peuvent se rencontrer, en bordure des intrusions, sous la forme d'une brèche magmatique qui rappelle celle des microgranites porphyriques, constituée d'éléments arrondis de granite fin blanc de taille variable (de 1 à 5 cm) emballés dans une matrice granitique fine, qui suggère une

remobilisation des faciès de bordure, déjà cristallisés, par le liquide granitique et indique que la mise en place des coupoles a dû se faire par pulsations successives.

L'ensemble des faciès du massif de Combeynot est recoupé par des filons dolériques fins noirs, dont le plus puissant, sur le versant nord de Combeynot, atteint 10 mètres d'épaisseur.
Ces dolérites sont les témoins d'un magmatisme basique dont l'étude pétrographique et géochimique doit permettre de tester les liens génétiques éventuels avec les unités acides.

Le cortège filonien hydrothermal et pneumatolytique lié à l'intrusion des unités granitiques est représenté, outre les filons d'aplite rose déjà mentionnés, par des filons de pegmatites et des filons de quartz minéralisés, injectés dans l'encaissant ou dans les corps granitiques eux-mêmes et par des veines hydrothermales minéralisées cantonnées dans l'encaissant gneissique, sur la face nord de Combeynot.

Le granite de Combeynot présente donc une structure concentrique , avec une intrusion majeure et centrale de granite à gros grain et une deuxième injection, en bordure de la première et au contact de l'encaissant, de granite à grain fin. Je préfère toutefois garder le terme de "granite de Combeynot" pour qualifier cet agencement plutôt que de parler "des granites" de Combeynot car ces deux intrusions, échelonnées dans le temps mais génétiquement liées procèdent d'un seul et même évènement magmatique conduisant à la mise en place du complexe de Combeynot.

3. LE GRANITE 1 A GROS GRAIN :

3.1. Aspect macroscopique :

Une des caractéristiques principales du granite à gros grain est sa remarquable homogénéité à l'affleurement. Il présente les mêmes caractères macroscopiques du Nord au Sud du secteur étudié. Cette homogénéité, constante au centre du massif, disparaît en bordure où il est fréquemment recoupé par des filons d'aplite rose (20 à 50 cm), et riche en enclaves microgrenues sombres, de taille variable et de forme ovoïde. Se rencontrent également, au toit de l'intrusion granitique des faciès d'albitites à chlorite en poches diffuses, des zones fortement chloritisées ainsi que des filons d'aplite rose. L'ensemble de ces figures ne concernent que les zones apicales du granite ; partout ailleurs, le faciès le plus courant est celui d'un granite très leucocrate, à grain de 1 à 2 centimètres montrant une légère tendance porphyroïde.

Les teintes spécifiques des constituants minéraux confèrent à la roche un cachet particulier, facilement reconnaissable sur le terrain : le quartz , très abondant, se présente en sections globuleuses, d'aspect vitreux ; l'albite , subautomorphe à automorphe est de couleur vert-opalin ; le feldspath potassique , apparaissant parfois en cristaux automorphes pluricentimétriques est rose à lie de vin ; la chlorite , très peu abondante est vert sombre. Le granite à gros grain apparaît ainsi comme un granite bicolore rose et vert qui rappelle la "protogine" des anciens auteurs (protogine du Pelvoux et du Mont Blanc). Ces caractéristiques macroscopiques se retrouvent effectivement dans le massif du Haut-Dauphiné, et plus particulièrement sur sa bordure orientale, où de nombreux granites ont un aspect identique sur le terrain : le granite d'Ailefroide - Pic de

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

Clouzis au Sud de Combeynot, certains faciès du granite de la Bérarde à l'Ouest et le granite à gros grain du Riéou Blanc, au Sud d'Ailefroide.

Le granite à gros grain de Combeynot ne présente aucune orientation particulière, ni trace d'une quelconque fluidalité. Il montre cependant par place, un faciès fortement cataclasé, orienté, le long de couloirs mylonitiques alpins, jalonnant les failles majeurs : c'est le cas notamment en rive gauche du Vallon du Petit Tabuc, au niveau de lac de la Douche.

3.2. Description microscopique :

3.2.1. Le granite à gros grain :

Le granite à gros grain est formé à plus de 95% d'éléments blancs (quartz et feldspaths). Les éléments colorés (inf. à 5%) se répartissent de manière aléatoire, sans orientation préférentielle ; la texture de la roche est largement grenue.

Constituants minéralogiques :

quartz, feldspath potassique, albite, chlorite séricite-muscovite, zircon, apatite, magnétite-hématite, allanite, sagénite.

Les proportions des minéraux sont fournies dans le Tableau 5 :

Le quartz couvre une période de cristallisation très étendue et se présente sous plusieurs habitus, possédant tous une légère extinction roulante :

(1) en cristaux isolés, en sections automorphes arrondies ou subhéxagonales. Ce caractère est tout à fait remarquable car ses relations avec les autres constituants minéraux montrent indubitablement son antériorité par rapport à ceux-ci. En effet, très fréquemment les feldspaths ou la chlorite moulent partiellement ou entièrement les cristaux de quartz automorphes, dont les éventuelles lacunes de croissance et golfes de corrosion - qui rappellent les figures des quartz rhyolitiques - sont remplis par ces mêmes feldspaths (fig. 59).

(2) en association de 3 ou 4 individus engrenés, organisés en sections globuleuses de 1 à 2 centimètres, à tendance automorphe. Ces cristaux sont postérieurs à certains cristaux d'albite, et peuvent être moulés par d'autres albites et le feldspath potassique. Ils ne contiennent que très rarement de la chlorite en inclusion.

(3) en cristaux xénomorphes, interstitiels, cristallisant avec les feldspaths et la chlorite en individus engrenés les uns aux autres, sans critère de succession marqués ; ils définissent alors un tapissage intergranulaire tardif.

Le quartz apparaît ainsi dès les stades précoces et sa cristallisation se poursuit jusqu'aux phases deutériques post-magmatiques. Cette cristallisation précoce, synchrone dans certains cas, de celle de l'albite, ainsi que sa relative abondance dans la roche suggère un système légèrement saturé en silice par rapport au minimum thermique.

	C 21	C2.38
Quartz	38.5%	37.8%
Fk	33.2	33.5
Albite	23.5	24.1
Chlorite	4.2	3.7
Accessoires	.6	.9

Tableau 5 : Analyses modales du granite 1 à gros grain.

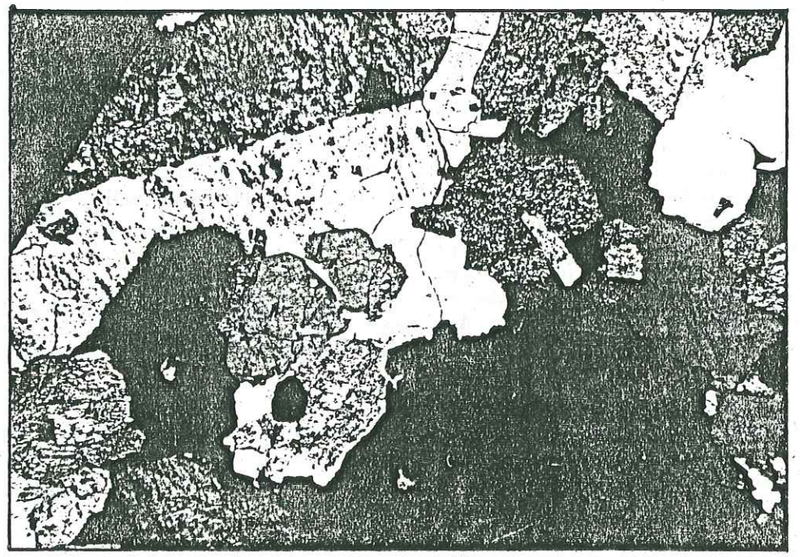


Figure : 59

Quartz automorphes à lacunes de croissance cimentés par les feldspaths potassiques postérieurs - Ech. C2.60 - Lumière polarisée.
X 25

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

le plagioclase se présente en cristaux automorphes à subautomorphes. Il s'agit généralement d'une albite An_{0-5} et de rares oligoclases An_{10-25} (Tableau 6 et fig. 60). Quelquefois, les cristaux montrent une zonation à coeur d'oligoclase et bordure albitique ; celle-ci est alors soulignée par l'intensité de la séricitisation. La cristallisation de l'albite est antérieure au feldspath potassique qui l'englobe très fréquemment. La présence fréquente de mâcles en échiquier traduisent alors l'albitisation tardive du Fk. Sur quelques échantillons, l'albite contient en inclusion de rares petites lamelles de biotite chloritisée. Enfin, elle participe également sous forme de cristaux limpides de petite taille, associée au quartz et à la chlorite, au remplissage intergranulaire.

le feldspath potassique se présente sous deux habitus :

* en grands cristaux pluricentimétriques automorphes, systématiquement maclés Carlsbad, avec un plan de macle très irrégulier (figures de décrochement). Ces cristaux sont généralement très riches en inclusions (quartz, albite, chlorite). La disposition symétrique des cristaux d'albite et leur extinction commune montrent que le feldspath potassique vient se substituer à l'albite primaire. Il s'agit d'une substitution tardive qui témoigne de l'influence de phases fluides potassiques.

* en cristaux xénomorphes moulant l'ensemble des matériaux déjà formés, en s'insinuant dans les fractures ou lacunes de croissance. Il forme alors la véritable matrice soudant les minéraux préexistants.

Le très fin quadrillage moiré que l'on observe très fréquemment montre qu'il s'agit dans les deux cas de microcline.

Le feldspath potassique, tardif, présente une phase sodique qui peut être très importante entre 14 et 27 % (tableau 6 et fig. 60) s'individualisant sous plusieurs formes plus ou moins parallèles : (1) en microperthites tigrées où la phase albitique est minoritaire, (2) en films ou fuseaux observables sur les images d'émission X du sodium à la microsonde électronique. Ces figures caractérisent des phénomènes d'exsolution avec séparation totale des deux phases dans le premier cas et partielle dans le second, où les analyses chimiques montrent que les fuseaux ne contiennent jamais plus de 27% d'albite.

Les deux feldspaths, microcline et albite présentent, comme les microgranites porhyriques et les rhyolites fluidales, la macle de Baveno. Cette particularité permet de souligner le cogénétisme des roches.

la chlorite, seul minéral ferromagnésien représenté, est très peu abondante (moins de 5% en volume). Son association avec divers cristaux opaques et notamment avec la magnétite (quelquefois entourée d'un liseré d'hématite) et la sagénite, la présence en inclusion de zircon avec halo de radioactivité, d'apatite et d'allanite et la conservation d'un faible pléochroïsme résiduel brunâtre suggèrent que cette chlorite dérive d'une biotite primaire.

Elle présente un pléochroïsme qui peut être très intense : ng vert-brun foncé, nm vert, np jaune paille et est associée également à du quartz en lentilles qui se disposent dans les clivages. La chlorite se présente sous deux habitus :

NA	0.0048	0.0061	0.0056	0.0058	0.0167	0.0038	0.0323	0.0216
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AL	0.1880	0.1886	0.1838	0.1866	0.1904	0.1891	0.1916	0.1940
SI	0.6516	0.6456	0.6481	0.6472	0.6475	0.6456	0.6612	0.6601
K	0.1700	0.1649	0.1634	0.1652	0.1504	0.1672	0.1322	0.1438
CA	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0008	0.0000
TI	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0004	0.0000	0.0013	0.0011	0.0007	0.0000	0.0007	0.0004
MN	0.0000	0.0003	0.0003	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000
CR	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000
	1.0148	1.0059	1.0025	1.0059	1.0069	1.0056	1.0188	1.0198
NA	0.0423	0.0548	0.0502	0.0517	0.1482	0.0336	0.2819	0.1884
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AL	1.0133	1.0241	1.0006	1.0133	1.0283	1.0271	1.0159	1.0298
SI	2.9802	2.9739	2.9930	2.9819	2.9672	2.9753	2.9743	2.9730
K	0.9919	0.9687	0.9628	0.9709	0.8790	0.9828	0.7588	0.8260
CA	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0000	0.0040	0.0001
TI	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0016	0.0000	0.0049	0.0043	0.0025	0.0000	0.0027	0.0015
MN	0.0000	0.0013	0.0012	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000
CR	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0028	0.0000	0.0000	0.0000
	5.0297	5.0242	5.0127	5.0222	5.0303	5.0188	5.0375	5.0188
FM	0.9990	0.9988	0.9997	0.9996	0.9995	0.4219	1.0000	1.0000
AB	0.0408	0.0535	0.0496	0.0505	0.1441	0.0331	0.2698	0.1857
OR	0.9587	0.9465	0.9504	0.9495	0.8545	0.9669	0.7263	0.8142
AN	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0000	0.0038	0.0001

Tableau 6 : Analyses chimiques à la microsonde électronique des feldspaths du granite 1 à gros grain (oxydes + formules structurales) - Ech. C2.60/C4.22.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

PLAGIOCLASES

NA	0.1185	0.0937	0.0961	0.0937	0.1057	0.1165	0.1059	0.1037	0.1023
MG	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0026
AL	0.2030	0.2256	0.2244	0.2288	0.2129	0.2034	0.2171	0.2169	0.2126
SI	0.6906	0.6389	0.6470	0.6392	0.6698	0.6887	0.6680	0.6636	0.6676
K	0.0015	0.0193	0.0064	0.0053	0.0047	0.0022	0.0029	0.0044	0.0133
CA	0.0005	0.0065	0.0317	0.0419	0.0211	0.0000	0.0212	0.0225	0.0074
TI	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0003	0.0001	0.0004	0.0000
FE	0.0000	0.0039	0.0009	0.0013	0.0010	0.0011	0.0022	0.0007	0.0061
MN	0.0000	0.0000	0.0010	0.0006	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001
CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	1.0141	0.9880	1.0075	1.0108	1.0163	1.0123	1.0175	1.0123	1.0120
NA	0.9901	0.8120	0.8176	0.7972	0.8883	0.9753	0.8884	0.8740	0.8640
MG	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0170
AL	1.0308	1.1882	1.1600	1.1828	1.0874	1.0353	1.1070	1.1117	1.0920
SI	2.9756	2.8548	2.8383	2.8039	2.9023	2.9735	2.8899	2.8860	2.9092
K	0.0080	0.1100	0.0357	0.0299	0.0262	0.0123	0.0162	0.0246	0.0740
CA	0.0022	0.0312	0.1492	0.1971	0.0982	0.0000	0.0982	0.1050	0.0346
TI	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0009	0.0003	0.0014	0.0000
FE	0.0000	0.0144	0.0033	0.0046	0.0038	0.0041	0.0080	0.0026	0.0223
MN	0.0000	0.0000	0.0037	0.0021	0.0017	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002
CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	5.0071	5.0116	5.0078	5.0177	5.0093	5.0013	5.0081	5.0055	5.0132
FM	0.4046	0.9370	0.9998	0.9998	0.9997	0.9996	0.9998	0.9994	0.5699
AB	0.9899	0.8519	0.8156	0.7784	0.8772	0.9876	0.8859	0.8708	0.8884
OR	0.0080	0.1154	0.0356	0.0292	0.0259	0.0124	0.0162	0.0245	0.0760
AN	0.0022	0.0327	0.1488	0.1924	0.0969	0.0000	0.0979	0.1047	0.0355

NA	0.1111	0.1162	0.1122	0.1076	0.1083	0.0958	0.1123	0.1116	0.1200
MG	0.0000	0.0002	0.0011	0.0001	0.0007	0.0039	0.0001	0.0000	0.0000
AL	0.2082	0.2021	0.2040	0.2007	0.2048	0.2141	0.2076	0.2081	0.2026
SI	0.6842	0.6853	0.6865	0.6646	0.6750	0.6591	0.6811	0.6781	0.6813
K	0.0049	0.0000	0.0087	0.0049	0.0031	0.0165	0.0078	0.0017	0.0009
CA	0.0022	0.0002	0.0006	0.0033	0.0024	0.0058	0.0006	0.0069	0.0008
TI	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0011	0.0007	0.0009	0.0006	0.0019	0.0067	0.0020	0.0019	0.0007
MN	0.0008	0.0001	0.0005	0.0007	0.0000	0.0003	0.0002	0.0006	0.0000
CR	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000
	1.0124	1.0048	1.0147	0.9826	0.9963	1.0022	1.0120	1.0089	1.0063
NA	0.9306	0.9784	0.9402	0.9294	0.9211	0.8174	0.9436	0.9394	1.0117
MG	0.0000	0.0014	0.0069	0.0007	0.0043	0.0257	0.0006	0.0000	0.0000
AL	1.0604	1.0344	1.0385	1.0533	1.0586	1.1101	1.0603	1.0646	1.0387
SI	2.9566	2.9765	2.9659	2.9597	2.9598	2.9003	2.9514	2.9435	2.9635
K	0.0268	0.0000	0.0481	0.0279	0.0171	0.0924	0.0432	0.0093	0.0050
CA	0.0101	0.0011	0.0026	0.0160	0.0114	0.0274	0.0027	0.0322	0.0036
TI	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0040	0.0026	0.0031	0.0024	0.0070	0.0246	0.0073	0.0067	0.0025
MN	0.0031	0.0002	0.0020	0.0025	0.0000	0.0012	0.0006	0.0023	0.0000
CR	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000
	4.9914	4.9949	5.0079	4.9918	4.9795	4.9991	5.0108	4.9981	5.0250
FM	0.9998	0.6670	0.4216	0.8786	0.6176	0.5013	0.9262	0.9998	0.9993
AB	0.9619	0.9989	0.9488	0.9549	0.9699	0.8722	0.9536	0.9578	0.9916
OR	0.0277	0.0000	0.0485	0.0287	0.0180	0.0986	0.0437	0.0095	0.0049
AN	0.0104	0.0011	0.0026	0.0164	0.0120	0.0292	0.0027	0.0328	0.0036

NA	0.1150	0.0823	0.1100	0.0916	0.1095	0.0906	0.0906	0.1061
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AL	0.2064	0.2394	0.2045	0.2238	0.2025	0.2269	0.2118	0.2116
SI	0.6811	0.6353	0.7015	0.6461	0.6898	0.6447	0.6390	0.6784
K	0.0030	0.0044	0.0009	0.0048	0.0012	0.0041	0.0186	0.0009
CA	0.0030	0.0464	0.0032	0.0303	0.0018	0.0325	0.0046	0.0083
TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0003	0.0015	0.0005	0.0010	0.0009	0.0019	0.0061	0.0002
MN	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	1.0092	1.0093	1.0206	0.9977	1.0057	1.0006	0.9708	1.0055
NA	0.9674	0.6983	0.9093	0.7838	0.9194	0.7736	0.7975	0.8928
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AL	1.0549	1.2351	1.0281	1.1638	1.0334	1.1773	1.1332	1.0823
SI	2.9544	2.7811	2.9920	2.8507	2.9873	2.8377	2.9007	2.9439
K	0.0166	0.0247	0.0049	0.0271	0.0066	0.0229	0.1074	0.0051
CA	0.0137	0.2177	0.0144	0.1432	0.0084	0.1531	0.0226	0.0385
TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0012	0.0054	0.0019	0.0039	0.0034	0.0069	0.0232	0.0008
MN	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	5.0096	4.9623	4.9506	4.9724	4.9585	4.9714	4.9847	4.9634
FM	0.9994	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
AB	0.9696	0.7423	0.9792	0.8215	0.9840	0.8147	0.8598	0.9534
OR	0.0166	0.0262	0.0052	0.0284	0.0070	0.0241	0.1158	0.0054
AN	0.0138	0.2314	0.0156	0.1501	0.0089	0.1612	0.0244	0.0411

Tableau 6 : suite

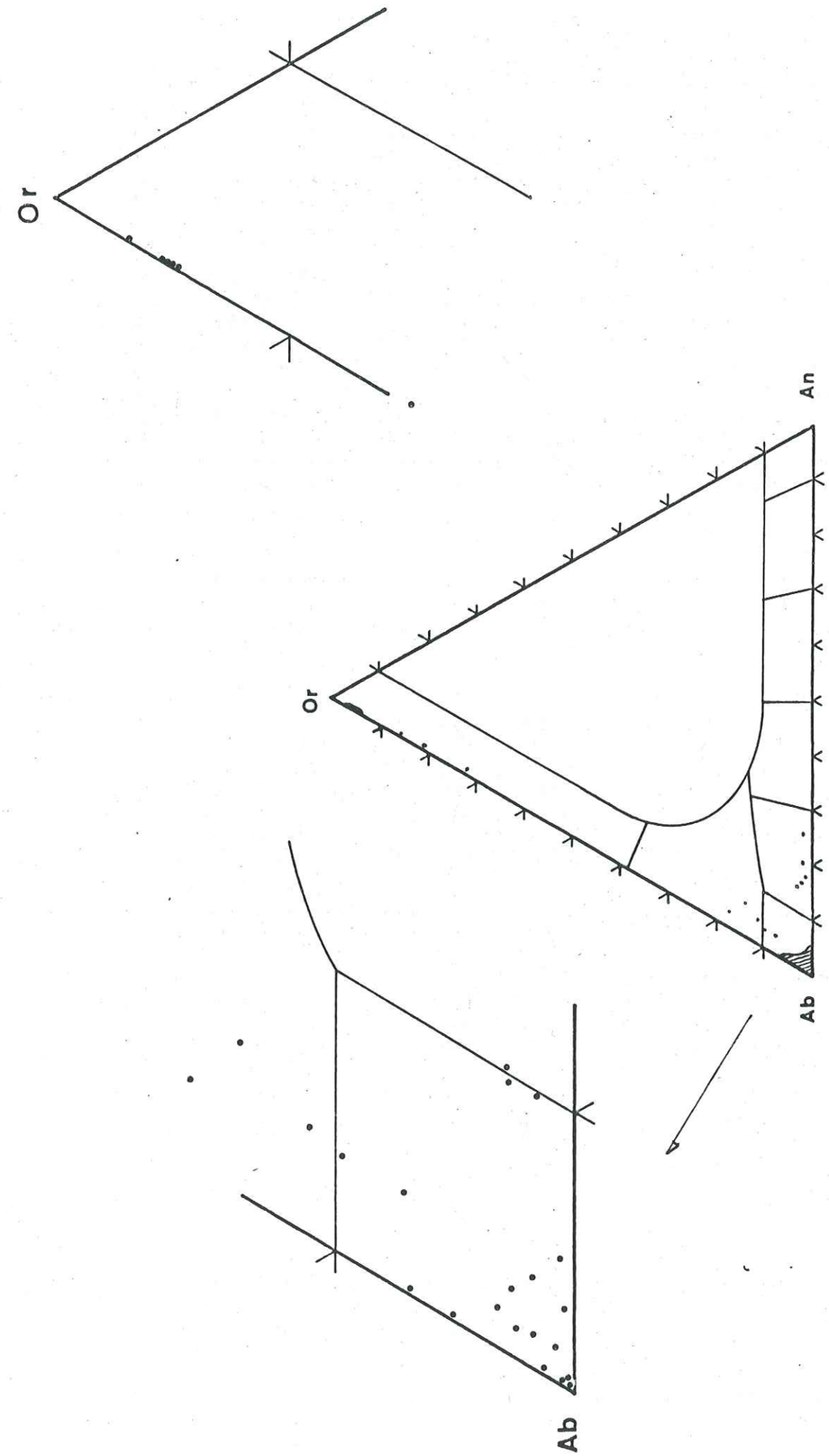


Figure 60 : Position des feldspaths du granite 1 à gros grain dans le diagramme Ab.Or.An.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

* en cristaux automorphes à subautomorphes, en lamelles ou en sections subhexagonales qui se rencontrent en inclusion dans les phénocristaux de microcline, plus rarement dans l'albite et le quartz globuleux, jamais dans les cristaux de quartz précoces.

* elle apparaît cependant le plus fréquemment en cristaux xénomorphes ceinturant les cristaux de quartz, d'albite ou de microcline déjà formés, en s'insinuant entre les limites des cristaux. Sa forme est alors entièrement dépendante des limites cristallographiques des minéraux : elle est franchement interstitielle et postérieure à l'ensemble des minéraux essentiels de la roche (fig. 61).

Les analyses chimiques ponctuelles à la microsonde des chlorites reportées sur le diagramme de Hey (tableau 7 et fig. 62) montrent qu'elles se situent dans le champs des chamosites et delessites, avec un rapport FeO/MgO moyen de 2.3. Par rapport à celle des microgranites porphyriques, la chlorite du granite 1 à gros grain est appauvrie en K2O et FeO et enrichie en MgO ; ces variations sont liées aux phénomènes post-magmatiques et traduisent une transformation plus intense de la biotite primaire dans le granite à gros grain. Dans les faciès les plus transformés, la muscovite apparaît en fibres diffuses au sein de la chlorite.

Les minéraux accessoires :

* Le zircon est omniprésent, en inclusion dans la chlorite mais également dans les feldspaths et le quartz. Sa cristallisation précède ceux des cristaux de quartz précoces, qui l'englobent, et se poursuit jusqu'à l'apparition des biotites interstitielles.

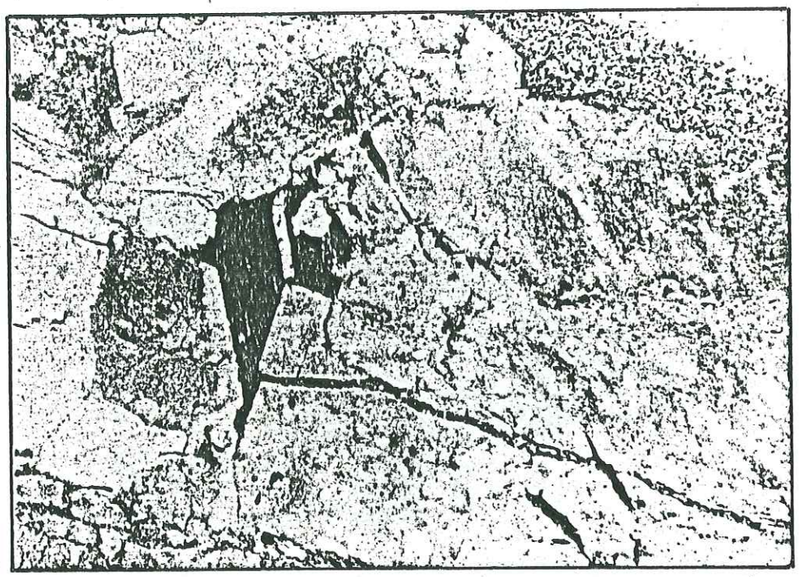
* La magnétite apparaît en cristaux subautomorphes inclus dans les feldspaths, le quartz et la chlorite (où elle peut avoir un habitus squelettique, fig. 63) indiquant ainsi sa cristallisation précoce. Les analyses chimiques à la microsonde (Tableau 8) montrent qu'il s'agit d'une magnétite pure (fig. 64). Elle apparaît également en minéral secondaire de pseudomorphose du mica primaire dans les clivages de la chlorite et suggère le caractère ferrifère du mica initial. Enfin la magnétite se retrouve également en amas associés à des produits opaques crypto-cristallins dans lesquels apparaît du leucoxène (fig. 65), sur des sections hexagonales qui traduisent la pseudomorphose d'un minéral primaire ferrotitané.

* L'apatite montre une liaison préférentielle avec le mica coloré pseudomorphosé en chlorite, sous forme d'inclusions de petites baguettes allongées suivant l'axe c ; elle existe également en cristaux aciculaires précoces inclus dans le quartz et les feldspaths.
* L'allanite, zonée, est fréquente en inclusion dans les feldspaths, le quartz et la chlorite où elle développe un léger halo de radioactivité.

En résumé :

L'observation des caractéristiques pétrographiques majeures du granite 1 à gros grain permet de dresser un bilan succint de la cristallisation des phases minérales essentielles :

(1) quartz abondant (38 %) à tendance automorphe, avec une cristallisation précoce qui s'est largement poursuivie pendant



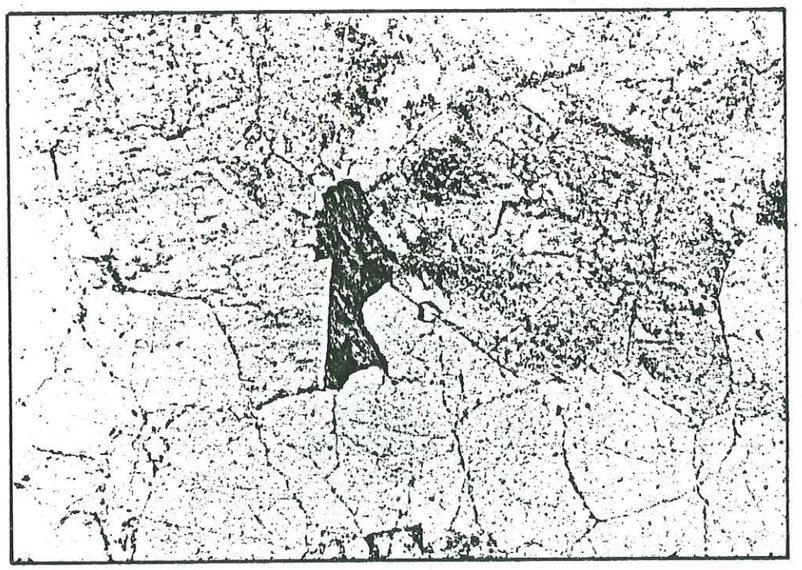


Figure 61 :

Habitus interstitiel de la chlorite dans le granite 1 à gros grain, associée à des oxydes de fer, des zircons avec halo pléochroïque et des lentilles de quartz - Lumière naturelle. x 63

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

	1	2	3	4	5	6
K	0.0003	0.0001	0.0004	0.0000	0.0001	0.0025
CA	0.0001	0.0015	0.0002	0.0005	0.0004	0.0000
TI	0.0018	0.0252	0.0080	0.0011	0.0049	0.0004
CR	0.0004	0.0007	0.0000	0.0001	0.0007	0.0001
MN	0.0011	0.0008	0.0042	0.0005	0.0000	0.0014
FE^{2+}	0.3157	0.3386	0.3149	0.3158	0.3063	0.3060
FE^{3+}	0.6995	0.6538	0.6818	0.7021	0.6643	0.6819
NI	0.0000	0.0012	0.0003	0.0011	0.0002	0.0009
NA	0.0004	0.0009	0.0016	0.0000	0.0006	0.0014
SI	0.0010	0.0016	0.0045	0.0010	0.0015	0.0146
AL	0.0002	0.0000	0.0002	0.0002	0.0004	0.0011
MG	0.0008	0.0002	0.0012	0.0009	0.0011	0.0005
	1.0214	1.0246	1.0174	1.0233	0.9804	1.0107
K	0.0121	0.0036	0.0163	0.0018	0.0025	0.0957
CA	0.0026	0.0484	0.0078	0.0170	0.0140	0.0000
TI	0.0412	0.5673	0.1814	0.0239	0.1144	0.0091
CR	0.0093	0.0167	0.0005	0.0033	0.0165	0.0019
MN	0.0285	0.0206	0.1077	0.0130	0.0000	0.0351
FE^{2+}	7.9559	8.4882	7.9342	7.9453	8.0316	7.7058
FE^{3+}	15.8584	14.7447	15.4585	15.8894	15.6727	15.4477
NI	0.0000	0.0297	0.0080	0.0263	0.0060	0.0218
NA	0.0232	0.0525	0.0951	0.0000	0.0356	0.0792
SI	0.0306	0.0490	0.1358	0.0306	0.0458	0.4387
AL	0.0087	0.0015	0.0061	0.0061	0.0161	0.0382
MG	0.0361	0.0071	0.0535	0.0390	0.0498	0.0211
	24.0066	24.0292	24.0048	23.9958	24.0050	23.8945
FM	0.9955	0.9992	0.9934	0.9951	0.9938	0.9973

Tableau 7 : Analyses chimiques à la microsonde électronique des chlorites du granite 1 à gros grain (oxydes + formules structurales) - Ech. C2.60/C4.22.

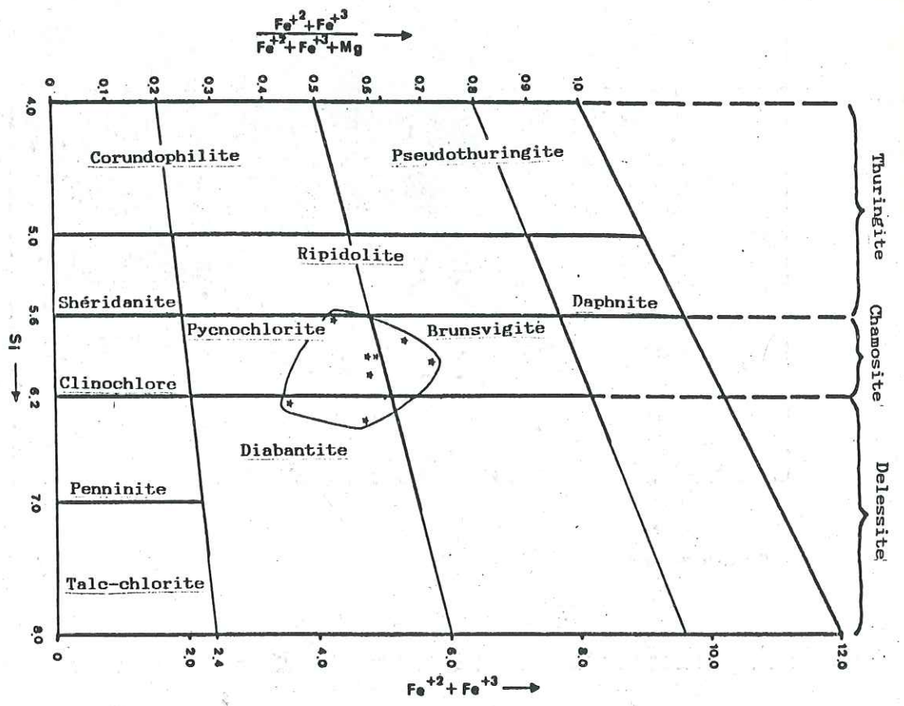


Figure 62 : Position des chlorites du granite 1 à gros grain dans le diagramme de Hey (1954).

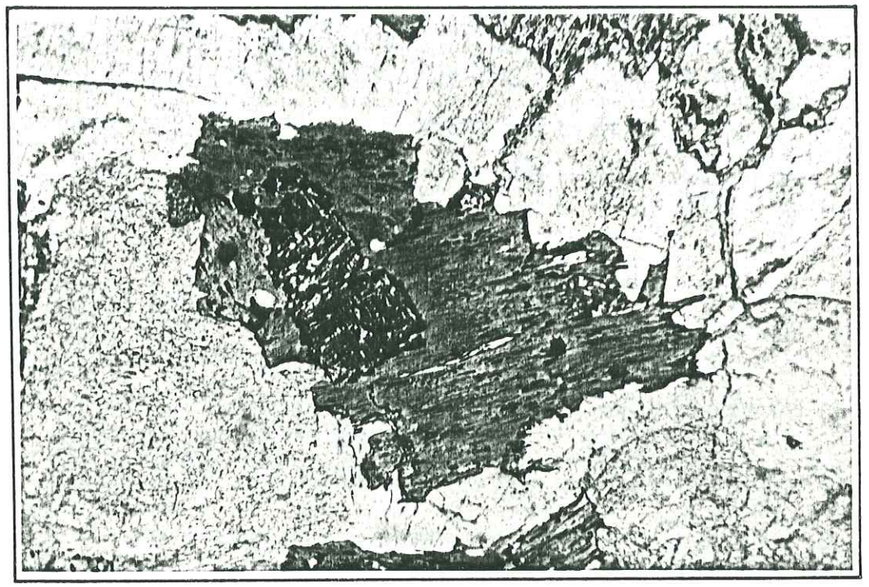


Figure 63 :

Habitus squelettique d'une magnétite en inclusion dans une chlorite du granite 1 - Lumière naturelle - x 100

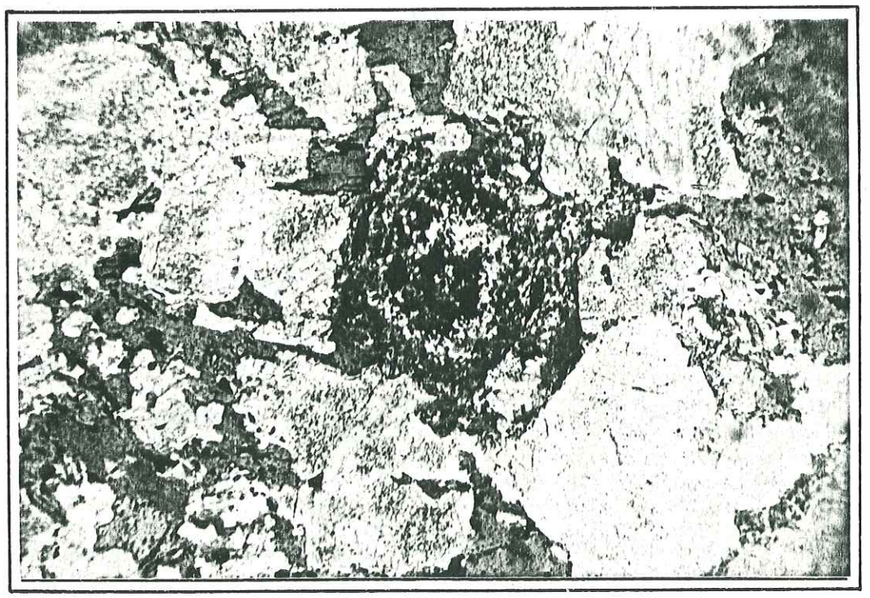


Figure 65 :

Amas crypto-cristallin de minéraux opaques en pseudomorphose d'un minéral primaire ferro-titané - Lumière naturelle - x 100

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

NA	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0003	0.0002	0.0002	0.0000
MG	0.1295	0.1259	0.1317	0.1278	0.1009	0.0996	0.0901	0.1680
AL	0.1735	0.1751	0.1791	0.1615	0.1852	0.1882	0.1658	0.1650
SI	0.2722	0.2736	0.2758	0.2653	0.3115	0.2652	0.2618	0.2977
K	0.0000	0.0002	0.0007	0.0043	0.0169	0.0002	0.0000	0.0051
CA	0.0000	0.0002	0.0005	0.0009	0.0005	0.0005	0.0006	0.0000
TI	0.0068	0.0030	0.0019	0.0666	0.0032	0.0002	0.0011	0.0037
FE	0.2814	0.2836	0.2890	0.2472	0.2682	0.3077	0.3226	0.2191
MN	0.0068	0.0069	0.0068	0.0054	0.0070	0.0070	0.0105	0.0077
CR	0.0003	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000
OH	0.1109	0.1107	0.1126	0.1131	0.1153	0.1092	0.1055	0.1144
	0.9813	0.9797	0.9983	0.9922	1.0090	0.9783	0.9582	0.9807
NA	0.0000	0.0067	0.0011	0.0000	0.0111	0.0096	0.0104	0.0000
MG	4.1708	4.0641	4.1756	4.0351	3.1262	3.2559	3.0524	5.2461
AL	4.4185	4.4683	4.4918	4.0321	4.5349	4.8666	4.4412	4.0747
SI	5.8813	5.9242	5.8685	5.6187	6.4728	5.8175	5.9480	6.2386
K	0.0000	0.0052	0.0196	0.1171	0.4480	0.0057	0.0000	0.1363
CA	0.0000	0.0040	0.0120	0.0209	0.0116	0.0113	0.0136	0.0000
TI	0.1108	0.0482	0.0302	1.0612	0.0492	0.0032	0.0185	0.0591
FE	5.0842	5.1370	5.1419	4.3780	4.6612	5.6449	6.1301	3.8392
MN	0.1239	0.1262	0.1232	0.0978	0.1233	0.1299	0.2023	0.1373
CR	0.0049	0.0093	0.0000	0.0000	0.0000	0.0049	0.0000	0.0000
OH	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
	27.7945	27.7931	27.8639	27.3609	27.4384	27.7494	27.8164	27.7313
FM	0.5553	0.5643	0.5577	0.5259	0.6048	0.6395	0.6747	0.4312

Tableau 8 : Analyses chimiques à la microsonde électronique de la magnétite du granite 1 à gros grain (oxydes + formules structurales) - Ech. C4.22.

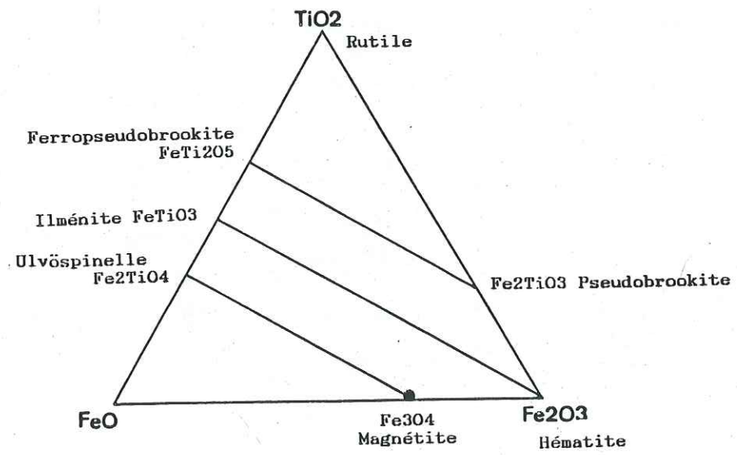


Figure 64: Diagramme Feo-Fe2O3-TiO2 des minéraux opaques du granite 1 à gros grain

la précipitation des feldspaths.

(2) présence de deux feldspaths alcalins, albite (quelques oligoclases) et microcline, représentant près de 60 % des minéraux ; l'apparition de l'albite précède celle du feldspath potassique et tous deux développent des macles de type Baveno.

(3) le dernier minéral à apparaître est un mica coloré, à caractère interstitiel et de nature ferrifère , entièrement transformé en chlorite. Certains cristaux automorphes de même nature suggère un début de cristallisation précoce du mica.

3.2.2.Les faciès associés :

a. Les faciès aplitiques :

De nombreux filons d'aplite rose et blanc, de 20 à 50 cm d'épaisseur viennent injecter le granite à gros grain au niveau du toit de celui-ci. Au microscope, la roche est formée d'un assemblage très finement grenu de quartz , microline et albite . Quelques structures granophyres peuvent apparaître, mais elles restent accidentelles. La biotite , rétromorphosée en chlorite est très rare et présente toujours deux habitus : automorphe et relativement précoce, ou interstitielle et tardive. La muscovite apparait sporadiquement en facules dans les feldspaths ou en produit de retromorphose de la biotite, en association avec la chlorite et les opaques.

b. Le granite chloritisé :

Au Nord-Est du lac de Combeynot, la falaise qui domine les pentes raides au pied de la Roche de la Gardette présente de larges zones fortement altérées, d'orientation subméridienne, formées d'une roche tendre, verdâtre, représentant le granite à gros grain chloritisé à des degrés variés. Ces niveaux chloritisés concernent les zones apicales du granite et sont situées sur des niveaux très fracturées, et donc mécaniquement fragiles. Le granite chloritisé contient jusqu'à 10 % de chlorite en sections pouvant atteindre 1 cm. La roche est traversée par des filonnets onduleux de quartz et chlorite ainsi que par une multitude de films chloriteux qui peuvent devenir de véritables chloritites à quartz.

Au microscope , la roche est largement grenue, avec les structures du granite à gros grain, toutes plus ou moins conservées. Les distinctions entre ce faciès et le faciès sain portent sur 3 niveaux :

- Le quartz automorphe est moins abondant. Ce lessivage du quartz se traduit, dans la texture de la roche par l'apparition de microfilonnets onduleux de quartz qui traversent toute la roche.

- L' albite est nettement plus abondante et traduit une albitisation du granite, par concentration de fluides riches en sodium, qui s'exprime sous plusieurs formes :

  * remplacement de feldpaths potassiques en albite, avec mâcles en échiquier caractéristiques,
  * formation de petits cristaux d'albite intergranulaire, dans les zones de passage des fluides,
  * filonnets d'albite pure, recoupant les structures antérieures à

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

l'emporte pièce et caractérisant le passage de fluides sodiques.

La chlorite passe de 3 - 5 % dans le faciès-type, à 5 - 10 % dans le granite chloritisé. On retrouve la chlorite liée à la transformation d'une biotite préexistante, associée à une autre génération de chlorite post-magmatique tardive s'exprimant en microcristaux fibroradiés disposés sans orientation dans des sections xénomorphes. De teinte vert-clair, cette chlorite est non pléochroique, suggérant ainsi une composition plutôt magnésienne. Elle est très riche en inclusions de zircon , apatite et divers opaques parmis lesquels on distingue magnétite , sagénite , hématite et épidote . Le caractère tardif typiquement hydrothermal de cette chlorite s'observe parfois lorsqu'une multitude de microfilonnets onduleux de chlorite en sphérolite, associée à la muscovite, moule ou traverse les cristaux préexistants (fig. 66).

Dans les zones de circulation des fluides hydrothermaux, on observe une véritable microbréchification du granite sous la pression des fluides, où des cristaux anguleux de quartz et de feldspaths sont emballés dans une matrice chloriteuse.

Les faciès de granite chloritisé correspondent aux zones préférentielles de circulation des fluides lors de la phase hydrothermale. Cette altération tend à augmenter les teneurs en albite et chlorite dans la roche avec, en contrepartie, une nette diminution du quartz, du feldspath potassique par lessivage. Il s'agit bien ici d'une altération hydrothermale tardi-magmatique différente, ou plutôt plus poussée que lors des réajustements minéralogiques (séricitisation des coeurs des plagioclases et destabilisation des biotites) et en aucun cas un effet du métamorphisme alpin même si celui-ci se manifestera plus intensement dans ces zones fragilisées, notamment par la présence de microfilonnets rectilignes et discontinus de chlorite.

c. Les albitites à chlorite :

Au Sud du lac de Combeynot, sur les rochers à fleur de sol menant à la Brèche du Vallon de la Route, des poches diffuses d' albitites à chlorite sont disséminées dans le granite à gros grain, toujours dans les zones apicales de celui-ci. Ces roches sont cariées à des degrés divers, avec de nombreuses cavités correspondant au lessivage du quartz et signifient un réel départ de matière. Il existe tous les intermédiaires entre le faciès précédent et celui-ci où la chlorite est très abondante et atteint 30 % en volume de la roche. Au microscope , l'albite et la chlorite (fig. 67) sont les seuls minéraux représentés :

- L' albite , est très largement dominante (70 % de la roche), en grand cristaux dont certains, automorphes, correspondent aux cristaux précoces du granite. Les macles en échiquier sont très fréquentes et suggèrent un remplacement important du microcline par l'albite. L'albitisation s'exprime également par une frange d'albite pure et limpide autour des cristaux précoces. La muscovite apparait très fréquemment en facules surchargeant les cristaux d'albite et témoigne d'une hydrolyse muscovitique.

- La chlorite apparait en agrégats fibroradiés, sur des sections interstitielles, entre les cristaux d'albite. Elle est vert-pâle, sans pléochroisme et à biréfringeance très faible : caractéristiques des chlorites pauvres en fer et plutôt magnésiennes (Orcel, 1927).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

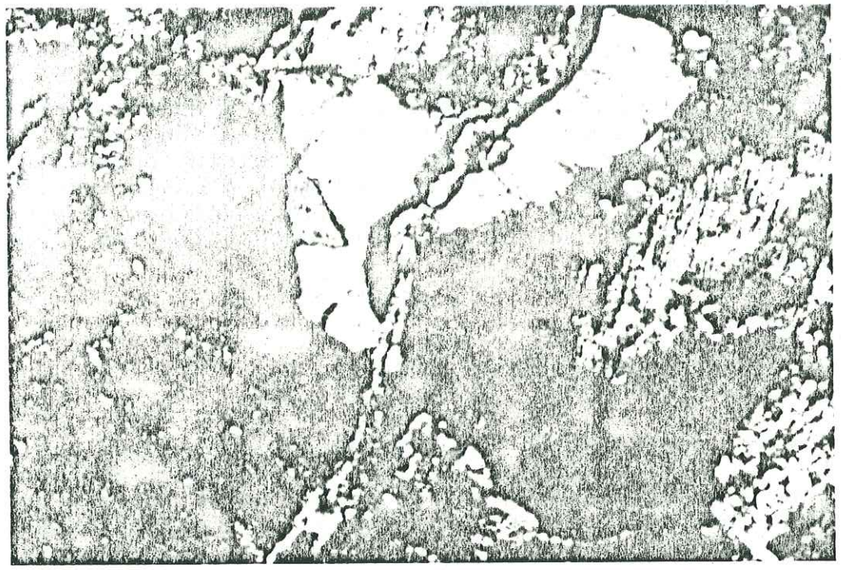


Figure 66 : Microfilonnets onduleux de chlorite et muscovite d'un faciès de granite chloritisé, traversant les cristaux préexistants - Lumière polarisée - x63

Figure 67 : Aspect microscopique d'une albitite à chlorite montrant uniquement des cristaux subautomorphes d'albite et des plages de chlorite interstitielle - Lumière naturelle - x25

Cette chlorite, comme une partie de celle du granite chloritisé, est très différente de la chlorite ferrifère de pseudomorphose du mica initial du granite et témoigne d'une phase hydrothermale localisée plus intense que "l'altération en masse", selon des zones préférentielles de circulation des fluides.

La présence de poches d'albitites à chlorites dans le granite à gros grain de Combeynot et, à un degré moindre de celle de passées chloritisées, témoignent de l'intensité de la phase hydrothermale post-magmatique. Celle-ci conduit finalement à une disparition totale du microcline et du quartz, générant des roches à aspect carié, mécaniquement fragiles, ainsi qu'à une concentration d'albite et de chlorite magnésienne.

3.3. Synthèse des données pétrographiques :

- La première constatation qui se dégage de l'étude des caractères pétrographiques du granite 1 à gros grain est l'analogie, dans la constitution minéralogique, entre cette unité granitique et les microgranites porphyriques, rhyolites fluidales et faciès volcaniques. Cette convergence de caractères permet de suggérer, ce que l'association spatiale sur le terrain laissait envisager, le cogénitisme entre les formations plutoniques, hypovolcaniques et volcaniques.

- La seconde observation concerne l'ordre de cristallisation tout à fait particulier du granite, suggerée par les relations texturales entre les minéraux (fig. 68) :

(1) Les premiers cristaux apparaissant dans le liquide sont les minéraux accessoires : zircon, apatite et magnétite.
(2) Le quartz, en cristaux automorphes isolés est précoce parmi les phases essentielles ; il montre des lacunes de croissance de même type que ceux des quartz rhyolitiques, qui sont remplies par les autres cristaux.
(3) L'albite précoce suit de près la cristallisation de quartz puis accompagne celle-ci. La syncristallisation de l'albite et de quartz globuleux (en association de plusieurs individus) se poursuit tandis que les premières biotites, automorphes, apparaissent dans le liquide et restent discrète à l'observation.
(4) Le feldspath potassique, représenté par un microcline microperthitique, précipite ensuite, en même temps que des biotites subautomorphes en plus grande quantité, et son caractère poécilitique tend à souder les minéraux préexistants. Par place, on observe à ce stade une microclinisation des albites précoces. Avec le microcline et la biotite se forment également de petits cristaux xénomorphes de quartz et d'albite.
(5) Alors que le degré de cristallisation de la roche est déjà très poussée, la biotite se développe en grande quantité et remplit les interstices entre les minéraux, en association avec une autre génération de quartz, albite et feldspath potassique.

