Magmatismes paléozoiques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne.

René-Pierre Ménot

▶ **To cite this version:**

René-Pierre Ménot. Magmatismes paléozoiques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne.. Géochimie. Université Claude Bernard - Lyon I, 1987. Français. NNT : . tel-00656012

HAL Id: tel-00656012
https://theses.hal.science/tel-00656012

Submitted on 3 Jan 2012

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.

R. P. MÉNOT

ISSN 0755-978X
ISBN 2-905532-20-3

magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises)

CONTRAINTES NOUVELLES POUR LES SCHEMAS D'EVOLUTION DE LA CHAINE VARISQUE OUEST - EUROPEENNE

MEMOIRES ET DOCUMENTS
du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
n° 21
CAESS
Rennes 1988

UNIVERSITÉ
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

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

N° 21

R.P. MENOT

Magmatismes paléozoiques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne.

Thèse d'Etat présentée
devant l'Université Claude-Bernard, Lyon I
le 29 juin 1987.

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque 5393

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

1988

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-20-3

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

R.P. MENOT (1987)

Magmatismes paléozoiques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne.
Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 21 ; 465 p.

AVANT PROPOS

Ce mémoire correspond à un travail soutenu sous forme de thèse de doctorat d'Etat, le 29 juin 1987 à l'Université CLAUDE-BERNARD, LYON I , devant un jury constitué par MM. M CHENEVOY (Lyon I) : Président ; M. PIBOULE (Grenoble) et J.F. VON RAUMER (Fribourg, CH) : Rapporteurs ; J.F. DEWEY (Oxford, GB), Ph. MATTE (Montpellier) et P. MICHEL (Lyon I) : Examinateurs.

Cette thèse n'a pu être menée à son terme qu'au travers de soutiens et de collaborations multiples. Je suis tout particulièrement redevable aux chercheurs et personnels de quatre laboratoires universitaires qui, à des titres divers, ont contribué à son élaboration.

Je dois au laboratoire de pétrographie de l'Université Claude-Bernard le privilège d'avoir toujours bénéficié, en particulier pendant mon séjour en Coopération, d'un lien permanent avec le "monde" de la recherche et d'un apport analytique important. L'Institut Dolomieu de Grenoble a encouragé et favorisé mon "enracinement" alpin. Depuis 1981, à Saint-Etienne, le soutien quotidien de mes collègues du laboratoire de géologie-pétrologie, le support matériel de l'Université et la compréhension sans limite des personnes responsables de la mise en forme de cet ouvrage m'ont permis de surmonter les étapes finales dans les meilleures conditions. Enfin j'ai trouvé auprès du laboratoire de géochronologie du Centre Armoricain d'Etudes structurales des Socles de Rennes une collaboration confiante pour traiter les problèmes des Massifs cristallins externes et, auprès des responsables de ce Centre, un accueil sympathique pour publier ce travail dans leurs Mémoires et Documents.

Je suis également reconnaissant aux participants des "séminaires d'Autrans" pour les discussions chaleureuses autour de mes résultats et aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer cette thèse.

Une pensée affectueuse enfin pour mon entourage qui a supporté cette épreuve.

SOMMAIRE

I - INTRODUCTION

A - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE p. 1

B - CADRE GEOLOGIQUE p. 1

1 - HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES M.C.E. - BELLEDONNE
1.1 - Les travaux anciens
1.2 - Le temps des synthèses

2 - PROBLEMES EN SUSPENS ET BUTS DE CETTE ETUDE p. 6

C - LES METHODES ET LES OUTILS p. 8

II - LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLIENNES DE LA CHAINE DE BELLEDONNE DANS LA BASSE VALLEE DE LA ROMANCHE

A - PRESENTATION GENERALE ET ETAT DE LA QUESTION p. 11

1 - LITHOLOGIE p. 11

2 - RELATIONS ENTRE LES DIVERSES FORMATIONS - ETAT DE LA QUESTION p. 13

B - LA SERIE SATINEE p. 15

1 - DEFINITION LITHOSTRATIGRAPHIQUE p. 15

2 - STRUCTURES ET RELATIONS AVEC LES FORMATIONS VOISINES p. 15

3 - EVOLUTIONS TECTONO-METAMORPHIQUE p. 18
3.1 - L'épisode ancien
3.2 - Le second épisode
3.3 - Age des deux épisodes métamorphiques

4 - NATURE ORIGINELLE ET AGE DES SCHISTES SATINES, CORRELATIONS POSSIBLES AVEC LES MASSIFS CRISTALLINS VOISINS. p. 19

C - LE COMPLEXE META-OPHIOLITIQUE DE CHAMROUSSE-TABOR p. 21

1 - CADRE GEOLOGIQUE ET LITHOSTRATIGRAPHIE p. 21
1.1 - La formation de Séchilienne
1.2 - La zone de transition p. 23
1.3 - La séquence plutonique
1.3.1- La zone des cumulats gabbroiques
1.3.2- La zone rubanée blastomylonitique
1.3.3- La zone des cumulats ultramafiques

1.4 - Le complexe filonien p. 28
1.4.1- Les métabasaltes
1.4.2- Les métadolérites
1.4.3- Les métagabbros
1.4.4- Les métapyroxènolites
1.4.5- Les faciès acides
1.5 - Conclusion p. 29

2 - PETROGRAPHIE p. 31
2.1 - Inventaire pétrographique
2.2 - Les caractères minéralogiques de l'évolution magmatique
2.2.1- Généralités
2.2.2- La séquence de cristallisation de Chamrousse
2.3 - Composition et évolution chimique de quelques phases minéralogiques p. 34
2.3.1- Pétrographie sommaire des échantillons analysés
2.3.2- Caractères chimiques des minéraux
2.4 - Conclusions p. 52

3 - GEOCHIMIE p. 54
3.1 - Les tendances géochimiques majeures
3.1.1- Sélection des métamagmatites
3.1.2- Mobilité des éléments et grandes tendances évolutives
3.2 - Caractères géochimiques de la séquence plutonique p. 65
3.2.1- Les cumulats ultramafiques
3.2.2- Les gabbros
3.2.3- Les granites sodiques s.l.
3.2.4- Relations entre les termes plutoniques
3.2.5- Conclusions
3.3 - Caractère de la séquence volcanique et hypovolcanique p. 84
3.3.1- Comparaison géochimique des diverses amphibolites et des métabasaltes
3.3.2- Caractérisation géochimique et signification géotectonique des amphibolites et des métabasaltes et -dolérites
3.4 - Pétrogénèse p.101
3.4.1- Liquides primitifs et sources magmatiques
3.4.2- Relations entre les divers termes plutoniques et effusifs

4 - SITE ORIGINEL DU COMPLEXE DE CHAMROUSSE p.109
4.1 - Classification des bassins marginaux
4.2 - Implications pour l'ophiolite de Chamrousse p.110
4.2.1- Rappel des principaux points de comparaison
4.2.2- Conclusions

5 - EVOLUTION TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE p.112
5.1 - Introduction, caractères généraux des recristallisations et des déformations
5.1.1- Les recristallisations
5.1.2- Les déformations
5.1.3- Relations chronologiques
5.2 - Evolution de la partie inférieure de l'ophiolite p.113
5.2.1- Aspect macroscopique
5.2.2- Aspect microscopique
5.3 - Evolution de la partie supérieure de l'ophiolite p.120
5.3.1- Aspect macroscopique
5.3.2- Aspect microscopique
5.4 - Interprétation, modèles géologiques possibles p.125
5.4.1- Tectonique et métamorphisme océaniques
5.4.2- Tectonique et métamorphisme orogéniques
5.5 - Repères géochronologiques p.129
5.5.1- Age du magmatisme et de l'évolution intraocéanique
5.5.2- Age du métamorphisme orogénique et de la tectonique tangentielle
5.6 - Evolution post-magmatique : discussion et interprètation p.129
5.6.1- Intégration de l'ophiolite à la croute continentale
5.6.2- Le problème du renversement de la série ophiolitique
5.6.3- L'histoire ordovico-siluro-dévonienne du complexe ophiolitique

6- CONCLUSIONS GENERALES p.133
6.1 - Les caractéristiques majeures de l'ophiolite de Chamrousse
6.1.1- Evolution magmatique
6.1.2- Evolution postmagmatique
6.2 - Signification de l'ophiolite de Chamrousse dans le contexte orogénique paléozoïque p.135
6.2.1- Le magmatisme d'extension crustale d'âge cambro-ordovicien
6.2.2- La stucturation orogénique varisque

D - LES FORMATIONS DE RIOUPEROUX ET DE LIVET p.137

1 - CARACTERES LITHOLOGIQUES, PETROGRAPHIQUES ET METAMORPHIQUES DES FORMATIONS DE RIOUPEROUX ET DE LIVET.
1.1 - Lithologie p.137
1.2 - Evolution tectono-métamorphique p.139

2 - GEOCHIMIE p.143
2.1 - Etat des connaissances
2.2 - Mise en évidence de composantes sédimentaires et mobilité des éléments. p.143
2.2.1- Métasédiments et "mélanges" volcanosédimentaires
2.2.2- Mobilité des éléments
2.3 - Caractérisation géochimique p.148
2.3.1- Tendances évolutives majeures des métamagmatites.
2.4 - Les termes basiques p.161
2.4.1- Comparaison géochimique des métabasites
2.4.2- Caractérisation géochimique et signification géodynamique des métabasites
2.4.3- Conclusions partielles
2.5 - Les termes intermédiaires et acides p.179
2.5.1- Typologie
2.5.2- Comparaison géochimique des différents types pétrographiques
2.5.3- Sites génétiques et caractères de gisement des roches trondhjémitiques et associées
2.5.4- Caractères géochimiques et signification géodynamique
2.5.5- Conclusions partielles
2.6 - Pétrogénèse p.195
2.6.1- Relations entre méta-magmatites basiques et acides
2.6.2- Pétrogénèse de la lignée basique : sources magmatiques et fractionnements cristallins
2.7 - Conclusions p.207

3 - RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES PHENOMENES MAGMATIQUES ET METAMORPHIQUES p.209
3.1 - Les relations entre magmatisme et métamorphisme. Rappels
3.2 - Repères chronologiques
3.2.1- Age du magmatisme
3.2.2- Age des cristallisations métamorphiques

4 - CONCLUSIONS GENERALES p.213
4.1 - Caractéristiques majeures de l'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux et de Livet
4.1.1- Lithologie et polarité de l'ensemble plutono-volcanique
4.1.2- Magmatisme
4.1.3- Métamorphisme
4.1.4- Conclusions
4.2 - Les formations de Rioupéroux et de Livet dans le contexte orogénique hercynien p.215
4.2.1- Les phénomènes de distension dévono-dinantiens : les formations témoins
4.2.2- Conclusions

E - FORMATION DU TAILLEFER p.219

1 - DEFINITION LITHOLOGIQUE

2 - RELATIONS AVEC LES FORMATIONS VOISINES p.219

3 - EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE p.220
3.1- Caractères du métamorphisme
3.2- Relations entre recristallisations et déformations

4 - SIGNIFICATION GEOLOGIQUE DE LA FORMATION DU TAILLEFER ET CORRELATIONS POSSIBLES p.220
4.1- Caractères originels
4.2- Corrélations au sein des M.C.E. et de la chaîne varisque p.221

F - LES FORMATIONS GNEISSIQUES ET AMPHIBOLITIQUES D'ALLEMONT-ROCHETAILLEE p.223

1 - DEFINITION LITHOLOGIQUE

2 - RELATIONS AVEC LES UNITES VOISINES p.223

3 - EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE p.224
3.1- L'épisode métamorphique majeur
3.2- Les recristallisations tardives p.225
3.3- Conclusions

4 - NATURE ORIGINELLE ET CORRELATIONS AU SEIN DE LA CHAINE DE BELLEDONNE ET DES M.C.E. p.226
4.1- Nature originelle et signification géologique
4.2- Les corrélations possibles

III - L'EVOLUTION PALEOZOIQUE : INTERPRETATION ET SYNTHESE

A - STRUCTURATION DE LA CHAINE DE BELLEDONNE p.227

1 - LE SECTEUR DE LA BASSE VALLEE DE LA ROMANCHE p.227
1.1- Rappel sur les différentes formations
1.1.1- Les terrains anté-dévoniens
1.1.2- Les terrains dévono-carbonifères
1.2- Relations structurales p.229
1.3- Evolution paléozoïque

2 - ARCHITECTURE DE LA CHAINE DE BELLEDONNE ET CARACTERES DE LA TECTOGENESE CARBONIFERE p.231
2.1- Caractères généraux du secteur Nord-Est de Belledonne
2.2- Interprétation à l'échelle de la chaîne de Belledonne p.235
2.2.1- Rappels
2.2.2- Les déformations dans les chaînes de collision
2.2.3- Interprétation unitaire des différents secteurs structuraux

B - LES M.C.E. DANS L'OROGENE PALEOZOIQUE p.239

1 - LA PLACE DES M.C.E. DANS LA ZONATION OROGENIQUE ANTE-VISEENNE : LES CORRELATIONS POSSIBLES
1.1- Les formations pré-dévoniennes p.239
1.1.1- La série satinée
1.1.2- Le complexe méta-ophiolitique de Chamrousse
1.1.3- Les formations gneissiques et leptyno-amphiboliques du domaine nord-oriental de Belledonne

1.2- Les formations dévono-carbonifères p.240
1.2.1- Les formations de Rioupéroux et de Livet
1.2.2- La série du Taillefer
1.3- Conclusions p.242

2 - LES "SUTURES"CARBONIFERES p.242

3 - EPILOGUE p.242

IV - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES p.243 à 263

V - ANNEXES

1 - INDEX DES FIGURES DANS LE TEXTE p. A 1

2 - TABLEAUX HORS-TEXTE p. A 4

3 - CONDITIONS ANALYTIQUES p. A 71

4 - PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES p. A 79

5 - PUBLICATIONS p. A 93
Annexe A p. A 95
Annexe B p. A117
Annexe C p. A151
Annexe D p. A153
Annexe E p. A167
Annexe F p. A189
Annexe G p. A191

I

INTRODUCTION

*

A. - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

La chaîne de Belledonne s'étend entre les vallées de l'Isère au Nord et de la Romanche au Sud. Elle est, au delà, prolongée respectivement par les massifs du Beaufortin et du Taillefer- La Mure. Son point culminant, le Gd Pic de Belledonne (2978m) se situe dans le secteur méridional.

Ce massif, d'allure linéaire, s'intègre dans le grand arc des massifs cristallins du domaine externe alpin (M.C.E.), qui comprend, du Nord vers le Sud : Aar - Gotthard, Aig. Rouges - Mt. Blanc, Belledonne - Gdes Rousses, Ht. Dauphiné et Argentera. Cet alignement est dédoublé dans sa partie septentrionale, le chapelet le plus externe disparaît au Sud du Taillefer au droit d'une courbure importante qui infléchit l'orientation générale du NE-SW au NW-SE. Belledonne appartient à ce chapelet externe. Les M.C.E. correspondent à des fragments de socle anté-triasiques, enchassés dans la couverture mésozoique sub-autochtone de la zone dauphinoise. Au Sud, par contre, l'Argentera est isolé du Ht. Dauphiné par les nappes des domaines briançonnais et piémontais (fig. 1 et 1bis).

Dans ce domaine externe des Alpes occidentales, où les évènements tectoniques et métamorphiques méso et cénozoiques sont moins marqués, les témoins de l'histoire varisque et pré-varisque du socle sont abondants. Pourtant, sur le plan tectonique, il est maintenant admis que la contraction alpine se soit traduite dans les M.C.E. par la réactivation de certaines discontinuités varisques et par un écaillage vers le Nord ou vers l'Ouest (Ménard, 1979 ; Debelmas et al., 1983 ; Marquer et Gapais, 1985 ; Gourlay, 1986). Le socle cristallin serait ainsi chevauchant sur la zone subalpine. Toutefois ces déplacements demeurent limités en regard de ceux qui ont affectés les massifs cristallins des Alpes internes et orientales (nappes de la Dent Blanche, du Mt. Rose, du Gd. Paradis, et de zone austro-alpine) et les M.C.E., et en particulier Belledonne, sont en position sub-autochtone (fig. 1bis).

B. - CADRE GEOLOGIQUE

1 - HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES SUR LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES (M.C.E.) ET SUR LA CHAINE DE BELLEDONNE.

Dans ce chapitre nous essaierons de jalonner l'évolution des connaissances dans les M.C.E. Les apports des auteurs concernant la chaîne de Belledonne seront développés plus largement, en diverses occasions, dans ce mémoire.

1.1 - Les travaux anciens : la définition des ensembles et des structures.

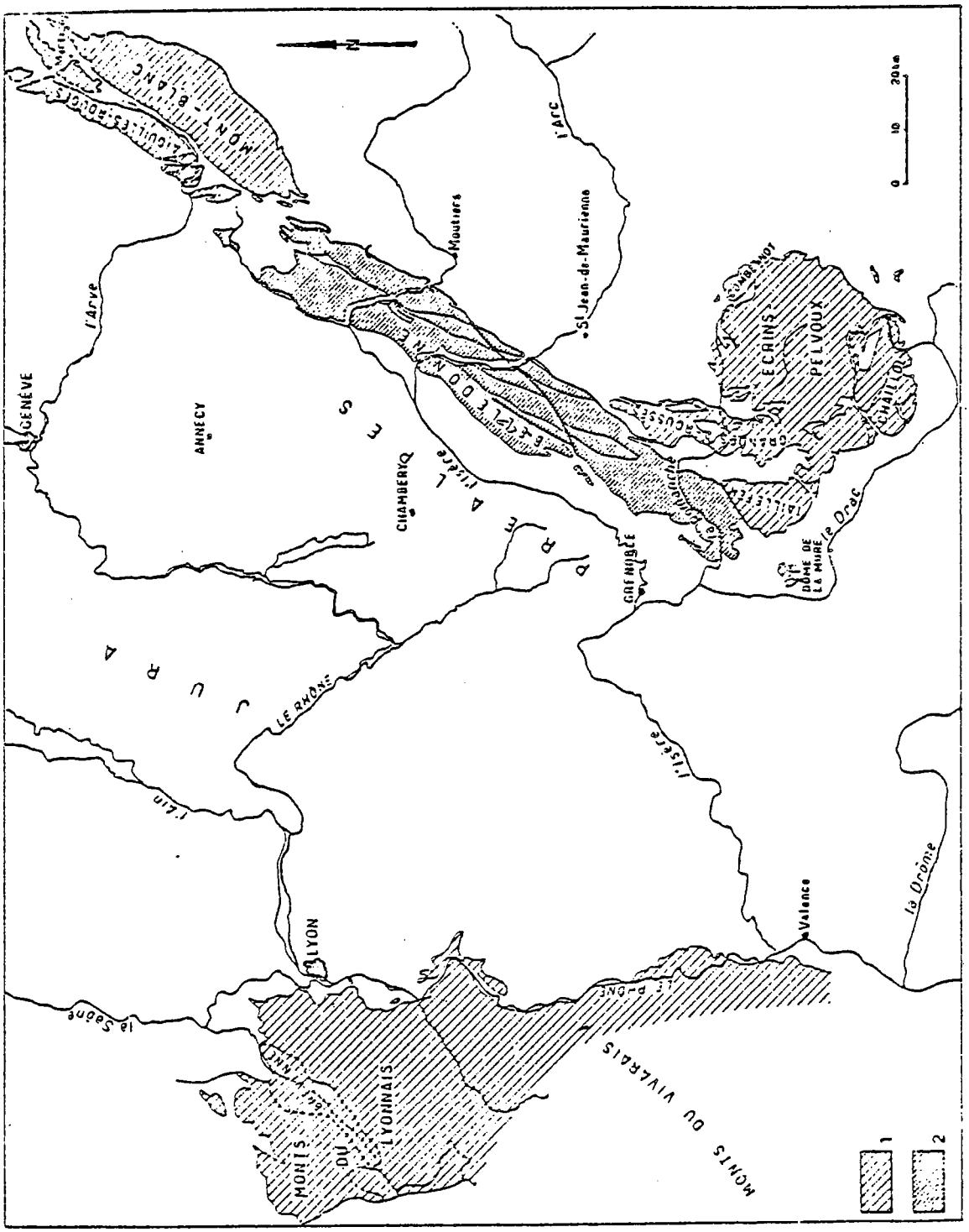
Pour une analyse détaillée de ces travaux, le lecteur pourra se reporter aux ouvrages de E .Den Tex (1950), de Cl. Bordet (1957).

Les descriptions et interprètations les plus anciennes reviennent aux premiers professeurs de géologie de l'Université de Grenoble : Gueymard (1834) et Ch. Lory (1852, 1860, 1891). Pour le second le massif de Belledonne a été structuré essentiellement par une phase fini-hercynienne et montre une structure en éventail. Les schistes cristallins sont d'âge anté-houiller, à l'exception du massif gabbroique de Chamrousse, intrusif dans une série gneissique anté-houillère, qui est rattaché au magmatisme triasique. Malgré cette erreur d'interprètation, les descriptions pétrographiques de Lory sur les gabbros, ultrabasites et amphibolites associées sont remarquables. Il note également l'importance de l'écaillage alpin et divise le massif de Belledonne en deux "rameaux", externe et interne, séparé par un accident médian où sont "pincés" des terrains houillers et triasiques. Enfin il souligne le caractère "stratiforme" des granites.

L. Duparc (1894, 1908), professeur genevois, reprit l'étude pétrographique du massif de Chamrousse et mit en évidence l'évolution minéralogique lors de la transition gabbro-amphibolite. Sa connaissance des Alpes externes franco-suisses lui permit de proposer

Fig. 1 - Localisation des Massifs Cristallins Externes alpins (M.C.E).
D'après Le Fort et Ehrstrom, (1969).

1 : M.C.E. et Massif Central français
2 : Belledonne



les premières corrélations régionales : il insiste d'une part, sur la ressemblance entre les gabbros de Chamrousse et les gabbros ophiolitiques du flysch des Gets et sur leur âge anté-alpin. D'autre part, il établit une nette distinction entre les amphibolites du SW de Belledonne (Chamrousse) et celles, granulitisées (à reliques d'éclogites) des zones internes (Mt Blanc, Aig.Rouges, Beaufortin, Gdes Rousses, Oisans) et propose alors une subdivision en zones internes et externes dans les M.C.E..

Dorénavant l'âge anté-houiller des schistes cristallins ne sera plus sérieusement remis en cause.

P.Termier (1904, 1911), dont l'oeuvre porte essentiellement sur le Ht Dauphiné et les Gdes Rousses, précisera l'histoire des terrains de Belledonne : un épisode métamorphique précède une granitisation, elle-même antérieure aux dépôts du Stéphanien. De plus il oppose à la structure en éventail, proposée par Ch. Lory, une architecture anticlinale à flancs très redressés mais non déversés.

Pour l'essentiel les conceptions de W. Kilian (1896, 1922) et de P. Lory s'accordent avec celles de Termier. Elles seront argumentées par P. Lory dont l'activité est attestée par une bibliographie monumentale (1893, 1944). Il s'applique à différencier les effets respectifs des tectoniques hercyniennes et alpines : l'anticlinal de Belledonne est compliqué ultérieurement par le chevauchement du rameau interne sur le rameau externe au niveau du "Synclinal Médian". Mais, au coeur du massif cristallin, les évènements alpins ne sont marqués que par une mylonitisation locale. W. Kilian, pour sa part, compare les amphibolites et gabbros du sud de Belledonne aux formations de la zone d'Ivrée.

Les travaux de B. et G. Choubert (1934, 1936) portent sur le massif du Tabor de Matheysine, prolongement méridional de l'ensemble basique de Chamrousse. Ils seront exposés plus longuement en d'autres chapitres. On peut, d'ores et déjà, noter que G. Choubert (1936) propose une évolution polymétamorphique du complexe basique, impliquant un âge de mise en place ancien, au moins calédonien.

Perrin et Roubault (1941, 1946), développant des hypothèses métasomatistes généralisées, nient certaines coupures stratigraphiques, qui semblaient bien établies par des critères de terrain (discordance des couches stéphaniennes et mésozoïques). Ils mettent ainsi en cause l'existence de phénomènes orogéniques anté-triasiques.

Les recherches de Bellair (1946, 1948), plutot centrées sur le Ht Dauphiné, ramèneront aux thèses antérieures. Il distinguera en particulier deux épisodes de granitisation. Le plus ancien résulte de l'anatexie des gneiss encaissants alors que les granites réçents sont clairement intrusifs.

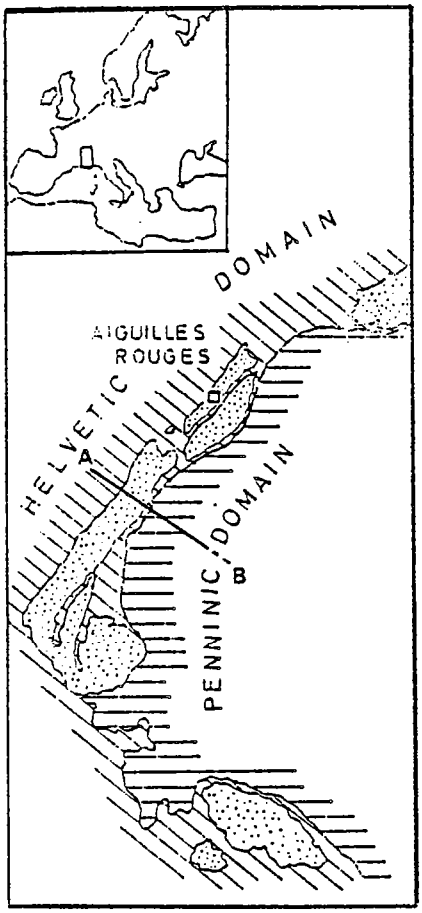
Enfin, l'étude extrêmement documentée de E. Den Tex (1950) va marquer durablement les recherches sur le complexe ultrabasique et basique de Chamrousse. En dépit d'interprètations qui doivent aujourd'hui être discutées, ses observations minutieuses lui ont permis de dégager les traits essentiels de l'histoire du massif gabbroique : tectonisation précoce dans des conditions locales de subsolidus ; successions paragénétiques traduisant une évolution métamorphique plurifaciale rétrograde. Pour Den Tex, ce corps UB-B est intrusif dans un bâti cristallophyllien para-dérivé, et développe une auréole de contact. Cette mise en place est syn-tectonique et d'âge anté-stéphanien.

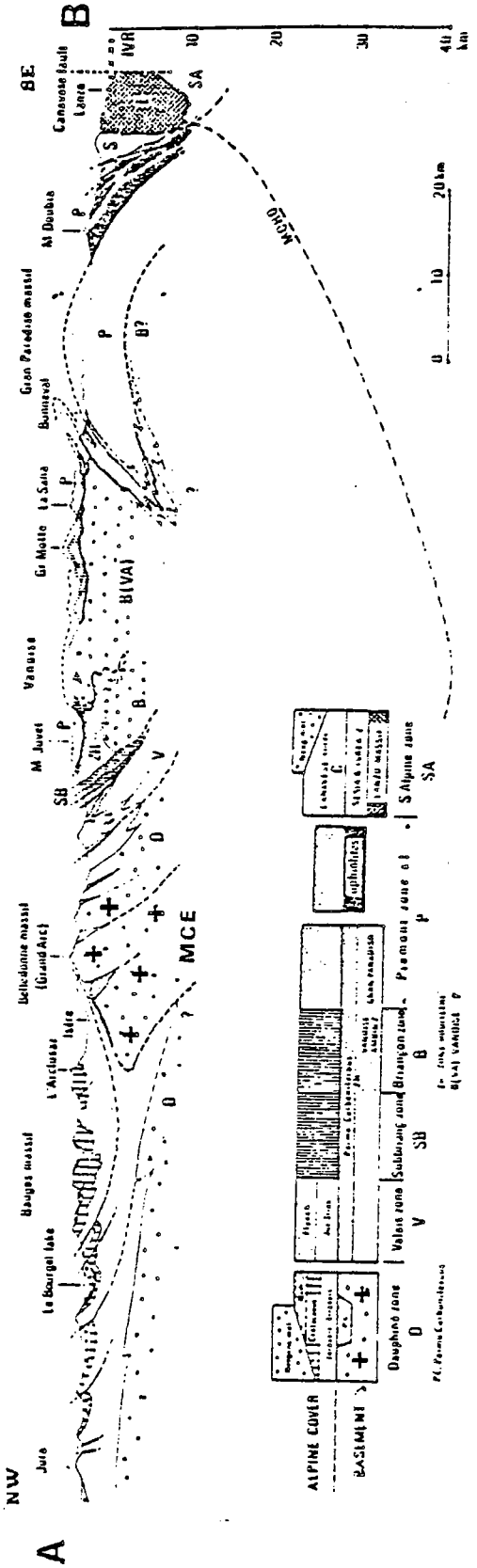
1.2 - Le temps des synthèses : le massif de Belledonne dans les M.C.E.; les M.C.E. dans la chaîne hercynienne.

Entre 1950 et 1970, les travaux cartographiques et pétrographiques vont se multiplier sur les divers M.C.E., alors que seront tentées les premières datations radiométriques. Ces données nouvelles incitèrent les auteurs à proposer des corrélations régionales.

On peut, dans cette période, relever les contributions de Giraud (1952) et Lameyre (1958) dans les Gdes Rousses ; d'Ozokak (1965) et Gibergy (1968) dans le Ht Dauphiné ; de Sarrot-Reynaud (1963) sur le Dome de La Mure; de Dehlemmes (1956), Bellières (1958), Krummenacher (1959), Oulianoff (1965) et Laurent (1968) dans les Aig.Rouges et le Mt Blanc ; de Faure-Muret (1955) et Malaroda (1957-1970) en Argentera.

Fig. 1bis - Localisation des Massifs Cristallins Externes (M.C.E.) dans la chaîne alpine.
D'après Debelmas et al., (1983) et Von Raumer et Schwander (1985).





Dans la chaîne de Belledonne elle-même, on note une description de Gignoux et Moret (1952) dans leur volume sur la Géologie Dauphinoise. Sur le terrain, les recherches sont actives et des monographies importantes sur les secteurs centraux de la chaîne sont publiées. Leurs auteurs, de l'Ecole de Leyden (Niggli, 1953 ; Van der Veen, 1953 ; Tobi, 1959 ; Kalsbeek, 1961), ou de l'Université de Grenoble (Dondey, 1960 ; Vatin-Pérignon, 1962-1964) apportent une foule de données sur la structure des terrains cristallins et sur leur évolution métamorphique polyphasée. Plus au Sud, Clavel (1960) précise la métallogénie de la zone d'Allemont, tandis que Michel et ses élèves (Berthet, 1957 ; Michel et Berthet, 1958 ; Verollet, 1961 ; Michel et Verollet, 1962) fournissent des coupes détaillées de la vallée de la Romanche et du flanc Est du Tabor de Matheysine.

Mais cette période est surtout marquée par la contribution déterminante de P.et Cl.Bordet (1952 à 1961, 1972). On leur doit la définition des ensembles lithologiques (séries brunes, vertes et satinées) qui vont servir de "formations-repères" dans toutes les études sur les M.C.E.. Dans le détail, ils distinguent deux secteurs structuralement distincts au sein du "rameau interne" de Belledonne : le secteur méridional à l'architecture anticlinoriale complexe et les secteurs orientaux et septentrionaux qui, comme les M.C.E. voisins, sont affectés par un intense plissement isoclinal. Au niveau du magmatisme, ils insistent sur le caractère syntectonique de nombreux granites. Enfin, P. Bordet emploie pour la première fois le terme d'ophiolite pour qualifier le massif UB-B de Chamrousse. Cette masse plutono-volcanique y est alors considérée comme un épanchement syn-sédimentaire pré-orogénique.

Cette prolifération de données jointe aux premières datations va conduire à des synthèses englobant l'ensemble des M.C.E. : dans le volume à la mémoire du Professeur Fallot, les frères Bordet publient une carte qui met en évidence les corrélation lithologiques entre les massifs des Aig. Rouges, du Mt Blanc, de Belledonne et des Gdes Rousses (1960-63). Ce schéma sera étendu quelques années plus tard à l'Aar, au Ht Dauphiné et à l'Argentera (Krummenacher et al., 1965) et étayé par les datations de Krummenacher et Evernden (1960), Buchs et al. (1962) et de Chessex et al. (1964). Les auteurs soulignent la présence de fragments de socle précambrien réçent associés aux séries paléozoïques. Deux hypothèses évolutives sont proposées : superposition de deux cycles précambrien et paléozoique ou existence d'un mégacycle dont l'évolution polyphasée recouvre ces deux périodes. Laurent et Chessex (1968) privilégient la première hypothèse et supposent l'existence d'un cycle paleozoïque très long, du Silurien (?) au Carbonifére. Dans ce cycle, l'âge du magmatisme ophiolitique serait dévono-carbonifère.

Lors des deux dernières décennies, la cartographie complète des massifs du Ht Daupiné, des Gdes Rousses et de Belledonne a été reprise.

Au début des années 70, des recherches concertées sur le Ht Dauphiné vont permettre de cerner les principales formations et leurs relations (Pécher, 1970 ; Gillot-Barbieri, 1970 ; Lacombe, 1970 ; Bartoli, 1973) ainsi que leur âge (Barbieri, 1970). Ces travaux prolongeaient ceux d'Ozokak (1965) et seront complétés par Biju-Duval (1975). En collaboration avec cette équipe grenobloise, P. Le Fort (1973) offre une vue synthétique du massif dont les formations sont regroupées en trois ensembles à structuration tectono-métamorphique différenciée (poly- et monocyclique) (Le Fort et Pécher, 1971). Il montre également l'existence d'une polarité du chimisme et de l'âge de mise en place des granites carbonifères. Ces travaux s'inscrivent dans la conception classique d'un cycle orogénique paléozoique réactivant localement un socle plus ancien (Le Fort et Ehrstrom, 1969) (tabl.1).

Parallèlement, dans le massif de Belledonne, F. Carme va préciser par des descriptions pétrographiques et géochimiques les subdivisions introduites par P. et Cl. Bordet : descriptions du massif basique de Chamrousse et du complexe pluto-volcanique de Rioupéroux (séries verte et brune) (1965a, 1975a, 1981) et des formations détritiques du Taillefer (série verte supérieure) (1965b, 1975). Mais, au travers d'une cartographie remarquable et d'une analyse structurale minutieuse, il remet en cause la signification stratigraphique attribuée à ces séries et propose de voir dans celles-ci des unités lithotectoniques d'âge briovérien, structurées par l'orogène cadomien et juxtaposées par la tectonique hercynienne. Seule la série verte supérieure serait dévono-dinantienne (1970a, 1970c, 1971a, 1973a et b, 1975). Dans la même optique, l'examen pétrographique et textural des granitoides révèle la présence de reliques et suggère des reprises successives d'un socle ancien (1970b, 1970c, 1974). Enfin, il fournit un décryptage des séquences de déformations (1970d, 1971b et c).

Cette évolution polycyclique influence les monographies grenobloises parues entre 1974 et 1981 et portant sur le Beaufortin (Gros, 1974) et les secteurs septentrionaux (Poncerry, 1978 ; Siméon, 1979) et centraux (Gasquet, 1979 ; Verjat, 1980) de Belledonne. Ces travaux apportent de nombreuses données sur la lithologie du rameau interne et sur sa séquence tectonométamorphique.

En collaboration avec cette équipe, Giorgi (1979) reprend l'étude du versant occidental des Gdes Rousses. Il découvre en particulier une faune datée du Cambrien (Giorgi et al., 1979) dans les schistes épimétamorphiques d'Huez jusqu'alors assimilés aux schistes de la série verte supérieure. Or ces derniers sont hypothétiquement attribués au Viséen depuis la description de crinoides par Gibergy (1968). Cette découverte rend perceptible la fragilité des corrélations sur la seule base des analogies de faciès.

Ce vaste programme de l'Université de Grenoble a été provisoirement clos par l'étude géochrologique (Rb/Sr et K/Ar) de Demeulemeester (1982) qui établit la succession des évènements éo- hercyniens à hercyniens ss. et précise la réalité et l'extension, sur le socle, des rajeunissements liés aux phases alpines (tabl. 1bis).

Le problème de la place des M.C.E. dans le cadre plus vaste de la paléogéographie anté-triasique est maintes fois évoqué dans les travaux précédents. Fabre et al. (1955), Krummenacher et al. (1965), Laurent et Chessex (1968) proposent des comparaisons, sur une base essentiellement bibliographique, avec les autres fragments paléozoiques inclus dans la chaîne alpine et avec la bordure orientale du Massif central français (M.C.F.).

Il revient à F. Carme d'avoir mené des travaux spécifiquement orientés pour de telles comparaisons. Son argumentation s'appuie sur plusieurs types de données. Il souligne ainsi : (1) la similitude des séquences des déformations hercyniennes entre Belledonne et les Cévennes septentrionales (1971c), (2) l'existence, à l'Est du M.C.F., de mégastructures tangentielles comparables à celles de la basse vallée de la Romanche (1974a et b), (3) la présence d'un chapelet d'ophiolites briovériennes (paléoride) du Nord de l'Espagne jusqu'aux M.C.E., en passant par la Bretagne méridionale, le Cap Lizard, le Limousin, et le Ht Allier (1975b et c). A la suite de ces résultats, les formations amphiboliques de Belledonne seront rattachées aux "Groupes leptyno-amphiboliques" d'Europe moyenne et occidentale, considérés comme des témoins d'un stade distensif infracambrien à paléozoique inférieur (Piboule, 1979 ; Bard et al., 1980 ; Bodinier et al., 1981).

Tout récemment, Von Raumer (1981, 1984, 1985) a remarquablement synthétisé l'évolution tectonométamorphique des formations des différents M.C.E.. Cette évolution s'inscrit dans un mégacycle paléozoique (calédono-varisque) dont les modalités permettent d'intégrer les M.C.E. dans la zone "ligérienne" de Autran et Cogné (1980).

2 - LES PROBLEMES EN SUSPENS ET LES BUTS DE CETTE ETUDE

A l'origine de ce travail, trois problèmes étaient posés, mais, comme il se doit, ils ont engendré , en cours de résolution, d'autres questions plus générales portant soit sur les méthodes utilisées, soit sur l'interprètation des résultats dans un cadre géologique dépassant Belledonne et les M.C.E.

On peut ainsi résumer les problèmes initiaux:

a) Problème des corrélations lithologiques au sein de la chaîne de Belledonne et avec les M.C.E. voisins.

Les M.C.E. sont constitués par la juxtaposition, à la suite de mouvements cisaillants importants tardi-varisques, d'ensembles lithologiques différant par leur évolution tectonique et métamorphique (Debelmas et Kerkhove, 1980). Or, comme le montre la rétrospective précédente, les corrélations lithologiques sont fondées essentiellement sur des analogies de faciès. A cet égard, la discrimination en séries de P.et Cl.Bordet peut se révéler comme un apport ambigu : toutes les formations amphiboliques (série verte moyenne) sont-elles comparables par leur âge, par le contexte géodynamique de mise en place de leurs protolithes et par leur évolution cristallogénétique ultérieure ? Rappelons que Duparc établissait déja une distinction entre les métabasites de Chamrousse (SW de Belledonne) et celles des secteurs plus orientaux.

De même, tous les schistes verts et noirs (série verte supérieure) sont-ils des faciès dévono-dinantiens ? La découverte, par Giorgi (1979), de fossiles cambriens dans la formation d'Huez s'est chargée de relativiser cette démarche.

Quelques travaux se sont efforcés d'argumenter ces corrélations par des moyens divers : mise en évidence de séquences de déformations (Carme) ou d'évènements tectono-métamorphiques (Von Raumer) similaires ; comparaison des chimismes de diverses formations (Le Fort et Ehrstrom). Ils ne constituent toutefois qu'une ébauche.

Plus précisément, au niveau du massif de Belledonne, les interprétations classiques, fondées sur des critères lithologiques, assimilent les formations amphiboliques de la basse vallée de la Romanche aux formations de même nature du secteur nord-oriental (Sept Laux-Beaufortain). Or les différences entre ces deux domaines sont évidentes :

- différences structurales : séries isoclinales affectées par de grands décrochements verticaux au NE / séries monoclinales ou à grands plis ouverts et existence d'une tectonique tangentielle au SE.
- différences dans l'évolution métamorphique :

(i) banalisation des matériaux acides et basiques au NE / préservation des caractères texturaux ignés (métagabbros, -basaltes et -granophyres) au SW.

(ii) migmatisation bien développée au NE, pratiquement absente au SW.

- différences dans l'environnement géologique : présence de granites carbonifères intrusifs au NE.

On peut raisonnablement se poser la question d'une réelle équivalence entre ces deux domaines.

b) Problème de l'âge des formations cristallophylliennes

Les datations publiées dans les Alpes occidentales indiquent, soit l'âge de mise en place des granitoides carbonifères, soit l'âge du ou des métamorphismes anté-triasiques, voire la trace des rajeunissements alpins. Par contre, l'âge des formations cristallophylliennes est établi par analogies avec les régions voisines (ophiolites briovériennes ou infra-paléozoïques, séries vertes supérieures dévono-dinantiennes). Les formations fossilifères viséennes du Sudu Taillefer (Gibergy, 1968) et des Aig.Rouges (Bellière et Streen, 1980) et cambriennes des Gdes Rousses (Giorgi et al., 1979) représentent les seuls repères disponibles.

Il était nécessaire après avoir caractérisé les divers épisodes paléomagmatiques de les caler dans le temps. C'est pourquoi des datations ont été entreprises dans le secteur SW, sur le complexe de Chamrousse et sur les formations de Rioupéroux et Livet, et dans le secteur NE, sur les métaéclogites du Beaufortain.

c) Problème de l'insertion des M.C.E. dans les reconstitutions géodynamiques de la chaîne paléozoique.

Un travail important reste à faire pour positionner les M.C.E. dans la chaîne varisque sl., avant leur démembrement par les tectoniques tardi-hercyniennes et alpines (Arthaud et Matte, 1975 ; Westphal et al., 1978).

La reconstitution de ce puzzle est encore hypothétique (Bard et al, 1980 ; Von Raumer, 1981), et les récentes synthèses sont, de ce point de vue, particulièrement discrètes sur la place des pièces paléozoiques intra-alpines ((Burg et Matte, 1981 ; Lorenz et Nicholls, 1984 ; Behr et al., 1984 ; Ziegler, 1984 ; Matte, 1986).

Nous pensons que la définition et la datation des paléomagmatismes anté-stéphaniens, complétées par une étude de leur évolution tectonométamorphique ultérieure, constituent un faisceau de caractères suffisant pour permettre la juxtaposition des M.C.E. avec des fragments isopiques de la chaîne paléozoïque.

De plus, l'objectif initial d'une simple intégration des M.C.E. dans le schéma d'ensemble de l'orogène varisque, peut être dépassé, si l'on tient compte de l'état de préservation remarquable de certaines formations (ophiolite de Chamrousse, formation plutono-volcanique de Rioupéroux-Livet). Leur étude contribue à enrichir la connaissance des phénomènes magmatiques cambro-ordovicien et dévono-dinantien en Europe occidentale. L'ophiolite de Chamrousse en particulier est le seul témoin indiscutable de lithosphère éo-varisque, à caractères océaniques, observable dans cette région : comment et où s'est-elle formée ?, pourquoi fut elle préservée ?

C. - LES METHODES ET LES OUTILS

En fonction des problèmes énumérés précédemment, et comme il est illusoire d'envisager une étude exhaustive de toutes les formations appartenant aux deux secteurs SW et NE de la chaîne de Belledonne, ce travail a été focalisé sur la basse vallée de la Romanche et plus particulièrement sur deux ensembles : le complexe UB-B de Chamrousse et les formations plutono-volcaniques de Rioupéroux-Livet. Les associations leptyno-amphiboliques du NE de Belledonne ont fait l'objet d'études plus ponctuelles, géochimiques et géochronologiques, complètant les descriptions détaillées existantes (thèses de 3ème cycle grenobloises, 1970-80) et les synthèses à l'échelle des Massifs cristallins externes où elles ont été intégrées par Von Raumer (1981 à 1984).

Les deux ensembles de Chamrousse et de Rioupéroux-Livet ont été prioritairement choisies pour deux raisons :

(i) d'une part, elles sont riches en roches orthodérivées et présentent un état de préservation remarquable des caractères originels, relations entre faciès, gisement, minéralogie p.p.. On peut ainsi espérer une bonne définition de leur contexte génétique par une étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Cette définition est d'autant plus importante que le complexe de Chamrousse, assimilé à une ophiolite, et les formations de Rioupéroux et de Livet semblent représenter des témoins de première importance des évènements magmatiques anté-stéphaniens. A ce titre, leur âge méritait d'être fixé sans ambiguïté.

(ii) d'autre part, elles sont relativement peu connues dans le détail. On ne dispose pas de description précise analogue à celles des formations de Belledonne NE.

La caractérisation pétrographique et géochimique permet de définir un référenciel pour la comparaison des ensembles leptyno- amphiboliques des autres secteurs du massif et des massifs voisins. Les corrélations proposées (séries vertes et brunes, complexe de Belledonne) seront ainsi testées.

De cette démarche découle la suite de ce mémoire :

La seconde partie contient une description des différentes formations de la basse vallée de la Romanche, dans sa traversée d'Ouest en Est. Une attention particulière est portée aux ensembles métamagmatiques de Chamrousse et de Rioupéroux et Livet qui en constituent l'essentiel. Un schéma de l'histoire magmatique, métamorphique et tectonique de ces secteurs est proposé.

La troisième partie présente brièvement les formations leptyniques et amphiboliques de Belledonne NE. Leur évolution s'intègre bien avec celle proposée pour les autres Massifs cristallins externes (Von Raumer, 1981, 1986), mais diffère fondamentalement du schéma défini dans le domaine SW. Nous essaierons d'interpréter cette opposition et de situer les MCE dans le cadre paléo-géographique pré-triasique.

Durant cette étude, se sont greffés les travaux, récents ou en cours, de jeunes chercheurs grenoblois (Scarenzi, 1984 ; Riegel, en cours) qui, en approfondissant certains thèmes, ont contribué à enrichir mon argumentation. Les références à leurs travaux sont fréquentes dans ce mémoire.

Quelques travaux menés en collaboration, publiés ou soumis à publication, sont joints en annexe. Il y sera fait référence au niveau de certains chapîtres pour complèter et étayer la discussion.

Concrètement, ce travail a été effectué dans le cadre des laboratoires de pétrographie de l'Université Lyon I, lors de mon séjour en Coopération au Togo (1975-80), puis de l'Université de Saint Etienne (1980). Il a bénéficié d'un financement CNRS au sein de diverses unités associées (L.A.156, U.A.805 puis 726 et U.A.10).

Le département des Sciences de la Terre de Lyon I m'a donc fourni la majeure partie des plaques minces, avant que Saint Etienne ne prenne le relai, ainsi que des analyses chimiques en éléments majeurs et traces. Quelques dosages complémentaires (majeurs, traces et Terres Rares) ont également été effectués au CRPG-CNRS à Nancy.

Les autres techniques analytiques ont été abordées par le biais de collaborations extérieures : Les déterminations de Terres rares proviennent soit de l'Institut Laue-Langevin, à Grenoble, en association avec des chercheurs de l'Institut Dolomieu, soit du C.A.E.S.S. de l'Université de Rennes. Il en est de même pour la partie géochronométrique : U/Pb sur zircon au laboratoire de géochimie du C.A.E.S.S. et K/Ar à l'Institut Dolomieu.

Les analyses de minéraux, effectuées sur les microsondes Camebax de Nancy, Montpellier et Clermont Ferrand, ont été financées soit par dotation CNRS, soit par l'Université de Saint Etienne.

Enfin, le traitement automatisé des données a été développé dans les centres de calcul des Universités de Lyon I et de Saint Etienne.

Une description des techniques analytiques est jointe en annexe.

II

LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DE LA CHAINE DE BELLEDONNE DANS LA BASSE VALLEE DE LA ROMANCHE

**

A. PRESENTATION GENERALE ET ETAT DE LA QUESTION

1 - LITHOLOGIE

Cette coupe transversale de l'extrémité méridionale de la chaîne de Belledonne est particulièrement intéressante dans la mesure où y affleurent, dans de bonnes conditions, des formations très diversifiées. Ce qui n'est pas le cas dans les vallées plus septentrionales de l'Arc et de l'Isère.

De plus, la majorité des matériaux cristallophylliens, exposés sur une distance d'une vingtaine de kilomètres et quelques 2000m de hauteur, sont de nature orthodérivée : ils représentent ainsi, dans l'optique qui est la nôtre, un terrain d'étude particulièrement favorable.

Cet intérêt a d'ailleurs été reconnu très tôt. Aux premières ébauches structurales de P. LORY (1860, 1893) qui caractérisent l'allure anticlinale complexe de Belledonne et l'existence d'un accident tectonique longitudinal majeur "le Synclinal Médian", succèdent des inventaires plus détaillés (P. Lory, Berthet, 1957, P. Bordet, 1961). En fait cinq formations ont été reconnues d'Ouest en Est dans la cluse de la Romanche (fig. 2 et 3 et tableau 2). Diver ses interprètations géologiques reposent sur les relations entre ces formations.

a) Une formation **micaschisteuse**, rubanée mais globalement monotone, montrant une alternance de micaschistes à deux micas, de leptynites et d'amphibolites (ou prasinites) très subordonnées. Elles affleurent entre Vizille et Séchilienne : il s'agit de la **série satinée** (Bordet, Carme) ou du **groupe de Vizille** (Michel et Berthet), constituant le **"rameau externe"** de Belledonne limité à l'Est par le **"synclinal médian"**. Dans ce "synclinal médian", qui en réalité correspond à un important accident cisaillant et chevauchant, apparaissent, au Nord et au Sud de Séchilienne, des lambeaux houillers et triasiques (feuille de Vizille au 1/50.000).

b) Une formation essentiellement **amphibolique**, où se côtoient des amphibolites diverses, plus ou moins feldspathiques, parfois enrichies en micas et associées à des leptynites micacées et/ou amphiboliques, ainsi qu'à de rares niveaux micaschisteux. Cette formation passe, en continuité apparente vers le haut, à un ensemble métamagmatique basique et ultrabasique. Ces amphibolites constituent le verrou topographique situé entre Séchilienne et le pont de Gavet (Portes de l'Oisans) et correspondent à la **série verte moyenne** définie par Bordet, au **groupe de Séchilienne,pp.**, de Michel et Berthet, à la **formation de Chamrousse-Tabor** du Complexe de Belledonne de Carme, aux **formations de Séchilienne,ss, et de Chamrousse-Tabor** (Ménot).