Au cours des phases hydrothermales tardi-à post-magmatiques, se produisent des réajustements minéralogiques où l'albite remplace le FK et où la chlorite apparaît comme la phase principale de pseudomorphose de la biotite. Cette chlorite est associée, à l'interface ou dans les clivages des cristaux, à de la magnétite et sagénite ainsi qu'à des lentilles de quartz qui montrent que la phase quartzeuse est encore stable.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

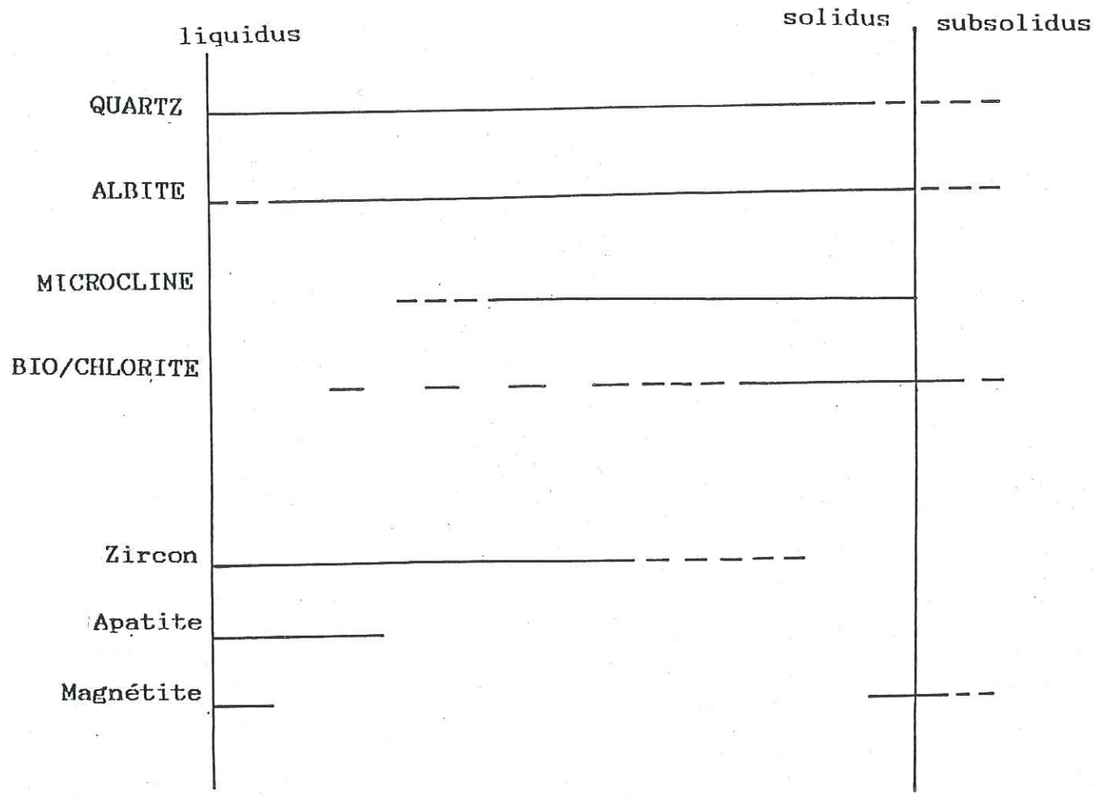


Figure 68 : Séquence de cristallisation du granite 1 à gros grain.

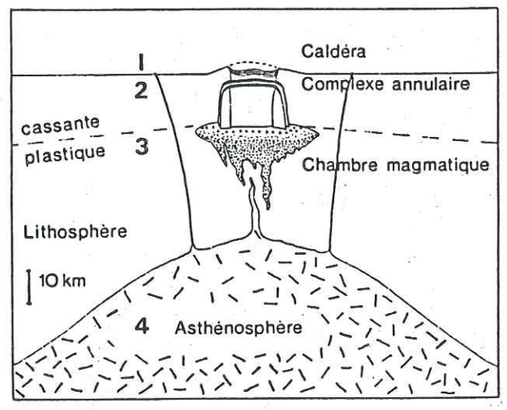


Figure 69 : Etages structuraux du magmatisme alcalin anorogénique (Bonin 1982).

Cette séquence de cristallisation est peu commune dans les roches granitiques même si la présence de rares quartz automorphes et biotites interstitielles est bien connue dans les granites calco-alcalins ou subalcalins évolués (Ploumanac'h, Barrière 1977). Elle est cependant rigoureusement équivalente aux séquences générales de cristallisation des granites alcalins subsolvus (Bonin, 1980).
A ce stade de la discussion, il convient de faire un rappel des caractéristiques de ces granites, tirées en grande partie de la synthèse de Bonin (1982) sur les granites des complexes annulaires.

3.4. Discussion :

Le magmatisme alcalin est représenté par une grande variété de termes granitiques. Leur distribution est contrôlée par une tectonique de nature distensive et leur répartition spatio-temporelle par rapport aux zones dans lesquelles ils s'organisent (orogéniques, cratoniques...) conditionne les divers types pétrographiques. Les granites subsolvus sont des granites à biotite seule représentant la lignée hyperalumineuse du magmatisme alcalin, organisés au sein de complexes annulaires, en association ou non avec des granites hypersolvus. La dénomination de granites subsolvus (Bowen et Tuttle, 1958), c'est-à-dire à deux feldspaths séparés (ce qui est le cas de la presque totalité des granitoïdes s.l.) est soulignée, pour la magmatisme alcalin par opposition aux granites hypersolvus, à un seul feldspath exprimé : la mésoperthite. Les granites hypersolvus sont des granites ayant cristallisé à une température supérieure à celle de l'exsolution des cristaux mixtes feldspath potassique - albite ; en fin de cristallisation, l'exsolution se produit, à température plus basse et donne une mésoperthite.

Les granites hypersolvus peuvent être à biotite seule et font alors partie de la lignée hyperalumineuse du magmatisme alcalin, mais ils contiennent en général des minéraux colorés très spécifiques ferrifères et/ou sodiques tels que : fayalite, hastingsite, riebeckite, aegyrine ou arfedsonite, et caractérisent alors la lignée hyperalcaline. Les granites subsolvus, aux caractères proches des granites calco-alcalins évolués, peuvent être dominants dans certaines provinces alcalines telle que celle de Corse (Bonin, 1980) et laisse ainsi transparaitre le rôle important du socle encaissant dans leur répartition (cf chapitre V).
L'appartenance des granites subsolvus au magmatisme alcalin est basée sur des critères structuraux, pétrographiques et géochimiques, valables pour les deux types de granites, hypersolvus et subsolvus :

* Structure : les granites alcalins montrent systématiquement une structure concentrique. Ils sont associés à un réseau filonien périphérique souvent très dense et à des produits volcaniques contemporains de la formation d'une caldeira. Se distinguent ainsi trois étages dans le magmatisme alcalin (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980 ; fig. 69) :

(1) L'étage superficiel, déjà décrit (cf chapitre I), avec formation d'une caldeira et émissions volcaniques et hypovolcaniques.
(2) L'étage des complexes annulaires, où montent des coupoles granitiques en position superficielle (de 1 à 4 km) par un mécanisme de subsidence en chaudron.
(3) L'étage de la chambre magmatique, plus profonde (entre 7 et 32 km) et rarement atteinte par l'érosion.

Sur le terrain, les complexes alcalins se reconnaissent à leur structure annulaire qui n'est cependant pas une exclusivité de ce type de magmatisme ; elle apparait également dans le magmatisme calco-alcalin ou subalcalin (Ploumanac'h, Barrière 1977) ; Quérigut, Leterrier 1972...).

* Pétrographie : les granites alcalins présentent des caractères pètrographiques très remarquables :
- minéralogie :
  granites hypersolvus : quartz, mésoperthite, ferromagnésiens ferrifères et/ou sodiques.
  granites subsolvus : quartz, albite, microcline, biotite.
- ordre de cristallisation : le quartz est le minéral premier formé mais il fait preuve d'une grande stabilité tout au long des processus de cristallisation, puis apparaissent, dans le cas des granites subsolvus, l'albite, le microcline puis la biotite.
- particularités minéralogiques : nature ferrifère et/ou sodique du ferromagnésien, présence de macles de type Baveno dans les feldspaths, présence d'une phase accessoire très diversifiée.

L'évolution post-magmatique de ces roches est également remarquable et conduit, à partir des granites hyperalumineux, à la formation d'albitites à chlorites, témoignant de la nature et de l'activité des phases fluides. Celle-ci joue un rôle très important tout au long des processus de cristallisation du liquide silicaté et conditionne la composition minéralogique (de type subsolvus ou hypersolvus) et géochimique des granites.

3.5. Conclusion :

L'origine et la signification géodynamique des granites subsolvus et plus généralement du magmatisme alcalin sera abordé au chapitre V, toutefois, le rappel des caractères spécifiques des granites subsolvus alcalins montre l'analogie du granite 1 de Combeynot et de ceux-ci, qui s'exprime notamment dans la minéralogie, dans l'ordre de cristallisation des phases minérales, dans les particularités minéralogiques (macles des feldspaths, nature ferrifère du mica initial) et dans la nature et le développement de l'activité hydrothermale. En conclusion, l'étude pétrographique du granite 1 à gros grain de Combeynot montre que l'évolution des phases minérales est en tous points comparable à celle des granites subsolvus des provinces alcalines. Cette analogie nécessite cependant d'être soutenue par d'autres types de caractèrisation (pétrologique, géochimique...).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

4. LE GRANITE 2 A GRAIN FIN :

4.1. Aspect macroscopique :

Le granite 2 à grain fin montre des faciès variés dont les rapports ne sont pas toujours clairement définis :

- Le faciès type est un granite à tendance saccharoïde , de teinte rose très caractéristique dans lequel se distinguent par place quelques rares phénocristaux de quelques millimètres de quartz et feldspaths. La chlorite est très peu abondante voire accessoire ce qui confère à la roche un aspect très leucocrate. Ce faciès type peut passer en bordure à un granite aplitique blanc , toujours très leucocrate, qui constitue souvent le faciès en contact avec l'encaissant. Il est d'ailleurs difficilement discernable, sur le terrain, des granites fins et/ou aplites d'anatexie formant l'encaissant du complexe.

- Les faciès de bordure figée , sont bien développés et se rencontrent soit près du contact, toujours tectonisé, avec l'encaissant, soit au contact du granite à gros grain. Ils s'identifient sur le terrain par la présence de phénocristaux de feldspaths et de quartz globuleux, emballés dans une matrice très fine.

4.2. Description microscopique :

4.2.1. Le faciès type :

Le granite 2 à grain fin présente les mêmes constituants minéralogiques que le granite 1. Il montre cependant une différence dans les proportions des éléments constitutifs, Tableau 9, s'exprimant essentiellement au niveau du quartz et des éléments colorés et donnant à la roche un caractère plus différencié. la texture est finement grenue, avec un grain de 1 mm et de rares phénocristaux de quartz, d'albite et de feldspath potassique de 3 à 5 mm.

Au microscope, l'essentiel de la roche est formé par un assemblage de quartz , microcline et albite engrenés, témoignant d'une cristallisation à l'eutectique. Il n'existe alors aucun critère de succession (la cristallisation des trois phases minérales est synchrone), et la présence de rares structures granophyriques traduisent une cristallisation assez rapide de la roche. Antérieurement à cette phase eutectoïde, des cristaux sont déjà individualisés dans le liquide et apparaissent automorphes : il s'agit pour l'essentiel de quartz et d'albite et de plus rare microcline .
La biotite, toujours pseudomorphosée, se présente sous deux habitus : automorphe et précoce -antérieure à la phase eutectoïde-, interstitielle et contemporaine de celle-ci. L'ordre de cristallisation du granite 2 est le suivant (fig 70) :

- Particularités :

* Les deux feldspaths alcalins présentent des macles complexes (fig. 71) impliquant l'association de 5 à 6 individus. La macle "simple" de Baveno est également très fréquente.

	C2.88	C2.34
Quartz	40.6%	41.2%
Fk	35.7	36.1
Albite	21.6	20.7
Chlorite	1.6	1.3
Accessoires	.5	.7

Tableau 9 : Analyses modales du granite 2 à grain fin.

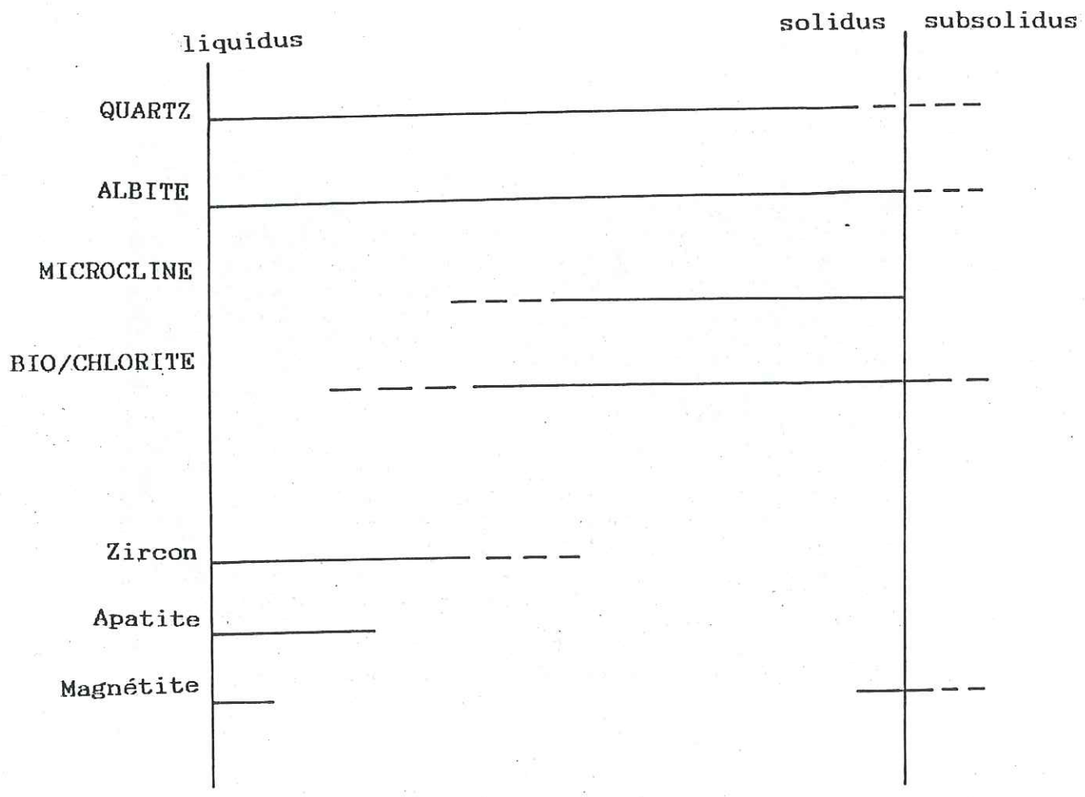


Figure 70 : Séquence de cristallisation du granite 2 à grain fin.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

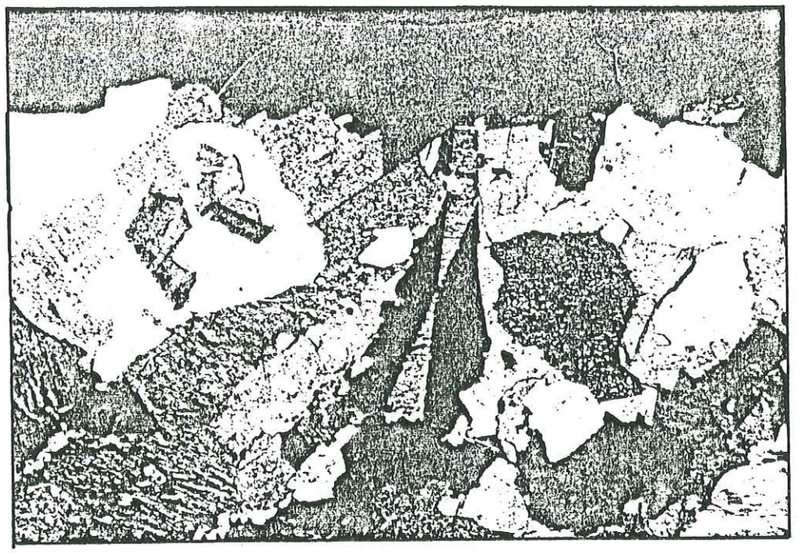


Figure 71 :

Mâcle complexe dans un feldspath potassique - Ech. C 75 - Lumière polarisée. x25

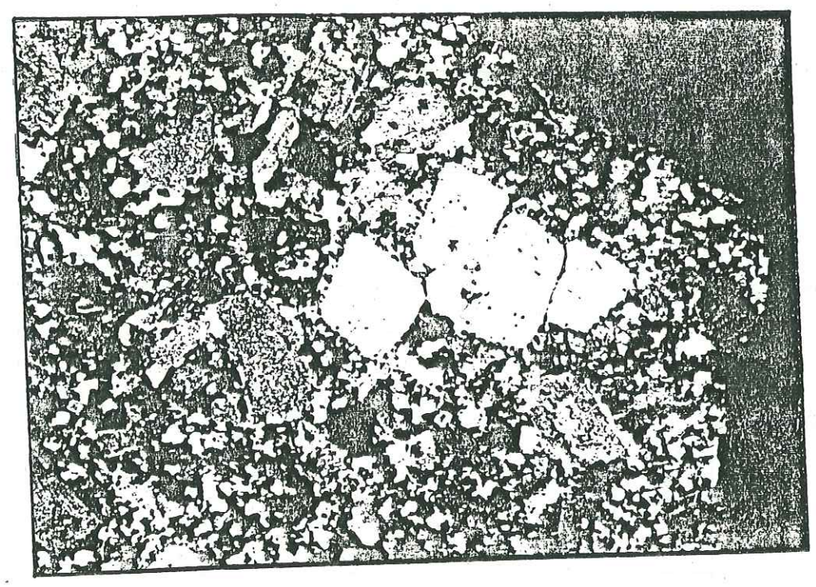


Figure 73 :

Bordure figée du granite 2 à grain fin - structures granophyriques en bordure des quartz précoces - Ech. C2.43. x25

* La biotite présente des pseudomorphoses inhomogènes suivant les échantillons : (1) Les caractères initiaux de la biotite sont partiellement conservés ; il s'agit alors d'une biotite très pléochroïque, allant d'un brun très foncé à opaque (ng) au jaune paille (np) suggérant une teneur en fer importante et une composition proche du pôle annite , (2) la pseudomorphose est plus avancée et polycristalline, avec un assemblage chlorite + quartz + magnétite +/- hématite + sagénite, (3) la muscovite , associée aux oxydes de fer (magnétite + hématite) et à la chlorite, se développe en remplacement de la biotite. A ce stade, la muscovitisation atteint également les feldspaths alcalins et ce phénomène est plus nettement développé que pour le granite 1.

* Les minéraux opagues sont abondants, essentiellement constitués par la magnétite (tableau 10, fig. 72) et une analyse se situant dans le champ de la ferropseudobrookite ($FeO, 2TiO_2$) indiquant un milieu moins oxydant que pour le granite 1 où l'hématite est plus abondante.

4.2.2. Le faciès aplitique :

Le granite fin, de teinte rose, passe fréquemment en bordure à granite aplitique blanc ; les phénocristaux ont disparu et la roche est très homogène, aussi bien en lame mince qu'à l'affleurement. Comme les filons aplitiques roses du granite 1, le faciès aplitique blanc du granite 2 est constitué, au microscope, d'un assemblage quartz + microcline + albite ayant cristallisé à l'eutectique. La biotite est accessoire, toujours retromorphosée en chlorite + opaques +/- quartz +/- muscovite. Cette unité correspond probablement à un faciès de bordure du granite fin rose, plus finement grenue, mais ne représente pas une réelle bordure figée.

4.2.3. Les bordures figées :

Les faciès de bordures figées sont bien développés sur le versant nord de Combeynot, où ils constituent les premiers affleurements du granite, en contact tectonique avec les anatexites de l'encaissant.

Ils sont caractérisées, sur le terrain, par des phénocristaux plurimillimétriques de quartz rhyolitiques et de feldspaths baignant, sans aucune figure de fluidalité, dans une matrice rose et verte très fine.

Au microscope, les bordures figées ont la même minéralogie que le faciès type, seule la structure est différente ; la matrice est très finement grenue à microgrenue et développe des structures granophyriques , bien marquées (fig. 73) traduisant une cristallisation très rapide du liquide granitique. Les phénocristaux représentant des minéraux précoces sont des feldspaths alcalins (albite et microcline) et des quartz globuleux dont des lacunes de croissance sont cimentées par la matrice fine.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

	1	2	3	4	5	6
K	0.0005	0.0006	0.0015	0.0021	0.0016	0.0024
CA	0.0002	0.0014	0.0000	0.0004	0.0006	0.0007
TI	0.0045	0.0053	0.0111	0.0251	0.0305	0.5966
CR	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MN	0.0013	0.0020	0.0003	0.0007	0.0000	0.0394
FE^{2+}	0.2997	0.2990	0.3071	0.3134	0.3181	0.3417
FE^{3+}	0.6501	0.6418	0.6400	0.5969	0.5796	0.0000
NI	0.0000	0.0008	0.0000	0.0014	0.0009	0.0000
NA	0.0009	0.0003	0.0003	0.0003	0.0000	0.0000
SI	0.0016	0.0064	0.0022	0.0027	0.0061	0.0037
AL	0.0027	0.0046	0.0000	0.0006	0.0036	0.0002
MG	0.0011	0.0003	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000
	0.9634	0.9625	0.9628	0.9436	0.9409	0.9847

Tableau 10 :

Analyses chimiques à la microsonde électronique de la magnétite (1 à 5), et de la pseudobrookite (6) du granite 2 à grain fin - Ech. C3.41.

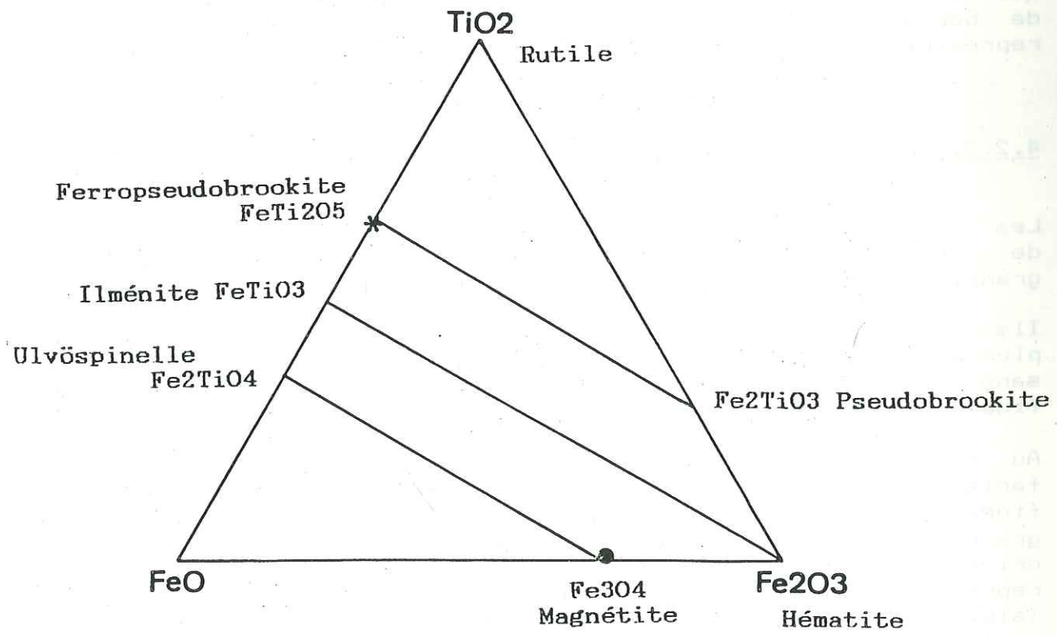


Figure 72 :

Diagramme FeO-Fe2O3-TiO2 des minéraux opaques du granite 2 à grain fin.

4.3. Conclusion :

Le granite 2 à grain fin et les faciès associés présentent une minéralogie et un ordre de cristallisation très semblable à ceux du granite 1 ce qui témoigne du cogénétisme entre les deux unités granitiques d'une part et entre celles-ci, le réseau filonien et les volcanites d'autre part.

Le granite fin, dont les évidences texturales et structurales montrent sa postériorité de mise en place, présente un caractère plus évolué que le granite 1, avec de plus forte teneur en quartz et une diminution de la proportion des éléments colorés. Ce caractère plus différencié, en accord avec la chronologie de mise en place doit être testé par l'étude géochimique.

D'autre part, comme le granite 1, le granite 2 à grain fin, par sa minéralogie et son ordre de cristallisation présente les caractères des granites subsolvus à biotite du magmatisme alcalin.

5. LES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES :

Des enclaves microgrenues de forme globuleuse , parfois avec digitations, de couleur vert sombre, de taille très variable (de 5 à 40 cm de diamètre) apparaissent assez fréquemment dans le granite à grain fin (fig. 74) et en bordure du granite à gros grain. A l'oeil nu, se distinguent de minuscules baguettes de chlorite dans une pâte fine homogène. Cette monotonie disparait en bordure des enclaves où des phénomènes de réaction entre l'enclave et l'encaissant granitique se traduisent par l'apparition de phénocristaux poecilitiques de feldspaths potassiques roses et de quartz globuleux. Cette transformation des bordures et l'absence de bordures figées au contact témoignent de l'absence de blindage entre l'enclave et sa matrice qui favorise l'hybridation entre les deux faciès ; celle-ci s'exprime avec une intensité variable et à proximité de l'enclave, le granite peut-être lui-même surchargé par des baguettes de chlorite.

Au microscope (fig. 75), s'observent deux générations de plagioclases : (1) une oligoclase automorphe représentant plus de 50 % en volume de la roche, et dont l'altération en séricite est très importante au coeur, (2) une albite pure et limpide qui se développe en auréole autour des cristaux précoces d'oligoclase. A ces plagioclases s'associent des phases phylliteuses se présentant soit en baguettes très allongées de chlorite pléochroïques (ng : vert foncé ; np : vert pâle) dérivant de la pseudomorphose de biotites précoces soit en sections losangiques ou hexagonales de chlorites vert-olive peu ou pas pléochroïques qui peuvent dériver d'amphiboles précoces ; mais il n'a toutefois pas été possible d'identifier précisemment le minéral primaire dans ce dernier cas et cette interprétation repose uniquement sur la forme particulière des sections.

Ces cristaux, distribués de manière aléatoire, sont emballés dans une matrice fine formée de quartz et de feldspaths potassiques xénomorphes. La roche est en outre très riche en minéraux accessoires parmi lesquels on retrouve le zircon , en cristaux automorphes trapus, l'apatite , toujours aciculaire, l'allanite , automorphe, la magnétite , hématisée à des degrés variables et la sagénite , en épitaxie dans les chlorites.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

Figure 74 : Enclave microgrenue sombre de forme ovoïde dans le granite 2

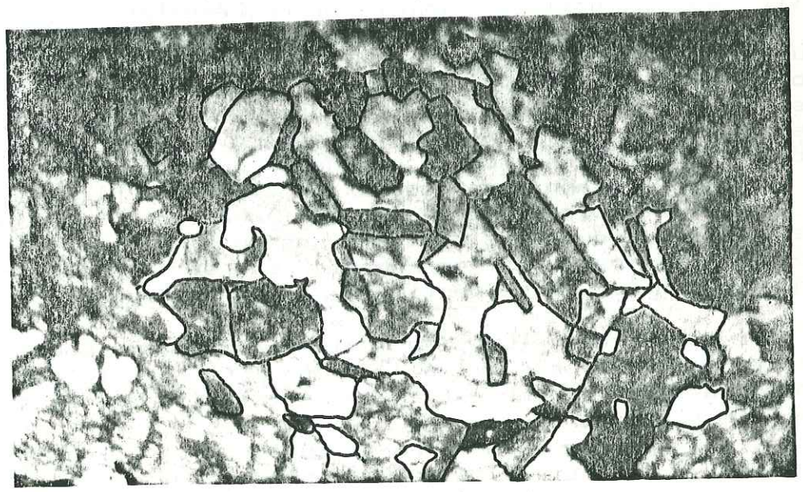


Figure 75 : Aspect microscopique d'une enclave microgrenue - Ech C2.35 - Lumière naturelle - x25

Ces enclaves, de nature intermédiaire sont en équilibre avec leur matrice granitique et les phénomènes d'hybridation traduisent des échanges en Si et K du granite vers l'enclave.
Elles peuvent correspondre à un stade de cristallisation précoce dans la chambre magmatique, remobilisé lors de l'ascension des coupoles granitiques. La phase hydrothermale a également contribué à leur transformation, avec chloritisation des minéraux ferromagnésiens primaires et albitisation des plagioclases.

6. LES FILONS DOLERITIQUES :

Sur le flanc nord du massif de Combeynot, un puissant filon doléritique noir, bien visible du col du Lautaret, recoupe l'ensemble des faciès du complexe et de son encaissant selon une direction subméridienne. Son pendage est vertical au niveau de la falaise du granite, puis il s'incline progressivement pour passer à un pendage de 30 ° E au contact du socle gneissique. Il est encore visible, plus au nord, en rive droite de la Combe de Laurichard où il dessine un réseau plus digité et compartimenté de filons de 2 à 5 mètres de puissance, recoupant un niveau microgranitique. D'autres filons doivent affleurer en rive droite du Vallon du Fontenil, au niveau de la crête de l'Etendard, mais ceux-ci n'ont été découvert qu'en éboulis.

Le filon principal, au Nord du massif, d'une dizaine de mètres de puissance, est vert bouteille à vert foncé en masse. La roche possède la structure d'une dolérite microporphyrique à grain fin dans laquelle s'observent quelques rares vacuoles de calcite infracentimètriques. Les épontes des filons sont systématiquement jalonnés de petits cristaux cubiques de pyrite traduisant des circulations hydrothermales.

Au microscope (fig 76), la pâte, fine, est formée de lattes de plagioclases (oligoclase-andésine) très séricitisées au coeur et albitisées en bordure, associées à des mouchetures de chlorite, venant combler les interstices, à du leucoxène et des épidotes. Dans cette pâte de petits phénocristaux fortement pseudomorphosés en chlorite + séricite + calcite représentent d'anciens pyroxènes comme en témoignent les clivages à 90 ° parfois conservés et la biréfringence très élevée de certaines sections moins transformées ; la présence de reliques d'amphiboles ne peut être exclue.

Les filons doléritiques de Combeynot portent l'empreinte d'un hydrothermalisme intense ayant résorbé une grande partie de la structure primitive. Là encore, des phénomènes de rééquilibrage entre l'encaissant et le filon peuvent s'observer et se caractérisent dans l'encaissant par une augmentation de la proportion de chlorites. Ces filons doléritiques sont décrits dans l'étude du complexe de Combeynot car, par analogie avec l'histoire des complexes annulaires, ceux-ci peuvent représenter les dernières manifestations du magmatisme lié au complexe ; l'étude géochimique des dolérites doit permettre d'apporter une conclusion sur ce point.

7. L'ACTIVITE HYDROTHERMALE :

Les descriptions pétrographiques précédentes des roches du complexe de Combeynot permettent d'évaluer les effets des circulations hydrothermales, qui sont exprimés sur tous les faciès : granites,

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

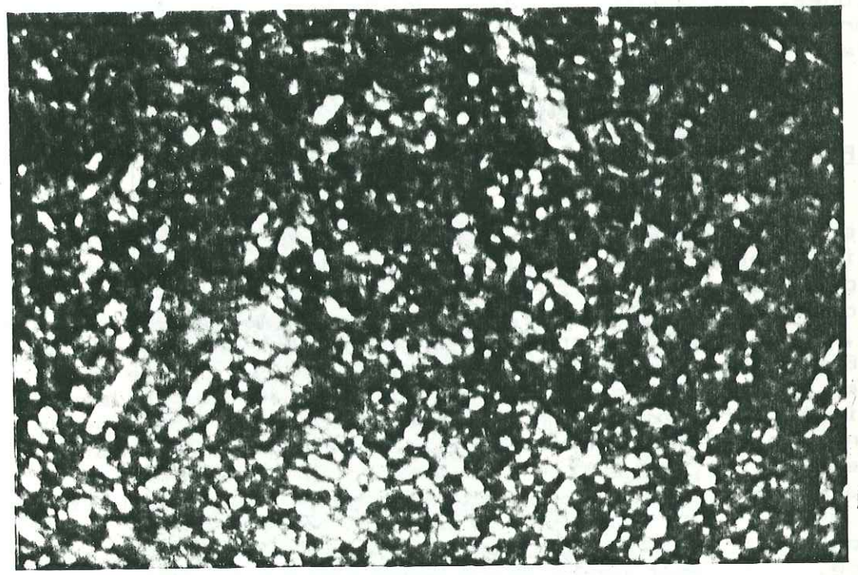


Figure 76 : Aspect microscopique d'une dolérite filonienne - Ech L1 - Lumière naturelle - x25

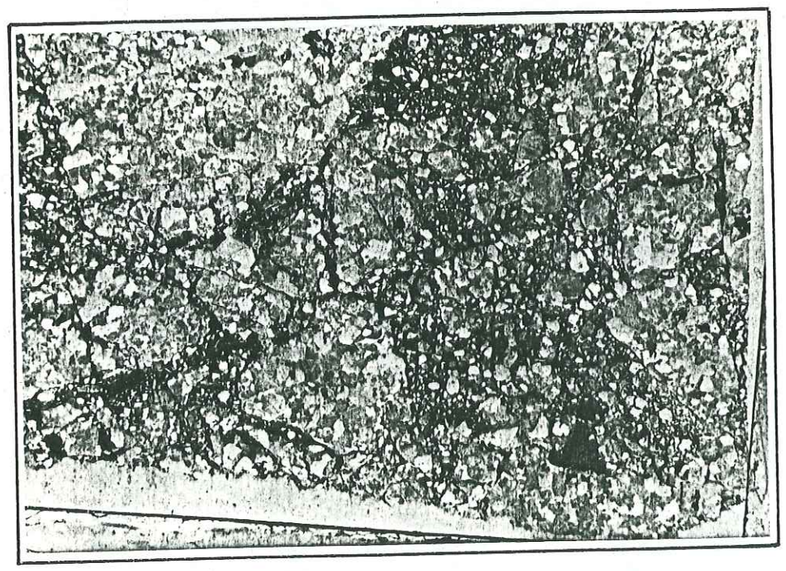


Figure 77 : Brèche à éléments de granite 2 et ciment sidéritique - Ech. C3.- Lumière naturelle. x 25

microgranites, rhyolites, enclaves et filons doléritiques. L'action des fluides hydrothermaux est observable à plusieurs niveaux : à l'echelle de la lame mince, par des réajustements minéraux, à l'echelle du massif par la présence (1) de faciès particuliers au sein des corps granitiques, issus de la transformation de la roche préexistante (2) de filons ou d'indices minéralisés dans l'encaissant granitique, qui permettent également d'évaluer la nature des fluides.

7.1. L'altération en masse :

Celle-ci concerne les réajustements minéraux tardi-à post-magmatiques observés. Elle affecte essentiellement les feldspaths et le mica initial et conduit à l'albitisation et à la chloritisation de la roche.

- L'albitisation est présente sur l'ensemble des faciès ; déjà signalée pour les microgranites porphyriques où elle est très développée, cette phase est responsable de la transformation de cristaux de feldspaths potassiques en albite. Celle-ci développe alors fréquemment des macles en échiquier caractéristiques de cette transformation.

- La chloritisation du mica initial est également systématique, mais elle s'effectue avec une intensité variable : moins développée dans les microgranites et le granite 2, où les teintes brunes de la biotite initiale sont mieux conservées, elle est totale dans le granite 1, et l'on observe une variation graduelle du chimisme des chlorites des microgranites au granite 1. En effet, le rapport FeO/MgO passe de 10.5 pour les microgranites à 2.3 pour le granite 1 (Tableau 3 et 7, fig. 49 et 62). Cet enrichissement relatif de Mg est correlé négativement aux teneurs en K et Ti, qui passe respectivement de 1.7 % et 0.82 % en moyenne pour les microgranites à 0.5 % et 0.33 % pour le granite 1. La chloritisation de la roche conduit ainsi, par rapport à une biotite primaire, à un lessivage différentiel de Si et de K qui tend à augmenter les teneurs en éléments inertes Fe et Mg. L'augmentation du rapport FeO/MgO permet également d'envisager un réel apport en Mg pour les fluides hydrothermaux d'une part, une redistribution de Fe, mais également de Ti de la biotite initiale pour former la magnétite et la sagénite en tant que produits de rétromorphose d'autre part.

7.2. Les albitites à chlorite :

Dans le granite 1, où la chloritisation est la plus poussée, une concentration préférentielle des fluides au toit de l'intrusion conduit à la transformation de la roche en granite chloritisé et en albitites à chlorites. L'albitisation et la chloritisation sont alors nettement plus développées et conduisent à un lessivage intense de Si et K et à une concentration en Na, Fe et Mg, véhiculés par les fluides et attestent ainsi d'une réelle mobilité de Mg au cours de l'altération. L'apparition de ces faciès n'est pas uniformément développée dans les différents faciès du complexe ; elle s'exprime dans les zones apicales du granite 1 où elle témoigne de l'amplification de l'altération en masse. Cette caractéristique peut s'expliquer par le rapport des volumes entre les différentes unités : la coupole du granite 1 dont la perméabilité est plus grande du fait de son caractère légèrement porphyroïde, jouant le rôle de "poche receptrice" préférentielle en piégeant les fluides hydrothermaux. La

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

présence des bordures figées du granite 2 au contact avec le granite 1 doit également limiter la circulation des fluides vers le haut.

7.3. Les filons hydrothermaux :

Ceux-ci s'expriment sous plusieurs formes ; les unes, classiques correspondent au cortège filonien des formations granitiques et sont représentés par des filons de pegmatites et des filons de quartz, injectant le granite et son encaissant, les autres sont constitués de veines minéralisées et de filons clastiques à ciment carbonaté.

7.3.1. Les filons clastiques à ciment carbonaté :

Ils se rencontrent sur l'ensemble du massif, selon des directions subméridiennes, avec des épaisseurs variant du décimètre jusqu'à 2 à 3 mètres. Ils sont constitués de fragments anguleux de granites, microgranites porphyriques, dolérites et gneiss du socle, emballés dans une matrice de couleur rouille constituée d'un carbonate de fer : la sidérite (fig. 77). Ces filons clastiques, mentionnés par Pécher (1970) et fortement représentés sur la bordure orientale du massif du Haut-Dauphiné ont été interprétés comme le résultat du remplissage de fractures ouvertes lors du dépôt de la couverture sédimentaire. Il n'est cependant pas exclu que certains de ces filons recoupant les faciès granitiques et uniquement constitués d'éléments du complexe puissent représenter le résultat d'une activité hydrothermale tardi-magmatique, contrôlée par des fluides riches en CO2. Il est également fréquent de rencontrer, en bordure des unités granitiques, des filons de sidérite associés à une frange chloritique de bordure (fig. 78) et comportant des imprégnations de sulfures et carbonates de cuivre.

7.3.2. Les filons pegmatitiques :

Ils sont peu nombreux et essentiellement représenté dans l'encaissant du complexe, plus rarement dans le granite lui-même (Crête de Roche Bernard, sur le versant oriental du massif). Leur minéralogie est proche de celle du granite mais le mica est constitué par une muscovite en larges tablettes. La tourmaline a également été découverte dans un microfilonnet pegmatitique recoupant des tufs à cristaux (fig. 79) sur la face nord de Laurichard, et traduit la présence de bore dans les fluides.

7.3.3. Les filons de quartz :

Ils sont nombreux et d'épaisseur réduite (quelques centimètres). Ils peuvent être associés à des agrégats de sidérite ce qui tend à confirmer la présence de CO2 dans les fluides. D'autre part, ils sont porteurs de minéralisations diffuses à l'état de mouchetures dans la gangue quartzeuse : c'est le cas des filons de quartz à molybdénite des Rochers des Sources de la Guisane et de la Combe de Laurichard.

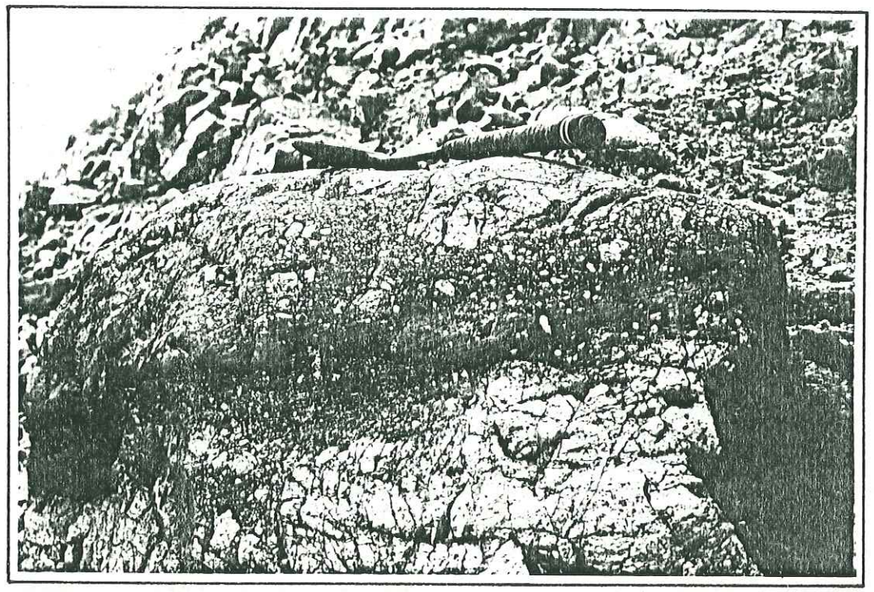


Figure 78 : Filons de sidérite en bordure du granite 2, emballant des fragments anguleux de granite, avec une frange chloritique.

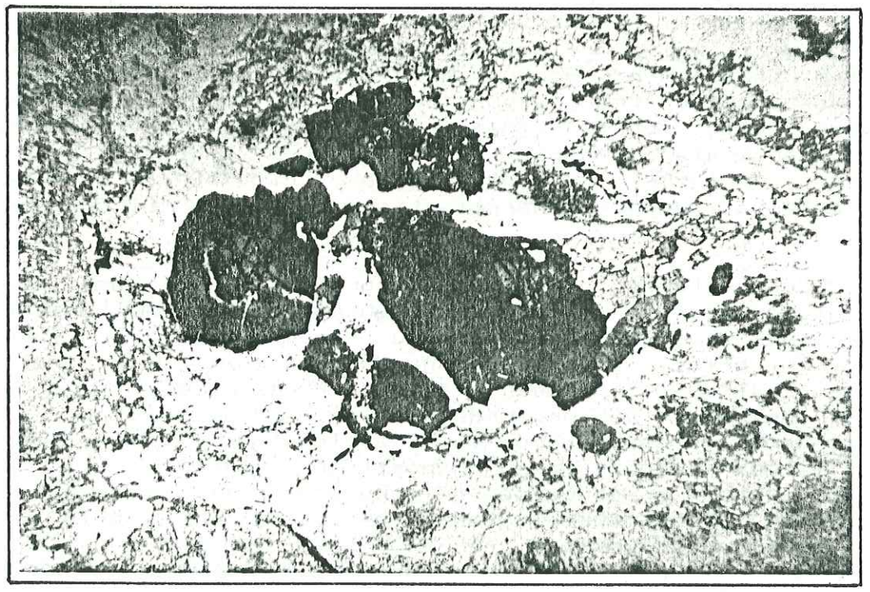


Figure 79 : Microfilonnet pegmatitique à Tourmaline dans un tuf à cristaux - Lumière naturelle - x63

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

7.3.4. Les veines minéralisées :

a - L'indice du Lautaret :

Le massif de Combeynot possède un indice minéralisé bien connu des minéralogistes : l'indice du Lautaret ou indice des Clochettes . Il se situe sur l'Arête des Clochettes, à 2550 m et fit l'objet d'une exploitation artisanale au milieu du siècle dernier. Picot et al (1963), Picot (1970, 1973), Voisset (1975) puis Leroy (1984) ont décrit précisement la minéralisation, tout-à-fait exceptionnelle, de cet indice qui se présente en minces filonnets, décimétriques, alignés selon une direction de fracture N110 et recoupant le socle gneissique et leptynitique. A l'affleurement, se distinguent des minerais de cuivre comme la bornite , massive, la chalcopyrite et le cuivre-gris , associés à divers carbonates de cuivre (malachite, azurite). L'ensemble est emballé dans une gangue chlorito-quartzeuse réduite. En sections polies, Picot puis Leroy distinguent trois associations, classées par affinité, et correspondant à trois phases minéralisatrices se téléscopant sans discontinuité :

- Un groupe mispickel (Fe As S) - cassitérite (Sn O2) - cobaltite/allocasite (Co As S) : association à Co, Sn et As, typique des gîtes hydrothermaux liés à un magmatisme acide. Ce groupe correspond à la première phase minéralisatrice, à une température voisine de 350°C.

- Un groupe tennantite (Cu12 As4 S13) - aikinite (Cu Pb Bi S3) - wittichénite (Cu3 Bi S3) où Bi et Cu apparaissent au cours d'une deuxième phase hydrothermale à 200-250 °C, dans un milieu enrichi en soufre. Cette paragénèse et encore typiquement acide et Voisset (1975) lui associe la molybdénite (Mo S2).

- Un groupe bornite - chalcopyrite - roguésite (Cu In S2) constitue le dernier groupe minéralisé, à sulfures de Cu et In. Cette association traduit un changement de chimisme des fluides minéralisateurs, dont l'affinité basique est incontestable. D'autre part, la présence de tellurures (hessite - Ag2 Te -, mélonite - Ni Te2 -, tétradymite - Bi2 Te2 S-) dans la bornite est caractéristique des minéralisations de nature volcanogène.

L'indice du Lautaret présente un grand intérêt non seulement métallogénique pour la variété des groupes minéralisés, mais également génétique pour la compréhension du schéma général de formation du complexe. En effet, le téléscopage de deux types de minéralisation : acide et basique, permet d'envisager la présence d'un corps magmatique basique en profondeur, lié au magmatisme de la série acide, et dont les seuls témoins à l'affleurement seraient représentés par les filons doléritiques, en position hypo-volcanique, ce qui est en accord avec la présence des tellurures. Cette interprétation reste du domaine de l'hypothèse, tant que les liens génétiques entre la séquence acide et basique ne sont pas déterminés. Elle permet toutefois d'expliquer la variation dans le temps et sans discontinuité du chimisme des fluides minéralisateurs.

b - La minéralisation des Rochers des Sources de la Guisane :

Un indice minéralisé a été redécouvert et fut probablement exploité en même temps que l'indice des Clochettes, mais sa minéralisation est plus classique. Il se situe également sur un fracture N110, recoupant le socle du complexe. La minéralisation est répartie en amas discontinus disposés parallèlement au sein d'un filon bréchique à éléments anguleux de gneiss et à gangue quartzeuse, piquetée de mouchetures de chlorite. La minéralisation est formée de blende , galène et chalcopyrite .

c - Les minéralisations dispersées :

Dans le Vallon du Petit Tabuc, en rive droite, à la côte 1800 m, des échantillons de granite minéralisé ont été rencontrés en éboulis. Il s'agit d'une minéralisation en minces filonnets discontinus mais également en imprégnation dans la roche, d' hématite massive et de galène .

7.4. Conclusion :

L'activité hydrothermale a joué un rôle important dans l'histoire tardi-à post-magmatique du complexe. Elle s'exprime par une altération en masse des roches du complexe conduisant à une albitisation des unités, particulièrement développée dans les microgranites porphyriques, et une chloritisation du mica initial, plus intense dans le granite 1, combinant une concentration en Na, Fe et Mg et un départ de Si et K.

Au toit du granite 1, l'activité plus intense et/ou plus concentrée des fluides conduit à la formation de poches d'albitites à chlorite où le lessivage de Si et K est total. Dans l'encaissant, les fluides hydrothermaux ont contrôlé la mise en place de filons de nature variés traduisant la présence de B et peut-être de CO2, ainsi que d'indices minéralisés chargés en éléments économiques qui permettent de suggérer l'hypothèse d'un corps magmatique basique mis en place peu de temps après l'intrusion des coupoles granitiques.

8. LES FACIES GRANITIQUES DE L'EYCHAUDA :

Dans le Vallon de l'Eychauda, ou Vallon de Chambran, les faciès granitiques représentant la bordure nord-orientale du granite d'Ailefroide - Pic de clouzis, sont intrusifs dans les faciès du socle gneissique constitué de gneiss migmatitiques et d'anatexites (cf 1° partie). Les faciès étudiés se situent en rive droite du torrent de l'Eychauda à partir de 2000 m d'altitude. Ils constituent la zone de Séguret Foran et le verrou du lac de l'Eychauda. Il s'agit de faciès de granite fin saccharoïde , associés à des faciès microgranitiques, et à d'autres, légèrement orientés et à tendance rhyolitique représentant une bordure figée . Sur le terrain, le granite fin, de teinte rose, est très similaire au granite à grain fin de Combeynot : la roche est très leucocrate, le quartz abondant et la chlorite rare. Les faciès de bordure montrent, dans une pâte

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

microgrenue à microlitique, des phénocristaux abondants de quartz globuleux et de feldspaths automorphes orientés.

Au microscope, le granite fin possède les mêmes constituants minéralogiques que le granite de Combeynot (fig. 80) : quartz 40-45 %, microcline 35 %, albite 20 - 25 %, biotite/chlorite 1 - 3 %.

(1) Le quartz est précoce et apparaît essentiellement en cristaux automorphes arrondis à subhexagonaux
(2) L'albite est également automorphe est précoce, mais participe également en petits cristaux, au remplissage intergranulaire tardif en association avec le quartz
(3) Le microcline est xénomorphe, tardif, en cristaux engrenés associés au quartz et à l'albite. Quelques sections automorphes poecilitiques sont observées et la maclé de Baveno est très fréquente dans les deux feldspaths
(4) La chlorite est franchement interstitielle, associée à des lentilles de quartz et à de la magnétite à l'interclivage. Elle contient en inclusion des zircons et des apatites . Elle dérive d'un mica interstitiel probablement ferrifère comme le suggèrent les teintes vert foncé à vert-bouteille et le pléochroïsme intense de la chlorite
(5) Les minéraux accessoires sont représentés par la magnétite , le zircon , l'apatite et l'allanite .

Les faciès microgranitiques développent de belles structures granophyriques et les bordures figées rhyolitiques montrent une pâte microlithique fluidale témoignant de la cristallisation rapide d'un liquide granitique encore en mouvement. Les faciès granitiques de l'Eychauda, par leur structure, leur minéralogie et les relations texturales entre minéraux rappellent tout à fait les caractères du granite 2 à grain fin de Combeynot. Les bordures figées, à tendance rhyolitique, sont ici beaucoup plus développées (elles constituent en effet la totalité du verrou du lac de l'Eychauda) mais ceci ne peut être dû qu'à une simple différence de niveau d'érosion entre les deux domaines.

Les faciès granitiques de Combeynot et de l'Eychauda sont tout à fait comparables et il est intéressant de signaler à nouveau la similitude de faciès (au moins macroscopique) entre le granite à gros grain de Combeynot et certains granites de la bordure orientale du Haut-Dauphiné, et notamment le granite d'Ailefroide - Pic de clouzis dont les faciès granitiques de l'Eychauda ne représentent que la bordure nord-orientale. A défaut d'une étude pétrographique plus poussée de ce massif granitique, il convient cependant de souligner la convergence de faciès entre les domaines de Combeynot et de l'Eychauda, et par la suite, entre ces domaines et celui des granites alcalins subsolvus.

9. CONCLUSION :

Le granite de Combeynot est constitué de deux unités concentriques distinctes correspondant à deux épisodes successifs de mise en place. Les convergences pétrographiques et minéralogiques confirment le cogénétisme entre les deux unités d'une part, entre le granite de Combeynot, le réseau filonien et les émissions volcaniques d'autre part. Cette association spatiale entre des formations volcaniques, hypovolcaniques et plutoniques, ainsi que la présence de bordures

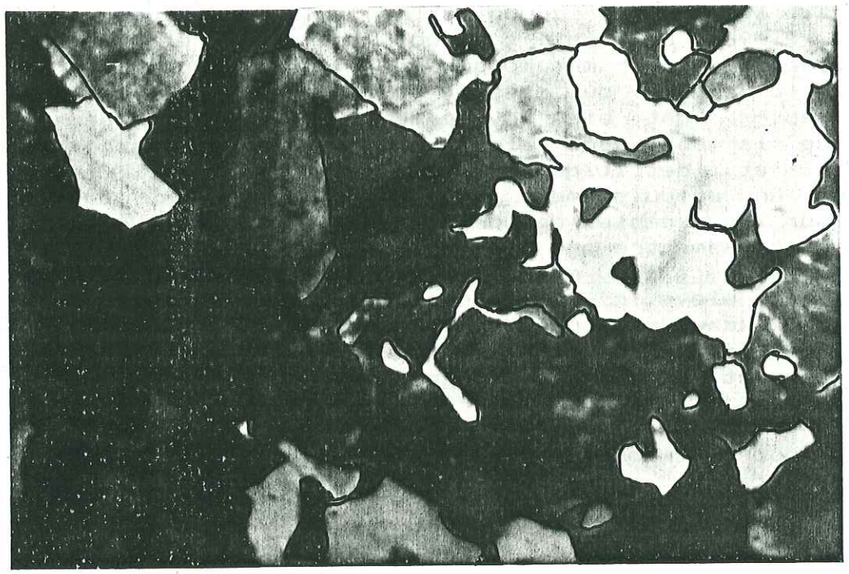


Figure 80 : Aspect microscopique d'un granite fin de l'Eychauda (bordure nord-orientale du granite d'Ailefroide-Pic de Clouzis) - Lumière polarisée - x25

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

figées au contact de l'encaissant confère un caractère subvolcanique pour la totalité du complexe de Combeynot .

De plus, la disposition annulaire du réseau filonien périphérique ainsi que la structure concentrique des unités granitiques permettent de qualifier le complexe de Combeynot de complexe annulaire subvolcanique . Ainsi, la comparaison structurale avec les complexes annulaires alcalins qui ressortait de l'étude pétrographique du réseau filonien trouve désormais sa justification à l'échelle de tout le complexe.

Bien que la profondeur de mise en place soit difficile à estimer, dans le cas de Combeynot, du fait de la tectonique alpine, il est probable que l'installation des coupoles se soit effectuée à un niveau structural élevé. En effet, l'auréole thermique des granites a permis de développer un léger métamorphisme de contact sur les grauwaches de la bordure orientale du massif, qui représentent des dépôts de surface. Ceux-ci ont bien évidemment été enfouis par les effets combinés de la subsidence caldeirique et de la surcharge des produits volcaniques et détritiques postérieurs mais il est difficile d'envisager un enfouissement de plus de 1000 à 1500 m (données obtenues sur les exemples de Corse et de l'Esterel ; Vellutini, 1977). Il faut donc admettre que les unités granitiques se soient mises en place au maximum à 1500 m sous la surface . D'autre part, à un niveau structural si élevé, c'est le mode d'intrusion passif par subsidence en chaudron (cauldron subsidence) qui semble le plus envisageable en l'absence de figures de plissement ou de redressement de la foliation dans l'encaissant, à proximité du granite.

Un autre apport important de cette étude est constitué par la comparaison établie entre le granite de Combeynot et les granites subsolvus des provinces alcalines. L'analogie est basées sur des critères :

- pétrographiques : la minéralogie (avec ses particularités spécifiques), la séquence de cristallisation, les relations texturales entre minéraux sont celles des granites alcalins subsolvus,
- structuraux : la mise en place des différentes unités lithologiques, organisées au sein d'un complexe annulaire subvolcanique, est caractéristique du magmatisme alcalin.

Cette analogie repose également sur l'activité hydrothermale post-magmatique du complexe. En effet, Bonin (1982) souligne que : "En Corse, les roches altérées sont des granites hyperalumineux à biotite, hypersolvus ou subsolvus, transformés en albitites à chlorite ". De même, les enclaves microgrenues sombres, reliées ou non à une masse basique à l'affleurement et montrant des évidences d'hybridation avec les corps granitiques sont courantes dans les complexes alcalins (complexes corses de Porto, de Misane ; complexe de l'île de Skye, Ecosse). Enfin, l'activité magmatique des complexes alcalins se termine souvent par la mise en place de filons rectilignes basiques représentés par des dolérites, des lamphrophyres et felsites. La présence de filons doléritiques tardifs dans le massif de Combeynot, qui peuvent être associés au magmatisme du complexe comme le suggère la succession des paragénèses de l'indice minéralisé du Lautaret, constitue un argument supplémentaire qu'il reste cependant à vérifier par la géochimie.

Cette étude pétrographique fournit ainsi trois apports principaux :

- Reconnaissance d'un complexe annulaire subvolcanique
- Analogie avec les granites subsolvus à biotite des provinces alcalines
- Cortège basique à mettre en relation avec les unités granitiques
- Systèmes hydrothermaux conduisant à la formation d'albitites à chlorite

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE III : STRUCTURE DU COMPLEXE DE COMBEYNOT

1. INTRODUCTION

2. RAPPEL DES DONNEES

3. POSITION STRUCTURALE DES UNITES

4. INTERPRETATION ET DISCUSSION

   4.1. Hypothèse 1
   4.2. Hypothèse 2
   4.3. Discussion

5. CONCUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. INTRODUCTION :

L'examen des faciès du socle du complexe de Combeynot a montré l'influence de la déformation sur le contrôle des faciès et des structures pétrographiques. Les phases de déformation sont probablement multiples et il est alors très difficile de les associer à une phase tectonique particulière. Parmi celles-ci, la tectonique alpine a été très vigoureuse sur cette bordure nord-orientale du Haut-Dauphiné et a engendré des écaillages et chevauchements, jalonnés de couloirs mylonitiques. S'il est aisé de reconnaitre ces structures de déformation alpine sur les faciès du complexe de Combeynot (Vallon du Petit Tabuc), il devient délicat de les mettre en évidence sur les faciès du socle, déjà déformé avant la phase alpine.

Ainsi, la compréhension et l'essai d'interprétation de la structure du complexe doit tenir compte à la fois des données de terrain et des enseignements de l'étude pétrographique qui a permis de définir le mode de gisement du complexe -subvolcanique et annulaire- et les relations entre granites, filons et volcanites.

2. RAPPEL DES DONNEES :

La zone la plus intéressante pour étudier les modalités d'agencement des formations est la face nord du massif de Combeynot (Planche 1), où l'ensemble des faciès sont représentés.

Les points suivants sont à prendre en compte :

(1) les filons sont les plus représentés (+ de 95 %) parmi les formations installées dans le socle. Ils montrent une disposition annulaire et sont le plus souvent en concordance avec la foliation du socle. Celui-ci semble ainsi avoir contrôlé la mise en place des unités.

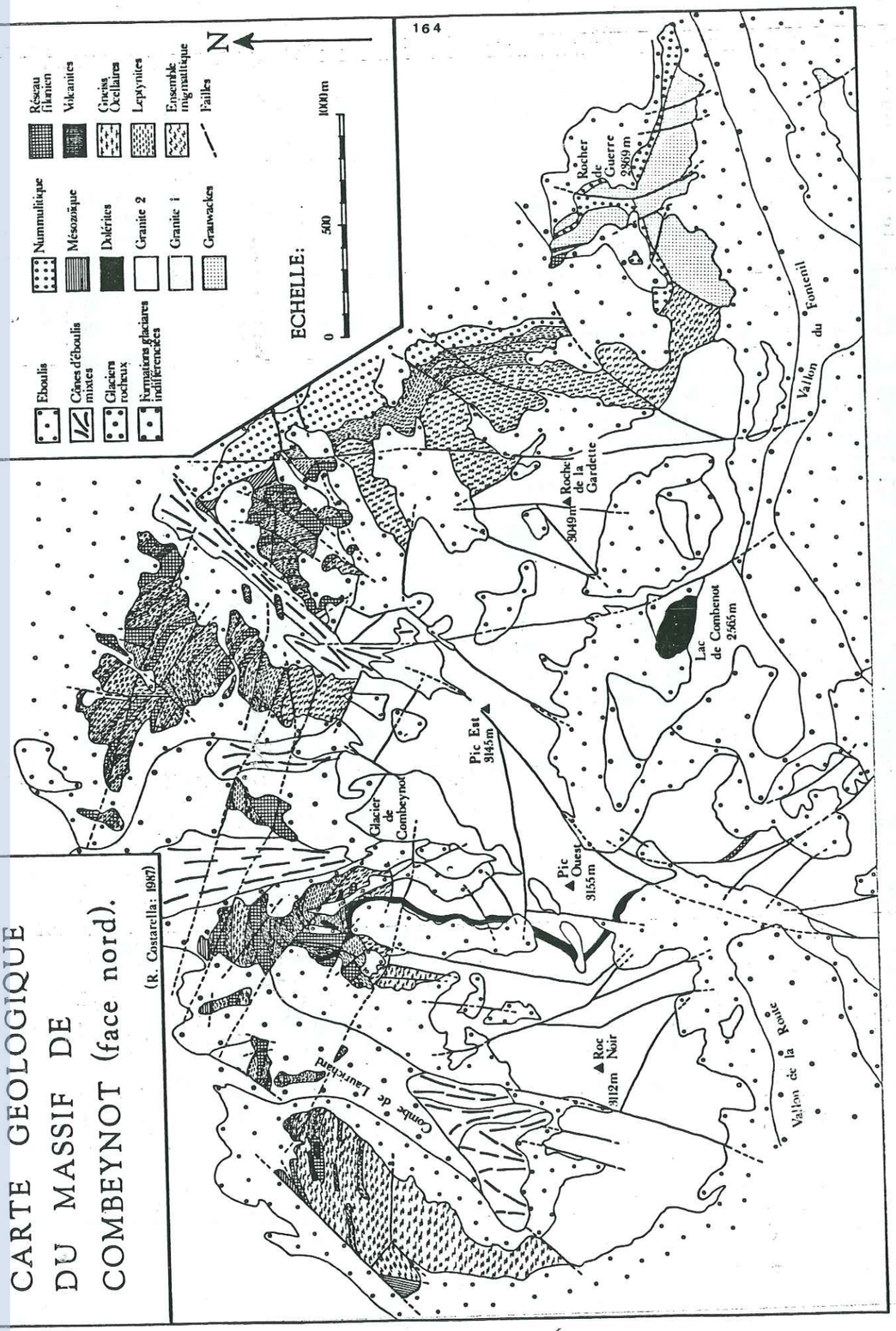
(2) les formations volcaniques affleurent essentiellement à la base structurale de la série, soit en concordance, soit en discordance avec le socle et les filons microgranitiques et rhyolitiques.

(3) cette association filons-volcanites rappelle le mode de gisement de l'étage superficiel des complexes annulaires (Vellutini, 1977).

(4) le granite de Combeynot est constitué de deux unités concentriques distinctes, et cette liaison spatiale avec les filons et volcanites, qui sont cogénétiques, confère à l'ensemble du complexe son caractère annulaire subvolcanique.

(5) la mise en place des unités, à ce niveau structural élevé, s'est probablement effectué par subsidence en chandron ; mode d'intrusion le plus fréquemment envisagé pour les complexes subvolcaniques.

LEGENDE
tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010



CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE COMBEYNOT (face nord).

(R. Costarella: 1987)

Planche 1 :

3. POSITION STRUCTURALE DES UNITES :

La planche 2 présente quatre coupes sériées de la face nord de Combeynot (reportées sur la figure 6) et permet de visualiser les positions relatives des formations les unes par rapport aux autres.

Plusieurs points se dégagent de ces coupes :

(1) L'ensemble du massif cristallin de Combeynot est chevauchant sur la série triasique, illustrant ainsi le caractère allochtone du massif, isolé tectoniquement du reste du Haut-Dauphiné (cf. Chapitre VI).

(2) Le caractère chevauchant des unités granitiques de Combeynot sur le socle et les séries filonniennes et volcaniques, défini par l'observation de contacts toujours tectoniques entre granite et encaissant ainsi que par la géométrie d'agencement des unités (les filons et volcanites plongent "sous" le granite).

(3) La position particulière des formations volcaniques à la base structurale du massif (coupes 2 et 4) mais également en contact concordant avec les filons (coupe 3) où un mince niveau d'ignimbrites surmonte un microgranite porphyrique.

Ce dernier point est très important et constitue également une contrainte à l'élaboration d'un modèle structural.

En l'absence de données microstructurales précises, ce modèle est basé sur la géométrie et le mode de gisement du complexe, dont la mise en place s'accompagne de fractures annulaires ou radiaires dans lesquels s'installent les feuillets coniques et/ou filons annulaires concentriques.

L'interprétation de la structure du complexe dépend de l'attribution des microgranites et rhyolites filoniens à l'un ou l'autre de ce type de fractures.

4. INTERPRETATION ET DISCUSSION :

4.1. Hypothèse 1 : Les microgranites et rhyolites fluidales se mettent en place dans des fractures concentriques.

Dans ce cas, il faut admettre que l'emplacement de ces fractures est conditionné par la structuration du socle puisque les filons sont en général concordants avec la foliation de celui-ci.

Dans ce modèle, et en faisant abstraction de la déformation alpine, les premiers filons viennent injecter le socle, accompagné en surface d'émissions volcaniques et des structures d'effondrements. Puis, l'activité magmatique et la subsidence caldeirique se poursuivant, ils viennent se mettre en place au sein des volcanites elles-mêmes (planche 3,A). Ce dynamisme de mise en place explique ainsi les contacts observés entre filons (hypovolcaniques) et produits

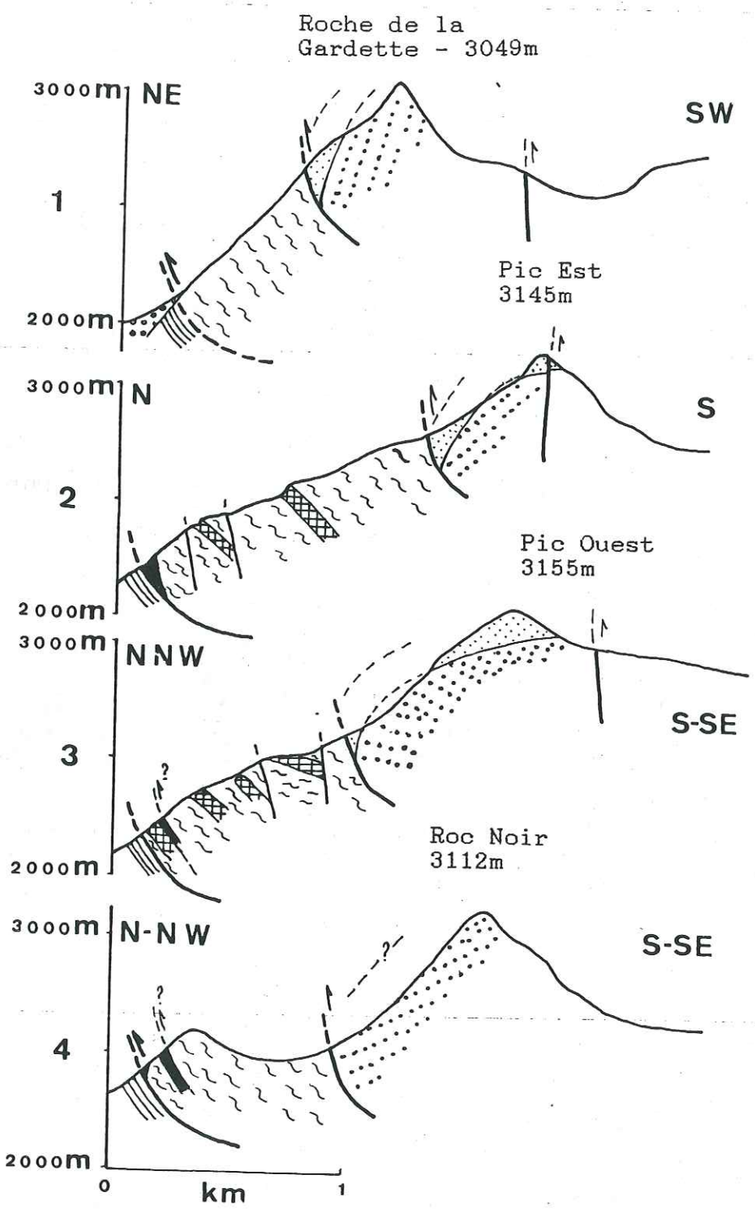


Planche 2 : Coupes sériées de la face nord de Combeynot

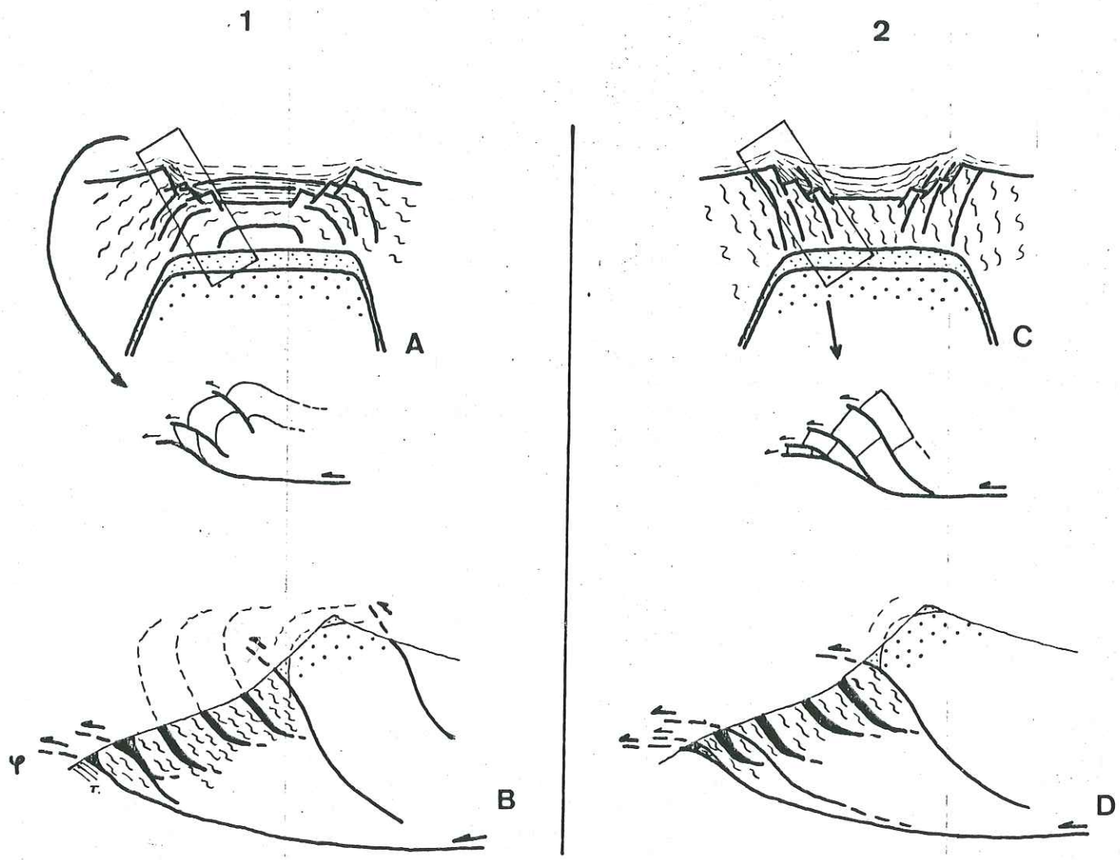


Planche 3 :

Présentation par coups schématiques des deux hypothèses de mise en place du complexe

1- A : les filons sont installés dans des fractures concentriques
B : l'ensemble est inversé et chevauche le Trins

2- C : les filons sont des feuillets coniques
D : l'ensemble est écaillé et chevauche le Trias
(cette même figure pourrait s'adapter à l'hypothèse A en considérant l'autre bordure de la caldeira)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

volcaniques de surface, par la chronologie de mise en place.

Ce modèle implique alors, pour parvenir à l'agencement actuel des formations, de considérer l'ensemble de la "pile" volcanites-filons-granites, (1) soit en position inverse ; il pourrait alors s'agir du flanc inverse d'un pli accompagnant le chevauchement frontal de Combeynot, (2) soit en position normale et agencée par une série d'écailages (en considérant l'autre bordure de la caldeira).

4.2. Hypothèse 2 : Les microgranites et rhyolites fluidales se mettent en place dans des fractures radiaires.

Il s'agit alors de feuillets coniques, contrôlés de la même manière par la structuration du socle, et représentant en partie les filons d'alimentation des produits volcaniques de surface, dans lesquels les feuillets postérieurs viennent s'installer (planche 3,C).

Dans ce cas, la série est en position normale et l'agencement actuel est le reflet d'une tectonique d'écaillages relayant le chevauchement frontal de Combeynot (planche 3, D).

4.3. Discussion :

Les deux hypothèses présentées sont volontairement cloisonnées pour la simplicité de l'exposé. Il est bien évident que, dans ce type de mise en place, feuillets coniques et fractures concentriques se succèdent selon le dynamisme éruptif et l'énergie interne du magma. Les deux modes de gisement sont ainsi probablement représentés dans le massif de Combeynot. Ils reflètent suivant les cas, le caractère concordant ou discordant des filons avec la foliation du socle dont la géométrie, avant l'épisode magmatique, conditionne la validité et/ou la prédominance de l'une et l'autre des hypothèses.

En dernier lieu, c'est l'analyse en détail des structures et microstructures de déformation du socle et des contacts entre celui-ci et les volcanites qui doivent permettre de préciser la structure actuelle du massif. Mais cette étude est rendue délicate par la nature polyphasée de la déformation des gneiss encaissants.

5. CONCLUSION :

Cet essai d'interprétation de la structure du complexe de Combeynot montre qu'il convient à la fois de tenir compte de l'analyse des déformations et du mode de mise en place des unités ; c'est la raison pour laquelle ce chapitre est abordé après l'étude pétrographique. Celle-ci a permis de mettre en évidence le gisement annulaire et subvolcanique du complexe. La comparaison avec ces mêmes structures interprétées et décrites dans d'autres secteurs et préservées de déformation ultérieure, conduit à la définition d'un modèle de mise en

place qui, bien que présenté sous forme de deux hypothèses distinctes pour la clarté de l'exposé, procède d'une même logique et conditionne l'interprétation de la tectonique alpine.

Cette dernière reste difficile à déchiffrer dans l'état actuel des connaissances sur le massif de Combeynot. Elle est caractérisée par une série d'écaillages et de chevauchements, avec ou sans plissement frontal, qui bouleverse complètement l'agencement des unités. De son étude précise et détaillée, dépend la compréhension de l'ensemble de la structure du complexe de Combeynot.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE IV : TYPOLOGIE DES ZIRCONS DU COMPLEXE DE COMBEYNOT

1. INTRODUCTION

2. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DU RESEAU FILONIEN
   ET DES FORMATIONS VOLCANIQUES :

   2.1. Le réseau filonien
   2.2. Les formations volcaniques
   2.3. Les formations volcano-détritiques
   2.4. Les filons de la zone Grangettes-Eychauda
   2.5. Conclusion

3. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DES FORMATIONS PLUTONIQUES :

   3.1. Le granite de Combeynot
   3.2. Les faciès granitiques de l'Eychauda

4. CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

I. INTRODUCTION :

La méthode proposée (Pupin, 1976) permet de préciser les conditions physico-chimiques du milieu de cristallisation des roches magmatiques. Appliquée aux granitoïdes, la typologie des zircons apparait comme très discriminante, à partir du diagramme I.A./I.T. (cf fig. 26), pour distinguer les grandes familles de roches granitiques et préciser leur pétrogénèse. Utilisée en pétrologie comparée, les caractères typologiques et morphologiques du zircon permettent également de définir les ensembles cogénétiques ; les termes laviques et les bordures figées se situant logiquement en deçà des termes plus largement grenus dans le diagramme typologique (Pupin, 1981).

La typologie des zircons du complexe de Combeynot doit ainsi permettre de tester :

(1) le cogénétisme entre les différentes formations
(2) les conditions thermo-dynamiques du milieu de cristallisation
(3) l'appartanence de la série à l'une des grandes familles magmatiques.

2. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DU RESEAU FILONIEN ET DES FORMATIONS VOLCANIQUES :

2.1. Le réseau filonien

Les populations de zircons de 4 microgranites porphyriques et de 2 rhyolites fluidales ont été étudiées et leur distribution est présentée sur le diagramme I.A./I.T. (fig. 81). La répartition spatiale sur le diagramme, relativemment étalée, ainsi que l'allure des T.E.T, qui dérivent vers la gauche du diagramme semblent, à priori, peu logiques par rapport aux évolutions classiques proposées par la méthode. Or l'étude pétrographique de ces formations a montré qu'elles pouvaient contenir de rares enclaves énallogènes (caractère plus affirmé pour les rhyolites fluidales), de taille variable. Les zircons de ces enclaves, quand elles sont centimétriques et donc difficiles à séparer mécaniquement, se retrouvent évidemment dans les populations et masquent ainsi les tendances d'évolution typologique des populations de zircon des formations.

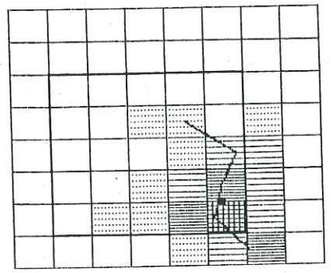
Il convient donc de faire, pour ces horizons, des diagrammes de sous-population, qui permettent d'annuler ces "effets parasites". La figure 82 montre la répartition des sous-populations après cette correction. Cette méthode, quelque peu subjective, doit être employée avec beaucoup de prudence ; il est notamment très difficile d'attribuer les types centraux (S13-S18-S22) à l'une ou l'autre des sous-populations. Ces réserves étant formulées, il semble plus cohérent de discuter des diagrammes de sous-population pour rendre compte des tendances d'évolution du zircon des microgranites porphyriques et rhyolites fluidales.

Les cristaux sont automorphes à subautomorphes, de couleur claire, légèrement teintés dans les tons brun-beige, jaune ou violet et quelques fois très bruns à presque opaques.
Il sont rarement zonés et renferment une grande quantité de microlites et/ou cristaux aciculaires d'apatites, disposés parallèlement aux faces cristallines ainsi que des inclusions vitreuses sous forme de bulles ou de canicules, piégeant parfois

TYPOLOGIE DES ZIRCONS

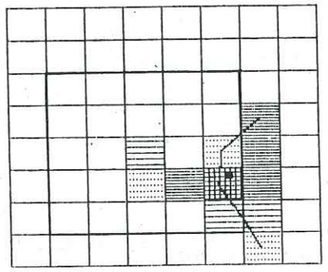
REF.echantillon.....R1
Nature.....MICROGRANITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...149
Nombre d'indeterminés.....55

$\bar{A}$=588 $\bar{T}$=657



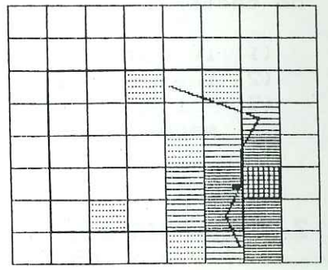
REF.echantillon.....C20
Nature.....MICROGRANITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...76
Nombre d'indeterminés.....33

$\bar{A}$=616 $\bar{T}$=574



REF.echantillon.....C61
Nature.....MICROGRANITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...107
Nombre d'indeterminés.....36

$\bar{A}$=632 $\bar{T}$=617



REF.echantillon.....C2.31
Nature.....MICROGRANITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...126
Nombre d'indeterminés.....38

$\bar{A}$=600 $\bar{T}$=625

REF.echantillon.....C63
Nature.....RHYOLITE FLUIDALE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...105
Nombre d'indeterminés.....44

$\bar{A}$=559 $\bar{T}$=616

REF.echantillon.....C2.72
Nature.....RHYOLITE FLUIDALE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...108
Nombre d'indeterminés.....45

$\bar{A}$=538 $\bar{T}$=537

0-<2%
2-<5%
5-<10%
10-<20%
20-<40%
≥ 40%

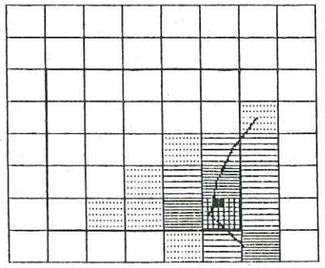
Figure 81 :

Distribution typologique des populations de zircons du réseau filonien

TYPOLOGIE DES ZIRCONS

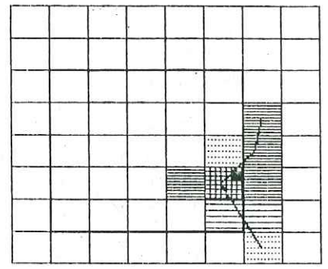
REF.echantillon.....R1
Nature.....MICROGRANITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...146
Nombre d'indeterminés.....55

$\bar{A}$=593 $\bar{T}$=666



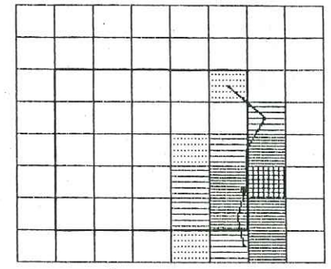
REF.echantillon.....C20
Nature.....MICROGRANITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...73
Nombre d'indeterminés.....33

$\bar{A}$=633 $\bar{T}$=578



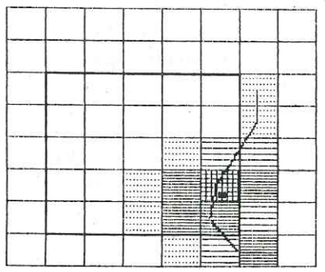
REF.echantillon.....C61
Nature.....MICROGRANITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...104
Nombre d'indeterminés.....36

$\bar{A}$=644 $\bar{T}$=625



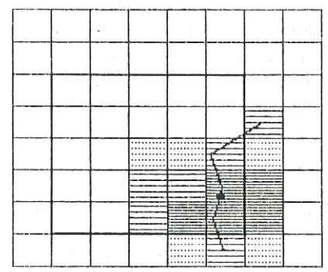
REF.echantillon.....C2.31
Nature.....MICROGRANITE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...124
Nombre d'indeterminés.....38

$\bar{A}$=606 $\bar{T}$=629



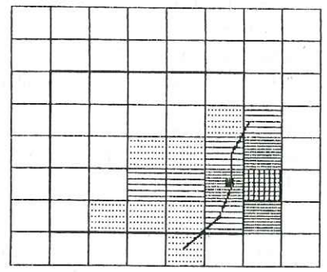
REF.echantillon.....C63
Nature.....RHYOLITE FLUIDALE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...99
Nombre d'indeterminés.....44

$\bar{A}$=587 $\bar{T}$=635



REF.echantillon.....C2.72
Nature.....RHYOLITE FLUIDALE
Lieu de prelevement.....COMBEYNOT
Nombre de zircons comptes...91
Nombre d'indeterminés.....45

$\bar{A}$=615 $\bar{T}$=593



0-<2%
2-<5%
5-<10%
10-<20%
20-<40%
≥ 40%

Figure 82 :

Distribution typologique des sous-populations de zircons du réseau filonien

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

des microlites. Les groupements cristallins suivant l'axe c et les lacunes de croissance sont fréquents. L'ensemble de ces caractères est en accord avec le nature hypovolcanique des filons.

Les zircons de ces formations développent essentiellement les types S et P, avec une forte fréquence des sous-types S20-S24-S25-P, ainsi que les types J et D, toujours représentés, dans des proportions de 1 à 10%. Les sous-types U sont peu développés (1 à 5%).

Les populations présentent des indices A et T élevés : 572 < A < 644 et 578 < T < 666. Ces valeurs témoignent d'une température de cristallisation élevée, de l'ordre de 800° C, dans un milieu alcalin relativemment pauvre en eau. Les T.E.T. de chaque population montrent des pentes proches de la verticale (cf fig. 82), indiquant un milieu de composition chimique relativemment constante, avec une tendance à l'enrichissement en alcalins en fin de cristallisation, favorisant le développement de cristaux de type P (P2-P1).

Le champ représentatif des points moyens des populations (fig. 83), ne montre qu'une légère dispersion selon l'axe de l'indice T, traduisant ainsi le caractère peu évolué des filons du point de vue de la cristallisation du zircon ; l'évolution des cristaux est figée par la trempe rapide de ce matériel hypovolcanique. D'autre part, les deux populations de rhyolite fluidale se situent très sensiblement à gauche des microgranites dans le diagramme alors qu'aucun caractère morphologique ne les distinguent de ceux-ci. Plutôt que le reflet d'une évolution magmatique, cette disposition semble due à la contamination des populations des rhyolites fluidales par celles des enclaves, plus nombreuses, qu'elles contiennent.

Ce champ de répartition se situe dans un domaine intermédiaire entre celui des rhyolites calco-alcalines défini par Pupin (1980) et celui des rhyolites des provinces alcalines anorogéniques de Corse (les filons ne représentant pas de produits laviques s.s.), les points moyens du réseau filonien de Combeynot se surimposent parfaitement à ceux des populations à fort indice T, dans le domaine des plutoniques alumineuses et alcalines. Après l'étude pétrographique et structurale du réseau filonien, la typologie des zircons permet ainsi d'appuyer la comparaison avec les provinces alcalines.

2.2. Les formations volcaniques :

Deux échantillons de tufs à cristaux et un échantillon d'ignimbrites ont fait l'objet d'un comptage des populations de zircons (fig. 84). Là encore, et de manière plus accusée que pour le réseau filonien, la contamination des populations des laves par celle des enclaves nécessite, avec les mêmes prudences, d'effectuer des sous-populations (fig.85).

Les cristaux sont automorphes à subautomorphes et toujours de couleur claire, aux teintes brunes, beiges, jaunes ou violettes. De même que pour les zircons des filons, les inclusions, les groupements cristallins et les lacunes de croissance sont fréquents et soulignent le caractère volcanique.

Comme pour les filons, les types S et P et les sous-types S20, S24, S25, et P4 sont les plus représentés. L'indice A est compris entre 546 et 611 et l'indice T entre 587 et 634, traduisant une température de cristallisation de 800° C et un milieu alcalin.

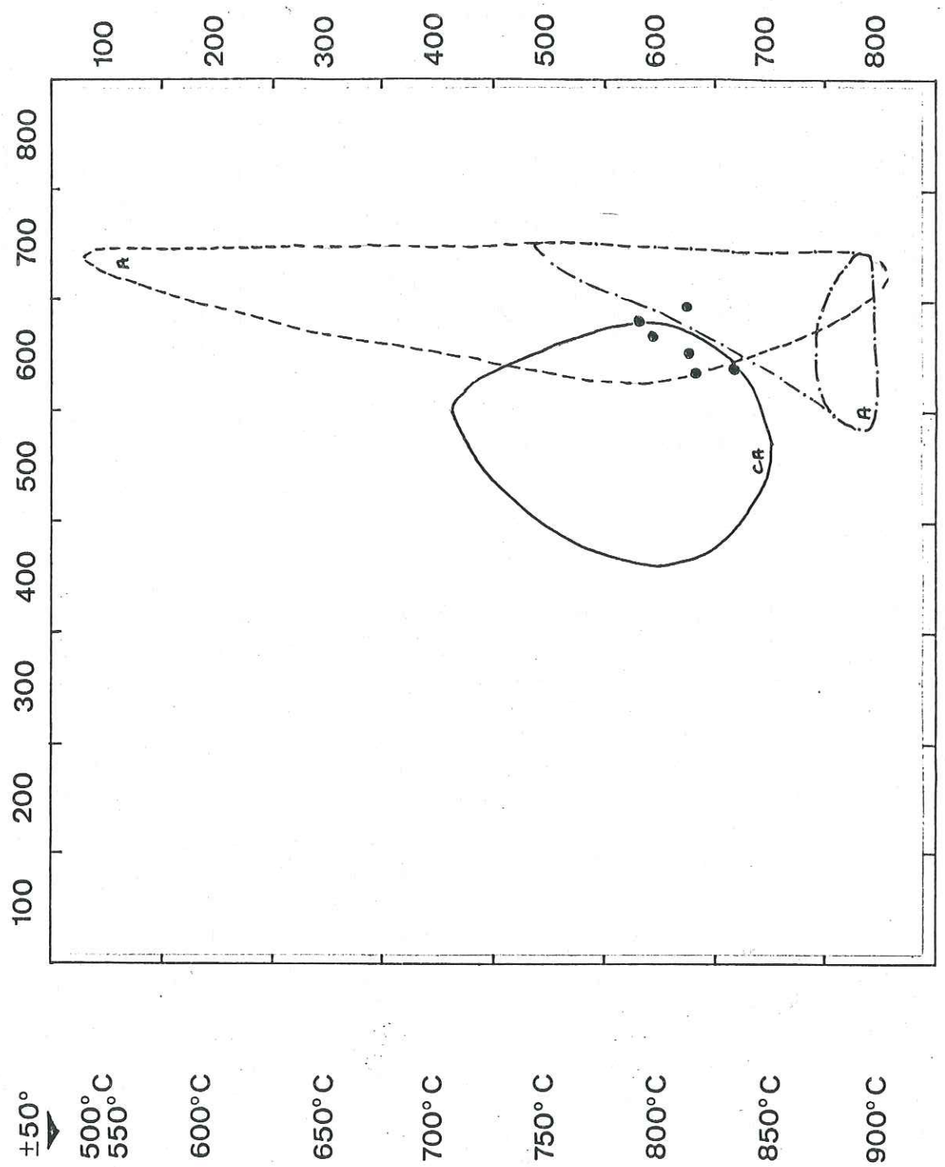


Figure 83 : Répartition des points moyens des populations de zircons du réseau filonien dans le diagramme typologique
rhyolites calco-alcalines
rhyolites alcalines
plutonites alcalines

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

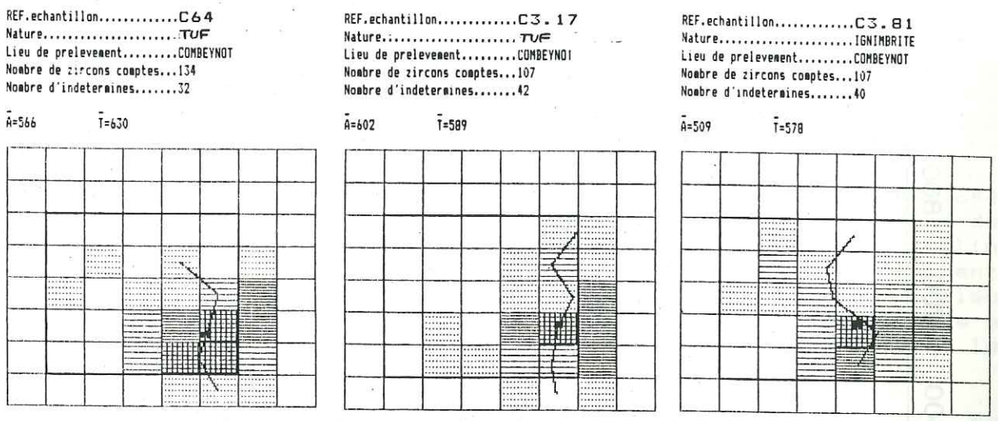


Figure 84 : Distribution typologique des populations de zircons des tufs et ignimbrites rhyolitiques

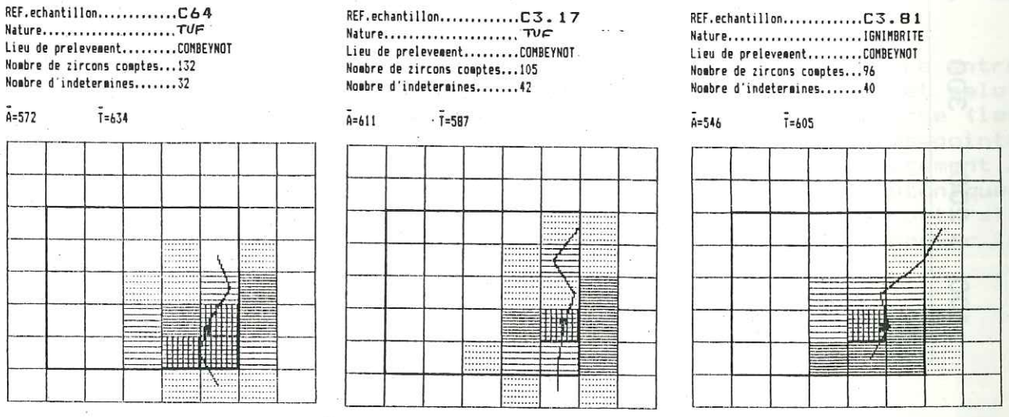


Figure 85 : Distribution typologique des sous-populations de zircons des tufs et ignimbrites rhyolitiques

Le champ représentatif de ces volcanites se situe sur la bordure droite du domaine des rhyolites calco-alcalines (fig. 86). Par rapport au réseau filonien, les points moyens montrent une dérive vers la gauche du diagramme I.A./I.T., qui trouve probablement son origine dans la contamination par les zircons des enclaves infracentimétriques qui peuvent être très nombreuses, comme dans le cas des ignimbrites dont l'échantillon correspondant est le plus excentré par rapport aux filons. Il est ainsi probable que sans cet effet, le champ des volcanites recouvrirait celui des filons, confirmant ainsi le cogénétisme entre les formations comme le suggèrent également les autres caractères morphologiques du zircon (couleur, qualité des formes cristallines, groupements cristallins, lacunes de croissance...).

2.3. Les formations volcano-détritiques :

L'étude des zircons des grauwackes doit être considérée avec réserves. En effet, les deux populations étudiées ne comprennent pas un nombre suffisant de cristaux pour être représentatives d'un point de vue typologique et le nombre de cristaux indéterminés peut atteindre de grandes proportions (64% pour l'échantillon C72). Elle permet toutefois d'obtenir des indications importantes sur la ou les zones d'alimentation du volcano-détritisme.

La distribution des zircons dans les diagrammes I.A./I.T. (fig. 87), témoigne de l'hétérogénéité du matériel source et traduit l'origine polygénique des grauwackes dans lesquels trois types de zircons se distinguent : (1) des zircons "d'anatexie" représentés par les sous-types L1, S7, S12, (2) des zircons "calco-alcalins", S13, S18, S19 et, (3) des zircons "subalcalins" à "alcalins", S20, S25, P3, P4, P5 et D.

Ces populations ne sont autres que celles décrites précédemment pour les migmatiques, les gneiss ocellaires et les filons et volcanites de Combeynot. Elles suggèrent ainsi une alimentation des formations volcano-détritiques par les roches du massif de Combeynot et confirme également la comtemporanéité entre ces formations et les volcanites de Combeynot.

2.4. Les filons de la zone Grangettes-Eychauda :

Les deux populations étudiées proviennent de filons microgranitiques recoupant les migmatites (1) au niveau de la terminaison sud du rocher de l'Yrêt en rive gauche du vallon de Chambran, (2) au niveau du col des Grangettes, à 2680m.
La répartition sur le diagramme I.A./I.T. est très différente de celle des filons de Combeynot (fig. 88).

Les cristaux sont subautomorphes à subarrondis, généralement incolores, limpides, parfois légèrement teintés en brun-violacé. Ils renferment peu ou pas d'inclusions, essentiellement constituées de bulles allongées en chapelet selon l'axe c, ou disposés de manière concentrique autour de noyaux reliques. Les inclusions "en flaques" et les groupements cristallins prismatiques sont fréquents.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

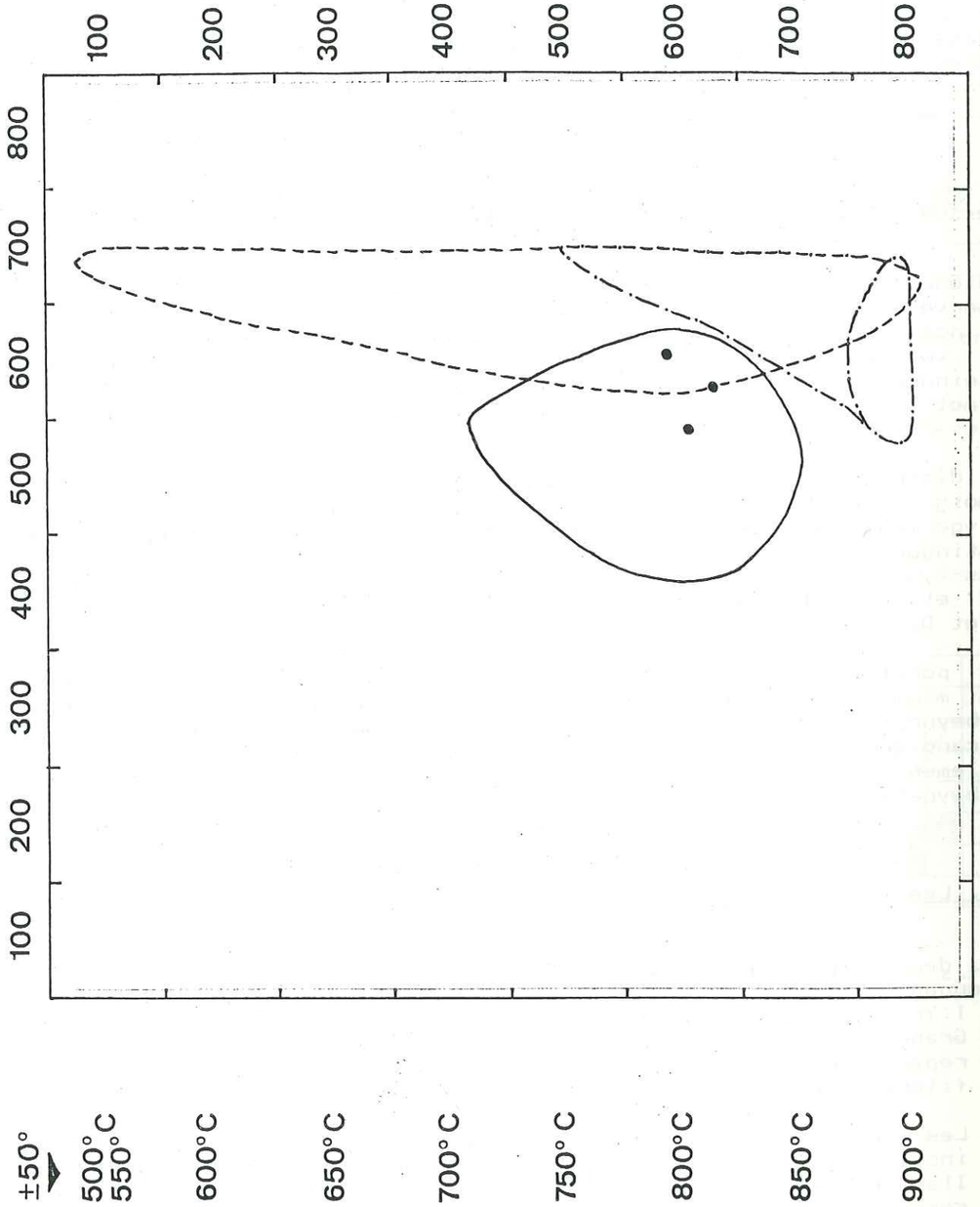


Figure 86 : Répartition des points moyens des populations de zircons des tufs et ignimbrites rhyolitiques dans le diagramme typologique ; même légende que figure 3

TYPOLOGIE DES ZIRCONS

REF.echantillon.....C72
Nature.....GRAUWACKE
Lieu de prelevement.....ROCHER DE GUERRE
Nombre de zircons comptes...39
Nombre d'indeterminés.....25

$\bar{A}$=429 $\bar{T}$=486

REF.echantillon.....C3.73
Nature.....GRAUWACKE
Lieu de prelevement.....PETIT TABUC
Nombre de zircons comptes...18
Nombre d'indeterminés.....6

$\bar{A}$=458 $\bar{T}$=533

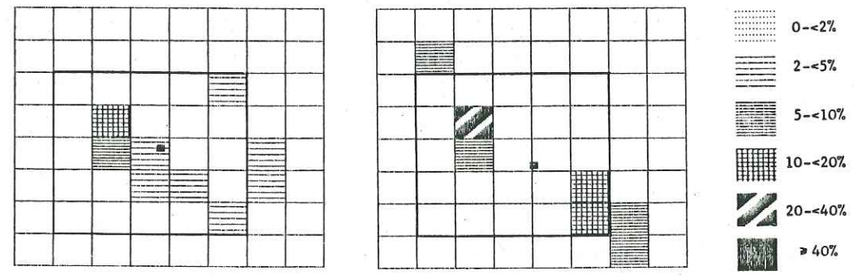


Figure 87 : Distribution typologique des populations de zircons des grauwackes

REF.echantillon.....C3.93
Nature.....MICRO-MONZOGRANITE
Lieu de prelevement.....EYCHAUDA
Nombre de zircons comptes...104
Nombre d'indeterminés.....36

$\bar{A}$=300 $\bar{T}$=378

REF.echantillon.....C4.15
Nature.....MICRO-MONZOGRANITE
Lieu de prelevement.....GRANGETTES
Nombre de zircons comptes...106
Nombre d'indeterminés.....35

$\bar{A}$=325 $\bar{T}$=387

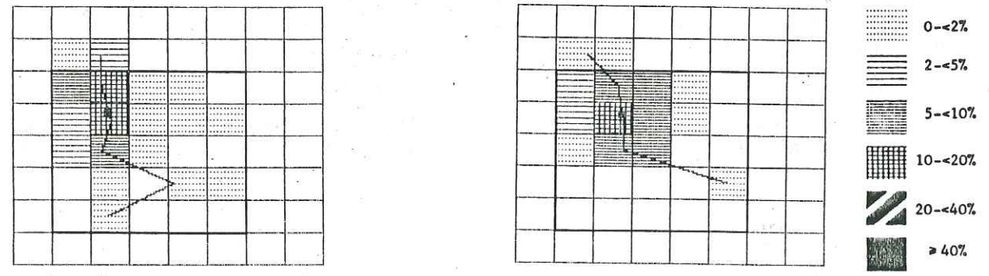


Figure 88 : Distribution typologique des populations de zircons des filons de la zone Grangette-Eychauda

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

Le type S est largement représenté (sup. à 95%) avec dominance des sous-types S2, S7, S8 et S12. Le type L apparait également dans de faibles proportions (inf. à 5%) et la pyramide (112), caractéristique des milieux hyperalumineux s'observe également, donnant les sous-types SZ1 et SZ2. Les indices A et T sont faibles : 300 < A < 325 et 378 < T < 387 et indique une température de formation relativemment faible (700°-750° C) en milieu alumineux hydraté.