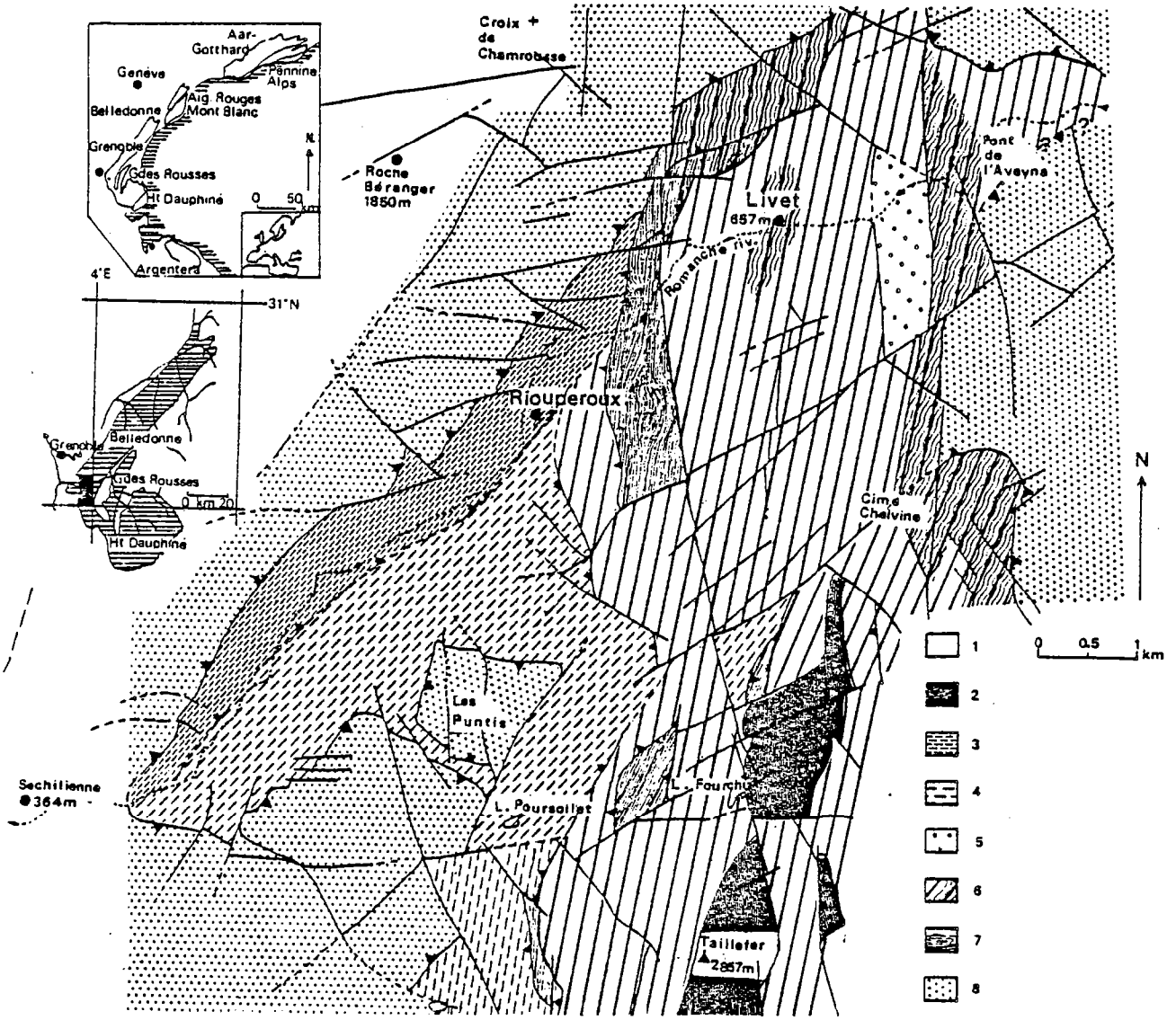
c) Une formation essentiellement **leptynique**, mais composite dans le détail, qui associe des alternances leptyno-amphiboliques d'amplitude décimétrique à métrique, des gneiss albitiques, des micaschistes lamelleux à deux micas et grenat, ainsi que des masses, discordantes sur ce litage, de matériaux "d'allure granitique" (granite de Livet de la feuille au 1/80000 de Vizille) et assimilés à des granophyres (Carme, 1965a, 1975a). Cette formation est visible entre le pont de Gavet et la centrale électrique du Bâton, et a reçu diverses dénominations : **séries verte inférieure et brune** (Bordet), **groupe de Séchilienne,pp,** et **groupe de l'Aveyna,pp,** (Michel et Berthet), **formations de Rioupéroux et de Livet** (Carme, Ménot).

d) Une autre formation **leptyno-amphibolique et micaschisteuse**, montrant de la base au sommet (Bordet, Carme) : (i) des micaschistes à grenat et disthène s'enrichissant vers le haut en niveaux leptyniques et amphiboliques, avec quelques bancs de cipolins ; (ii) une série d'amphibolites intercalées de leptynites amphiboliques et micacées et où se retrouvent des reliques de métagabbros ; (iii) enfin, une alternance leptyno-amphibolique fine. Des phénomènes migmatitiques y ont été décrits. Cette formation constitue les flancs supérieurs de la cluse de la Romanche entre le pont de l'Aveyna et Rochetaillée-Allemont. Elle représente les **séries brunes et vertes** (inférieure à moyenne) de Bordet, le **groupe de l'Aveyna,pp**, de Michel et Berthet, et **la formation de Belledonne** de Carme, ou de **Allemont-Rochetaillée** (ce travail).

Ces trois formations (b,c,d) constituent le **"rameau interne de Belledonne"** (Bordet) ou le **"complexe de Belledonne"** (Carme).

Fig. 2 - Carte schématique de la basse vallée de la Romanche. in Ménot, (1986).

1 : Terrain post-paléozoïques
2 : Formation de Taillefer
3.4 : Formation de Rioupéroux
5.6.7 : Formation de Livet
8 : Ouest - Formation ophiolitique
: Est - Formations gneissiques et et amphibolitiques d'Allemont-Rochetaillée



e) Une dernière formation (du Taillefer), non visible dans la coupe de la Romanche elle-même, affleure sur les sommets au Nord et au Sud de celle-ci. Elle renferme des **métasédiments conglomératiques et pélitiques** à passées carbonées et un **ensemble spilito-kératophyrique** (Carme). Le métamorphisme est faible et ne dépasse pas le faciès schistes verts. Il s'agit de la **série du Taillefer** (Carme, Ménot) et de la **série verte supérieure** (Bordet).

2 - RELATIONS ENTRE LES DIVERSES FORMATIONS - ETAT DE LA QUESTION

Elles ont données lieu, il y a une dizaine d'années, à 2 interprètations majeures exposées dans la notice de la carte géologique de Vizille (XXXIII-35) (1972). Les différentes dénominations des formations et leurs correspondances sont résumées dans le tableau 2.

Ces formations correspondraient :

- soit à des unités stratigraphiques en position originelle.
- soit à des unités juxtaposées tectoniquement.

Dans le premier cas, la succession lithologique, d'après P.Bordet, est la suivante : les ensembles basiques (série verte moyenne , II) reposent sur les gneiss leptyniques et les micaschistes (série verte inférieure, III). On passe en transition vers le bas aux gneiss et micaschistes de la série brune (IV) et vers le haut à la série verte supérieure (V) puis, avec une discordance, à la série satinée (I).

La chaîne de Belledonne correspond à un **domaine monocyclique anté-houiller**, où le métamorphisme majeur, éventuellement polyphasé, d'intensité épi- à mésozonal, est suivi de rétromorphoses jusqu'à l'époque alpine. Dans cette interprètation, les âges attribués vont du paléozoïque moyen (série brune) au carbonifère inférieur (série satinée).

La majorité des travaux parus avant 1972 et portant sur ce secteur méridional de Belledonne, et plus généralement sur les M.C.E. sont empreints de cette conception (Michel et Berthet, 1958 ; Michel et Verollet, 1962 ; Dondey, 1960 ; Clavel, 1963 ; Tobi, 1969 ; Le Fort et Ehrstrom, 1969 ; Le Fort, 1971 ; Ehrstrom, 1972). Les synthèses de Krummenacher et al. (1965) et de Laurent et Chessex (1968) généralisent cette interprètation à l'échelle des M.C.E.. Elles mettent toutefois en évidence des formations polycycliques d'âge probablement précambrien, qui pourraient être représentées, dans le secteur de la Romanche, par les anatexites à pinite d'Allemont (IV) (Krummenacher et al., 1965).

La seconde interprétation est proposée par Carme (1965 à 1975). Il montre que les diverses unités reconnues (I à V) correspondent à des unités tectoniques empilées lors de l'orogénèse hercynienne. Ces unités appartiennent à deux ensembles :

a) Le COMPLEXE DE BELLEDONNE (séries satinée, de Chamrousse-Tabor, de Rioupéroux-Livet et de Belledonne : I à IV) montre une **évolution polycyclique** et son âge serait briovérien moyen à supérieur (1970a, 1971a, 1977).

b) La formation du TAILLEFER (série verte supérieure : V), de faciès Culm, représenterait seule le cycle hercynien et reposerait en discordance stratigraphique sur le complexe de Belledonne.

La cluse de la Romanche, ainsi considérée comme une demi-fenêtre tectonique, peut être interprétée au travers d'une histoire beaucoup plus complexe qui implique :

* La structuration métamorphique du complexe de Belledonne (I à IV) et le renversement des formations de Chamrousse-Tabor et de Belledonne (II et IV) lors de l'orogénèse cadomienne.

* L'empilement tardif des unités à la fin du cycle varisque. La série du Taillefer, monocyclique, est en effet impliquée dans cette tectonique tangentielle. Les unités amphiboliques et leptyno-amphiboliques chevauchent, en position renversée, les formations de Rioupéroux et Livet, elles aussi polycycliques mais à polarité normale.

Fig. 3 - Coupe schématique du massif de Belledonne dans la vallée de la Romanche. in Ménot 1986

1 : Série Satinée

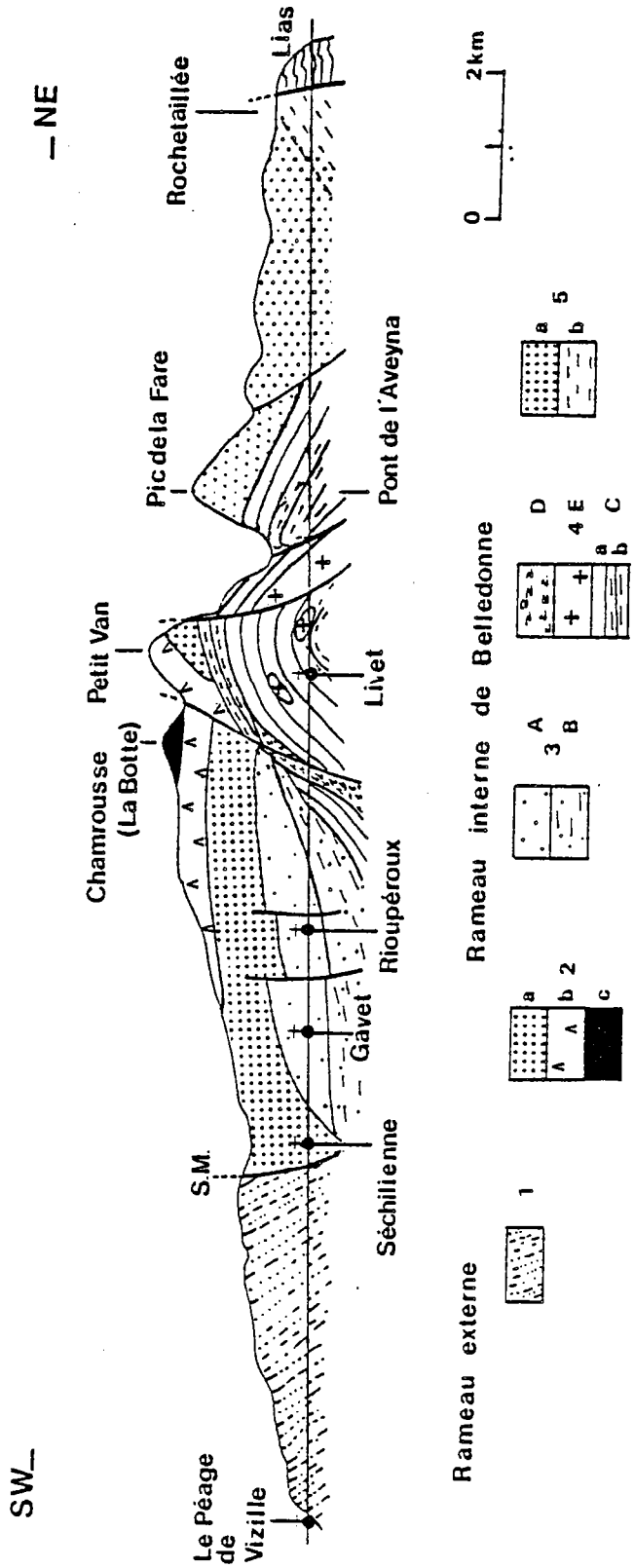
2 : Ophiolite de Chamrousse

- Formation de Séchilienne (a)
- Séquence plutonique (UB = c, gabbros = b)

3 : Formation de Rioupéroux (unités A et B)

4 : Formation de Livet (unités C, D et E)

5 : Formations gneissiques et amphiboliques de Allemont-Rochetaillée



B. LA SERIE SATINEE.

Cette formation n'a pas été étudiée en détail, car elle est pauvre en termes orthodérivés. Les quelques niveaux basiques signalés sont assez altérés (Siméon, 1979) et la plupart, de l'avis des auteurs, pourraient être des tuffs : l'altération et la présence de composantes sédimentaires rendent l'approche géochimique aléatoire.

Ce chapitre sera donc consacré à une revue bibliographique, d'ailleurs peu fournie, car rares sont les recherches approfondies consacrées à cette formation.

1 - DEFINITION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La définition initiale de la série satinée par P.et Cl. Bordet (1953) regroupe des faciès micaschisteux et gneissiques affleurant dans le rameau externe et sur la bordure orientale du rameau interne. Les premiers sont équilibrés dans l'épizone alors que les seconds sont mésozonaux et localement migmatisés : ils correspondent respectivement aux séries satinées externe et interne. Cependant, les mêmes auteurs (1961b) soulignent la difficulté de distinguer la série satinée interne et leur série brune gneissique. En fait, le terme descriptif de série satinée a ensuite été restreint aux seuls terrains du rameau externe (Bordet, 1969, 1977 ; Carme, 1976).

Il s'agit alors d'une épaisse formation monotone (8000m. d'épaisseur apparente dans la galerie Arc - Isère (Gasquet, 1979) constituée d'une succession, d'amplitude centimétrique à métriques, de schistes chloriteux, sériciteux, et/ou graphiteux, de micaschistes et de gneiss phylliteux ou leptyniques, ou plus rarement quartzitiques. Des bancs de prasinites et d'ovardites, schistes chloriteux respectivement calciques.(à amphibole et épidote) et sodiques, ainsi que de rares amphibolites sont intercalés dans la série. Aucune séquence lithologique et aucune différenciation cartographique n'ont pu être définies (Siméon, 1979). En effet, les bancs ne sont pas suffisament continus pour former des horizons-repères. De plus, les variations de faciès observées dans les termes schisteux ne semblent pas obéir à une répartition d'ordre géographique ou stratigraphique.

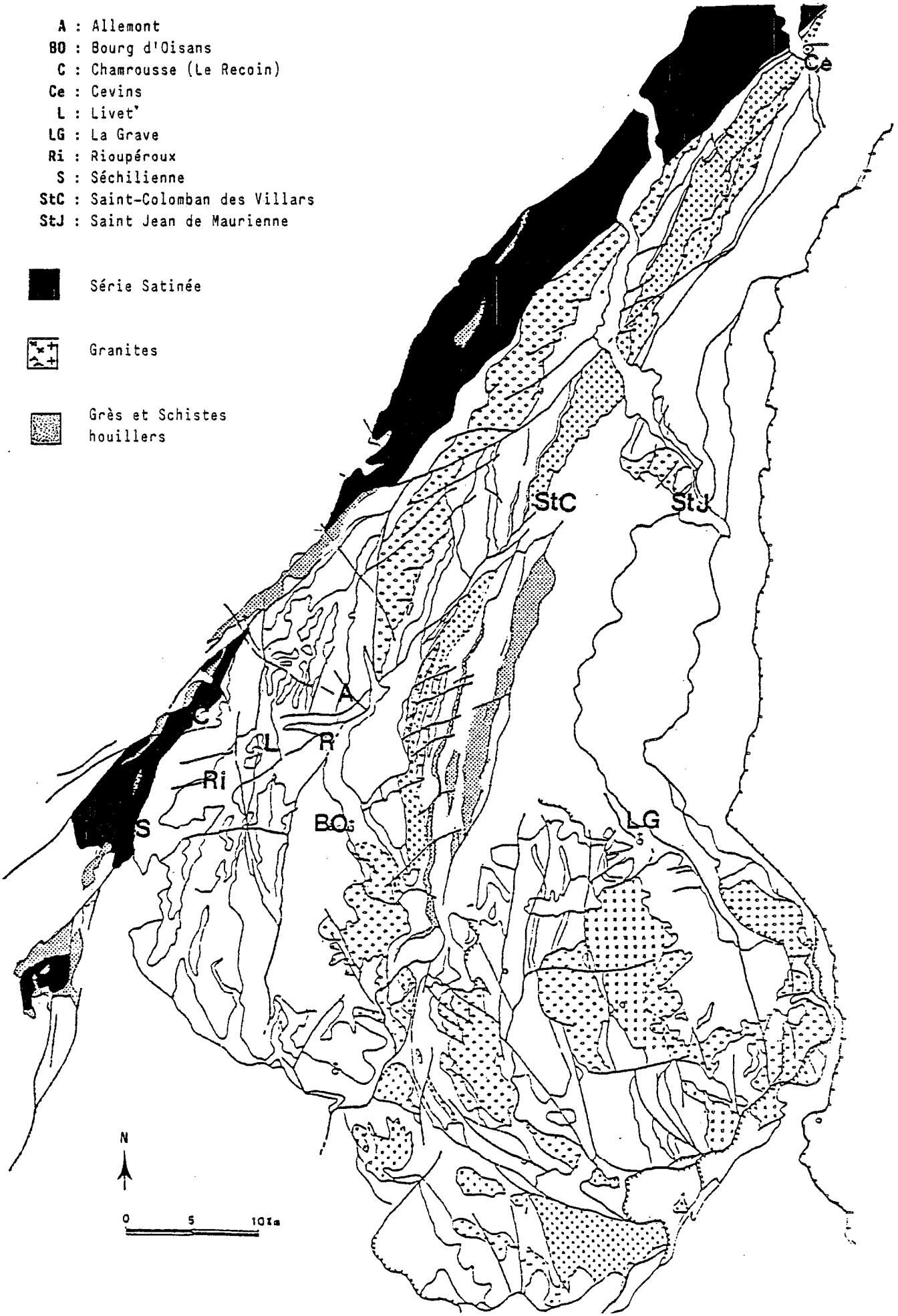
Au niveau de l'inventaire pétrographique, P. et Cl. Bordet (1952, 1963) font état de "filons" de serpentine, de bancs de cipolin, et d'un conglomérat de base. En fait, ces faciès, observés dans leur série satinée interne, appartiennent soit aux formations leptyno-amphiboliques de Belledonne (séries verte inférieure et brune), soit à la série verte supérieure (Bordet, 1977).

Les mémoires de Berthet (1957), Tobi (1959), Cl.Bordet (1961) et Siméon (1979) donnent une description détaillée des différents types pétrographiques. Les caractères marquants des matériaux de la série satinée sont, outre leur couleur et leur éclat dus aux feutrages sériciteux et chloriteux, (a) une extrême déformation résultant de la superposition de plusieurs systèmes de microplis et conférant aux plans de foliation un aspect "froissé" et (b) le développement d'ocelles millimétriques d'albite, parfois très abondants (micaschistes albitiques, Siméon).

2 - STRUCTURES ET RELATIONS AVEC LES FORMATIONS VOISINES.

Dans la définition première de P.et Cl.Bordet, la série satinée représente les derniers sédiments d'un cycle paléozoique et repose en discordance stratigraphique, avec un conglomérat de base, sur la série verte supérieure. Elle apparaît à la faveur de gouttières synclinoriales, de part et d'autre de l'éventail anticlinorial décrit par les séries vertes et brunes (P. et Cl. Bordet, 1953 ; P. Bordet, 1956, 1961b ; Cl. Bordet, 1956). Dans son acception restreinte, la série satinée forme une bande pratiquement continue depuis le Dome de la Mure jusqu'au nord du Beaufortin (fig.4). Sa largeur est très variable et atteint presque 10km. dans la partie septentrionale (Albertville-Hte Luce). Elle est localement réduite sous l'effet conjugué de

Fig. 4 - Carte lithologique des massifs de Belledonne et du Haut Dauphiné.
D'après M. GIDON.



grands accidents cisaillants (Vizille, Font de France, Eau d'Olle, "Synclinal médian" : carte de Vizille au 1/50.000). Les schistes y sont plissés isoclinalement : synclinal (Bordet) ou anticlinal (Siméon) (?) déversé vers l'Ouest et le Nord-Ouest.

La limite occidentale s'observe difficilement par suite des abondants épandages glaciaires. Très localement, la couverture sédimentaire, Houiller, Permien et Mésozoique inférieur, "parait reposer tranquillement sur le faîte de ce rameau externe" (notice de la feuille de Domène, 1969). Mais plus généralement, ce contact est tectonisé : écaille de Houiller dans les schistes (Tobi, 1959) ; Permien chevauché par les terrains cristallins (Dondey, 1960). La limite occidentale du rameau externe correspond à un accident chevauchant, localement matérialisé par les "failles bordières" de Belledonne (accident de Vizille). Cette structure est confirmée par la géophysique (Ménard, 1979 ; Perrier et Vialon, 1980).

A l'Est, la limite est constituée par le "Synclinal médian" (SM). Si la dénomination ancienne (Ch. Lory) a été conservée, la signification de cette structure a beaucoup évolué : fossé d'effondrement à remplissage sédimentaire stéphanien à liasique (Bordet), puis accident décrochant (Carme, 1970d ; Siméon, 1979), et chevauchant (Gasquet, 1979) d'âge fini-hercynien mais réactivé par les phases alpines. Cet discontinuité majeure isole totalement la série satinée des autres formations micaschisteuses, gneissiques et amphiboliques de Belledonne.

Existe-t-il des équivalents stratigraphiques de la série satinée à l'Est du SM (rameau interne) ?

Tobi (1969, p.197) décrit une écaille de micaschistes identiques, coincée tectoniquement, entre le SM et les formations amphiboliques : il s'agit dans ce cas d'un lambeau tectonique détaché de la masse principale. Par contre, Kalsbeek (1962) établit que des schistes à muscovite, chlorite et albite ocellaire, adossés à la lèvre Est du SM, passent graduellement à des micaschistes et gneiss à biotite et muscovite à intercalation d'amphibolites du rameau interne. Les schistes ocellaires sont issus de la rétromorphose des micaschistes et des gneiss dans des couloirs de cisaillement le long du SM. Des boudins d'amphibolites partiellement dégradés et inclus dans les schistes confirment l'évolution rétromorphique. Le faciès de ces phyllonites est très proche de celui des matériaux du rameau externe, mais il s'en distingue par la présence d'une phase plagioclasique secondaire, d'aspect "trouble", et par l'absence d'aiguilles de rutile dans les ocelles albitiques (Kalsbeek, 1962, p.30 et 31).

De même, Carme (1970a) signale la transition de micaschistes et de gneiss à disthène - staurotide, typiques des formations du rameau interne, à des micaschistes à albite ocellaire.

De ces observations découlent deux interprètations :

- la première, suggérée par Kalsbeek, considère qu'il existe une simple convergence de faciès entre les schistes épizonaux du rameau externe et les phyllonites issues de la rétromorphose des micaschistes et gneiss du rameau interne le long des grands cisaillements tardi-varisques.
- la seconde, soutenue par Carme (1970a, 1976) propose de voir dans la série satinée l'équivalent stratigraphique, totalement rétromorphosé des séries gneissiques internes (base de la formation de Belledonne).

Les travaux récents renforcent l'hypothèse de Kalsbeek. Siméon (1979) souligne l'isolement tectonique de la série satinée, toujours limitée à l'Est par un accident de grande amplitude. Les observations effectuées lors du creusement de la galerie EDF Arc - Isère confirment cette conclusion et montrent que la série satinée "externe" (s.s.) n'est jamais recoupée par les émissaires filoniens du granite des Sept Laux (Gasquet, 1979). D'autre part, les caractères géochimiques des schistes satinés diffèrent de ceux des phyllonites (Gasquet et al., 1981) : les compositions des premiers, d'origine para-dérivée, s'étalent entre les pôles pélitiques et gréseux, alors que le chimisme des phyllonites, marqués par un influence éruptive, se rapproche de celui des grauwackes. Leur filiation à partir des gneiss des formations de Belledonne oriental est mise en évidence. Pour Gasquet (1979), il n'existe aucun lien, ni pétrographique, ni géochimique, entre la série satinée et les séries du rameau interne. Seuls des caractères structuraux "récents" se retrouvent dans les deux rameaux.

Le terme de série satinée, dans son sens lithostratigraphique, sera donc par la suite réservé aux seuls schistes cristallins du rameau externe.

3 - EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE

Je détaillerais encore ici, à des fins de comparaison, les successions de paragénèses observées dans les schistes de la série satinée et dans les phyllonites du bord occidental du rameau interne.

Deux épisodes métamorphiques sont reconnus.

3.1 - L'épisode ancien se matérialise par des paragenèses différentes dans la série satinée et dans les chloritoschistes du rameau interne.

a) Dans le rameau externe, la série satinée renferme les assemblages suivants (Siméon, 1979) :

Quartz + biotite + muscovite + chlorite + plagioclase (An7)

Hornblende verte + chlorite + plagioclase (An30) + sphène +/- quartz

Cl. Bordet signale également du grenat. Par contre aucun silicate d'alumine n'a été découvert, dans le tunnel Arc - Isère (Gasquet, 1979) comme en surface (Siméon, 1979). D'après ce dernier auteur une matrice géochimique défavorable pourrait expliquer cette absence.

De telles paragénèses marquent les conditions de transition entre les faciès schistes verts et amphibolite à épidote, mais ne permettent pas de préciser le type de métamorphisme.

b) Dans le rameau interne, les schistes mylonitiques sont caractérisés par la présence relictuelle de biotite, grenat, andésine et hornblende vert-brun (Kaslbeek, 1962).

A proximité du secteur étudié par Kalsbeek, F. Carme (1970a) décrit la rétromorphose de gneiss à biotite, grenat, staurotide et disthène.

La présence d'amphibolites partiellement rétromorphosées constitue également un indice de cet épisode ancien (Kalsbeek, 1962 ; Carme, 1976). Ces paragénèses traduisent les conditions mésozonales d'un métamorphisme de pression intermédiaire.

3.2 - Le second épisode métamorphique est marqué, dans la série satinée proprement dite comme dans les bandes phyllonitiques du rameau interne, par des paragénèses uniformes. On note:

a) le développement d'une trame incluant, suivant les faciès, chlorite, muscovite et actinote.

b) le plissement de cette foliation et la cristallisation, anté à tardi - cinématique d'albite limpide, en phénoblastes ocellaires, et de baguettes de tourmaline.

La présence de porphyroblastes d'albite et de tourmaline, sur un fond de chlorite, muscovite, actinote et épidote, constitue le caractère commun aux deux types de schistes. Ces albites sont, dans la série satinée s.s., riches en aiguilles de rutile et possèdent des inclusions sigmoïdes de minéraux opaques et carbonés. Cette paragénèse matérialise un stade rétromorphique dont l'âge a été discuté : phases hercyniennes tardives (Tobi, Kalsbeek, Carme, Siméon) ou néogénèses alpines par métasomatose albitique et borée (Sarrot- Reynaud, 1958 ; Michel et Berthet, 1958).

Tobi et Kalsbeek montrent clairement que les albites cristallisent tardivement par rapport au métamorphisme rétromorphique et scelle des plis de la foliation principale (inclusions sigmoïdes). Cette cristallisation n'implique aucun apport métasomatique (Tobi, 1959, p.211). De plus Kalsbeek (1962, p.18 et 30) précise que la rétromorphose avec albitisation n'affecte que les niveaux de la formation de Berlanche (rameau interne) impliqués dans les structures cisaillantes anté-carbonifères (SM et accident jalonnant le bord occidental du granite des Sept Laux).

Ainsi, les paragénèses tardives à albites poeciloblastiques se rattachent, dans le rameau externe comme dans les schistes phyllonitiques du rameau interne, au même phénomène et sont d'âge hercynien.

Pour Carme, les schistes du rameau externe possèdent au moins deux foliations successives suivies de plissements tardifs.

Au Nord du rameau externe, il décrit (1971b) un continuum de déformations post-schisteuses (P4 à P5) matérialisées par la succession dans le temps de microplis déversés, associés à une schistosité de crénulation avec transposition possible de la foliation, puis de plis en échelon localisés au niveau de couloirs de cisaillement (SM et accident décrochant d'Albertville - Hte Luce). Sur la bordure ouest (externe) de la série satinée un pli plurikilométrique, à axe vertical, exprime les contraintes ultimes liées aux décrochements (1970d). Les déformations précoces sont responsables du déversement régional vers l'Ouest.

Les relations chronologiques entre ces déformations et la recristallisation sont claires : Carme (1970d) décrit la surimposition d'albite et de biotite sur une trame chlorito-sériciteuse. De manière plus précise, l'albite montre un continuum de cristallisation anté à post-cinématique alors que la biotite participe à la transposition et se développe en poeciloblastes tardi-tectoniques (1970d, 1971b, 1976). Une chloritisation ultérieure localisée peut intervenir.

La présence de biotite dans cet assemblage tardif est exceptionnel, ailleurs seul le mica blanc recristallise dans la schistosité de crénulation. Ceci traduit une élévation locale des conditions thermiques qui est attribuée par Carme (1976) à la mise en place du granite de Beaufort.

Cette explication est réfutée par Siméon (1979) qui remarque que les schistes satinés sont séparés du granite par les terrains triasiques en écailles dans le SM. Ceci est confirmé par la carte détaillée de Poncerry (1981). D'autre part, plus au Sud, on n'observe pas de cristallisation de biotite malgré la présence du granite des Sept Laux, massif autrement plus important, Dans ce secteur particulier, l'évolution est donc plus complète, et le second épisode métamorphique semble polyphasé avec ébauche d'une évolution prograde succèdant à la rétromorphose. Ce secteur de la série satinée pourrait correspondre à un niveau structural plus profond.

D'autre part, il faut souligner que ces recristallisations tardives accompagnent une évolution des structures, à composantes chevauchantes puis décrochantes.

3.3 - Age des deux évènements métamorphiques.

Pour le plus ancien, un âge hercynien est admis, au moins implicitement, par la plupart des auteurs (Tobi, Kalsbeek, Bordet). Par contre, d'après Carme (1970a), qui affirme la continuité de la série satinée avec les gneiss de la formation de Belledonne, il serait antérieur et probablement cadomien.

Le second évènement est mieux calé puisqu'il est associé aux zones de décrochements varisques (Kalsbeek, 1962; Carme, 1970d, 1976 ; Gasquet et al, 1981). Ces déformations affectent les granites du Carbonifère inférieur (granite des Sept Laux : 322+/-43 Ma. d'après Demeulemeester, 1982) et précèdent le dépot du Stéphanien (Debelmas et al., 1980).

Certains auteurs (Tobi, Siméon), tout en affirmant l'âge hercynien des albites syn-cinématiques, n'excluent pas formellement l'existence d'une seconde génération, alpine, de poeciloblastes. Siméon en effet se déclare troublé par l'homothétie axiale des plis de la série satinée, contemporains de la cristallogénèse albitique, et des plis alpins affectant les terrains mésozoiques du SM et de la couverture. De plus, il estime possible une réactivation des schistes par le métamorphisme alpin (1979, p.70). Ce dernier argument est douteux, si l'on se réfère aux conditions thermiques (325°c environ) avancées par Von Raumer (1983) pour la reprise alpine dans les Aig. Rouges toutes proches.

4 - NATURE ORIGINELLE ET AGE DES SCHISTES SATINES, CORRELATIONS POSSIBLES AVEC LES MASSIFS CRISTALLINS VOISINS.

Tous les auteurs s'accordent à reconnaitre dans la série satinée une formation sédimentaire de type flysch, composée de pélites, de grès et de grauwackes, à intercalations peu abondantes de tuffs ou de coulées basiques. D'un point de vue géochimique, les compositions des schistes se distribuent entre un pole pélitique alumineux et un pole gréseux (Le Fort et

Ehrstrom, 1969, Gasquet et al., 1981) alors que les niveaux basiques possédent des affinités basaltiques (Siméon, 1979)

Cette sédimentation est rapportée au Carbonifère inférieur (Bordet, 1960 - 1963), Le Fort et Ehrstrom, 1969) ou au Briovérien (Carme, 1970a), sur la base d'analogies de faciès avec des séries du Massif Central français (M.C.F.) et des Vosges.

Les caractères pétrographiques et structuraux particuliers de la série satinée incitent en effet à rechercher des formations équivalentes dans les massifs hercyniens voisins. Ainsi, dans la littérature, les séries micaschisteuses suivantes ont été comparées ou assimilées aux schistes du rameau externe de Belledonne :

- Micaschistes de Feisson sur Isère, dans le Nord de Belledonne (Bordet, 1957). Mais Siméon montre en 1979 que les caractères chimiques des deux ensembles sont nettement différents.
- Micaschistes et gneiss à silicates d'alumine du rameau interne (Micaschites du Rivier d'Allemont en particulier). Carme (1970a) voit le passage par rétromorphose des gneiss aux schistes phyllonitiques sur le bord est du SM. Or il a été montré (Kalsbeek, 1962 ; Gasquet, 1979 ; Gasquet et al., 1981) que les phyllonites et les schistes de la série satinée s.s. étaient des matériaux distincts.
- Micaschistes à deux micas et staurotide de la Sarenne, dans le massif des Gdes Rousses. P.Bordet (1972) admet pourtant qu'il manque d'argument décisif étayant son hypothèse.

Dans les M.C.E. voisins, et en particulier dans le Ht Dauphiné et l'Argentera, on ne retrouve pas dans les descriptions pétrographiques et lithologiques d'équivalent à la série satinée. Seule une partie de la série de Saint Gervais, au Sud Est des Aiguilles Rouges pourrait lui être comparée (cf. Laurent, 1965 : Le Fort et Ehrstrom, 1969).

A l'extérieur du domaine alpin, les corrélations suivantes peuvent être proposées :

- "Micaschistes de Saint Etienne" (M.C.F.). Encore qu'imparfaitement définis (cf. carte au 1/50000 de Saint Etienne), ils seraient "l'équivalent exact" de la série satinée (Carme, 1976).
- Schistes des Cévennes (M.C.F.), d'après Siméon (1979). Ces épaisses séries épizonales possèdent des lithologies comparables avec localement des niveaux très riches en ocelles syncinématiques d'albite (Weissbrod, 1970, Chenevoy, 1974). La coincidence géochimique a également été démontrée pour les Cévennes (Siméon, 1979). De plus leur structuration finale dans l'épizone est sensiblement contemporaine (Carbonifère moyen). Pris isolément, ces arguments ne sont pas décisifs, toutefois leur association incitent à approfondir ces comparaisons.
- Schistes de Villé (Vosges septentrionales). Cette série est comparable par sa nature sédimentologique et par son histoire tectonométamorphique. Il s'agit d'un ensemble gréso-pélitique épizonal caractérisé par une évolution polyphasée, avec en particulier des recristallisations rétromorphiques liées à la tectonique tangentielle tardi-varisque (Von Eller, 1970). Par contre, ces schistes semblent dépourvus d'albites porphyroblastiques connues dans Belledonne, dans le M.C.F. oriental.

Ces trois formations possèdent en commun une restructuration tectonique et métamorphique au Carbonifère moyen. Dans le schéma général de la chaîne varisque, elles se localisent soit dans les zones externes (Cévennes et Vosges) soit dans de grands accidents limitant des unités lithotectoniques très différentes (contacts Pilat/Lyonnais et Vosges centrales/ septentrionales).

C - LE COMPLEXE META-OPHIOLITIQUE DE CHAMROUSSE-TABOR

1 - CADRE GEOLOGIQUE ET LITHOSTRATIGRAPHIE

Le complexe opholitique a déjà fait l'objet de plusieurs descriptions (Carme, 1965a, 1975 ; Bodinier et al., 1981). Elles soulignent les traits majeurs de l'ophiolite (polarité inverse, tectonisation précoce, magmatisme polyphasé) et introduisent des subdivisions lithologiques intéressantes. Nous avons nous-mêmes publié nos observations de terrain (Ménot, 1979), qui seront ici complétées et actualisées. D'autre part, les caractères de gisements des plagiogranites et des roches associées ont fait l'objet d'une étude détaillée (Ménot, 1981 ; Scarenzi, 1984 ; Scarenzi et al.,1985b).

Les schistes cristallins affleurent de part et d'autre de la basse vallée de la Romanche. Ils constituent l'extrémité sud-occidentale du "Rameau Interne", limité par le "Synclinal Médian" (SM) à l'Ouest et par l'accident de la Pra à l'Est (fig.5). Dans la vallée, les Portes de l'Oisans marquent l'apparition des amphibolites, qui forment également les escarpements supérieurs des gorges, en amont de Séchilienne. Les crêtes sont constituées par des métagabbros et localement des serpentinites.

Au Sud, les amphibolites s'observent tout au long de la route de St Barthélémy de Séchilienne au village de la Morte, à proximité duquel affleurent les métagabbros. Cette succession est complétée vers le haut par les serpentinites du massif de Tabor de Matheysine.

Il s'agit donc, en première approximation, d'une série monoclinale, pentée vers l'Ouest. Elle est composée, de la base topographique actuelle au sommet, d'une épaisse formation litée, riche en amphibolites (formation de Séchilienne) et d'une séquence stratifiée métaplutonique, ultrabasique et basique (massif de Chamrousse-Tabor s.s.) (fig.6 et 7).

Le complexe ophiolitique représente en fait une unité allochtone, d'âge cambro-ordovicien, chevauchant les formations parautochtones dévoniennes et carbonifères inférieures de Rioupéroux- Livet et du Taillefer (Ménot et al., 1984a et b). Cette tectonique tangentielle synmétamorphe est datée du Carbonifère inférieur terminal (Ménot et al., 1985). Elle précède les grands cisaillements varisques matérialisés ici par le SM et l'accident de la Pra (Ménot et Vivier, 1986, annexe D).

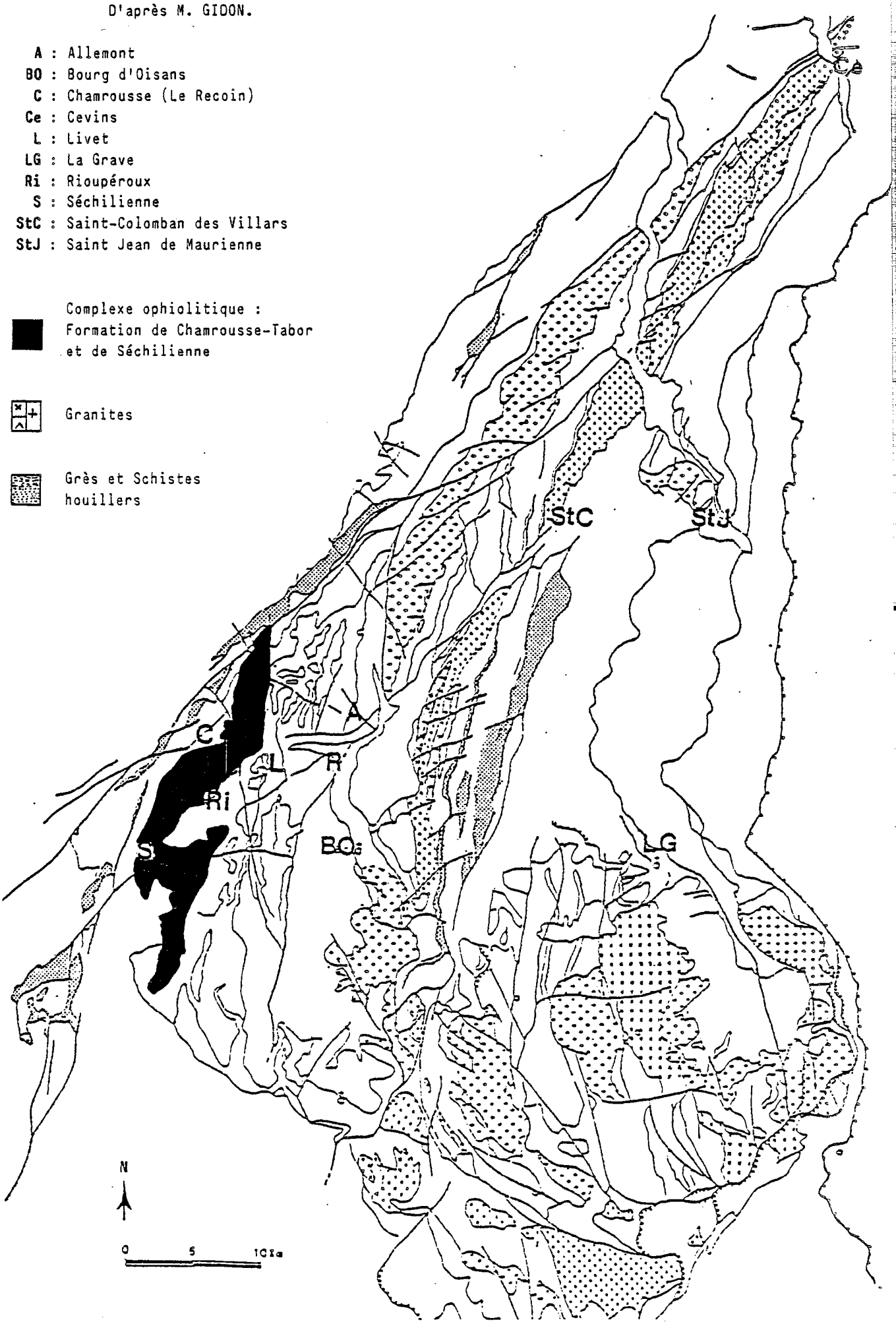
Sur le terrain, le complexe méta-phiolitique se présente en position inversée. En effet, on observe un passage d'apparence continu entre la formation amphibolo-leptynique de **Séchilienne**, à caractère volcano- sédimentaire et la séquence plutonique de **Chamrousse** où les termes ultramafiques sont sus-jacents aux termes gabbroïques (Carme, 1970a ; Ménot, 1979). La figure 7 représente le complexe avec sa polarité lithologique normale.

1. 1 - La formation de Séchilienne (C)

Elle repose sur les formations essentiellement leptyniques de Rioupéroux et de Livet. Carme (1972, 1973b) a montré que localement, au niveau du Tabor, des écailles de schistes de la formation du Taillefer se trouvaient coincées dans ce contact. Celui-ci est visible sur la RN91 en amont de Séchilienne, sous le sommet des Puntis, près des lacs du Poursollet et de Brouffier, ainsi qu'à la base du ravin du Sériou. Le contact est jalonné par de fines alternances de leptynites et d'amphibolites schisteuses déformées par des plis syn à post-foliaux (pl. VI-4). Des plis isoclinaux, fortement anisopaques, reprennent le litage, et se superposent à des déformations plus anciennes comme l'attestent l'abondance des plis en fourreau et des axes courbes. Ils sont suivis par des structures plus récentes, en chevrons, systématiquement dissymétriques et déversées vers l'Ouest. Dans les plis isoclinaux se développe une schistosité secondaire. Il s'agit là des déformations PIII décrites par Carme (1973b).

D'autre part, on trouve dans cette semelle amphibolique des leucosomes quartzo-feldspathiques centimétriques boudinés dans la foliation et déformés par les chevrons. De plus, des phénoblastes amphiboliques aciculaires, croissent dans les ombres de pression des

Fig. 5 - Carte lithologique des massifs de Belledonne et du Haut Dauphiné.
D'après M. GIDON.



leucosomes. L'orientation de ces amphiboles est identique à celle de la linéation minérale observée tant dans la semelle blastomylonique que dans les métagabbros et amphibolites non affectés par le contact. Ces données préliminaires soulignent le caractère synmétamorphe de la tectonique tangentielle. Une étude détaillée (Riegel, en cours) prolonge ces observations afin de déterminer la cinématique de ce chevauchement.

Le sommet topographique de la formation de Séchilienne passe en continuité à la séquence plutonique par une zone progressivement envahie par des sills et des filons de nature basaltique, dolérique, gabbroïque et plagiogranitique.

D'un point de vue lithologique, la formation est constituée par une alternance de lits, d'épaisseur millimétrique à décamétrique, dont les composants pétrographiques sont les suivants :

- chloritoschistes
- micaschistes et gneiss
- leptynites et quartzo-leptynites
- cipolins
- amphibolites diverses, plus ou moins feldspathiques, schisteuses et/ou micacées, massives ou litées à reliques ignées (méta-basaltes et -dolérites).

Aucun repli majeur n'a été mis en évidence et l'épaisseur approximative apparente est évaluée à 600-700 m.

La distribution des faciès montre une évidente polarité : la base topographique est enrichie en termes micaschisteux et leptyniques. Les cipolins, rares, ont été observés dans cette zone. Les amphibolites y sont essentiellement représentées par des faciès lités plus ou moins feldspathiques et des faciès schisteux micacés ou non. Les orthoamphibolites fines et massives (métabasaltes) s'y trouvent en niveaux concordants de faible épaisseur.

En montant, les amphibolites deviennent prédominantes et s'associent à des bancs leptyniques. Vers le sommet, les coulées de métabasaltes et les sills métadoléritiques et gabbroïques prennent de l'extension : le réseau filonien devient plus dense et la trame litée amphibolo-leptynique s'estompe progressivement. A ce niveau, des masses importantes d'ortholeptynites s'intercalent ou sont intrusives dans cette trame, mais elles sont elles-mêmes recoupées par les filons basiques.

Un niveau de 20 à 30 m. d'épaisseur de métabasalte porphyrique se retrouve en de nombreux points (flanc W du Gd Colon, 2000m., ravin du Guiliman entre les lacs du Prévourey et de Brouffier, 1720m., ravin du Sériou, 1350-1450m.). Il jalonne assez bien le sommet de la formation amphibolique de Séchilienne.

1. 2 - La zone de transition (B)

Il s'agit d'une zone composite complexe et localement bréchique où se succèdent, sans ordre rigoureux et sans continuité latérale, des gabbros lités, des gabbros isotropes, des dolérites et des basaltes porphyriques, des granites sodiques et leurs équivalents effusifs. Ces matériaux sont très variablement affectés par les recristallisations métamorphiques. Les sills basiques et acides montrent une extension latérale généralement pluridécamétrique, pour une épaisseur métrique à décamétrique. Seul le niveau de métabasaltes signalé précédement présente un développement latéral bien plus considérable. La trame litée se réduit à quelques passées.

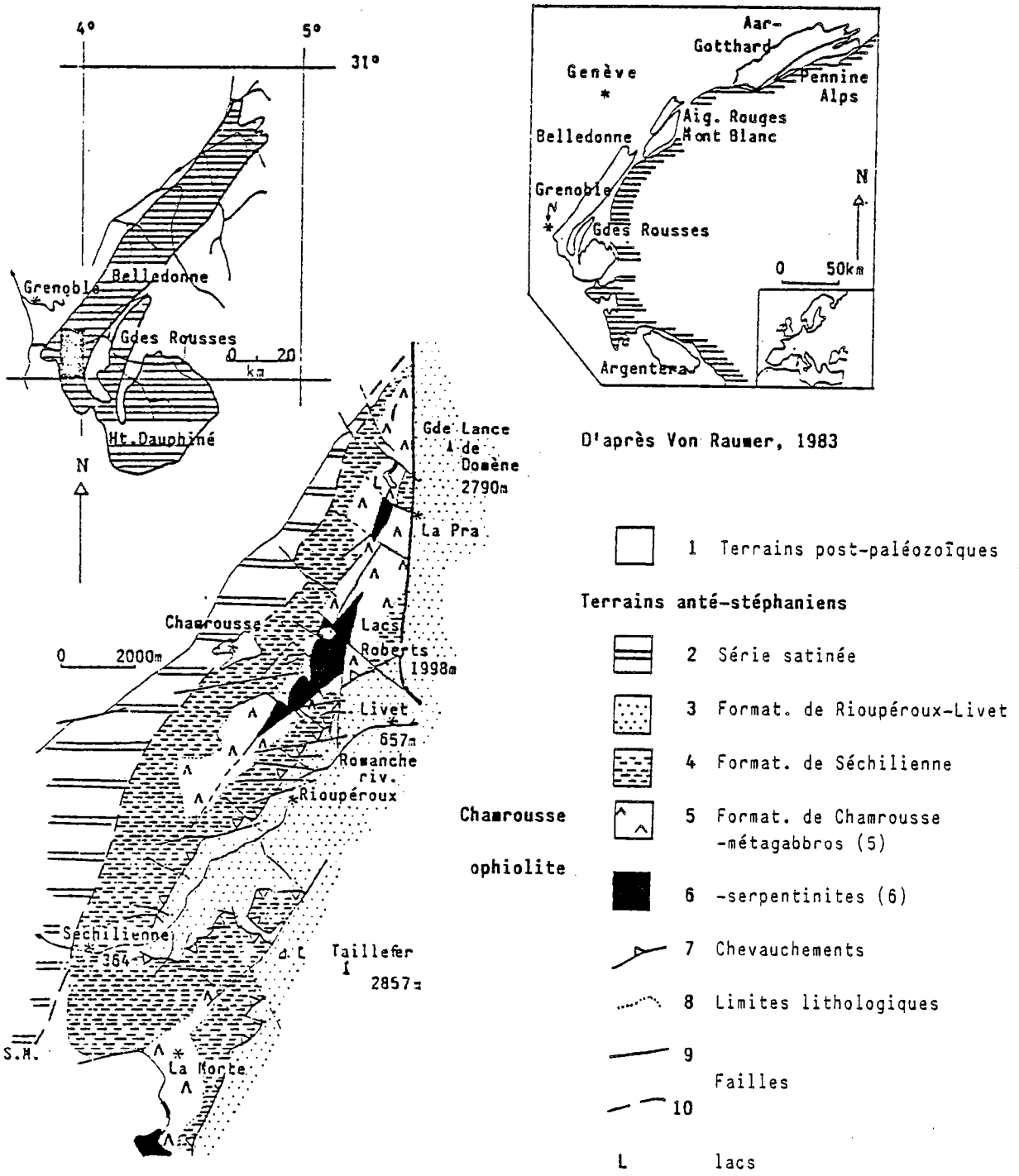
L'épaisseur de cette zone de transition est évidement très fluctuante et difficilement appréciable (100 à 150m.). La zone de transition est comparable au "roof assemblage" des séquences ophiolitiques.

1. 3 - La séquence plutonique (A)

Elle sera subdivisée en trois zones avec, de la base topographique au sommet :

- la zone des cumulats gabbroïques (Ac)
- la zone rubanée blastomylonitique (Ab)
- la zone des cumulats ultramafiques (Aa)

Fig. 6 - Carte géologique simplifiée du complexe ophiolitique de Chamrousse,
(selon la feuille au 1/50 000 de Vizille modifiée d'après Bodinier et al., 1981 et observations personnelles).



1.3.1- La zone des cumulats gabbroïques (Ac)

Elle est constituée essentiellement par des métagabbros leucocrates, généralement à gros grain et litage magmatique (layering et planar lamination de Jackson, 1971), sur 250m. d'épaisseur au moins. Des roches accessoires y sont soit interstratifiées, soit intrusives.

Sur le terrain, se distinguent de bas en haut (soit de haut en bas sur le log. synthétique de la figure 7 où la polarité originelle est rétablie) :

- Une masse de 10 à 30 m de métaleucogabbros formant le toît de la séquence cumulative (ou base topographique). Ces gabbros montrent des faciès variés : cumulats typiques plus ou moins bien lités, gabbros massifs, non orientés et à granulométrie très variable. Les contacts entre faciès sont tranchés ou progressifs et diffus. Dans le premier cas, le caractère tardif des gabbros isotropes est évident. Les contacts flous matérialisent soit des phénomènes d'assimilation partielle par les intrusions (Pedersen, 1986), soit des différenciations internes au sein des cumulats. Des anorthosites et albitites, parfois pegmatoides, se présentent en bouffées à bords diffus dans les cumulats (Scarenzi et al., 1985b). Des ferrogabbros, également cumulatifs, et des granites sodiques se localisent spécifiquement à ce niveau sommital de la pile cumulative. Ferrogabbros et granites sodiques sont intimement associés et recoupent les cumulats (Ménot, 1981 ; Scarenzi et al., 1985b).
- Une alternance de bancs métagabbroïques massifs et de filon-couches métabasaltiques. Elle se développe sur quelques dizaines de mètres (30 à 50m.) et montre une grande régularité, avec des bancs de 0.50 à 1.50m. d'épaisseur. Cette alternance se retrouve en divers points du massif : ravin du Sériou, flanc Est du Grand Colon).
- Une épaisse série de leucocumulats gabbroiques (200 à 300m.). Elle admet des intercalations métriques (2 à 3m.) d'amphibolites grenues à caractère originel de pyroxènolites. Ces intercalations sont concordantes avec le litage magmatique du leucocumulat. Le flanc ESE du Gd Galeteau (W du refuge de la Pra) montre ainsi 3 niveaux soulignés par leur couleur rouille (2110, 2140, 2200m.).
- Des flasergabbros marquent le sommet topographique (et donc la base lithostratigraphique) de la zone des cumulats. Le litage discontinu est matérialisé par l'étirement des ferromagnésiens.

Les faciès intrusifs seront décrits par ailleurs. Il s'agit, dans la séquence gabbroïque, de métabasaltes porphyriques, de métadolérites et gabbros à grain fin ou pegmatoïdes. Des métapyroxènolites s'expriment à la base lithologique alors que les granites sodiques sont intrusifs au sommet.

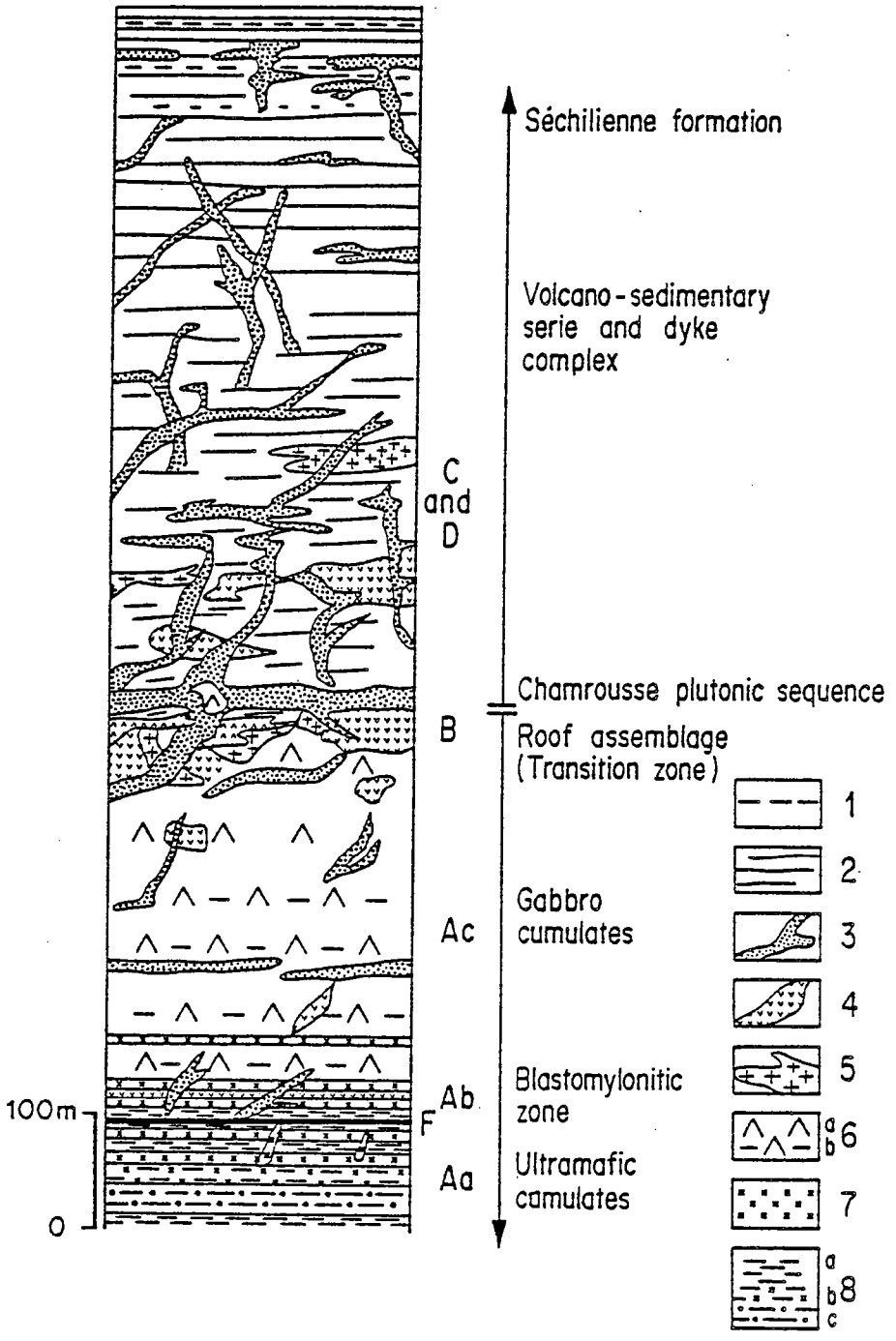
Lorsque les termes intrusifs, basaltes et dolérites surtout, sont abondants, l'affleurement prend une allure bréchique, avec des blocs de gabbros "dépavés".

Des déformations importantes, sous forme de plis métriques à décamétriques d'allure "ptygmatique", affectent tous les faciès. Lors de ces contraintes, certains matériaux sont encore à l'état sub-solidus, ce qui souligne le caractère précoce de cet évènement. Ces structures contribuent, dans des secteurs très tectonisés (environs des Lacs Roberts), à associer de façon inextricable les faciès, si bien que Den Tex (1950) emploie les termes de "mélanges" et de "pétrissage".

D'autre part, on note la présence de discontinuités, sous forme de joints blastomylonitiques. Ils montrent une épaisseur centimétrique à plurimétrique et sont matérialisés par des amphibolites finement rubanées (mm à cm), à lits ferromagnésiens et felspathiques à contacts tranchés. Ces shear zones sont concordantes ou sécantes sur la foliation des gabbros. Dans ce dernier cas, cette foliation vient tangenter les "plans" de cisaillement. Ces discontinuités sont empruntées par les filons basaltiques ou recoupés par ceux-ci (chap. II-C-5) (Pl. I.3 et IV).

Fig. 7 - Lithostratigraphie de l'ophiolite de Chamrousse. in Ménot et al., sous presse.

1 : Métapélites
2 : Alternance amphibolo-leptynique
3 : Métabasaltes et -dolérites
4 : Métagabbros, généralement à grain fin et équants
5 : Métaplagiogranites et roches associées
6 : Métacumulats : **a**, massifs ; **b**, foliés
7 : Métapyroxénolites (cumulats et filonets), hornblendites
8 : Serpentinites ; **b**, à Cpx ; **c**, à spinelles.



1.3.2 - La zone rubanée blastomylonitique (Ab)

Sur le terrain, elle fait suite vers le haut à la zone des cumulats gabbroïques. Elle constitue un ensemble rubané à alternances décimétriques à centimétriques montrant les faciès suivants :

- flasergabbros clairs à granulométrie grossière
- métapyroxènolites et amphibolites grenues mélanocrates
- métaanorthosites et métagranites sodiques (ortholeptynites)
- métabasaltes et -dolérites (amphibolites plus ou moins feldspathiques et porphyroclastiques
- métagabbros homogènes, isotropes, méso- à mélanocrates.

Les divers termes pétrographiques, bien que sévèrement laminés, sont encore le plus souvent reconnaissables. Quelques passées de matériel pulvérisé, à porphyroclastes amphiboliques, correspondent à des ultramylonites (W.Higgins, 1971) (sommet 2232m. au N. des lacs Roberts).

Dans ce complexe blastomylonitique, les cumulats sont transformés, lorsqu'ils sont de faible épaisseur, en amphibolites rubanées comparables à celles des zones de cisaillement de l'unité (Ac). Dans les termes hypovolcaniques, les phénocristaux plagioclasiques s'applatissent, sans rupture, en ocelles ovoïdes et amygdales effilées.

Le rubanement est le plus souvent très régulier et l'accordance tectonique des différents faciès parfaite (sommet du Gd Colon). Dans d'autres secteurs, moins déformés (?), les métagabbros et -dolérites apparaissent en discordance sur le litage (Lacs Roberts, col de l'Infernet). De même, des matériaux acides très plagioclasiques se présentent en filonets et en poches ou amandes dans les pyroxènolites et gabbros (Carme 1975 b ; métagranophyres : Ménot, 1979).

La diversité pétrographique, le rubanement régulier et une intense déformation ductile distingue cette zone de la masse des cumulats. Elle n'a toutefois pas de valeur "stratigraphique" réelle. En effet, si elle se développe le plus souvent à la base des cumulats gabbroiques, à la transition avec les cumulats ultramafiques (Col de l'Infernet), elle peut aussi localement se situer au sein de la masse gabbroique à un niveau lithologiquement plus élevé (Gd Colon, Ravin du Sériou). Au Sériou en particulier, des cumulats gabbroïques moins mylonitiques (10m. d'épaisseur) s'intercalent entre le complexe blastomylonitique et la zone de passage aux cumulats ultramafiques.

Les relations géométriques entre les divers faciès constituant la zone blastomylonitique paraissent indiquer que cette tectonique cisaillante importante est contemporaine d'injections multiples (pyroxènolites pp., gabbros isotropes, faciès hypovolcaniques) (Den Tex, 1950 ; Carme, 1975b ; Ménot, 1979). Ce problème sera repris au chapitre II-C-5.

1.3.3- La zone des cumulats ultramafiques (Aa)

Elle constitue la partie topographiquement la plus élevée du massif ophiolitique de Chamrousse. Ces cumulats ultramafiques sont en contact tectonique sur la zone blastomylonitique (Ab) ou les cumulats gabbroiques (Ac) (ravin du Sériou, lac Merlat, etc...). Il s'agit de serpentinites diverses et de métapyroxènolites (amphibolites grenues).

Son épaisseur varie beaucoup d'un lieu à l'autre du massif ; elle atteint une soixantaine de mètres dans le secteur Nord (lacs Merlat et Crozet), où les conditions d'affleurements sont les meilleures.

De la base géométrique actuelle au sommet, on peut décrire, sur l'épaulement entre le Gd Galeteau et le Gd colon, au Nord du lac Merlat :

- une fine alternance, centimétrique à millimétrique, de serpentinites et de métapyroxènolites. Le litage est régulier et souligné par l'altération qui met en relief les niveaux pyroxèniques. Les pyroxènes sont, soit remplacés par une hornblende sombre, soit bastitisés, soit, plus rarement, remplacés par une amphibole vert-émeraude. Dans cette alternance, on observe également des filonets centimétriques de métapyroxènolites sécants sur la stratification magmatique (Pl. I.1 et 2).

- un niveau serpentinique, à lits ténus de spinelles, bien visibles sur la patine d'altération, ou à phénocristaux (1 à 2 cm.) de clinopyroxène à reflets de bronze.
- une nouvelle alternance serpentinites-métapyroxènolites identique à la précédente.
- une masse essentiellement serpentinique, souvent très riche en spinelles sub-millimétriques, accumulés en lits continus, ou épars dans la roche. A la cassure, le matériel est noir et parcouru de veinules verdâtres. Dans les niveaux très schistosés, la chlorite et l'asbeste sont abondantes.

Les épaisseurs approximatives sont respectivement de 20, 5, 15 et 20m..
Par leurs caractères de gisement diversifiés (lits et filonets), les méta pyroxènolites ont vraisemblablement plusieurs origines.

Dans d'autres secteurs où la coupe est incomplète, on peut cependant faire les observations suivantes :

a) Des sections montrent le passage des serpentinites aux métagabbros cumulatifs par l'intermédiaire d'alternance serpentinites- pyroxènolites puis pyroxènolites-gabbros (col de l'Infernet). Un tel passage par récurrence souligne clairement l'ordre de cristallisation à la base de la pile ophiolitique : olivine-clinopyroxène-plagioclase.

b) Sur le flanc Est du Manqué et au col des Trois Fontaines (SE des lacs Roberts), des écailles d'ultrabasites pincées dans les cumulats gabbroïques incluent des niveaux métriques à décamétriques de chromitites. Les faciès sont soit foliés, soit massifs (faciès léopard) avec des spinelles en nodules de quelques millimètres de diamètre. Ces minéraux ont fait l'objet d'une étude géochimique fine (Fischer et al., 1985). La localisation de ces chromitites dans le log originel ne peut être précisée.

1. 4 - Le complexe filonien (D)

Génétiquement lié au massif ophiolitique, il se développe spatialement dans la séquence cumulative et dans la formation volcano-sédimentaire. La nature des filons et des sills est clairement liée à leur position :

1.4.1 - Les métabasaltes

Ils sont connus dans les zones Ab, Ac, B et C. Dans la formation amphibolique de Séchilienne (C), ils sont particulièrement abondants au toit géométrique, mais se rencontrent en filons de moindre importance jusqu'à sa base, plus riche en termes détritiques (sommet lithostratigraphique).

Ces filons ont une épaisseur variable, déci- à décamétrique. Ils montrent, lorsqu'ils sont épais, une différenciation texturale et présentent alors une bordure figée très finement grenue, qui atteint 10 à 20 cm.d'épaisseur. A partir de cette bordure, la granulométrie croît progressivement mais rapidement : on passe à une texture doléritique ou microlitique porphyrique à phénocristaux plagioclasiques automorphes et équants et/ou amas étirés de ferromagnésiens (Pl.I.4 et V.3 et 4).
Les bordures figées sont développées au contact aussi bien des faciès micaschisteux et gneissiques que des métaplutonites.

Si l'on considère la distribution régionale, les métabasaltes porphyriques sont statistiquement abondants dans la séquence plutonique et la base lithostratigraphique de la formation de Séchilienne, alors que les faciès aphyriques dominent à son sommet.

1.4.2 - Les métadolérites

Elles se distribuent sensiblement aux mêmes niveaux que les métabasaltes porphyriques (zones Ab, Ac, B, C). Dans la formation de Séchilienne, elles se localisent surtout au sommet topographique, à proximité de la pile plutonique. Elles sont peu représentées dans la masse des cumulats gabbroïques. Ce sont des filons, sills et niveaux concordants souvent plus importants en volume que les basaltes. Nous avons déja noté la différenciation doléritique au coeur des basaltes en grandes masses.

1.4.3 - Les métagabbros

Les métagabbros, de granulométrie homogène, méso à mélanocrates, se cantonnent dans les horizons supérieurs (Ab et Ac) du complexe stratifié (disposition géométrique actuelle). Ils se caractérisent par un gisement en masses importantes et lenticulaires (?) dans la zone de transition (B) et en filons épais discordants sur le litage magmatique dans les cumulats. On constate parfois une discrète diminution de la granulométrie à la bordure. Des filonets et des bouffées leucocrates d'allure pegmatoïde s'y développent assez fréquement.

1.4.4 - Les métapyroxènolites

Elles sont essentiellement localisées dans la zone ultramafique (Aa), dans le zone rubanée (Ab) et de manière subordonnée dans les cumulats gabbroïques (Ac). Elles se présentent sous forme d'amphibolites grenues (hornblendites) sombres, en niveaux concordants ou nettement sécants sur le litage magmatique. La distinction entre les cumulats pyroxèniques et les pyroxènolites intrusives est souvent difficile à cause de la bastitisation et de l'amphibolitisation secondaire.

1.4.5 - Les faciès acides intrusifs

Ils sont signalés sous la forme de métagranophyres et métagranodiorites (Ménot, 1979), ont ensuite été décrits comme des plagiogranites et des kératophyres (Ménot, 1981; Scarenzi et al., 1985b). Ces faciès apparaissent sur le terrain comme des leptynites à amphibole et/ou pyroxène, et sont, dans la plupart des cas , suffisament recristallisés pour que les textures ignées soient totalement détruites.

Les granites sodiques, de composition diversifiée (diorites quartziques à granites) se localisent au toit des cumulats gabbroïques (Ac), dans la zone de transition (B) et la base lithologique de la formation de Séchilienne. La localisation n'est pas quelconque et elle peut être corrélée avec le chimisme (Scarenzi et al., 1985b). Les kératophyres, très difficile à identifier se situent dans les mêmes zones. Ces roches acides se présentent en sills métriques à décamétriques ainsi qu'en filons. Ce caractère intrusif n'avait pas été relevé dans notre note préliminaire (Ménot, 1979).

Les faciès acides observés dans la zone blastomylonitique (Ab) et sécants sur le rubanement (métagranophyres : Ménot, 1979) ne semblent pas devoir être rattachés au complexe filonien. Ils sont vraisemblablement étrangers au magmatisme ophiolitique et sont issus de phénoménes secondaires (trondhjémites issus de la fusion partielle de matériaux basiques : cf. chapitre 3-2-3). En effet, des faciès clairs constituent des "ségrégations" à contours nets, mais sans forme définie et des filonets sécant sur le rubanement des amphibolites grenues mélanocrates (Pl. II.4). Au contact des "ségrégations", on observe toujours une bordure plus sombre dans l'encaissant, cette différenciation n'existe pas aux épontes des filons. Ces observations suggèrent une fusion partielle de l'encaissant basique et une collecte des liquides.

Sur le terrain, la mise en place du complexe filonien est clairement polyphasée et les derniers termes intrusifs sont toujours des métabasaltes et -dolérites (Den Tex, 1950 ; Bodinier et al., 1981 ; Ménot, 1979). Le développement de ces filons à la fois dans la séquence plutonique et dans la série volcano-sédimentaire implique la contemporanéité des deux unités.

1.5. - Conclusion

La pseudo-stratigraphie du complexe de Chamrousse présente les caractéristiques suivantes dont certaines seront discutées et interprétées plus largement dans les chapîtres suivants :

a) La succession lithologique actuellement observée ne permet pas, en toute rigueur, d'assimiler le complexe de Chamrousse à une ophiolite s.s. conforme aux critères définis lors de la Penrose conférence (1972). En effet, l'existence (i) de tectonites ultrabasiques, (ii) d'une zone constituée uniquement par des filons (100% dyke complex) et (iii) de laves en coussin n'a pu être démontrée.

En fait la définition de 1972 repose sur une stricte comparaison des ophiolites et des sections de lithosphère océanique générées au droit des rides médio-océaniques. La multiplication des travaux récents a souligné la diversité des sites génétiques potentiels pour les ophiolites, rides médio-océaniques mais aussi, et surtout, bassins marginaux ensimatiques ou ensialiques. Cette diversification des contextes originels s'accompagne d'une diversification de la "statigraphie". Ainsi certains membres lithologiques "obligatoires" n'ont pas été décrits pour des complexes pourtant classiquement considérés comme des ophiolites : On ne connait pas (i) de cumulats utrabasiques et à fortiori de tectonites dans les ophiolites mésozoïques sud-andines (Sarmiento et Tortuga : De Wit et Stern, 1981) ou d'Arabie (Tihama Asir : Coleman, 1984), (ii) de complexe filonien dans certains massifs du Pacifique occidental (Papouasie : Davies, 1971 ; Yakuno, Japon : Ishiwatari, 1985). Enfin, les forages dans certains bassins marginaux ont montré que l'accrétion océanique dans des secteurs à sédimentation intense ne se manifestait pas par l'émission massive de laves en coussin. Le magma basaltique est intrusif, en sills et filons, dans l'écran de sédiments (Golfe de Californie : Saunders et al., 1982). Sur la base de données géophysiques, Nicolas (1985) considère que ce cas de figure est assez répandu et caractérise un type particulier de transition de la croûte continentale à la croûte océanique. Il estime de surcroit que l'océanisation peut localement conduire à la superposition directe, sur les ultrabasites mantellaires serpentinisées, des sédiments associés aux sills basiques. Il en résulte une absence des termes plutoniques cumulatifs. On atteint la limite de définition de la croûte océanique et des complexes ophiolitiques.

En conséquence, nous légitimons l'utilisation pour le complexe de Chamrousse de la terminologie ophiolitique pour les raisons suivantes :

* L'absence, ou la non-reconnaissance, à Chamrousse de certains termes résulte de l'évolution post-magmatique (érosion possible des ultramafites, destruction par recristallisation des structures ignées des coussins de laves) ou représente des caractères primaires témoignant d'un contexte génétique particulier.

* Les analogies avec la lithosphère océanique sont diverses et significatives. En particulier, elles sont étayées par les caractéristiques géochimiques et l'évolution temporelle du magmatisme ainsi que par la nature des déformations et des recristallisations syn- à tardi magmatiques.

b) le complexe ophiolitique montre une polarité "stratigraphique" inverse. Les cumulats ultramafiques reposent sur les gabbros lités qui sont eux-même sus-jacents à la zone de transition (roof assemblage) et à la couverture volcano-sédimentaire. La polarité pétrographique du complexe filonien est cohérente avec cette disposition inverse (Ménot, 1979).

c) La séquence semble peu démembrée par la tectonique et une reconstitution schématique peut être proposée. Toutefois, la présence de compartiments tectoniques à jeu vertical ("clavaux" de P. et Cl. Bordet) complique les corrélations et rend approximative la détermination des épaisseurs. Le volume des ultramafites ne peut, à cause de l'érosion, être appréhendé, par contre la pile gabbroique est globalement intacte. Les proportions entre les faciès de la partie supérieure (gabbros, termes effusifs et volcano-sédimentaires) sont difficiles à évaluer car les recristallisations les banalisent en amphibolites diverses. L'épaisseur de l'ensemble parait ne pas dépasser 2000 m., ce qui est une valeur faible en regard des données proposées par Pearce et al. (1984a) pour différentes ophiolites.

d) Les relations de gisement entre les différents faciès (cumulats, gabbros, granites sodiques, filons basiques) attestent d'une mise en place polyphasée. Le complexe filonien en particulier est chronologiquement hétérogène, et ses dernières manifestations, basaltes et dolérites, recoupent tous les termes de l'ophiolite à l'exception des cumulats ultrabasiques.

e) La séquence plutonique de Chamrousse est affectée par des déformations et des recristallisations successives. Les plus précoces affectent la lithosphère océanique. Les dernières sont à rattacher à la dynamique orogénique.

f) La formation de Séchilienne se présente en continuité apparente avec la séquence plutonique. Elle est constituée de roches effusives et sub-volcaniques associées à des matériaux à composante détritique. Les proportions relatives entre termes ignés et sédimentaires varient de façon cohérente au sein de la formation.

2. - PETROGRAPHIE

2. 1 - Inventaire pétrographique

Les principaux faciès représentés dans la formation de Séchilienne et la séquence plutonique de Chamrousse ont été inventoriés et décrits, au moins dans leurs traits majeurs, dans une précédente note (Ménot, 1979). De plus, les granites sodiques et roches associées, leucocrates et basiques, ont fait l'objet d'une étude micrographique dans la thèse de D.Scarenzi (1984). Les principaux résultats figurent dans la note de D. Scarenzi et al. (1985b).

Des compléments seront toutefois apportés dans les deux chapitres suivants. Ils concernent d'une part l'évolution magmatique, au travers des phases minérales originelles préservées, et d'autre part l'évolution tectonique et métamorphique, intra-océanique et orogénique. (Chap. II-C-5).

2. 2 - Les caractères minéralogiques de l'évolution magmatique

2.2.1. - Généralités

Au sein des **séquences plutoniques**, la succession des associations minéralogiques (modal layering), tout comme leur évolution chimique (cryptic layering) au cours du temps, traduisent à la fois la composition du magma-parent et les conditions physiques ou physico-chimiques du contexte de cristallisation. Ces deux caractères dépendant plus ou moins strictement des sites de magmatogénèse et de mise en place, les critères minéralogiques ont été utilisés pour étudier les complexes plutoniques stratifiés (Wager et Brown, 1967 ; Himmelberg et Thayer, 1975, entre autres...) et pour introduire une classification parmi ces massifs (Jackson et Tayer, 1972).

Une démarche comparable est courante pour les **roches volcaniques.** L'observation de l'ordre de cristallisation, au cours de la différenciation magmatique, a servi de base à la définition des lignées alcaline, calco-alcaline et tholéitique (Kuno, 1968). De même, on a montré qu'il existait une corrélation étroite entre la composition des phases cristallines et celle des laves, et par extension, entre la composition des minéraux (clinopyroxène surtout) et le contexte géotectonique du magmatisme (Le Bas, 1962 ; Coombs, 1963 ; Nisbet et Pearce, 1977 ; Schweitzer et al., 1979 ; Leterrier et al., 1982 ; etc...). Un certain nombre de paramètres, secondaires ou locaux, peuvent toutefois perturber ces corrélations : (i), les phénocristaux, parfois allogènes, sont en déséquilibre avec la mésostase, (ii),le partage de certains éléments entre liquide et cristal peut être affecté par la vitesse de refroidissement (Coish et Taylor, 1979 ; Gamble et Taylor, 1980 ; Gamble, 1982 ; Perfit et al., 1982 ; Bevins, 1982), (iii), les conditions P-T d'apparition du Cpx sont variables et contraignent le Kd Cpx/Liq. (Leterrier et al., 1982). Malgré ces réserves, la méthode est utilisable conjointement à d'autres approches. Elle présente de plus l'avantage d'être efficiente sur des matériaux altérés. On sait que les altérations hydrothermales, fréquentes dans les laves (océaniques et ophiolitiques en particulier), ou métamorphiques entrainent des dérives de la composition chimique globale de la roche, alors que les phases minéralogiques relictuelles (Cpx surtout) ne sont pas affectées (Vallance, 1974 ; Mével et Velde, 1976 ; Barron, 1976 ; Nisbet et Pearce, 1977 ; Hashimoto et al., 1981 ; etc...)

Dans le champ plus restreint des **tholéiites océaniques**, les études minéralogiques ont d'abord porté sur les ensembles ophiolitiques, dès lors qu'ils furent assimilés à des fragments de croûte océanique (Brunn, 1959). Elles concernent les piles plutoniques et les séries effusives.

Plusieurs classifications basées sur l'ordre de cristallisation dans les cumulats ont été successivement proposées (Rocci et al., 1975 ; Church et Riccio, 1977 ; Riccio, 1977 ; Ohnenstetter, 1982 ; Beccaluva et al.,1983). Elles sont résumées et corrélées dans les tableaux proposés par M.Ohnenstetter (1982) (Tabl. 3A et B). Quatre séquences sont distinguées (Church et Riccio, 1977) :

A : Ol - Opx - Cpx - Pl
B : Ol - Cpx - Pl - Opx
C : Ol - Cpx - Opx - Pl
D : Ol - Pl - Cpx - Opx

Ces séquences se superposent évidement à des subdivisions chimiques, sur lesquelles nous reviendrons plus loin. Ainsi, la cristallisation précoce de l'Opx traduit une saturation plus grande en silice du magma, alors que le plagioclase et le Cpx apparaissent en début de séquence dans des liquides basaltiques respectivement riches et appauvris en TiO2 (et éléments incompatibles) (Rocci et al., 1975 ; Serri, 1981 ; Sivell et Waterhouse, 1984 ; Beccaluva et al., 1984, etc...). Une corrélation entre les caractères minéralogiques (et chimiques) et le contexte génétique des ophiolites peut ainsi, en aval, être proposée (infuence ou non d'une zone de subduction : Serri et Saita, 1980 ; Ohnenstetter, 1982 ; Pearce et al., 1984a ; Ishiwatari, 1985).

Les données sur la croûte océanique proprement dite ont longtemps fait défaut et celles qui concernent les roches plutoniques sont encore relativement éparses et jalonnent des "coupes" incomplètes de la pile cumulative. On y note la cristallisation précoce du plagioclase et celle tardive de l'Opx ou d'un pyroxène faiblement calcique (Hodge et Papike, 1970 ; Hébert et al., 1983 ; etc...):

Ol + spin. - Pl - Cpx - TiMt - Opx ou pigeonite

L'amphibole peut se joindre à ces assemblages pendant les derniers stades (Miyashiro et al., 1970 ; Hill, 1976 ; Miyashiro et Shido, 1980 ; Natland, 1981 ; Hébert et al., 1983 etc....)

Les observations sur les basaltes des fonds océaniques sont abondantes et se rapportent à des zones d'accrétion diverses. Ainsi l'ordre de cristallisation le plus courant est bien celui observé dans les cumulats et se matérialise dans les laves porphyriques par la présence d'olivine et de plagioclase phénocristallins. Le pyroxène apparaît éventuellement dans les faciès plus cristallisés (Hodge et Papike, 1976 ; Cameron et al., 1980 ; Sinton et Byerly, 1980 ; Grove et Bryan, 1983 ; etc...). Par contre d'autres basaltes se caractérisent par la précipitation d'olivine abondante et de clinopyroxène dès les premiers stades de cristallisation (Frey et al., 1974 ; Schweitzer et al., 1979 ; Schilling et al., 1982). Ces deux types minéralogiquement distincts recouvrent la subdivision géochimique majeure reconnue parmi les MORB : le pyroxène cristallise précocément dans les MORB enrichis en LIL (E et T-MORB), le plagioclase dans les N-MORB (Bryan, 1983).

De ce strict point de vue minéralogique, les basaltes des bassins marginaux ne se distinguent pas des MORB (Marsch et al., 1979 ; Mattey et al., 1979). Des différences apparaissent toutefois en fonction du degré d'influence d'une éventuelle zone de subduction sous le bassin marginal. Cette influence se traduit par la cristallisation précoce des pyroxènes (Ol - Cpx+/-Opx - Pl) (Ohnenstetter, 1982 ; Pearce et al., 1984a). Cet ordre de cristallisation est comparable à celui que l'on observe dans les E-MORB mais également dans les tholéites d'arc immature.

Dans les laves orogéniques, la différenciation s'accompagne rapidement d'une précipitation massive de plagioclase calcique associé aux deux pyroxènes (Ewart, 1982).

2.2.2.- La séquence de cristallisation de l'ophiolite de Chamrousse

La reconstitution lithostratigraphique permet de considérer une séquence des cumulats relativement complète, si l'on excepte la partie inférieure ultrabasique amputée. La transition ultramafites - gabbros lités a pu être observée et la pile gabbroïque semble cohérente. D'autre part, les assemblages minéralogiques primaires sont relativement bien préservés dans les roches plutoniques, alors que l'oblitération est souvent totale dans les anciens termes effusifs ou hypovolcaniques.

Il est ainsi possible de déterminer un ordre de cristallisation au sein du complexe. Toutefois, à ce stade de reconstitution de la "stratigraphie", la mise en évidence de cycles minéralogiques mineurs demeure illusoire.

L'olivine n'a jamais été observée directement. Dans les ultrabasites, elle se présente sous forme de plages d'antigorite et de talc microlamellaires qui, lorsque les déformations ultérieures sont faibles, conservent une forme prismatique à terminaisons pyramidales (Den Tex, 1950 ; Ménot, 1979). Dans les cumulats gabbroïques, elle est suggérée par des pseudomorphoses, à serpentine - calcite - oligiste - chlorite, auréolées, au seul contact

des plagioclases magmatiques, par des amphiboles incolores radiaires (textures coronitiques relictuelles). La distribution de l'olivine est cantonnée aux cumulats ultramafiques. Elle est rapidement subordonnée au clinopyroxène. Les wehrlites sont abondantes et les troctolites inexistantes. Les gabbros à olivine sont peu fréquents à la base de la pile gabbroïque. La **chromite** est préférentiellement localisée dans les niveaux dunitiques dépouvus de pyroxènes.

Le **clinopyroxène** apparaît très précocément dans les ultrabasites, où il est (i) épars dans la matrice serpentineuse, (ii) cumulés en niveaux réguliers, ou (iii) en filonets sécants sur le litage magmatique. Il est assez souvent remplacé par des pseudomorphoses monocristallines de bastite. La plupart des serpentinites sont des wehrlites rétromorphosées. Le Cpx est bien préservé dans toute la suite plutonique (Ab, Ac et B), aussi bien dans les cumulats (pyroxènolites, gabbros et ferrogabbros) que dans les gabbros isotropes. Par contre, il est très largement ouralitisé dans les dolérites et basaltes du complexe filonien et toujours absent dans les amphibolites de la formation de Séchilienne.

Le plagioclase succède systématiquement au pyroxène : il est pratiquement absent des cumulats ultrabasiques (Aa) et n'apparaît qu'en faible quantité dans les pyroxènolites de la transition ultrabasites - gabbros.

L'orthopyroxène est difficile à observer. En effet, il est nettement plus sensible aux réactions d'hydratation que le Cpx : il est soit ouralitisé, soit bastitisé. Dans ce dernier cas, la bastitisation intervient après la formation de coronites réactionnelles précoces à l'interface Opx - plagioclase. Ces couronnes sont actuellement constituées par une ou deux franges amphiboliques. Le coeur est formé par un monocristal de bastite. Les difficultés de détermination m'avaient empêché de préciser sa distribution au sein de l'ophiolite (Ménot, 1979). En fait malgré les confusions possibles avec le Cpx bastitisé dans les serpentinites, l'Opx est absent de la base de la séquence plutonique : absence probable dans les termes ultramafiques et certaine dans les gabbros lités. En revanche, je l'ai observé plus fréquement dans les gabbros appartenant au toit de la pile cumulative et dans la zone de transition (roof assemblage). Ces gabbros sont souvent également riches en Cpx, oxydes Fe-Ti, minéraux accessoires (apatite) et parfois hornblende. L'apparition sporadique d'Opx traduit une composition du magma proche du plan de saturation en SiO_2.

Une **clinoamphibole** brun acajou (Ménot, 1979) se développe également dans les cumulats ultramafiques et gabbroïques. Elle présente deux habitus distincts correspondant à une localisation particulière dans la pile plutonique. Il s'agit :

a) de grands individus associés aux pyroxènes, plagioclase et oxydes Fe-Ti dans les cumulats supérieurs. Sa cristallisation est contemporaine, voire légèrement tardive (hétéradcumulats) par rapport aux autres minéraux.

b) de cristaux plus nettement secondaires, en lamelles dans les clivages du Cpx, ou en "pseudopodes" et phénoblastes à la périphérie. Cette recristallisation est tardimagmatique et accompagne les déformations cisaillantes affectant précocement les cumulats (Ménot, 1979 et chap. II-C-5). Le remplacement du pyroxène par cette hornblende brune peut être totale et le caractère secondaire est alors marqué par l'existence du clivage (100) transverse du diallage, "fossilisé" par des granules opaques, ou par la présence de prismes syncristallins d'épidote. La réaction Cpx -- Hn + épidote s'observe surtout dans les pyroxènolites où l'excès de calcium ne peut être fixé par le plagioclase. Cette seconde forme se développe préférentiellement à la base du complexe (partie supérieure des cumulats ultramafiques et base des cumulats gabbroïques).

Bien que présentant des caractères génétiques différents (cristallisation syn- et tardimagmatique : primaire et secondaire), ces amphiboles brunes des cumulats supérieurs et inférieurs apparaissent optiquement tout à fait comparables.

En résumé, la séquence pétrologique observée dans les cumulats de l'ophiolite de Chamrousse montre la succession de dunites et dunites chromifères, de wehrlites, de diallagites, de gabbros, de gabbro-norites et de ferrogabbros. L'ordre de cristallisation correspondant :

Ol + Spin. - Cpx - Pl - Opx, oxydes Fe-Ti, Hn (tableau 3c)

est comparable aux séquences B de Church et Riccio (1977) et IIa de Ohnenstetter (1982). Il se différencie de celui des N-MORB par l'apparition précoce du Cpx et sa chronologie est celle des

E et T-MORB ou des tholéites d'arc insulaire (IAT). Dans les derniers stades de la cristallisation, la précipitation de l'amphibole, sub-contemporaine de celle des pyroxènes, traduit une augmentation rapide de la pression d'eau (Ménot et al., annexe B). Les oxydes ferrotitanés commencent à précipiter relativement tôt dans la séquence : ils sont absents à la base (150.4, 207.5, 53.1) par contre on peut les observer dans la plupart des gabbros. Ils ne prennent toutefois une grande importance volumétrique que dans les gabbros supérieurs (128.4, 124.1, 169.1 etc...).

La minéralogie primaire des autres termes pétrographiques de l'ophiolite, tardifs par rapport aux cumulats (gabbros isotropes en "bouffées" ou intrusifs, dolérites et basaltes du complexe filonien) est moins diversifiée. Plagioclase et Cpx sont les phases principales observées et l'amphibole semble absente. Dans le complexe filonien, les phénocristaux plagioclasiques sont particulièrement abondants (Ménot, 1979), en revanche, les Cpx sont souvent très dégradés. Ces données trop fragmentaires ne permettent pas une comparaison précise avec les lignées magmatiques modernes.

2.3. - Composition et évolution chimique de quelques phases minéralogiques

Les remarques précédentes sur l'altération de certaines espèces minérales, Ol, Opx, et dans une moindre mesure Cpx, impliquent un tri important des matériaux de façon à disposer de minéraux relativement peu dégradés. D'autre part, il est parfois délicat de positionner avec précision les échantillons dans la "stratigraphie" du complexe plutonique (fig. 7). Aussi, les données obtenues à la microsonde électronique (CAMEBAX : Universités de Clermont Ferrand et Montpellier), et reportées dans ce chapitre, proviennent de la sélection d'un petit nombre de roches. Cette sélection permet de caractériser, d'une part l'évolution magmatique globale du complexe de Chamrousse, et d'autre part, les recristallisations tardi- à postmagmatiques. Ces dernières données seront plus particulièrement utilisées dans le chapitre II-C-5 consacré à l'histoire tectonométamorphique de l'ophiolite. Une étude complète, utilisant des échantillons plus nombreux, peut être envisagée et permettrait de consolider les discriminations proposées ci-dessous.

2.3.1.- Pétrographie sommaire des échantillons analysés

a) Wehrlites (150-4 et 289-2) :

150-4 est intercalé dans la zone des cumulats ultramafiques (Aa). L'olivine est totalement serpentinisée. Le Cpx a été analysé ainsi que les produits d'amphibolitisation précoces (Hn brune) et plus tardifs (amphibole Ab claire).

289-2 appartient à des "écailles" tectoniques insérées dans la base des cumulats gabbroiques. Dans cette ultramafite, s'observent deux générations de Cpx dans une matrice serpentinique et bastitique : des phénocristaux (Cpx1) parfois poecilitiques à inclusions d'olivine pseudomorphosée et des Cpx secondaires (Cpx2), non déformés, en bordures granoblastiques des précédents.

b) Cumulats pyroxèniques (207-5 et 87-1) :

207-5 est un orthocumulat situé à la base de la séquence gabbroïque, dans le complexe blastomylonitique (Ab). Il est pourtant remarquablement préservé des contraintes tectoniques et des recristallisations amphiboliques. Le Cpx de teinte rose y est abondant.

87-1 est un cumulat diallagique en banc intercalé dans les cumulats gabbroïques (Ac). Les textures magmatiques n'y sont plus observables par suite du large développement de l'amphibolitisation et de la bastitisation. Les Cpx, incolores à vert clair, sont intimement associés à une Hn brun rouge. Ces cristaux sont fracturés et déformés. Les stades ultérieurs de recristallisation sont marqués par le développement d'antigorite, d'actinote, d'épidote et de calcite. Cette pyroxènolite renferme un peu de plagioclase totalement préhnitisé.

Les cumulats ultramafiques situés à la base sont dépourvus de chromite mais également d'oxydes Fe-Ti. Ces derniers coexistent avec le Cpx et la Hn brune dans la diallagite appartenant à la section intermédiaire de la séquence.

c) Gabbros (207-2, 53-1, 289-3, 205-10, 189-11, 169-1, 124-1, 128-4). Ils se différencient par leur localisation dans la séquence plutonique et par leur minéralogie :

207-2 : gabbro à grain fin du complexe blastomylonitique (Ab). Sa texture est équante, mais il présente des déformations localisées, sous forme de bandes de cisaillement. La minéralogie primaire à Cpx-Plg subit une recristallisation particulière dans ces shear zones avec génération de Cpx2 et Plg2 disposés en rubans alternant. L'évolution ultérieure consiste en une amphibolitisation, sans orientation, des paragenèses anhydres.

53-1 : leucocumulat, situé à la base de la séquence, à Cpx rosâtre, plagioclase (Plg) et olivine (?). L'olivine est suggérée par des plages cryptocristallines de serpentine et de chlorite. Le Plg totalement séricitisé n'a pas été analysé. La Hn brune est présente dans les clivages et à la périférie du Cpx.

289-3 : gabbro à Cpx-Plg-Ol localisé à la base de séquence gabbroique (Ac). Ol, Plg1 et Cpx1 sont syncristallins avec des inclusions des deux premiers minéraux cités dans le pyroxène. L'olivine est totalement serpentinisée et développe, au contact du feldspath, une auréole réactionnelle actuellement constituée d'amphibole claire. Le pyroxène magmatique recristallise localement en mosaiques granoblastiques de Cpx2, mais aucune orientation n'est visible. L'ouralitisation est tardive par rapport à ces phénomènes et se matérialise par des hornblendes brunes précoces, en cristaux autour du Cpx1 puis par des amphiboles claires en petits prismes non orientés.

205-10 : gabbro grossier et équant à Cpx, Plg, Opx (?)et Ti-Mt en faible quantité. Il appartient à la section intermédiaire de la séquence. Des pseudomorphoses monocristallines de bastite, inclues dans les Cpx ou bordées d'une couronne d'amphiboles au contact du Plg magmatique, suggèrent la présence d'Opx. L'amphibolitisation montrent deux stades de néogénèse, phénoblastique et granoblastique.

189-11 : gabbro sombre à Cpx, Opx, Plg et oxydes Fe-Ti de la partie intermédiaire. L'Opx est peu abondant et très dégradé par des réactions coronitiques précoces puis par l'hydratation ultérieure. La Hn brune tardimagmatique est ponctuelle. Ce gabbro à texture équante est intrusif dans des leucocumulats, à foliation magmatique et/ou mylonitique marquée.

169-1 : hétéradcumulat à Cpx, Opx, Plg, Hn brune, oxydes Fe-Ti au sommet des cumulats gabbroïques. Le grain est grossier, la texture relativement bien préservée et montre un litage grossier à Hn-(Cpx)- Plg et Opx-Plg. Plg, Hn et minéraux opaques se trouvent en phase intercumulus. L'Opx partiellement bastitisé, est difficile à analyser.

124-1 : mélagabbro à Cpx, Opx (?), Plg, et oxydes Fe-Ti.

128-4 : ferrogabbro à Cpx, Hn brune, Plg et Oxydes Fe-Ti. Les minéraux opaques sont ici très abondants et sont soit associés aux ferromagnésiens, soit intersticiels.

Ces deux derniers échantillons montrent un grain fin, inférieur au mm.et sont localisés au toît des cumulats et dans la zone de transition (B).

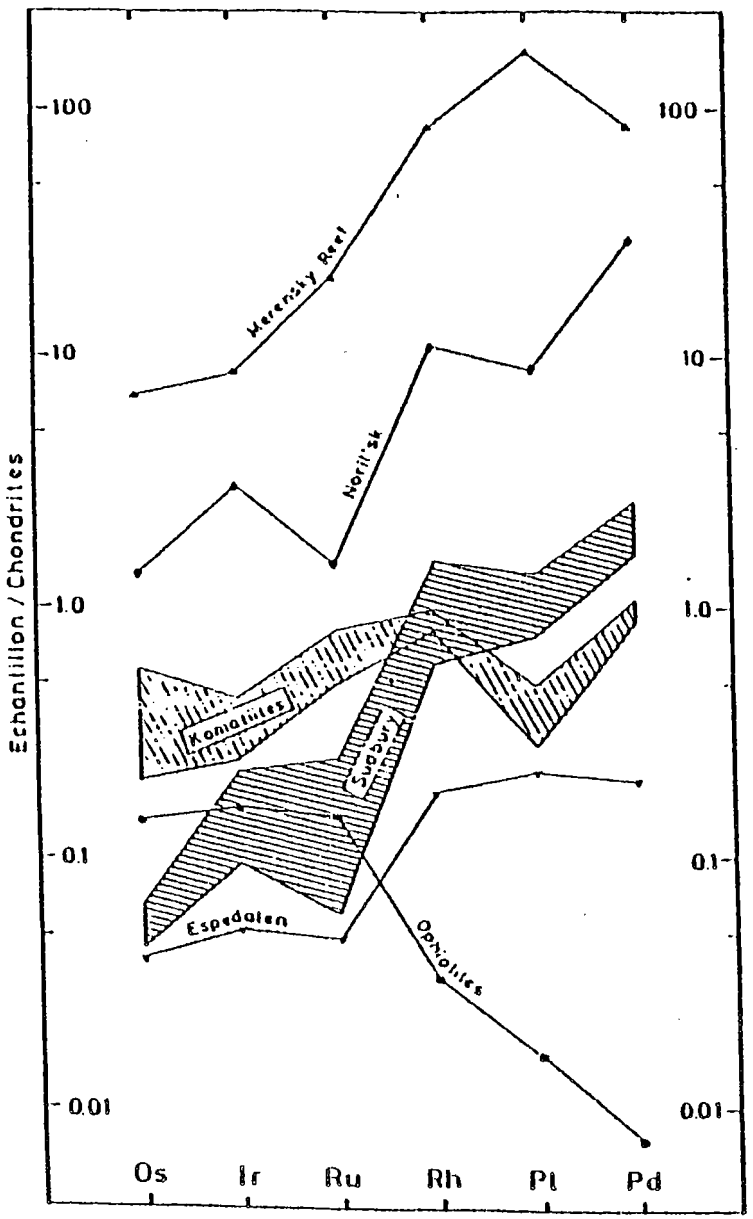
d) Dolérite (129-2) appartenant également au toît du complexe plutonique. Cette roche est très largement recristallisée et possède une foliation métamorphique nette. Des reliques pyroxèniques sont toutefois préservées, sous forme de phénoclastes (Cpx1) et de mosaiques à joints triples (Cpx2). Ces deux formes ne montrent pas d'orientation préférencielle dans la matrice nématoblastique amphibolique. L'ouralitisation s'effectuent en deux stades matérialisés par des hornblendes phénoblastiques ultérieurement granulées.