Ces populations se placent dans le domaine des roches anatexiques s.l. (fig. 89), les caractères cités plus haut correspondant à ceux de zircons recristallisés des migmatites. Ces roches constituent donc des faciès de microgranites d'anatexie, s'opposant totalement aux populations des filons et volcanites de Combeynot, aux indices A et T élevés.

L'étude de la typologie des zircons permet ainsi de confirmer l'absence de filiation, déjà soulignée par l'étude pétrographique, entre les domaines de Combeynot et de l'Eychauda en ce qui concerne les filons microgranitiques.

2.5. Conclusion :

Les résultats fournis par l'étude typologique des populations de zircons des filons et volcanites de Combeynot permettent de préciser les conditions de formation des matériaux et de tester leurs liens génétiques :

(1) Les caractères typologiques et morphologiques des cristaux soulignent le cogénétisme entre filons et volcanites de Combeynot, la contemporanéité entre ce matériel et les formations volcano-détritiques, l'indépendance entre les domaines de Combeynot et de Grangettes-Eychauda.

(2) Les microgranites, rhyolites fluidales et volcanites de Combeynot sont caractérisés par des zircons ayant cristallisé dans un milieu alcalin pauvre en eau, à une température de l'ordre de 800° C.

(3) Ils contiennent des zircons provenant de leurs enclaves et correspondant probablement aux cristaux du socle, entraînant une dérive des points moyens vers la gauche du diagramme I.A./I.T., ce qui tend à les distinguer nettement des rhyolites alcalines.

(4) Les microgranites porphyriques et les filons de rhyolites fluidales se situent dans le domaine des plutoniques alcalines de Corse ce qui souligne à nouveau les convergences avec les filons des complexes annulaires, révélées à la suite de l'étude pétrographique et structurale.

(5) Les filons de la zone Grangettes-Eychauda représentent des faciès d'anatexie, probablement liés aux faciès des migmatites dans lesquels ils sont intrusifs et avec lesquels ils montrent les mêmes caractéristiques typologiques.

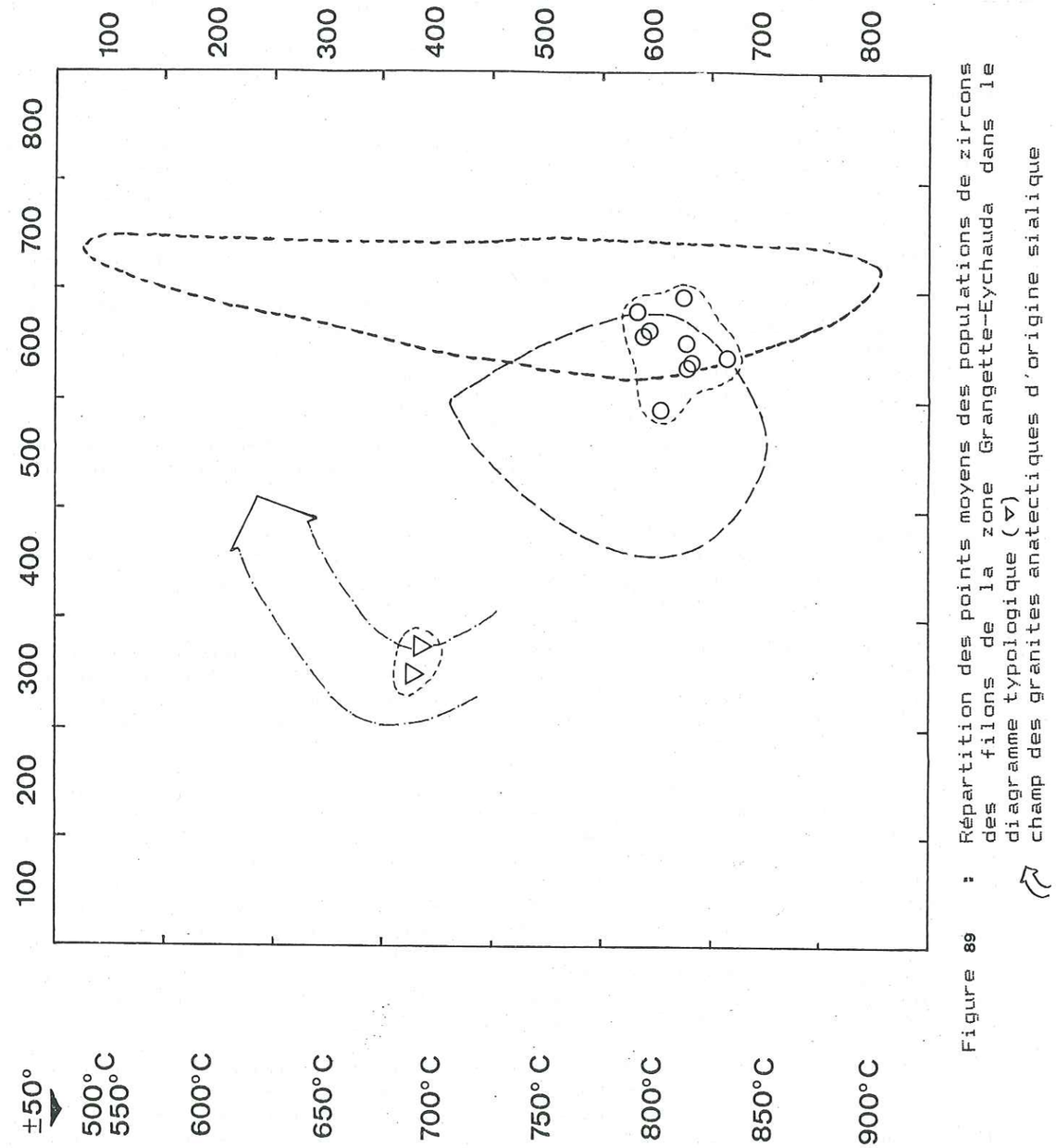


Figure 89 : Répartition des points moyens des populations de zircons des filons de la zone Grangette-Eychauda dans le diagramme typologique (▽) champ des granites d'origine sialique

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

3. TYPOLOGIE DES ZIRCONS DES FORMATIONS PLUTONIQUES :

3.1. Le granite de Combeynot :

Neuf échantillons sont étudiés parmi lesquels six représentent la granite 1 à gros grain, prélevés à Combeynot, aux Têtes de Ste Marguerite et au Grand Tabuc, et 3 correspondent au granite 2 à grain fin dont les échantillons C2.34 et C3.42 représentent des bordures figées.

La répartition dans le diagramme I.A./I.T. est très homogène ; les T.E.T. de chaque population présentent le même profil (fig.90) :

> Les cristaux sont automorphes à subautomorphes, généralement colorés dans les tons bruns ou violets. Ces teintes, quand à elles sont prononcées, masquent en partie les faces cristallographiques et rendent souvent difficile la détermination optique. Le zonage fin et régulier est très fréquent et quelques excroissances peuvent être observées (croissance épitaxique de minéraux accessoires ?). Les inclusions sont nombreuses et de plusieurs tupes : (1) inclusions d'apatites microlitiques ou trapues, (2) inclusions aciculaires et vitreuses piégeant des microlites (biphasées), (3) bulles de retrait et inclusions globulaires sombres. La présence de quelques cristaux tabulaires dans les sous-types les plus différenciés et de lacunes de croissance est également à signaler.

La présence d'inclusions vitreuses (avec ou sans microlites piégés), de bulles de retrait, de microlites aciculaires et de lacunes de croissance milite en faveur d'une origine subvolcanique, ce qui confirme l'étude pétrographique et structurale.

Les zircons du granite présentent une forte fréquence d'individus à pyramide (101) seule, développent ainsi largement le type P (environ 70° des cristaux), associé de manière subordonnée au sous-type T, à pyramide (301). Sont également représentés les types S (10 à 30°) et les sous-types D et G.

L'indice A reste très élevé (642 < A < 684) indiquant un milieu alcalin relativement constant comme en témoignent les pentes subverticales des T.E.T., tandis que l'indice T montre des variations sensibles depuis les bordures figées, à indice T élevé (582 et 636), aux unités granitiques (573 < T < 490) à indice T plus faible traduisant une température de formation de l'ordre de 800° C pour les unes, à 750° pour les dernières. Les points moyens des bordures figées se situent ainsi en déçà, dans le diagramme I.A./I.T., de ceux des granites 1 et 2 soulignant de ce fait que la cristallisation des zircons des bordures figées a été interrompue par la trempe brutale de ce matériel au contact de l'encaissant.

D'autre part, l'examen des zircons des unités plutoniques ne laisse transparaître aucune variation entre les deux unités granitiques, du Nord au Sud du secteur étudié. De plus, les similitudes dans la forme, la nature des inclusions, la couleur... tendent à conforter le cogénétisme entre les granites 1 et 2 et le réseau filonien et les volcanites de Combeynot ; les microgranites et rhyolites se situant également logiquement à des valeurs d'indice T plus élevés dans la suite de cristallisation théorique d'un magma de composition chimique donnée (fig. 91).

Le fait remarquable de cette étude typologique du granite de Combeynot réside dans sa situation dans le domaine des plutoniques alcalines

TYPOLOGIE DES ZIRCONS

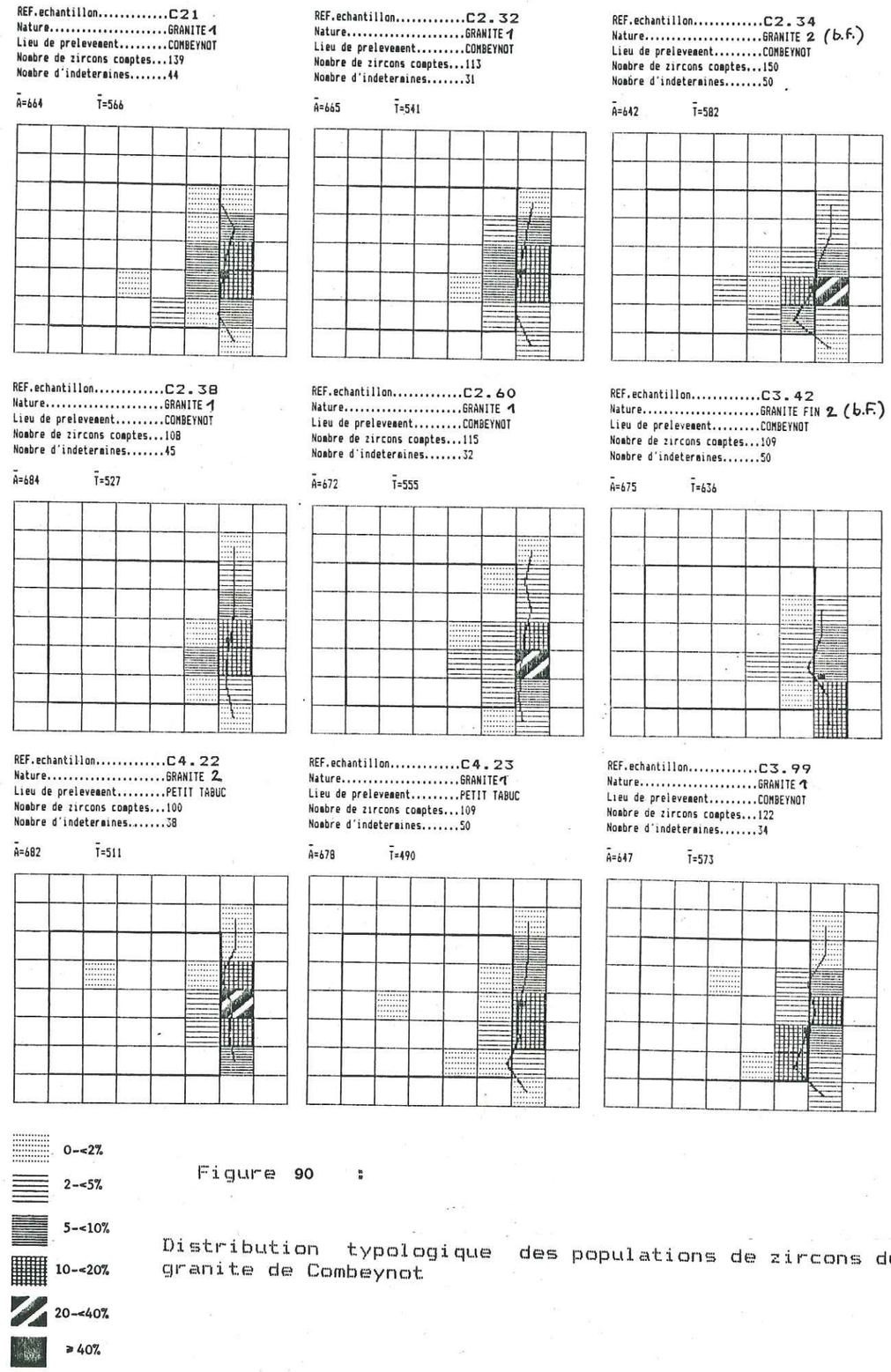


Figure 90 :

Distribution typologique des populations de zircons du granite de Combeynot

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

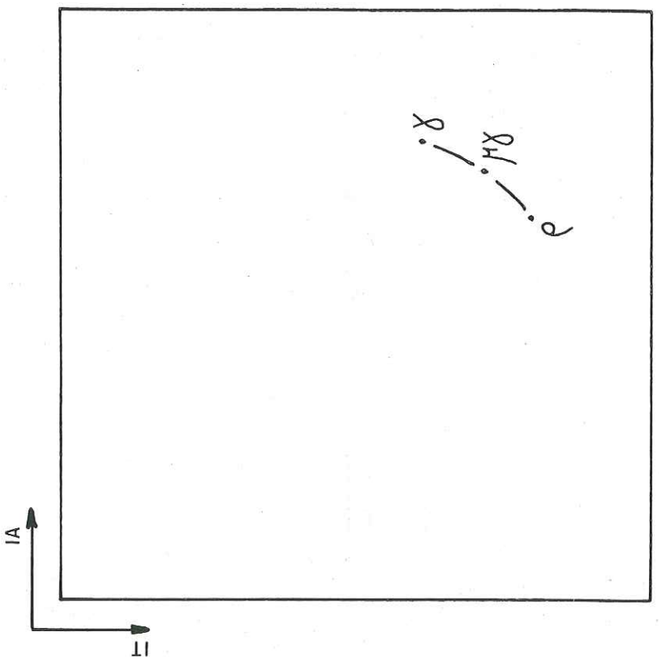


Figure 91 : T.E.T. théorique et position relative des unités cogénétiques dans le diagramme typologique
γ : granite
μγ : microgranite
ρ : rhyolite

(Tessier, 1979 ; Pupin, 1980) défini sur l'exemple des granites corses, et plus précisemment dans le champ des granites alcalins subsolvus (fig. 92). Cette conclusion constitue un argument supplémentaire, appuyé par le caractère subvolcanique du granite, pour comparer le compexe de Combeynot aux complexes annulaires alcalins des provinces anorogéniques.

3.2 Les faciès granitiques de l'Eychauda :

Les deux échantillons étudiés proviennent de la rive droite du vallon de Chambran, au niveau du verrou du lac de l'Eychauda ; l'échantillon C3.95 représente une bordure figée et C3.92 un faciès de granite fin. La répartition dans le diagramme I.A./I.T. est homogène et bien typée (fig. 93).

> Les cristaux présentent les mêmes caractères que ceux du granite de Combeynot dans la forme et les teintes, les inclusions et le zonage fin et régulier.

Le type P est également dominant (80%), associé au type S et au sous-type D. L'indice A est très élevé (672 et 681) traduisant un milieu alcalin et l'indice T est très élevé pour la bordure figée C3.95 (T = 634) et plus faible pour le granite fin C3.92 (T = 546) témoignant ainsi d'une cristallisation moins rapide de ce dernier.

Les points moyens de ces deux faciès se situent dans le champ de variation du granite de Combeynot, ce qui confirme la parenté entre les deux domaines pour les roches plutoniques (fig. 94) et rapproche ainsi le complexe de Combeynot des faciès fins de la bordure septentrionale du granite d'Ailefroide - Pic de Clouzis.

4. CONCLUSION :

La typologie des zircons du complexe de Combeynot a permis de souligner et d'affirmer les tendances révélées lors de l'étude pétrographique :

(1) parenté de l'ensemble des formations plutoniques et volcaniques acides du complexe et caractère subvolcanique de ce dernier conforté par les spécificités morphologiques des zircons,

(2) définition d'un milieu de cristallisation alcalin, contrôlant la présence du type P, au chimisme relativement constant au cours de la cristallisation (T.E.T. subverticales),

(3) estimation de la température de cristallisation des zircons à 800° C pour les microgranites filoniens et les bordures figées des unités granitiques, à environ 750° C pour ces dernières,

(4) appartenance des faciès filoniens et plutoniques au domaine des plutonites alcalines défini en Corse, alors que les termes laviques se démarquent plus nettement du champ des rhyolites alcalines reconnues à ce jour (ce caractère pouvant ne résulter que des effets de contamination des enclaves inclues),

(5) liens génétiques entre les faciès granitiques de Combeynot et de l'Eychauda, mais absence de filiation entre les filons

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

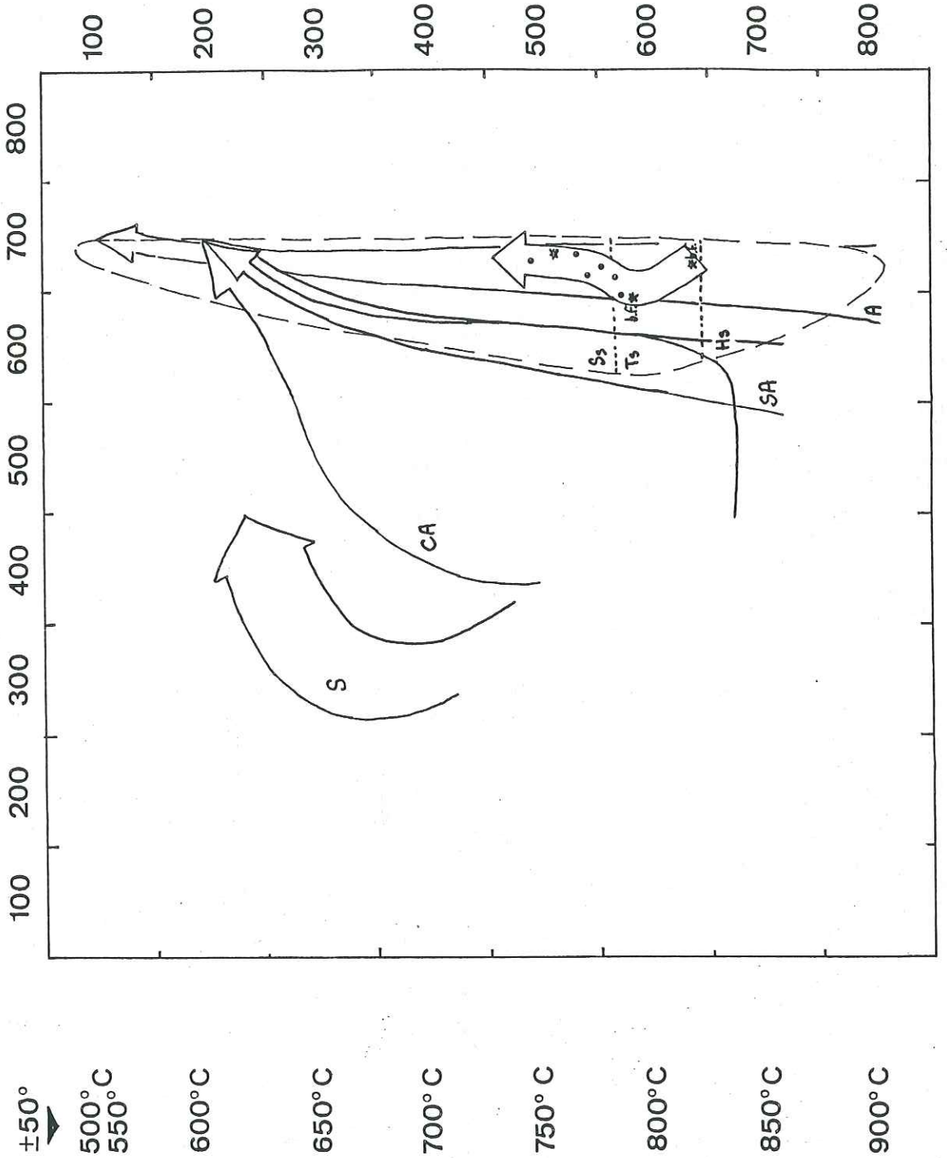
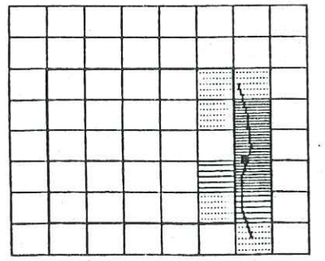


Figure 92 : Répartition des points moyens des populations de zircons du granite de Combeynot dans le diagramme typologique
S : répartition des granites d'origine sialique
CA : répartition des séries calco-alcalines
SA : répartition des séries subalcalines
Hs, hypersolvus
Ts, transsolvus
(...) : plutonites alcalines

REF.echantillon.....C3.92
Nature.....GRANITE FIN
Lieu de prelevement.....CHAMBRAN
Nombre de zircons comptes...134
Nombre d'indeterminés.....86

Ā=681 T̄=548



REF.echantillon.....C3.95
Nature.....MICROGRANITE (b.f.)
Lieu de prelevement.....EYCHAUDA
Nombre de zircons comptes...156
Nombre d'indeterminés.....95

Ā=672 T̄=634

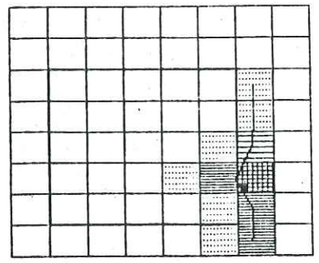


Figure 93 : Distribution typologique des populations de zircons des faciès granitiques de l'Eychauda

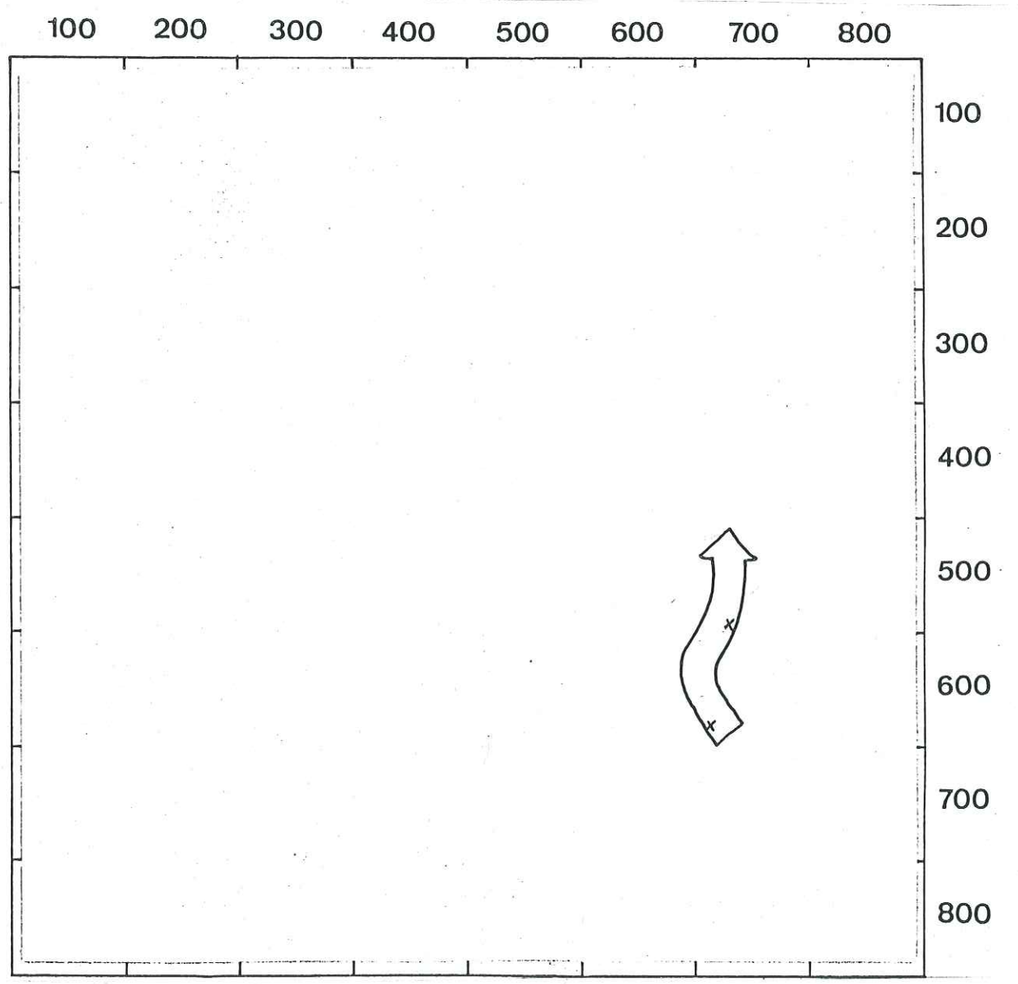


Figure 94 : Répartition des points moyens des populations de zircons des faciès granitiques de l'Eychauda dans le diagramme typologique
T.E.T. de différenciation du granite de Combeynot

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

microgranitiques de ces domaines, contrairement aux conclusions de Lacombe (1970).

L'examen des populations de zircons du complexe de Combeynot suggère une nouvelle fois l'analogie avec les complexes annulaires des provinces alcalines anorogéniques et rejoint ainsi les conclusions de l'étude pétrographique et structurale. La typologie des zircons constitue une approche pétrogénétique très intérressante pour aborder les méthodes analytiques qui doivent, en dernier lieu, tester l'appartenance du complexe à l'une des séries magmatiques.

CHAPITRE V : GEOCHIMIE DU COMPLEXE DE COMBEYNOT

1. INTRODUCTION

1.1. Les objectifs de l'étude géochimique
1.2. Méthode analytique

2. LES ELEMENTS MAJEURS

2.1. Diagrammes de type Harker
2.2. Diagramme Q.Ab.Or
2.3. Diagramme A.F.M.
2.4. Diagrammes de nomenclature
2.5. Diagramme R1.R2
2.6. Synthède des résultats
2.7. Discussion
2.8. Conclusion

3. LES ELEMENTS EN TRACES ET LES TERRES RARES

3.1. Généralités
3.2. Comportement des éléments en traces
3.3. Le couple Rb/Sr
3.4. Les Terres Rares
3.5. Critères géochimiques de la différenciation
3.6. Caractérisation géotectonique de la lignée et définition des matériaux source
3.7. Synthèse des résultats
3.8. Discussion

4. CONCLUSION

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. INTRODUCTION :

1.1. Les objectifs de l'étude géochimique :

L'étude pétrographique et les observations de terrain ont permis de mettre en évidence (1) une chronologie relative de mise en place des unités, (2) des liens cogénétiques entre les différents matériaux, (3) le rôle important joué par les fluides hydrothermaux, (4) la convergence, sur le plan minéralogique et du mode de mise en place, avec les granites alcalins subsolvus à biotite.

Pour pallier les problèmes liés aux phénomènes post et tardi-magmatiques, seuls des échantillons non altérés ont été analysés quand cela a été possible. L'existence de ces phénomènes rend cependant délicate l'analyse géochimique des éléments majeurs. Celle-ci peut apporter toutefois des précisions sur les rapports entre les unités et permet également, par l'utilisation des diagrammes de nomenclature, d'établir des comparaisons avec d'autres séries magmatiques. Elle s'avère cependant insuffisante pour caractériser l'appartenance du complexe à l'une des grandes lignées évolutives.

L'étude géochimique des éléments en traces est indispensable pour comprendre l'histoire magmatique du complexe et rendre compte des processus magmatiques aboutissant aux différentes unités (fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélange, contamination...). Elle permet également de preciser le cadre géotectonique lié au magmatisme et de caractériser les matériaux sources (manteau normal, manteau métasomatisé, croûte inférieure...).

L'analyse des éléments majeurs et en traces, réalisée en étroite relation avec les données pétrographiques et de terrain, doit ainsi permettre :

(1) de typer chimiquement les unités du complexe
(2) de définir les processus magmatiques liés à leur évolution
(3) de les comparer avec d'autres séries magmatiques
(4) d'aboutir à la caractérisation et à la signification géodynamique du magmatisme.

1.2. Méthode analytique :

Une trentaine d'échantillons provenant des différentes unités du complexe ont été analysées pour le dosage des éléments majeurs et des éléments en traces : Rb, Sr, Y, Nb, Zr.

Le dosage des éléments majeurs a été effectué au laboratoire de géochimie de l'Institut Dolomieu à Grenoble (F. Keller, G.Vivier) par fluorescence X à dispersion d'énergie, sur perles. Les éléments en traces ont été analysés à Lyon (J. C. Germanique) par fluorescence X (Philips PW 1410 XRay) sur pastilles.
Un dosage des Terres Rares et des éléménts en traces : U, Th, Hf, Sc, Cs et Ta a été effectué sur 10 échantillons du complexe. Les analyses ont été obtenues par activation neutronique à l'Institut Laue Langevin à Grenoble (R. Oliver, P. Vittoz, G. Vivier).

Les échantillons du complexe de Combeynot proviennent des deux unités granitiques et des microgranites filoniens pour la série plutonique, des rhyolites fluidales et des ignimbrites pour la série plutonique

et/ou volcanique. Pour compléter l'analyse à l'ensemble des matériaux, deux échantillons des enclaves microgrenues et deux échantillons des dolérites filoniennes ont été traités pour établir d'éventuels liens génétiques. Afin de définir les comparaisons nécéssaires avec les granites voisins, trois échantillons provenant des faciès granitiques fins du Vallon de l'Eychauda (terminaison nord-orientale du granite du Pic de Clouzis) et trois échantillons du granite de la Bérarde prélevés dans le Vallon des Etançons ont été analysés. Dans cette même optique, les analyses du complexe de Combeynot sont confrontées :

(1) à celles des autres granitoïdes de la partie est du Haut-Dauphiné (Le Fort, 1973) pour replacer le magmatisme de Combeynot dans son contexte structural.
(2) à celles des lignées subalcalines ou calco-alcalines potassiques, aux caractères pétrographiques et au chimisme proche de ceux du complexe (Ploumanac'h, Barrière 1977 ; Ballons, Pagel et Leterrier 1978, Pagel 1979 ; Quérigut, Leterrier 1972, Fourcade et Allègre, 1981 ; batholite Corso-sarde, Orsini 1979, Cocherie 1984).
(3) à celles des lignées alcalines hyperalumineuses, dont la convergence de caractères tant pétrographiques que dans le mode de gisement mise en évidence ici, nécessite d'être confrontée aux données analytiques (Corse, Bonin 1972, 1982 ; Afrique de l'Ouest, Bowden 1985).

2_LES_ELEMENTS_MAJEURS :

Les analyses des différentes unités du complexe de Combeynot confirment le caractère hypersiliceux des roches (Tableau 10). La relative homogénéité des teneurs en oxydes pour chacune des unités plutoniques (granite 1, granite 2 et microgranites) est également remarquable. Cette homogénéité disparait avec les teneurs des rhyolites fluidales et des ignimbrites, où s'observent des variations importantes des alcalins ainsi que de l'alumine, du fer et de la silice pour des ignimbrites. Ces variations témoignent, pour ces horizons p.p. volcaniques, de l'importance des phénomènes d'altération postérieurs à leur mise en place.

La même remarque peut être formulée pour les analyses des dolérites filoniennes qui, comme le souligne l'étude pétrographique, portent l'empreinte de fortes circulations de fluides (avec dépôts de sulfures aux épontes des filons).

- les_granites_et_microgranites_filoniens :

La forte teneur en silice et la somme des teneurs en Fe2O3 (fer total), MgO et TiO2 peu élevée illustrent le caractère leucocrate de ces roches avec une faible proportion de minéraux colorés. La forte teneur en Fe2O3 par rapport à MgO témoigne de la présence de magnétite et souligne le caractère ferrifère, déjà mentionné, de la biotite chloritisée.

La faible teneur en CaO reflète le caractère alcalin du plagioclase, ce qui confirme l'étude pétrographique. Le rapport K2O/Na2O toujours supérieur à l'unité marque la prédominence du feldspath potassique sur l'albite. Le caractère plus leucocrate du granite 2 est illustré par l'augmentation des teneurs en SiO2 et la diminution de Al, Fe, Mg, Ca, et Ti entre granite 1 et granite 2.

CODES_TRACE_DES_UNITES

• granite 1
* granite 2
△ microgranites
▲ enclaves microgrenues
● dolérites
▽ rhyolites fluidales
■ ignimbrites
□ granite de la Bérarde
ↄ granite de l'Eychauda

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

REF	C2.32	C3.99	C2.38	C2.60	C5.20	C5.21	C4.23	C21	C3.79	C4.22	C2.36	C2.46	C2.88
SIO2	72.74	72.89	73.10	73.33	73.45	73.57	74.25	74.66	76.08	76.13	76.52	76.58	77.07
AL2O3	14.35	14.41	14.15	13.99	14.33	13.34	12.51	13.64	12.88	12.59	12.68	13.10	12.23
FE2O3	2.39	2.11	2.77	2.31	1.94	1.90	3.00	2.33	1.66	1.19	1.62	1.45	1.19
FEO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MGO	0.44	0.10	0.59	0.63	0.40	0.62	0.95	0.55	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
CAO	0.33	0.38	0.20	0.15	0.37	0.38	0.17	0.18	0.39	0.29	0.20	0.20	0.13
NA2O	2.68	3.58	3.11	2.93	3.62	3.37	2.09	2.79	2.50	2.81	2.58	2.64	2.61
K2O	5.10	4.41	4.34	4.23	5.10	4.42	5.21	4.66	5.30	4.79	4.96	5.25	5.17
TIO2	0.27	0.21	0.30	0.25	0.23	0.24	0.37	0.25	0.13	0.10	0.15	0.13	0.09
MNO	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.07	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
P2O5	0.10	0.03	0.08	0.05	0.06	0.06	0.08	0.06	0.04	0.00	0.02	0.04	0.02
H2O+	1.18	1.72	1.12	1.17	1.31	1.35	1.06	1.18	0.53	1.31	0.75	0.60	0.45
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
			g1								g2		
TOTAL	99.61	99.87	99.81	99.08	100.86	99.29	99.75	100.37	99.53	99.23	99.59	100.01	98.99

REF	C2.34	C2.68	C3.41	C2.35	C23	C2.89	C2.81	C.63	C.20	C.61	C3.40	C.64	C2.59
SIO2	77.60	77.43	79.09	58.16	64.90	50.24	53.30	75.64	76.27	77.81	75.25	76.20	76.47
AL2O3	12.48	12.74	12.40	18.82	16.73	15.82	15.06	12.31	12.17	11.97	12.59	12.18	12.92
FE2O3	1.23	1.20	0.74	7.37	5.50	8.76	10.68	1.48	1.56	1.55	1.43	1.48	0.46
FEO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MGO	0.00	0.00	0.00	4.84	2.15	10.02	6.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
CAO	0.29	0.20	0.25	0.89	0.76	3.15	1.08	0.08	0.08	0.10	0.10	0.13	0.09
NA2O	2.87	2.34	2.79	3.81	4.48	3.56	1.18	4.52	4.45	4.09	4.42	3.28	7.31
K2O	4.86	4.87	4.97	2.38	3.97	1.48	4.80	4.24	4.74	4.48	4.83	5.22	1.50
TIO2	0.11	0.09	0.08	0.99	0.74	0.96	4.06	0.07	0.06	0.06	0.09	0.10	0.17
MNO	0.02	0.02	0.01	0.12	0.11	0.12	0.11	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01
P2O5	0.00	0.03	0.02	0.23	0.27	0.20	0.32	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04
H2O+	0.42	0.44	0.38	2.27	2.34	5.79	4.31	0.70	0.46	0.53	0.50	0.61	0.46
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
				e		d		mg				rf	
TOTAL	99.88	99.36	100.73	99.88	101.95	100.10	101.58	99.07	99.83	100.63	99.27	99.25	99.62

REF	C3.10	C3.81	C3.14	B.1	B.3	B.2	C3.95	C3.92	C3.96
SIO2	76.66	74.35	79.17	72.07	74.67	76.97	77.65	80.98	77.31
AL2O3	12.46	14.20	11.11	13.76	13.80	12.52	12.47	10.47	11.53
FE2O3	1.27	2.12	2.09	1.93	1.33	1.29	1.19	0.74	1.25
FEO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MGO	0.00	0.46	0.46	0.47	0.13	0.12	0.00	0.00	0.73
CAO	0.16	0.09	0.06	0.93	0.65	0.36	0.19	0.09	0.16
NA2O	5.20	1.07	0.03	5.14	3.89	3.89	2.57	1.52	3.47
K2O	2.86	6.07	4.60	5.20	5.55	4.76	5.04	5.38	5.81
TIO2	0.05	0.33	0.59	0.28	0.19	0.16	0.10	0.08	0.15
MNO	0.02	0.04	0.01	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01	0.02
P2O5	0.02	0.06	0.10	0.04	0.07	0.02	0.00	0.22	0.00
H2O+	0.31	2.14	2.17	0.56	0.30	0.43	0.43	0.43	0.44
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		i			B			E	
TOTAL	99.01	100.93	100.39	100.42	100.62	100.56	99.67	99.92	100.87

Tableau 10 : données analytiques des éléments majeurs des formations du complexe de Combeynot.

La même évolution peut s'observer du granite 1 aux microgranites avec cependant un caractère nettement plus sodique des microgranites. Ceci peut s'expliquer par l'action des fluides hydrothermaux sodiques qui auront tendance à concentrer le sodium dans ces filons microgranitiques qui servent ainsi de conduits préférentiels pour leur circulation. Cette albitisation s'exprime chimiquement par un remplacement de K par Na ; substitution qui s'observe, dans la roche, par la transformation du feldspath potassique en albite qui présente alors les macles en échiquier caractéristiques, ainsi que par la présence déjà soulignée, d'une phase sodique importante au sein des feldspaths potassiques.

- les enclaves microgrenues :

Les deux échantillons analysés montrent une composition granodioritique. L'étude pétrographique a montré l'hybridation qui peut être importante entre l'enclave et l'encaissant granitique, et les teneurs peu homogènes des oxydes témoignent des variations dans les proportions des minéraux. L'échantillon C23 correspond à un faciès "granitisé" de l'enclave et ce caractère s'exprime chimiquement par une évolution des teneurs vers celles du granite. D'autre part, la faible teneur en CaO par rapport aux alcalins et la valeur élevée du rapport Fe2O3/MgO témoignent respectivement de la nature relativement acide du plagioclase et de la présence d'amphiboles plutôt férrifères (celles-ci n'ayant pu être identifiées car complétement destabilisées en chlorite).

2.1. Diagrammes de type Harker : Oxydes/SiO2

Dans ce type de diagramme (fig. 95), les oxydes sont reportés en fonction de SiO2 utilisé comme indice de différenciation. L'examen des figures montre une corrélation linéaire relativement bonne des enclaves microgrenues aux unités acides. La position des représentatifs des dolérites ne permettent pas d'établir des liens génétiques avec le reste de la série. Les rhyolites fluidales et les ignimbrites montrent quant à elles de grandes dispersions, notamment dans les diagrammes alcalins/silice, qui sont le reflet de procesus non magmatiques : altération, lessivage...
Cette corrélation des faciès acides suggère (1) le cogénétisme entre les différents faciès (2) une évolution de la différenciation du granite 1 au granite 2 dans les termes granitiques. En effet, le granite 2 apparait géochimiquement comme une unité granitique bien distincte, plus différenciée que le granite 1. Ces observations sont en accord avec les données pétrographiques et de terrain, quant à la similitude des faciès d'une part et la chronologie relative de mise en place d'autre part. Elles ne permettent cependant pas la caractérisation du mode de différenciation (fusion partielle ou cristallisation fractionnée).
D'autre part la différenciation entre le granite 1 et le granite 2 est guidée par le fractionnement des minéraux opaques et de la biotite (diminution de Fe2O3, MgO et TiO2), par celui de l'albite (diminution d'Al2O3 et Na2O) et également par celui de l'apatite (diminution de P2O5).

Les faciès granitiques fins de l'Eychauda se situent sur la même ligne d'évolution que celle du complexe, avec des teneurs en oxydes équivalente à celles du granite 2. Une plus grande dispersion s'observe toutefois au niveau des alcalins et de la silice témoignant de l'action des fluides silico-potassiques.

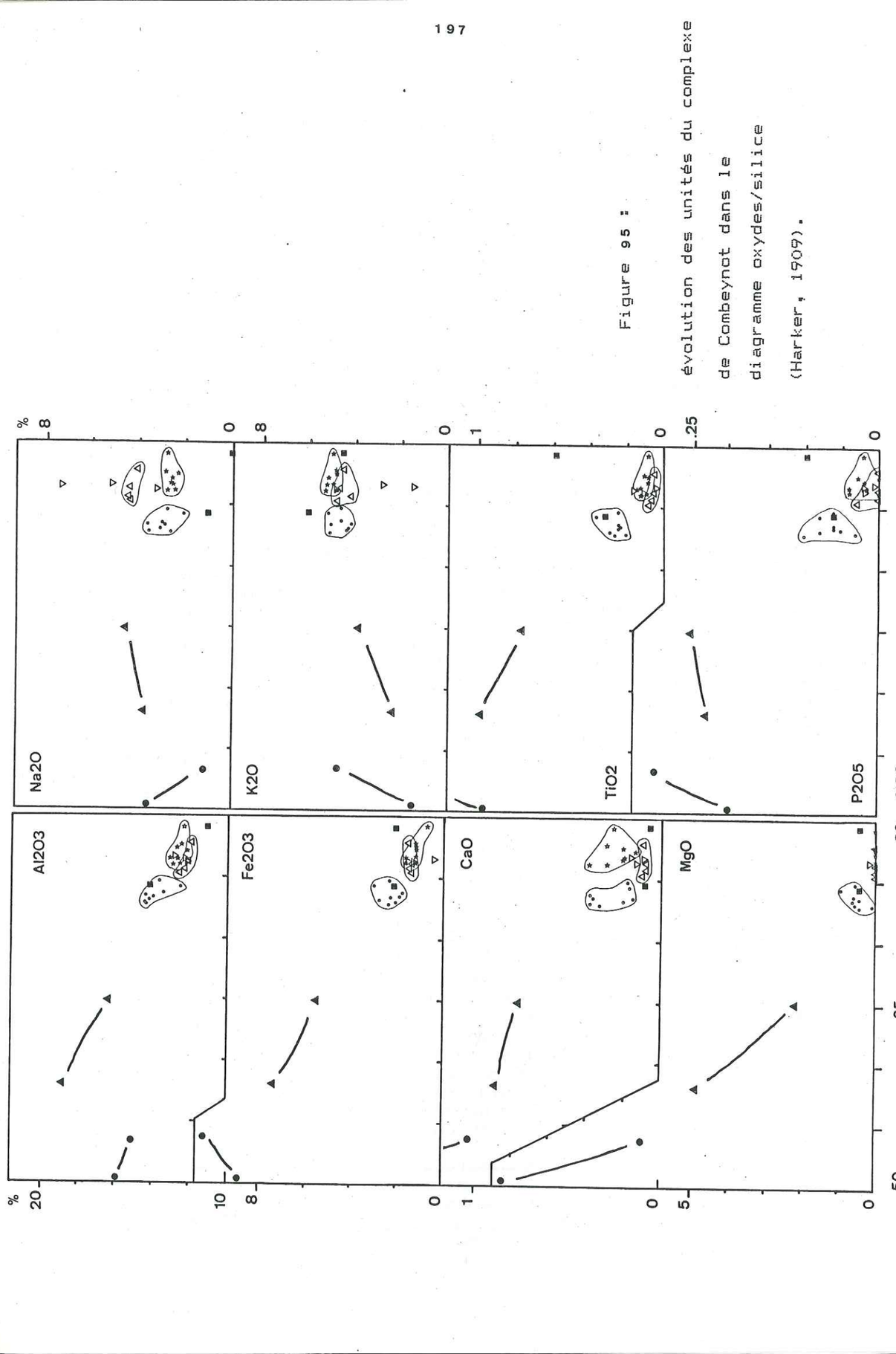


Figure 95 : évolution des unités du complexe de Combeynot dans le diagramme oxydes/silice (Harker, 1909).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

Le granite de la Bérarde se distingue des analyses de Combeynot par un caractère plus sodique et plus calcique. Il reste cependant chimiquement très proche du granite de Combeynot.

2.2. diagramme Q.Ab.Or :

Le triangle Q.Ab.Or de Tuttle et Bowen (1958) permet de situer les minimums thermiques à différentes pressions d'eau (fig. 96).La plupart des points représentant les granites se situent au voisinage des minimums granitiques pour des pressions d'eau de l'ordre de 0,5 à 1 Kb. Ces faibles pressions témoignent d'une mise en place superficielle des unités granitiques ce qui confirme les observations et conclusions de terrain qui suggèrent une profondeur de mise en place de l'ordre de 1 à 2 km.

2.3. Diagramme A.F.M : Na2O + K2O - Fe2O3 - MgO

Ce type de diagramme (fig. 97) illustre le problème lié à la rareté de termes intermédiaires et basiques dans la série de Combeynot. En effet il est difficile, par la seule étude des éléments majeurs de définir l'appartenance du complexe à l'une des grandes familles magmatiques.

La position des points sur le diagramme traduit le caractère très évolué des matériaux, avec des teneurs très faibles en MgO et un rapport alcalins/fer augmentant entre le granite 1 et le granite 2. Comparées aux séries granitiques subalcalines et calco-alcalines de Ploumanac'h et Quérigut et à la série alcaline corse, les roches acides de Combeynot montrent que si le granite 1 se situe dans un champ de convergence entre les différents granites, le granite 2 se distingue plus nettement des granites subalcalins et calco-alcalins par son caractère plus riche en alcalins et hypomagnésien.

2.4. Diagrammes de nomenclature :

Deux démarches sont utilisées pour définir une typologie des unités du complexe de Combeynot :

- la première est basée sur des critères pétrographiques en utilisant le diagramme modal Q.A.P. de Streckeisen modifié par Lameyre et Bowden (1982) dans lequel les principales séries magmatiques ont été reportées (fig. 98). Placé sur le diagramme, les points représentatifs du granite de Combeynot se situent intégralement dans le domaine des granites alcalins, au stade ultime de la lignée évolutive alcaline. Cette position sur le diagramme est due à la présence exclusive, dans les roches, de feldspaths alcalins (feldspath potassique et albite).

- la deuxième démarche consiste à typer géochimiquement les unités en utilisant les teneurs en éléments majeurs reportés sur le diagramme chimique Q.P de Debon et Le Fort (1983), sur lequel sont définis des champs tenant compte à la fois du diagramme chimico-minéralogique de De La Roche (1964) et de la classification de Streckeisen (fig. 99). Les roches acides de

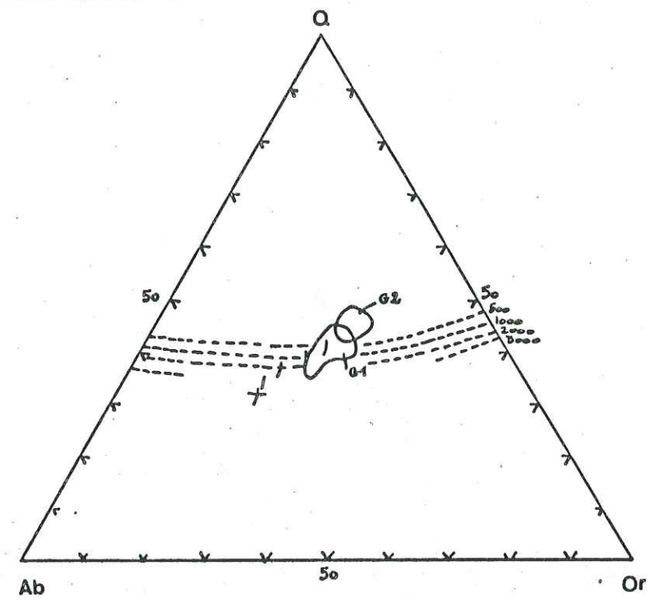


Figure 96 : diagramme Q.Ab.Or (Tuttle et Bowen, 1958).