2.3.2. - Caractères chimiques des minéraux

a) chromite
b) clinopyroxènes
c) orthopyroxènes
d) amphiboles
e) plagioclases

Les analyses sont regroupées dans les tableaux 4. Les proportions Fe3+/Fe2+ ont été estimées d'après la méthode de Papike et al. (1974) pour les pyroxènes alors que le calcul de Laird et Albee (1981) nous a donné de meilleurs résultats sur les amphiboles.

a) La chromite appartenant aux dunites de l'ophiolite de Chamrousse a fait l'objet d'études particulières de la part de Legendre (1982) et de Fischer (1984). D'après Fischer, ses cristaux sont, par leur aspect, tout à fait comparables à ceux que l'on décrit dans les massifs ophiolitiques. Leur cristallisation est synchrone de celle de l'olivine dont



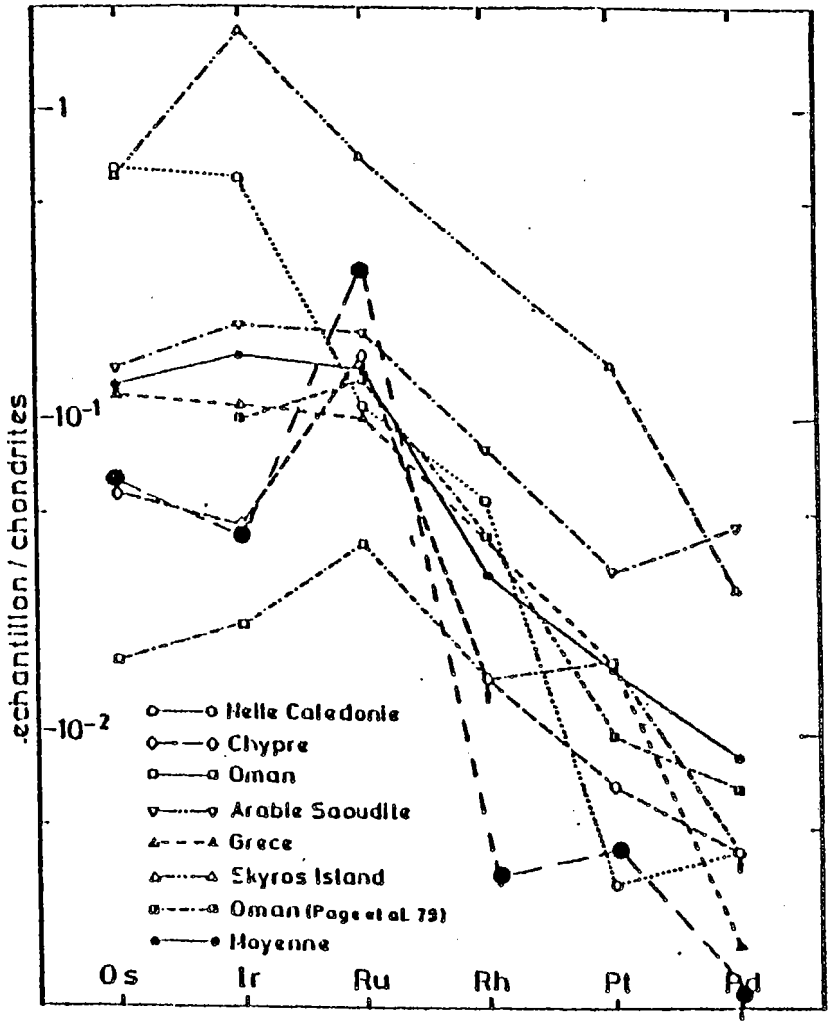


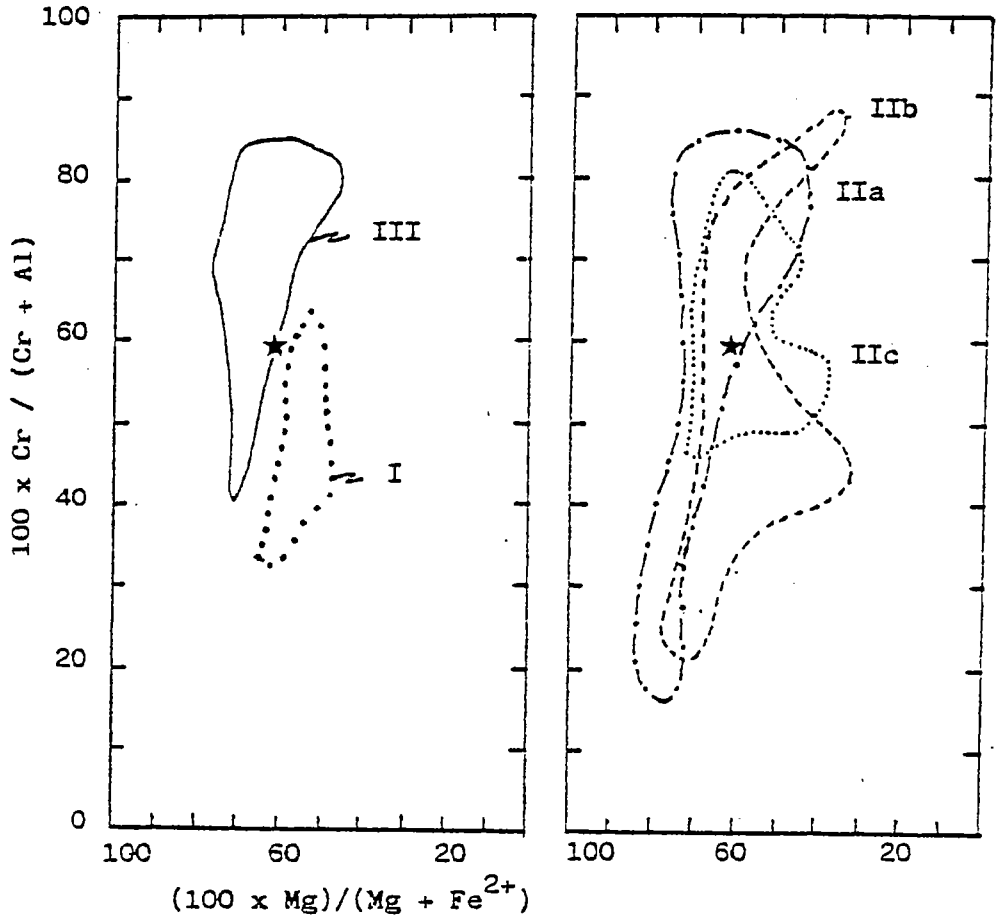
Fig. 8A – Comparaison de spectres des teneurs en platinoïdes des spinelles provenant de complexes stratiformes et d'ophiolites.

8B – Compilation de quelques spectres des teneurs en platinoïdes de chromites ophiolitiques.

● : Chamrousse, in Legendre, 1982 et Fischer, 1984.

Fig. 9 - Champs de composition des chromites dans différentes dunites et cumulats péridotitiques. D'après M.B.J. Dick et T. Bullen, 1984.

* : Chromite Chamrousse
I : type 1 - Trinity et White hills ophiolites
II a : type 2 - ophiolite de Josephine
b : " de Bay of Islands
c : " de Samail
III : type 3 - Troodos et Twin Sisters ophiolites



ils renferment des pseudomorphoses. Enfin, ils présentent des traces de contraintes distensives tardimagmatiques (Fischer, 1984).

D'un point de vue chimique, cette chromite a été analysée à la microsonde par Legendre pour les éléments majeurs et en traces. Les ultra-traces (platinoides) ont été dosées par absorbtion atomique (Fischer, 1984 ; Fischer et al., 1985) et par activation neutronique (Legendre, 1982) (Tableau 4d). Par ses teneurs en Cr, Fe3+, Al et Mg, cette chromite est caractéristique des séquences ophiolitiques (Fischer, 1984). D'autre part, une conclusion identique peut être déduite de l'allure du spectre des platinoïdes normalisés aux chondrites. En effet, ce spectre se distingue par de très faibles teneurs en Pt et Pd de celui des spinelles cristallisant dans les complexes stratiformes ensialiques (fig. 8).

Les teneurs en chrome représentent un indice du degré de fusion mantellique (Ohnenstetter, 1982 ; Dick et Bullen, 1983, 1984). Ces derniers auteurs proposent une classification des péridotites selon les valeurs du rapport Cr/Al (Cr/Cr+Al). Ainsi une valeur-seuil de 0.60 distingue les types I et III, respectivement pauvres et riches en Cr. Un type intermédiaire II, présentant des valeurs très étalées, se superpose partiellement sur les types extrêmes. Une compilation montre que cette discrimination correspond à des sites génétiques particuliers. Au type I se rapportent toutes les péridotites abyssales mais aussi les fragments de manteau sub-continental (Lanzo, Ronda, etc..). Le type III, correspondant à une fusion mantellique plus élevée, est rattaché à un magmatisme de marge active (arc-related). Enfin, le type transitionnel matérialise des magmatogénèses composites impliquant d'importantes variations du degré de fusion ou de composition du manteau (sites transitionnels : transition spatiale arc-bassin d'arrière arc, évolution temporelle d'un bassin d'arrière arc, etc..).

La valeur du rapport Cr/Al de la chromite de Chamrousse est voisine de 0.60 : elle se situe donc au delà du champ des chromites des péridotites abyssales. Dans les données de Dick et Bullen, nous avons sélectionné sur les diagrammes (fig.9) les analyses issues de cumulats (dunites et troctolites), en négligeant celles provenant des péridotites mantelliques (tectonites). On tient compte ainsi de la variabilité de composition (TiO2 et Fe2O3 en particulier) observée dans les cumulats.

b) Le clinopyroxène est un minéral ubiquiste et relativement peu altéré, ses variations de compositions (Cpx1) permettent de jalonner la cristallisation de la séquence plutonique. Les comparaisons entre les deux générations (Cpx1 et Cpx2) observées dans certaines roches seront développées dans le chapitre II-C-5.

Il s'agit de **diopside** dans les cumulats ultramafiques, évoluant vers des **salites** et des **salite-augites** dans les termes les plus différenciés (tableau 4A, fig.10). Ces pyroxènes sont ainsi notablement plus riches en wollastonite que ceux des cumulats océaniques (Hodge et Papike, 1976 ; Hébert et al., 1983, par exemple).

Ces teneurs élevés en Ca ont trois explications possibles :

- la première correspond à un phénomène magmatique et prend en compte l'apparition tardive du plagioclase calcique par rapport au Cpx. Hébert et al. (1983) montrent ainsi que dans les troctolites, termes intermédiaires entre les ultrabasites et les gabbros, la précipitation de plagioclase riche en anorthite entraine un partage de Ca entre feldspath et Cpx. Les pyroxènes de Chamrousse sont chimiquement proches de ceux des séquences ophiolitiques de Krapa au Vourinos (low-Ti gabbros : Beccaluva et al., 1984) et de Dun Mountain, Nelle Zélande, (Sivell et Waterhouse, 1984). Ces deux complexes représentent des fragments de croute océanique atypique.

- la seconde explication se rapporte aux phénomènes de rééquilibrage sub-solidus entrainant une augmentation importante des teneurs en Ca et moindre en Mg (Huebner, 1980 ; Gamble, 1982 ; Beccaluva et al., 1984). A Chamrousse, ces recristallisations sub-solidus sont vraisemblables, bien que l'altération rende difficile leur observation directe (zonation, exsolutions). On notera toutefois (i), la fréquence des réactions coronitiques Ol/Plg, Opx/Plg et Titano-magnétite/Plg et (ii), l'existence de recristallisations en mosaïques polygonales ("recuit") postérieures aux déformations syn- à tardimagmatiques mais antérieures aux réactions d'hydratation (cf. chap. II-C-5). Ces indices traduisent la persistance d'un climat thermique élevé, en relation avec les venues magmatiques successives. L'existence dans quelques échantillons de Cpx moins calciques (Wo = 42-43%) (fig. 10) constitue aussi un argument en faveur de ces rééquilibrages sub-solidus.

- la troisième cause des variations de teneurs en calcium des Cpx est associée à l'ouralitisation ultérieure. Les échantillons très amphibolitisés (129-2, 207-5) présentent une large dérive de Ca qui est corrélée avec fluctuations importantes de Al, Na et K (tabl. 4a et fig.11). La dégradation partielle du pyroxène se traduit par une augmentation des valeurs de Al, Na et K et un appauvrissement en Ca.

Malgré ces altérations secondaires du pyroxène, la tendance de différenciation est, sur le diagramme ternaire, parallèle à celle de la série tholéiitique du Skaergaard et montre un enrichissement notoire en fer.

Les évolutions liées à la différenciation sont également bien mises en évidence par les corrélations de divers éléments, Ti, Mn, Cr et Al, avec le rapport (Fe2+/Mg+Fe2+) (fig. 11). Ces évolutions sont cohérentes avec la position estimée des échantillons dans la séquence plutonique (fig. 7 et tableau 3c). On soulignera pourtant le comportement particulier du gabbro 207-2 qui, localisé dans le complexe blastomylonitique (Ab), renferme pourtant des pyroxènes témoignant d'un chimisme très évolué.

Les teneurs en Manganèse sont croissantes avec le degré de différenciation. L'ensemble des pyroxènes s'inscrit sur une courbe unique et régulière, et les valeurs sont peu dispersées pour chaque échantillon.

Par contre, pour les trois autres éléments, le schéma semble plus complexe :

- Titane : dans un premier temps, les teneurs en titane augmentent dans les pyroxènes, puis deux séquences se dessinent :

* la première montre une décroissance régulière de Ti, depuis les cumulats ultramafiques jusqu'aux mélagabbros et à la dolérite du toit de la séquence plutonique (1000 Ti = 25 à 10). Cette chute progressive des teneurs reflète l'appauvrissement du magma consécutif à la précipitation relativement précoce d'oxydes Fe-Ti.

* une seconde tendance s'ébauche et regroupe quelques gabbros (189-11, 205-10). Dans ce cas, les teneurs en TiO2 demeurent constantes (1000 Ti = 25).

- Chrome : les deux tendances évolutives se retrouvent dans le diagramme. La lignée principale présente une décroissance importante des teneurs, dès les premiers stades de la différenciation, en accord avec les observations de Hodge et Papike (1976). Sur la lignée secondaire, les Cpx, riches en Ti, ont également des teneurs élevées en Cr (1000 Cr = 10 à 15).

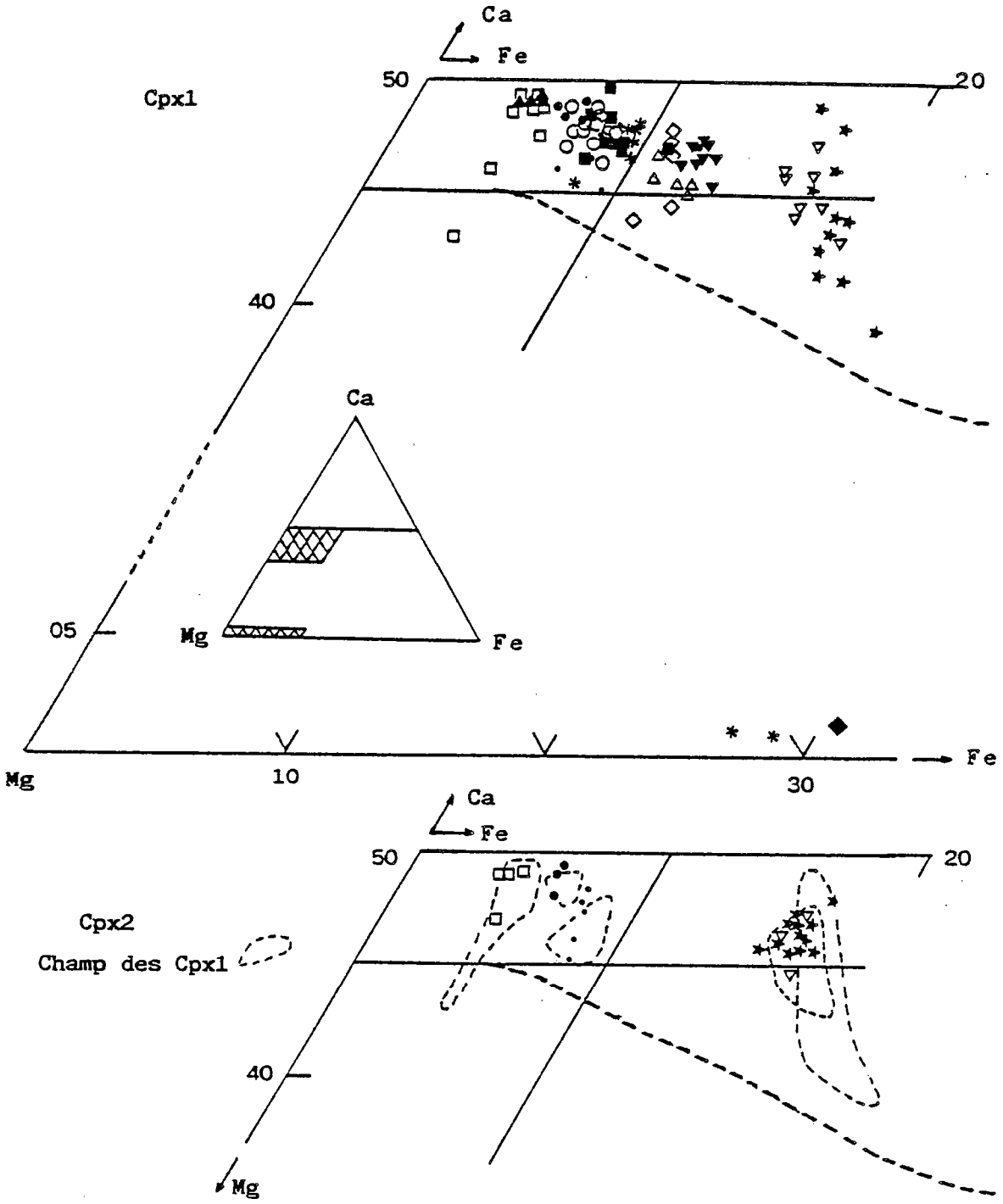
- Aluminium : malgré une dispersion plus importante des valeurs, en relation probable avec l'amphibolitisation, la distribution est conforme aux discriminations mises en évidence précédement. Les deux gabbros (189-11 et 205-10) se caractérisent par des Cpx plus alumineux, alors qu'il existe une corrélation négative entre la teneur en Al et le degré de différenciation.

En résumé, les variations de composition du Cpx de l'ophiolite de Chamrousse permettent de souligner les résultats suivants :

*** dans la séquence plutonique**, deux types de Cpx sont mis en évidence, ils se distinguent, pour des roches présentant le même degré d'évolution, par des teneurs différentes en Ti, Al et Cr. On sait que le caractère plus ou moins titané du pyroxène calcique reflète la richesse en cet élément des liquides dans lesquels il cristallise et peut donc, de manière indirecte, être considéré comme symptomatique du cachet géochimique des sources mantelliques (Ishiwatari, 1985 ; Serri, 1981). L'existence, à Chamrousse, de plusieurs venues magmatiques issues de sources différentes est ainsi confirmée. On soulignera de plus que les gabbros renfermant des Cpx riches en Ti semblent constituer des filons ou des poches dans les cumulats encaissants : 189-11 y est intrusif et 205-10 est un gabbro équant dans un environnement cumulitique nettement orienté. Le caractère polyphasé du magmatisme ophiolitique de Chamrousse est de plus confirmé par l'observation de roches basiques très différenciées (207-2), à Cpx "évolués", à la base de la pile (complexe blastomylonitique Ab).

M.Ohnenstetter (1982) a proposé une visualisation des processus pétrogénétiques, (fusion - fractionnements - recristallisations) affectant les roches plutoniques ophiolitiques, au travers des variations du chimisme des Cpx (fig. 12a) :

Fig. 10 - Composition des clinopyroxènes de l'ophiolite de Chamrousse (Cpx1 et Cpx2, cf. texte).



Chamrousse

▲ 87-1	• 289-2	▼ 128-4
○ 53-1	• 289-3	◆ 169-1
□ 207-5	◇ 205-10	* 129-2
▽ 207-2	* 189-11	
■ 150-4	△ 124-1	

Fig. 11A - Clinopyroxènes magmatiques Chamrousse (Cpx1). Légende idem. Fig. 10

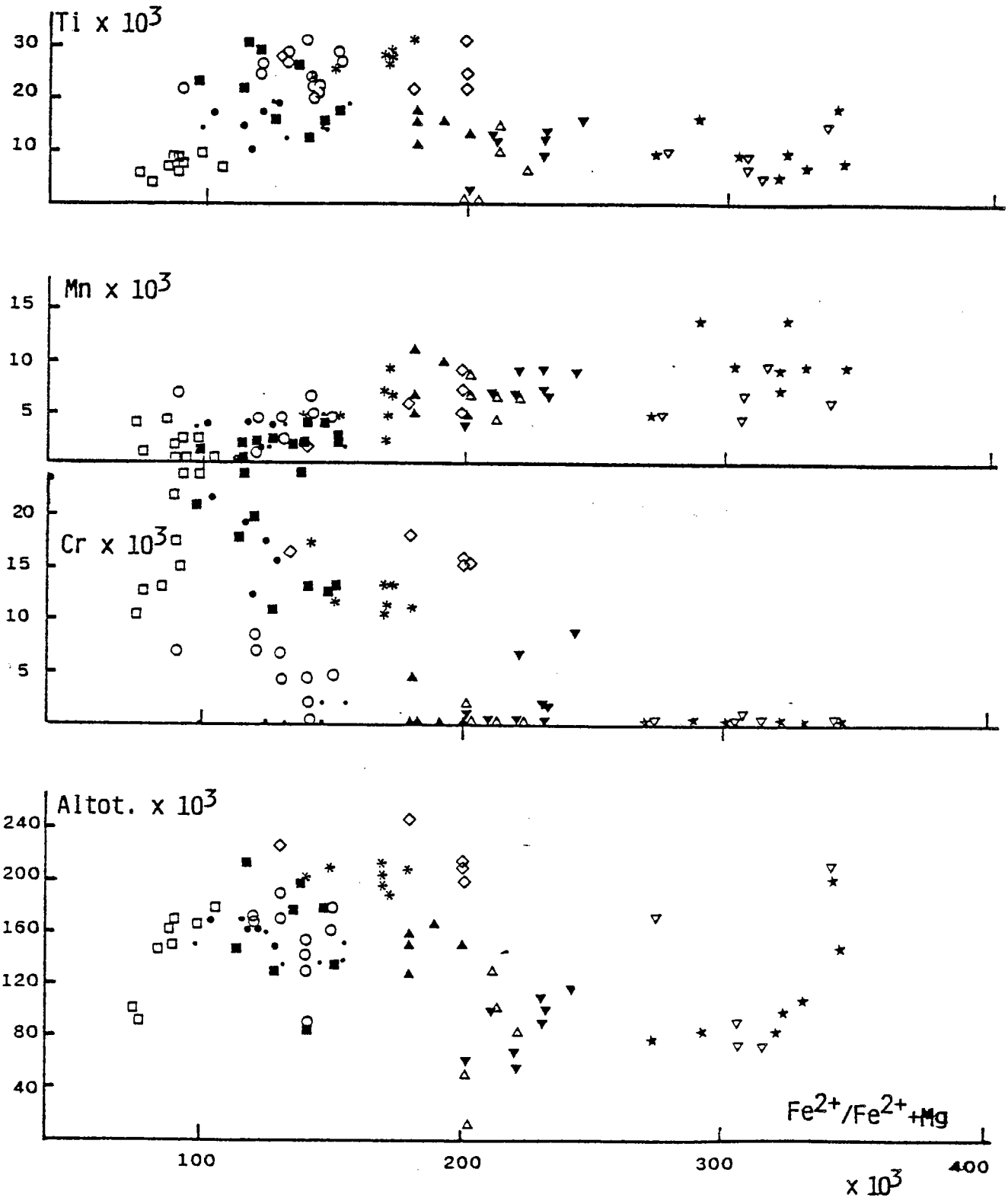


Fig. 11B - Clinopyroxènes secondaires (Cpx2). Légende idem. Fig. 10

—— ¦ Chamrousse
— — ¦ Champs des Cpx1
a : 207-5 b : 289-3 c : 289-2 d : 129-2 e : 207-2

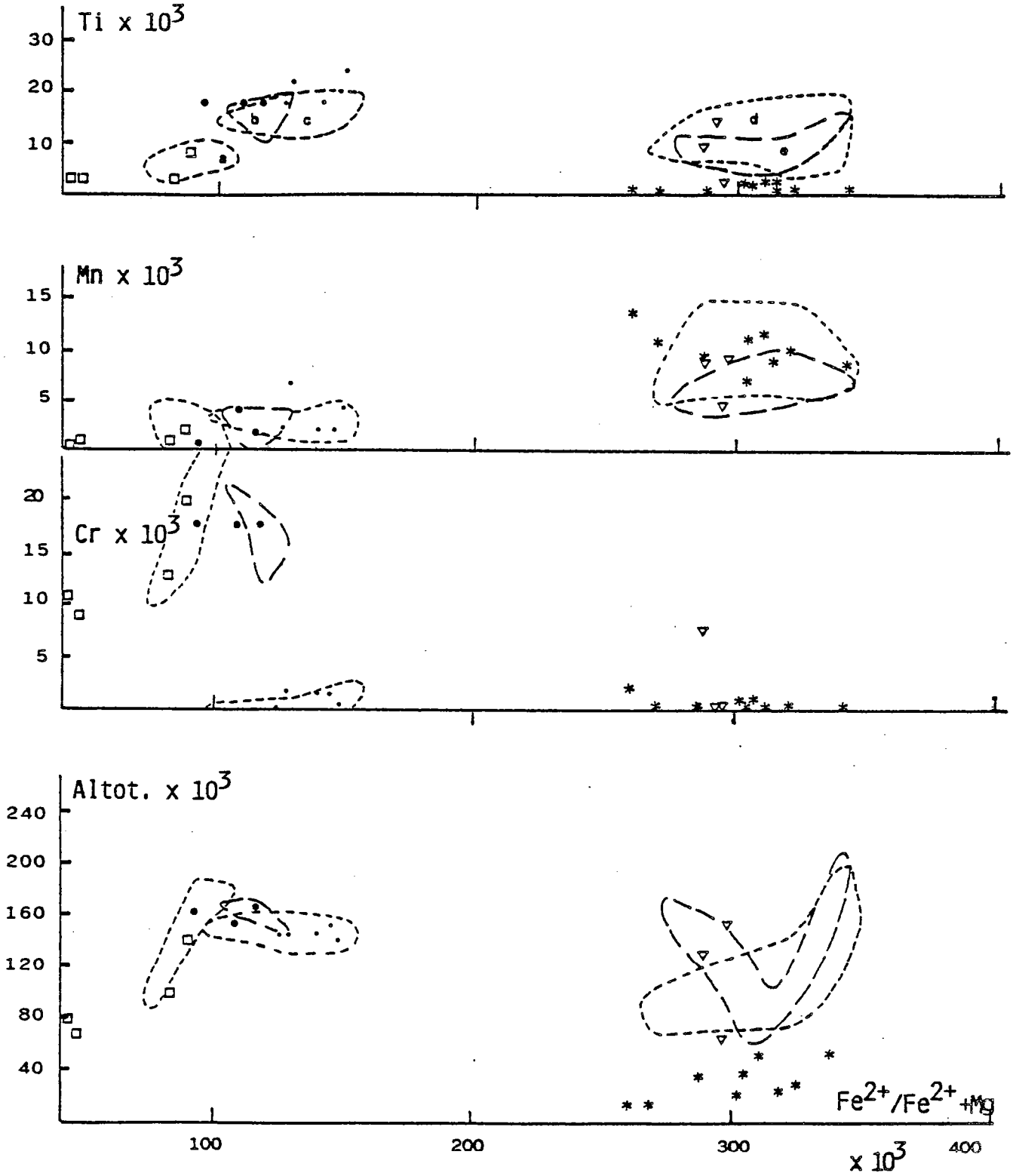
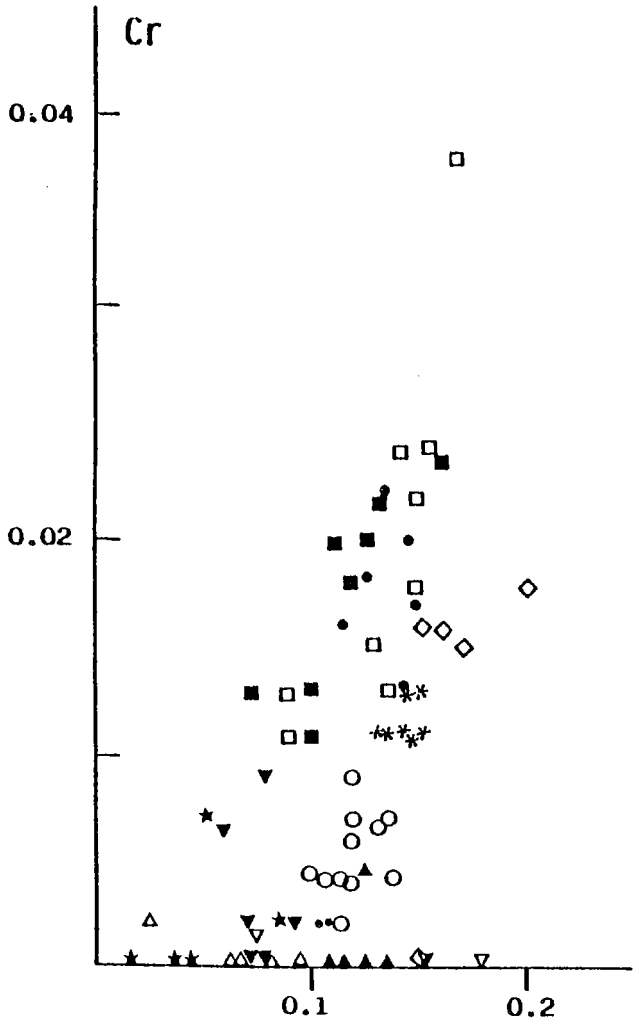
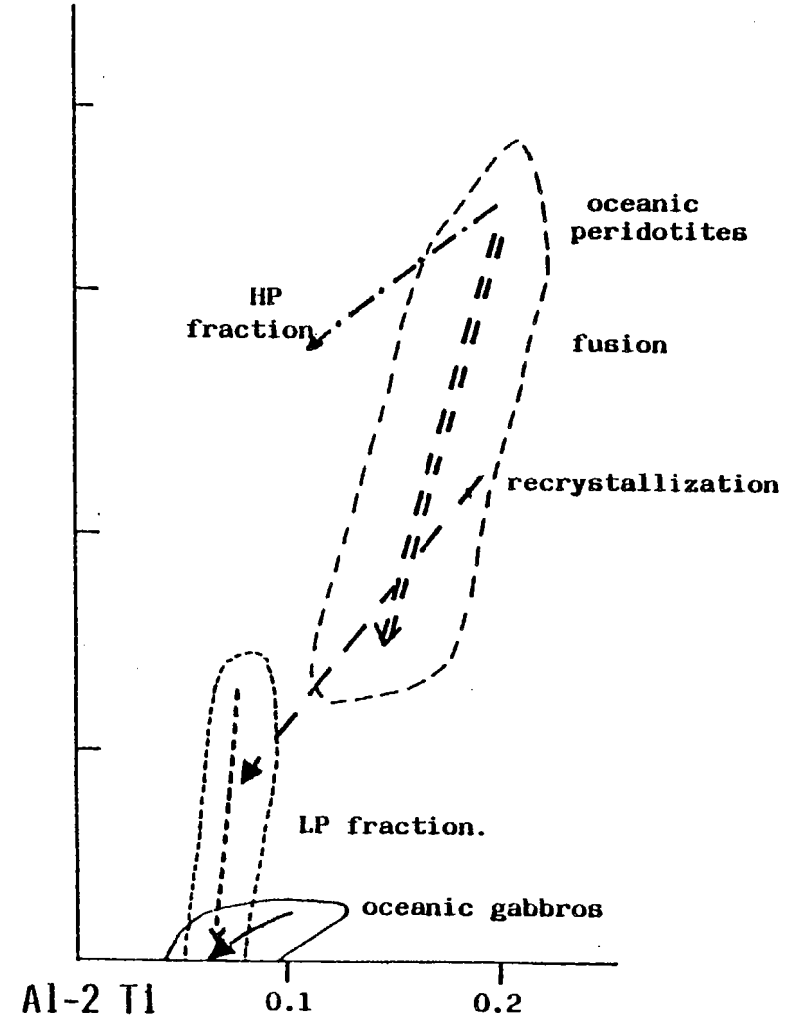


Fig. 12A - Clinopyroxènes magmatiques (Cpx1) - Chamrousse. Légende id. Fig. 10A

Cpx - Chamrousse



d'après Ohnenstetter M. (1982)



- les ultramafites appartenant à la base de la séquence contiènnent des pyroxènes identiques à ceux des péridotites océaniques. Il s'agit de cumulats comme le soulignent leurs faibles teneurs en Cr. D'autre part, l'étalement des nuages de points confirment l'efficience des mécanismes de recristallisation sub-solidus.

- Au niveau des gabbros, les deux populations sont confirmées. L'évolution observée depuis les ultrabasites jusqu'aux ferro-gabbros est comparable à celle que l'on peut relever dans les suites océaniques et suppose des fractionnement de basse pression.

*** dans les faciès subvolcaniques** (129-2), le chimisme des Cpx ignés (Cpx1) peut être utilisé pour déterminer le site géotectonique originel du magmatisme (cf. chap. C-2.2.1). A cet effet, nous avons reporté les analyses des Cpx de la dolérite (129-2) dans les diagrammes de discrimination de Leterrier et al. (1982) (fig. 12b). Ces analyses suggèrent la nette affinité de cette roche avec les tholéiites d'arcs insulaires (IAT ou LKT).

c) L'orthopyroxène a été analysé dans deux gabbros (189-11 et 169-1). Sa composition est constante dans les deux roches (Wo 1-1.2 En 68-72 Fs 28-31)(tab. 4A et fig.10). Ses teneurs en Wo sont faibles et inférieures à celles des Px solidus (Huebner, 1980 : > 4%). La richesse en Si (AlI4 = 0 à 0.044) est symptomatique d'un magma parental sub-alcalin (Beccaluva et al., 1984).

d) Les amphiboles : Selon les critères pétrographiques deux types principaux sont distingués (tab. 4B) :

*** Les amphiboles brunes** qui présentent deux habitus. Dans les cumulats ultramafiques et gabbroiques inférieurs (53-1, 150-4, 87-1, 205-10), elles ont un caractère tardimagmatique, en dégradation précoce des Cpx. Dans les cumulats supérieurs (mélagabbros et Fe-Ti gabbros : 124-1, 169-1), leur habitus primaire est évident (hétéradcumulats). Cette diversité se traduit sur le plan chimique : Selon la terminologie de Leake (1978), les amphiboles **tardimagmatiques** sont calciques et de type **pargasite** et **Hn-pargasite**, parfois riches en Fer, alors que les amphiboles **magmatiques** sont sub-calciques et correspondent à des **tschermakites** et à des **magnésio-hornblendes** (tab.4B et fig.13). Toutes ces hornblendes brunes montrent des teneurs en AlI4 élevées traduisant une cristallisation dans un contexte de haute température (tab.4B et fig.14).

*** Les amphiboles claires**, de teinte vert-jaune à vert-bleuté, ont des habitus secondaires divers :

- phénoblastiques en remplacement des Px ou des Hn brunes.
- granoblastiques à la périphérie des Px ou recristallisant à partir des phénoblastes précédents.
- granoblastiques et aciculaires dans des couronnes réactionnelles entre Opx et Plg et opaques primaires/Plg.

Les caractères optiques de ces amphiboles sont diversifiés et leur nature dépend strictement du minéral (Opx ou Cpx) qu'elles remplacent. Il s'agit pour la plupart d'amphiboles sub-calciques dont la composition varie d'un pole actinote-trémolite jusqu'à des Hn tschermakitiques. Quelques amphiboles sont calciques et correspondent à des ferropargasites hornblenditiques (tab.4B et fig.13A).

Un simple contrôle chimique ne semble pas suffisant pour rendre compte de cette diversité chimique, et en particulier du large spectre des valeurs de Ti, Al et Na. Il a d'ailleurs été démontré que la teneur en Ti des amphiboles est peu sensible au contexte chimique et dépend surtout des conditions physiques de cristallisation (Sill, 1983). Il est possible de voir dans cette distribution les effets de plusieurs phénomènes, conjugués ou non :

* participation ou non du plagioclase aux recristallisations. Lorsque le feldspath est absent ou peu abondant (ultramafites) ou lorsqu'il ne réagit pas, la néogénèse d'amphibole s'accompagne de celle d'épidote prismatique. Les teneurs en Al et Na de l'amphibole demeurent constantes et comparables à celles de la hornblende brune (87-1).

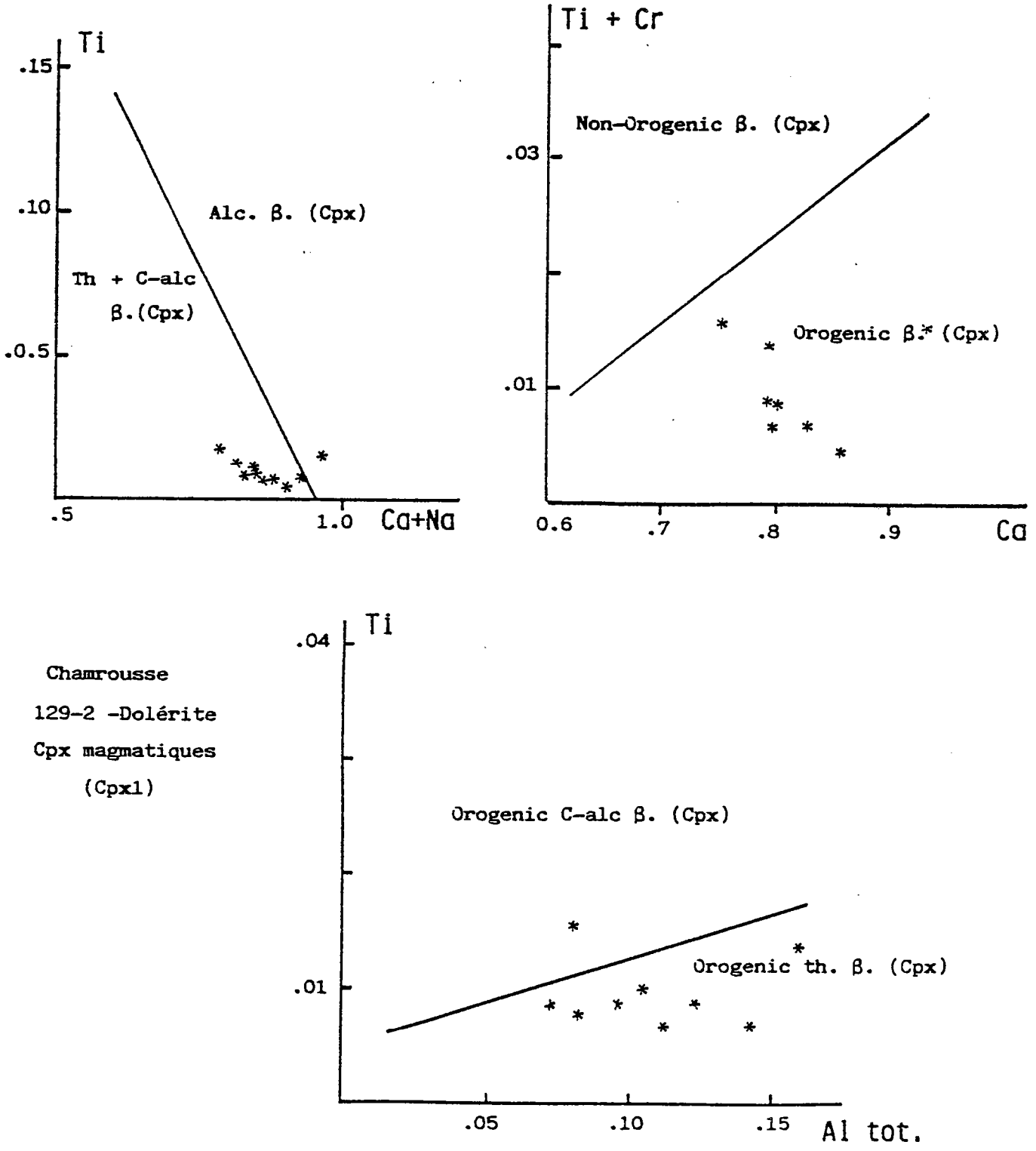
* existence de plusieurs épisodes de recristallisation :

(i) ouralitisation en climat statique (tendance 1, fig.14)

(ii) amphibolitisation localisée au niveau de shear zones dans le complexe blastomylonitique

(iii) métamorphisme régional (tendance 2, fig.14).

Fig. 12B - Caractérisation des affinités magmatiques de la dolérite 129.2 Chamrousse 129-2 -Dolérite Cpx magmatiques (Cpx1) d'après J. Leterrier et al. (1982).



Ces épisodes sont mis en évidence sur des échantillons privilégiés où subsistent plusieurs types de reliques.

(i) Dans de nombreuses roches, appartenant surtout aux sections moyennes de la séquence cumulative, l'ouralitisation s'effectue en climat statique. La transition hornblende brune - amphibole secondaire se marque par une décroissance de Al, Na et Ti (?) et par une augmentation de Si (tendance 1 : 150-4, 189-11, 169-1, 124-1) et néogenèse d'actino-trémolite et hornblende actinotique. Ces variations de chimisme traduisent une diminution de la température et peuvent être corrélées avec une altération hydrothermale (Liou et al., 1974). La dispersion le long du vecteur 1 (169-1 par exemple) est en relation probable avec une homogénéisation très partielle durant le métamorphisme statique (Honnorez et al., 1984).

(ii) Le gabbro 207-2, intercalé dans le complexe blastomylonitique, montre des zones de cisaillement où se développe une association granoblastique de clinopyroxène, d'amphibole et de plagioclase. Le chimisme de la néoamphibole est comparable à celui des hornblendes brunes précoces et reflète un climat thermique élevé (cf. II-C-5).

(iii) La dolérite 129-2 possède une foliation mylonitique correspondant à la foliation régionale. L'évolution minéralogique est la suivante :
Cpx -- Hn vert-jaune schillérisée phénoblastique -- Hn vert-jaune grano- blastique associée à des granules opaques.
Les phénoblastes sont des Mg-Hornblendes dont la composition tend vers le pole tschermakitique lors de la recristallisation granoblastique métamorphique. Une telle évolution, à Ti, Al et Na croissants et Si décroissant (trend 2, fig.14 et 15), matérialise une évolution prograde du métamorphisme (Spear, 1981; Sills, 1983). Le chimisme de la phase granoblastique est comparable à celui des amphiboles extraites des matériaux métamorphiques de la formation de Séchilienne (tab. 5, fig.13).

La description plus précise de ces différents stades cristallogénétiques, et leur chronologie, seront abordeés plus largement dans les chapitres traitant de l'évolution tectonique et métamorphique du complexe ophiolitique (II-5).

e) Les plagioclases : Les plagioclases magmatiques ont été analysés dans quelques échantillons qui se localisent essentiellement dans les parties moyennes et supérieures de la séquence plutonique (tabl.3c,4d et fig.15). De ce fait, les teneurs en anorthite sont relativement faibles (An 55 à An 80), comparées à celles que l'on relèvent dans d'autres massifs ophiolitiques (Antalya : 85-95, Juteau et Whitechurch, 1979). Les feldspaths des cumulats inférieurs n'ont pu être mesurés (53-1, 289-3) car ils sont totalement dégradés en albite, séricite et épidote. Cette altération semble d'autant plus complète que l'échantillon est largement bastitisé ou serpentinisé.

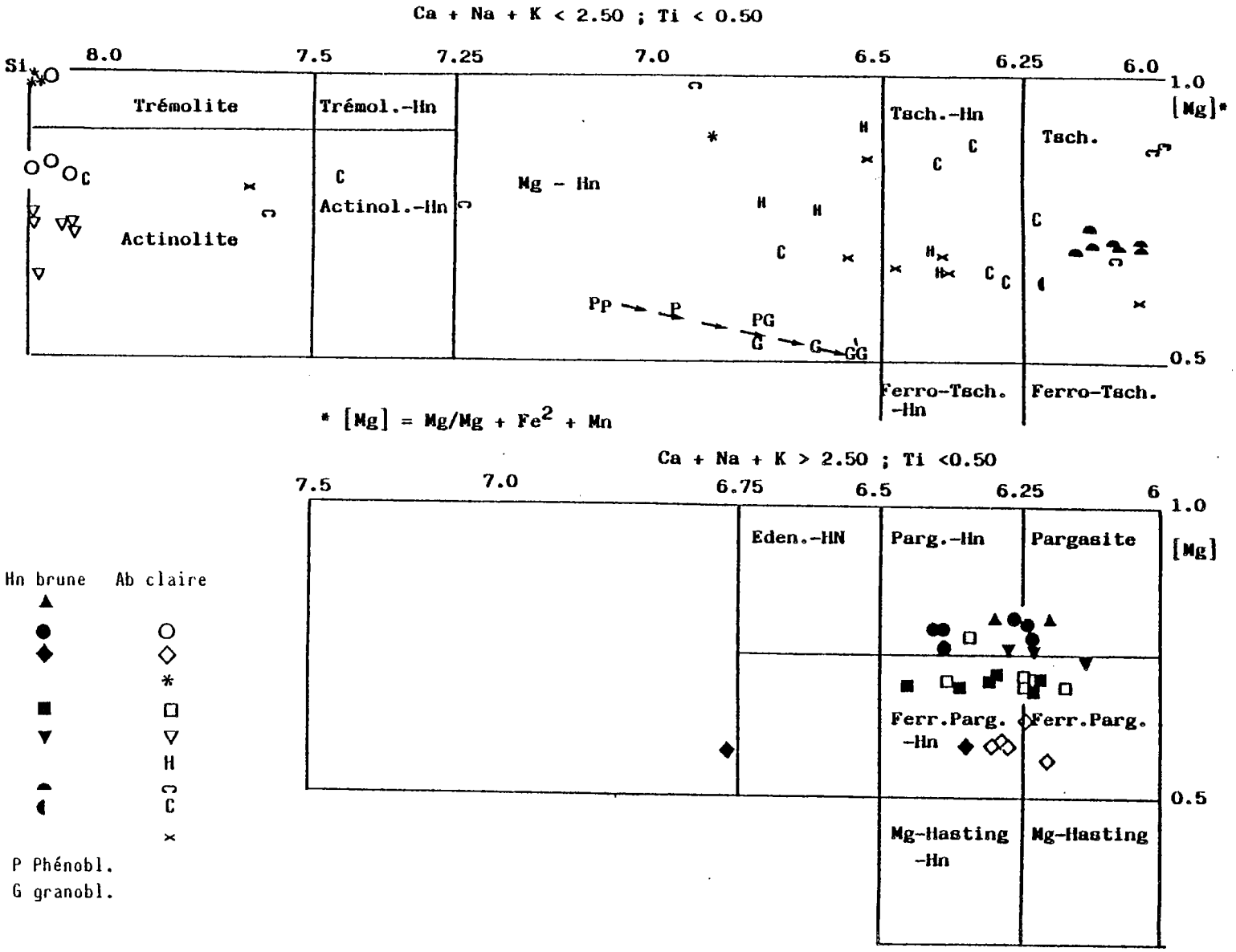
Deux échantillons peuvent être étudiés plus précisément car ils renferment des plagioclases à composition particulière et riche de signification. Dans le gabbro 207-2, la basicité relativement faible du feldspath, en accord avec le rapport Fe/Mg élevé des Cpx associés, confirme le caractère différencié de cette roche localisée pourtant à la base de la pile ophiolitique. L'échantillon 169-1 renferme des plagioclases plus riches en anorthite (An 70-79). Cette richesse en calcium semble induite par la composition minéralogique primaire, les cristaux analysés provenant des seules zones à Opx-Plg.

L'éventail chimique des plagioclases secondaires témoigne de la diversité des mécanismes de recristallisation :

- recristallisation à température élevée, par simple granulation des Plg1 et conservation du chimisme : mylonitisation (207-2) et textures de recuit statique (124-1, 128-4, 189-11)
- recristallisation associée à la dégradation des paragenèses anhydres :
  * "albitisation" contemporaine de l'altération à basse température du pyroxène et de l'olivine (bastite et serpentinite) (289-3, 53-1, 205-10).
  * néogénèse d'associations granoblastiques amphiboles-plagioclases dans divers contextes thermodynamiques : altération hydrothermale (205-10), métamorphisme orogénique (129-2).

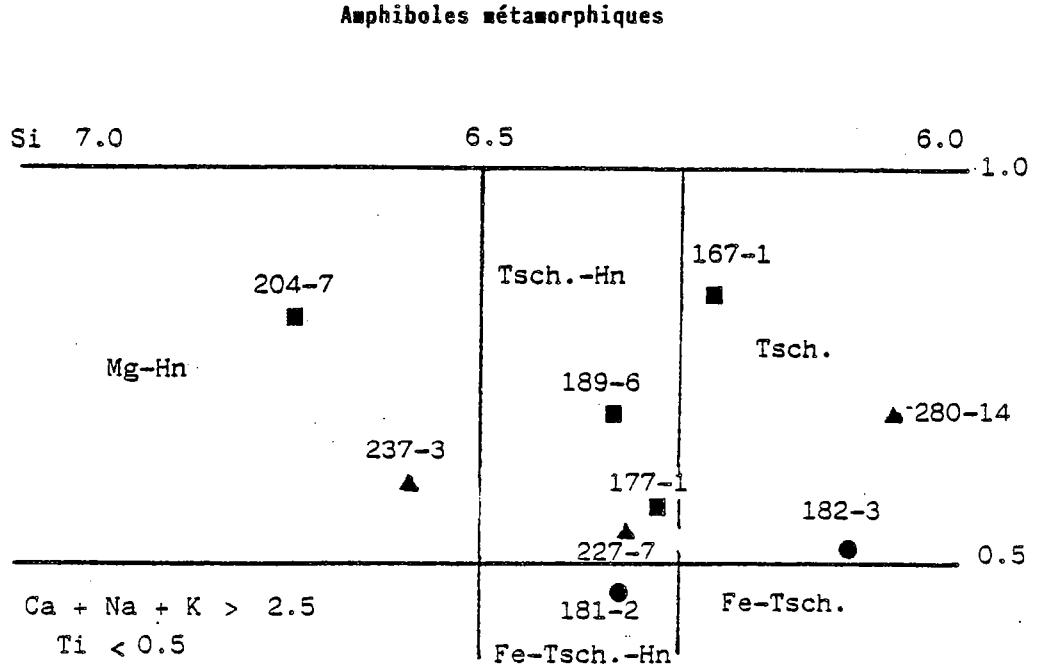
Ces processus seront évalués plus précisément au chapitre II-C-5.

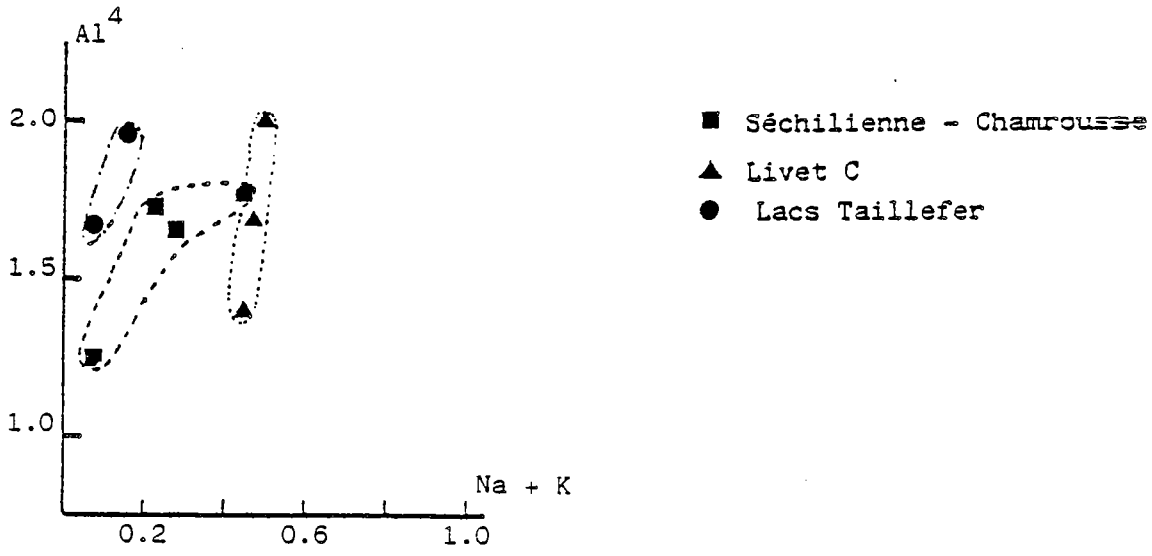
Fig. 13A - Classification des amphiboles - Chamrousse. D'après B.E. Leake, 1978.



	Hn brune	Ab claire
53-1	▲	
150-4	●	○
207-2	◆	◇
207-5		*
87-1	■	□
189-11	▼	▽
205-10		H
169-1	◓	◒
124-1	◖	C
128-4		×
129-2	P Phénobl.	
	G granobl.	

Fig. 138 - Classification des amphiboles d'après B.E. Leake (1978)
Amphiboles métamorphiques des formations de la basse vallée de la Romanche.





Analyses tableau 5.