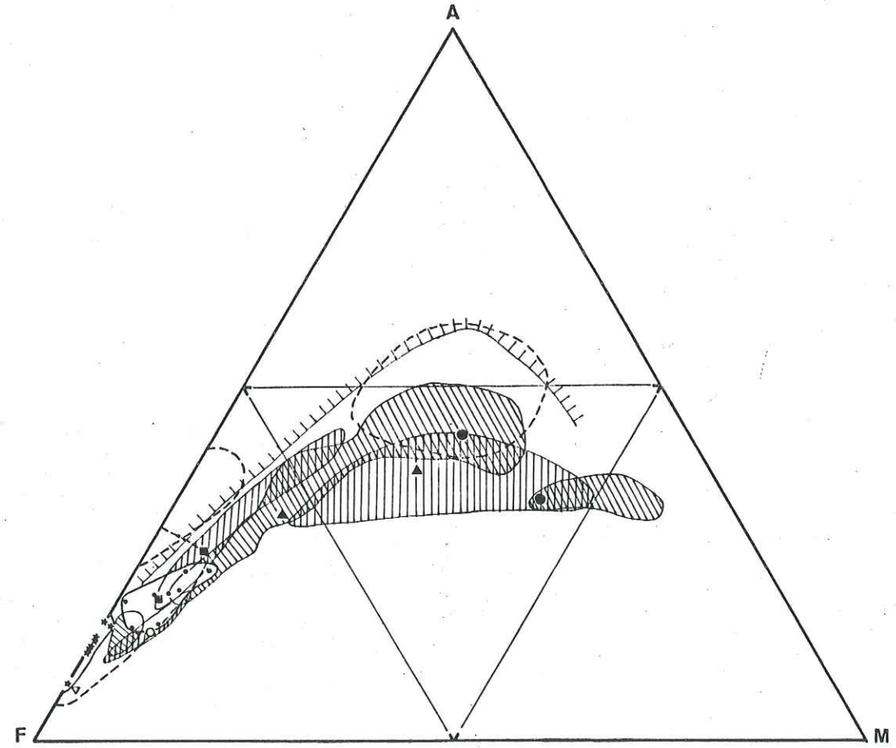


Figure 97 : diagramme A.F.M
séries tholéiiques
complexe de Ploumanac'h
complexe de Quérigut
série alcaline corse

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

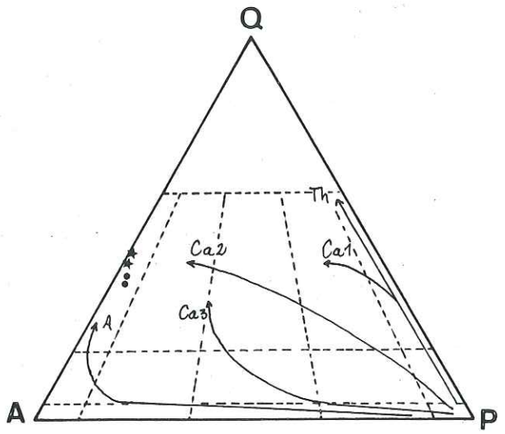


Figure 98 : diagramme modal Q.A.P. (Lameyre et Bowden, 1982)
séries tholéiiques Th
séries calco-alcalines pauvres en potassium Ca1
séries calco-alcalines intermédiaires Ca2
séries calco-alcalines riches en potassium Ca3
séries alcalines A

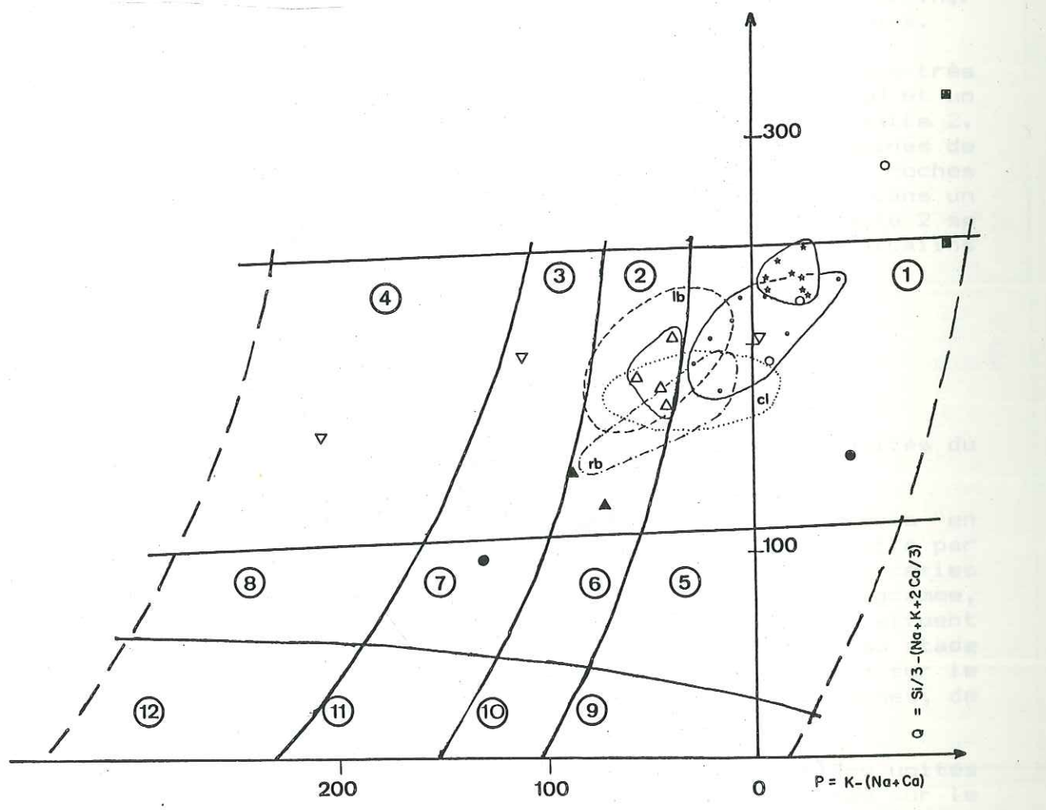


Figure 99 : diagramme de nomenclature Q-P (De La Roche, 1964 modifié par Debon et Le Fort, 1983).
1b : granite de la Bérarde
cl : granite de Claphouse
rb : granite de Riéou Blanc

Combeynot se situent dans le domaine des granites pour le granite 1 et le granite 2, dans celui des adamellites pour les microgranites. Les, rhyolites sont dispersées selon l'axe P, ce qui rend compte des départs et substitutions importantes entre les alcalins lors des phases d'altération. Les points représentatifs des enclaves à composition granodioritique se situent dans le champ des adamellites. Cette position traduit l'hybridation entre enclave et granite qui s'exprime chimiquement par une augmentation de P correspondant à une potassification des enclaves. Les dolérites sont complètement dispersées dans le diagramme ce qui témoigne également de l'action des fluides magmatiques.
Comparés aux autres granitoïdes du Haut-Dauphiné, le granite de Combeynot se distingue par un caractère plus siliceux, par une dominance de K sur Na et un caractère hypocalcique qui tendent à déplacer les roches vers les valeurs de P positives. Le champ de Combeynot recouvre celui de l'Eychauda (2 points, l'échantillon C3.92 se distingue par les effets de la silification).

Le diagramme chimico-minéralogique Q.B.F. de Debon et Le Fort (fig. 100) confirme cette tendance, les unités granitiques se situent dans le champ des associations leucocrates alumineuses riches en quartz. Elles se distinguent, par ce caractère, des lignées évolutives subalcalines (Ploumanac'h, Bretagne et se rapprochent des faciès évolués de la série alcaline de Bavella-Sambucco, Corse).

2.5. Diagramme R1-R2 :

Ce diagramme, proposé par De La Roche et Leterrier (1973) oppose les lignées évolutives alcalines, calco-alcalines et tholéiitiques. Il existe cependant une zone de convergence des lignées vers le pôle acide qui limite à nouveau une caractérisation précise. Les faciès acides de Combeynot se caractérisent par une position très "basse" dans ce diagramme (fig. 101) qui reflète les faibles teneurs des unités en Ca et Mg. Elles se distinguent par ce fait d'autres associations subalcalines et s'accordent encore une fois avec les termes évolués des associations alcalines.

2.6. Synthèse des résultats :

L'étude géochimique des éléments majeurs a permis de mettre en évidence :

(1) le caractère très évolué des différentes unités avec de fortes teneurs en Si, K, Fe et de faibles valeurs en Ca, Mg, et Na. Ce caractère est en accord avec les données pétrographiques qui montraient la proportion très élevée en minéraux blancs et le faible indice de coloration des roches. Le caractère potassique des unités confirme également la nette prédominance du feldspath potassique sur l'albite parmi les minéraux blancs. La valeur très élevée du rapport Fe/Mg témoigne, pour les minéraux colorés, du caractère ferrifère du ferromagnésien et de la présence ubiquiste de magnétite.

(2) le cogénétisme entre les unités granitiques induisant des corrélations linéaires sur les diagrammes et suggérant une différenciation entre le granite 1 et le granite 2 guidé par le

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

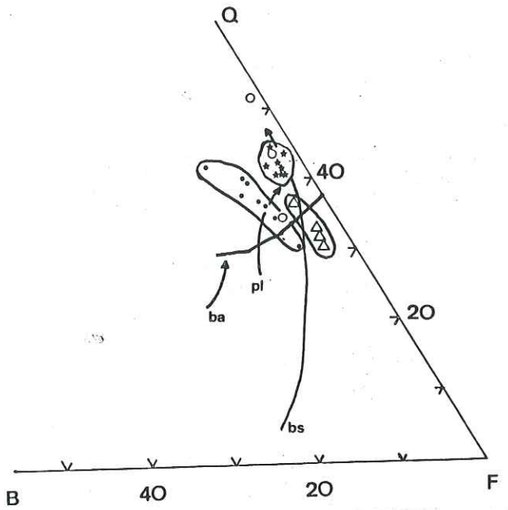


Figure 100 : diagramme chimico-minéralogique Q.B.F. (Debon, Le Fort, 1983)
ba : série des Ballons (Vosges)
pl : complexe de Ploumanac'h (Bretagne)
bs : série alcaline de Bavella-Sambucco (Corse)

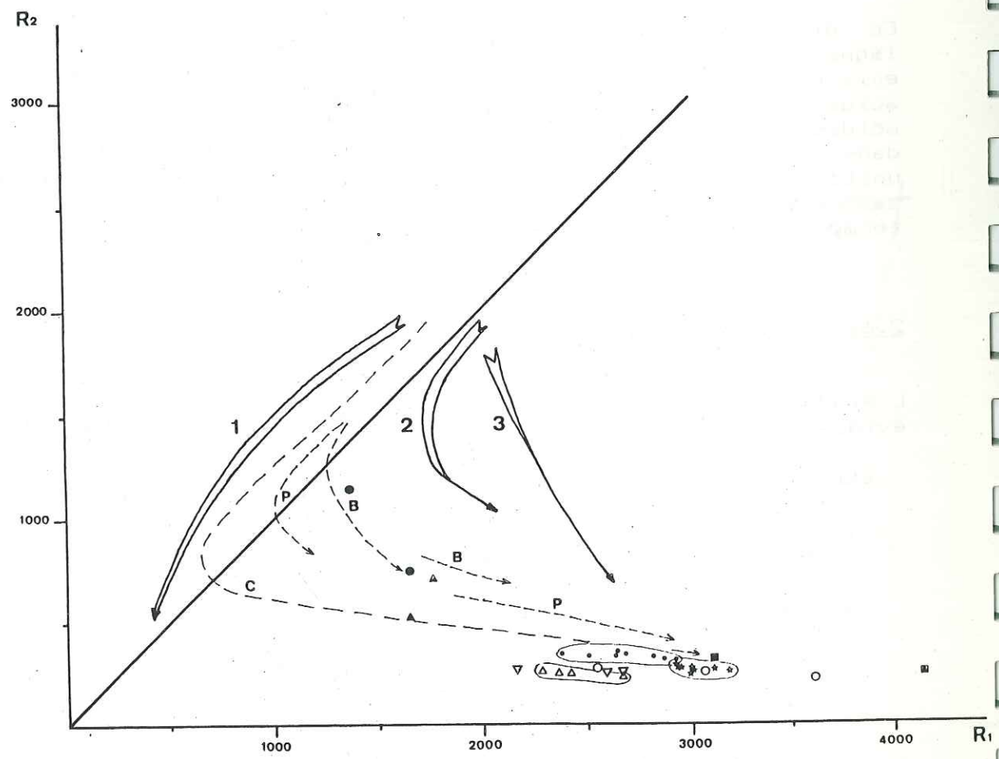


Figure 101 : diagramme R1-R2 (De La Roche et Leterrier, 1973)
1 : séries alcalines
2 : séries calco-alcalines
3 : séries tholéiiques
P : complexe de Ploumanac'h (Bretagne)
B : série des Ballons (Vosges)
C : corse

fractionnement du feldspath alcalin et des minéraux colorés.

(3) la mobilité de certains éléments dont les alcalins dans les processus d'altération hydrothermale et/ou de lessivage, s'exprimant par la dispersion dans les diagrammes, des points représentatifs des rhyolites fluidales et des ignimbrites. Cette altération conduit également à une albitisation poussée des filons microgranitiques qui montrent ainsi des teneurs élevées en Na.

(4) la mise en place superficielle des unités granitiques, dans des conditions de pression d'eau de l'ordre de 0,5 à 1 Kb.

(5) Des teneurs en oxydes et des courbes d'évolution identiques entre les faciès granitiques fins de l'Eychauda et le granite 2 de Combeynot, ce qui confirme les liens génétiques préssentis lors de l'étude pétrographique.

Cette étude a également illustré la difficulté de caractériser la lignée magmatique du complexe de Combeynot. Celui-ci se démarque toutefois des granites subalcalins et calco-alcalins potassiques par de plus faibles teneurs en CaO et MgO.

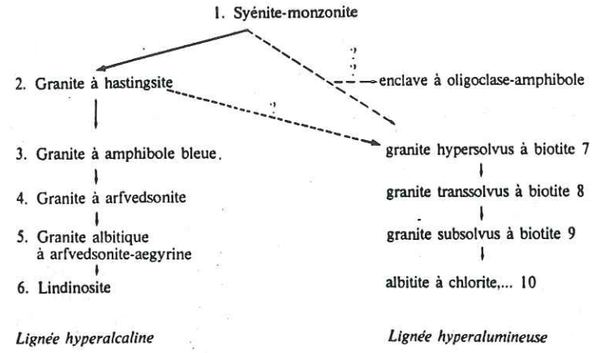
2.7. Discussion :

Les nombreux arguments, tant structuraux que pétrographiques, convergent vers une identification du complexe de Combeynot aux complexes annulaires procédant du magmatisme alcalin nécessitent un rappel des caractères géochimiques qui les caractérisent (Bonin, 1982).
Les roches acides des complexes alcalins s'individualisent en deux lignées magmatiques à partir des syénites, Tableau 11 :

- une lignée hyperalcaline, avec Al<Na+K et présence de 1% d'aegyrine et plus dans la norme CIPW. Elle est caractérisée par la présence de minéraux sodiques : aégyrine, arfedsonite...
- une lignée hyperalumineuse, avec Al>Na+K+2Ca et présence et 1% et plus de corindon normatif. Elle est caractérisée par la présence de biotite et comprend tous les granites à biotite du magmatisme alcalin.

Le comportement des éléments majeurs au cours de la différenciation des deux lignées peut être visualiser dans le diagramme molaire Na+K/Al/ Fe (fig.102, Bonin 1982). Dans les termes granitiques, la lignée hyperalcaline se caractérise par une évolution à alcalins constants alors que la lignée hyperalumineuse marque une évolution à fer constant avec une diminution du rapport Na2O+K2O/Al2O3. De même, pour visualiser plus particulièrement le comportement des alcalins, le diagramme Na/K/Al (fig.103, Bonin 1972) montre que la lignée hyperalcaline est essentiellement controlée par le rapport Na/Al traduisant la présence des minéraux colorés hyperalcalins alors que la lignée hyperalumineuse témoigne d'une différenciation en deux temps se caractérisant, pour les granites subsolvus par une évolution à alumine constante et une augmentation du rapport K/Na. Cette évolution traduit la prédominance, pour les termes les plus évolués, du feldspath potassique sur l'albite.
Bonin souligne que ce deuxième type d'évolution est particulièrement marqué, dans les complexes corses, dans les formations de toit de filons annulaires des granites subsolvus. (Tana-Peloso, Bavella-Sambucco...)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010



Fractionnements (tous ne sont pas magmatiques)

1.2. Plagioclase + minéraux colorés.
2.5. Feldspaths potassiques ⇌ minéraux colorés sodiques.
5.6. Arfvedsonite ⇌ albite (hydrothermal).
2.7. ou 1.7. soit feldspath potassique ⇌ biotite ;
soit plagioclase + amphibole ⇌ biotite.
7.9. Feldspath potassique ⇌ biotite.
9.10. Feldspath potassique ⇌ albite (hydrothermal).

Tableau 11 : schéma d'évolution générale du magmatisme alcalin (Bonin, 1982)

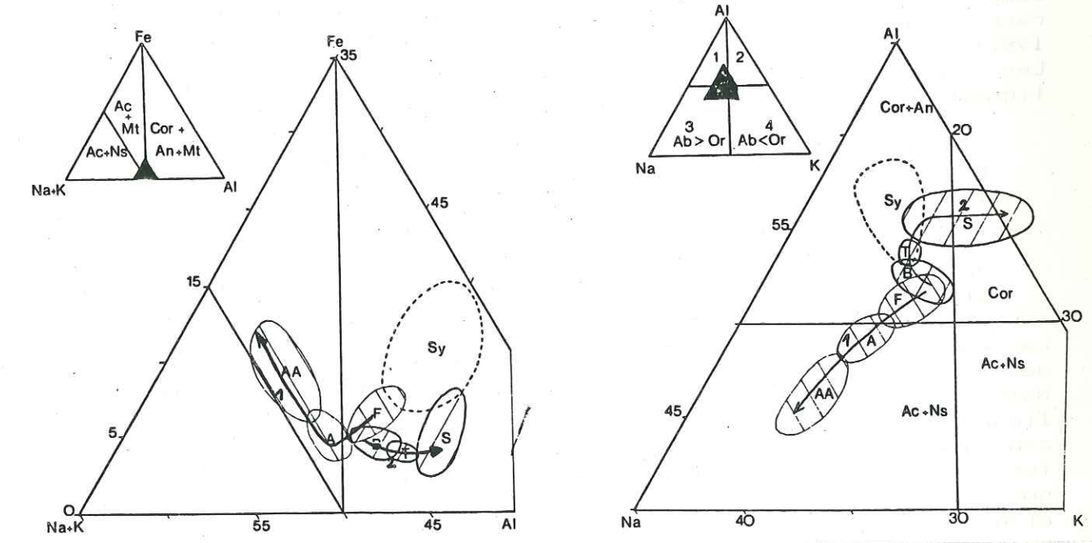


Figure 102 : diagramme Ka + K/Al/Fe (Bonin, 1982)
en cartouche : faciès normatifs
Sy : monzonites ; F : granite hypersolvus à hastingsite -fayalite ; B : granite hypersolvus à biotite ; T : granite transsolvus à biotite ; S : granite subsolvus à biotite ; A : granite hypersolvus à arfedsonite ; AA : granite albitique à arfedsonite-aegyrine.
1 : évolution de la lignée hyperalcaline
2 : évolution de la lignée hyperalumineuse

Figure 103: diagramme Na/K/Al (Bonin, 1972)
même légende que figure 10

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

- Comparaison avec les analyses de Combeynot :

Replacées dans ce contexte, les roches acides du complexe de Combeynot se situent dans la lignée hyperalumineuse (Al>Na+K+2Ca et présence de plus de 1 % de corindon normatif). Sur le diagramme Na+K/Fe/Al, les unités granitiques se situent en fin d'évolution de la lignée hyperalumineuse corse (fig. 104a) alors que les microgranites sont décalés vers le pôle alcalin, reflètant ainsi les effets de l'altération hydrothermale. Sur le diagramme Na/K/Al(fig.104b), les unités granitiques se placent dans le champ Or>Ab ce qui est en accord avec la pétrographie de ces roches. Le granite 2 se situe à nouveau en fin d'évolution des granites subsolvus corses alors que le granite 1 montre une plus grande dispersion des alcalins (albitisation) et une augmentation relative de l'alumine témoignant des effets de la muscovitisation des feldspaths. Les microgranites pour leur part montrent une évolution, déjà signalée, vers le pôle Na.

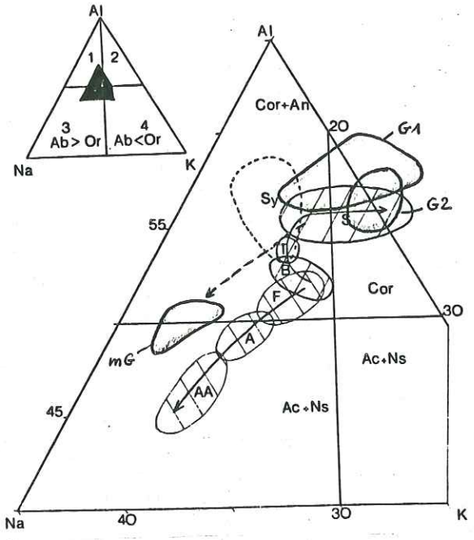
Comparé aux complexes alcalins corses, le complexe de Combeynot apparaît ainsi comme un granite subsolvus très évolué, avec dominance du feldspath potassique sur l'albite. Il faut également signaler que l'étude structurale a montré que l'érosion ne dévoile que les zones apicales du granite dans le massif de Combeynot. Ceci est tout à fait en accord avec les données analytiques qui revèlent un caractère très évolué, caractéristique des formations de toit des filons annulaires (Bonin op. cit.).

Afin de pousser plus loin la comparaison entre les analyses des éléments majeurs du complexe de Combeynot et celles des faciès évolués, de bordure, des granites subsolvus corses, le tableau 12 montre un certain nombre d'analyses caractéristiques de ces faciès. Celles-ci sont en tous points identiques à celles de Combeynot : (1) caractère très siliceux (2) faibles teneurs en CaO et MgO (3) faibles teneurs en Na2O et caractère hypersodique...

2.8. Conclusion :

L'absence de termes intermédiaires et basiques, ainsi que la convergence de caractères, d'un point de vue chimique, entre les granites subalcalins ou calco-alcalins évolués et les granites alcalins subsolvus rend difficile la caractérisation magmatique du complexe de Combeynot par l'analyse des éléments majeurs. Celle-ci a cependant montré les divergences sensibles qui apparaissent dans la confrontation des analyses de Combeynot avec celles des massifs calco-alcalins et subalcalins pris en référence (diagrammes A.F.M., Q.B.F., R1.R2). Ces divergences s'expriment, en terme de teneurs en oxydes, par le caractère très pauvre en CaO et MgO du complexe. De manière à priori paradoxale, c'est également sa faible teneur en Na qui le distingue de ces séries évoluées du magmatisme orogénique.
Dans cette même optique, les analyses du complexe ont montré qu'elles s'accordent avec celles des granites alcalins dans ces mêmes diagrammes ; accordance naturellement confortée dans le diagramme modal Q.A.P. (fig.98).

L'organisation structurale du complexe de Combeynot, les observations pétrographiques et les résultats de l'étude typologique des populations de zircons ont conduit à comparer plus précisément les analyses géochimiques du complexe à celles des granites alcalins subsolvus à biotite.



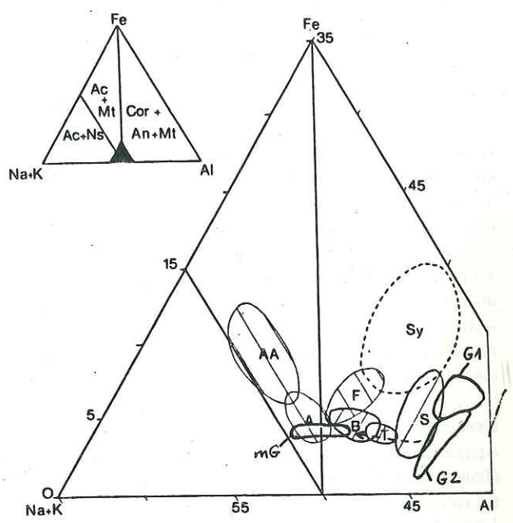


Figure 104 **a** : diagramme Na + K/Al/Fe pour les unités acides de Combeynot
G1 : granite 1 à gros grain
G2 : granite 2 à grain fin
mg : microgranites

Figure 104 **b** : diagramme Na/K/Al
même légende que 12a

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	75.87	77.64	73.21	74.06	71.71	77.03	73.64	75.20	75.12
Al2O3	12.80	12.29	13.59	13.01	12.75	12.32	13.69	13.33	12.45
Fe2O3	.71	.66	.73	1.09	2.04	.80	.62	.89	.44
FeO	.24	.32	1.02	.45	.96	.72	.28	.47	.60
MnO	.03	.02	.07	.04	-	.02	.04	.07	.04
MgO	.11	.15	.31	tr	1.18	.22	.09	.15	.08
CaO	.19	.21	.66	1.78	.24	.11	.69	.78	.51
Na2O	2.85	2.93	2.98	2.43	2.50	2.77	2.71	2.98	2.99
K2O	5.10	5.08	5.14	5.81	5.58	5.27	5.78	5.46	4.77
TiO2	.06	.07	.19	.12	.17	tr	.12	.12	.09
P2O5	tr	tr	.01	.08	.31	tr	.30	.11	tr
H2O+	2.19	.12	1.33	.64	1.97	.72	.48	.32	1.74
H2O-				.05	.18	.09	.07	.09	
Total	100.15	99.49	99.24	99.56	99.59	100.07	98.51	99.97	98.92

Tableau 12 : analyses types des éléments majeurs des faciès évolués des granites subsolvus à biotite corses (in Bonin, 1980)
1,2,3 : complexe de Bavella-Sambucco
4,5,6 : complexe de Tana-Peloso
7,8 : complexe de Sorba
9 : complexe de Sposata

En effet, le magmatisme alcalin est caractérisé par une grande variété de termes acides ayant des caractéristiques pétrographiques et chimiques bien spécifiques tout en appartenant au même cycle de mise en place. Ces différents termes s'organisent en deux lignées distinctes : hyperalcaline et hyperalumineuse. Dans la lignée hyperalumineuse, les granites subsolvus à biotite représentent le terme magmatique le plus évolué. C'est à ce terme granitique et à lui seul que doivent être comparées les unités granitiques de Combeynot.

Cette confrontation (fig.104 et tableau 12) a montré que les analyses et le comportement chimique de Combeynot sont strictement identiques à ceux des termes les plus évolués des granites subsolvus à biotite. Ces termes évolués, montrant une prédominance du feldspath potassique sur l'albite, représentent les termes ultimes de la différenciation de la série hyperalumineuse. Ils témoignent d'un fractionnement très poussé du feldspath alcalin, conduisant ainsi à des granites à teneur faible en Na2O. D'autre part ils se retrouvent au toit des coupoles granitiques et l'étude structurale du complexe a montré que le contexte est identique dans le massif de Combeynot. Bonin précise également que ces termes évolués paraissent associés sur le terrain à des minéralisations dispersées ou en veines (Bonin 1982) ce qui est précisément le cas du complexe de Combeynot. Enfin, le tableau 11 montre que les granites subsolvus à biotite se tranforment localement sous l'action des fluides hydrothermaux post-magmatiques en albitites à chlorites ; la présence de ces mêmes faciès dans le complexe de Combeynot est un argument supplémentaire pour suggérer l'appartenance du complexe au magmatisme alcalin des complexes annulaires continentaux.

L'analyse géochimique des éléments majeurs a permis de tracer les grandes lignes de l'histoire du magmatisme de Combeynot. Elle nécessite d'être soutenue par l'étude des éléments en traces. Celle-ci doit également permettre (1) de définir les modalités de la différenciation de la série (2) de tester les liens génétiques éventuels entre les roches acides et les filons doléritiques que l'étude des éléments majeurs n'a pas permis d'évaluer.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

3. LES ELEMENTS EN TRACES ET LES TERRES RARES :

3.1. Généralités :

La majorité des échantillons précédemment dosés pour les éléments majeurs ont été analysés pour le dosage des éléments Rb, Sr, Y, Zr et Nb (tableau 13). Les teneurs en Terres Rares (T.R.) et en éléments U, Th, Hf, Sc, Cs et Ta ont été obtenues sur 10 échantillons des différentes unités du complexe (tableau 14).

Parmi ces éléments, sont classiquement distingués :

(1) les éléments incompatibles ou hygromagmatophiles définis (Treuil et al 1973) par un coefficient de partage solide/liquide très faible au cours des processus magmatiques. Cette affinité pour le liquide résiduel est dûe aux difficultés d'incorporation des ces ions de grandes dimensions dans les phases cristallines essentielles ainsi qu'à leur aptitude à former dans le bain silicaté des complexes stables.
Tout au long de la différenciation d'une série, ces éléments corrélés deux à deux gardent ainsi un rapport constant ; ce rapport est caractéristique de la source et ne subit pas de grandes modifications au cours des processus magmatiques.
Ces éléments sont représentés par les éléments alcalins rares (Rb, Ce), les éléments Y, Zr, Nb, Hf, Ta, et Th ainsi que les T.R. ou lanthanides.

(2) les éléments compatibles , caractérisés par un fort coefficent de partage solide/liquide. Ils sont ainsi extrèmement sensibles au fractionnement des phases minérales et leurs teneurs dans les roches témoignent du degré d'avancement de la différenciation. Les éléments majeurs tels que Mg, Ca, Ti, P peuvent répondre à ces critères ainsi que les éléments de transition.

Le premier groupe d'éléments pose cependant un problème dans le cas des bains silicatés acides. En effet, certains éléments réputés "incompatibles" pour les liquides basiques et intermédiaires, subissent des modifications importantes de leur propriétés chimiques dans les liquides acides. Deux raisons sont invoquées :

(1) le rôle important de la phase accessoire qui peut contenir ces éléments en grande proportion (Fourcade et al 1981, Exley 1980, Cocherie 1984...). Ces minéraux cristallisent dans le liquide dès que le seuil de solubilité des éléments est atteint. La présence, même très discrète de ces minéraux peut ainsi se traduire par la perte du caractère hygromagmatophile de certains éléments.

(2) le rôle des fluides hydrothermaux dans la remobilisation de certains éléments (Exley 1980, Alderton et al 1980, Bowden et al 1979, Hanson 1978...). Ceux-ci peuvent ainsi être concentrés ou appauvris dans les roches et ne plus traduire les conditions originelles de génèse des magmas.

Il convient ainsi de distinguer dans un premier temps, les éléments affectés par de telles modifications de ceux ayant gardé leur affinité "résiduelle". Ainsi, après avoir abordé le comportement général des éléments en traces, l'exemple du couple Rb/Sr et l'analyse des T.R. doit permettre de qualifier l'influence des phénomènes post-magmatiques et de la phase accessoire.

Enfin cette étude doit conduire à la caractérisation et à la

REF	C2.32	C3.99	C2.38	C2.60	C4.23	C.21	C3.79	C4.22	C2.36	C2.46	C2.88	C2.34	C2.68
Y	31.00	19.00	36.00	34.00	27.00	36.00	49.00	28.00	55.00	44.00	58.00	69.00	41.00
SR	99.00	103.00	107.00	93.00	119.00	117.00	49.00	66.00	44.00	48.00	23.00	35.00	29.00
RB	300.00	128.00	232.00	233.00	216.00	263.00	283.00	225.00	347.00	274.00	293.00	371.00	228.00
ZR	132.00	139.00	144.00	118.00	137.00	130.00	103.00	115.00	125.00	100.00	97.00	103.00	85.00
NB	16.00	12.00	18.00	17.00	20.00	27.00	22.00	15.00	31.00	16.00	20.00	32.00	14.00

REF	C3.41	C2.35	B.1	B.3	B.2	C3.95	C3.96	C3.92	C.63	C.20	C.61	C3.40	C.64
Y	47.00	52.00	20.00	33.00	32.00	51.00	47.00	53.00	61.00	62.00	60.00	58.00	45.00
SR	26.00	123.00	150.00	94.00	44.00	37.00	28.00	22.00	44.00	22.00	24.00	103.00	66.00
RB	301.00	364.00	166.00	266.00	211.00	335.00	265.00	361.00	207.00	260.00	226.00	127.00	211.00
ZR	114.00	145.00	127.00	94.00	87.00	94.00	102.00	67.00	129.00	137.00	138.00	130.00	129.00
NB	19.00	27.00	14.00	20.00	16.00	22.00	26.00	24.00	27.00	33.00	34.00	30.00	18.00

REF	C2.59	C3.10	C3.81	C3.14
Y	41.00	51.00	33.00	44.00
SR	88.00	35.00	76.00	18.00
RB	65.00	238.00	267.00	287.00
ZR	108.00	142.00	152.00	125.00
NB	15.00	25.00	16.00	15.00

Tableau 13 : données analytiques des éléments en traces Rb, Sr, Y, Zr et Nb des formations du complexe de Combeynot.

	C21	C2-38	C2-88	C2-34'	C20	C61	C2-89	C2-81	C2-35	C23
U	6.65	3.15	10.33	9.58	18.21	19.27	1.27	11.25	2.17	2.46
Th	28.08	22.40	38.91	36.44	36.01	32.69	2.05	10.52	11.48	12.28
Hf	3.86	4.49	4.30	4.21	5.33	5.11	2.22	8.02	4.55	5.70
Sc	5.19	4.89	2.72	4.20	3.55	3.20	31.96	34.45	24.45	11.67
Cs	3.56	6.13	4.84	3.94	3.73	3.35	8.36	5.73	10.45	7.24
Ta	2.90	2.91	5.92	5.51	3.55	3.11	0.96	1.45	1.63	1.87
La	29.87	20.40	20.63	21.67	26.18	21.71	11.54	31.16	22.36	38.54
Ce	63.08	46.39	47.46	48.25	64.28	53.84	25.08	67.58	52.52	73.61
Nd	24.59	17.73	23.11	23.80	35.53	32.35	13.51	37.07	33.64	32.20
Sm	5.06	4.42	6.02	6.68	9.75	8.48	3.20	10.19	8.06	8.17
Eu	0.43	0.50	0.17	0.23	0.20	0.35	0.94	1.60	1.11	1.05
Gd										
Tb	0.66	0.63	0.84	1.05	1.25	1.14	0.57	1.23	1.20	0.64
Tm										
Yb	3.90	3.65	7.37	7.89	6.36	6.01	2.07	4.79	7.29	3.53
Lu	0.56	0.53	1.10	1.14	0.89	0.85	0.36	0.69	0.88	0.51

Tableau 14 : données analytiques des T.R. et des éléments U, Th, Hf, Sc, Cs et Ta des formations du complexe de Combeynot.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

signification géodynamique du magmatisme de Combeynot ; elle sera ainsi divisée en plusieurs parties :

- comportement des éléments en traces
- le système Rb/Sr
- les T.R.
- critères géochimiques de la différenciation
- caractérisation géotectonique

3.2. Comportement des éléments en traces :

Le granite 1 est la première unité granitique se mettant en place dans le socle et apparait comme un granite moins différencié que le granite 2, dont la mise en place postérieure. Les microgranites filoniens, même si leur mise en place est subcontemporaine du granite 1, montrent un caractère plus différencié que celui-ci. Cependant, la géochimie des éléments majeurs ne permet pas de qualifier le mode de différenciation. En effet, les résultats obtenus peuvent être interprétés soit comme l'effet d'un processus de cristallisation fractionnée conduisant du granite 1 aux microgranites puis au granite 2 soit par la coexistence de plusieurs liquides, dérivant par des taux de fusion partielle différents à partir d'un même matériel source puis soumis à des processus de cristallisation fractionnée aboutissant aux différentes unités granitiques.

Pour visualiser le comportement général des éléments au cours de la différenciation, les teneurs de chacun des éléments des microgranites et du granite 2 peuvent être rapportées à celles du granite 1, qui est l'unité la moins différenciée du complexe.

La figure 105, établie selon un mode de construction très simple est inspirée de Hildreth (1981). Le granite 1 est utilisé comme unité de référence, et les histogrammes représentent l'évolution des rapports microgranites/granite 1 et granite 2/granite 1 pour chaque élément. Ces histogrammes peuvent ainsi représenter soit (1) le comportement des éléments au cours de la cristallisation fractionnée évoluant du granite 1 aux microgranites et du granite 1 au granite 2 soit (2) le comportement de ces mêmes éléments au cours de la mise en place séquencée de plusieurs liquides aboutissant indépendemment, par fractionnement, aux unités observées.

L'interprétation de cette figure peut se faire sans préjuger pour l'instant du mode de différenciation de la série ; ceci ne remettant bien évidemment pas en cause la caractérisation, par la pétrographie et la géochimie des éléments majeurs, des phases minérales essentielles ayant guidé l'évolution du (des) magma(s).

Ce type de représentation présente d'autre part l'avantage, lorsque l'ordre de succession des unités est connu, de caractériser très simplement le comportement de tous les éléments dosés, disposés selon l'ordre croissant de leur numéro atomique. Plusieurs observations peuvent être formulées au regard de la figure :

(1) la diminution importante, pour les éléments majeurs, de Mg, P, Ti, Ca et à un degré moindre de Mn, Fe et Al pour des enrichissements faibles en Si et K. Ces observations, déjà soulignées précédemment illustrent parfaitement le caractère plus différencié du granite 2 et des microgranites par rapport au granite 1 tout en soulignant le caractère déjà très évolué de

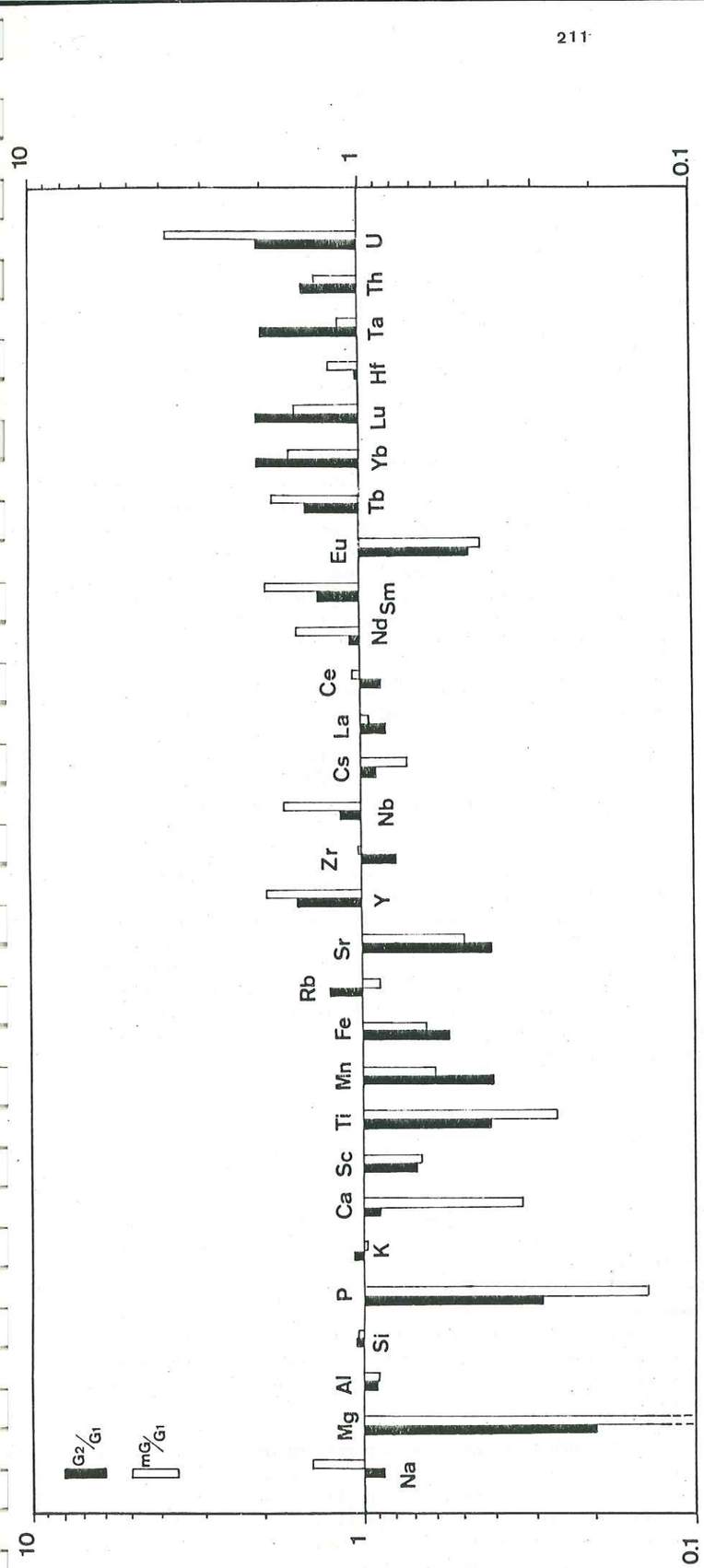


Figure 105 : facteurs d'enrichissement des 29 éléments dosés des unités acides du complexe de Combeynot (d'après Hildreth, 1981).
Les teneurs du granite 2 et des microgranites sont rapportées à celle du granite 1 (représentant l'unité la moins différenciée)
Ordonnés selon leur numéro atomique, les hystogrammes des éléments traduisent leur comportement durant la différenciation : les rapports > 1 reflètent un enrichissement avec la différenciation et les rapports < 1 un appauvrissement.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

ce dernier (faible enrichissement en Si et K).

(2) un comportement opposé de Rb et Sr dans l'évolution entre le granite 1 et le granite 2 alors que Rb perd son caractère incompatible du granite 1 aux microgranites. Cette observation sera traitée lors de l'étude du couple Rb/Sr ; elle suggère une remobilisation hydrothermale du rubidium.

(3) le comportement fortement hygromagmatophile de Y et Nb alors que Zr, plus ou moins constant du granite 1 aux microgranites, fractionne très nettement entre le granite 1 et le granite 2 : Zr perd son caractère d'incompabilité dans ces roches très évoluées.

(4) En ce qui concerne les T.R., le fractionnement de l'europium, classique dans le cas de roches acides évoluées est extrèmement prononcé. D'autre part, les T.R. légères La et Ce sont plus concentrées dans le granite 1 que dans le granite 2 alors que les autres T.R. s'enrichissent. Ce caractère particulier de La sera interprété dans l'étude particulière des spectres de T.R.. Il ne pourra cependant pas être utilisé comme marqueur des processus magmatiques comme le suggèrent Treuil et al (1973) car il perd son caractère hygromagmatophile.

(5) une stabilité, ou un léger enrichissement de Hf, dont le comportement doit être analysé en liaison avec celui de Zr

(6) enfin le caractère fortement hygromagmatophile de Ta, Th et U. Ce dernier montrant un enrichissement très important entre le granite 1 et les microgranites qui suggère une influence des fluides hydrothermaux.

Le rôle de la phase fluide et des minéraux accessoires pourra être abordé sur l'exemple du couple Rb/Sr et dans l'étude des T.R.. Cette dernière permettra également d'évaluer le degré de fractionnement des unités et de tester l'appartenance de la série à l'une des grandes familles magmatiques. Enfin, la mise en évidence du mode de différenciation sera définie, sur la base de calculs théoriques relativement simples, par des diagrammes binaires conjuguant entre eux des éléments hygromagmatophiles, ou mettant en opposition un élément hygromagmatophile et un élément compatible.

3.3. le couple Rb/Sr :

Le rubidium, qui se substitue au potassium dans les réseaux cristallins, est considéré comme un bon marqueur des phénomènes post-magmatiques (Shaw, 1968). Le diagramme Rb=f(K2O) (fig.106) montre que pour des teneurs en K2O relativement constantes, Rb varie fortement (de 128 à 300 ppm pour le granite 1 ; de 225 à 371 ppm pour le granite 2 ; de 127 à 260 ppm pour les microgranites). Shaw (1968) interprète cette évolution comme une tendance "hydrothermale-pegmatitique" due à la présence de phases fluides induisant des fusions crustales.

Le diagramme Sr=f(Rb) (fig.107), montre que Sr chute brutalement pour un léger enrichissement en Rb dans le cas des le granite 2 et les microgranites. Cette tendance est typiquement magmatique et reflète le fractionnement de l'albite qui capte préférentiellement Sr. D'autre part elle souligne le caractère très évolué des roches par les valeurs extrèmement faibles atteintes par le strontium. Par contre, le granite

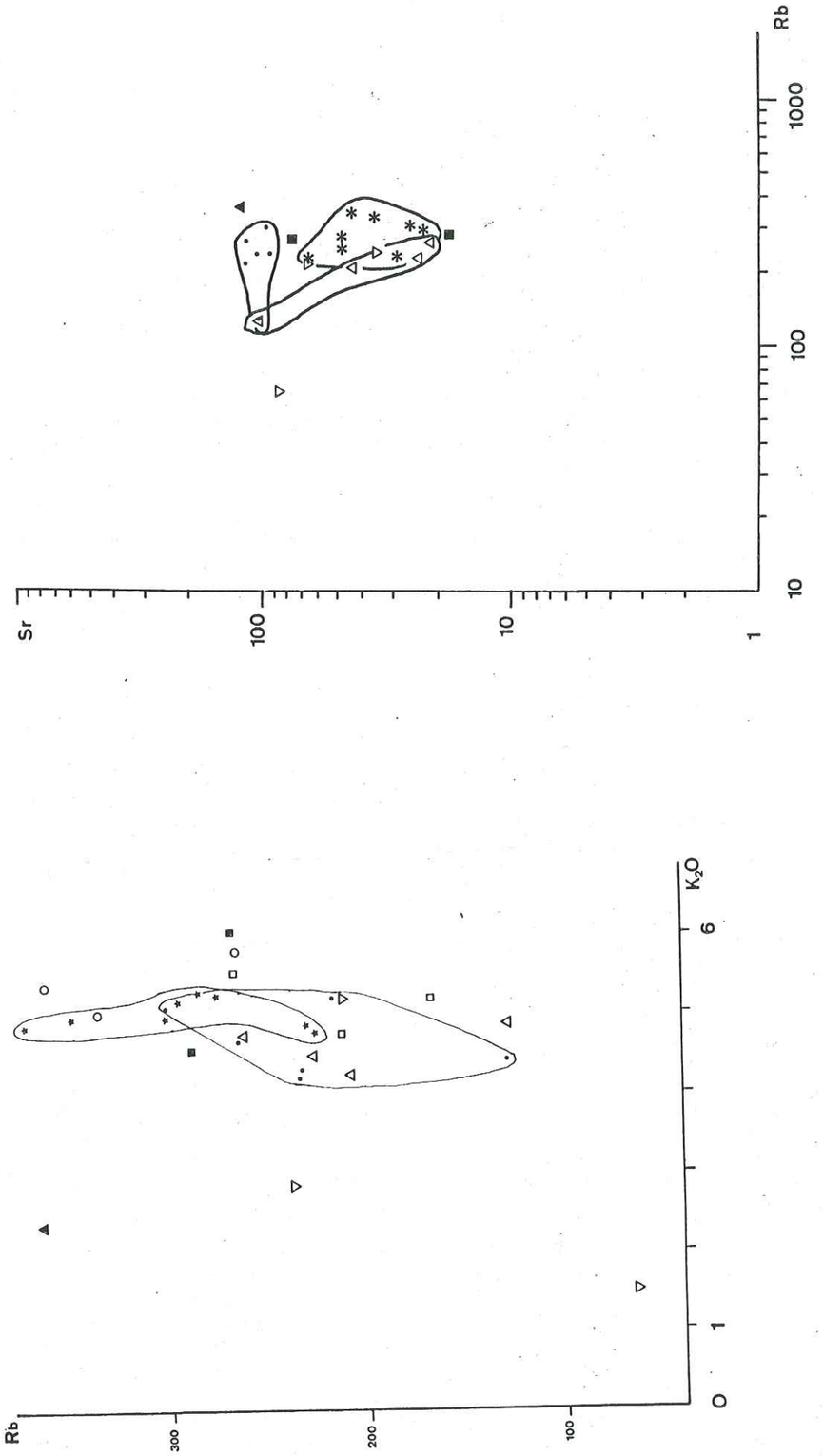


Figure 106 : diagramme Rb = f(K2O)

Figure 107 : diagramme Sr = f(Rb)
1 : corrélation fortement négative traduisant le fractionnement magmatique du feldspath alcalin
2 : corrélation faiblement positive suggérant une remobilisation de Rb par les phases fluides.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1 se caractérise par une plus grande variation de Rb à Sr constant, qui témoigne de la remobilisation du rubidium liée à l'action des fluides hydrothermaux ; l'action de ces fluides ayant été soulignée dans l'étude pétrographique notamment par la présence d'albitites à chlorite dans le granite 1 et de veines minéralisées dans l'encaissant.

Il est intéressant de noter que, dans le cas des complexes annulaires, cette deuxième tendance s'exprime systématiquement dans les zones minéralisées (Bonin et al, 1979 ; Kinnaird et al 1985) c'est-à-dire dans les zones fortement affectées par l'action des fluides tardifs postmagmatiques. Bonin et al (1976, 1979) suggèrent que ce processus n'implique pas nécessairement une participation de la croûte par fusion partielle (hypothèse de Shaw, 1968) mais qu'il reflète l'action des fluides magmatiques et post-magmatiques ; cette phase fluide peut provenir du liquide silicaté en cours de cristallisation, mais également du lessivage de la croûte avoisinante par les eaux météoriques (exemple de Skye, Forester et al 1977).

L'exemple du couple Rb/Sr montre ainsi que le rubidium, remobilisé lors des phases hydrothermales, ne caractérise pas les conditions originelles de formation des liquides. Il peut cependant constituer, comme le suggère Bonin (1982) un bon marqueur d'indice de minéralisation.

3.4. Les Terres Rares :

L'analyse des concentrations des T.R. a permis d'établir une typologie des granitoïdes (Cocherie 1978, 1984, Fourcade et al 1981...). Les spectres de T.R. moyens pour divers types de granitoïdes établis par Cocherie (1978) montrent leur grande diversité de distribution (fig.108) :

- les leucogranites à deux micas montrent des profils très fractionnés et des teneurs en T.R. faibles. Les aplites, associées à ces granites, donnent des profils plats, peu fractionnés, avec d'importantes anomalies négatives en europium et des teneurs très faibles en T.R. (inférieures à 10x chondrites).

- les granitoïdes calco-alcalins ont des concentrations de 50 à 100 fois supérieures à celles des chondrites. Le fractionnement est toujours très important des T.R. légères aux T.R. lourdes. Suivant le dégré d'évolution des granitoïdes, les profils montrent un fractionnement moins accusé et une anomalie négative en europium d'amplitude moyenne.

- les granitoïdes océaniques ou plagiogranites ophiolitiques sont caractérisés par des concentrations très basses en T.R. et des profils à pente positive. Cependant, les plagiogranites des bassins marginaux et des rides médio-océaniques montrent des profils relativement plats pour des teneurs de 80 à 150x chondrite.

- les granitoïdes hyperalcalins donnent des profils peu fractionnés, mais avec des teneurs en T.R. très élevées et de très fortes anomalies négatives en europium.

Ces profils moyens donnent des indications sur le comportement général des T.R. pour les grandes familles de granitoïdes. Dans le détail,

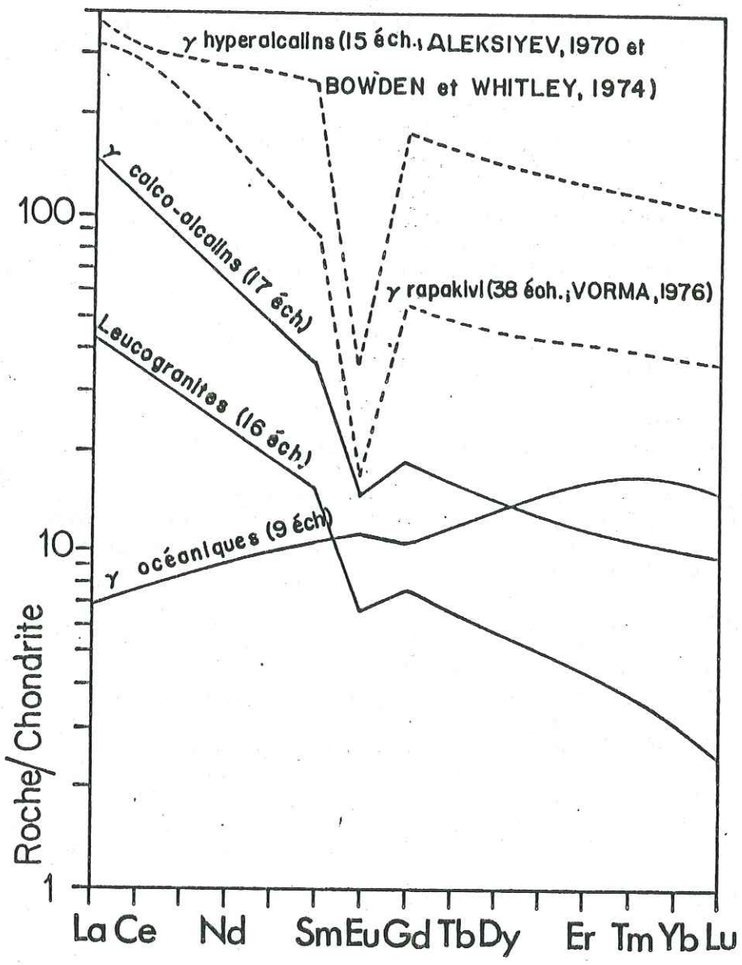


Figure 108 : profils des T.R. moyens pour divers types de granitoïdes (d'après Cocherie, 1978).

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

et pour chaque famille, la distribution des T.R. montre des variations importantes qui traduisent (Cocherie 1984), (1) les variations dans la composition du matériel source, (2) la nature des phases minérales en présence, (3) le degré d'avancement des processus magmatiques de différenciation.