Fig. 14A - Amphiboles - Chamrousse. Légende idem. Fig. 13
(A) D'après Liou et al. (1974) in Girardeau et al. (1985).

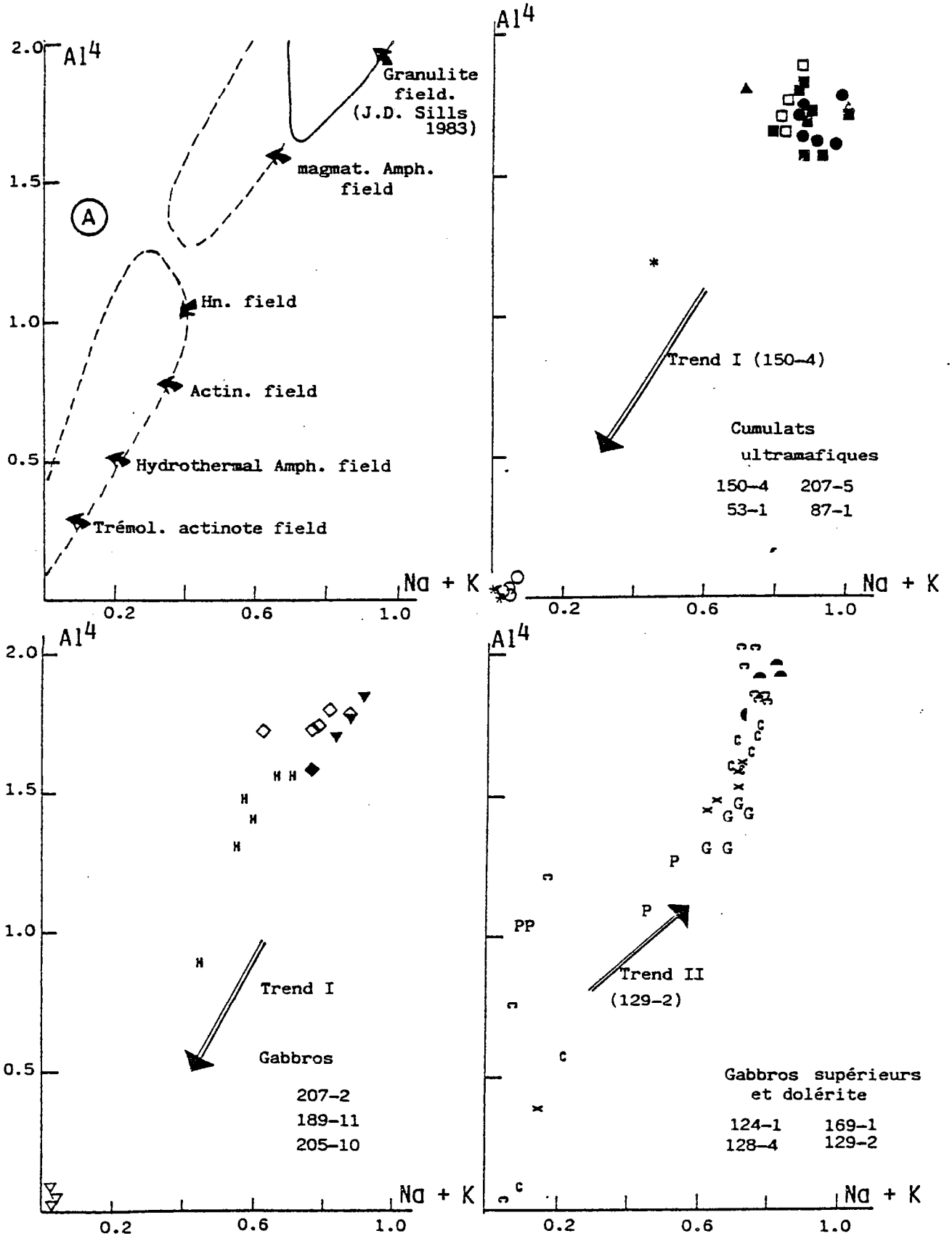
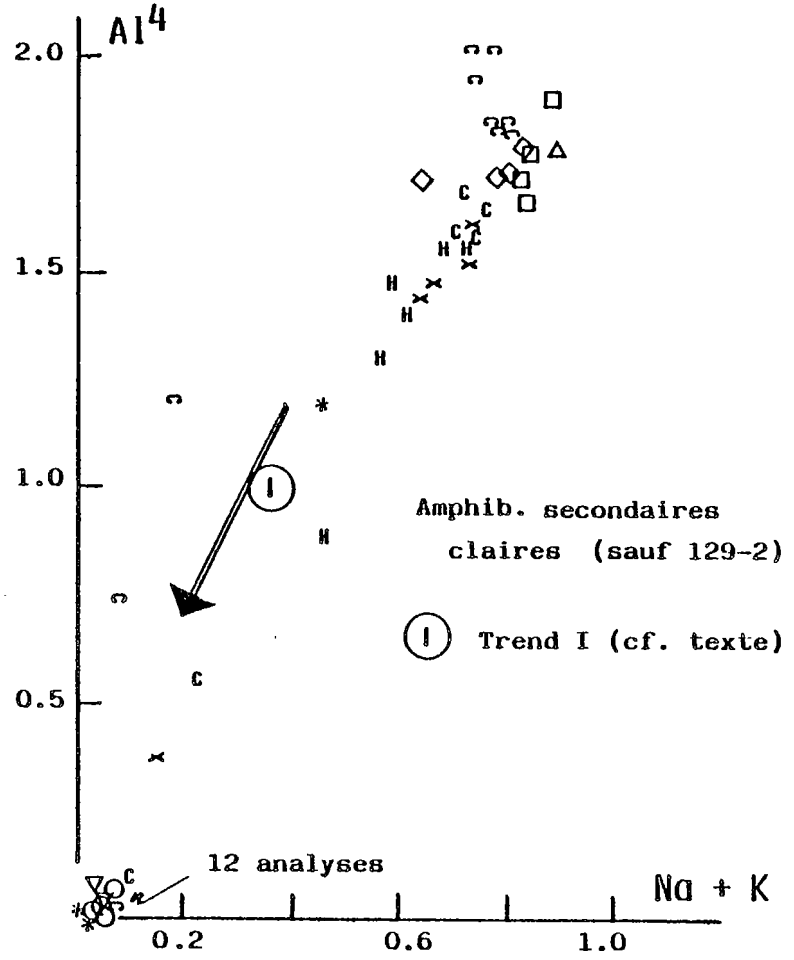


Fig. 148 - Amphiboles - Chamrousse. Légende idem. Fig. 13
. Compositions des hornblendes brunes tardimagmatiques et magmatiques.
. Evolution chimique des amphiboles secondaires.



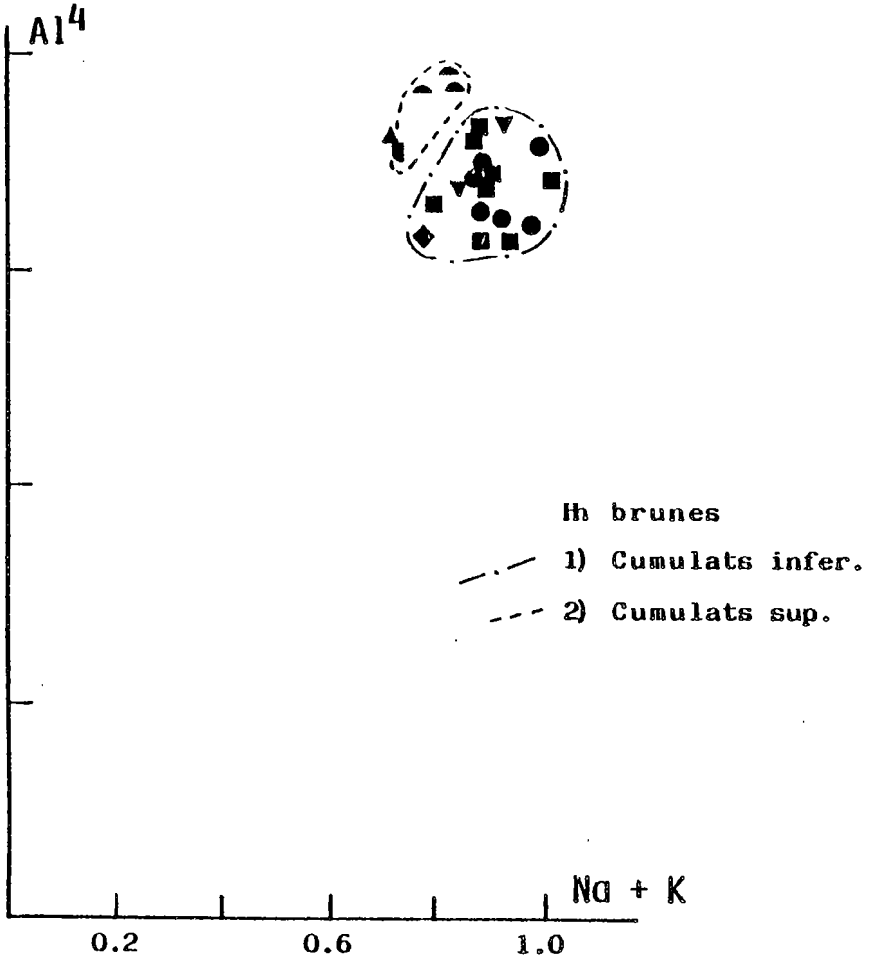
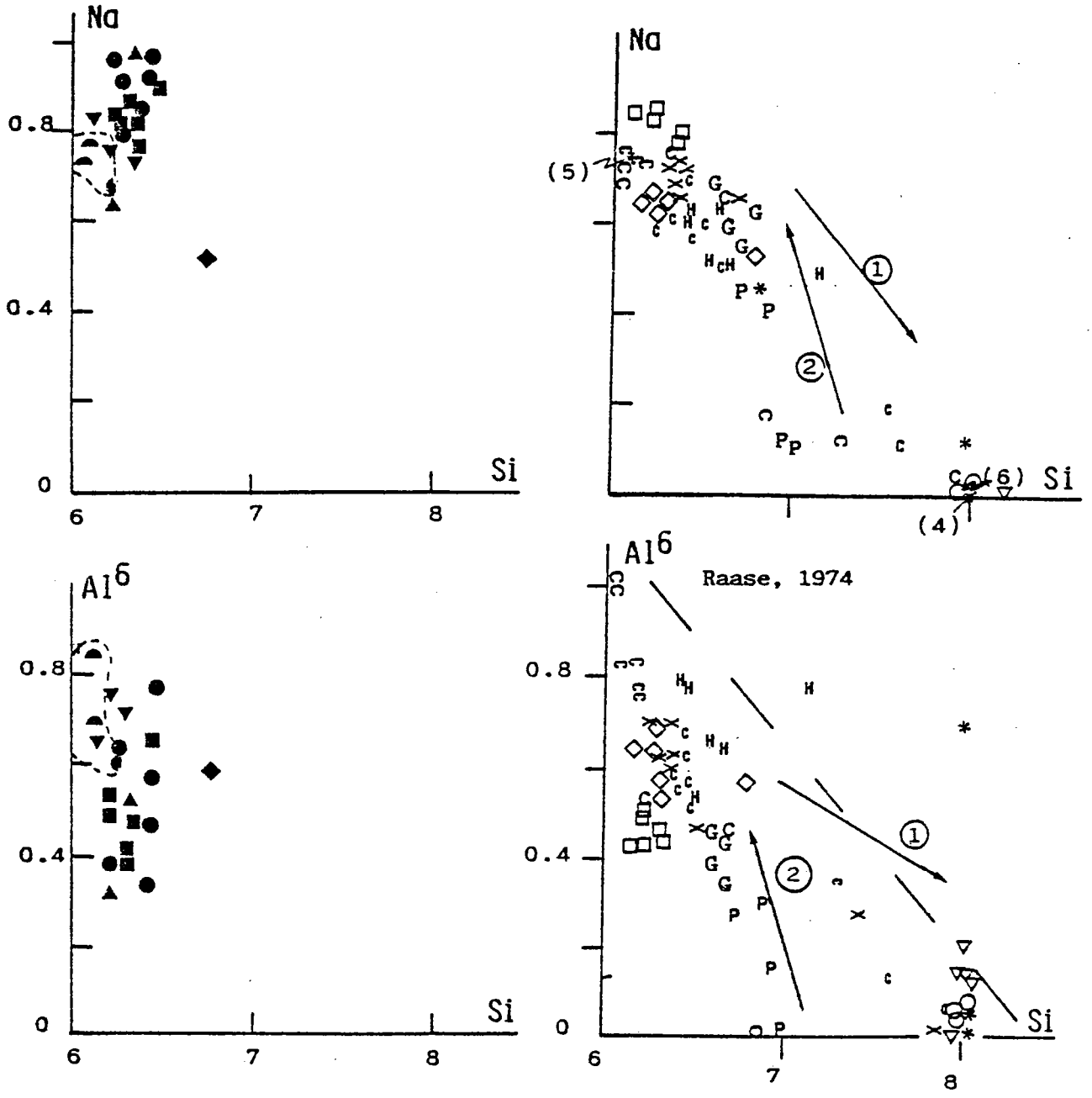


Fig. 14C - Amphiboles - Chamrousse
. Composition des hornblendes brunes tardimagmatiques et magmatiques.
. Evolution chimique des amphiboles secondaires.

Hornblendes brunes

Amphiboles claires (secondaires)



150–4 ○ ●
207–5 *
207–2 ◇ ◆
87–1 □ ■
53–1 ▲
189–11 ▽ ▼
205–10 H

169–1 ◓ ◒
128–4 ×
124–1 ◖ C
129–2 | P
G

① : Trend I
② : Trend II

---- amphiboles magmatiques

2.4. - Conclusions

L'étude des phases minéralogiques ignées et néoformées permet de proposer les conclusions suivantes :

a) La séquence plutonique de Chamrousse est issue de la différenciation d'un magma tholéiitique d'affinité océanique. Toutefois, elle se distingue de la lithosphère océanique typique (N-MORB) (i) par un ordre de cristallisation différent (type B de Church et Riccio) (Plg tardif par rapport au Cpx, Ti-Mt relativement précoce, puis apparition de l'Opx et enfin de l'amphibole), (ii) par des minéraux à chimisme particulier (Cpx, chromite). De telles caractéristiques peuvent témoigner **d'une zone d'accrétion particulière marquant un site transitionnel** où s'expriment (i) l'influence d'une zone de subduction (transition arc volcanique-ride) (Beccaluva et al., 1984) ou (ii) l'évolution des taux de fusion mantellique en relation avec l'ouverture d'un bassin marginal (Stern, 1980; Sivell et Waterhouse, 1984), ou (iii) les deux phénomènes conjugués.

b) La séquence plutonique de Chamrousse résulte de venues magmatiques successives, matérialisées par différents types de gabbros et attestées par les caractères chimiques diversifiés de leurs pyroxènes :

- L'observation de plusieurs types de Cpx, plus ou moins titanifères, dans les cumulats pyroxéniques peu différenciés suggère l'existence de plusieurs sources magmatiques.
- Les tendances géochimiques contrastées des Cpx dans les gabbros appartenant à deux lignées évolutives :
  * une lignée complète recouvrant globalement tout le spectre des cumulats, des ultramafites aux ferrogabbros, et dans laquelle les Cpx se caractérisent par un enrichissement en Fe et Mn et un appauvrissement en Ti, lors de la différenciation magmatique.
  * une lignée plus mal définie, avec des cumulats dont les Cpx demeurent riches en Ti et Cr.

Cette diversité des cumulats reflète une diversité possible des magmas initiaux et, plus évidente, des modalités dans les fractionnements précoces. Elle implique, de toute façon, **une mise en place complexe et polyphasée de la séquence cumulative.**

c) La séquence plutonique de Chamrousse subit une évolution tardi- et postmagmatique complexe :

- Rééquilibrage sub-solidus des pyroxènes marqué par un accroissement et une diminution des teneurs en Ca respectivement pour les Cpx et les Opx. Ce phénomène est peut-être contemporain des recristallisations en climat statique et à composante thermique élevée, qui se traduit par des textures de recuit observables sur les Cpx et les Plg.
- Déformation précoce, à haute température, au niveau du complexe blastomylonique, avec néogénèse de feldspaths, de pyroxènes et de hornblendes.
- Processus d'hydratation successifs :
  * **hydratation précoce et partielle** avec génération de hornblende brune. Cette réaction est importante dans les cumulats ultramafiques et dans les gabbros inférieurs. Elle est très précoce dans l'histoire du massif et précède des déformations intenses intra-océaniques (Complexe blastomylonitique, Ab). La cristallisation d'amphibole brune pargasitique est en particulier totalement indépendante des épisodes d'ouralitisation secondaires (cf. chap. II-C-5). Par contre, elle pourrait être contemporaine de la précipitation de hornblende tschermakitiqueau toit de la séquence plutonique et à partir de magmas résiduels enrichis en eau (cf. Ménot et al., annexe B).
  * **ouralitisation et serpentinisation** en climat statique marquée par le développement d'actino-trémolite et de hornblende, de serpentine et de bastite aux dépens respectifs des Cpx, Opx et Olivine. Ces processus, plus ou moins contemporains, correspondent à des recristallisations intra-océaniques.
  * **amphibolitisation** associée au métamorphisme orogénique.

Fig. 14D - Amphiboles - Chamrousse. Légende idem. Fig. 14C
. Composition des hornblendes brunes tardimagmatiques et magmatiques
. Evolution chimique des amphiboles secondaires.

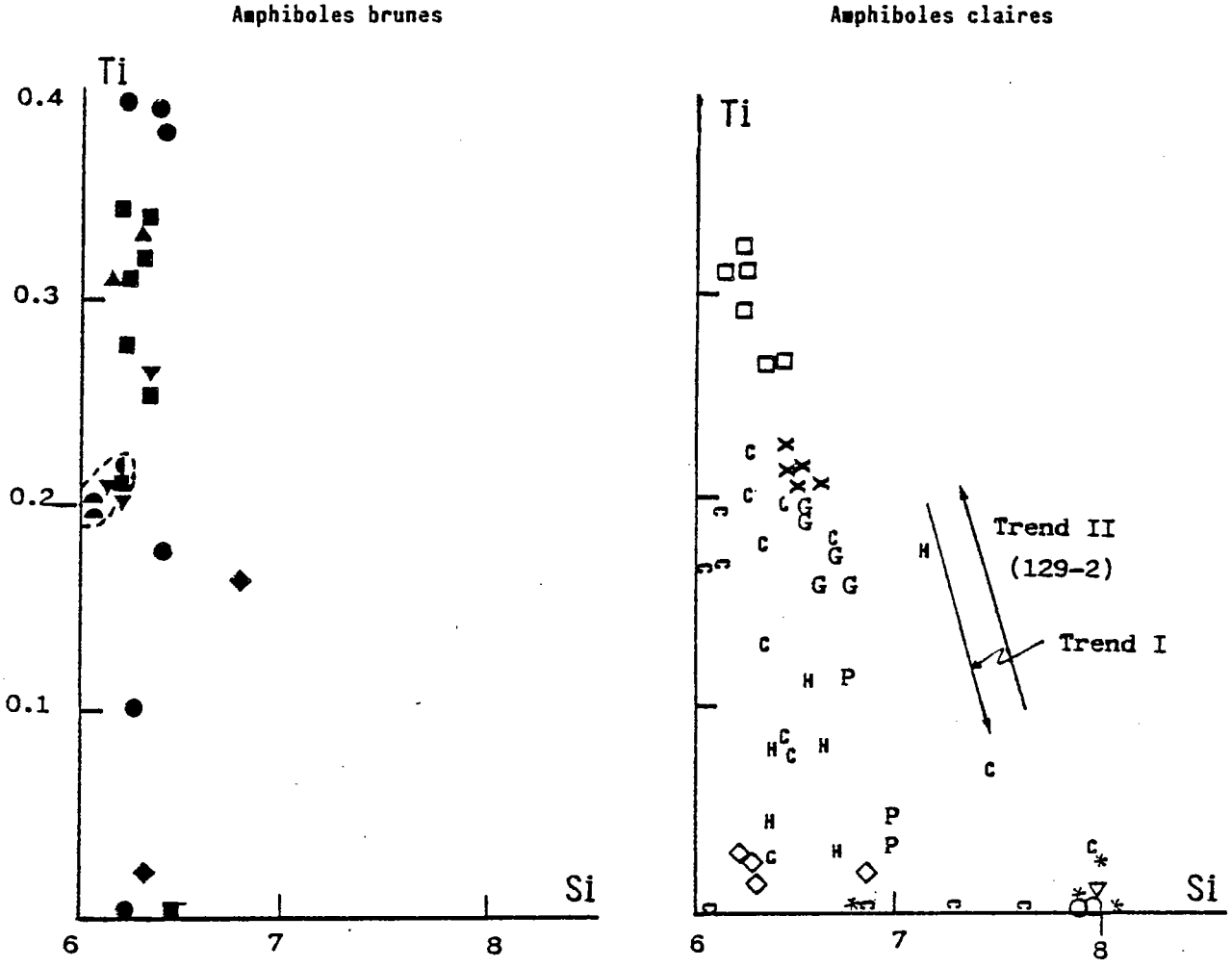
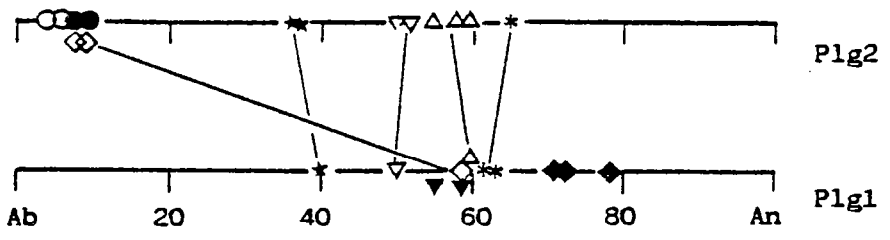


Fig. 15 - Plagioclases - Chamrousse. Compositions et relations Plg1 - Plg2.



▽ 207-2 ○ 53-1
● 289-3 * 189-11
◇ 205-10 ◆ 169-1
△ 124-1 * 129-2

3 - GEOCHIMIE

Les données géochimiques sont rassemblées dans les tableaux 6A à F.

3.1 - Les tendances géochimiques majeures

3.1.1- Sélection des métamagmatites

Les faciès pétrographiques échantillonnés montrent le plus souvent des reliques texturales et/ou minéralogiques ignées. Seules quelques amphibolites et leptynites, à caractère tuffacé, ont été écartées selon les critères géochimiques proposés par Winchester et Max (1982). De plus, la sélection des métabasaltes à caractères non cumulatifs, au travers des filtres utilisés par Pearce (1984) a permis de s'assurer de l'élimination des derniers métasédiments (SiO_2 : 47 à 54 %; TiO_2 : 1 à 2.1 % ; Al_2O_3 : 13.5 à 17.7 %). Une telle discrimation est essentielle avant l'utilisation des diagrammes conçus pour les seules roches éruptives, voire les seuls basaltes (Pearce, 1984).

3.1.2- Mobilité des éléments et grandes tendances évolutives

Les roches étudiées ont subi des recristallisations plus ou moins intensives : métamorphisme intra-océanique affectant la séquence plutonique et altération hydrothermale des faciès effusifs. L'ensemble a ensuite subi les effets de l'orogénèse varisque. Toutes ces transformations se sont effectuées en climat mésozonal, les conditions P.T des faciès granulitique et éclogitique n'ayant pas été atteintes (cf. chap. II-C-5). De nombreuses études, expérimentales ou sur matériaux naturels, ont été réalisées sur la mobilité des éléments chimiques lors de ces diverses recristallisations. Elles ont été discutées dans des publications récentes qui font le point sur ce problème (Furnes et al, 1986 ; Pearce, 1983, 1984). Il semble admis que les éléments en traces ou mineurs analysés ici (Ti, Zr, Nb, Y, Cr, Ni, P, V, Co et Terres rares (à l'exception de La)) puissent être considérés comme relativement peu mobiles dans des conditions de recristallisation comparables à celles de Chamrousse. Les variations liées à l'altération sont largement inférieures à celles causées par les processus magmatiques.

Pour les éléments majeurs, les résultats des études expérimentales sont plus contradictoires et leur utilisation nécessite un controle cas par cas. Pour traiter les roches de l'ophiolite de Chamrousse, nous avons utilisé une série de diagrammes simples montrant la corrélation plus ou moins étroite entre chaque élément et un critère exprimant l'évolution de la série magmatique (variation des teneurs en Zr et en SiO_2, ou du rapport FeO tot./MgO). Les diagrammes SiO_2 vs. éléments (fig.16 A à F) seront seuls commentés ici : Ils présentent en effet l'avantage de permettre tout à la fois:

(1) une discussion sur la mobilité des éléments. Les teneurs en silice sont peu affectées par les recristallisations comme le soulignent les corrélations étroites avec le rapport FeOt./MgO (fig. 17), et avec les éléments Zr, Nb, etc , réputés peu mobiles.

(2) une description globale de chaque groupe pétrographique

(3) une analyse des relations génétiques possibles entre les différents termes, cumulats et liquides en particulier.

Les diagrammes Zr vs. éléments n'apportent pas de renseignements supplémentaires. L'examen des matrices de corrélation inter-éléments établies pour chaque type pétrographique est également décevante. Les coefficients de corrélation entre les éléments incompatibles peu mobiles (Zr, Ti, Nb, Y) et les éléments majeurs sont souvent faibles. Cette variance globale importante ne s'explique pas par une remobilisation importante de la plupart de ces derniers. Elle tient en fait à l'hétérogénéité géochimique des matériaux : ceux-ci sont issus de processus magmatiques annexes et diversifiés qui perturbent les corrélations strictes associées sà la différenciation dans les suites magmatiques simples. Ces processus seront évoqués dans les chapitres suivants : existence de plusieurs sources et influx et également de plusieurs séquences cristallogénétiques, présence de phases intercumulus dans les cumulats.

a) Mobilité des éléments chimiques (Diagrammes de Harker : SiO2 vs. éléments) (fig.16 A à F)

Pour la plupart des éléments, les variations de teneurs montrent, à l'intérieur de chaque groupe pétrographique, une corrélation souvent étroite avec les teneurs en silice. Ces variations s'expliquent aisément par des processus magmatiques : différenciation et mécanismes de cristallisation fractionnée (évolution des roches acides), phénomènes cumulatifs dont la nature apparait par confrontation des divers diagrammes (cumulats plagioclasiques ou ferromagnésiens) (cf. b). Les erreurs analytiques sur le dosage de certains éléments mineurs ou en trace, P, Mn, Nb, entrainent des distributions moins strictes dans les diagrammes présentés. Ces dérives sont d'ailleurs accentuées graphiquement par les contrastes d'échelle entre absisses et ordonnées (40-80% / 0-1%). Pour confirmer cette relative inertie des principaux éléments majeurs, nous avons distingué lors du report des analyses d'amphibolites, deux types définis d'après des critères pétrographique : amphibolites massives, amphibolites schisteuses. Ces dernières ont cristallisé dans des zones de cisaillement synmétamorphes (semelle basale de la formation de Chamrousse- Séchilienne en particulier). Or aucune dérive significative et systématique n'est apparue entre les deux types. La similitude de composition a d'autre part été confirmée par des tests statistiques et l'analyse des variances ne permet pas de discriminer les deux populations (amphibolites massives et schisteuses) (cf. chap. 3.3.1.).

Par contre, les teneurs en K2O, Ba et Rb (?) montrent des variations beaucoup plus aléatoires et indépendantes des teneurs en SiO2. Ces phénomènes sont particulièrement sensibles au niveau des roches acides (leptynites et granites sodiques). On sait que par leur localisation au toit du complexe plutonique et par leur cristallisation tardive, les différenciats acides sont fréquement soumis à un lessivage hydrothermal intensif (Gilluly, 1933 ; Aldiss, 1978 ; Sinton et Byerly, 1980). Pourtant, ce processus ne peut être invoqué ici comme cause majeure de la mobilité de ces éléments. En effet, les distributions de Na2O et de CaO, ne sont pas perturbées et soulignent des corrélations, respectivement positives et négatives, avec l'enrichissement en silice. Or, il est bien établi que Na et Ca sont largement mobilisés par les fluides hydrothermaux tardimagmatiques (précédentes références).

On remarquera de plus que ces distributions contrastées en K2O et CaO-Na2O se retrouvent dans les termes basiques (gabbros, amphibolites et basaltes). Dans ce cas, on note un enrichissement en potassium plus marqué dans les faciès plutoniques que dans les équivalents effusifs. Cet enrichissement est d'autant plus élevé que les gabbros sont riches en plagioclase. La mobilité de K2O n'est donc pas liée à l'altération hydrothermale, dont les effets semblent discrets (cf. Ca et Na) sur le chimisme global des matériaux. Elle est à rapporter aux phénomènes d'altération plus tardifs, et au développement de séricite aux dépens des plagioclases (Ménot, 1979; Scarenzi, 1984). Les perturbations observées dans les teneurs en Rb et Ba s'accordent avec cette interprétation.

b) Description préliminaire des différents groupes pétrographiques (Diagrammes de Harker, fig.16 A à F, et tableaux 6 A à F).

Les groupes ont été constitués à partir de l'étude pétrographique (structures et minéralogie relictuelles) et des relations de terrain (faciès "stratifiés" ou intrusifs). Toutefois, les recristallisations et les déformations ont souvent oblitéré ces caractères et entrainent des convergences de faciès et une banalisation des métamagmatites. La diversité de ces roches subsiste au niveau du chimisme.

Légende des figures 16a à 16f

——— : Serpentinites S1 et S2	colonne de droite
+++++ : Pyroxénolites et hornblendites P1 et P2	
– – – : Cumulats gabbroïques	
——— : Gabbros	colonne de gauche
: Amphibolites	
..... : Dolérites et basaltes	
: Leptynites, plagiogranites et R. leucocrates	

: "Albitites" du complexe blastomylonitique ; **cumplg** : cumulats plagioclasiques ; **Fe-Ti** θ : ferrogabbros ; éléments majeurs en pourcentages pondéraux d'oxydes ; éléments en traces en ppm.

Fig. 16A - Diagrammes de Harker.

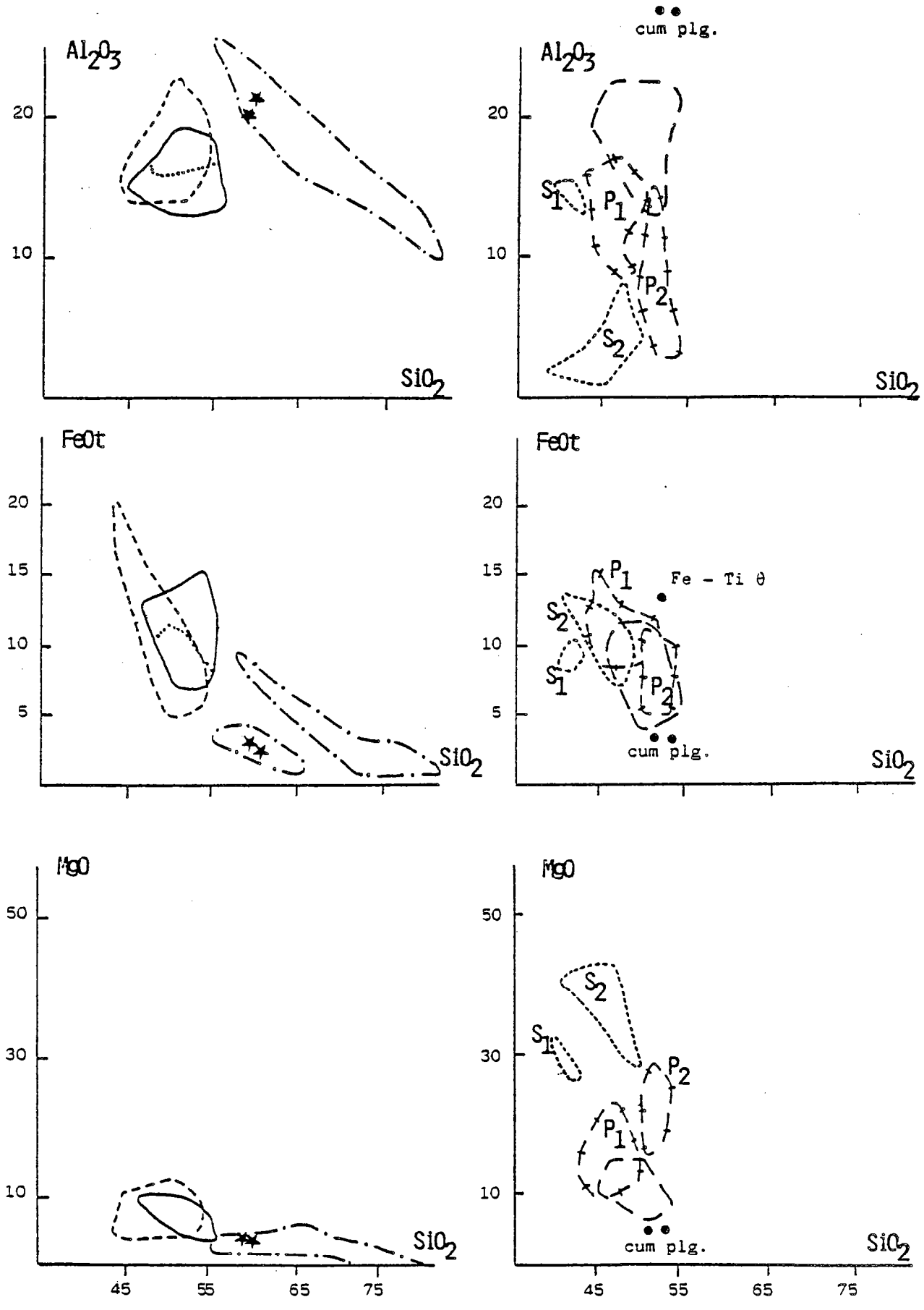


Fig. 16B - Diagrammes de Harker.

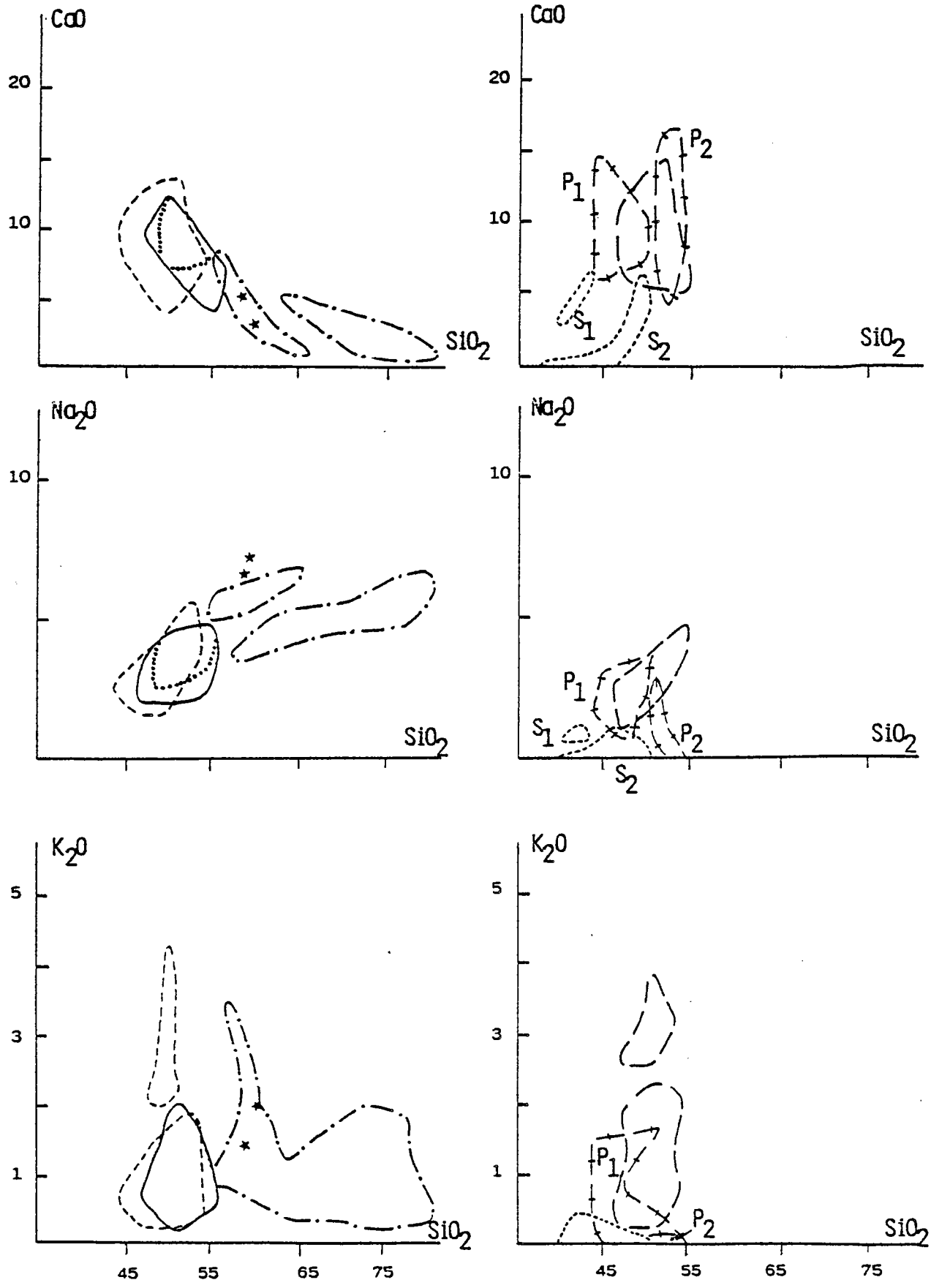


Fig. 16C - Diagrammes de Harker.

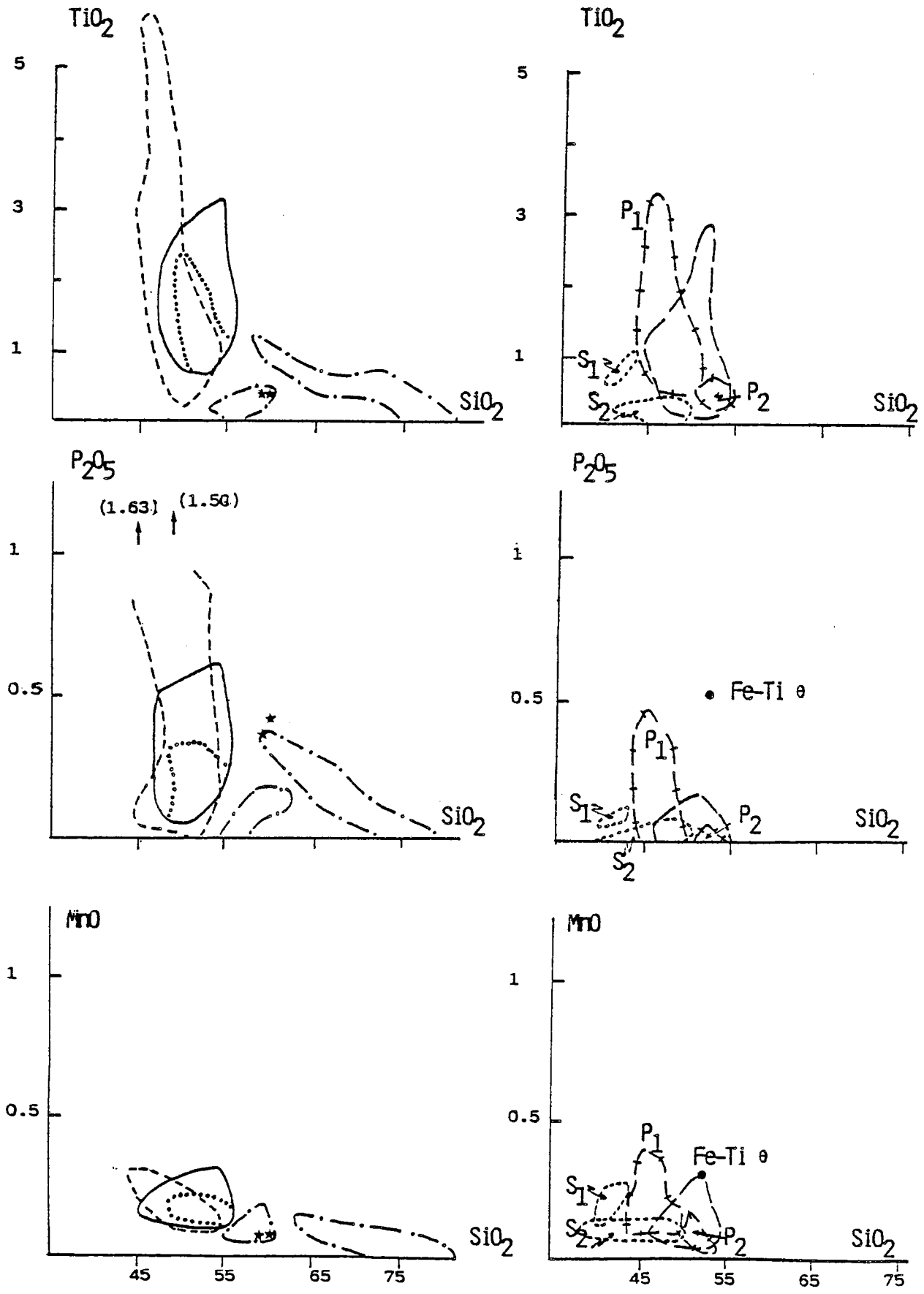


Fig. 16D - Diagrammes de Harker.

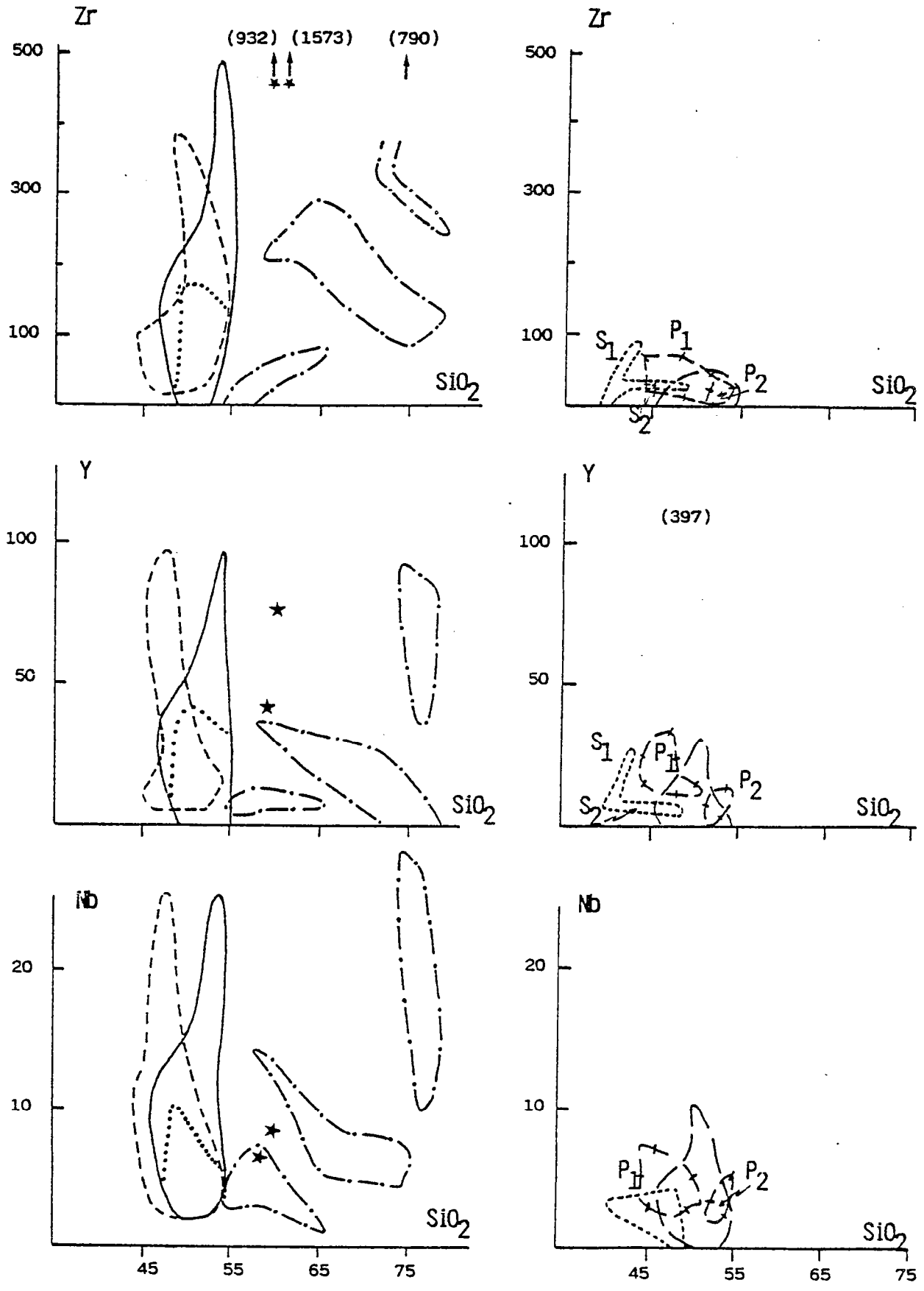


Fig. 16E - Diagrammes de Harker.

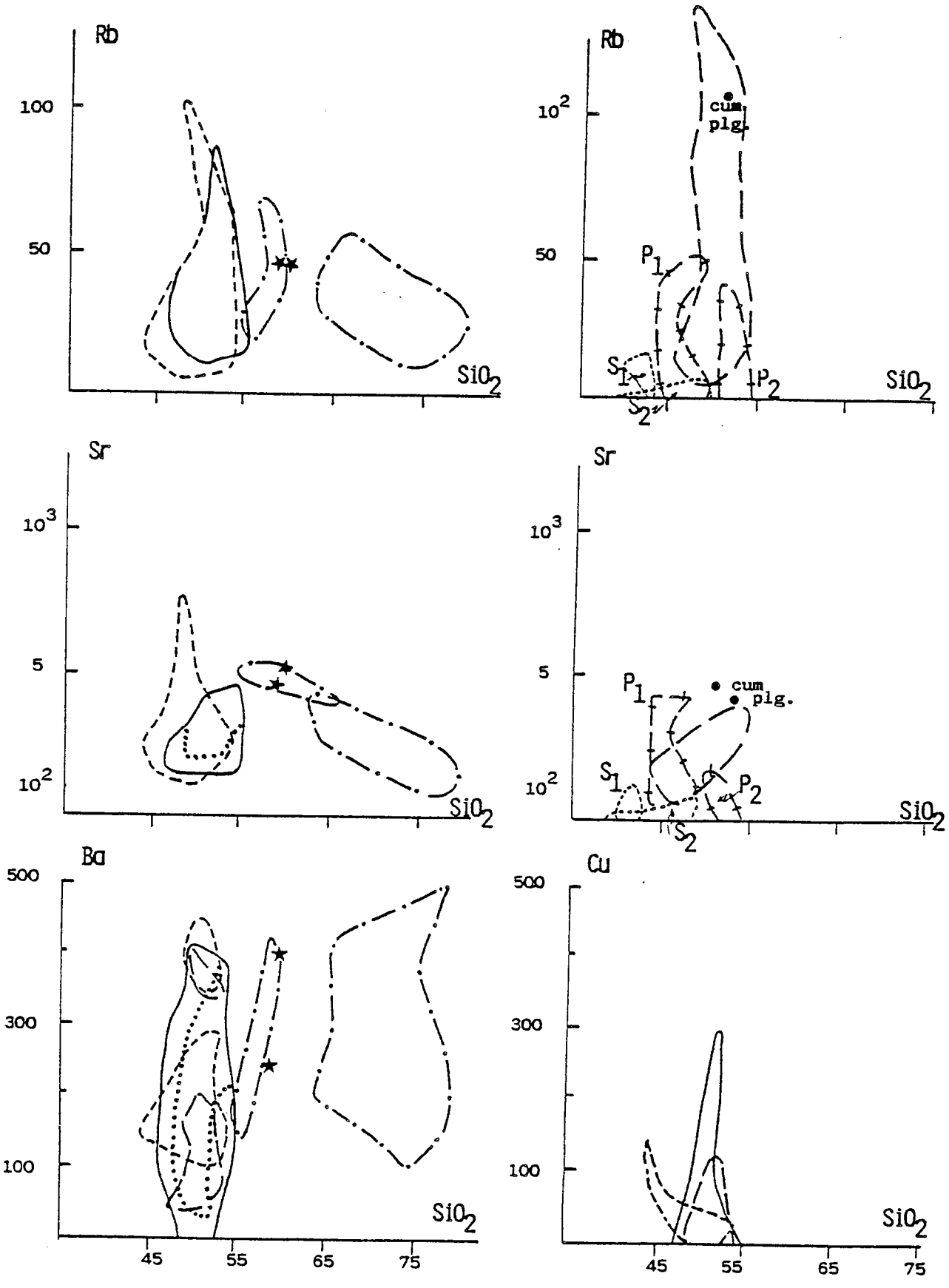
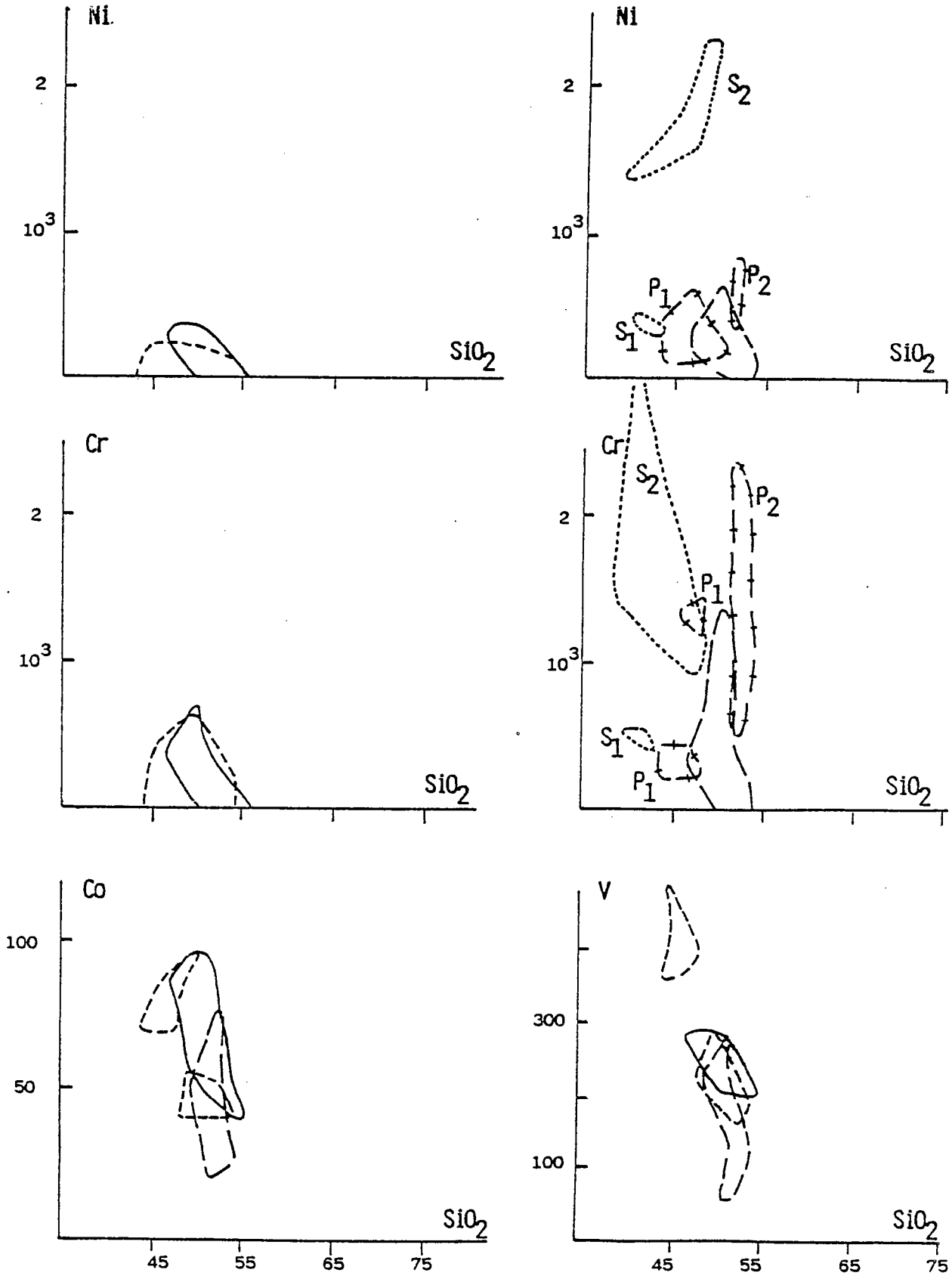


Fig. 16F - Diagramme de Harker.



*** Les ultrabasites** : Toutes les analyses ayant été recalculées sur une base anhydre, les teneurs en silice des ultrabasites sont ainsi sur- évaluées dans ces diagrammes de 5% en moyenne. Deux populations d'importance numérique inégale sont discriminées (tabl.6A et 7) : la 1ère population S1, à faible effectif, se caractérise, à teneurs en silice égales, par des valeurs plus élevées en Al, Ca, Na, Ti et éléments incompatibles. La seconde population S2, qui regroupe l'essentiel des serpentinites, est plus riche en Fe, Mg, Ni et Cr. La présence de plagioclase basique (Al-Ca-Sr) dans les péridotites S1 peut expliquer ces différences, mais la richesse en incompatibles demeure anormale dans de telles roches. La population S2 montre une évolution tout à fait conforme à ce que laissait supposer l'étude minéralogique, avec un enrichissement progressif en Cpx, marqué par l'augmentation conjointe de SiO2, CaO et Al2O3. Le large spectre des teneurs en Cr matérialise la juxtaposition dans les cumulats ultrabasiques de niveaux privilégiés riches en spinelles. La précipitation de chromite décroit avec l'abondance progressive du pyroxène calcique.

*** Les pyroxènolites** et **hornblendites** constituent un groupe chimiquement hétérogène, comme le laissait prévoir leur répartition à différents niveaux de la pile ophiolitique. Par contre, du point de vue pétrographique, ces roches sont souvent largement recristallisées en amphibolites grenues dépourvues de reliques minéralogiques ignées, ce qui exclut un classement à priori (discrimination pyroxénolites/hornblendites).

Chimiquement, deux pôles s'individualisent (tabl.6B et 7) :

(i) le premier P1 se caractérise par des teneurs en silice inférieures à 50% et une plus grande richesse en Al, Fe, Mg, Na, Ti et en éléments incompatibles (P, Mn, Zr, Nb, Y et Sr).

(ii) Les pyroxènolites P2 sont par contre plus siliceuses (> 50%) et peuvent être enrichies en Mg, Cr et Ni. Dans ce groupe siliceux, on note des variations de Al, Fe, Mg, Ca, Cr et Ni pour des teneurs en SiO2 relativement constantes. Elles correspondent à l'évolution chimique des pyroxènes (Fe-Mg) et à la présence de faibles quantités d'olivine et de plagioclase.

Au contraire, les matériaux P1 montrent une évolution chimique plus complexe : les échantillons les plus pauvres en silice sont ceux qui possèdent des caractères de cumulats évolués avec des teneurs élevées en Fe, Ca, Ti et incompatibles. Cette distribution rend compte de la présence d'amphibole magmatique et d'oxydes ferrotitanés qui a pu être vérifiée dans les échantillons les moins recristallisés.

Cette subdivision géochimique en deux poles recouvre une disparité de distribution dans le complexe plutonique : les pyroxènolites P2 sont intercalées dans les cumulats inférieurs, ultrabasiques (Aa) et gabbroiques (Ab, Ac). Les roches mélanocrates P1 au contraire ont été échantillonnées à tous les niveaux de la séquence cumulative, des ultrabasites aux gabbros supérieurs.

*** Les cumulats gabbroiques** montrent un large étalement des valeurs de Al, Fe, Ca, Cr et Rb pour des teneurs en silice comprises entre 44 et 55%, traduisant un simple mélange minéralogique Cpx-plagioclase. L'olivine est peu abondante en accord avec la pauvreté en Ni et Cr. L'évolution chimique du plagioclase au cours de la différenciation magmatique est nettement marquée par les corrélations positives entre Na2O et SiO2 et par l'importante variation de la silice dans les gabbros les plus alumineux.

*** Les gabbros sl.** incluent toutes les roches gabbroiques où aucune structure ou texture de cumulat n'a été reconnue. Il s'agit donc soit de véritables gabbros isotropes, soit de cumulats recristallisés. Le comportement des éléments est très comparable à celui observé dans les cumulats et les nuages coincident très fréquement (Al, Mg, Ca, Na, Rb) soulignant les analogies de composition minéralogique (Cpx - plagioclase -hornblende). Par contre, certains de ces gabbros sont extrèmement enrichis en Fe, Ti et en éléments incompatibles. Ils possèdent des compositions de ferrogabbros. Ces produits hautement différenciés se localisent au sommet des cumulats gabbroiques et au toit de la séquence plutonique (zone de transition, B).

*** Les amphibolites, métabasaltes et -dolérites** représentent les termes effusifs et sub-volcaniques du cortège ophiolitique. Les premières sont associées à des leptynites dans la formation de Séchilienne, couverture volcano-détritique du complexe, alors que les basaltes et dolérites constituent une ensemble filonien qui recoupe cette formation ainsi que tous les termes de l'ophiolite, à l'exception des ultrabasites.

Les basaltes et dolérites possède un chimisme relativement homogène et le nuage représentatif est toujours inclus dans celui des amphibolites (tabl.6F et 7). Ce plus large étalement de composition des amphibolites ne peut être induit par des recristallisations plus intenses car les variations les plus importantes affectent les éléments les moins mobiles (Ti, Zr, Nb,...). En fait, la population d'amphibolites renferment des termes particulièrement riches en titane et éléments incompatibles, alors que les filons représentent plutot un ensemble basique faiblement différencié (cf. fig.16 également). Le faciès porphyrique des basaltes et dolérites, avec de spectaculaires phénocristaux plagioclasiques, est bien mis en évidence par les teneurs élevées en Al, Ca, Na et Sr. Ces différences de composition seront étudiées en détail dans un chapitre suivant (cf. chap.3.3.1.).

* **Les roches leucocrates** proviennent de la partie supérieure de l'ophiolite : leptynites de la formation de Séchilienne, granites sodiques, cumulats plagioclasiques du toit du complexe plutonique. Deux échantillons étrangers à ce contexte ont été associés à cette comparaison (tabl.6E et 7) et correspondent aux filonets et ségrégations claires du complexe blastomylonitique (Ab). Pour l'ensemble des éléments chimiques, à l'exception de Na et de Ba(?), il existe une corrélation négative avec la silice. Leurs teneurs décroissent plus ou moins rapidement avec la différenciation. Les cumulats plagioclasiques (G1) sont clairement distinguées de la majorité des roches claires (diorites quartziques, tonalites, leucotonalites et leptynites : G2-G3) par leur richesse en Al, Ca, Na et Sr et leur déficit en Fe, Mg, et éléments incompatibles (tabl.6). Quelques échantillons de granites albitiques, à caractère cumulatif, occupent une position intermédiaire. Les granites sodiques du complexe blastomylonitique (G4) sont, en fonction des éléments majeurs (+Sr), très comparables aux faciès plagioclasiques (G1). Ils sont par contre plus riches en incompatibles (P, Zr, et Y en particulier). Ce sont également les teneurs en Zr, Nb, et Y qui subdivisent la population principale en deux groupes G2 et G3, respectivement déprimés et enrichis en ces éléments pour des valeurs de SiO2 supérieures à 70%. Le groupe G3 est essentiellement constitué de leptynites de la formation de Séchilienne.

c) Les tendances évolutives

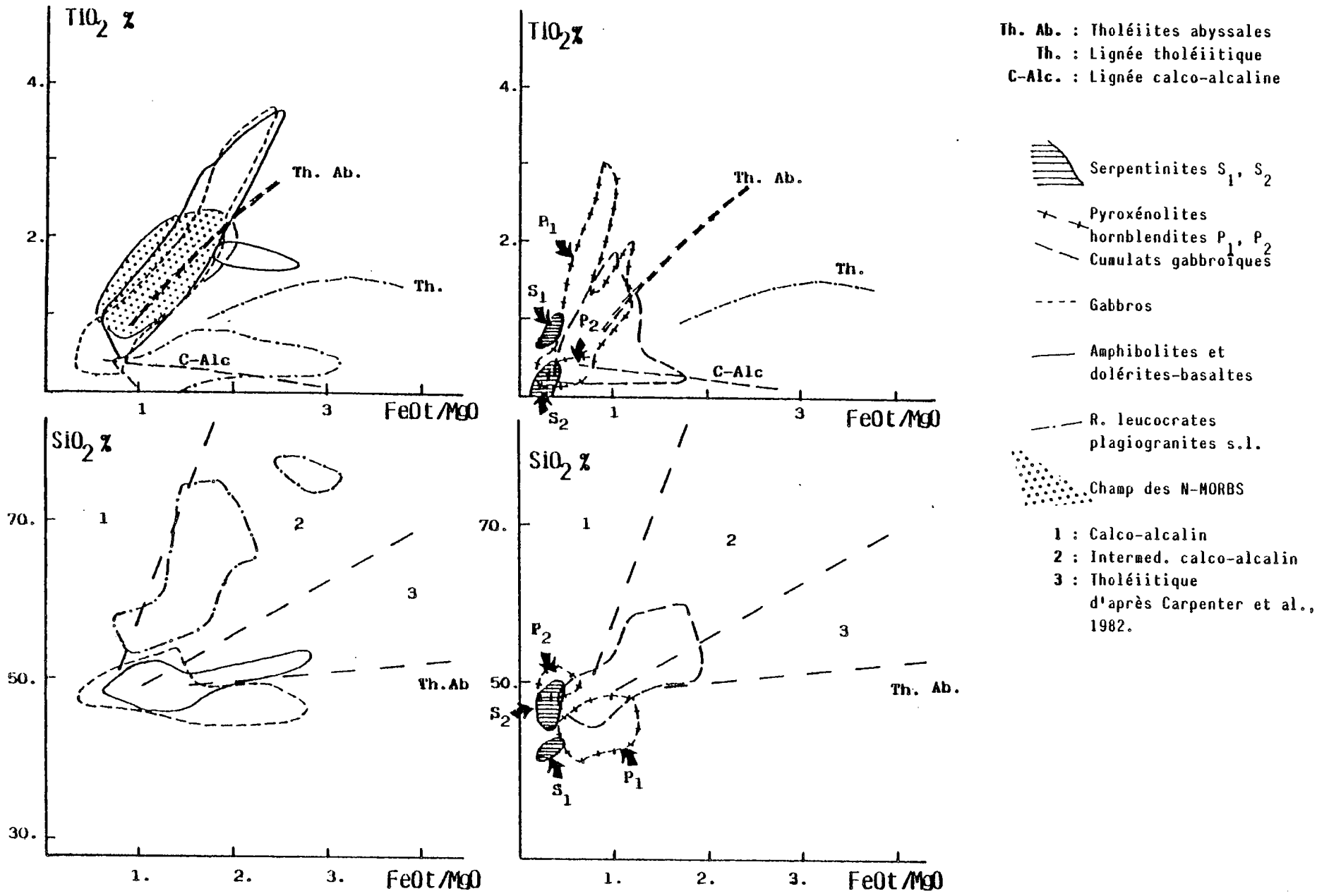
Ces tendances seront appréhendées à partir de diagrammes simples matérialisant l'évolution de la silice et du titane en fonction d'un indice de différenciation FeOt./MgO (Miyashiro, 1973) (fig.17) ou d'un indice d'alcalinité Nb/Y (Winchester et Floyd, 1976) (fig.19). D'autre part, les comportements relatifs des alcalins, de l'alumine, du fer et du magnésium exprimés dans des diagrammes ternaires permettent de résumer les caractéristiques chimiques des différents groupes pétrographiques et de souligner leur relations (A.F.M., Kuno, 1968; Al2O3/FeO/MgO, Besson et Fonteilles, 1974) (fig. 18a et b).

L'ensemble de la série magmatique de Chamrousse, par ses rapports Nb/Y faibles (fig.19), s'inscrit dans le domaine de différenciation sub-alcaline. Le net enrichissement en fer (fig.16 et 18) et en titane (fig.17) des faciès basiques, amphibolites et gabbros, confirme le caractère tholéiitique de cette évolution. Les teneurs en silice de ces termes basiques varient faiblement (fig.17). Cette tendance évolutive concerne l'ensemble des gabbros, les basaltes et dolérites et la grande majorité des amphibolites, elle est proche de celle des tholéiites abyssales. Quelques amphibolites s'écartent de cette lignée principale et présentent un enrichissement plus modéré en TiO2, leur conférant un cachet de tholéiites d'arc (LKT). Ceci suppose l'existence de plusieurs venues magmatiques ou de plusieurs processus de cristallisation. La diversité des cumulats plaide également en faveur de cette hypothèse. On notera en particulier la subdivision ébauchée dans les pyroxènites P1 avec des croissances différenciées en titane (fig.17).

La position charnière des amphibolites et des basaltes, entre les divers cumulats et les faciès différenciés enrichis en éléments incompatibles (amphibolites, gabbros, granites sodiques) suggère un mécanisme de cristallisation fractionnée (Ol-Cpx-Plg- Hn(?)) (fig.16 et 18) à partir d'un magma basaltique.

Enfin, la distribution des roches acides dans le diagramme de Besson et Fonteilles (fig.18), en direction du pole Fe et des termes basiques les plus évolués, caractérise les stades ultimes de la différenciation d'un bain tholéiitique et renforce une interprètation cogénétiste de ces matériaux.

Fig. 17 - Caractères et évolution chimique de la série ophiolitique de Chamrousse. D'après Miyashiro, 1973.



En définitive, les caractéristiques chimiques des différents groupes pétrographiques s'accordent avec leur localisation au sein de la pile ophiolitique et soulignent une pseudo-stratigraphie géochimique cohérente (cf. fig.18 et 16). Toutefois, la présence (i) de plusieurs populations de composition basaltique (basaltes-dolérites, amphibolites à tendances de différenciation diversifiées), (ii) de plusieurs types de roches acides, et la diversité chimique (et minéralogique) des cumulats révèle un magmatisme plus complexe, vraisemblablement polyphasé et l'existence de plusieurs séquences cristallogénétiques.

3.2- Caractères géochimiques de la séquence plutonique.

Les caractères chimiques des cumulats peuvent être globalement appréhendés en termes de mélanges, en proportions variables, de quelques minéraux cardinaux (olivine, pyroxènes, plagioclase). Des diagrammes triangulaires impliquant les éléments majeurs suivant (Al_2O_3, CaO, MgO et FeO) permettent de visualiser ces caractères (fig. 20 et 21). Le diagramme Al_2O_3/CaO/MgO souligne les variations de proportions modales entre plagioclase-pyroxènes et olivine, alors que le diagramme (Al_2O_3+CaO)/FeO/MgO permet de traduire, en plus de la composition minéralogique, l'évolution chimique des minéraux ferromagnésiens. Quelques analyses de pyroxènes, amphiboles et plagioclases primaires de Chamrousse ont été reportées sur ces diagrammes. Malgré les rééquilibrages sub-solidus ayant affecté les compositions originelles (Cpx en particulier), ces analyses constituent des poles de référence afin d'évaluer la minéralogie initiale des roches, souvent largement dégradée, et de confirmer les séquences cristallogénétiques.

3.2.1- Les cumulats ultramafiques (tableaux 6A et B)

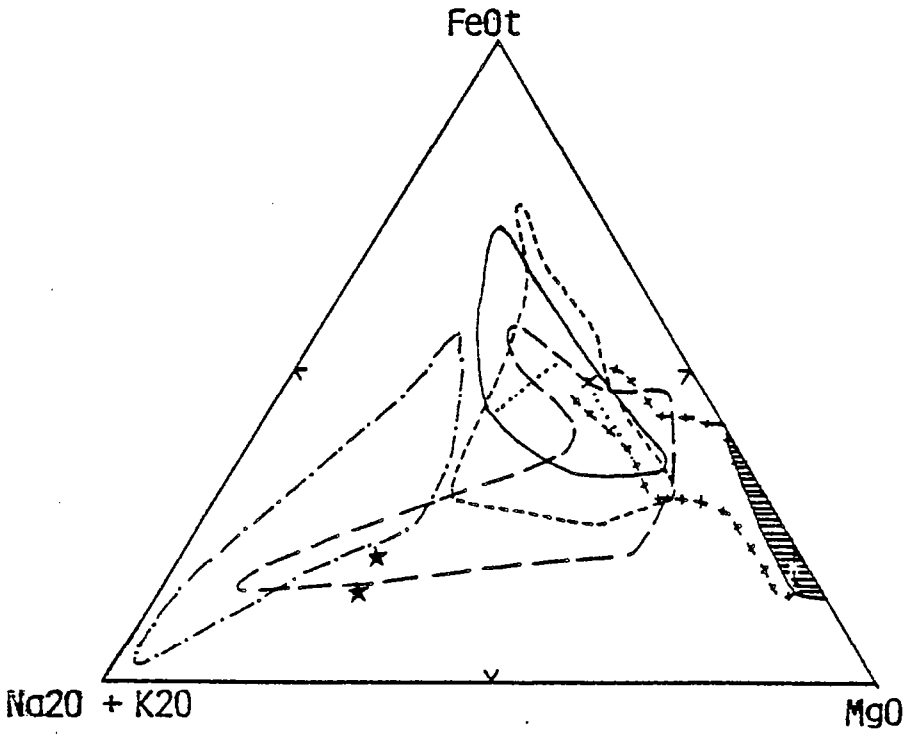
a) Les serpentinites : En accord avec les données précédentes (fig.16), deux groupes sont distingués d'après la teneur en alumine. Cette richesse en Al_2O_3 implique la présence d'une phase plagioclasique dans les ultrabasites alumineuses (S1). Les évolutions des deux groupes sont parallèles et traduisent un enrichissement en Cpx.

Les mélanges dunitiques et wehrlitiques (ol+cpx+chromite) (S2), pratiquement dépourvus de plagioclase, représentent des cumulats ultrabasiques déja évolués, avec des minéraux ferromagnésiens et des spinelles chromifères riches en fer. Ce caractère est bien souligné par la dérive vers le pole Fe de l'échantillon 211.9 à granules de chromite abondants. Au niveau des éléments majeurs, la population (S1) peut s'interprèter en termes de mélange modal (ol+cpx+plg+chromite), mais une telle minéralogie, dans un cumulat banal à tendance troctolitique, ne peut rendre compte de la richesse, évoquée précédement, en élément incompatibles.

b) Les pyroxènolites et hornblendites : La population P2 représente une évolution cohérente des cumulats ultrabasiques S2 : l'enrichissement en calcium se poursuit au détriment du magnésium.Les teneurs en alumine restent faibles, et ces wehrlites sont peu plagioclasiques. Elles sont associées aux cumulats ultramafiques (Aa) ou appartiennent au complexe blastomylonitique (Ab). Elles traduisent la précipitation massive de pyroxènes calciques.

La description préliminaire des pyroxénolites et hornblendites (fig.16) a souligné le caractère composite de la population P1. Sur les diagrammes ternaires, leur richesse en fer et alumine par rapport aux pyroxènolites P2 est affirmée et le nuage représentatif s'étire en direction du pole plagioclasique. En première analyse, cette distribution pourrait s'expliquer par un simple enrichissement en feldspath et une évolution chimique du pyroxène à des stades plus avancés de la différenciation. Une telle interprètation ne rend pas compte des larges variations observées dans les teneurs en éléments incompatibles, ni du découplage entre ces derniers et les éléments majeurs. Dans les roches provenant de la base de la séquence, la richesse en Zr varie entre 10 et 180 ppm. (tabl.6B). Une distinction selon les valeurs de Zr permet de définir deux groupes P1a et P1b où Zr est respectivement inférieur à 20 ppm et supérieur à 30 ppm. Sur le diagramme (Al+Ca)/Fe/Mg, les deux groupes occupent deux champs distincts parallèles à l'axe (Al+Ca)-Mg : les roches pauvres en Zr (P1a) sont également pauvres en fer. Il s'agit de cumulats dont la composition modale exprime la transition entre les cumulats ultramafiques P2 et les cumulats gabbroïques inférieurs auxquels ils sont associés.

Fig. 18A et B - Distribution de la série ophiolitique de Chamrousse dans les diagrammes FeOt/Alc./MgO (Kuno, 1968) et Al_2O_3./FeOt./MgO (Besson et Fonteilles, 1974).



Serpentinites S_1 et S_2

Pyroxénolites et hornblendites P_1 et P_2

Cumulats gabbroïques

Gabbros

Amphibolites basaltes et dolérites

Leptynites, plagiogranites et R. leucocrates

"Albitites" du complexe blastomylonitique

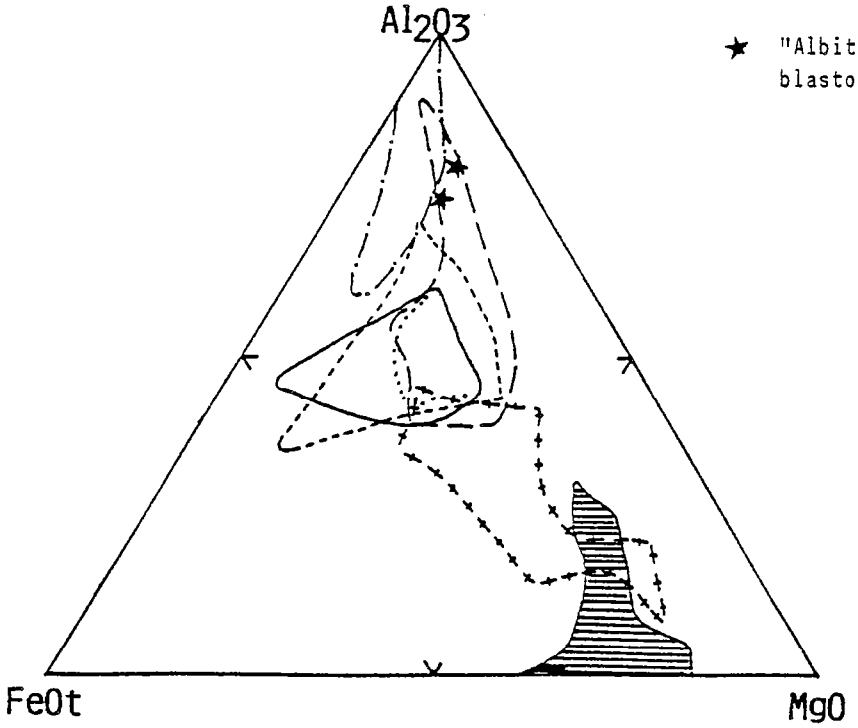
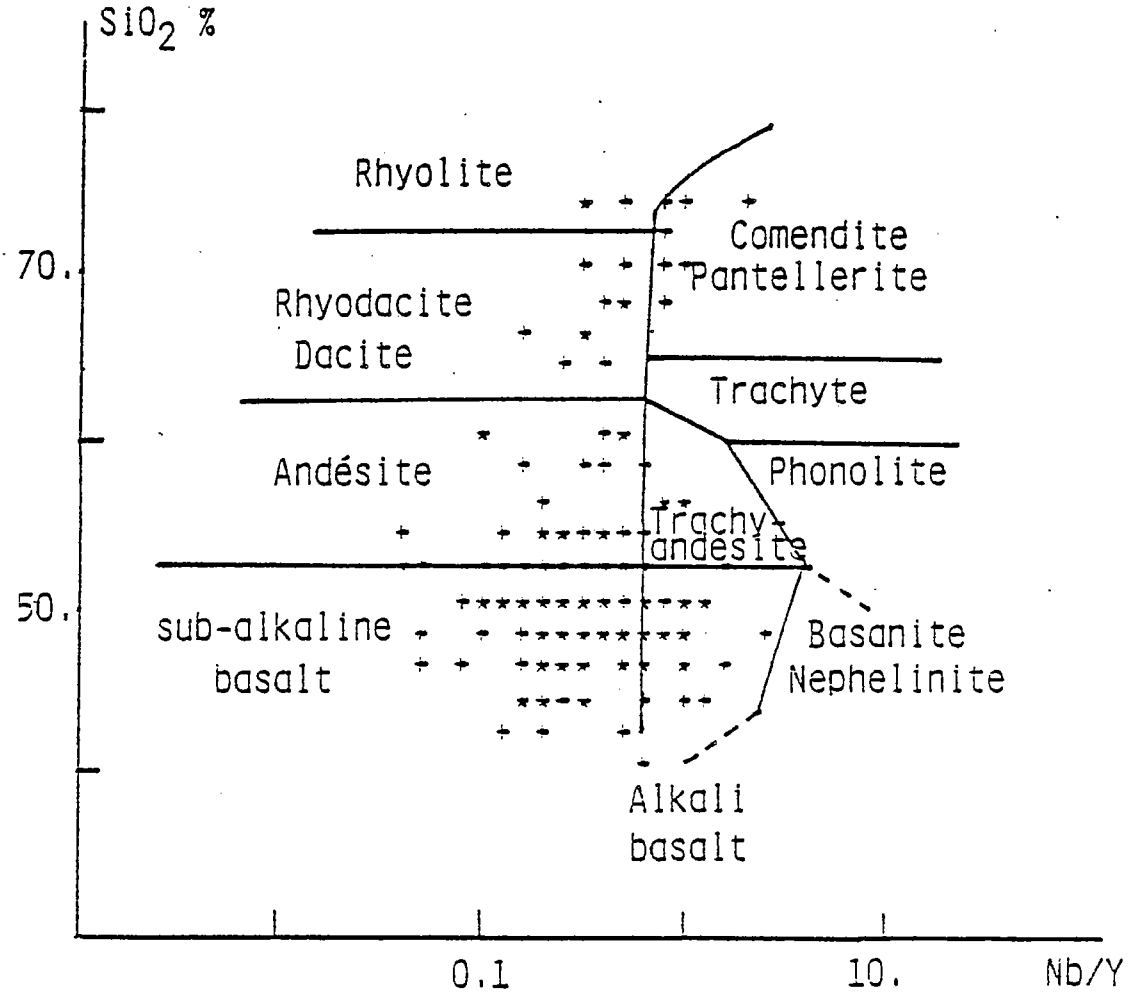


Fig. 19 - Caractérisation de la série ophiolitique de Chamrouse.
D'après Winchester et Floyd, 1977.



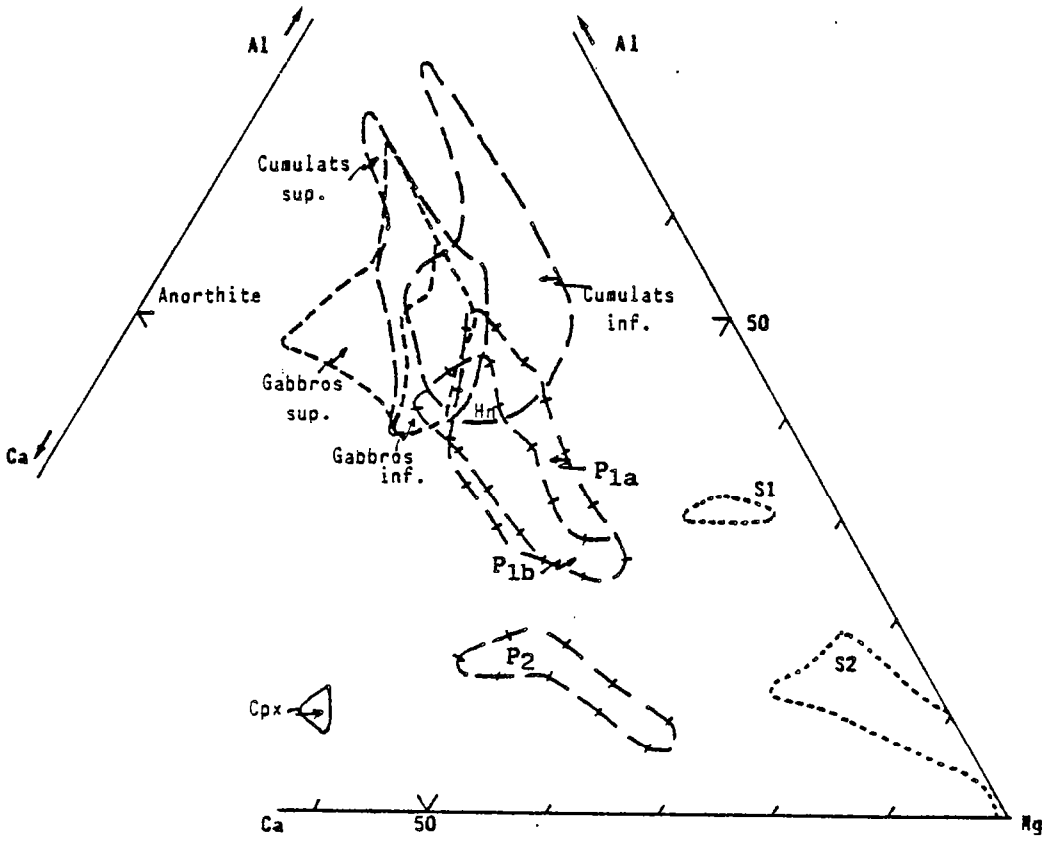
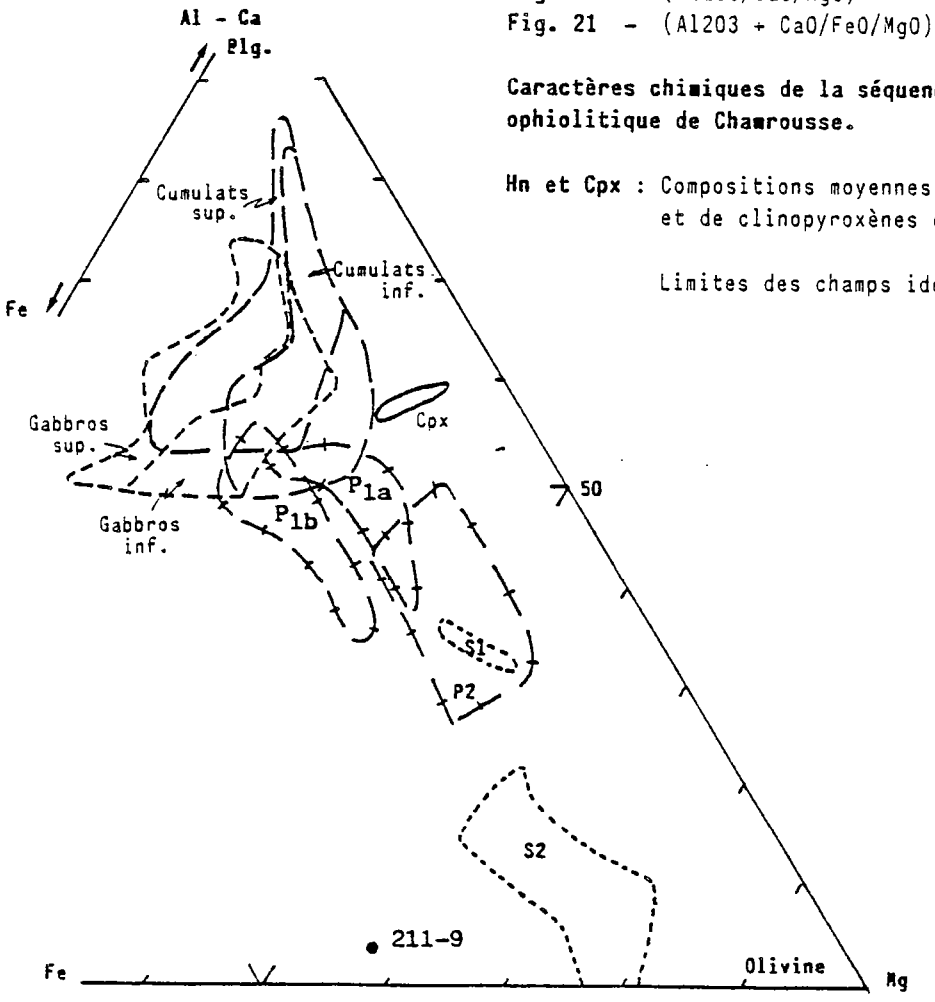


Fig. 20 - (Al2O3/CaO/MgO)
Fig. 21 - (Al2O3 + CaO/FeO/MgO)

Caractères chimiques de la séquence plutonique ophiolitique de Chamrousse.

Hn et Cpx : Compositions moyennes d'amphiboles et de clinopyroxènes de Chamrousse.

Limites des champs idem. Fig. 16.



Toutefois, il est possible que certaines roches du complexe blastomylonitique (114.2, 114.5...) associées aux filonets et bouffées de granites sodiques ne soient pas des cumulats ss. mais représentent la fraction mafique résiduelle lors de la génèse, par fusion partielle, des roches acides (cf. 3.2.3.).

Les pyroxénolites P1b, riches en Zr (et plus généralement, en éléments incompatibles) ne peuvent être considérées comme de véritables cumulats, malgré leur localisation à la base de la séquence plutonique. Elles sont présentes, quoique rares, dans les ultramafites (Aa), dans les cumulats gabbroiques de base (Ac) et dans le complexe blastomylonitique (Ab). Leur gisement intrusif a parfois été reconnu. Elles pourraient s'agir de filons et des "poches" de liquides à caractères cumulatifs correspondant :

(i) soit à des liquides primitifs alimentant la ou les chambres magmatiques.

(ii) soit à des liquides résiduels collectés à partir des cumulats ultramafiques et gabbroiques.

(iii) soit à des liquides différenciés dans des chambres locales à remplissage périodique.

Ces diverses interprétations sont discutées à la fin de ce chapitre (3.2.4.).

3.2.2 - **Les gabbros** (tabl. 6C et D)

Leur distribution en direction des poles Al et Al+Ca d'une part et Fe d'autre part visualise: (i) la cristallisation prédominante de plagioclase et de pyroxène essentiellement calcique et (ii) l'enrichissement en fer des ferromagnésiens. Cet enrichissement est matérialisé par l'étalement des compositions mesurées sur les Cpx de Chamrousse (fig.21). Une distinction a été établie selon la localisation dans la séquence plutonique. Les gabbros sl. de la partie supérieure possède une tendance plus calcique et ferrifère que ceux de la base. Une dérive comparable se manifeste également entre les gabbros isotropes ou riches en liquide inter-cumulus et les cumulats ss. associés à un même niveau "stratigraphique". Soulignons encore que les premiers sont généralement dépourvus d'orientation, alors que les seconds montrent une anisotropie marquée d'origine mylonitique (Carme, 1975 ; Bodinier et al., 1981 ; chap. II-C-5). Le décalage dans le degré de différenciation peut se comparer à celui que nous avons signalé dans les termes ultramafiques (S1|S2 ; P1b|P2-P1a) et peut s'interpréter de manière similaire.

D'après Serri (1980), la teneur en titane des gabbros dépend essentiellement du chimisme des pyroxènes qu'ils renferment. Elle est par contre indépendante de la quantité de liquide résiduel, intercumulus, piégé par les cumulats. Cette teneur en Ti reflète les caractèristiques du magma originel induit par le taux de fusion mantellique (Serri, 1980; Beccaluva et al., 1983). Une classification des plutonites ophiolitiques a donc été proposée sur cette base : low-Ti et high-Ti ophiolites. Elle se superpose et représente la traduction chimique de la classification de Church et Riccio (1977) qui tenait compte de la séquence cristallogénétique observée. Elle complète, au niveau des termes grenus, les discriminations fondées sur l'évolution du même élément (TiO_2) dans les roches effusives et proposées par Miyashiro (1973) et Bébien (1980).

Sur le diagramme de Serri, TiO_2 vs.MI (FeO tot./FeO tot.+MgO) (fig.22), l'ensemble des gabbros évoluent par différenciation dans le champ correspondant aux ophiolites riches en Titane. Au sein même de cet ensemble, on note plusieurs tendances mineures qui soulignent des enrichissements en TiO_2 pour des roches plutoniques plus ou moins différenciées.

Une telle distribution confirme l'intervention de mécanismes de fractionnement complexes diversifiant la ou les souches magmatiques. Par contre, on ne retrouve pas, au niveau du chimisme global, la diversification suggérée par l'étude minéralogique, en plusieurs types de cumulats gabbroiques.

3.2.3 - **Les granites sodiques sl. :** (tableaux 6E et 7)

a) **Les plagiogranites** et **roches leucocrates** associées :

Ils ont fait l'objet de travaux détaillés récents, définissant leurs caractéristiques géochimiques et leurs relations avec les roches basiques (Ménot, 1981; Scarenzi, 1984). Une interprètation pétrogénétique a été proposée : ces différenciats acides sont assimilables à des plagiogranites ophiolitiques dont les caractères particuliers sont liés à un phénomène complexe de cristallisation fractionnée à partir d'une souche basaltique et au travers de

Fig. 22 et 23 - Caractères chimiques et évolution de la séquence plutonique ophiolitique de Chamrousse.

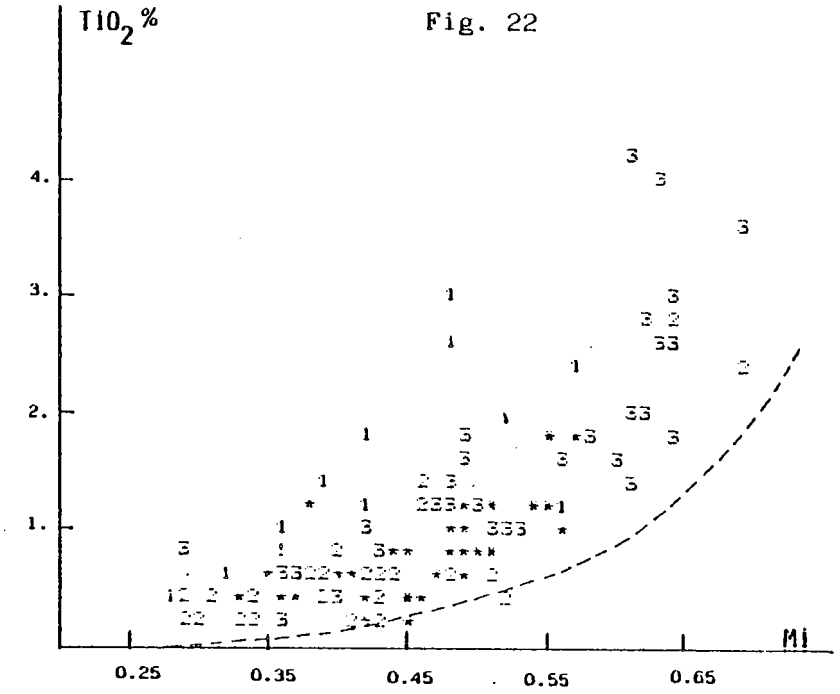


Fig. 22

1 : Pyroxénolites P1b
2 : Cumulats gabbroïques
3 : Gabbros s.l.
- - - : Limite entre low-Ti/High Ti ophiolites d'après Serri, 1981.

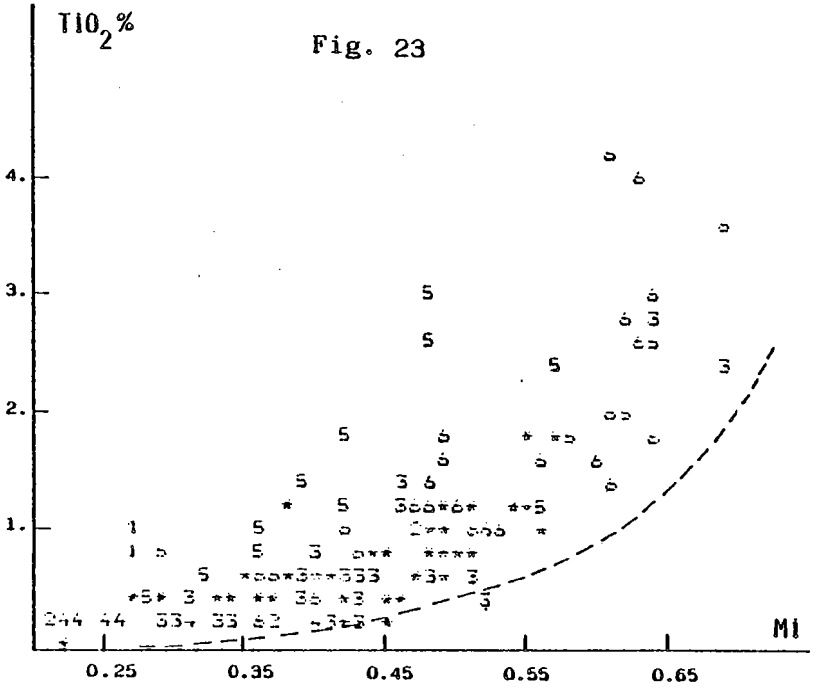


Fig. 23

1 : Serpentinites S1
4 : Serpentinites S2
2 : Pyroxénolites P2, P1a
5 : Pyroxénolites P1b
3 : Cumulats gabbroïques
6 : Gabbros s.l.

plusieurs séquences cristallogénétiques. Les groupes G3 et G2 correspondent à des différenciats d'un même magma basaltique, à composition de T ou de E-Morb, dans des contextes respectivement anhydres et riches en fluides : fractionnements de Cpx + Plg (lignée E, G3) et Hn + Plg + oxydes Fe-Ti + minéraux accessoires. (lignée A, G2) (Ménot et al., annexe B)(fig. 24, 25, 26). L'hydratation du magma est liée aux déformations affectant les chambres magmatiques résiduelles au toit de l'ophiolite. Les roches riches en incompatibles (G3, lignée E) se distribuent dans la séquence effusive, formation amphibolo- leptynique de Chamrousse, alors que les plagiogranites déprimés en ces éléments (G2, lignée A) se localisent au sommet de la séquence plutonique. Les plagiogranites, cogénétiques de la suite magmatique basique, ont permis de dater l'ophiolite de Chamrousse par la méthode U/Pb sur zircons (Ménot et al., 1984a et annexe A).

b) Les "**granites sodiques**" (G4) du complexe blastomylonique (CB) : Le problème de ces matériaux observés dans les métapyroxènolites et les hornblendites sera abordé ici de manière préliminaire. Des données analytiques plus complètes en cours d'acquisition permettront une étude détaillée.

Par leur composition normative, ces matériaux sont comparables aux cumulats plagioclasiques sodiques (cf. tabl.7 : G1/G4 et Qtz normatif < 5 %, Ab = 65-70%, An= 15-24%, Or < 14% et tabl.8). Mais leurs teneurs élevées en éléments mineurs, en particulier en Zr, Nb, Y, Sr et Rb (?), les rapprochent par contre des plagiogranites du toit de l'ophiolite (fig. 24 et 25). Toutefois, ces "albitites" ne s'inscrivent pas dans les tendances évolutives de ces plagiogranites (fig.26 et 16) : pour un plus faible degré de différenciation (MI < 0.50 et SiO2 <60%), elles sont anormalement riches en Zr, Nb, Y, et REE. Elles se distinguent clairement des produits de fin de différenciation (fig. 27 et 28).

Leur stricte localisation dans le complexe blastomylonitique (CB) et leur gisement en poches et filonets dans des mélagabbros, pyroxènolites et amphibolites suggère une origine par fusion partielle de matériaux basiques hydratés. On sait que cette zone de cisaillement intra-océanique a fonctionné dans un contexte de haute température et à pression d'eau relativement élevée (cf. chap. II-C-5).

La génèse de liquides de composition intermédiaire à acide par fusion partielle de roches basiques hydratées à déja été décrite dans des ophiolites (Newfoundland : Malpas, 1979, Karson, 1984 ; Karmoy : Pedersen et Malpas, 1984, Montgenèvre : Mével et al., 1978) et dans des contextes d'arc insulaire (Payne et Strong, 1979). Par leur gisement, les plagiogranites de fusion partielle de Karmoy, sont très comparables aux "albitites" du CB : ils sont générés dans des shear-zones transformant des gabbros en amphibolites. La déformation intra-océanique s'effectue à haute température dans les conditions de stabilité de la hornblende (Pedersen et Malpas, 1984). Par contre, du point de vue géochimique, il existe de grandes différences de composition entre les produits de fusion partielle de Karmoy et les "albitites". Ces liquides de composition trondhjémitique sont nettement plus siliceux que les "albitites" de Chamrousse. Dans l'ophiolite norvégienne, les teneurs en silice excèdent 70%, l'alumine est inférieure à 15% (Pedersen et Malpas, 1984 : cf. tabl. 9). Le rapport CaO/Na2O très variable souligne l'hétérogénéité de la phase plagioclasique : on relève en particulier des teneurs en sodium nettement plus élevées qu'à Chamrousse. Un second groupe d'analyses (fin du tabl. 9) plus pauvres en silice (< 53 %) et à composition de cumulats plagioclasiques anorthositiques n'a pas été pris en compte dans la comparaison.

L'originalité géochimique des "albitites" de Chamrousse, et en particulier leur richesse en éléments incompatibles, est bien mise en évidence par les diagrammes proposés par Pedersen et Malpas pour distinguer les "vrais" plagiogranites des produits de fusion (fig. 27).

A Chamrousse, les observations de terrains incitent à considérer une relation génétique entre les trois faciès pétrographiques dominants du CB : les flasergabbros, les amphibolites grenues mélanocrates (métapyroxènolites et hornblendites) et les "albitites". Les deux derniers termes sont intimement imbriqués : les ségrégations leucocrates ne s'observent que dans les faciès mélanocrates, alors que seuls quelques filonets sont visibles dans les gabbros. Dans ce dernier cas, l'encaissant ne montre aucune différenciation de bordure. Nous proposons de voir respectivement, dans les "albitites" et les faciès sombres, les leucosomes et les restites issus de la fusion partielle des gabbros hydratés riches en plagioclase (métaleucogabbros) au cours d'une déformation en climat thermique élevé.

Fig. 24 - Caractères chimiques des roches leucocrates de la série ophiolitique de Chamrousse, (in Menot et al., annexe 8, complétée).
D'après Coleman and Peterman, 1975.

* : "Albitites" du complexe blastomylonitique

A : Plagiogranites océaniques
B : Trondhjémites continentales et quartz-diorites
C : Granophyres continentaux et rhyolites d'Islande
D : Granophyres de la Mer Rouge.

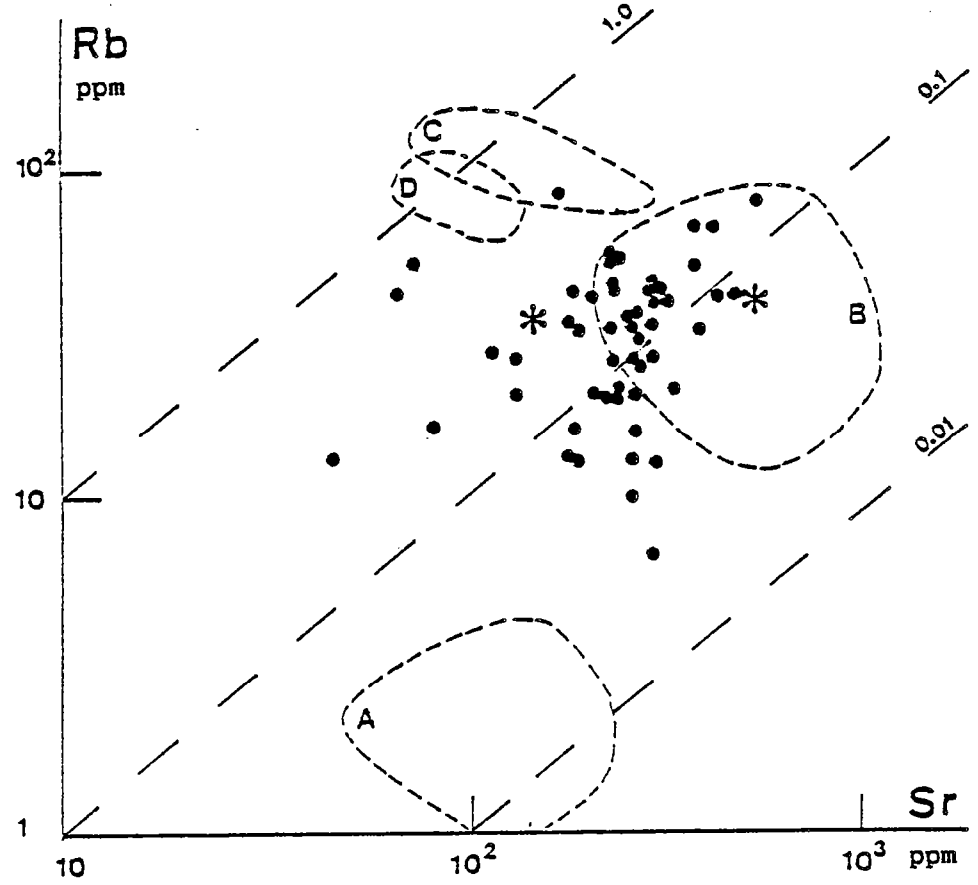
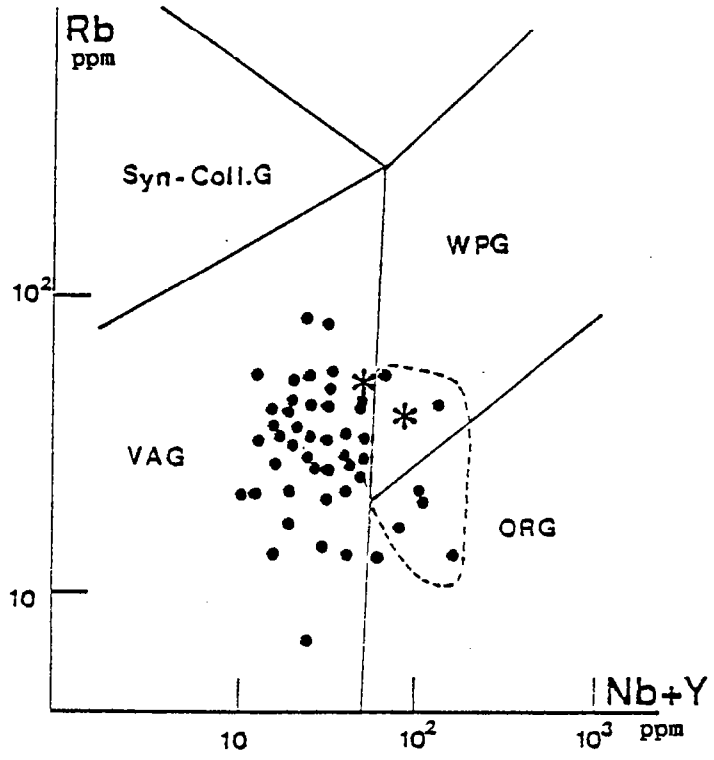


Fig. 25 - Caractérisation et site géotectonique des roches leucocrates ophiolitiques de Chamrousse (in Ménot et al., annexe 8, complétée).
D'après Pearce et al., 1984.