La figure 109 a et b montre un certain nombre de spectres de T.R. pour les granites hercyniens français retenus pour les comparaisons avec le complexe de Combeynot. Il s'agit des granites de Ploumanac'h (Bretagne), Quérigut (Pyrénées), Tolla-Cauro (Corse) ainsi que la série calco-alcaline corse. La série alcaline, outre le granite de Tolla- Cauro, est présenté sur la figure 109c, avec des exemples de granites à biotite du Nigéria, des granites hyperalcalins du bouclier arabe ainsi que des intrusions post-tectoniques siluro-dévonniennes d'Ecosse.

Cas du batholite corse :

Ce batholite est caractérisé par deux associations magmatiques nettement distinctes (Orsini 1976, Cocherie 1978, 1984) :

(1) une première association magnéso-potassique essentiellement granodioritique, caractérisée (Cocherie 1978,1984) par des profils de T.R. très fractionnés, enrichis en T.R. légères (association calco-alcaline de Orsini, 1976)

(2) une deuxième association calco-alcaline (fig.109b) essentiellement monzogranitique (ensemble sub-alcalin de Orsini, 1976), dont les termes évolués : les monzogranites leucocrates, sont caractérisés par des profils plats, pas ou peu fractionnés. Cocherie (1984) attribue ces faciès au résultat de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un bain monzogranitique avec participation importante de la phase accessoire. La mise en place de ces unités suppose l'influence d'interactions entre le liquide acide et les fluides magmatiques et/ou météoriques pour expliquer la distribution des T.R..

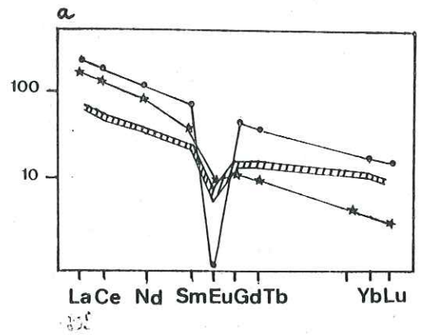
Cas du magmatisme alcalin :

Celui-ci est abordé sur l'exemple des granites africains (Bowden, 1985, fig.109c) :

(1) les granites hyperalcalins sont caractérisés par des teneurs élevées en T.R. légères et T.R. lourdes, avec des anomalies négatives en europium toujours très accusées. Cet enrichissement en T.R., corrélé à des teneurs très élevées d'autres éléments en traces suppose, outre l'influence d'un fractionnement très poussé, que les teneurs en T.R. sont contrôlées, à des températures subsolidus, par la migration de fluides hydrothermaux dérivant de la source magmatique et/ou d'un système magmatique extérieur.

(2) les granites à biotite montrent des profils similaires, avec cependant un enrichissement plus faible en T.R. lourdes. Dans les zones minéralisées (exemple de Ririwai, Nigéria), les T.R. sont appauvries dans le granite et ce phénomène est interprété comme le résultat de l'intéraction des fluides hydrothermaux sur la roche (Kinnaird et al, 1985).

L'examen de ces deux cas particuliers montre une nouvelle fois la similitude des caractères chimiques entre les granites alcalins d'une part, et les termes les plus évolués des séries calco-alcalines (ou subalcalines) d'autre part. Les monzogranites leucocrates, dans le cas



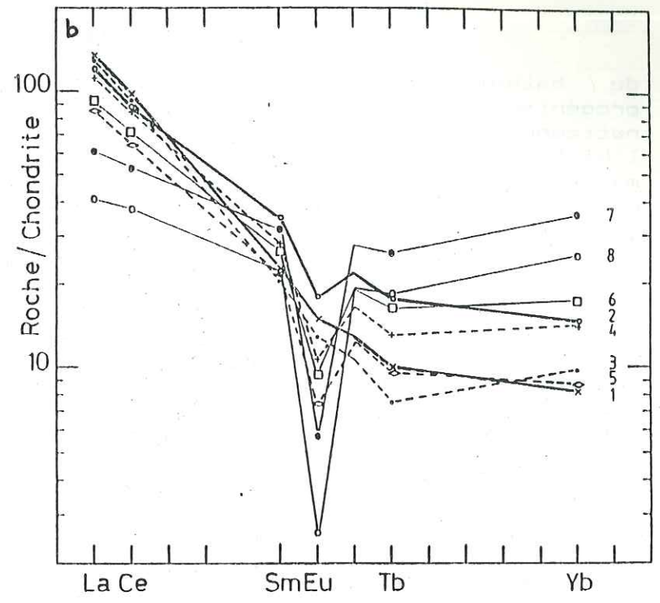


Figure109 a : profils des T.R. de quelques granitoïdes français :
• granite à fayalite-hastingite, série alcaline corse (Tolla-Cauro)
* granite de Ploumanac'h, série subalcaline (Bretagne)
//// granite central à biotite de Quérigut (Pyrénées)
(in Foucarde et Allègre, 1981)

Figure109 b : profils de T.R. moyens de l'association calco-alcaline corse :
1,2 : granodiorites
3,4,5 : monzogranites
6,7,8 : monzogranites leucocrates
(d'après Cocherie, 1984)

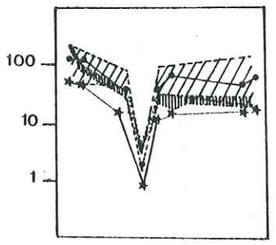


Figure109 c : profils de T.R. de quelques associations alcalines :
//// : granites hyperalcalins (bouclier arabe), Harris, 1985
• : granite à biotite (Nigéria)
* : granite altéré, riche en microcline (Nigéria)
IIIIII : complexe de Cairngorm (Ecosse), Brown et al, 1981

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

du batholite corse, représentent le stade ultime du magmatisme orogénique et leur mise en place (aux environs de 290 Ma) est très nettement postérieure au plutonisme calco-alcalin s.s.. Dans l'histoire tectonique d'une orogène, ces ultimes manifestations magmatiques peuvent être synchrones de l'apparition des premiers complexes alcalins (Harris et al 1986, Bowden 1985, Bonin 1982) ; ceux-ci procèdent cependant d'un régime tectonique différent, de nature distensive, le long de grands axes de cisaillement hérités de l'orogène. Toutefois, l'histoire magmatique de ces deux types de manifestations peut montrer des points de convergence dans (1) la composition du matériel initial, (2) les processus magmatiques contrôlant la différenciation, (3) les interactions entre les phases fluides (d'origine magmatique ou météorique) et la roche en cours de cristallisation. Il semble ainsi logique que les profils des T.R. puissent montrer des similitudes étant donné que des paramètres identiques contrôlent leur distribution.

3.4.1. Les unités granitiques et les microgranites :

Les profils de T.R. des granites 1 et 2 et des microgranites sont présentés sur la figure 110. Les teneurs des éléments sont fournies dans le tableau 14 ; pour l'établissement des profils, ces teneurs sont normalisées par rapport à la chondrite C4.

Les six échantillons analysés montrent des caractéristiques communes qui soulignent les liens génétiques entre les différentes unités ainsi que l'homogénéité des teneurs pour chacune des unités :

- enrichissement des T.R. légères par rapport aux T.R. lourdes. Les T.R. légères sont 60 à 90 fois plus riches que dans la chondrite alors que les T.R. lourdes le sont de 16 à 40 fois. Le fractionnement général des T.R. est peu accentué ce qui se traduit par des rapport (La/Yb)n faibles, compris entre 1,84 et 5,13 (moyenne 2,96)

- fractionnement léger des T.R. légères (1,59<(La/Sm)n<3,65) alors que les T.R. lourdes sont très légèrement fractionnées dans le sens d'une augmentation pour les T.R. les plus lourdes.

L'allure générale des profils traduit le caractère très évolué des roches. Les fortes anomalies négatives en europium sont interprétées comme le résultat du fractionnement du feldspath alcalin. En effet, celui-ci concentre préférentiellement cet élément parmi les T.R. et sa cristallisation aura ainsi tendance à enrichir le bain résiduel en T.R. sauf l'europium. Cette observation confirme que la différenciation de la série acide est essentiellement contrôlée par le fractionnement du feldspath. Le granite 1 est l'unité la moins différenciée ; c'est elle qui montre la plus faible teneur globale en T.R. et la plus faible anomalie en europium.

Cependant, l'évolution des profils du granite 1 aux microgranites et au granite 2 ne peut s'expliquer par le simple fractionnement du feldspath alcalin. Certaines "anomalies", notamment dans la distribution des T.R. légères nécessitent la participation d'une phase accessoire. En effet, l'échantillon C21 montre la plus forte concentration en La ; les teneurs en Ce et Nd sont également plus élevées dans cet échantillon que dans ceux du granite 2.

La figure 111 montre les profils de distribution des T.R., compilés par Cocherie (1984), entre quelques minéraux accessoires et la roche correspondante, de composition granitique. Certains de ces minéraux (allanite, xénotime, monazite...) sont particulièrement riches en

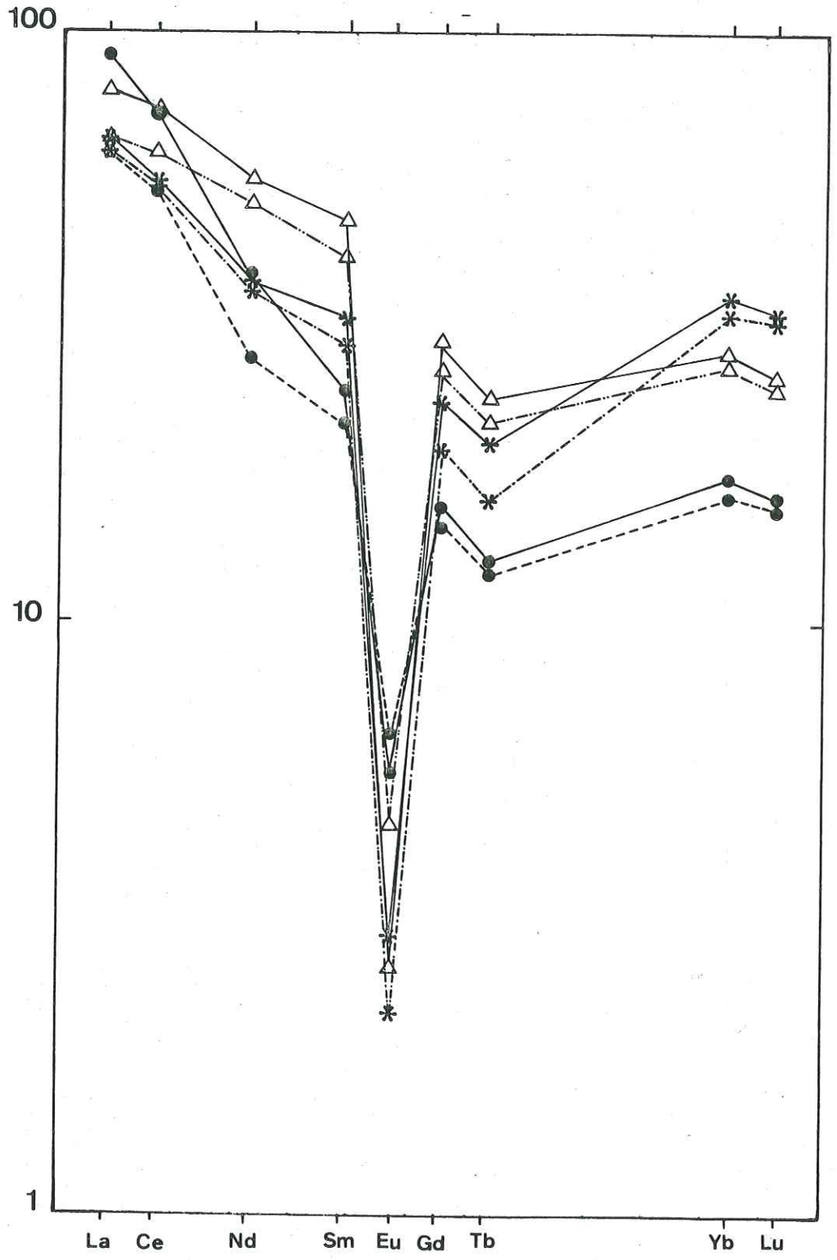


Figure 110 : profils de T.R. des unités acides de Combeynot
● : granite 1 à gros grain
✱ : granite à grain fin
△ : microgranites
condrite C4 :

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
.328	.865	.63	.203	.077	.259	.052	.033	.22	.339

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

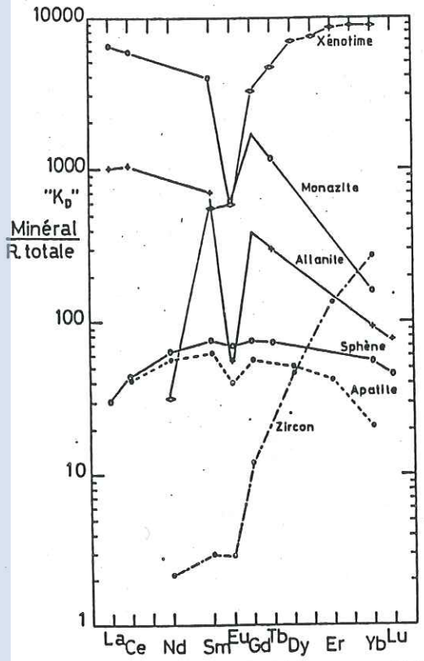


Figure 111 : coefficient de distribution des T.R. entre quelques minéraux accessoires et la roche totale correspondante (de composition granitique) in Cocherie, 1984

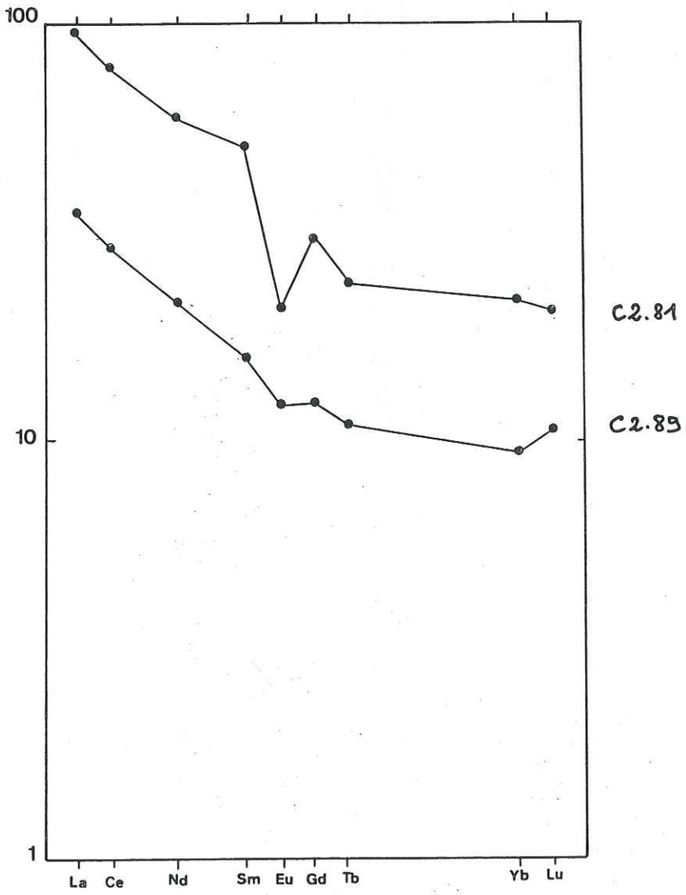


Figure 112 : profils de T.R. des dolérites filoniennes de Combeynot

T.R.. Exley (1980) a pu ainsi montrer que l'allanite pouvait contenir jusqu'à 50 % des T.R. légères de la roche. La présence, même en très faible quantité (0,05 %) d'allanite aura ainsi tendance à appauvrir le liquide résiduel en T.R. légères.

L'étude pétrographique a montré que l'allanite est un minéral commun dans les faciès acides. Son apparition, dans la suite de différenciation, aura donc tendance à appauvrir les termes les plus différenciés en T.R. légères. Cette interprétation pourrait alors expliquer l'évolution des profils de T.R. au cours de la différenciation ; cette évolution serait essentiellement contrôlée par le fractionnement du feldspath alcalin induisant une augmentation générale des T.R. et une forte diminution de l'europium dans le liquide résiduel, ainsi que par celui de l'allanite qui rend compte de la perte en T.R. légères du granite 1 au granite 2.

Cette interprétation doit cependant être partiellement modulée. En effet, la cristallisation d'allanite, classiquement invoquée pour la chute des T.R. légères avec la différenciation, devrait également s'accorder avec une diminution de Th dans les liquides les plus différenciés. Or, la figure 13 montre que Th est enrichi dans ces termes. D'autre part de nombreux auteurs pensent qu'il est difficile d'attribuer l'anomalie négative en europium au seul fractionnement de feldspath alcalin. Il faut donc envisager soit que l'allanite ne soit pas le facteur essentiel concentrant Th dans les termes différenciés, soit qu'un autre facteur intervienne dans le contrôle des T.R. légères.

Une explication alternative pourrait faire intervenir à nouveau les interactions entre la phase fluide et le corps granitique en fin de cristallisation. Cette phase fluide transporte préférentiellement certaines T.R. (notamment les T.R. légères) et peuvent ainsi occasionner des modifications dans les profils. Ainsi, les fluides riches en CO2, F, Cl ou B, peuvent incorporer préférentiellement certaines T.R. légères et également l'europium (Cocherie 1984, Bowden et al 1979, Flynn et Bur- nham 1978, Alderton et al 1980...). Cocherie (1984) remarque de la même manière que les granites associés à des minéralisations et donc affectés par des transports d'éléments par les fluides, montrent des profils peu fractionnés avec des fortes anomalies négatives en europium.

Ainsi, les profils de T.R. des faciès acides peuvent être sensiblement modifiés par l'action des fluides hydrothermaux, même si la cristallisation des feldspaths et éventuellement des minéraux accessoires garde, dans le cas du complexe de Combeynot, un rôle important dans leur distribution. Les unités les plus fortement affectées par l'action des fluides (granite 1 et microgranites) montrent ainsi des teneurs plus élevées en T.R. légères que le granite 2, ce qui est en opposition avec la suite de différenciation et suggère donc la participation d'une phase fluide enrichie en T.R. légères.

Comparés aux granitoïdes de la figure 109, les faciès acides de Combeynot se distinguent très nettement des granitoïdes des séries calco-alcalines et subalcalines (Ploumanac'h, Quérigut) par leurs profils peu fractionnés et une anomalie négative très accusée en europium. Ces profils de T.R. s'accordent avec ceux des granites alcalins (fig.109c) de ceux des termes très évolués de la série calco-alcaline corse ce qui témoigne de conditions de génèse et d'évolution des magmas très similaires ainsi que de l'action des fluides post-magmatiques dans le contrôle de la distribution des T.R.. Ces points de convergence seront discutés lors de la caractérisation géotectonique de la série.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

L'analyse des profils de T.R. des unités acides du complexe de Combeynot a permis de montrer :

(1) le degré de fractionnement très poussé des roches
(2) un type de distribution identique à ceux des granites alcalins et des granites ultimes des séries orogéniques.
(3) le contrôle de la différenciation par le feldspath alcalin et le rôle possible de la cristallisation de l'allanite sur la distribution des T.R. légères
(3) l'influence potentielle de la phase fluide sur la mobilité de ces mêmes T.R. légères

Ces caractères particuliers des T.R., corrélés aux études de terrain, à la pétrographie des roches, à l'étude des populations de zircons ainsi qu'aux résultats de l'analyse des éléments majeurs soutiennent la thèse de l'appartenance du complexe au magmatisme alcalin. Ce type de profil reste cependant très proche de celui des granites très évolués du magmatisme subalcalin.

3.4.2. Les filons doléritiques :

Deux échantillons des dolérites de Combeynot ont été analysés. L'échantillon C2.81 correspond à une dolérite légèrement plus différenciée que C2.89, ce qui se traduit sur la roche, par une légère diminution de la proportion des ferromagnésiens au profit du plagioclase, et chimiquement par une chute de Mg et Ca et une augmentation de Si (fig. 95). Les profils de T.R. de ces deux échantillons (fig.112) présentent des caractéristiques très différentes qui ne peuvent être attribuées à la seule différenciation observée, d'autant plus que la cristallisation de Cpx ou d'amphibole à partir d'un magma basique ne modifie que très peu l'allure des spectres des liquides différenciés du fait de la nature incompatible des T.R. pour ces minéraux. D'autre part, l'anomalie négative en europium observée pour la dolérite C2.81 est "surprenante" pour des roches dont le plagioclase est une phase dominante.

Or, les données de terrain, la pétrographie de ces roches et l'analyse des éléments majeurs ont montré que les dolérites sont affectées d'un hydrothermalisme intense. Celui-ci s'exprime notamment, sur l'échantillon C2.81, par une forte proportion de sphène et leucoxène (illustrée par la teneur élevée en Ti -4,06%- et dans une moindre mesure, par la plus forte teneur en fer), intervenant comme produit de destabilisation des ferromagnésiens, c'est-à-dire dans les derniers stades de cristallisation de la roche. La figure 19 montre que le sphène est très enrichi en T.R. ; sa présence dans la roche aura ainsi tendance à augmenter considérablement les teneurs globales en T.R. et notamment en T.R. lourdes. D'autre part, si l'on superpose les profils des dolérites et des unités acides (fig.113), la dolérite C2.81 s'accorde parfaitement au niveau des T.R. légères. Cette observation suggère que des intéractions entre le liquide basique et l'encaissant granitique aient pu intervenir lors de la mise en place des filons, en remobilisant préférentiellement les T.R. légères, mais également l'europium.

L'évolution des profils de C2.89 à C2.81, loin d'être le produit d'une différenciation qui s'avère par ailleurs peu développée, pourrait ainsi représenter le résultat de l'activité hydrothermale s'exprimant (1) par la recristallisation subsolidus de sphène et leucoxène en tant que produit de substitution des ferromagnésiens, (2)

par un reéquilibrage, au niveau des T.R. légères (les plus mobiles), entre les deux roches. (Cet échange de fluides peut être également illustré par les fortes teneurs en Th, U (Tableau 14) pour l'échantillon C2.81).

L'échantillon C2.89 semble quant à lui peu affecté, au niveau des T.R. par l'action des fluides. La distribution des T.R. de cette roche est celle d'un liquide magmatique peu évolué, ne présentant pas d'anomalie en Eu, avec des teneurs normalisées en La vers 35 x la chondrite, un faible fractionnement des T.R. légères et des teneurs proches de 10 x la chondrite pour toutes les T.R. lourdes. Cocherie (1984) a pu montrer par le calcul sur l'exemple des produits basiques associés au magmatisme calco-alcalin corse que ce type de liquide pouvait être issu par fusion à l'équilibre d'une source mantéllique de type lherzolite à amphibole ou à spinelle, pour des taux de fusion de l'ordre de 8% (fig.114). La production de tels liquides à partir d'une lherzolite à grenat semble exclue du fait de l'absence de fractionnement au niveau des T.R. lourdes.

L'analyse des T.R. des dolérites de Combeynot permet ainsi de suggérer :

(1) une source mantéllique pour ces roches, dont l'échantillon C2.89 pourrait constituer un liquide primaire
(2) un rôle important des phases fluides dans la distribution des T.R. de l'échantillon C2.81. Celles-ci permettent notamment la recristallisation de sphène et leucoxène en remplacement des ferromagnésiens et un reéquilibrage des T.R. légères et de l'europium des filons et du granite.

3.4.3. Les enclaves microgrenues :

Deux échantillons des enclaves microgrenues ont été dosées (Tableau 14). L'échantillon C2.35 correspond à une enclave du granite 2, C23 a été prelevé dans le granite 1. La pétrographie et l'analyse des éléments majeurs ont montré que les enclaves pouvaient être fortement hybridisées avec leur encaissant granitique. Cette transformation s'exprime chimiquement par une évolution des teneurs en oxydes vers celles du granite.
Les profils de T.R. des deux enclaves présentés sur la figure 115 sont très différents au niveau de la distribution des T.R. lourdes et des T.R. légères La et Ce. Le fractionnement général des T.R. illustré par le rapport (La/Yb)n passe de 2, 06 pour C2.35 à 7,32 pour C23.. Les deux échantillons ont sensiblement les mêmes teneurs en Eu, mais l'anomalie négative est plus accusée pour C2.35 du fait de ses teneurs plus élevées en T.R. lourdes.

Ces caractéristiques différentes soulèvent quelques problèmes pour des roches ayant les mêmes constituants minéralogiques essentiels et dont l'origine semble identique. Deux raisons peuvent à nouveau être invoquées pour expliquer ces divergences :

(1) L'augmentation des T.R. lourdes entre les deux échantillons est contrôlée par la participation d'une phase accessoire. La figure 111 montre en effet qu'un minéral comme le zircon est très fortement enrichi en T.R. lourdes. Sa présence en forte proportion dans une roche peut ainsi sensiblement augmenter sa teneur en T.R. lourdes. Cette interprétation est soutenue par la teneur élévée en Zr de l'enclave C2.35 (Tableau 14). Cette valeur de 145 ppm est la plus forte obtenue sur les analyses de

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

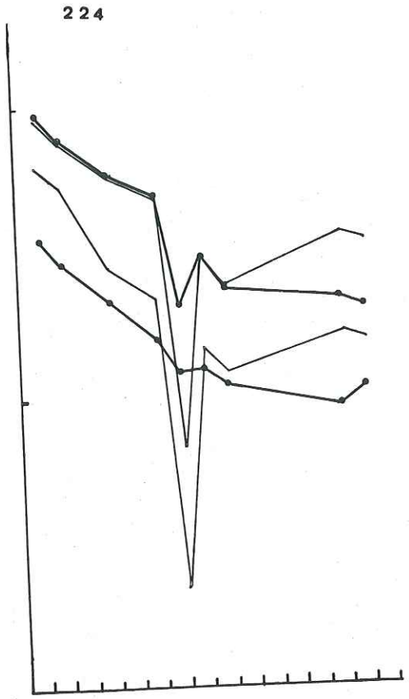


Figure 113 : profils superposés des dolérites filoniennes dans le champ de répartition des unités acides

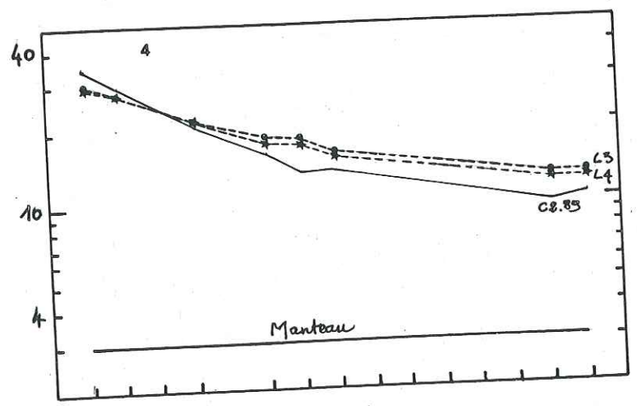


Figure 114 : caractérisation de la source des liquides primaires L3, L4 à partir de matériaux mantelliques :
- la source de L3 est une lherzolite à amphibole constituée d'olivine (60%), d'Opx (20%), de Cpx (15%) et d'amphibole (5%)
Le liquide formé L3 est constitué à 25% par la fusion d'Opx, à 25% par celle de Cpx et à 50% par celle de l'Hb
- la source de L4 est une lherzolite à spinelle constituée d'olivine (58%) d'Opx (20%), de Cpx (20%) et de spinelle (2%)
Le liquide formé L4 est constiué à 45% par la fusion d'Opx et à 55% par celle de Cpx
(in Cocherie, 1984)

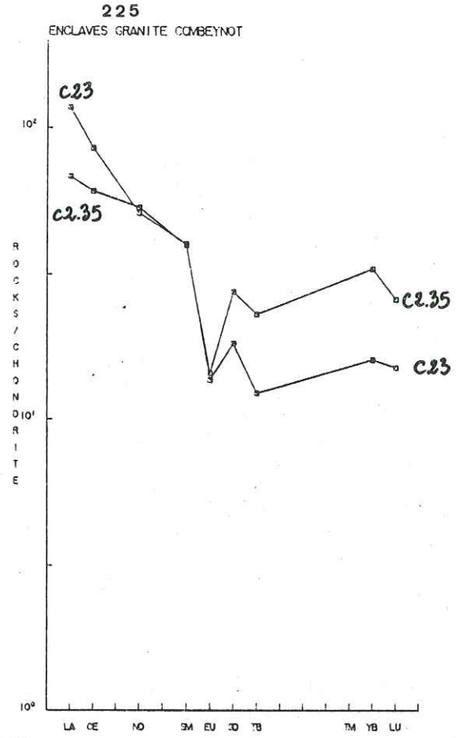


Figure 115 : profils de T.R. des enclaves microgrenues

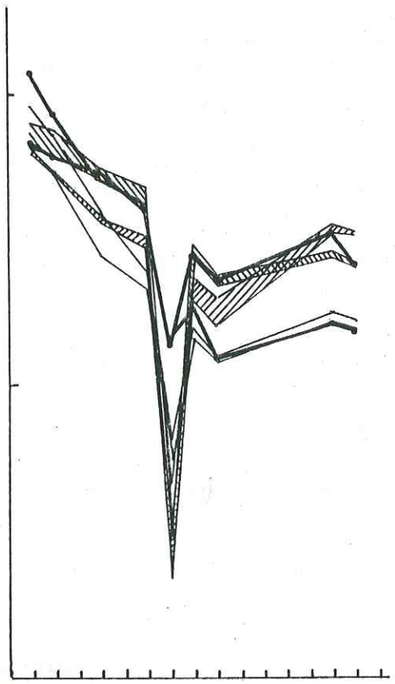


Figure 116 : profils superposés des enclaves microgrenues dans le champ de répartition des unités acides.

l'ensemble des formations de Combeynot.

(2) L'hybridation entre enclave et granite a conduit à un reéquilibrage entre les minéraux des deux roches lors des dernières phases de cristallisation du granite. Cette interprétation est à nouveau suggérée par la superposition des profils des enclaves et des unités granitiques (fig.116). Il est en effet remarquable de constater qu'au niveau des T.R. lourdes, l'échantillon C2.35 se superpose relativement bien au granite 2 et l'échantillon C23 au granite 1, c'est à dire à leurs encaissants respectifs.

Le nombre trop faible d'analyses ne peut permettre de trancher entre ces deux solutions. Il est toutefois intéressant de remarquer que malgré leur caractère moins évolué et leur nature chimique intermédiaire, les enclaves microgrenues présentent des profils de T.R. peu différents de ceux des unités acides, ce qui permet de suggérer des intéractions entre les deux types de roches.

3.4.4. Conclusion :

L'étude des T.R. des formations du complexe de Combeynot a permis de dégager plusieurs points importants :

(1) Le caractère très évolué des unités acides et une distribution des T.R. comparables à ceux des granites alcalins d'une part, et à ceux des termes ultimes des séries orogéniques d'autre part.

(2) Une origine mantellique pour les dolérites filoniennes ; celles-ci représentent le produit de la fusion d'une lherzolite à amphibole ou à spinelle.

(3) Le rôle important joué par les phases fluides sur la distribution des T.R. de l'ensemble des faciès analysés.

L'influence de l'activité hydrothermale se traduit, au niveau des unités acides, par un enrichissement des T.R. légères dans les faciès les plus affectés par l'action des fluides. Ce caractère indique que la phase fluide est enrichie dans ces mêmes T.R. qui peuvent dériver du bain silicaté lui-même, mais également d'un système magmatique extérieur par l'action des eaux météoriques. L'activité hydrothermale s'exprime également par des interactions entre les unités acides d'une part et les dolérites et enclaves d'autre part qui conduisent à des reéquilibrages qui peuvent affecter, selon les phases minérales impliquées, aussi bien les T.R. légères que les T.R. lourdes.

3.5. Critères géochimiques de la différenciation :

3.5.1. Mise en évidence du mode de différenciation :

L'étude des éléments majeurs et des T.R. ne permet pas de définir le mode différenciation de la lignée évolutive de Combeynot. Celui-ci peut correspondre soit à un processus de cristallisation fractionnée conduisant du granite 1 aux microgranites puis au granite 2 soit à un processus de fusion partielle d'une même source à des taux de fusion variables conduisant à des liquides différents évoluant par fractionnement vers les unités granitiques et les microgranites. En

d'autres termes, le problème posé consiste à savoir si les faciès acides sont issus d'un seul et unique magma ou s'ils représentent le produit de plusieurs magmas subcontemporains.

- rappels théoriques :

L'étude des éléments en traces permet d'après les travaux de Treuil et Varet (1973), Joron et al (1977, 1978), de définir les rôles respectifs de fusion partielle et de cristallisation fractionnée à partir de diagrammes binaires résultant d'un calcul théorique simple :

La concentration d'un élément quelconque dans un liquide différencié s'exprime par les équations suivantes :

(1) $C^l = C^o . F^{(D-1)}$
pour la cristallisation fractionnée (Rayleigh, 1896)

(2) $C^l = C^o/D + F(1-D)$
pour la fusion à l'équilibre (Shaw, 1970)

C^o = Concentration de l'élément dans la source
C^l = Concentration de l'élément dans le liquide différencié
F = Proportion de liquide
D = Coefficient de partage solide /liquide de l'élément

- Lorsque l'élément C est fortement incompatible, son coefficient de partage D tend vers 0 et les équations (1) et (2) s'écrivent :

(3) $C^{n,l} = C^{n,o}/F$

ou $F = C^{n,l}/C^{n,o}$ (3')

Dans ce cas, il n'y a donc pas de variation de comportement de l'élément fortement hygromagmatophile selon les différents processus de différenciation, et le rapport de concentration de deux éléments de ce type caractérise ainsi théoriquement la source (qu'elle soit solide ou liquide). Dans un diagramme binaire élément incompatible/élément incompatible, toutes les roches issues d'une même source s'alignent théoriquement sur une droite. En fait, les variations par rapport à cette droite traduisent soit l'hétérogénéité du matériel source, soit des taux de fusion différents de ce même matériel, soit une combinaison des deux.

- Pour un élément quelconque, l'équation (1) peut s'écrire :

$\log C^l = \log C^o + (D-1) \log F$

où F peut s'écrire selon la relation (3'), ce qui donne :

$\log C^l = \log C^o + (D-1) \log C^{n,o} + (1-D) \log C^{n,l}$

qui devient :

$\log C^l = cste + (1-D) \log C^{n,l}$

C'est l'équation de droite de pente 1-D

La représentation en coordonnées logarithmiques entre un élément

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

C^n fortement compatible (D>1) et un élément C fortement incompatible fait apparaître, lors d'un processus d'évolution par cristallisation fractionnée, une droite à pente fortement négative. Dans le cas de la fusion partielle, le calcul mène à une droite de faible pente (fig.117). Ainsi, les liquides primaires issus de taux de fusion partielle différents à partir d'un même matériel source s'individualisent le long d'une droite de pente faible. A partir de ces liquides primaires le processus de cristallisation fractionnée conduit à des liquides et roches se groupant sur une droite à forte pente.

3.5.2. Diagrammes de corrélation entre éléments incompatibles :

La figure 105 permet de déterminer les éléments fortement incompatibles pouvant être retenus pour ce type de représentation. L'étude des T.R. a pu montrer l'influence potentielle de la cristallisation des minéraux accessoires tels que l'allanite, le zircon, le sphène... dans la distribution des éléments en traces. Le rôle de la phase accessoire peut être illustré par le comportement de Zr, et à degré moindre, par celui de Hf. En effet, corrélé à l'yttrium (fig.118), qui garde son caractère fortement incompatible, Zr fractionne très nettement entre le granite 1 et le granite 2. Cette diminution de Zr est due à la cristallisation de zircon, qui fixe également préférentiellement Hf : Zr et Hf ne peuvent ainsi être retenus pour les diagrammes de corrélation.

L'examen de la figure 105 montre que les éléments les plus hygromagmatophiles sont, dans le cas du complexe de Combeynot, Y, Nb, Ta, Th, U. Pour des raisons d'homogénéité, les corrélations seront effectuées entre éléments dosés par la même méthode analytique.

Th =f(Ta) : Sur ce diagramme (fig.119), les points montrent une bonne corrélation positive, avec augmentation des teneurs selon la différenciation. Ceci est caractéristique d'une série évoluant à partir d'une même source. Cette première constatation permet de lier génétiquement les enclaves microgrenues, qui peuvent représenter des liquides précoces de la série, et les dolérites filoniennes aux unités acides de Combeynot.
Dans le détail, l'examen du diagramme montre que le granite 2 s'individualise sensiblement d'une droite de corrélation théorique ; ceci peut signifier soit l'hétérogénéité du matériel source, soit un taux de fusion partielle différent de ce même matériel, soit une combinaison des deux.

U = f(Ta) et U = f(Th) : Ces diagrammes présentent des caractéristiques quelque peu différentes (fig.120). En effet, trois points s'éloignent nettement de la droite de corrélation qui relie les granites 1 et 2, les enclaves et une dolérite. Ces trois points représentent les microgranites et la dolérite C2.81 et leur position sur le diagramme peut être attribuée à un enrichissement en uranium par les phases fluides. Il est par ailleurs intéressant de remarquer que ces roches ont sensiblement les mêmes concentrations en T.R. légères, dont l'analyse a pu montrer qu'elles étaient également remobilisées par l'activité hydrothermale. Hormis ces trois points, le bon alignement des roches sur les diagrammes permet de confirmer les liens génétiques.

Nb = f(Y) : Seuls les faciès acides ainsi qu'une enclave (C2.35) ont été analysés pour ces éléments . Le diagramme (fig 121) montre qu'il y a augmentation régulière de teneur de Nb et Y avec la

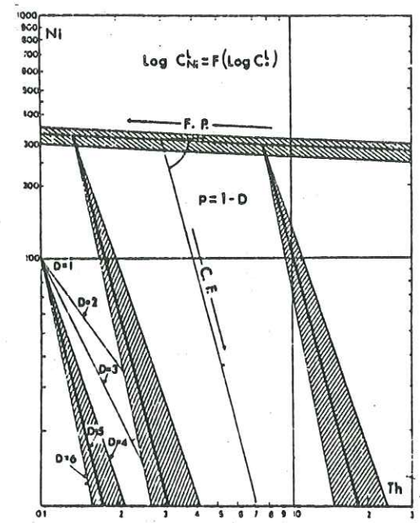


Figure 117 : diagramme théoriques log $C^{Ni}1$ = F(log C^{Th}) pour les modèles de fusion partielle et de la cristallisation fractionnée (d'après Joron et al, 1978)

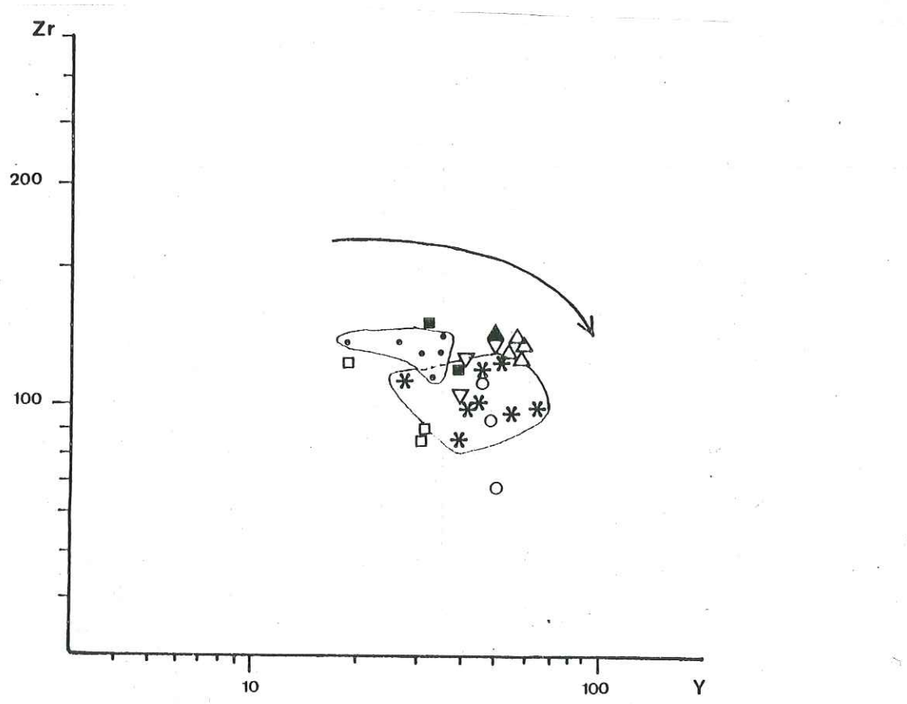


Figure 118 : diagrammes Zr = f(Y)
la flèche symbolise l'évolution de Zr avec la différenciation

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

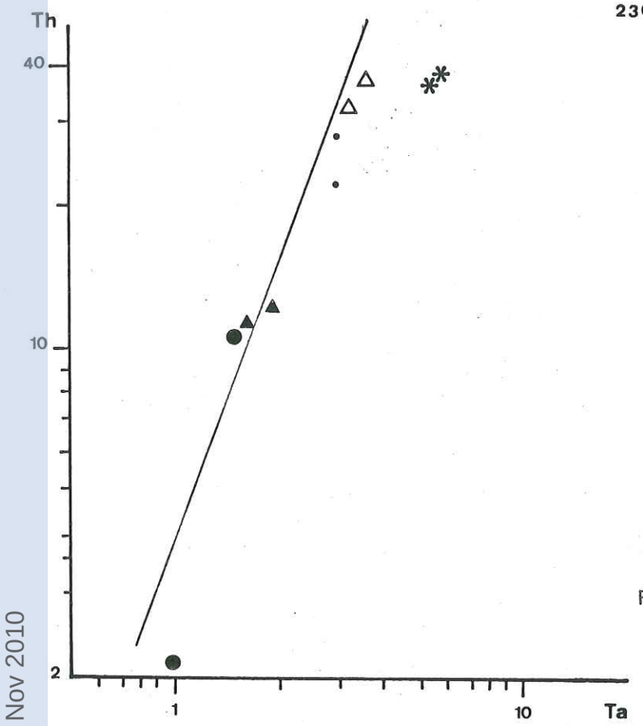


Figure 119 : diagramme Th = f(Ta)

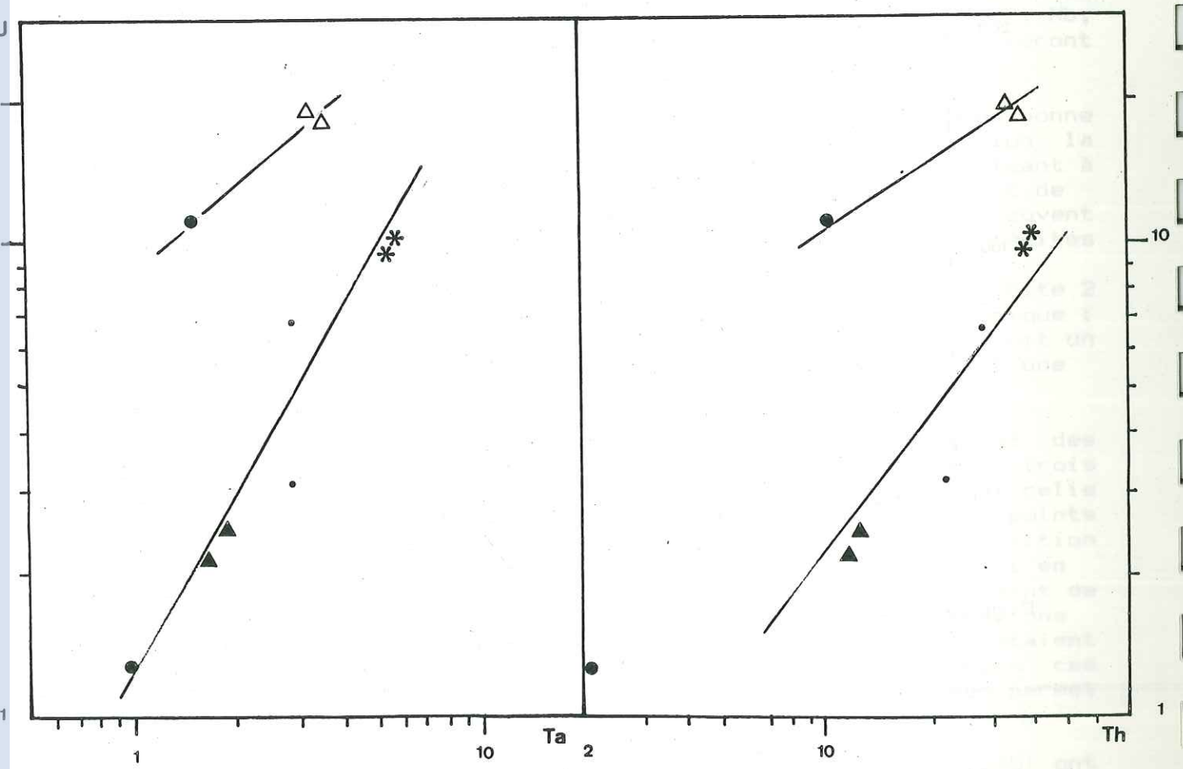


Figure 120 : diagrammes U = f(Ta) et U = f(Th)

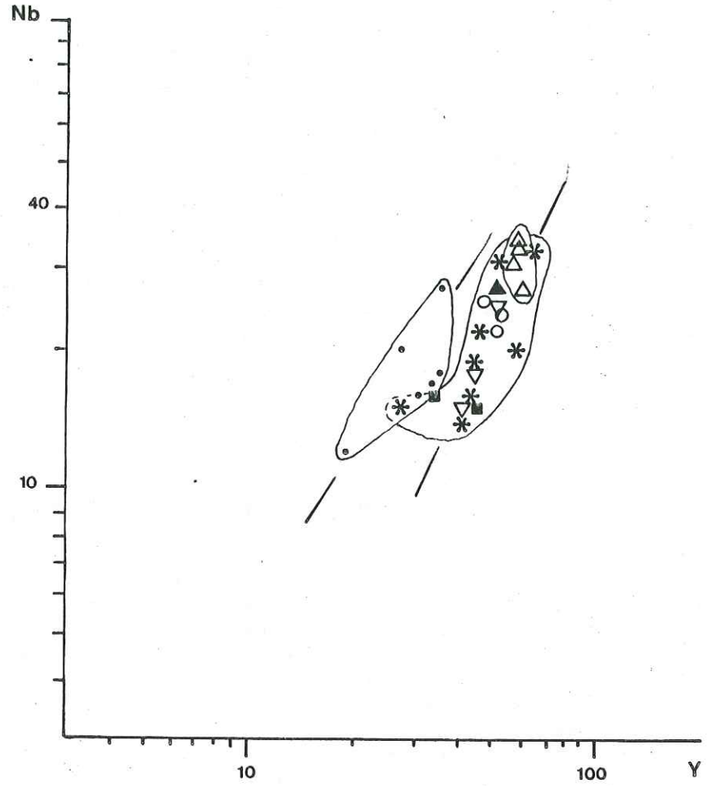


Figure 121 : diagramme Nb = f(Y)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

différenciation. Cependant, comme dans le diagramme Th/Ta, les points représentatifs des deux granites ne s'alignent pas sur une même droite et les mêmes remarques que précédemment peuvent être formulées à cet égard. L'échantillon C2.35 quant à lui se situe dans le champs de répartition du granite 2 alors qu'il s'alignait sur les diagrammes précédents dans une suite logique de différenciation. Cette caractéristique reflète à nouveau l'hybridation entre l'enclave et son encaissant qui se traduit par une réhomogénéisation des teneurs des éléments, déjà soulignée pour les T.R. lourdes.
Enfin, ce diagramme permet à nouveau de lier génétiquement le granite 2 et les faciès granitiques de l'Eychauda par la superposition de leurs champs de répartition.

Ces diagrammes de corrélation entre éléments incompatibles permettent de suggérer le cogénétisme entre granites, microgranites, enclaves et dolérites. Ils constituent le premier argument pour lier la séquence basique aux unités acides de Combeynot. Ils confirment également certaines interprétations précédemment soutenues sur le rôle joué par les fluides sur la mobilité des éléments en traces.

3.5.3. Diagrammes de corrélation éléments compatibles/éléments incompatibles :

Les éléments compatibles c'est à dire les plus sensibles au fractionnement des phases minérales en présence, sont représentés par Sc (élément de transition) et Eu qui a montré qu'il fractionnait très fortement avec la différenciation. Peuvent également être utilisés, dans les éléments majeurs, le calcium et le titane (Mg et P ont été écartés du fait de teneurs nulles dans de nombreux échantillons qui posent un problème de représentation en coordonnées logarithmiques). Ces éléments sont correlés à Th et Ta qui semblent représenter les éléments hygromagmatophiles les plus inertes.
La figure 122 présente l'ensemble de ces diagrammes et plusieurs observations peuvent être formulées :

(1) La bonne corrélation négative entre la dolérite C2.81, les enclaves microgrenues, le granite 1 et les microgranites.
(2) La position particulière de la dolérite C2.89, isolée sur la gauche des diagrammes du fait de ses faibles teneurs en Ta et Th.
(3) Le léger décalage des points représentatifs du granite 2 par rapport à la droite de corrélation sur la plupart des diagrammes.