* : "Albitites" du complexe blastomylonitique

Granites
ORG : de rides océaniques
WPG : intraplaque
VAG : d'arc volcanique
Syn-coll. : Syn-collision



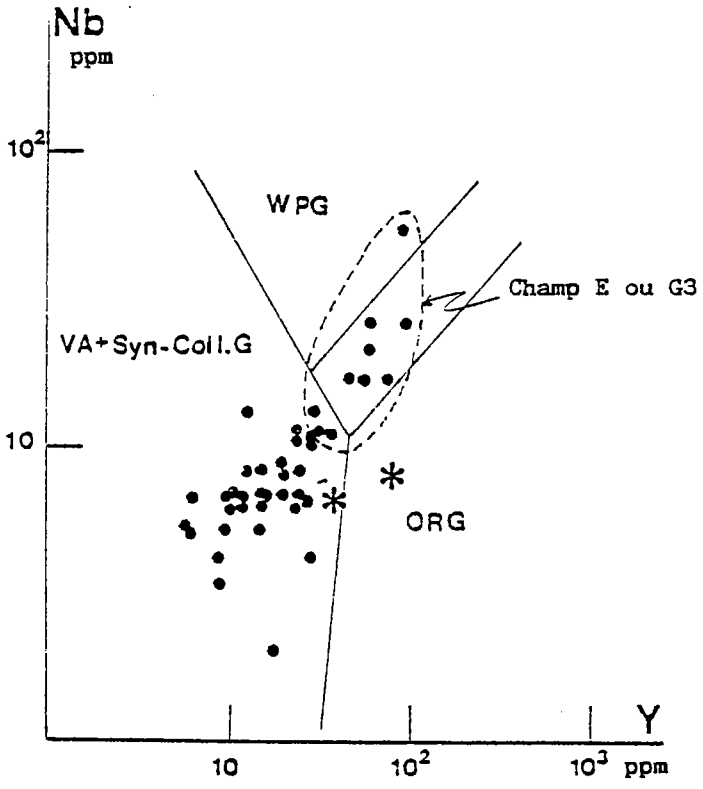


Fig. 26 - Caractérisation des diverses roches leucocrates de la série ophiolitique de Chamrousse - Indépendance des "albitites" par rapport aux lignées de différenciation, (in Ménot et al., annexe B, complétée).

○ : amphibolites
■ : Gabbros
Plagiogranites
□ : Lignée E (G3)
●▲△ : Lignée A (G2)
★ : Albitites (G4)

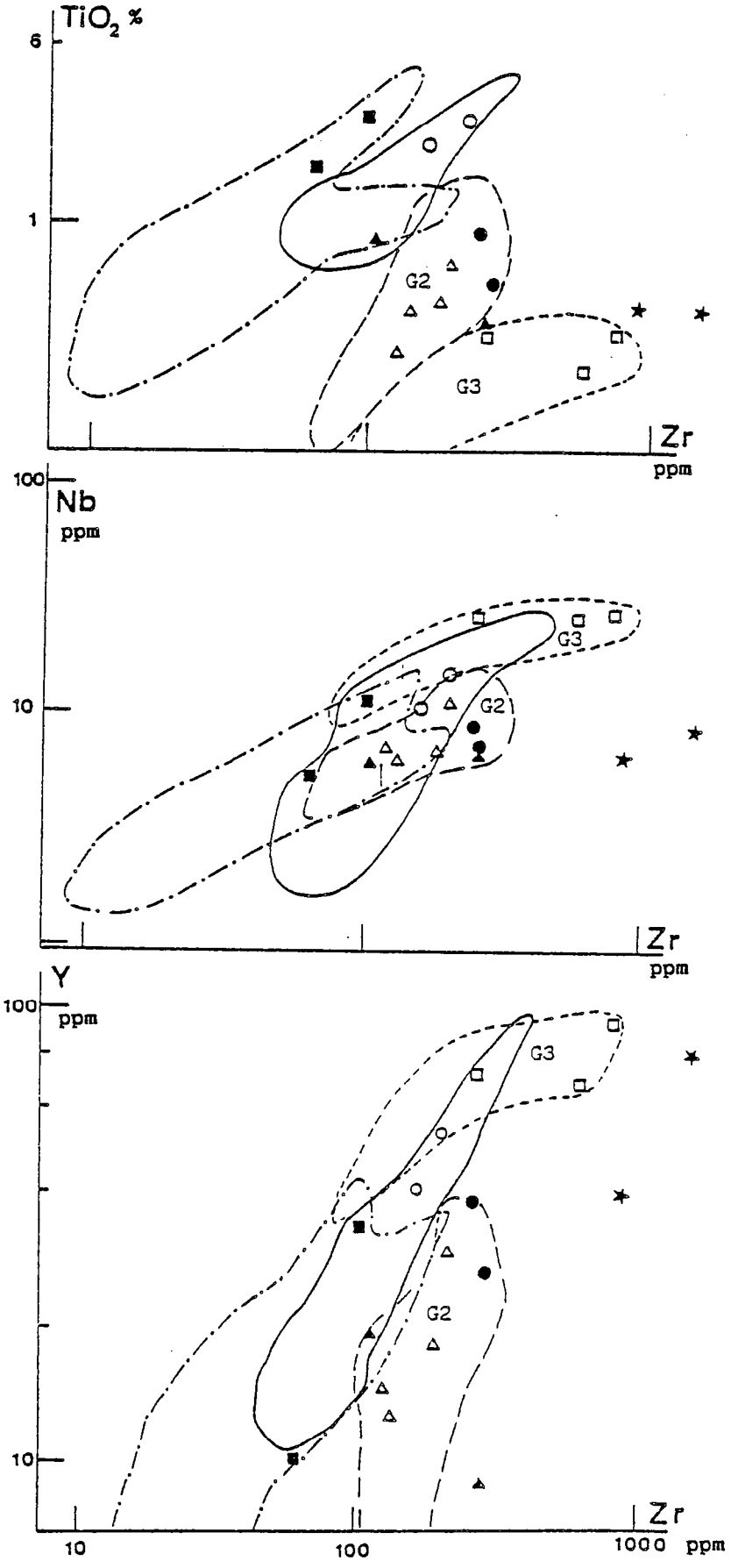


Fig. 27 - Comparaison des différenciats acides, des "albitites" du complexe blastomylonitique (CB) de Chamrousse et des plagiogranites de fusion partielle de l'ophiolite de Karmoy (Norvège).

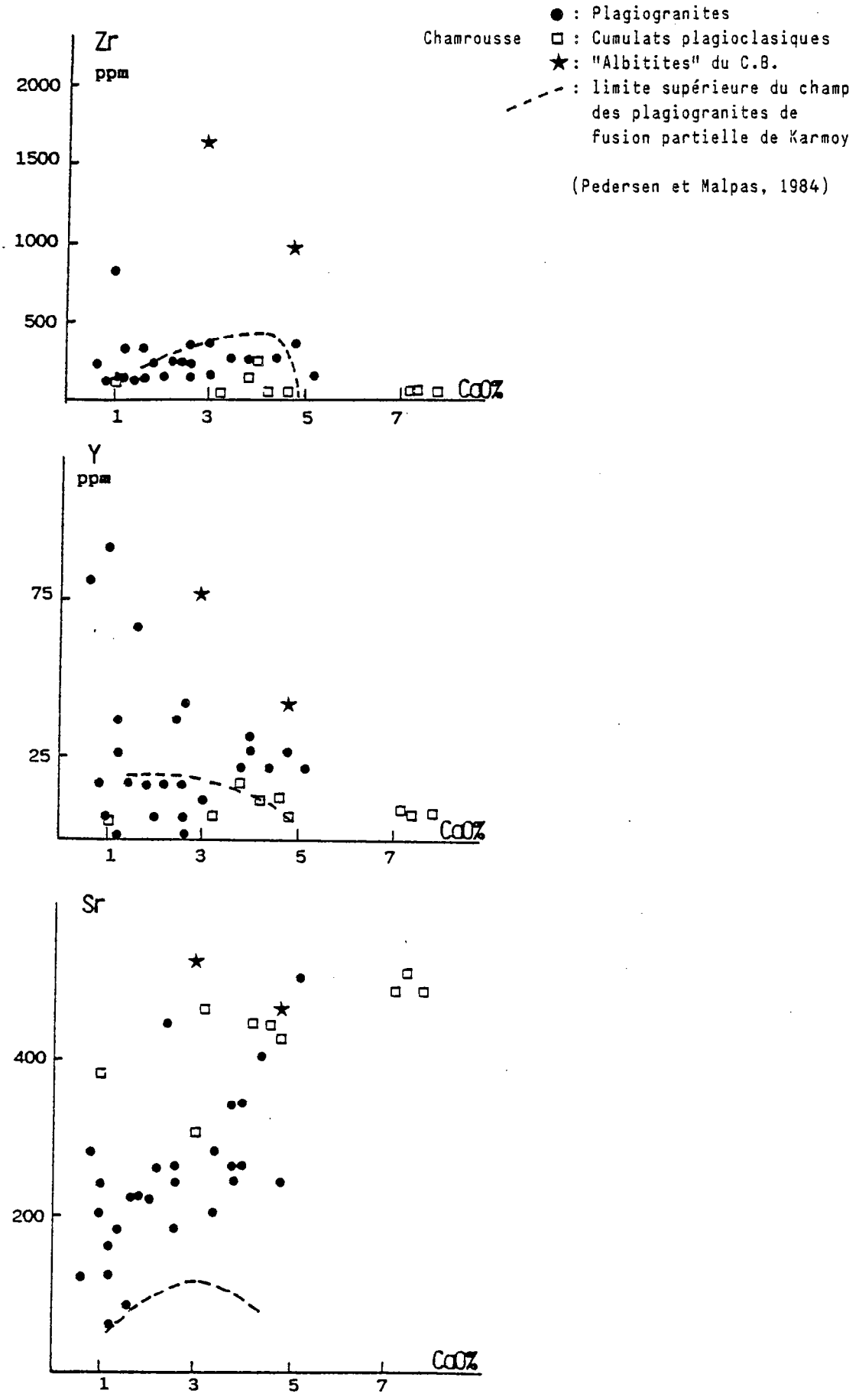
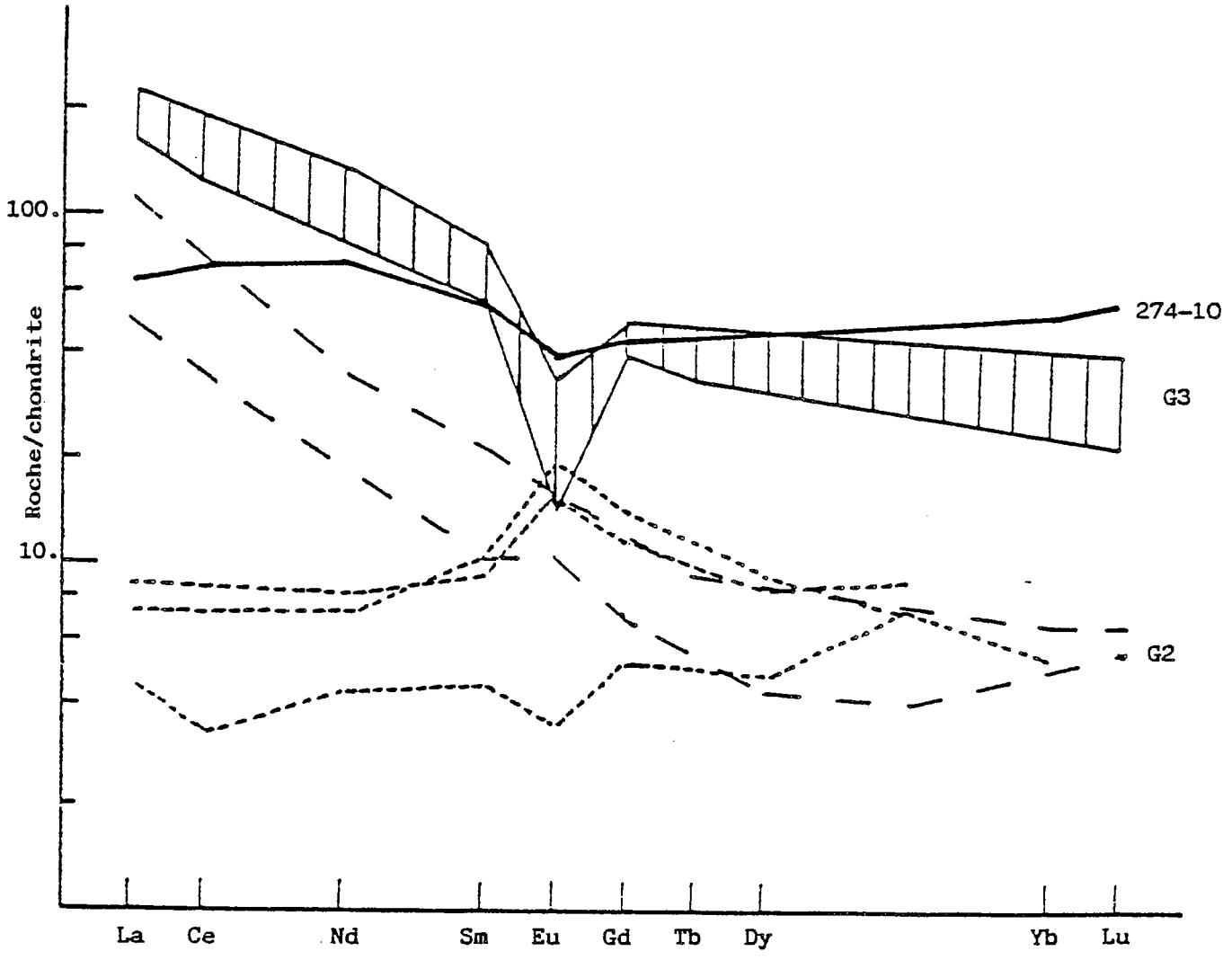


Fig. 28 - Comparaison des différenciats acides (G2 et G3), des "Albitites" (G4 : 274-10) de Chamrousse et des plagiogranites de fusion partielle de l'ophiolite de Karmoy (Norvège).

Chamrousse G3 : Plagiogranites : lignée E
— — — G2 : " " " A (Ménot et al.)
——— 274-10 "Albitites" : G4
G2,G3, G4 (tabl. 6).

Karmoy
------- Plagiogranites de fusion partielle d'amphibolites (Pedersen et Malpas, 1984).



Sur le tableau 8 sont rassemblées des données géochimiques de deux "albitites", de deux hornblendites et de deux flasergabbros. Les granitoïdes et les amphibolites sont associés sur le même affleurement. Un cumulat anorthositique y a été intégré pour comparaison. Le degré de différentiation de ces roches est identique (MI.= 0.40 à 0.50). D'après l'étude pétrographique et en accord avec la composition normative, elles sont dépourvues de quartz et il s'agit de mélanges plagioclase-ferromagnésiens (Px-Hn). Différents diagrammes (fig.29) visualisent le caractère intermédiaire des gabbros entre "albitites" et hornblendites. Mais ce caractère ne peut être attribué à de simples variations de proportions minéralogiques et les "albitites" considérées comme des cumulats congénères de cumulats ultramafiques et gabbroiques. En effet, les " albitites" se distinguent des cumulats plagioclasiques inférieurs (114.6) :

(i) par leur composition globale : bien que plus pauvres en minéraux sombres, elles sont riches en TiO2, MnO et P2O5. Ces éléments sont donc intégrés dans des phases minérales accessoires au même titre que les éléments en traces (Zr, Nb, Y, REE).

(ii) par la composition du plagioclase normatif. Il s'agit d'oligoclase (An18-27) dans les "albitites" de labrador (An55) dans les cumulats gabbroiques et plagioclasiques. Ce plagioclase sodique ne peut être un feldspath magmatique primaire, précipitant à partir du magma basique.

De plus, l'étalement de ces teneurs en An est tout à fait significatif : An18-27 ("albitites"), An55 (gabbros), An70-80 (amphibolites sombres). Une telle distribution conforte l'hypothèse de fusion partielle proposée : les différentes valeurs sont en accord avec les composions obtenues expérimentalement par Yoder et al. (1957) et Johannes (1978) dans le système Ab-An-H2O, pour respectivement les plagioclases du liquide (leucosome), la roche de départ (gabbros) et les matériaux réfractaires (amphibolites sombres) (fig.30).

Les proportions respectives de feldspaths et de ferromagnésiens dans les trois faciès sont également compatibles avec une hypothèse de fusion non modale où les amphiboles sont peu impliquées. A titre indicatif, une fusion de l'ordre de 20% des cumulats gabbroiques inférieurs peut rendre compte de ces proportions (20% liq. plagioclasique + 80% de hornblendite plagioclasique résiduelle).

Les teneurs élevées en éléments incompatibles s'expriment sur le plan minéralogique par d'abondants granules d'apatite et quelques grains visibles de zircon et de minéraux opaques. Ces valeurs ne peuvent s'expliquer par un processus de fusion essentiellement plagioclasique. Le même processus impliquant l'amphibole ne serait d'ailleurs pour ces éléments pas plus efficient. Une explication possible peut résider dans le fait que, dans les cumulats gabbroiques inférieurs, le plagioclase occupe un habitus intersticiel entre les pyroxènes. Il cristallise donc tardivement et sera préférenciellement associé à d'éventuelles fractions de liquides piégés et enrichis en éléments hygromagmaphiles. La remobilisation de ces zones plagioclasiques entraine une concentration importante de ces éléments, soit par fusion des minéraux porteurs, soit par transfert mécanique de ces minéraux. Cette concentration est primaire, par extraction des liquides enrichis mais peut également résulter d'une différenciation ultérieure de ce liquide. Dans les "albitites", la recristallisation de l'apatite est indéniable, attestée par des agglomérats de gros grains inconnus dans les gabbros. Elle explique bien la distribution des REE, qui se caractérise par une richesse globale en REE et une anomalie négative en Eu, malgré le caractère très plagioclasique des roches (fig.28).

La diversité des matériaux de fusion d'amphibolites observée à Chamrousse ("albitites") et à Karmoy (granites sodiques) pourrait refléter les différences de composition des matériaux sources. Les cumulats gabbroiques de Chamrousse sont dépourvus de quartz (système Ab-An-H2O) mais possèderaient une fraction de liquide intercumulus, alors que les gabbros de Karmoy sont plus siliceux (système Qtz-Ab-An-H2O, Pedersen et Malpas, 1984). En présence de quartz, les conditions thermiques de fusion sont moins sévères mais la transformation est "métastable" et les termes extrêmes, à tendances albitiques et anorthositique, sont très difficilement atteints (Johannes, 1983). Ceci peut expliquer la plus grande diversité des liquides sodiques de Karmoy (tabl. 9).

Fig. 29 - Relations géochimiques entre les différents termes pétrographiques du complexe blastomylonitique (CB) de l'ophiolite de Chamrousse.

★ "Albitites" du complexe blastomylonitique
▲ Amphibolites grenues mélanocrates (Hornblendites-métapyroxénolites)
□ Cumulat gabbroïques (Flaser-gabbros)
○ Cumulat anorthositique

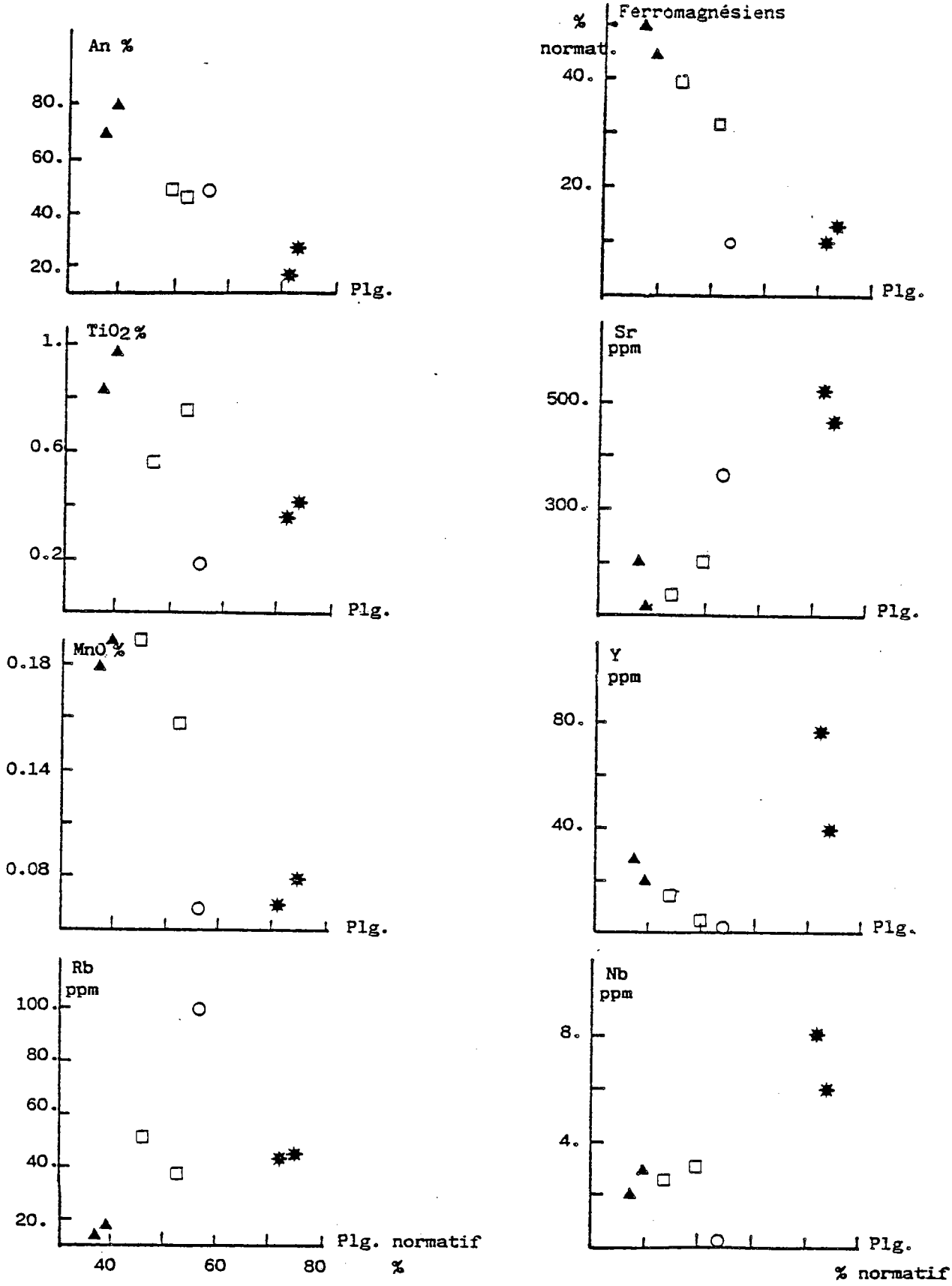


Fig. 30 - Comparaison des différent termes pétrographiques du Complexe blastomylonitique (CB). En références avec les travaux expérimentaux de Johannes sur la fusion dans le système Ab-An-H_2O.

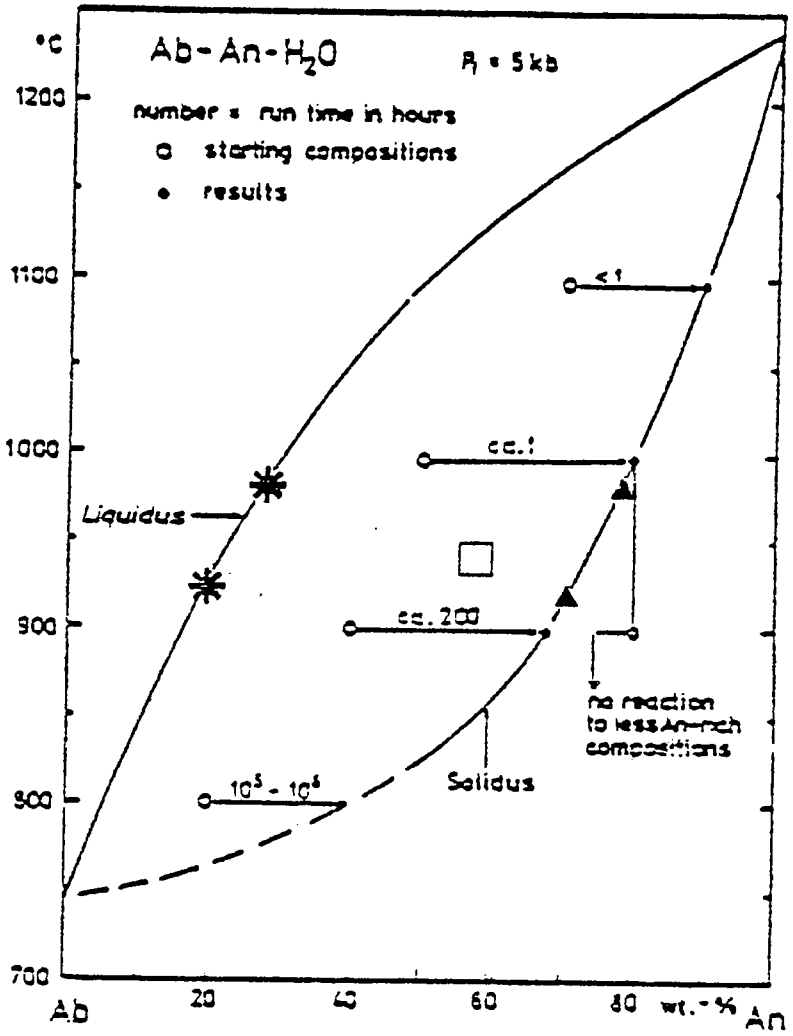


Diagram showing projection of the liquidus boundary curve determined by Yoder et al. (1957) and the solidus of Johannes (1978) in the system Ab-An-H_2O at PH_2O = 5 kbar (projected from the H_2O apex of the triangle on to the Ab-An join). Circles - composition of starting material (synthetic plagioclase) ; dots - run products ; numbers - run time in hours necessary to reach equilibrium composition.

★ : "Albitites"
▲ : Amphibolites grenues mélanocrates (hornblendites)
□ : Cumulat gabbroïque.

3.2.4.- Relations entre les termes plutoniques

En accord avec les données minéralogiques, la séquence plutonique possède une "stratigraphie" géochimique cohérente depuis les cumulats dunitiques et wehrlitiques jusqu'aux ferrogabbros et aux plagiogranites du toit de l'ophiolite (fig. 20 à 23). Cette évolution chimique globale résulte de fractionnements successifs d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase, puis de hornblende et d'oxydes Fe-Ti.

En réalité, la diversité de composition des différents groupes pétrographiques (ultrabasites, ultramafites, gabbros et différenciats acides) supposent un schéma plus complexe. Plusieurs processus magmatiques se superposent :

a) Existence de plusieurs sources : la présence de différents types de cumulats est révélée par l'étude minéralogique. Ils correspondent à des souches magmatiques différentes, issues de taux de fusion mantelliques plus ou moins élevés (Serri, 1981; Beccaluva et al., 1983). Ceci est en accord avec les modélisations, à partir des Terres rares de Bodinier et al. (1981) qui interprètent ces apports magmatiques successifs comme les produits d'une fusion partielle dynamique. Une description minutieuse du gisement et des relations inter-faciès dans la séquence plutonique ophiolitique de Karmoy (Norvège) a tout récement souligné l'importance de ce modèle d'accrétion polyphasée dans la croute océanique (Pedersen, 1986).

b) Existence de plusieurs systèmes de cristallisation fractionnée : des modifications du contexte de cristallisation induisent une diversification dans la nature des fractionnements cristallins. Deux observations révèlent l'intervention de ces changements:

* Une hydratation des liquides résiduels basiques se matérialise par le passage de fractionnements à Cpx-Plg puis à Hb - Plg- oxydes Fe-Ti - apatite - zircon. L'étude détaillée des différenciats acides a montré que leur diversité, et corrélativement celle des cumulats correspondants, est liée à ces variations des conditions de cristallogénèse : lignées A et E (G2 et G3, tabl.7) pour les plagiogranites, cumulats à Cpx-Plg et ferrogabbros à Hn et titano-magnétite pour les termes basiques (Ménot et al., annexe B). Cette divergenge cristallogénétique intervient tardivement dans l'évolution de l'ophiolite et résulte des contraintes tectoniques intra-océaniques.

* Des enrichissements importants en éléments incompatibles se manifestent à différents niveaux de la séquence plutonique. Ces tendances apparaissent nettement sur les diagrammes (22-23 et 31) et dans les tableaux 6B et 6D. Des pyroxènolites P1b et des gabbros présentent un large spectre de teneurs en incompatibles (TiO_2, Zr, Nb, Y) alors que les éléments majeurs varient peu (faibles variations de MI). Ce découplage est l'indice d'une différenciation par cristallisation fractionnée en système ouvert (Stern, 1979; O'Hara et Matthew, 1981; Perfit et al., 1983). Un tel phénomène implique la présence de chambres à remplissage périodique ou continu.

c) Existence de faciès grenus intrusifs particuliers : la description géochimique des différents groupes pétrographiques a révélé la présence dans les cumulats de matériaux anormalement enrichis en éléments hygromagmaphiles. Dans les secteurs les moins tectonisés, le caractère intrusif de leur gisement peut être préservé.

Trois origines possibles seront discutées. Il peut s'agir (i) de liquides "primitifs" de composition basaltique, (ii) de liquides résiduels extraits des cumulats encaissants, (iii) de liquides très différenciés. Sur le tableau 10 sont rassemblées les analyses de trois pyroxènites P1b appartenant soit au complexe blastomylonitique (213.4, 150.1) soit à la pile gabbroique (110.2), d'un cumulat wehrlitique (198.2) et du filon pyroxènique 7510, assimilé par Bodinier et al. à un liquide "primitif". La signification des pyroxènolites P1b fait l'objet de la discussion suivante.

* **Liquides "primitifs" ?** Cette première hypothèse a déja été proposée par Bodinier et al. (1981) : des dykes pyroxèniques situés dans les ultrabasites seraient équivalents des filons doléritiques et basaltiques tardifs qui recoupent l'ophiolite. Le chimisme de cette pyroxènite 7510 (tabl. 10, fig. 32) est conforme à celui des N-Morbs selon Sun et al. (1979). Il montre seulement un fractionnement plus fort de TR lourdes. Selon les données chimiques disponibles sur nos échantillons (tabl. 9, 6B, 6D), quelques compositions de pyroxènolites P1b et de gabbros sont comparables à celles de basaltes peu différenciés (MG > 0.68, SiO_2: 47 à 51%,

Fig. 31A et B – Evolution chimique des gabbros diallagites de l'ophiolite de Chamrousse.
Mise en évidence de mécanismes de cristallisation fractionnée en système ouvert.

Fig. 31A

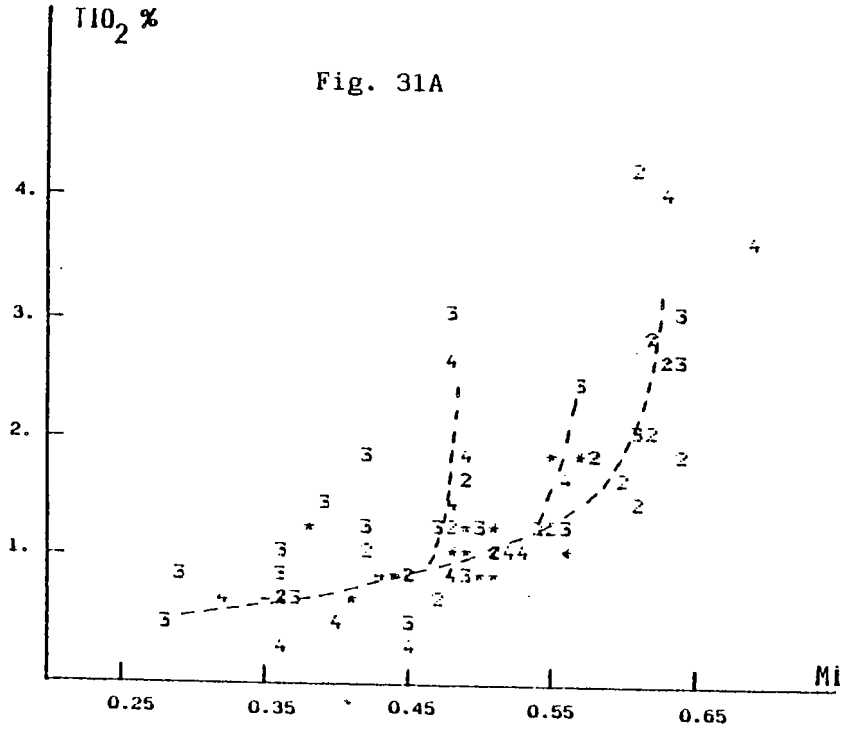
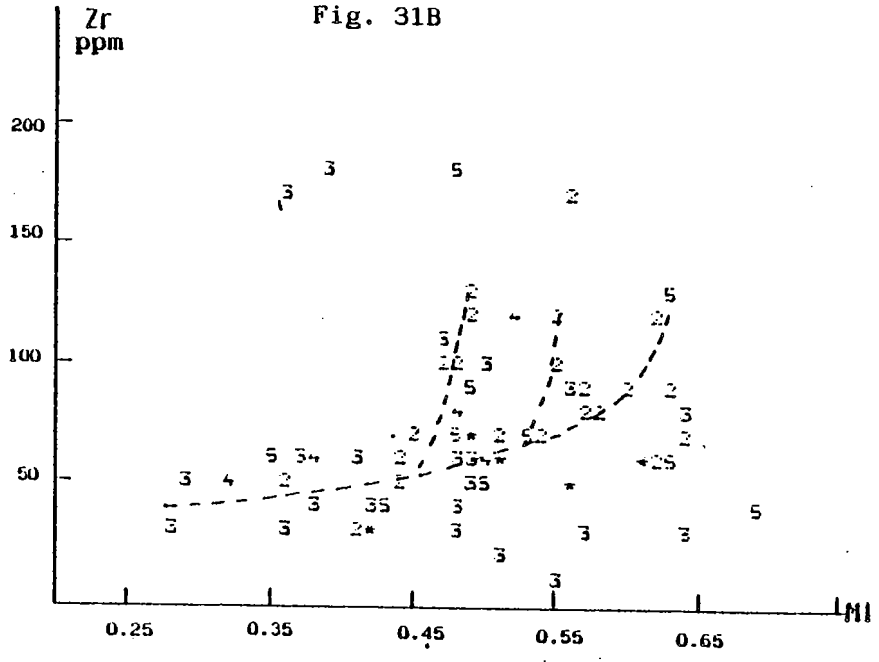


Fig. 31B



Gabbros et pyroxénolites P1b
localisation : 2 = Séchilienne et z. de transition
3 = base
4 = sommet } séquence cumulative
5

Al203:14 à 17%, TiO2: 0.7 à 1.5%, Zr: 35 à 60 ppm). Ces roches se caractérisent également par des rapports Zr/Nb faibles, inférieurs à 20 et généralement voisins de 10 et par des teneurs en TiO2 peu élevées (< 1%). Ces valeurs traduisent un taux de fusion partielle mantellique peu élevé (Sun et al., 1979). Ces liquides "primitifs" sont ainsi plus proches des tholéiites océaniques enrichies (E et T-Morbs) que des basaltes générés dans les rides "normales" (N-Morbs) et sont à l'origine des low-Ti gabbros (Beccaluva et al., 1983).

*** Liquides résiduels ?** La seconde interprètation permet d'intégrer dans un même ensemble les roches à tendance troctolitique (S1) de la zone ultrabasique (Aa), des pyroxènolites P1b et des gabbros isotropes. Elles possèdent en commun les caractères suivants :

- un gisement intrusif ou en "poches" localement préservé
- un chimisme relativement proche de celui de cumulats mais ces roches sont riches en éléments incompatibles (Ti, Zr, Nb,...) et déprimées en Cr et Ni (S1 et P1b).
- un degré de différenciation plus important que celui de leur environnement immédiat :
  . serpentinites à tendance troctolitique (S1) dans les ultrabasites dunitiques et wehrlitiques (S2)
  . clinopyroxènolites ferrifères à plagioclase (P1b) associées aux wehrlites (P2)
  . le même phénomène a été observé, plus haut dans la séquence cumulative, entre les gabbros intrusifs et les gabbros cumulats encaissants (fig. 20, 23 et 31B).

On peut ainsi envisager une polarité des faciès grenus filoniens:
"Troctolites" S1 - Pyroxènolites plagioclasiques P1b - Gabbros

D'après l'étude de Reuber et al (1985) sur l'ophiolite d'Antalya, ces critères de polarité de l'ensemble filonien et de décalage dans le degré de différenciation entre filons et encaissants sont caractéristiques des liquides résiduels issus des cumulats. A Antalya, la mise en place de ces chenaux est facilitée par une fracturation hydraulique associée à des déformations contemporaines de la cristallisation des cumulats. Ceci conforte l'analogie avec Chamrousse où les traces d'un tel synchronisme sont évidentes (Den Tex, 1950; Bodinier et al., 1981; Ménot et al., annexe B et chap. II-C-5). De plus, on peut souligner que les filons comme leurs encaissants suivent des évolutions cristallogénétiques parallèles : les transitions S1-P1 et S2-P2 sont assurées par des fractionnements dominants de Cpx (fig. 20 et 21).

En l'absence de données géochimiques suffisantes, seule une discussion préliminaire concernant l'origine des filons sera ébauchée ici. Nous n'avons pu comparer de façon précise les compositions des liquides résiduels d'Antalya avec nos filons. En effet, les seuls éléments majeurs disponibles soulignent simplement la variété importante des faciès de l'ophiolite turque. Les teneurs en TiO2 y sont systématiquement plus faibles qu'à Chamrousse, mais ne sont pas significatives dans la mesure où elles traduisent une caractèristique originelle de la série. Au niveau des Terres rares, la distribution de l'échantillon 213.4, considéré ici comme un liquide résiduel, diffère sensiblement de celle du cumulat (198.2) et du filon "primitif" (7510) (fig 32, tabl.10) :

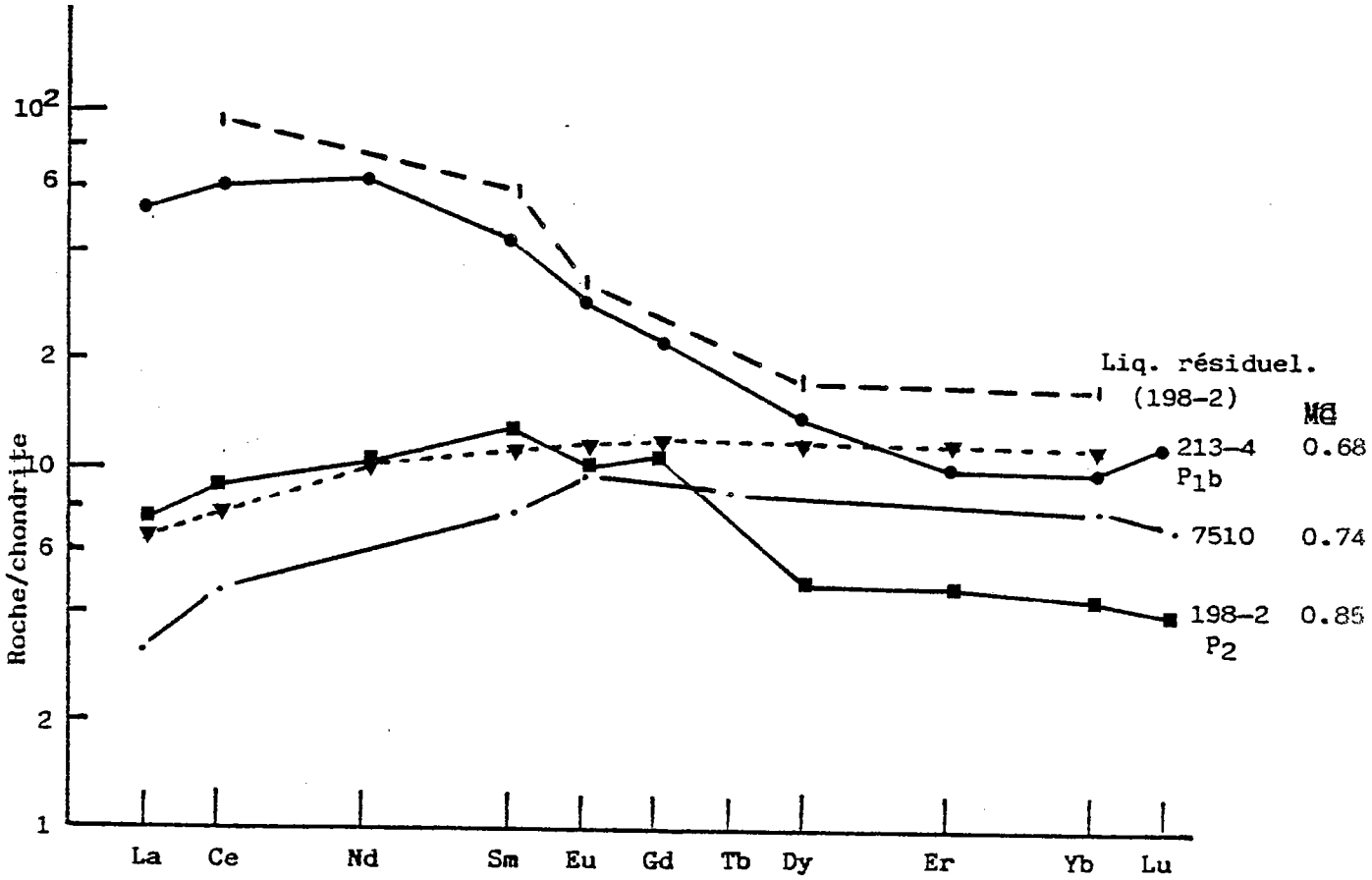
- leurs rapports La/YbN sont plus élévés et traduisent un fractionnement plus important des Terres rares lourdes (respectivement 5.79 et 1.73 pour 0.43).
- les teneurs globales sont nettement plus fortes dans la pyroxènolite P1b (60 chond. pour les Terres rares légères) et sont comparables dans le cumulat et le filon "primitif".

La composition du liquide résiduel extrait du cumulat 198.2 a été calculée à partir de l'équation Cs = Cl/Ds/l où Cs et Cl représente la concentration d'un élément trace dans le cumulat et dans le liquide résiduel extrait et Ds/l le coefficient global de distribution de ce même élément entre solide et liquide. Les résultats reportés sur la figure 33 soulignent l'étonnante similitude de composition du filon 213.4 et du liquide calculé et confortent l'interprètation de certains faciès intrusifs en termes de chenaux drainant les bains résiduels issus des cumulats sous-jacents. Une étude plus complète devrait permettre de confirmer l'existence des liquides résiduels à d'autres niveaux de la séquence cumulative, dans les ultrabasites (S1) et dans les cumulats gabbroiques.

*** Liquides très différenciés** ? Parmi les pyroxènolites P1b et les gabbros sl., certains présentent des caractères chimiques particuliers les différenciant des deux faciès intrusifs précédents :

- en terme d'éléments majeurs, leur composition est relativement proche de celle de basaltes et les rapports MG et MI varient peu et caractérisent des matériaux peu différenciés (MG : 0.78 -0.60)

Fig. 32 - Comparaison des différents types de pyroxènolites (P1b et P2) de l'ophiolite de Chamrousse - 198-2 (cumulat) - P_2
- 213-4 (liquide résiduel) - P_1b
- 7510 (liquide primitif) (Bodinier et al., 1981).



MG = Mg/Mg + Fe^{++} tot. avec Fe_2O_3/FeO = 0.15

Liq. résiduel calculé selon $C^l = C^s/D^{s/l}$; C^s = 198-2

chondrite C3 (Nakamura, 1974)

▼--N-MORB (Sun et al., 1979)
MG = 0.67

$D^{s/l}$ contraint d'après la composition modale du résidu solide

- leur teneurs en éléments incompatibles sont par contre typiques de roches basiques évoluées (Zr > 90). De plus la localisation de ces roches vers la base de la séquence plutonique pose le problème de leur origine.

Sur la figure 31, ces enrichissements apparaissent comme des tendances secondaires par rapport au processus de différenciation majeure qui induit la pseudo-stratigraphie chimique et minéralogique cohérente de la séquence plutonique. Ces tendances secondaires supposent l'existence de petites chambres magmatiques temporaires périodiquement remplies par des liquides juvéniles et d'où s'échappent des quantités limitées de liquides résiduels. Un tel processus entraine une augmentation des éléments incompatibles (Ti, Zr) par rapport aux éléments compatibles (Fe, Mg, Cr, Ni) (O'Hara (1977), Stern (1979), O'Hara et Matthew (1981) Perfit et al. (1983).

3.2.5- Conclusions

L'étude géochimique des plutonites, et en particulier des roches ultramafiques, représentées le plus souvent sur le terrain par des amphibolites grenues très banalisées, souligne leur diversité importante : cumulats et "liquides" diversifiés. Cette diversité est engendrée par l'action de différents facteurs qui définissent l'originalité de l'ophiolite de Chamrousse :

a) succession de plusieurs magmas parentaux révélée par la présence de cumulats aux caractères minéralogiques distincts. Cette distribution n'apparait toutefois pas au niveau du chimisme global des roches.

b) existence de chambres temporaires où la différenciation s'effectue en système ouvert.

c) extraction incomplète des liquides résiduels attestée par la présence (i) de cumulats riches en phase intercumulus piegée (Bodinier et al, 1981) et (ii) de chenaux sécants dans ces cumulats.

d) modification des conditions de cristallisation avec en particulier une augmentation notable de la pression d'eau.

e) fusion partielle de gabbros hydratés associées à des zones de cisaillement et générant des leucosomes plagioclasiques ("albitites").

Certains de ces phénomènes (b à e) sont en relation plus ou moins directe avec les contraintes intra-océaniques, contemporaines de la cristallisation et contribuent à la complexité et à la diversité chimique de la séquence plutonique de Chamrousse.

3.3- Caractères de la séquence volcanique et hypovolcanique

Dans ce chapitre seront étudiés les termes effusifs de l'ophiolite de Chamrousse, c'est à dire les amphibolites associées aux leptynites de la formation de Séchilienne et les métabasaltes et -dolérites du complexe filonien (D) (fig.7). Les caractères chimiques des termes acides, leptynites correspondant à d'anciens kératophyres, ont été décrits dans des travaux publiés ou en cours de publication (Ménot, 1981; Scarenzi, 1984; Ménot et al., annexe F).

Rappelons que les amphibolites se présentent sous deux faciès différents : amphibolites banales, relativement massives (AMPH) qui constituent l'essentiel de la formation rubanée de Séchilienne et des amphibolites schisteuses (AMF), très recristallisées et localisées dans des zones de cisaillement de cette formation et en particulier dans la semelle de contact avec les formations de Rioupéroux et de Livet. Toutes ces amphibolites sont pratiquement dépourvues de reliques ignées texturales et minéralogiques.

Le gisement intrusif des métabasaltes et -dolérites est souvent évident et les filons sont sécants, soit dans les gabbros plus ou moins orientés de la pile plutonique, soit sur le rubanement leptyno-amphibolique. Les textures magmatiques sont bien préservées : différenciation granulométrique (bordure fine et coeur porphyrique), orientation de flux magmatique soulignée par les phénocristaux ou leurs pseudomorphoses. La minéralogie primaire se compose de grands plagioclases automorphes, mais les ferromagnésiens sont très généralement remplacés par des amas polycristallins de hornblende.

Ces différences de faciès incitent à rechercher d'éventuelles différences de compositions, soit originelles, soit induites par les recristallisations.

3.3.1- Comparaison géochimique des diverses amphibolites et des méta-basaltes. (tabl.6F & 7)

La description préliminaire des termes effusifs (tabl.7 & fig.16) a fait apparaitre des hétérogénéités chimiques au sein de cette population. Une analyse plus fine a été conduite, à l'aide de tests statistiques, afin (i) de mettre en évidence des disparités parmi les amphibolites massives et schisteuses et (ii) de préciser les différences significatives de chimisme entre amphibolites et filons.

Nous avons utilisé le test non paramétrique U de Mann-Whitney. On propose, comme hypothèse Ho à tester, que les deux groupes A et B appartiennent à la même population et présentent donc des distributions identiques (A=B). Deux hypothèses alternatives sont opposables à Ho, A > B et A < B, elles entrainent la contrainte d'un test bilatéral. Pour une description détaillée de cette méthode, on pourra se reporter à Siegel (1956) et Till (1974).

Le tableau 11A rassemble les moyennes, écart-types et les résultats des tests de décision, à partir de la distribution selon une loi normale pour les grands échantillons (n1 et n2 > 20) et selon les tables de Mann et Whitney pour les effectifs plus faibles (Siegel, 1956). L'hypothèse Ho est acceptée ou refusée au seuil de probablité de 0.025 (test bilatéral).

a) amphibolites massives banales/amphibolites schisteuses

Ces deux types pétrographiques sont très comparables sur le plan géochimique. La distribution des éléments majeurs, ainsi que celle de Zr, Nb, Y, Rb, Sr, Ba, Co est identique. Dans le cas de Cr et Ni, les probabilités sont plus faibles que que la valeur seuil. Des teneurs en Ni et Cr différentes pourraient traduire l'existence de quelques individus plus riches en pyroxènes et pauvres en olivine (?) parmi les amphibolites schisteuses.