La corrélation fortement négative est en accord avec une différenciation par un processus de cristallisation fractionnée qui évolue des enclaves microgrenues au granite 1 puis aux microgranites. Ces différentes roches sont donc issues d'un même magma, la différenciation par cristallisation fractionnée conduisant à des liquides résiduels de plus en plus évolués et les différents faciès représentent les différents stades du processus. Ainsi les enclaves représentent un liquide précoce dans la suite de différenciation, et les microgranites dérivent d'un liquide résiduel issu de la cristallisation du granite 1 dans la chambre magmatique. La mise en place subcontemporaine ou même légèrement antérieure des microgranites suggère que ceux-ci représentaient la partie supérieure de la chambre magmatique en cours de cristallisation ; la ségrégation

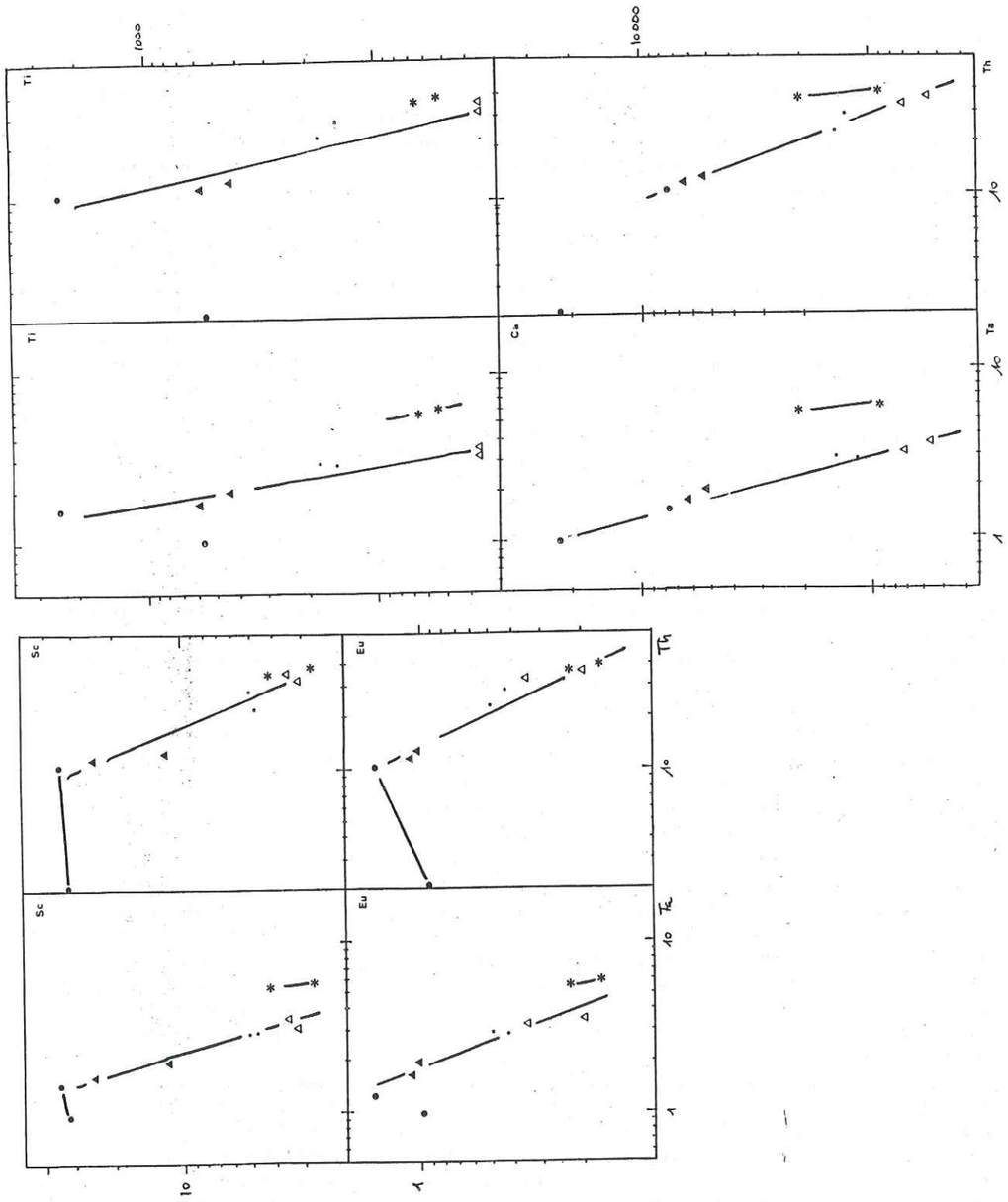


Figure 122 : diagrammes de corrélation élément compatible = f(élément incompatible)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

des minéraux pourrait alors s'effectuer par gravité et/ou thermogravitation (la viscosité généralement élevée des magmas acides limite le mécanisme de cristallisation fractionnée par gravité et Hildreth (1981) a montré que lors du refroidissement d'une chambre magmatique acide, un gradient de température s'établit entre le toit et le plancher de l'intrusion induisant des mouvements de convexion à l'intérieur de celle-ci et conduisant à une ségrégation par thermogravitation). La partie supérieure de la chambre magmatique pourrait ainsi représenter la zone d'alimentation des microgranites, injectés par la suite dans l'encaissant gneissique.

D'autre part, la position décalée du granite 2 par rapport à la droite de corrélation implique que cette unité représente un liquide magmatique différent de celui conduisant au granite 1 et aux microgranites. Cette variation s'exprimait déjà dans le diagramme Th/Ta (fig.119) ; elle suggère que le granite 2 dérive, par cristallisation fractionnée, d'un magma issu de la même source que le précédent, mais à un taux de fusion légèrement différent. Les deux unités granitiques correspondent donc à la mise en place séquencée de deux magmas différents.

Enfin, la position de la dolérite C2.81 sur la droite enclaves - granite 1 - microgranites semble correspondre au résultat des interactions entre ce filon et l'encaissant granitique (cf paragraphe 3.4.2.). La dolérite C2.89 quant à elle, s'individualise nettement et représente un liquide primaire issu de la même source que les unités acides (fig. 27 et 28), mais à un taux de fusion nettement différent. Il est par ailleurs probable que la dolérite C2.81 se situerait, sans l'action des phases fluides, dans une position intermédiaire entre sa position actuelle et celle de la dolérite C2.89.

3.5.4. Conclusion :

Les diagrammes de corrélation log-log entre éléments incompatibles et entre éléments à coefficient de partage solide/liquide nettement différents ont apporté des renseignements précieux quant au mode de différenciation et par suite, quant au mécanisme de mise en place des formations.

Il semblerait ainsi que les formations du complexe de Combeynot puissent être interprétées comme l'expression de plusieurs magmas issus d'une même source par des taux de fusion différents (fig.123) :

(1) un premier magma donne naissance, par un processus de cristallisation fractionnée, aux enclaves microgrenues, au granite 1 et aux microgranites. Ceux-ci représentent l'expression du toit de la chambre magmatique, plus différencié que son plancher, représenté par le granite 1. Les faciès granodioritiques représentent un liquide précoce dans la suite de différenciation, remobilisés partiellement sous forme d'enclaves lors de la mise du granite 1.
(2) un second magma conduit, par les mêmes processus de cristallisation fractionnée, au granite 2 dont les caractéristiques géochimiques légèrement différentes traduisent un taux de fusion de la source légèrement moins important. Par contre le fractionnement conduisant au granite 2 est plus évolué que celui correspondant au granite 1 comme en témoignent les plus faibles teneurs en éléments compatibles.
(3) les filons doléritiques correspondent à des liquides basiques

qui sont issus de taux de fusion très différents de la même source.

Cette mise en place séquencée de plusieurs magmas ne remet pas en cause les résultats établis quant à la caractérisation des phases minérales ayant guidé leur évolution. En effet, les magmas correspondant aux unités granitiques ont des caractéristiques géochimiques bien spécifiques tout en restant très proches ; seuls les degrés de fusion partielle et de fractionnement sont légèrement différents.

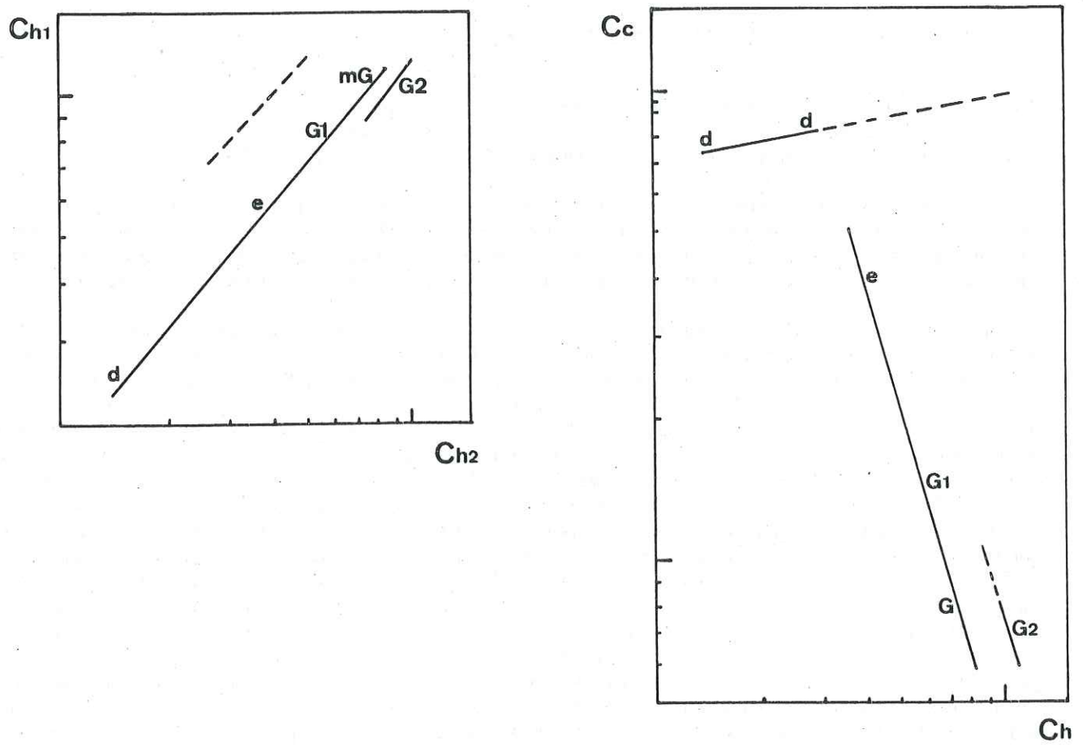


Figure 123 : droites d'évolution synthétiques des unités dans les diagrammes de corrélation log-log :
Ch 1 et 2 = élément hygromagmatophile,
Cc = élément compatible

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

3.6. Caractérisation géotectonique de la lignée et définition des matériaux source :

Les travaux de Pearce et al (1984) ont permis une classification des granitoïdes basée sur l'étude des éléments en traces. Ces auteurs distinguent quatre groupes de granites correspondant à différents environnements géotectoniques :

- Les granites de rides océaniques (ORG)
- Les granites des arcs insulaires (VAG)
- Les granites intraplaques (WPG)
- Les granites de collision (COLG).

3.6.1. Spectres généralisés :

Les teneurs en éléments en traces sont normalisées par rapport à une roche standard dérivant par cristallisation fractionnée d'une tholéiite océanique de type N-MORB (Pearce et al, 1984).

Les spectres des unités acides de Combeynot (fig.124) sont typiques de granites intraplaques ; ils sont caractérisés par (1) des valeurs normalisées élevées en Rb, Th, Ta et Nb (2) des valeurs proches de 1 de Sm à Yb (excepté pour le granite 1 dont les valeurs voisinent 0.5)

Comparé à d'autres granites (fig. 125), le complexe de Combeynot est similaire aux granites alcalins d'Evisa (Corse) ou du complexe d'Aja (Arabie Saoudite), pour lesquels le caractère intraplaque et l'origine mantellique sont démontrés (Bonin et al, 1978 ; Harris, 1985). Il se distingue plus nettement des granites calco-alcalins (Quérigut, Pyrénées) par les valeurs de Th, Ta, Nb, Y et Yb. Selon Harris, (1985), les éléments Ta, Nb, Y et Yb sont enrichis dans les magmas intraplaques par rapport aux magmas calco-alcalins et ils témoignent d'une source enrichie en éléments incompatibles. Ces mêmes éléments ont, selon cet auteur, une affinité pour les phases fluides riches en F ou CO2. Ils sont donc enrichis dans les parties hautes des chambres magmatiques ; celles-ci sont par ailleurs appauvries en Sr, Eu (Hildreth, 1981). Ce schéma s'adapte parfaitement aux formations acides du complexe de Combeynot sur l'exemple du granite 1 et des microgranites. Ceux-ci représentent le toit de la chambre magmatique (cf paragraphe précédent) et leurs teneurs en Ta, Nb, Y sont nettement plus élevées que celles du granite 1, qui représente une zone plus profonde dans la chambre magmatique.

3.6.2. Diagrammes Nb/Y et Ta/Yb :

Pearce et al (1984) ont montré que les éléments en traces les plus discriminants pour la classification géotectonique des granites sont : Rb, Y, Yb, Nb et Ta. Parmi ceux-ci, Rb peut être exclu du fait de sa remobilisation par les phases fluides. Les figures 126 et 127 présentent les diagrammes Nb = f(Y) et Ta = f(Yb). Dans les deux cas, les points représentatifs des formations acides de Combeynot se situent dans le champ de répartition des granites intraplaques ce qui traduit leurs teneurs élevées en éléments incompatibles. Ces granites appartiennent à la lignée alcaline ; ils trouvent leur origine dans le manteau (Bonin et Lameyre, 1978 ; Bonin, 1982 ; Bowden, 1985 ; Pearce et al, 1984 ; Harris, 1985...) où les liquides sont produits

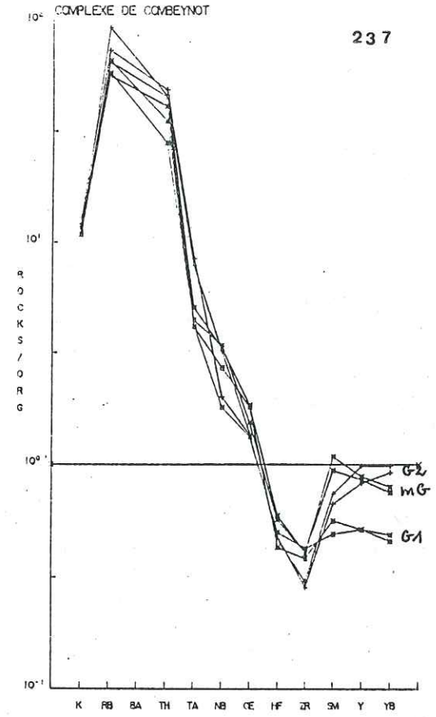


Figure 124 : spectres généralisés des unités acides de Combeynot
* granite 1
x microgranites
+ granite 2

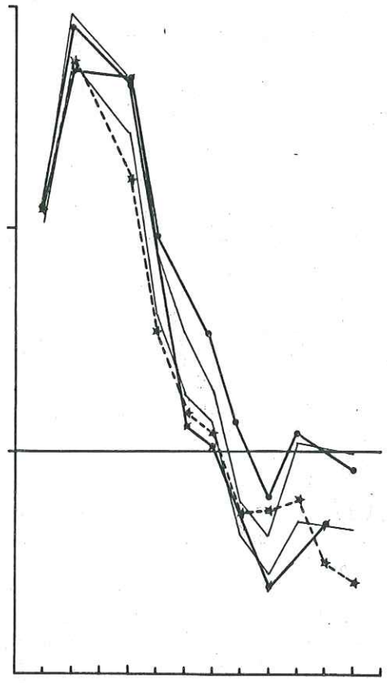


Figure 125 : comparaison des spectres de Combeynot avec d'autres séries granitiques
• complexe d'Aja (bouclier arabe, Harris 1985)
⸗ complexe d'Evisa (Corse, Whalen et al, 1987)
* complexe de Quérigut (Pyrénées, Fourcade et al, 1981)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

localement par une chute de pression et/ou augmentation de température. D'un point de vue tectonique, ces granites traduisent une phase distensive au sein d'une plaque.

- Signification géodynamique :

Harris et al (1986) ont proposé un schéma général du magmatisme des zones orogéniques en définissant trois principaux types de magmatisme (fig.128) :

(1) Le premier magmatisme précède la collision (fig.128a). Les granitoïdes produits sont enrichis en éléments incompatibles provenant de la lithosphère océanique. La génèse des magmas est attribuée à la fusion, en présence d'eau, d'un manteau supérieur lherzolitique enrichi en K, Rb et T.R. légères libérés par la plaque océanique plongeante (Graviou, 1984). L'absence de ce type de magmatisme dans une orogène traduit le développement d'océans de tailles réduites.

(2) Le second magmatisme (fig.128b) est syn-collision est conduit à la mise en place des leucogranites à muscovite. Ce magmatisme est typiquement crustal et dérive de l'épaississement de la croûte dû aux grands chevauchements et provoquant localement, sous l'action des fluides l'anatexie de la plaque chevauchante. Les liquides formés sont appauvris en T.R., Zr et Hf qui restent concentrés dans le résidu de fusion.

(3) Le troisième type de magmatisme (fig.128c) est tardi- à post-collision et de nature calco-alcaline. Il présente des caractéristiques similaires à ceux du magmatisme pré-collision. Ce magmatisme trouve son origine, selon Harris et al (1986) dans la partie du manteau enrichie en éléments incompatibles située au dessus de la plaque océanique plongeante. Le liquide ainsi produit est ensuite contaminé par les produits de fusion de la croûte inférieure.

A ces trois groupes typiquement orogéniques, un autre type de magmatisme, de nature alcaline et à caractère intraplaque, traduit un changement à la fois dans le régime tectonique et dans les matériaux source (fig.128c). Ce magmatisme est lié à des phases distensives (avec ou sans extension) et sa source provient d'un manteau non hydraté par le processus de subduction. La fusion du manteau peut résulter d'une décompression adiabatique succédant à l'épaississement crustal, au soulèvement et à l'érosion. Harris et al (1986) soulignent que ce type de magmatisme alcalin intraplaque peut se développer en même temps que les associations calco-alcalines liées au phénomène de collision (groupe 3) si les structures lithosphériques permettent la détente du manteau. Dans le même sens, Bowden (1985) admet que les zones tectoniques de cisaillement associées aux phases de distension terminales de l'orogène peuvent contrôler la distribution de certains complexes annulaires alcalins intraplaques. Dans ce cas, ce type de complexe ne peut être strictement considéré comme anorogénique. Il représente structuralement et géochronologiquement le contrecoup des ultimes étapes d'un système tectonique orogénique antérieur (exemple des fossés d'effondrement liés au contrecoup d'une collision intracontinentale de type Himalaya, Tapponier, 1977).
D'un point de vue strictement géochimique, il semble ainsi que les ultimes étapes du magmatisme orogénique, dérivant d'un manteau de moins en moins hydraté soient très proches, chimiquement, des premiers complexes annulaires se mettant en place et dont la source est constituée d'un manteau considéré comme non hydraté. D'autre part, le

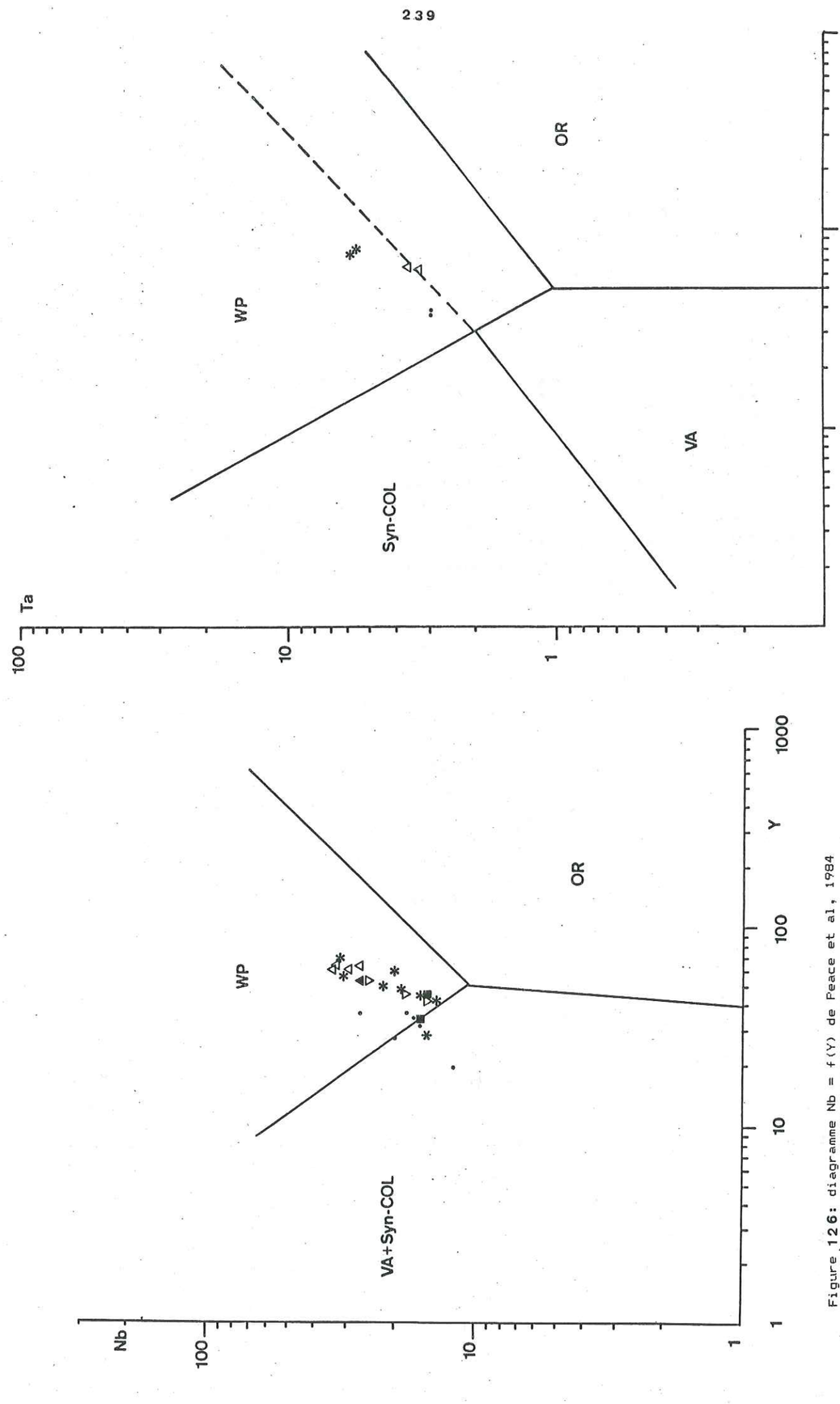


Figure 127 : diagrammes Ta = f(Yb) de Peace et al, 1984
même légende que figure 34

Figure 126: diagramme Nb = f(Y) de Peace et al, 1984
WP = granites intraplaques
OR = granites des rides océaniques
VA = granites d'arcs insulaires
Syn-COL = granites syn-collision

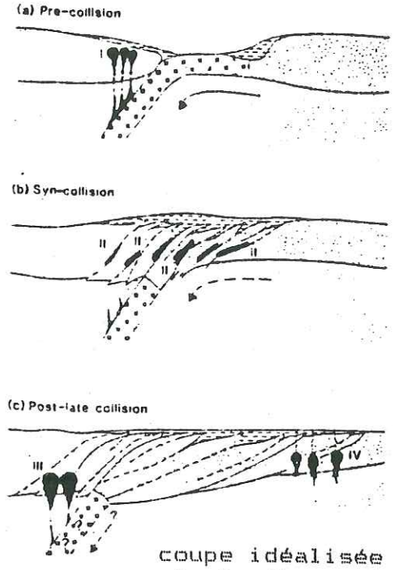


Figure 128 : coupe idéalisée d'une collision continent-continent simple figurant les sources possibles des magmatismes :
I : granites pré-collision
II : granites syn-collision
III : granites post et tardi-collision
IV : granites intraplaques alcalins
(in Harris et al, 1986)

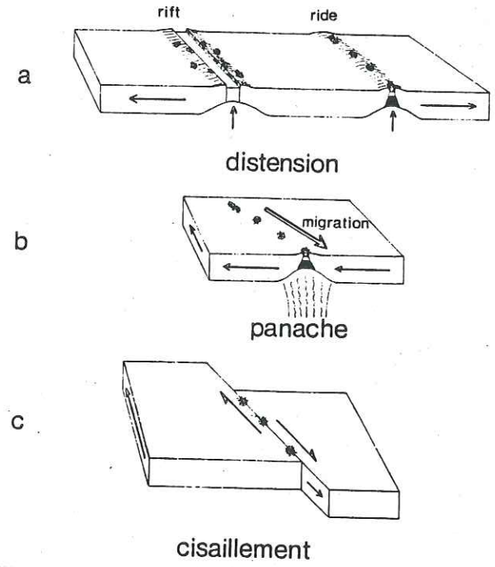


Figure 129 : contrôle tectonique du magmatisme alcalin (d'après Bonin, 1982)

magmatisme intraplaque peut aussi bien intervenir sur l'une ou l'autre des plaques agrégées lors de l'orogénèse. Si la localisation des complexes se situe du côté de la plaque chevauchante, où les mêmes phénomènes distensifs peuvent intervenir, la source même de ce magmatisme peut être encore partiellement hydratée.

Il convient de noter que ce qui précède ne concerne pas TOUS les représentants du magmatisme intraplaque, le contrôle de la détente du manteau peut également être attribué, sans liaison aucune avec une orogénèse, à de profondes fractures lithosphériques de cisaillement, elles-mêmes "héritées" d'un système tectonique antérieur (Bonin et al, 1978 ; Lameyre et al, 1984 ; Giret et al, 1985).

Il ressort de cette discussion que le magmatisme intraplaque, de nature alcaline peut être chimiquement et même chronologiquement très proche des ultimes manifestations du magmatisme orogénique. Cependant ils procèdent de régimes tectoniques différents : toujours compressif dans le cas du magmatisme calco-alcalin (ou subalcalin) comme a pu le montrer Barrière (1977) pour le complexe subalcalin tardi-orogénique de Ploumanac'h, distensif dans le cas de complexes annulaires, même si cette phase tectonique peut être liée aux phases de distension terminales de l'orogène. Dès lors, la qualification de "anorogénique" pour ce type de complexes annulaires est affaire d'appréciation.

- Conclusion :

La classification géotectonique de Pearce et al (1984) permet ainsi de situer les unités acides de Combeynot dans le domaine des granites intraplaques. Cette conclusion est en accord avec les résultats obtenus par les diverses autres méthodes : le complexe de Combeynot appartient au magmatisme alcalin et sa position géodynamique traduit un environnement intraplaque et une phase tectonique de nature distensive.
L'origine du magmatisme est à rechercher dans le manteau ; cette interprétation découle des données géochimiques même si l'absence de mesures isotopiques impose, pour le moment, quelques réserves quant à une participation crustale éventuelle.
Cette origine était également suggérée par les liens génétiques avec le magmatisme basique représenté par les filons doléritiques, dont l'analyse des T.R. a pu démontrer la source mantellique.

3.7. Synthèse des résultats :

L'étude géochimique des éléments en traces du complexe permet de préciser et définir les spécifités du magmatisme de Combeynot :

- Le complexe de Combeynot est constitué (1) d'une série acide sursaturée qui correspond à la mise en place subcontemporaine de deux magmas issus d'une même source par des taux de fusion différents : le premier magma évolue par cristallisation fractionnée pour donner le granite 1 et les microgranites (qui représentent le toit de la chambre magmatique), le second magma conduit, par un processus de cristallisation fractionnée identique mais plus avançé, au granite 2, (2) d'une série basique nettement subordonnée à la première, représentée par les filons doléritiques, issue par des taux de fusion de l'ordre de 8% d'une source mantellique de type lherzolite à amphibole ou à spinelle.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

- Il procède d'un magmatisme de type intraplaque et témoigne d'un environnement géotectonique de distension.

- Ces conclusions, conjuguées avec celles de l'analyse des éléments majeurs, de la pétrographie des roches et des données de terrain permettent d'affirmer que le complexe de Combeynot est un complexe annulaire alcalin .

Barbiéri (1970) a procédé à une datation Rb-Sr sur une biotite chloritisée du granite de Combeynot (vallée du Tabuc) et obtint un âge isochrone mica-RT de 275 Ma que Demeulemeester (1982) recalcule à 266 Ma avec la constante 1.42 x 10 /an. Cet âge correspond au début du Permien mais reste incertain quant à sa signification, d'autant plus que l'âge K/Ar de 75 Ma sur biotite chloritisée de ce même granite (Demeulemeester, 1982) suggère une influence alpine.
Le peu de données géochronologiques ne permettent pas d'attribuer la phase distensive à l'origine du magmatisme (1) aux ultimes contrecoups de l'orogénèse hercynienne (2) à un système distensif postérieur, rattaché aux prémices de l'histoire alpine.

3.8. Discussion :

L'origine et la localisation des complexes annulaires alcalins sont encore aujourd'hui très discutées. Un consensus semble toutefois s'être établi sur la liaison entre les complexes annulaires et les zones distensives (qu'elles soient liées ou non à une orogène). Ceci permet d'élever ces structures au rang de bons marqueurs géodynamiques (Bonin et Lameyre, 1978).

- localisation et contrôle tectonique :

Deux groupes sont classiquement distingués dans le magmatisme alcalin (Bonin, 1982, fig.129) :

- Le premier est lié à une distension donnant des rifts et des rides (fig.129a). Les complexes s'organisent sur l'emplacement de la future ride ou des failles transformantes.

- Le second est lié à des distensions localisées en milieu continental, sans formation postérieure de rift. Les complexes sont alignés et montrent une migration des âges. L'origine de la distension est attribuée soit à des panaches mantelliques (fig.129b), soit à de grands cisaillements lithosphériques (fig.129c et fig.130).

Les travaux récents ont permis de mieux cerner les phénomènes tectoniques liés à la génèse des complexes alcalins (Bonin 1982, Lameyre et al 1984 ; Giret et al, 1985). Ils s'accordent à donner à la lithosphère un rôle actif dans la localisation et la génèse des structures et font également appel à une "mémoire" lithosphérique pour rendre compte notamment de la récurrence, souvent observée, dans l'activité magmatique des provinces alcalines. Lameyre et al (1984) proposent la séquence suivante (fig.131) :

(1) cisaillements orientés par la mémoire et la dynamique lithosphériques, avec induction de fentes translithosphériques et début de fusion du manteau par franchissement du solidus sous l'action de la chute de pression consécutive à l'ouverture, et

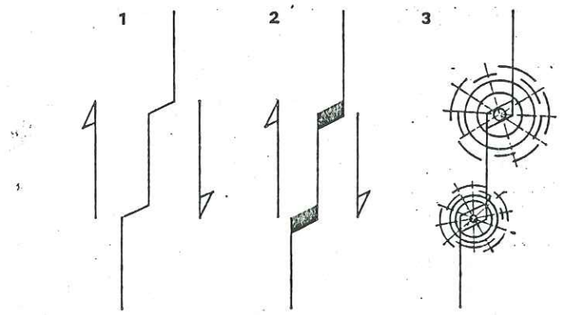


FIgure 130 : représentation schématique des stades d'ouverture en échelon le long de cisaillements lithosphériques (d'après Bonin et Lameyre, 1978)

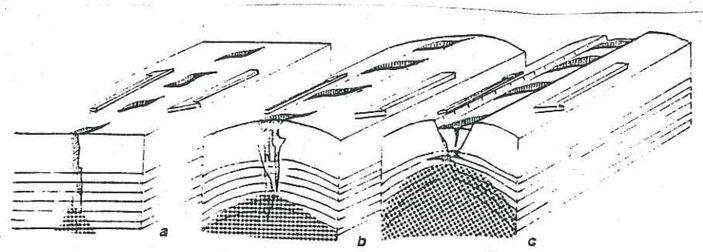


Figure 131 : séquence d'évolution et conditions de mise en place du magmatisme intraplaque (d'après Lameyre et al, 1984)

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

éventuellement par pénétration d'eaux superficielles,

(2) bombement lié à l'augmentation de volume (de l'ordre de 10%) et émission de produits alcalins associés à un volcanisme explosif dans le cas de l'intervention de l'eau.

Si le processus se poursuit (fig.131c), il conduit à des effondrements linéaires et aux rifts, qui peuvent évoluer par la suite en rides océaniques.

Dans ce schéma, le magmatisme mantellique intraplaque est contrôlé par le haut , ce qui remet fondamentalement en question le modèle des "points chauds" ou panaches mantelliques. Il est initié par des fissures profondes, dont la localisation est guidée par "l'héritage tectonique" de la lithosphère, qui induisent la fusion partielle du manteau ; le bombement subséquent conduit, si le phénomène se poursuit, aux effondrements et aux rifts.

Ce modèle présente l'avantage d'intégrer l'ensemble des représentants du magmatisme alcalin dans une seule et même logique d'évolution, qu'ils soient liés ou non à une orogénèse antérieure. La notion de mémoire lithosphérique indique que les provinces magmatiques alcalines ne s'organisent pas d'une manière quelconque sur le globe, mais que leur localisation, en milieu continental, est guidée par la réactivation d'anciennes zones de sutures ou de faiblesse.
Dans le cas où des complexes alcalins se mettent en place très tôt après la fin d'une orogène dans une zone non consolidée et relativement mobile, il apparait vraisemblable que leur localisation soit contrôlée par l'emplacement et la réactivation des zones de faiblesse orogéniques (sutures, failles transformantes, cisaillements...). Il est également aisé de concevoir que cette réactivation puisse intervenir à un endroit quelconque de l'orogène, alors que les ultimes représentants du magmatisme orogénique se manifestent encore.
Dans le même sens, il n'est pas exclu qu'une "relaxation" fini-orogénique puisse évoluer sans interruption vers une distension crustale généralisée, avec ouverture éventuelle (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1982). Les complexes alcalins s'organisent alors le long des futures ride et/ou failles transformantes.

- mise en place des structures annulaires

Bonin et Lameyre (1978) ont proposé un modèle de "piège" des liquides primaires sous la lithosphère rigide où les liquides restent en système ouvert avec le manteau. Puis, la rupture de la lithosphère permet l'ascension rapide des magmas qui se bloquent à la limite de la zone cassante de la croûte où les phénomènes de réajustements de la poche magmatique provoquent la formation des fractures annulaires. A chaque pulsation du magma vers le haut, est associée la mise en place des filons annulaires précédée par un volcanisme de dynamisme élevé (Bonin, 1982).

Cette ascension, depuis la zone de production du liquide primaire jusqu'à la surface, est très rapide à l'échelle des temps géologiques ; elle ne dépasse pas 1 million d'années (Lameyre, 1976).

- origine et évolution des magmas :

L'origine du magmatisme alcalin est située dans le manteau. Cette interprétation est basée sur (1) l'identité des granites alcalins, qu'ils soient océaniques ou continentaux, (2) des rapports initiaux

$^{86}Sr/^{87}Sr$ très bas pour les complexes non affectés par les altérations hydrothermales, (3) par des teneurs élevées en éléments incompatibles.

A partir des liquides primaires issus du manteau, les magmas évoluent par cristallisation fractionnée sous contrôle des amphiboles calciques (qui conditionnent la saturation en silice), des pyroxènes et des plagioclases (qui gouvernent l'alcalinité du milieu) pour donner des liquides acides.
L'eau joue également un rôle important dans le conditionnement des types pétrologiques (Bonin, 1982, 1983) et ce caractère illustre le rôle de la croûte dans l'évolution des magmas. En effet, c'est la teneur en eau de la croûte qui conditionnera la stabilité de l'amphibole dans les magmas alcalins. En présence de fluides, l'amphibole est stable et son fractionnement va conduire à des liquides résiduels enrichis en silice qui pourront donner des granites. Sans cette participation de l'eau, l'amphibole, minéral hydroxylé, est instable et le magma donnera des liquides sous saturés (complexes syénitiques). Bonin (1983) explique par ce phénomène la répartition des complexes alcalins continentaux :

- dans les zones mobiles ou remobilisées, riches en fluides, des granites se mettent en place,
- dans les cratons, pauvres en fluides, les syénites néphéliniques prédominent.

D'autre part, l'eau météorique joue également un rôle important en fin de cristallisation des corps granitiques et conditionne la minéralogie des roches, de type hypersolvus ou subsolvus. Un apport brutal d'eau météorique provoque, à l'étage des filons annulaires, la refusion à saturation des granites hypersolvus déjà cristallisés (en milieu relativement sec) et encore chauds, et conduit à une paragénèse de type subsolvus (Martin et al, 1976 ; Bonin, 1980, 1982). C'est la raison pour laquelle les granites alcalins subsolvus à biotite sont pratiquement absents dans les complexes des zones stables et déshydratées (Afrique de l'Ouest), et sont beaucoup plus abondants dans ceux apparaissant très tôt après une orogène (Bonin et Lameyre, 1978).
L'action des fluides provoque également des altérations tardi- à post-magmatiques qui conduisent, à partir des granites hyperalumineux à biotite, à la formation d'albitites à chlorite.

Ce bref résumé des conditions d'évolution des magmas alcalins montre qu'ils sont des représentants du manteau. S'il existe effectivement une "contamination" crustale, celle-ci résulte du transport d'éléments par les phases fluides et/ou des effets de diffusion entre l'encaissant granitique et le magma alcalin.

Les complexes annulaires continentaux procèdent tous d'une même dynamique de mise en place. Cependant, leur localisation et leur situation chronologique par rapport à une orogénèse conditionnent les types pétrographiques et les phénomènes post- et tardi-magmatiques.

Les granites subsolvus à biotite se mettant en place très tôt après la fin d'une orogénèse sont des représentants à part entière du magmatisme alcalin. Même si leur nature pétrographique et leur géochimie peuvent être, selon les cas, proches des granites typiquement orogéniques, celles-ci caractérisent l'environnement dans lequel ils se mettent en place. Leur signification géodynamique est cependant nettement différente et révèle une phase de distension initiée par des fissures translithosphériques.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

3. CONCLUSION :

Le complexe de Combeynot présente une distribution des éléments majeurs et en traces bien spécifique qui a permis de reconstituer l'histoire du magmatisme de la série et de répondre ainsi aux objectifs de l'étude géochimique.

- Typologie des unités du complexe

Les unités granitiques 1 et 2 et les microgranites de Combeynot sont des termes plutoniques acides très évolués mis en place à un niveau structural superficiel en association avec des termes volcaniques acides. Leurs teneurs en éléments majeurs et en traces sont analogues à ceux des granites alcalins subsolvus à biotite, terme le plus différencié de la lignée alcaline hyperalumineuse. Cette analogie repose sur la confrontation des analyses du complexe notamment avec celles des provinces alcalines corses, dont Bonin (1980) souligne qu'un de leur trait fondamental est l'abondance de granites alcalins subsolvus à biotite.

L'analyse géochimique des éléments en traces a également mis en évidence le cogénétisme entre les unités acides de Combeynot, les enclaves microgrenues qu'elles contiennent et les filons doléritiques qui représentent une séquence basique tardive. Cette association granites - filons basiques tardifs est très fréquente dans les provinces alcalines et les complexes annulaires sont recoupés par des filons rectilignes associant dolérites et lamprophyres. Elle constitue un élément supplémentaire plaidant en faveur de l'appartenance du complexe de Combeynot au magmatisme alcalin.

- Processus magmatiques et post-magmatiques :

Le magmatisme de Combeynot trouve sa source dans le manteau à partir duquel plusieurs magmas subcontemporains s'individualisent par des taux de fusion partielle différents :

* un premier magma évolue par cristallisation fractionnée et conduit au granite 1 et aux microgranites

* un second magma produit, par les mêmes processus de cristallisation fractionnée mais à un degré plus avancé, le granite 2

* un (des) magma(s), issu(s) de la même source, conduit à des liquides primaires dont les dolérites filoniennes sont les représentants.

Cette séquence d'évolution suppose que la zone cassante de la croûte, où pourrait se situer la zone d'alimentation des unités est elle-même alimentée par pulsations successives provenant du manteau.

Lors de la mise en place superficielle et la cristallisation des coupoles granitiques, les phases fluides juvéniles et/ou les fluides issus du lessivage de la croûte avoisinante par les eaux météoriques provoquent la remobilisation de nombreux éléments soit par transport d'éléments au sein du corps granitique (fluides juvéniles), soit par

échange à l'interface magma - encaissant.
Cette activité hydrothermale conduit, à partir du granite 1, à la formation d'albitites à chlorite ainsi qu'à la mise en place de veines minéralisées dans l'encaissant.

- Caractérisation géotectonique :

Le magmatisme de Combeynot est un magmatisme intraplaque traduisant un environnement géotectonique de distension. Il se met en place dans une zone orogénique encore non consolidée, soit très tôt après la fin de l'orogénèse hercynienne, soit lors des phases de relaxation fini-orogéniques. L'absence de données géochronologiques précises ne permet pas actuellement de trancher entre l'un ou l'autre cas de figure.

Cependant, cette localisation spatio-temporelle est en accord avec l'ensemble des données car dans ce contexte, le magmatisme alcalin est pratiquement systématiquement représenté par des complexes à granites subsolvus.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CHAPITRE VI : LE COMPLEXE DE COMBEYNOT DANS SON CONTEXTE REGIONAL

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

1. INTRODUCTION :

L'appartenance du complexe au magmatisme alcalin constitue la première évidence de la présence de ce type de magmatisme dans les Alpes Françaises. Dans ce contexte, il semblait intéressant de replacer le complexe de Combeynot dans son contexte régional du massif du Haut-Dauphiné

Cette étude a pu montrer également la grande analogie entre les unités de Combeynot et les faciès du granite fin du Vallon de l'Eychauda, au Sud du secteur étucié, qui représentent la bordure nord-orientale du granite d'Ailefroide - Pic de Clouzis (cf. fig. 3).

Dans cette optique, une étude des populations de zircons des granitoïdes du Haut-Dauphiné, établi à l'aide de comptages nouveaux et de la compilation des données publiées à ce sujet, doit permettre de préciser ces comparaisons.

Un travail en cours sur la géochimie des Terres Rares des granitoïdes du Haut-Dauphiné (Vittoz, à paraître) permettra d'élargir le champ d'investigation pour la définition des magmatismes de ce massif.

2. LES POPULATIONS DE ZIRCONS DU HAUT-DAUPHINE :

Deux populations nouvelles ont été comptées dans le cadre de cette étude et concernent les granites des Etages et de Turbat-Lauranoure, à partir d'échantillons fournis par G. Vivier. Ces populations sont traitées avec des comptages effectués par Shade (1983) portant sur les granitoïdes du Haut-Dauphiné, des Grandes Rousses et de Belledonne.

La figure 132 présente la répartition des populations dans le diagramme I.A./I.T. Ils se distinguent nettement du granite de Combeynot par leur caractère très étalé dans le diagramme.
La T.E.T. du granite des Etages indique un fort enrichissement du milieu en alcalins en fin de cristallisation permettant le développement du type G. Celle du granite de Turbat-Lauranoure est plus verticale ; les types les plus représentés sont les types S10, S15 et G.
Les points moyens de ces deux granites se situent dans le champ de différenciation des granites calco-alcalins (fig. 133), dans le domaine des granitoïdes et monzogranites (Pupin, 1980).

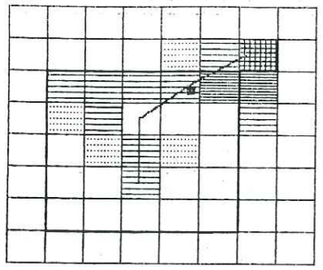
Sur la figure 133, ont été reportés les points moyens des populations étudiées par Shade. Ces granitoïdes peuvent se distinguer en trois groupes :

- un groupe de granites d'origine crustale représenté par le granite des Sept Laux et l'orthogneiss de St Colomban pour Belledonne, de Pétarel pour le Haut-Dauphiné

- un groupe de granites calco-alcalins d'origine mixte, crustale et mantellique, représenté par les granites des Etages, de Turbat-Lauranoure, déjà mentionnés, par les granites de Bourg et d'Orgières pour le Haut-Dauphiné, de Roche-Noire pour les Grandes Rousses, de la Lauzière pour Belledonne

REF.echantillon.....R3G1
Nature.....GRANITE
Lieu de prelevement.....LES ETAGES
Nombre de zircons comptes...93
Nombre d'indeterminés.....38

$\bar{A}$=531 $\bar{T}$=316



REF.echantillon.....Q3J3
Nature.....GRANITE
Lieu de prelevement.....TURBAT
Nombre de zircons comptes...104
Nombre d'indeterminés.....35

$\bar{A}$=575 $\bar{T}$=429

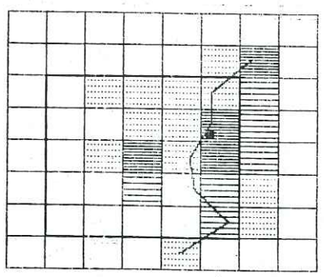


Figure 132 : Distribution typologique des populations de zircons des granites des Etages et de Turbat-Lauranoure

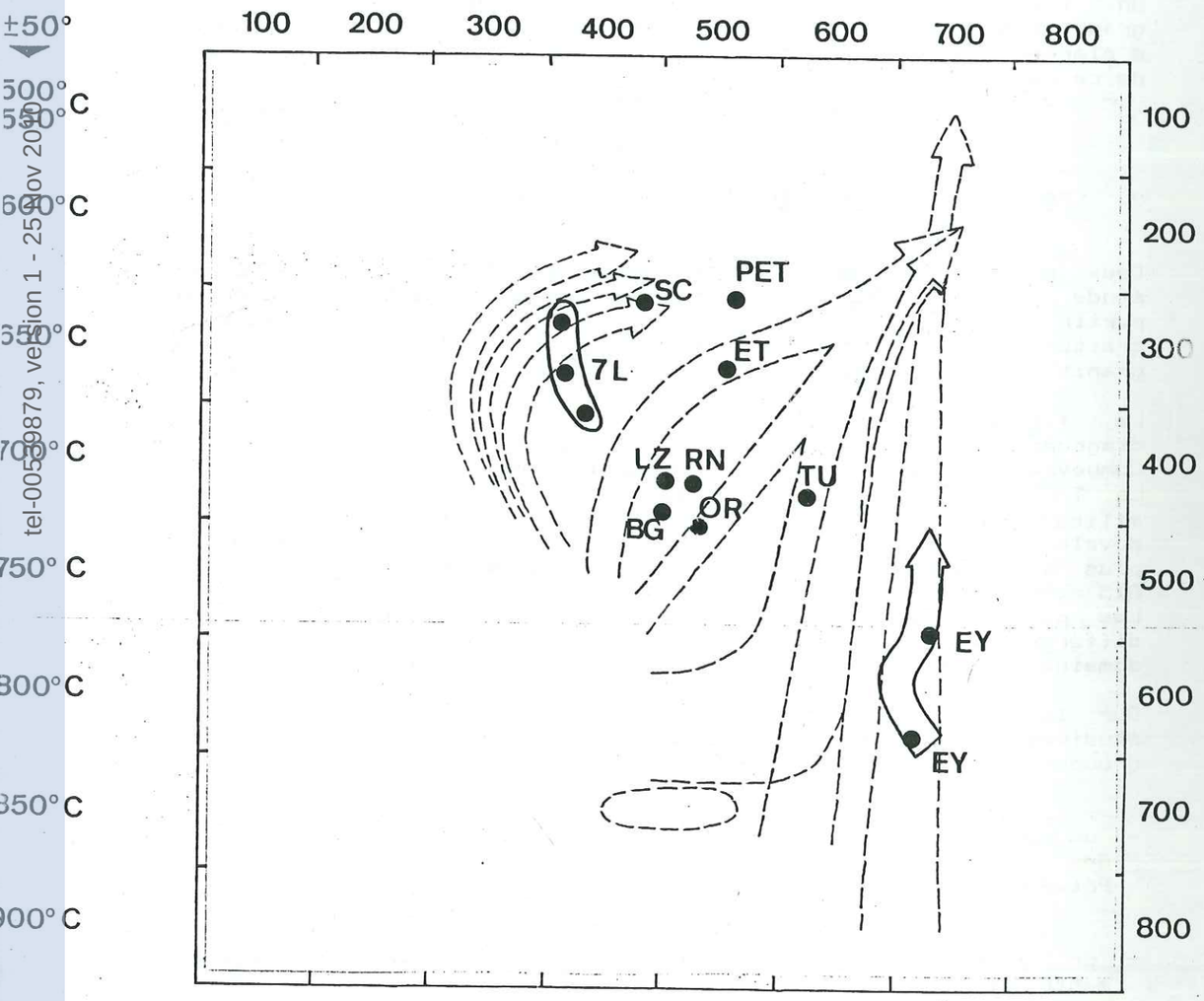


Figure 133 : Répartition des points moyens des populations de zircons des granitoïdes du Haut-Dauphiné, des Grandes Rousses et de Belledonne
7L : Sept Laux ; SC : Saint Colomban ; LZ : Lauzière ; RN : Roche Noire ; TU : Turbat ; OR : Orgières ; BG : Bourg ; PET : Pétarel ; ET : Etages ; EY : Eychauda

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

- un groupe de granites d'origine mantellique ou principalement mantellique représenté, outre le granite de Combeynot par les faciès de l'Eychauda (granite d'Ailefroide - Pic de Clouzis)

D'une manière générale, on retrouve la distinction établie par Le Fort et Pécher (1971) sur des critères géochimiques.

Reportés sur carte (fig. 134), ces trois groupes de granites montrent une zonalité magmatique qui se dessine relativement bien et dans laquelle s'organisent également les granitoïdes de Colle-Blanche et Moutières, au Sud du Haut-Dauphiné (G. Banzet, communication orale).

Ainsi, d'Ouest en Est se distinguent par les populations de zircons :

- des granites à composante crustale ou principalement crustale formant une bande externe par rapport aux massifs cristallins, bien représentée à Belledonne par les granites des Sept Laux et l'orthogneiss de St Colomban, et reliée au Sud par le granite de Pétarel.

- des granites de nature mixte, crustale et mantellique, au chimisme calco-alcalin, formant un axe central représenté du Nord au Sud par les granites de la Lauzière, de Roche Noire, du Rochail (Shade, communication orale), des Etages, de Turbat-Lauranoure et de Bourg, auxquels s'ajoutent les granitoïdes de Colle-Blanche et Moutières, au Sud.

- des granites d'origine mantellique ou principalement mantellique, à l'Est du massif du Haut-Dauphiné, représentés par les granites de Combeynot et de l'Eychauda (étendu en tireté à l'ensemble du granite d'Ailefroide - Pic de Clouzis).

Cette zonalité magmatique, qui recoupe celle de Vittoz avec l'étude de T.R. (Vittoz, à paraître) montre que d'Ouest en Est, la composante crustale s'atténue et les granitoïdes acquièrent un caractère de plus en plus profond, à composante mantellique de plus en plus affirmée. On passe ainsi de granites alumineux anatectiques à l'Ouest, à des granites de nature alcaline à l'Est. Se retrouvent ainsi, dans le massif du Haut-Dauphiné, les représentants des principales séries migmatiques qui, dans l'histoire d'une orogénèse et selon le schéma de Harris (1986, fig. 128), sont d'autant plus tardifs qu'ils sont d'origine profonde, c'est à dire, dans le cas du Haut-Dauphiné, qu'ils sont plus à l'Est.

3. CONCLUSION :

Replacé dans son contexte régional, le complexe de Combeynot semble ainsi se situer au stade ultime d'une évolution magmatique. Celle-ci s'exprime par un caractère alcalin et une origine mantellique de plus en plus marqués, conduisant sur la bordure orientale du massif, à des granites alcalins. Les faciès fins de l'Eychauda procèdent du même type de magmatisme alcalin dans lequel pourrait s'intégrer, sous réserves d'une étude plus détaillée, le granite d'Ailefroide - Pic de

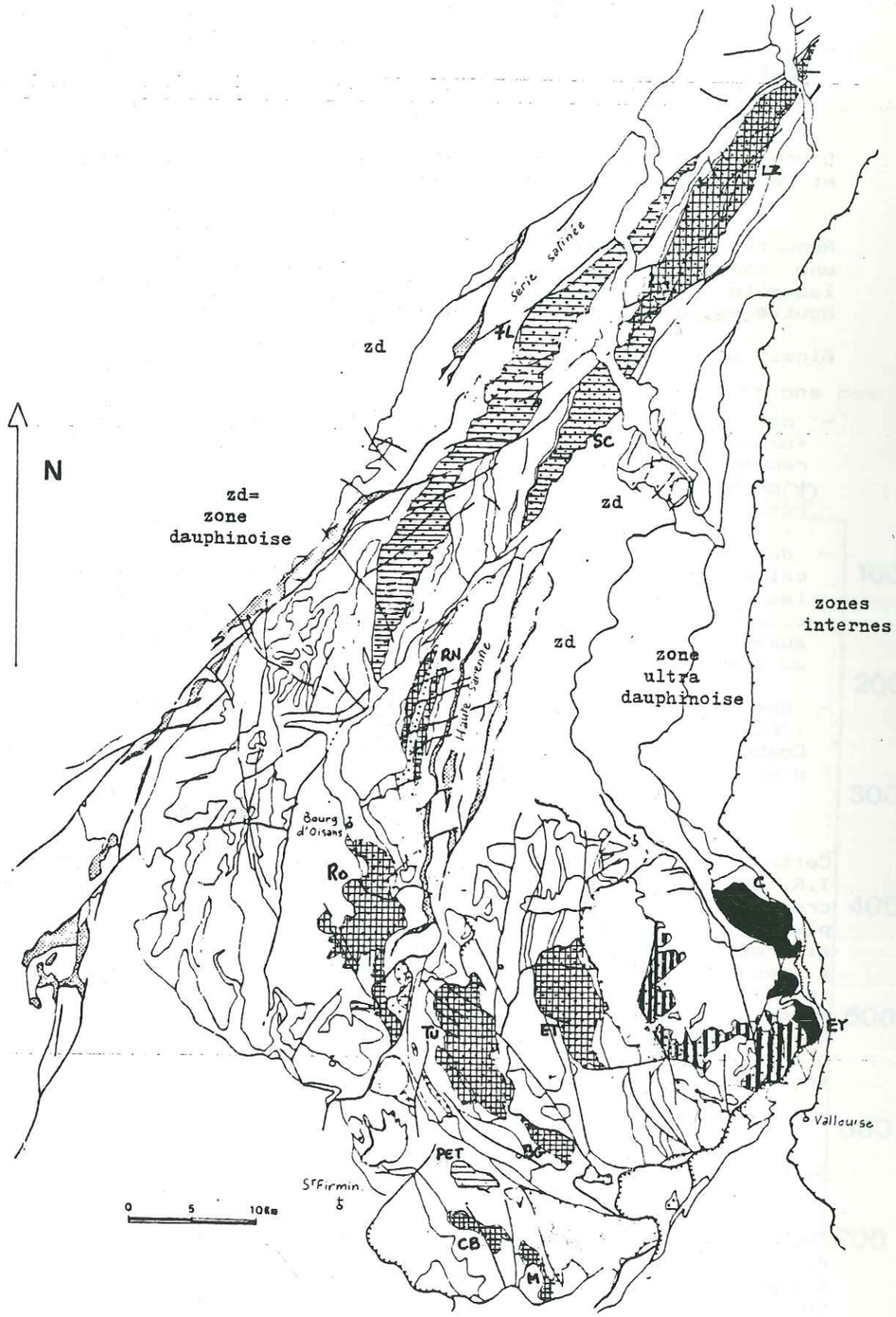


Figure 134 : Position cartographique des trois groupes de granitoïdes distingués par la typologie des zircons.
groupe à dominante crustale
groupe d'origine mixte
groupe à dominante mantellique

Clouzis dont les faciès de l'Eychauda représentent la bordure nord-orientale.

La partie nord-est du massif du Haut-Dauphiné semble ainsi constituer un groupe bien distinct par ses caractères typologiques et pourrait représenter une province alcaline alpine, composée des granites de Combeynot, de l'Eychauda et peut-être par extension, d'Ailefroide — Pic de Clouzis.

Dans cette optique, une attention particulière doit être donnée aux granites situés plus au Sud c'est à dire aux granites de Riéou-Blanc et de Claphouse, pour lesquels les comptages n'ont pu être faits. Il est intéressant de noter, à ce titre, la similitude de faciès entre le granite à gros grain de Combeynot et le granite de Claphouse. De même, le granite de Riéou-Blanc, par sa structure et ses deux faciès à gros grain, rappelle l'agencement du complexe de Combeynot.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

CONCLUSIONS GENERALES

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

La présente étude porte sur les formations cristallines du massif de Combeynot situé sur la bordure nord-orientale du massif du Haut-Dauphiné.

Elles sont composées de deux ensembles fondamentaux :

(1) un socle, déformé et métamorphisé, représenté par un ensemble migmatitique et des gneiss ocellaires,

(2) un complexe annulaire alcalin, installé dans le socle, composé de coulées volcaniques, d'un réseau filonien très developpé et de deux unités granitiques.

1. LE SOCLE :

Les faciès du socle de Combeynot portent les empreintes d'une histoire tectono-métamorphique polyphasée.

L'ensemble migmatitique est représenté par des faciès gneissiques, leptynitiques et par des anatexites et granites d'anatexie qui s'individualisent selon le degré de migmatisation et/ou de déformation.

Ils s'apparentent aux formations du noyau du massif du Haut-Dauphiné par leurs caractères pétrographiques et leur structuration métamorphique et tectonique.Leur nature géochimique plus acide et plus alcaline pourrait refléter la diversité et les variations des matériaux originels.

Les gneiss ocellaires de Combeynot représentent des faciès peu ou pas mobilisés, à structure mylonitique.

Les caractères pétrographiques, l'étude des populations de zircons et la géochimie permettent d'envisager leur origine ortho-dérivée à partir d'un granitoïde calco-alcalin potassique.

Par ce caractère, ils se rapprochent d'autres vieux granites du massif du Haut-Dauphiné, du type Crupillouse ou les Bans et constituent avec eux un jalon dans l'histoire magmatique ancienne du massif.

2. LE COMPLEXE DE COMBEYNOT :

Dans ce bati fortement structuré et métamorphisé se met en place un complexe annulaire subvolcanique contrastant fondamentalement avec les faciès du socle par son caractère peu déformé et peu métamorphisé.

Le comlexe de Combeynot présente deux associations :

(1) un réseau filonien composé de microgranites porphyriques et de rhyolites fluidales dont la mise en place semble avoir été contrôlée par la structuration du socle. Ce réseau filonien, installé à la faveur de fractures concentriques et/ou radiaires, représentent des feuillets coniques et/ou sills. Il constitue la substructure d'un édifice volcanique de surface qu'il alimente cycliquement selon le dynamisme éruptif et l'énergie interne du magma.Les produits volcaniques existent sous forme de reliques préservées de l'érosion, et sont composées de tufs rhyolitiques et

d'ignimbrites, qui témoignent d'une activité volcanique explosive importante, à mettre probablement en relation avec une structure d'effondrement de type caldeira.Des niveaux volcano-détritiques sont associés aux coulées volcaniques et auraient contribuer au remplissage caldeirique.

(2) deux unités granitiques concentriques distinctes, représentant des granites très leucocrates à biotite, correspondent à deux épisodes successifs de mise en place. L'association génétique et spatiale entre les formations volcaniques, hypovolcaniques et plutoniques confère à l'ensemble du complexe son caractère subvolcanique, dont la mise en place s'est effectuée, à un niveau structural très élevé, selon le mode d'intrusion par subsidence en chaudron.

Lors de cette mise en place, les fluides hydrothermaux post-magmatiques conduisent, à partir du granite 1, à la formation d'albitites à chlorite, ainsi qu'à l'apparition de veines minéralisées dans l'encaissant.

L'épisode magmatique se conclut par l'installation de filons doléritiques rectilignes qui recoupent toutes les structures.

Les évidences pétrographiques, géochimiques et de la typologie des zircons font de ces granites des représentants de la lignée hyperalumineuse du magmatisme alcalin : il s'agit de granites subsolvus à biotite.

Le magmatisme de Combeynot est ainsi représenté, (1) d'une série acide sursaturée correspondant à la mise en place subcontemporaine de deux magmas qui s'individualisent, à partir du manteau, par des taux de fusion partielle légèrement différents puis évoluent par cristallisation fractionnée jusqu'aux unités acides, (2) d'une séquence basique, représentée par les filons doléritiques, issue de la fusion d'une source mantellique de type lherzolite à amphibole ou à spinelle.

Ce magmatisme, de type intraplaque traduit un environnement géotectonique de distension. Sa mise en place dans une zone orogénique non consolidée, riche en fluides, soit très tôt après la fin de l'orogénèse hercynienne, soit lors des phases de relaxation fini-orogéniques conditionne la pétrographie des roches et leur évolution post-magmatique. Dans ce contexte, il atteste incontestablement d'un changement de régime tectonique par rapport aux granites tardi- à fini-orogéniques.

La caractérisation d'une province alcaline alpine, qui pourrait trouver son extension parmi d'autres granites de la partie nord-orientale du massif du Haut-Dauphiné (faciès granitiques de l'Eychauda) constitue l'apport principal de cette étude.

Le magmatisme de Combeynot constituerait ainsi un jalon supplémentaire témoignant d'une phase tectonique en distension antérieure au Trias, période pendant laquelle s'ouvre la mer alpine.

Or cette province magmatique est en tous points comparables à celle de Corse (Bonin, 1980, 1982), qui représente les prémices de l'histoire alpine et dont l'âge permien est défini.

BIBLIOGRAPHIE

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

ALDERTON D.H.M., PEARCE J.A., POTTS P.J. (1980) : Rare earth element mobility during granite alteration : evidence from southwest england / Earth and Planet. Sci. Letters., 49, pp. 149-165.

ALLEGRE C.J., TREUIL M., MINSTER J.F., MINSTER B., ALBAREDE F. (1977) : Systematic use of Trace Element in Igneous Process. Part I : Fractional Crystallization Process in Volcanic Suites / Contrib. Mineral. Petrol. n° 60, pp. 57-75.

ANDERSON E.M. (1936) : The dynamics of the formation of conesheets, ring-dykes, and cauldron-subsidences / Proc. Roy. Edimb., 56, pp. 128-163.

ARTH J.G. (1976) : Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications / J. Res. USGS, 4, pp. 41-47.

AUMAITRE R., BUFFET G. (1973) : Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux / Thèse 3° cycle, Grenoble, 301 p.

BA H., BLACK R., BENZIANE B., DIOMBANA D., HASCOET-FENDER J., BONIN B., FABRE J., LIEGEOIS J.P. (1985) : La province des comlexes annulaires alcalins sursaturés de l'Adrar des Iforas, Mali / Journ. Afr. Earth Sci., vol. 3, n° 1/2, pp. 123-142.

BADHAM J.P.N. (1982) : Strike-slip orogens -an explanation for the Hercynides / Journ. of the geol. Soc., vol. 139, part 4, pp. 493-504.

BANZET G. (1984) : Le volcanisme carbonifère du massif des Grandes Rousses (Alpes externes) - mise en évidence d'une série calco-alcaline fortement potassique / Mém. DEA., Nancy, 37 p.

BARBIERI A. (1970) : Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Les granites. Aperçu sur la géochronométrie du massif / Thèse 3° cycle, Grenoble, 117 p.

BARRIERE M. (1976) : Architecture et dynamisme du complexe éruptif de Ploumanac'h (Bretagne) / Bull. BRGM, Fr. (2e série), section I, n°3, pp. 247-295.

BARRIERE M. (1977) : Le complexe de ploumanac'h, Massif armoricain. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique / Thèse de Doctorat d'Etat, Brest, 291 p.

BARKER F. (1981) : Introduction to Special Issue on Granites and Rhyolites : A Commentary for the Nonspecialist / Journ. of geophys. Res., Vol 86, n° B11, pp. 10131-10135.

BARTOLI F. (1973) : Etude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (Massif du Pelvoux) / Thèse 3° cycle, Grenoble, 121 p.

BARTOLI F., PECHER A., VIALON P. (1974) : Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie nord du Haut-Dauphiné cristallin) / Géologie alpine, t. 50, pp. 17.26.

BEACH A. (1981) : Thrust tectonics and cover-basement relations on the northern margin of the Pelvoux massif, French Alps / Eclogae geol. Helv., vol. 74/2, pp. 471-479.

BEACH A. (1981) : Thrust tectonics and crustal shortening in the external French Alps based on a seismic cross-section / Tectonophysics, 79, pp.1-6.

BEACH A. (1981) : Thrust structures in the extern Dauphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux Massif / Journ. Struct. Geol. 3/3, pp. 299-308.

BELLAIR P. (1948) : Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I - Le Haut Massif / Mém. Expl. Carte géol. Fr., 348 p.

BERTHAUX J., RUBIELLO M.F. (1981) : Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50000 - pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur - essai de synthèse régionale / Thèse 3° cycle, Nancy, 313 p.

BIJU-DUVAL J. (1973) : Etude pétrologique des terrains cristallins de la région du Sirac (Haut-Dauphiné) / Thèse 3° cycle, Grenoble, 107 p.

BLACK R. (1963) : Note sur les complexes annulaires de Tchouni-Zarniski et de Gouré (Niger) / Bull. BRGM, Fr. (1ère série), n°1, pp.31-45.

BLACK R., LAMEYRE J., BONIN B. (1985) : The structural setting of alkaline complexes / Journ. Afr. Earth Sci., vol. 3, n° 1/2, pp. 5-16.

BLACK S. (1981) : Eruptions from zoned magma chambers / Journ. of the geol. Soc., Vol. 138, part 3, pp. 281-287.

BLANCHARD J.P. (1978) : Contrôles géochimiques de la cristallisation du magma des Ballons (granite des Ballons, Vosges méridionales) / C. R. Acad. Sc. Paris, t. n° 287, pp. 975-977.

BOGDANOFF S. (1980) : Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes) / Thèse de Doctorat d'Etat, Paris Sud - Orsay, 316 p.

BONIN B. (1972) : le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-Cauro (Corse) / Thèse de 3è cycle, Paris VI, 127 p.

BONIN B. (1980) : Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse / Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. P.-et-M.-Curie, 756 p.

BONIN B. (1982) : Les granites des complexes annulaires / Manuels et méthodes BRGM, n°4, 183p.

BONIN B. (1983) : Les complexes plutoniques alcalins - Perspectives et hypothèses sur un trait géologique fondamental des zones intraplaques / Géochronique, n° 4, pp. 12-14.

BONIN B. (1983) : Permian events in corsica : vanishing variscan orogenesis or new geodymamical history ? / Sassi et Szederkenyi, IGCP n° 5, Newsletter Vol. 5, pp. 217-219.

BONIN B., VIALETTE Y., LAMEYRE J. (1972) : Géochronologie et signification du complexe granitique annulaire de Tolla-Cauro (Corse) / C.R. Somm. Soc. géol. Fr., 2, pp. 145-150.

BONIN B., CARRON J.-P. (1977) : Données géochimiques sur les roches plutoniques de Corse occidentale (1950 à 1975) / Trav. Lab. Geol., n°11, Presses ENS, 59 p.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

BONIN B., LAMEYRE J. (1978) : Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques / Bull. Soc. géol. Fr., n° 1, pp. 45-59.

BONIN B., GRELOU-ORSINI C., VIALETTE Y. (1978) : Age, Origine and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica) : a K-Li-Rb-Sr study / Contrib. Mineral. Petr., 65, pp.425-432.

BONIN B., BOWDEN P., VIALETTE Y. (1979) : Le comportement des éléments Rb et Sr au cours des phases de minéralisation : l'exemple de Ririwai (Liruei), Nigéria / C.R. Acad. Sci. Fr., 289, pp. 707-710.

BOUCARUT M. (1971) : Etude volcanologique et géologique de l'Esterel (Var France) / Thèse de Doctorat d'Etat, Nice.

BOWDEN P. (1974) : Oversaturated alkaline rocks : granites, pantellerites and comendites / In : "The alkaline rocks", H. Sorensen ed., pp. 129-123.

BOWDEN P. (1985) : The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review) / Journ. Afr. Earth Sci., vol. 3, n° 1/2, pp. 17-39.

BOWDEN P., WHITLEY J.E. (1974) : Rare-earth patterns in peralkaline and associated granites / Lithos, 7, pp. 15-27.

BOYER C. (1969) : Le volcanisme pyroclastique acide dans le Paléozoïque inférieur des Coëvrons (carrière de Voutré, Mayenne) / Géol. de France n° 69, pp. 800-809.

BRAVARD C., GIDON M. (1979) : La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles / Géologie alpine, 55, p. 23.33.

BRISSET F. et COCHEME J.J. (1976) : Etude géologique des presqu'îles de Scandola et du Monte Senino (Corse) / Thèse 3° cycle, Aix-Marseille III, 158 p.

BROWN G.C., CASSIDY J., LOCKE C.A., PLANT J.A., SIMPSON P.R. (1981) : Caledonian plutonism in Britain : A summary / Journ. of Geophys. Res., vol. 86, n° B11, pp. 10502-10514.

BUFFET G. (1984) : Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises) / Thèse de Doctorat d'Etat, Grenoble, 271 p.

BUFFET G., AUMAITRE R. (1979) : Implications tectoniques possibles des directions des filons carbonifères et triasiques de la partie Sud et Ouest du massif cristallin des Ecrins-Pelvoux / Geologie Alpine, t. 55, pp. 35-43.

BUFFIERE J.M. (1964) Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif du Rochail (secteur NO du Pelvoux) / Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble, p. 46-79.

CARENCO E. (1982) : Hydrologie et hydrogéologie du bassin versant de la Guisane (Hautes-Alpes) / Thèse 3° cycle, Grenoble, 190 p.

CARPENA J. DOUBINGER J., GUERIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) : Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place / Bull. Soc. géol. Fr., n° 5, pp. 839-859.

CHAPPEL B., WHITE A.J.R. (1974) : Two contrasting granite types / Pacific Géol., n° 8, pp. 173-174.

CHAROY B. (1979) : Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques / Mém. Sciences de la Terre n° 37, 363 p.

CLOUGHT C.T., MAUFE H.B., BAILEY E.B. (1909) : The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena / Quart. J. Soc. London, 65, pp. 611-678.

COCHERIE A. (1978) : Géochimie des terres rares dans les granitoïdes / Thèse 3° cycle, Rennes, pp. 207.

COCHERIE A. (1984) : Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène) / Thèse du Doctorat d'Etat, Documents du BRGM, pp. 1-231.

COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R. and Chappell, B.M. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia / Contr. Miner. Petrol., 80, pp; 189_200

COSTARELLA R. (1982) : Caldeira et structures associées / Mémoire de D.E.A., Grenoble, Bull. PIRPSEV n° , CNRS-INAG,

COSTARELLA R., VATIN-PERIGNON N. (1985) : An alkaline complex : The Combeynot massif in the French Alps / Terra Cognita, 5, p. 318.

COURRIOUX G. (1983) : Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement : le granite hercynien de Puentedeume (Galice, Espagne) / Bull. Soc. géol. Fr., n° 3, pp. 301-307.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1981) : The interpretation of igneous rocks / Georges Allen et Unwin, London, 450 p.

CHRISTIANSEN R.L. (1979) : Cooling units and composite sheets in relation to caldera structure / Geol. Soc. Amer. Special Paper 180, pp. 29.42.

DEBON F., LE FORT P. (1982) : A chemical, minéralogical classification of common plutonic rocks and associations / Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 73, pp. 135-149.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1965) : Rock forming minerals / Longmans, London, 5 Vol.

DEMEULEMEESTER P. (1982) : Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises) : distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles / Thèse 3° cycle, Grenoble, 227 p.

DIDIER J. (1983) : Indications génétiques fournies par la distribution des principaux types d'enclaves dans les granitoïdes / C.R. Acad. Sci. Fr., 296, pp. 765-767.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1969) : Les granites du Massif central français. Etude comparée des leucogranites et granodiorites / Contrib. Mineral. Petr., 24, pp. 219-238.

DIDIER J., DUTHOU J.L., LAMEYRE J. (1982) : Mantle and crustal granites. Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves / Journ. Volcan. Geotherm. Res., 14, pp. 125-132.

DUFOUR E. (1982) : Pétrologie et géochimie des formations orthométamorphiques acides des Monts du Lyonnais (Massif Central, France) / Thèse 3° cycle, Lyon, 241 p.

EXLEY R.A. (1980) : Microprobe studies of REE-rich accessory minerals : Implications for skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems / Earth and Planet. Sci. Letters, n° 48, pp. 97-110.

FISHER R.V. (1961) : Proposed classification of volcanoclastic sédiments and rocks / Geol. Soc. Am. Bull. n° 72, pp. 1409-1414.

FLYNN R.T. et BURNHAM C.W. (1978) : An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride-containing vapor phase and silicate melts / Geochim. Cosmochim. Acta, n° 42, pp. 685-701.

FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1975) : Magma type tectonic setting discrimation using immobile elements / Earth Planet. Sci. Letters, n° 27, pp. 211-218.

FORESTER R.W., TAYLOR H.P. (1977) : 180/160, D/H, and 13C/12C studies of the Tertiary igneous complex of Skye, Scotland / Amer. J. Sci., 277, pp. 136-177.

FOURCADE S., ALLEGRE C.J. (1981) : Trace elements Behavior in Granite Genesis : A case study. The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrénées, France) / Contrib. Mineral. Petrol., n° 76, pp. 177-195.

GAST P.W. (1968) : Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma type / Geochim. Cosmochim. Acta, n° 32, pp. 1057-1086.

GIDON P. (1954) : Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire, dans les régions orientale et méridionale du massif de Pelvoux / Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 31, p, 1 à 202.

GIDON M. (1979) : Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales) / C.R. Acad. Sci. Paris, t. 288, pp. 803-805.

GILL J. (1981) : Orogenic andesites and plate tectonics. Mineral and Rocks / Ed. Wyllie p.j., Springer-Verlag, pp. 390.

GILLOT-BARBIERI C. (1970) : Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire / Thèse 3° cycle, Grenoble, 118 p.

GIRET A., LAMEYRE J. (1985) : Inverted alkaline/tholeiitic sequences related to lithosphere thickness in the evolution of continental rifts and oceanic islands / Journ. Afr. Earth Sci., vol. 3, n° 1/2, pp. 261-268.

GIROD M. (1978) : Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural / Doin ed., 239 p.

GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L. (1973) : Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledone, des Grandes Rousses et du Pelvoux / Thèse 3° cycle, Grenoble.

GRAVIOU P. (1984) : Pétrogénèse des magmas calco-alcalins : exemples des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain) / Thèse 3° cycle, Rennes, 236 p.

GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967) : The genesis of basaltic magmas / Contrib. Mineral. Petr., 15, pp. 37-53.

GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1968) : Genesis of the calk-alkaline igneous rock suite / Contrib. Mineral. Petr., 18, pp. 105-162.

GUITARD G. (1970) :Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales) / Mém. BRGM. n° 63, 353 p.

HANSON G.N. (1978) : The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition / Earth and Planet. Sci. Letters, 38, pp. 26-43.

HARRIS N.B.W. (1985) : Alkaline complexes from the Arabian Shield / Journ. Afr. Earth Sci., vol. 3, n° 1/2, pp. 83-88.

HARRIS N.B.W., MARRINER G.F. (1980) : Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Moutains, Saudi Arabia / Lithos, 13, pp. 325-337.

HARRIS N.B.W., PEARCE J.A., TINDLE A.G. (1986) : Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / From Coward, M.P. and RIES A.C. (eds) : Collision Tectonics. Geological Society Special Publication n° 19, pp. 67-81.

HILDRETH W. (1979) : The Bishop Tuff : evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers / Geol. Soc. America. Sp. paper, n° 180, PP. 43-75.

HILDRETH W. (1981) : Gradients in Silicic Magma Chambers : Implications for Lithospheric Magmatism / Journ. Geoph. Res., 86 pp. 10153-10192

JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A., TREUIL M. (1978) : Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de génèse de la croûte océanique et du manteau supérieur / Bull. Soc. France, t. XX, n° 4, pp. 521-531.

KAMPUNZU A.B., LUBALA R.T., MAKUTU M.N., CARON J.P.H., ROCCI G., VELLUTINI P.J. (1985) : Les complexes alcalins de la région interlacustre à l'est du Zaïre et au Burundi : un exemple de massifs anorogéniques de relaxation / Journ. Afr. Earth Sci., vol. 3, n° 1/2, pp. 151-167.

KHARBOUCH F. (1982) : Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la meseta nord -occidentale et orientale marocaine / Thèse 3° cycle, Strasbourg, 140 p.

KINNAIRD J.A. (1985) : Hydrothermal alteration and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria / Journ. Afr. Earth Sci., vol. 3, n° 1/2, pp. 229-251.

KINNAIRD J.A., BOWDEN P., IXER R.A., ODLING N.W.A., (1985) : Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, northern Nigeria / Journ. Afr. Earth Sci., vol. 3, n° 1/2, pp. 185-222.

LACOMBE J.C. (1970) : Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. L'ensemble volcano-détritique / Thèse 3° cycle, Grenoble, 109 p.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

LAMEYRE J. (1966) : Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français / Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n° 29, fac. 12.

LAMEYRE J. (1973) : Les marques de l'eau dans les leucogranites du massif central français / Bul. Soc. Géol. France, t. XV, pp. 288-295.

LAMEYRE J. (1975) : Roches et Minéraux. 2 - Les formations / Doin éd. Paris, pp. 135-352.

LAMEYRE J. (1980) : Les magmas granitiques : leurs comportements, leurs associations et leurs sources / Mém. H. Sér. Soc. Géol. de France, n° 10, pp. 51-61.

LAMEYRE J., ROCCI G., DIDIER J. (1974) : Granites orogéniques et granites cratoniques : réflexions sur un aspect fondamental de la géotectonique / Centenaire de la société géologique de Belgique : géologie des domaines cristallins, Liège, pp. 183-221.

LAMEYRE J., BOWDEN P. (1982) : Plutonic rock type series. Discrimination of various granitoïd series and related rocks / Journ. Volcan. Geotherm. Res., 14, pp. 169-186.

LAMEYRE J., BLACK R., BONIN B., GIRET A. (1984) : Les provinces magmatiques de l'Est américain, de l'Ouest africain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique et d'une initiation superficielle du magmatisme intraplaque et des processus associés / Ann. Soc. Geol. Nord, CIII, pp. 101-114.

LA ROCHE (de) H. (1968) : Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude de formations métamorphiques et plutoniques / C.R. Acad. Sci., Fr., 267, sér. D, n° 1.

LE BEL L. COCHERIE A., BAUDRON J.C., FOUILLAC A.M., HAWKESWORTH C.J. (1985) : A High-K, Mantle Derived Plutonic Suite from "Linga", near Arequipa (Peru) / Journ. of Petrology, vol. 26, Part 1, pp. 124-148.

LE FORT P. (1973) : Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale / Thèse, Sci. de la Terre, Mémoires, Nancy, n°25, 373 p.,46 planches photos.

LE FORT P. (1981) : Manaslu leucogranite : A collision signature of the Himalaya a model for its genesis and emplacement / Journ. of Geophys. Res., vol. 86, n° B11, pp. 10545-10568.

LE FORT P., PECHER A. (1971) : Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin / C.R. Acad. Sci., Paris, t.273, série D, pp. 3-5.

LEROY E. (1984) : Mémoire de D.E.A., Grenoble.

LETERRIER J. (1972) : Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège) / Mém. Sc. Terre 23, 320p.

LETERRIER J., DEBON F. (1978) : Caractères chimiques comparés des roches grranitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques / Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XX, n° 1, pp. 3-10.

LUHR J.F., CARMICHAEL I.S.E. (1982) : The Colima Volcanic Complex, Mexico : III. Ash- and Scoria- Fall Deposits from the Upper Slopes of Volcan Colima / Contrib. Mineral. Petr., n° 80, pp. 262-275.

MALAVIEILLE J., LACASSIN R., MATTAUER M. (1984) : Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales / Bull. Soc. géol. Fr., n° 5, pp. 895-906.

MAROT A., ZIMINE S. (1976) : Les complexes annulaires de syénites et granites alcalins dans la Péninsule Rallier-du-Baty, Iles Kerguelen / Thèse 3e cycle, Paris VI, 171 p.

MARTIN R.F., BONIN B. (1976) : Water and magma genesis : the hypersolvus granite - subsolvus granite association / Canad. Mineral., n° 14, pp. 228-237.

MAUREL C., PICOT P. (1973) : Sur le mécanisme de la transformation de l'alloclasite en cobaltite : cas du gisement du Lautaret / Bull. Soc. géol. Fr. Minéral. Cristallogr., 96, pp. 292-297.

MEHNERT K.R. (1968) : Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier ed.

MENARD G. (1979) : Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques / Thèse 3° cycle, Grenoble, 178 p.

MENARD G., THOUVENOT F. (1984) : Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes Occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea / Bull. Soc. géol. Fr., n° 5, pp. 875-884.

MORRISON G.W. (1980) : Characteristics and tectonics setting of shoshonitic rock association / Lithos 13, pp. 97-108.

NEWMANN E.R., BRUNFELT A.O., FINSTAD K.G. (1977) : Rare earth elements in some igneous rocks in the Oslo rift, Norway / Lithos, n° 10, pp. 311-319.

ORCEL J. (1924). : Notes minéralogiques et pétrographiques sur la Corse / Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Corse, n° 461-464.

ORSINI J.B. (1976) : Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mises en évidence de deux associations magmatiques / Bull. Soc. géol. Fr., n° 18, pp. 1203-1206.

ORSINI J.B. (1979) : Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes postvisséens moyens (groupe des monzogranites-granodiorites) de la chaîne hercynienne / C.R. Acad. Sci. Fr.,

OZOCAK R. (1965) : Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (Massif du Pelvoux)/ Thèse 3 ème cycle, Grenoble, 58p.

PAGEL M. (1979) : Particularités géochimiques uranium, thorium dans les complexes subalcalins potassiques : le massif des Ballons. / C.R. Acad. Sci., Fr., 289? pp. 53-56.

PAGEL M. (1982) : The mineralogy and geochemistry of uranium, thorium, and rare-earth elements in two radioactive granites of Vosges, France / Min. Mag., n° 46, pp. 149-161.

PAGEL M. LETERRIER J. (1978) : Structuration géochimique du monzogranite des Ballons. / 6 ème réunion ann. Sci. Terre, p. 295

PAGEL M., LETERRIER J. (1980) : The subalkaline potassique magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France), Shoshonitic affinity / Lithos n° 13, pp. 1-10.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses / Earth Planet. Sci. Letters, 19, pp. 290-300.

PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETT T.C (1977) : The relationship between major element chemistry and tectonic environnement of basic intermediate volcanic rocks / Earth Planet. Sci. Letters, n° 36, pp. 121-132.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) : Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks / Contrib. Mineral. Petrol., n°69, pp. 33-47.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984) : Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / Journ. of Pet., 25, 4, pp. 956-983.

PECHER A. (1970) : Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien / Thèse 3° cycle, Grenoble, 122 p.

PECHER A et BARFETY (1982) : notice explicative de la feuille Saint-Christophe-en-Oisans à 1/50 000 / BRGM.

PETERSEN J.S. (1980) : The zoned Kleivan granite - an end member of the anorthosite suite in southwest Norway / Lithos, n°13, pp. 79-95.

PHILLIPS W.S. (1974) : The dynamic emplacement of cone sheets / Tectonophysics, 24, pp. 69-84.

PIANTONE P. (1980) : Magmatisme et métamorphisme des roches intruisives calco-alcalines du Carbonifère Briançonnais entre Arc et Durance. Minéralogie, pétrographie, géochimie / Thèse 3° cycle, Grenoble, 241 p.

PICOT P. (1973) : Un nouvel indice de roquesite CuInS2 : Les clochettes, col du Lautaret (Hautes-Alpes) / Bull. Soc. géol. Fr. Minéral. Cristallogr. 96, pp. 319-320.

PONS J. (1983) : Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures de plutons basiques et acides. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne) / Bull. Soc. géol. Fr., n° 3, pp. 349-355.

PUPIN J.P. (1976) : Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications / Thèse de Doctorat d'Etat, Nice, 394 p.

PUPIN J.P. (1978) : Les zircons des roches volcaniques acides permiennes de l'Estérel / C.R. Acad. Sci. Fr. 286, pp. 173.176.

PUPIN J.P. (1980) : Zircon and granite petrology / Contrib. Mineral. Petrol., n° 73, pp. 207-220.

PUPIN J.P., TURCO G. (1972) : Une typologie originale du zircon accessoire / Bull. Soc. Fr., Mineral. Cristallogr., n° 95, pp. 348-359.

PUPIN J.P., TURCO G. (1972) : Le zircon accessoire en géothermométrie / C.R. Acad. Sc. Paris, 274, Ser. D, pp. 2121/2124.

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, I (2), pp. 139-156.

PUPIN J.P., TURCO G. (1975) : Occurence of peculiar tabular zircon crystals / Min. Mag., n° 18.

PUPIN J.P., TURCO G. (1981) : Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes / Bull. Mineral., 104, pp. 724-731.

PUPIN J.P., BONIN B, TESSIER M, TURCO G. (1978) : Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoïdes / Bull. Soc.géol.Fr., 20, pp. 721.725.

RAGUIN E. (1976) : Géologie du granite / Masson (3° édition) Paris.

REVE J.M. (1985) : Répartition de l'Uranium et du Thorium dans les roches alcalines des Vosges du Nord / Thèse 3° cycle, Paris Sud - Orsay, 136 p.

RICOU L.E. (1984) : Les Alpes Occidentales : chaîne de décrochement / Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXVI, n° 5, pp. 861-874.

ROUBAULT M. (1963) : Détermination des minéraux des roches / 1 vol., L'ammarre-Poinat ed., 365 p.

SALIOT P. (1978) : Le métamorphisme dans les Alpes françaises / Thèse de Doctorat d'Etat, Paris Sud-Orsay, 183 p.

SCHADE J. (1983) : Le synclinal de St Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère Briançonnaise - Alpes de Savoie) / Thèse de 3° cycle, Grenoble, 250 p.

SCHMID R. (1981) : Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : recommandations of the IUGS subcommission on the systematic of Igneous rocks / Geology, 9, pp. 41-43.

SEYLER M. (1980) : Alcalinité et signification géodynamique des ortholeptynites du socle provençal d'après la valeur de leurs rapports SiO2 - Al2O3 - FeO + MnO / C. R. Acad. Sc. Paris, t. 290, pp. 939-942.

SHAW D.M. (1968) : A review of K.Rb fractionation trends by covariance analysis / Géochim. Cosmochim. Acta, GB, 32, pp. 573.601.

SHAW D.M. (1970) : Trace element fractionation during anatexis / Geochim. Cosmochim. Acta, 34, pp. 237-243.

SORENSEN H. (1974) : The alkaline rocks / Wiley and Sons, N.Y.

SMITH R.L. (1979) : Zones and zonale variations in welded ash flows / U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354 F, pp. 149-159.

SMITH R.L., BAILEY R.A. (1964) : Resurgent cauldrons : their relation to granitic ring complexes and voluminous rhyolitic ash flow fields / Geol. Soc. Amer. Special Paper, 76.

SMITH R.L., BAILEY R.A. (1968) : Resurgent cauldrons / Geol. Soc. Amer. Memoir, 116, pp. 613-662.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

STECK A. (1984) : Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola) / Eclogae geol. Helv., Vol 77, n° 1, pp. 55-100.

STRECKEISEN A. (1976) : To each plutonic rock its proper name / Earth Sci. Rev., 12, pp. 1.33.

STUCKLESS J.S., VANTRUMP G., JR., CHRISTIANSEN E.H., BUSH C.A., BUNKER C.M., BARTEL A.J. : (1983) : Preliminary assessment of the geochemistry and mineral favorability of the post-orogenic granites of the soustheastern arabian shield, kingdom of Saudi Arabia / Ministry of Petroleum and Mineral Resources Deputy Ministry for Mineral Resources Jiddah, Kingdom of Saudi Arabia 1403 AH.

TAYLOR H.P.Jr. (1977) : Water/rock interactions and the origin of H20 in granitic batholiths / J.Geol. Soc. London, 133, pp. 509.558.

TEMPIER P., LASSERE M. (1980) : Géochimie des massifs "ultimes" du Cameroun : rapports entre l'évolution magmatique, l'âge et la position géographique. Comparaison avec les "younger granites" du Nigeria / Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXII, n° 2, pp. 203-211.

TERMIER P. (1896) : Sur la tectonique du massif du Pelvoux / Bull. Soc. géol. Fr., 24, sér. 3, p.734.

TERMIER P. (1897) : Sur le granite du Pelvoux / C.R. acad. Sci., Fr., 8 février.

TERMIER P. (1899) : Microgranite de la vallée du bord NE du massif du Pelvoux / Bull. Soc. géol. Fr., 27, p. 199.

TERMIER P. (1900) : Le massif du Pelvoux et le Briançonnais / Livret guide du Congrès géologique International de 1900, n° 13.

TESSIER Michèle (1979) : Caractères morphologiques du zircon de roches magmatiques alcalines et calco-alcalines de Corse. Implications pétrogénétiques / Thèse de 3 ème cycle, Nice, 112p

THORPE R.S., POTTS P.J., SARRE M.B. (1977) : Rare-earth evidence concerning the origin of granites of the Isle of Skye, Northwest Scotland / Earth Planet. Sci. Letters, 36, pp. 111.120.

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. Soc. géol.Fr., 15, pp. 506.540.

TUTTLE O.F., BOWEN N.L. (1958) : Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi308-Si02-H20 / Geol.Soc. Amer. Mem., n°74,153 p.

VATIN-PERIGNON N., JUTEAU Th., LE FORT P. (1972) : Les filons du massif du Pelvoux (Alpes occidentales françaises) / Géologie alpine, t. 48, p. 207-227.

VELLUTINI P. (1977) : Le magmatisme permien du Nord-Ouest. Son extension en Méditerranée occidentale / Thèse de Doctorat d'Etat, Marseille, 276 p.

VERNET J. (1965) : La zone Pelvoux-Argentera. Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales / Bull. Serv. Carte géol. t. 60, n° 275.

VIDAL Ph., VIDAL B., LAMEYRE J. (1977) : Teneurs en K et en Rb dans certains complexes alcalins anorogéniques / Bull. Soc. Géol. Fr., 19, pp. 1271.1272.

VOISSET M. (1975) : Etude gitologique du Nord des massifs du Pelvoux et des Grandes Rousses. Application de la spectrométrie de masse à étincelles à la géochimie des éléments traces des paragénèses à molybdénite / Thèse 3° cycle, Grenoble, 139 p.

VON RAUMER J. F. (1981) : Variscan events in the alpine region / Geologie en Mijnbouw, 0016-7746.

VON RAUMER J.F. (1984) : The External Massifs, relics of Variscan Basement in the Alps / Geologische Rundschau, 73, 1, pp. 1-31.

WALSH J.N., BECKINSAL R.D., SKELHORN R.R., THORPE R.S. (1979) : Geochemistry and Petrogenesis of Tertiary Granitic Rocks From the Island of Mull, Northwest Scotland / Contrib. Mineral. Petrol. n° 71, pp. 99-116.

WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. (1987) : A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / Contrib. Mineral. Petrol, n° 95, pp. 407-419.

WHITE A.R., CHAPPEL B.W. (1977) : Ultametamorphism and granitoid genesis / Tectonophysics, 43, pp. 7-22.

WINCHESTER J.B., FLOYD P.A. (1976) : Geoghimical magma type discrimination : Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks / Earth Planet. Sci. Letters, n° 28, pp. 459-469.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) : Geochimical discrimination of different magma series and their differentation products using immobile elements / Chemical geology, n° 20, pp. 325-343.

WOOD D.A. (1979) : A variably suboceanic upper mantle - Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence / Geology, v. 7, pp. 499-503.

WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M. (1979) : A re-appraisal of the trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings / Earth and Planetary Science Letters, n° 45, p. 326-336.

WRIGHT J.V., SMITH A.L. AND SELF S., (1980) : A working terminology of pyroclastic deposits / Journ. Volcanol. Geotherm. Res. n° 8, pp. 315-336.

tel-00539879, version 1 - 25 Nov 2010

RESUME

Le massif de Combeynot, sur la bordure nord-orientale du massif du Haut-Dauphiné (massifs cristallins externes, Alpes Françaises) est constitué de deux unités fondamentales : (1) un socle, déformé et métamorphisé, représenté par un ensemble migmatitique et un orthogneiss oeillé ; ce socle se rattache aux formations du noyau du massif du Haut-Dauphiné, (2) un complexe annulaire subvolcanique, intrusif dans le socle, composé de formations volcaniques et volcano-détritiques, d'un réseau filonien microgranitique et rhyolitique très dense, de deux unités granitiques disposées de manière concentrique et de filons doléritiques tardifs terminant l'épisode magmatique.

Une étude comparative sur la pétrographie, la structure, la typologie des zircons et la géochimie des éléments majeurs, en traces (Y, Nb, Zr, Rb, Sr, U, Th, Hf, Sc, Cs et Ta) et Terres Rares du complexe de Combeynot ont permis de retracer l'histoire magmatique de la série et de tester sa signification géodynamique.

Le magmatisme de Combeynot est de nature alcaline intraplaque et traduit un environnement géotectonique de distension. Il trouve son origine dans le manteau à partir duquel plusieurs magmas subcontemporains s'individualisent par des taux de fusion partielle différents et conduisent aux unités acides par cristallisation fractionnée. Leur mise en place superficielle dans une zone orogénique encore non consolidée, riche en fluides et la participation des phases fluides juvéniles et/ou des eaux météoriques conditionnent la nature pétrographique : acide, sursaturée et subsolvus, des unités granitiques du complexe ainsi que les processus d'altération hydrothermale post- et tardi- magmatiques.

MOTS-CLES

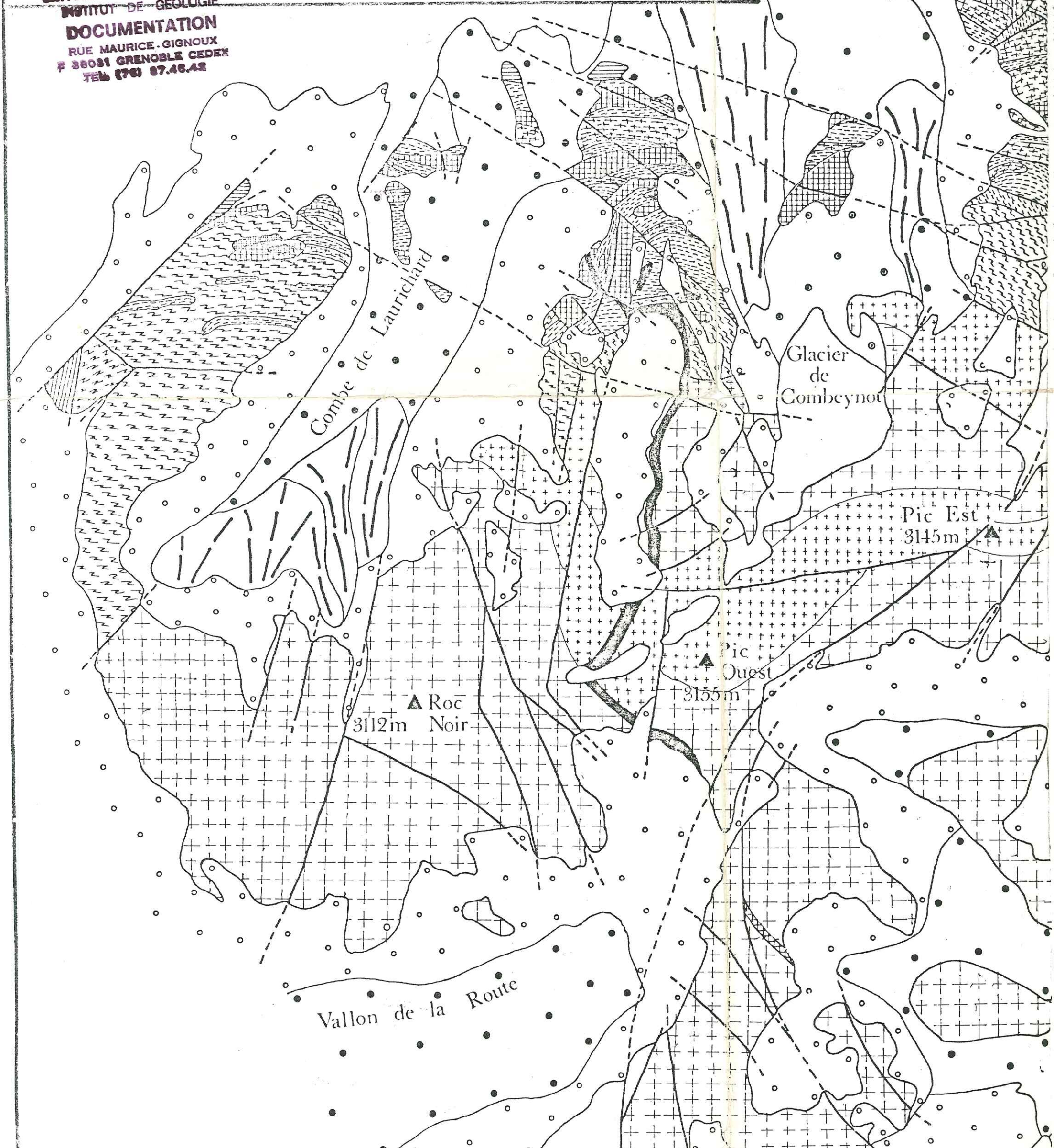
Magmatisme alcalin ; Complexe annulaire ; Géodynamique globale ; Activité hydrothermale ; Massifs cristallins externes ; Haut-Dauphiné ; Géochimie ; Typologie des zircons

THESE COSTARELLA (R.)
1987

CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE COMBEYNOT (face nord).

(R. Costarella: 1987)

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
Tél. (76) 87.46.42



LEGENDE

- Eboulis
- Cônes d'éboulis mixtes
- Glaciers rocheux
- Formations glaciares indifférenciées
- Nummulitique
- Mésozoïque
- Dolérites
- Granite 2
- Granite 1
- Grauwackes
- Réseau filonien
- Volcanites
- Gneiss Ocellaires
- Leptynites
- Ensemble migmatitique
- Failles

N

ECHELLE: 1/10 000e

0 500 1000 m

3049m Roche de la Gardette

Rocher de Guerre 2369 m

Lac de Combenot 2565 m

Vallon du Fontenil

THESE COSTARELLA R. 1987

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

Carte géologique du massif de Combeynot

ECHELLE 1/25 000

0 1km

N

col du LAUTARET

2058 m

source de la Guisane

la Guisane

Les Clochettes

Le Gros Ane

Glacier de Combeynot

Combe de Laurichard

Pic Est

Pic Ouest 3155 m

Combeynot

Roc Noir de Combeynot

Lac de Combeynot

Rocher de Guerre

le LAUZET

Brèche du Vallon de la Route

Vallon du Fontenil

3089m

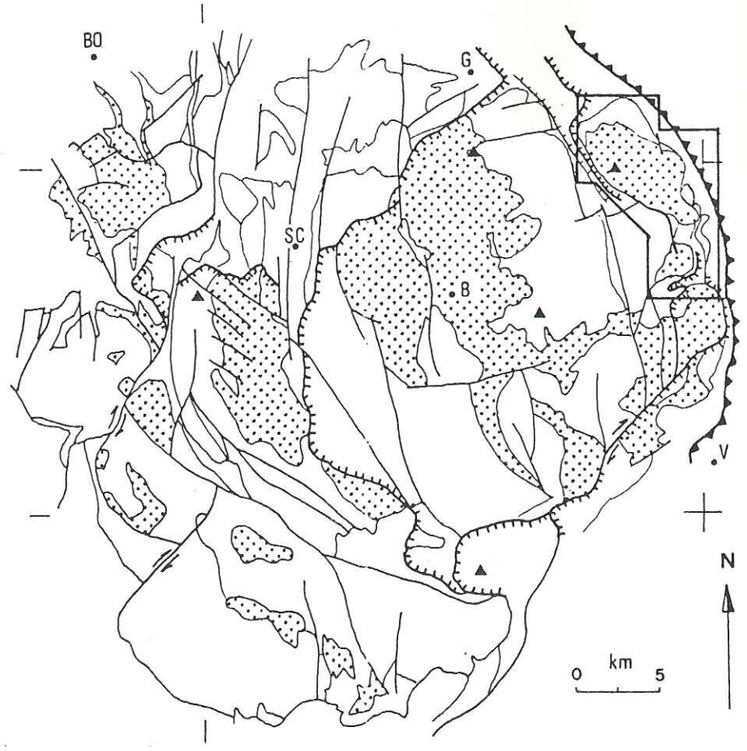
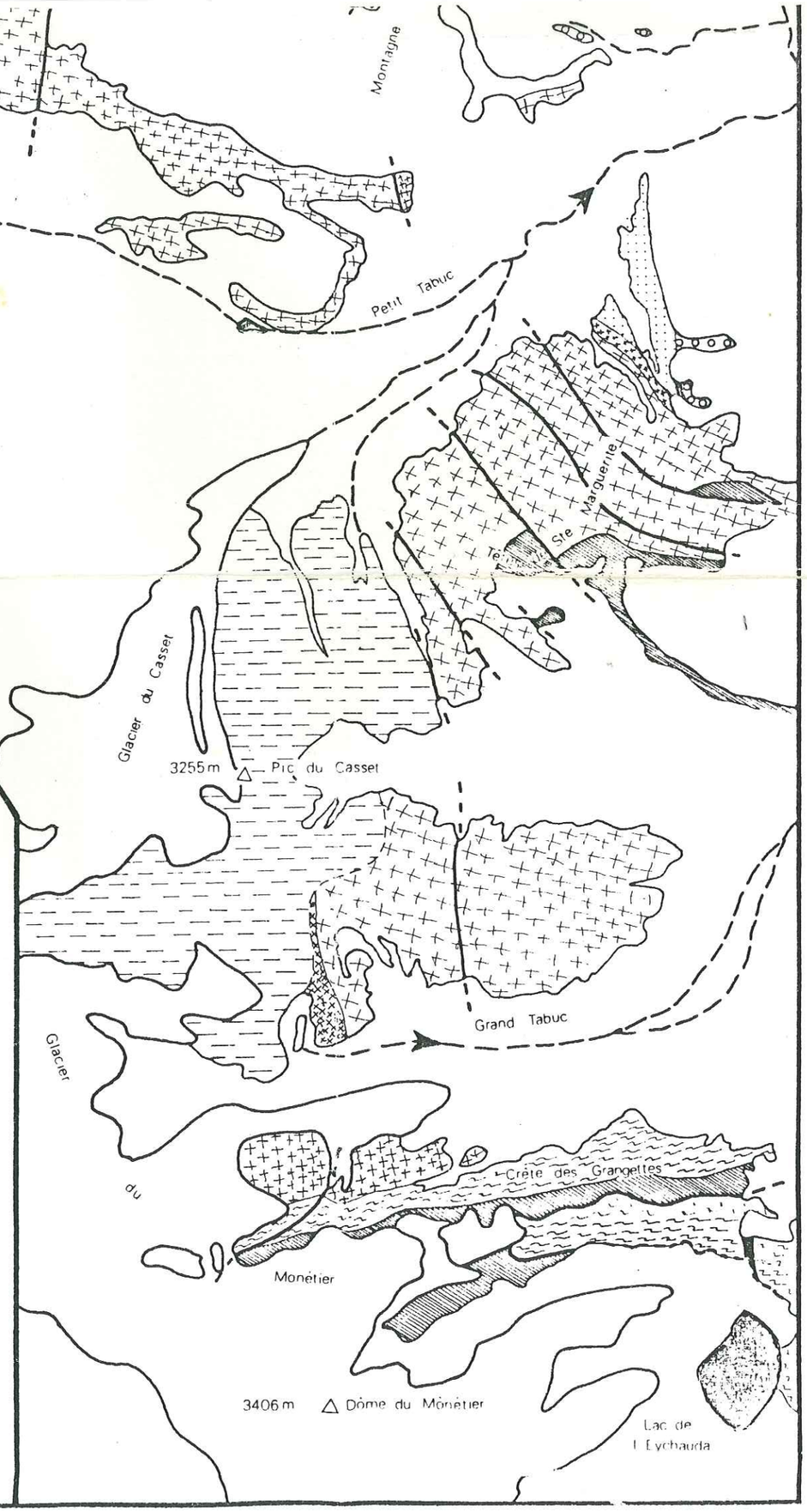
Pic du lac de Combeynot

Vallon

LEGENDE

- Nummulitique
- Reseau filonien et volcanites
- Mesozoique
- Gneiss ocellaires
- Dolérites
- Leptynites
- Granite 2
- Ensemble migmatitique
- Granite 1
- Migmatites des AGNEAUX
- Grauwackes
- Failles

(R. COSTARELLA, 1987)

SCHEMA STRUCTURAL

DU HAUT-DAUPHINE