Ces résultats confirment la faible mobilité, dans le cas présent et à l'échelle de l'échantillon, des éléments chimiques lors de l'intensification des déformations.

b) amphibolites et métabasaltes.

Une analyse comparable menée sur ces faciès permet de montrer que la disparité pétrographique se double d'une hétérogénéité géochimique. Si les teneurs en SiO2, MgO, CaO, K2O, P2O5, Rb, Sr, V et Ba sont statistiquement identiques, il n'en va pas de même pour Al2O3, FeO, TiO2, MnO, Y, Ni, Cr, Cu et Co. Les distributions concernant Na2O, Zr et Nb sont trop proches pour que le test puisse être décisif. Parmi les différences observées, la richesse en alumine et calcium des filons et leur pauvreté relative en titane, fer et manganèse peut s'expliquer par leur nature porphyrique où s'expriment des phénocristaux plagioclasiques abondants et par leur moindre degré de différenciation par rapport aux amphibolites (MI moyens 0.52 /0.60). Par contre, les teneurs contrastées en Y, Cr, Ni, Zr(?) et Nb(?), éléments réputés peu mobiles, témoignent des différences de composition des protolithes de ces amphibolites et métabasaltes. Les filons sont conjointement déprimés en éléments incompatibles et en éléments compatibles : ce cachet ne peut résulter des phénomènes de différenciation et implique pour les métabasaltes une source différente. Cette source, probablement moins riche en éléments incompatibles est produite par un taux de fusion partielle mantellique plus élevé ou par fusion d'un manteau préalablement appauvri. La similitude de composition en silice, magnésium, alcalins; ainsi qu'en Rb, Sr, Ba exprime soit le chimisme originel basaltique des protolithes, indifférenciables en fonction de ces éléments, soit une homogénéisation causée par l'amphibolitisation.

3.3.2- Caractérisation géochimique et signification géotectonique des amphibolites et des métabasaltes et -dolérites (tabl. 6F et 7).

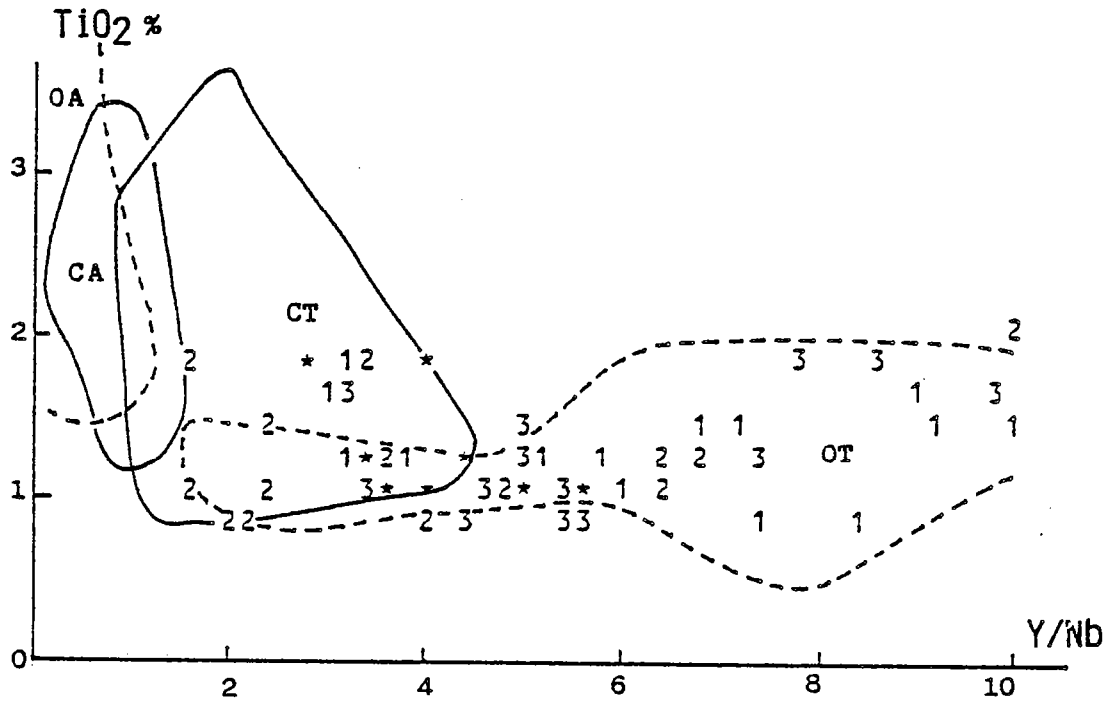
a) Caractères généraux

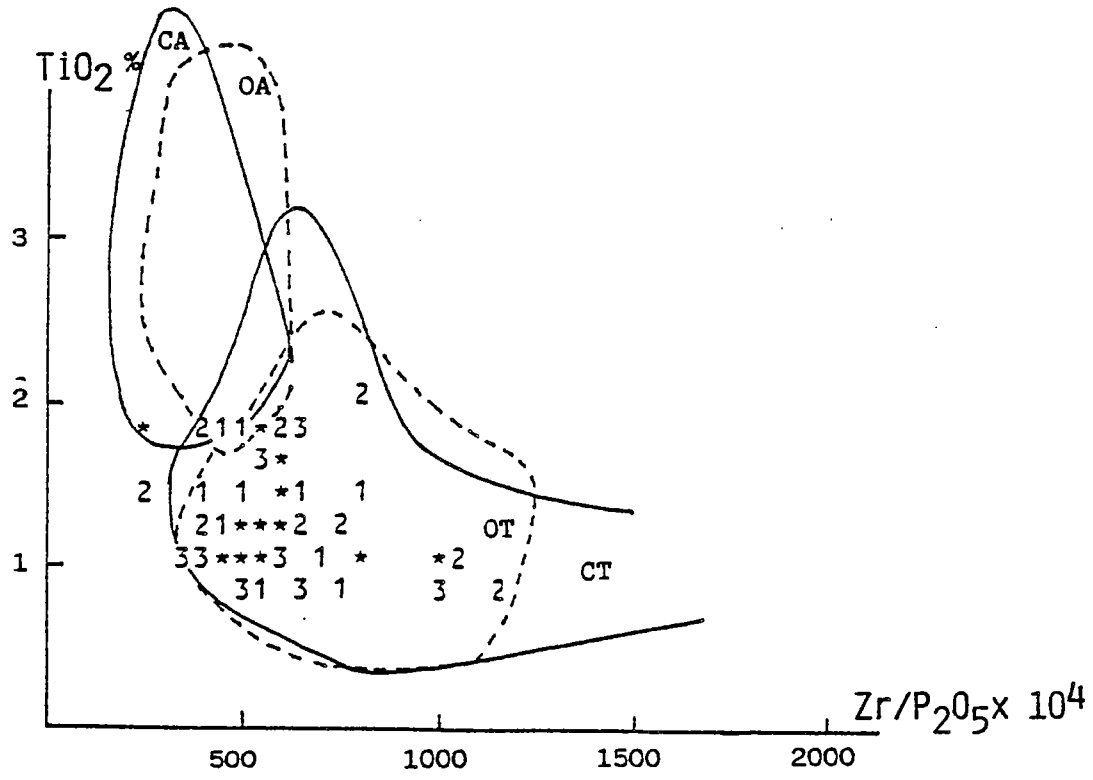
Les tendances de différenciation observées sur les diagrammes AFM et SiO2 vs. FeO/MgO (fig.17 et 18) soulignent, en accord avec les études antérieures (Carme, 1975; Bodinier et al., 1981), le caractère tholéiitique de ces matériaux. Ceci est confirmé par les faibles teneurs en TiO2 des termes peu différenciés et la valeur du rapport Y/Nb qui excède généralement 3, traduisant ainsi le caractère océanique de ce magmatisme (fig.33).

D'autre part, la description géochimique des deux types pétrographiques a mis en évidence le plus large spectre de composition des amphibolites par rapport aux métabasaltes et -dolérites. Les premières montrent en particulier des valeurs très étalées du rapport

Fig. 33 - Caractérisation géochimique des termes effusifs de l'ophiolite de Chamrousse.
D'après Winchester et Floyd, 1975.

1 : amphibolites Séchilienne
2 : gabbros non cumulatifs
3 : dolérites et basaltes du complexe filonien
CT et OT : basaltes tholéïtiques continentaux et océaniques
CA et OA : basaltes alcalins continentaux et océaniques.





(MG)(Mg/(Mg+Fe^{2+}), de 0.71 à 0.30, alors que les faciès filoniens représentent des termes nettement moins différenciés ((MG)= 0.73 à 0.56). Les amphibolites les plus évoluées possèdent un chimisme comparable à celui des ferrobasaltes (FeO tot., 15-16%, TiO2 > 2.5%).

b) Chimisme et sites géotectoniques

L'intérêt d'une caractérisation géochimique plus précise de chacun des deux groupes, amphibolites et métabasaltes et -dolérites, est évident. Les modèles magmatologiques proposés antérieurement (Bodinier et al., 1981) et les arguments de terrain soulignent (i) d'une part l'appartenance de ces deux types à une même entité géologique correspondant à une zone d'accrétion et (ii) d'autre part leur succession dans le temps avec deux stades magmatiques distincts : le complexe filonien recoupe l'ensemble leptyno-amphibolique. Leurs caractères chimiques contrastés traduisent une évolution temporelle du magmatisme, en relation possible avec une modification du site d'accrétion.

Ce problème a été abordé par Bodinier et al. (1981) et résolu de la façon suivante. Amphibolites et métabasaltes montrent des profils de terres rares (REE) totalement différents : les premières sont enrichies en REE légères (LREE) (La/YbN = 1.1 à 3.0) alors que les seconds sont déprimés en ces mêmes éléments (La/YbN = 0.9 à 2.0) (tabl.13 & fig.34b). Les amphibolites et métabasaltes sont respectivement assimilés à des tholéiites de rides médio-océaniques (MORBs) de types E (ou P) et T et de type N (Sun et al., 1979; Wood et al., 1979). Les quelques analyses que nous avons éffectuées sont comparables et complètent les données précédentes (tabl.12 & 13, fig.34a).

Cette évolution magmatique temporelle des E vers les N-MORBs est interprètée par Bodinier et al. comme résultant d'un processus de fusion partielle dynamique du manteau (Langmuir et al., 1977) avec augmentation du taux de fusion, de 3 à 17%. Entre ces deux poles extrèmes représentés par les amphibolites et les métabasaltes du complexe filonien, une génération de gabbros fins et isotropes montrent des caractères chimiques intermédiaires. Ces différentes venues magmatiques se mettent en place successivement sur l'axe puis sur les flancs d'une ride océanique (Bodinier et al., 1981).

En fait, l'acquisition de données supplémentaires au niveau des éléments en traces, éléments incompatibles HFS (Zr, Y, Nb) et lanthanides, permet d'affiner cette caractérisation des métabasites de Chamrousse, et de préciser les contextes magmatogéniques qu'ils matérialisent. Sur le tableau 13, nous avons résumé les caractéristiques principales des termes effusifs de Chamrousse, auxquelles nous avons associé les données compilées par Le Roex et al.(1985) sur les basaltes des rides médio-océaniques sud-atlantique et indienne. Pour Chamrousse, nous avons complèté les données par les résultats obtenus sur les gabbros à caractères de liquides peu cumulatifs. Les analyses retenues ont été "filtrées" selon les critères suivants : SiO_2 :47 à 54 % ; TiO_2 :0,8 à 2,1 % ; Al_2O_3 : 13,5 à 17,5 % (Pearce, 1984).

En accord avec les profils des REE et avec les résultats publiés de Bodinier et al., les rapports La/YbN et La/SmN des amphibolites, métagabbros et -basaltes de Chamrousse s'inscrivent respectivement dans les fourchettes de valeurs admises pour les tholéiites abyssales de types T et N. Par contre, si l'on prend en compte les teneurs relatives en éléments très incompatibles HFS, les trois groupes apparaissent géochimiquement plus hétérogènes et moins bien typés. En effet, si les teneurs relatives en Zr et Y (Zr/Y) permettent de retrouver la même classification que celle proposée grace à la distribution des lanthanides, les rapports Zr/Nb et Y/Nb possèdent un large étalement de leurs valeurs. Ces valeurs caractérisent, pour chaque groupe pétrographique, aussi bien les N-MORBs que les T-MORBs (tabl.13).

Par rapport aux T-MORBs, la majorité des amphibolites se distinguent par leur pauvreté relative en Nb (< 10 ppm), alors que les métagabbros sont à la fois déprimés en Ti, en Nb et en Y respectivement inférieurs à 8000, 6 et 20 ppm. Pour leur part, les métabasaltes sont plus pauvres en Ti et Y que les tholéiites de type N (Ti et Y inférieurs à 7200 ppm et à 25 ppm). Les teneurs moyennes pour ces éléments sont respectivement pour les N et les T-MORBs : Ti = 8400, Y = 33 et 25, Nb = 4.6 et 16 (Pearce, 1982).

Les relations entre les éléments HFS, Zr, Nb et Y, soulignent le chimisme particulier des roches effusives de Chamrousse (fig.35B) : les amphibolites et les métabasaltes se distinguent des MORBs. Leurs champs de répartition respectifs sont confondus et superposent, pour partie, aux domaines des basaltes intraplaque (WPB) et calco-alcalins (VAB) définis par Egin et al. (1979). Les métagabbros peuvent, selon ces critères, être comparés à des tholéiites abyssales "enrichies" (E- et T-MORBs). Une comparaison portant sur d'autres éléments (Cr, Ni, Rb, Sr) apporte des résultats identiques, mais moins significatifs car les teneurs correspondantes peuvent varier dans des proportions importantes, sous l'effet de phénomènes cumulatifs ou de mobilisations post-magmatiques.

Fig. 34A - Composition des termes effusifs de l'ophiolite de Chamrousse (chondrite C3 : Nakamura, 1974).

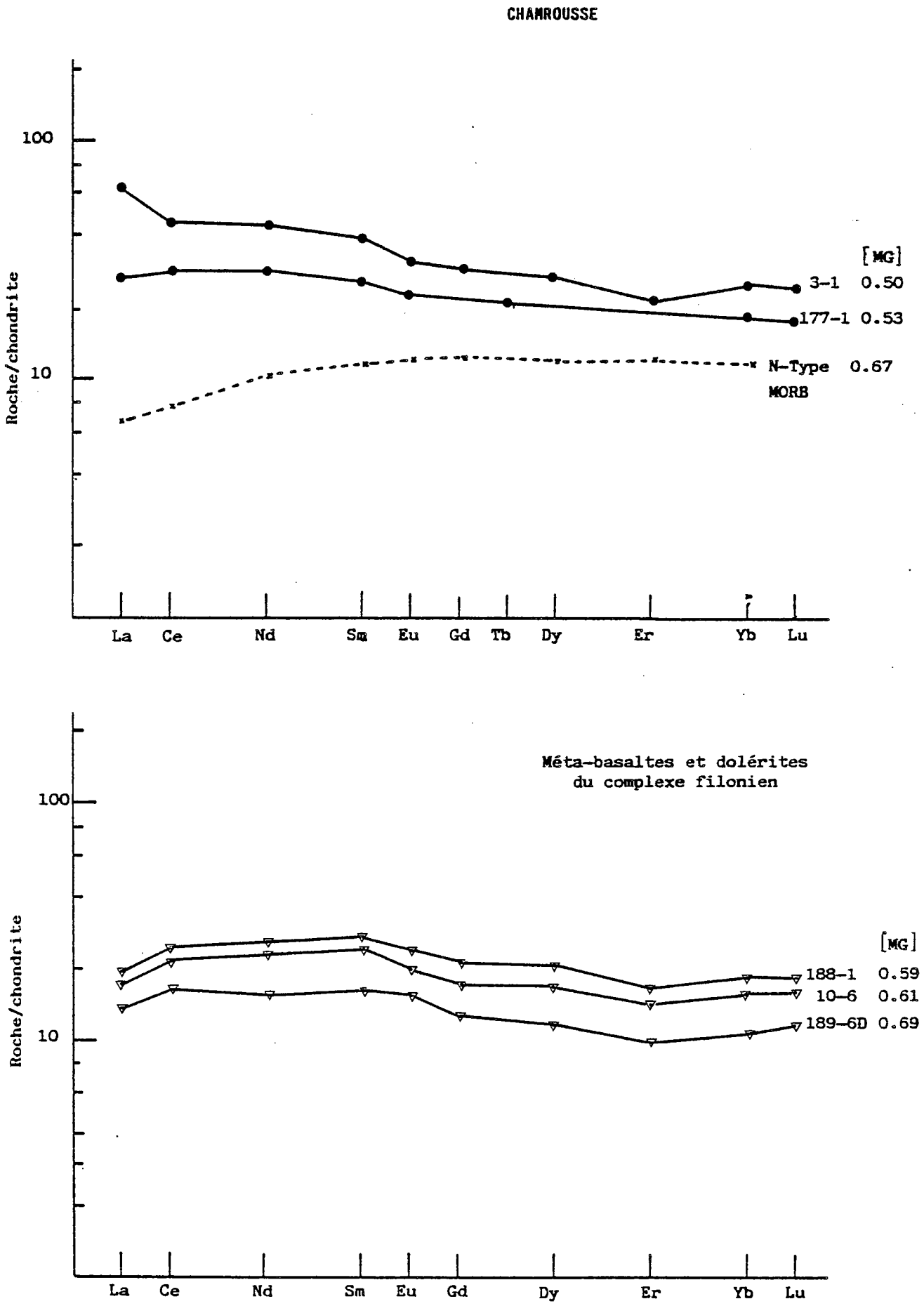


Fig. 348 - Composition des termes non cumulatifs de l'ophiolite de Chamrousse.
D'après Bodinier et al., 1981.

chondrite C3 : Nakamura, 1974.

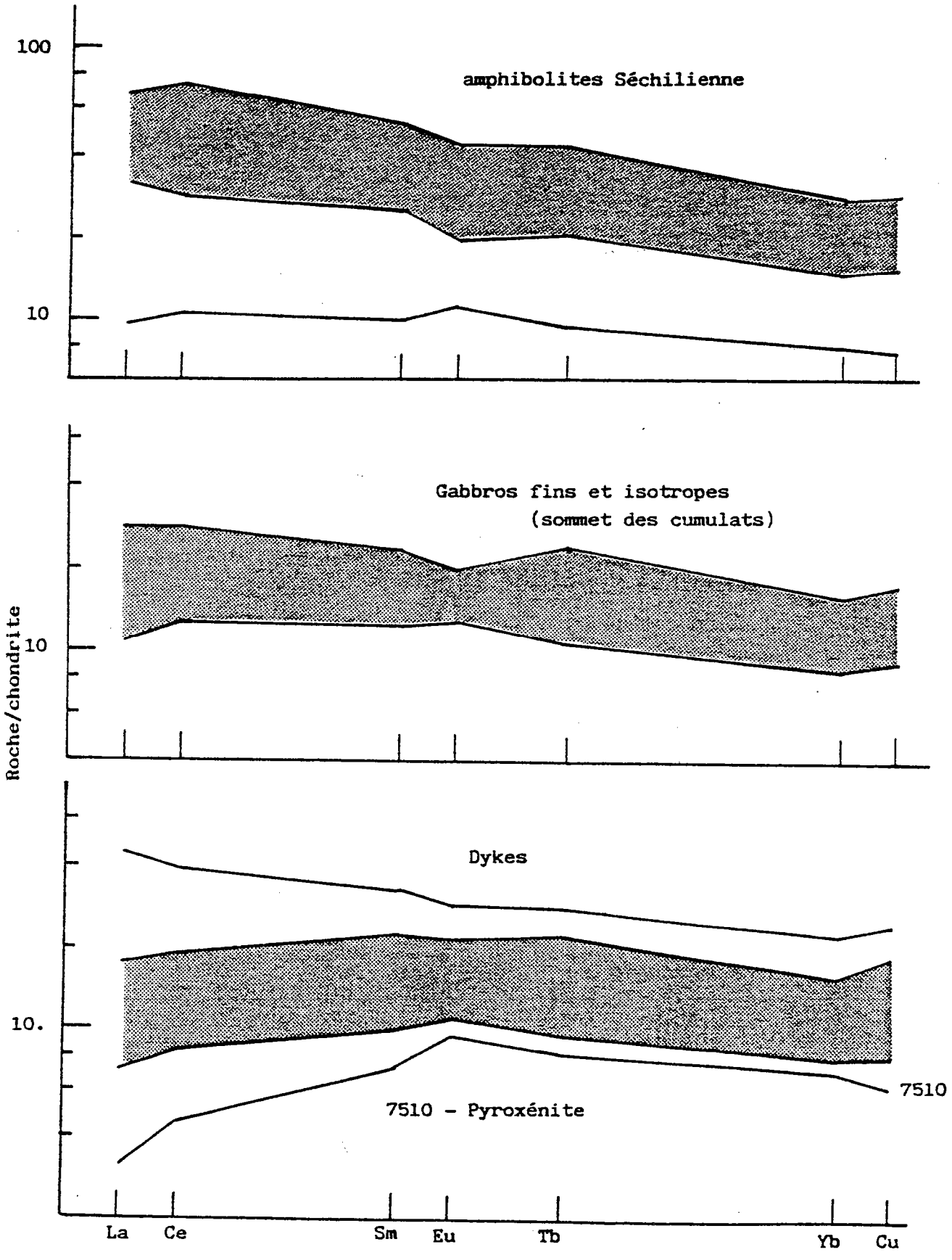
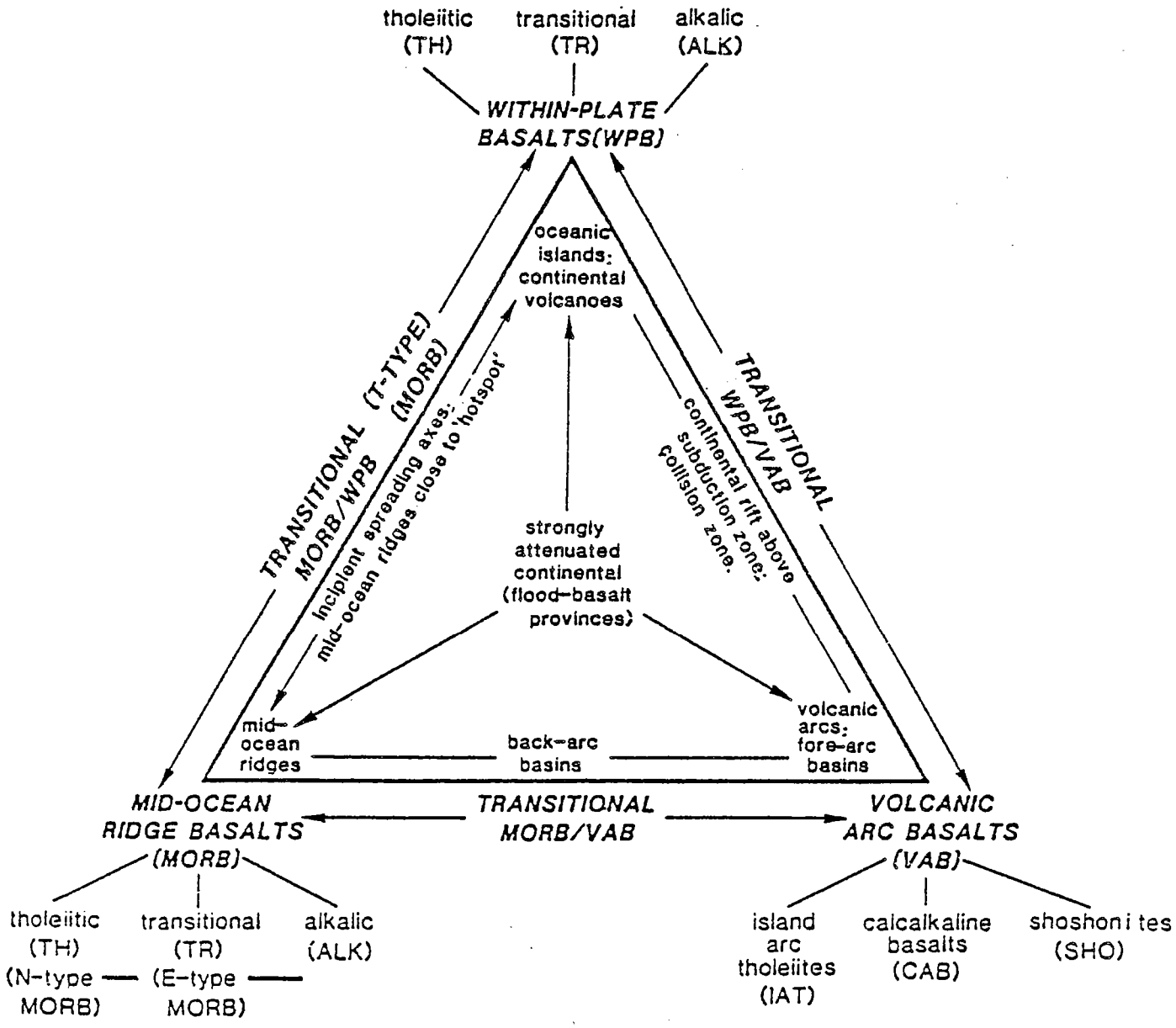


Fig. 35A - Magmatisme et sites géotectoniques, schéma synthétique.
D'après Pearce, 1984.



Ces "anomalies" reflètent un cachet géochimique différent de celui des tholéiites de rides médio-océaniques "canoniques". Elles peuvent être considérées comme les indices de processus magmatogénétiques plus complexes que ceux que l'on observe dans un modèle simple d'accrétion océanique. Ces chimismes atypiques peuvent résulter de l'intervention simultanée de plusieurs phénomènes géodynamiques coexistant dans des sites tectoniques de transition : océan-continent, océan-arc volcanique, etc.. (Pearce, 1982; Fodor et Vetter, 1980, 1984; Saunders, 1983; etc...) (fig.35A). Nous avons reporté sur le tableau 13, quelques caractéristiques géochimiques de basaltes générés au niveau de sites de transition : l'ophiolite sud-américaine de Sarmiento est un exemple d'accrétion en bassin marginal soumis à l'influence d'une zone de subduction (SSZ ophiolites de Pearce, 1982), alors que la marge brésilienne représente la transition lithosphère continentale-lithosphère océanique lors des phases précoces de l'ouverture atlantique (Fodor et Vetter, 1984). Les laves émises dans ces sites transitionnels sont effectivement comparables aux divers basaltes des rides (La/YbN et La/SmN), mais elles ne peuvent être assimilées strictement à ces MORBs. Elles s'en différencient en fonction d'autres éléments chimiques (Y, Nb et Zr dans le cas présent). Les variations de teneurs observées dans de tels sites sont étendues et continues et se matérialisent par l'existence de matériaux de composition intermédiaire. Une telle continuité s'oppose à la distribution observée sur les rides médio-océaniques, où les termes de transition entre les différents types de basaltes E, T et N. sont rares. La diversité des MORBs résultent de la diversité des sources mantelliques (Tarney et al., 1980), alors que l'étalement des compositions observés dans les sites transitionels traduit l'intervention de mélanges ou de contaminations à des niveaux mantélliques et/ou crustaux (Pearce, 1982 ; 1983, 1984 ; Graham et Harmon, 1983 ; Dupuy et Dostal, 1984 ; Fodor et Vetter ; 1984, etc...).

c) Signification géodynamique des amphibolites et des métabasaltes de l'ophiolite de Chamrousse

Les caractéristiques géochimiques des termes effusifs de Chamrousse ont été visualisés par quelques représentations graphiques (fig.36 à 38). Sur ces diagrammes, le cachet géochimique particulier de nos roches se traduit par une définition imprécise de leur site géotectonique de mise en place. Les matériaux utilisés ici sont assimilables à des liquides basaltiques peu évolués (fig.36) et non cumulatifs : on réduit ainsi la diversification chimique causée par la différenciation et par la "dilution" due aux cumulations minérales : les différences de compositions observées sont alors essentiellement imputables aux variations des sources magmatiques. Dans ce diagramme Zr vs.Ti, la répartition des roches de Chamrousse se superpose à celle des MORBs.

*** Discrimination entre tholéiites de rides et tholéiites continentales**

Les tholéiites continentales se différencient des tholéiites abyssales par des teneurs plus élevées en LIL éléments (Ba, Rb, Sr, K) et en Th, Nb et LREE (La et Ce) (Dupuy et Dostal, 1984; Pearce, 1984; Cox, 1983). Pour les premiers auteurs, les valeurs de Ti, Zr, Hf et P sont comparables dans les deux types, alors que ces mêmes éléments sont, d'après Pearce (1982) (tabl.11a) et Cox (1983), enrichis dans les faciès continentaux. Ces divergences reflètent la difficulté d'une discrimination chimique entre WPB et MORBSs et en particulier entre WPB et MORBs de type T et E (Bertrand et al., 1982; Dupuy et Dostal, 1984; Fodor et Vetter, 1984). Ces ambiguités concernant le site de magmatogénèse seront donc difficilement levées par les diagrammes utilisant les éléments HFS : les basaltes continentaux émis dans des secteurs de croute amingie (filons mésozoiques du Maroc, Province tertiaire d'Ecosse) se superposent au champ des MORBs (Morrison, 1978; Holm, 1982; Zeck et Morthorst, 1982; Cox, 1983; Pearce, 1984). De même les basaltes de rides "anormales" (Islande, Mer Rouge) se distribuent, pour partie, dans l'aire caractérisant les WPB (Prestvick, 1982).

Dans cette optique :

(i) Aucune discrimation nette n'est possible pour les amphibolites qui se distribuent en majorité dans un domaine situé aux limites entre MORBs, WPB et VAB (basaltes d'arcs volcaniques). Seul le diagramme Zr vs. Zr/Y souligne leur caractère transitionnel et suggère une affinité avec les basaltes intraplaque (WPB).

(ii) Les métabasaltes et -dolérites occupent dans les divers diagrammes des champs tout à fait comparables à ceux des amphibolites.

(iii) La dispersion des métagabbros est plus importante. Dans cette population hétérogène, des tendances distinctes se dessinent en direction des WPB et des VAB en accord avec les variations importantes des rapports Ti/Y et Zr/Y.

Fig. 358 - Caractérisation du site géotectonique de l'ophiolite de Chamrousse d'après le chimisme des termes effusifs.

N
T Tholeïtes de rides océaniques
E
d'après Jouchoux (1983)
IAT Thol. d'arc insulaires
CAB basaltes calco-alcalins
WPB basaltes intraplaque
d'après Egin et al. (1979)

△ - amphibolites
□ - métagabbros
▼ - métabasaltes et -dolérites

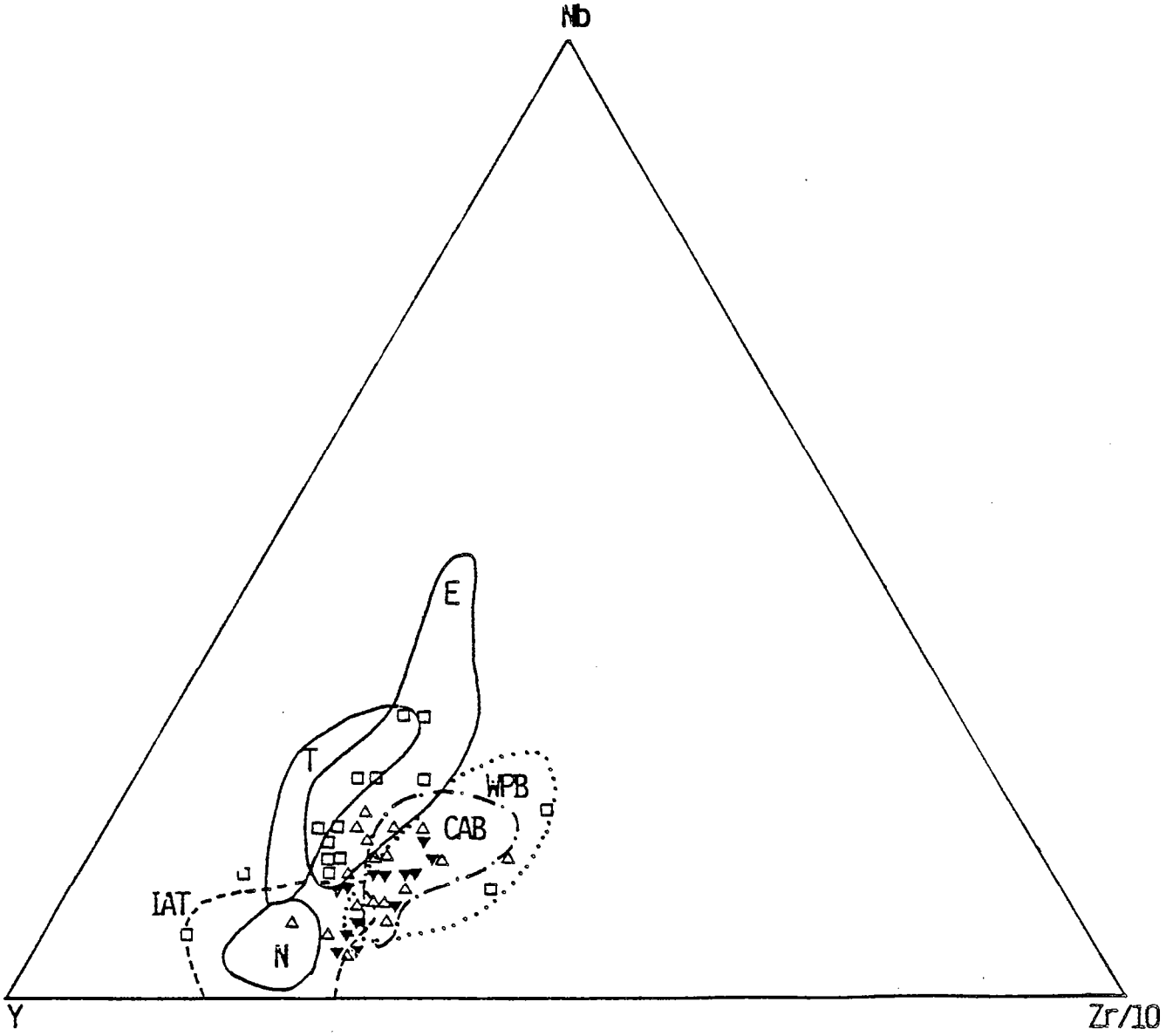


Fig. 36 - Discrimination des liquides basaltiques peu évolués - Chamrousse.

1 : amphibolites Séchilienne
2 : gabbros non cumulatifs
3 : basaltes et dolérites
Basaltes WPB : intraplaque ;
VAB : d'arcs volcaniques ;
MORBS : de rides océaniques.

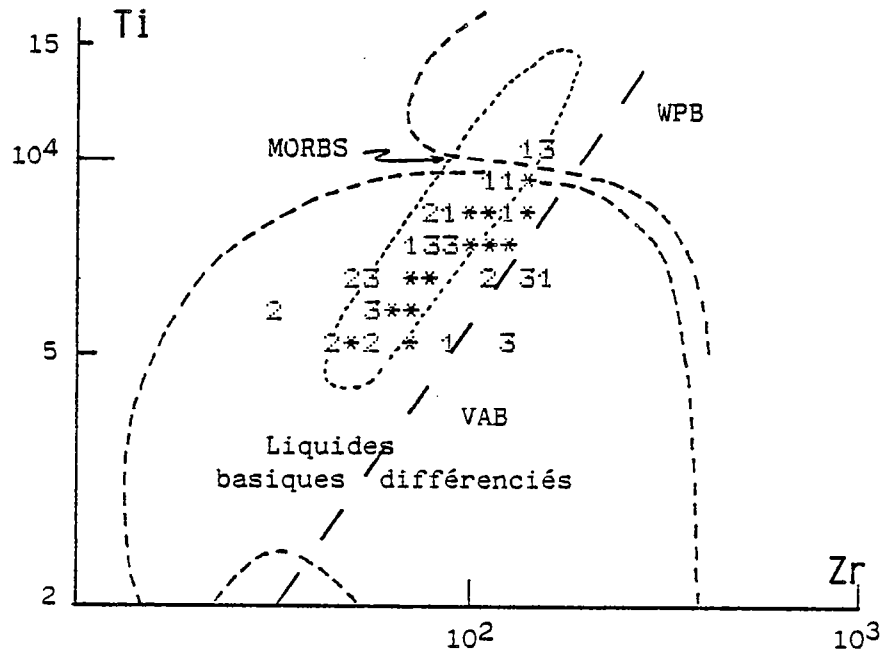


Fig. 37A - Caractérisation du site géotectonique de l'ophiolite de Chamrousse d'après le chimisme des termes effusifs.

WPB : basaltes intraplaque
VAB : basaltes d'arc insulaires
MORB : basaltes des rides océaniques
1 - amphibolites
2 - métagabbros
3 - métadolérites et -basaltes

d'après Pearce et Cann (1975).

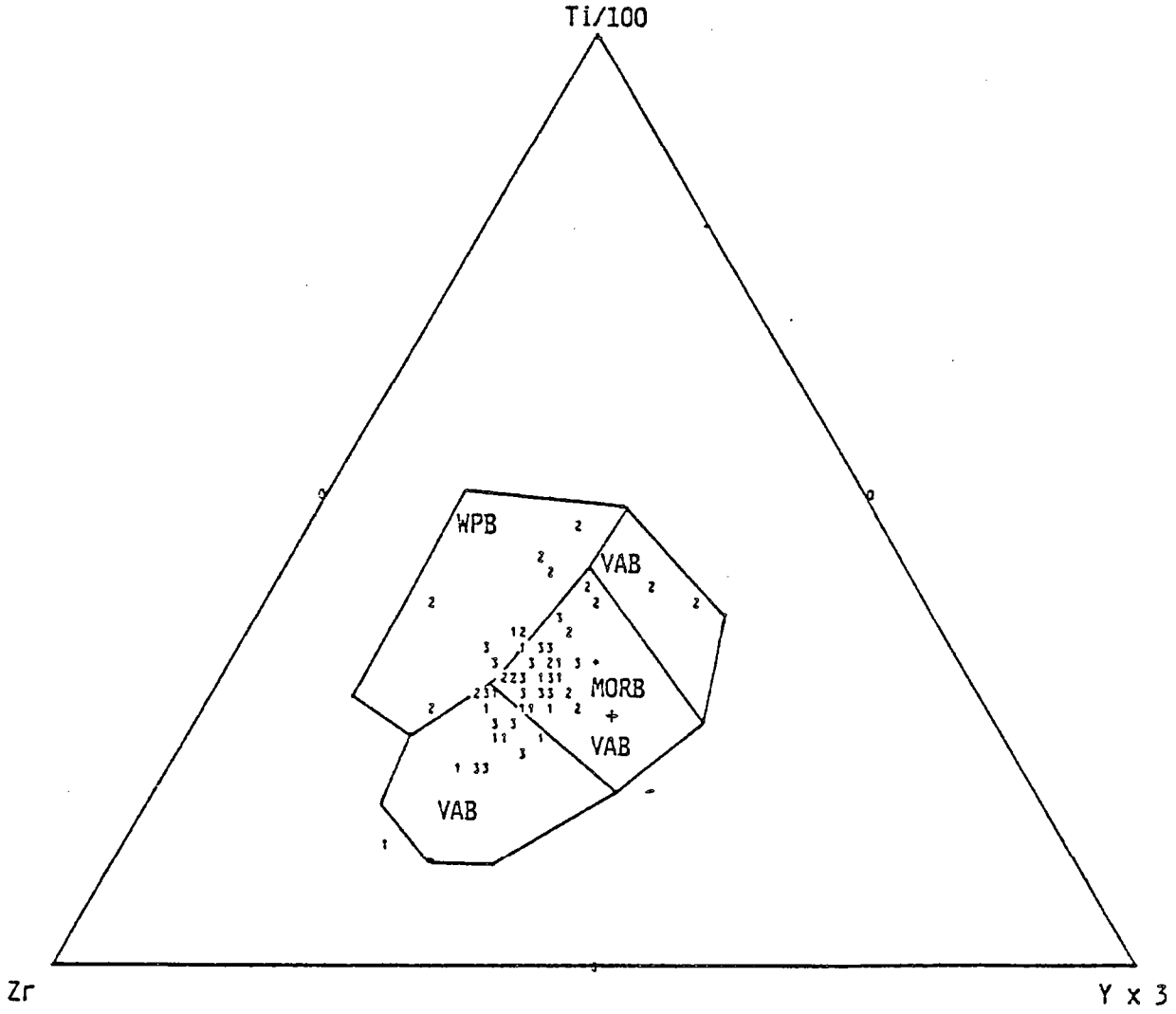
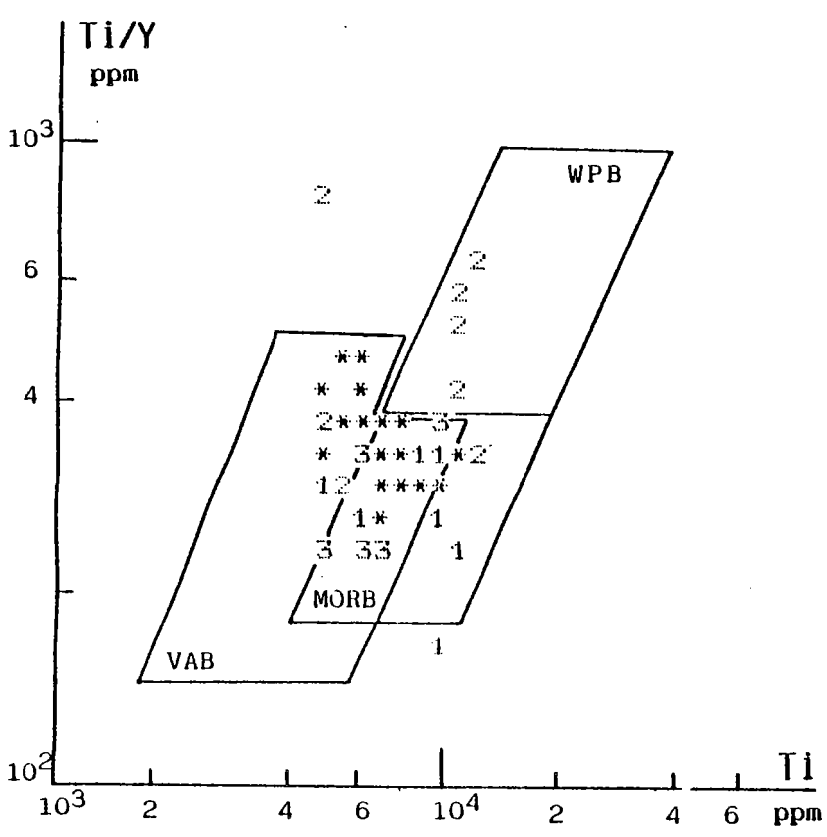
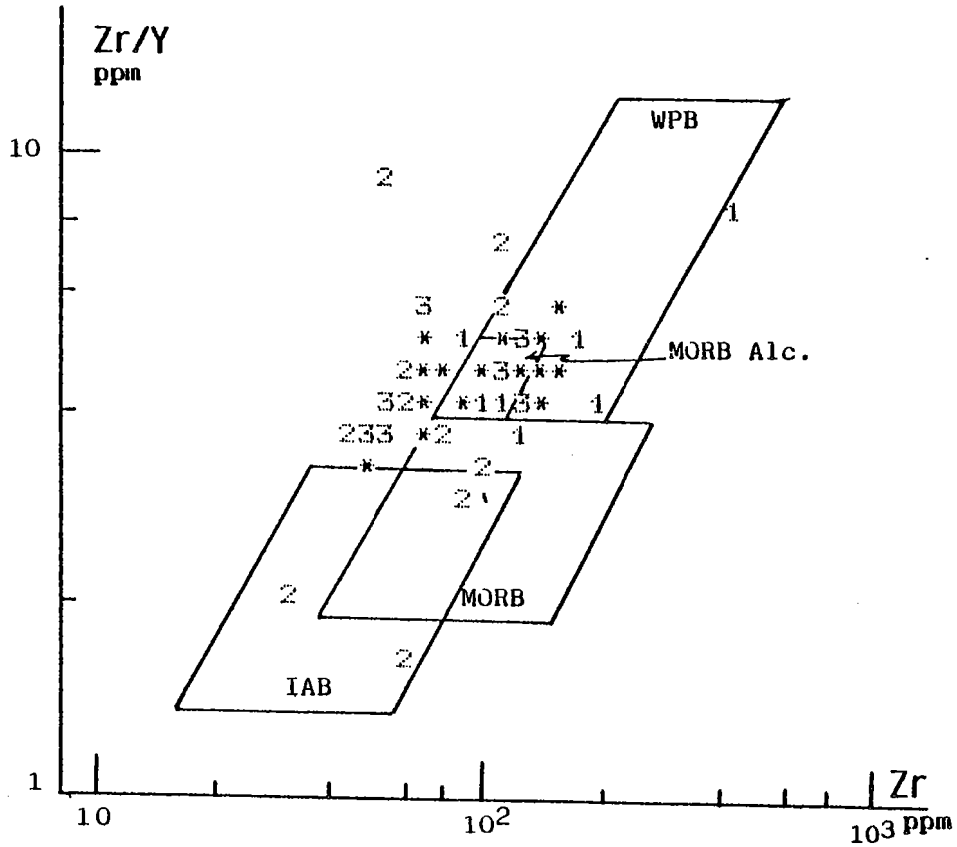


Fig. 378 - Caractérisation du site géotectonique de l'ophiolite de Chamrousse d'après le chimisme des termes effusifs. (Discrimination du magmatisme intra-plaque.
(Pearce et Norry, 1979).





Basaltes : **WPB** : intraplaque
VAB : d'arcs volcaniques
1 : Amphibolites
2 : Métagabbros
3 : Métabasaltes et -dolérites

IAB : d'arcs insulaires
MORB : de rides océaniques (Thol. et Alc.)

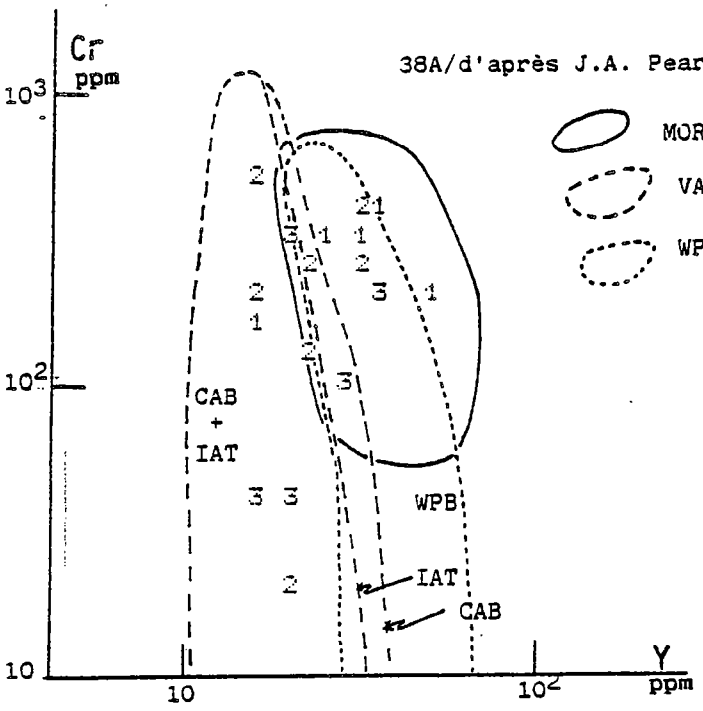
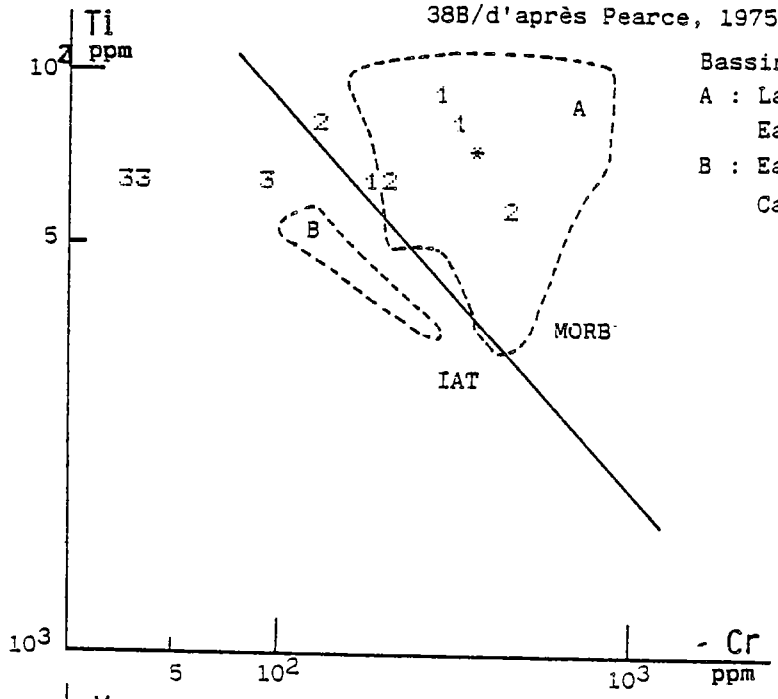
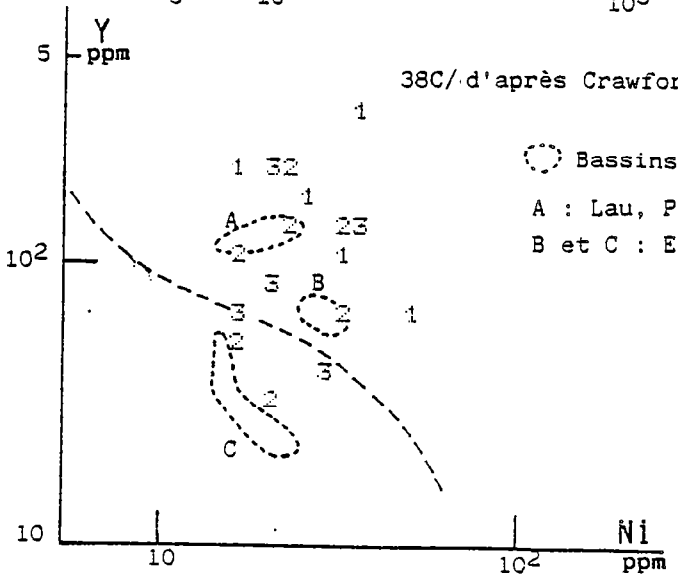


Fig. 38A, B et C- Caractérisation géotectonique de la série ophiolitique de Chamrousse. Discrimination du magmatisme d'arc.
Légende id. Fig. 37 + CAB : basaltes calco-alcalins.



Bassins marginaux
A : Lau, Mariannes, East Scotia ;
B : East Scotia, in Capredi et al., 1980.



Bassins marginaux d'après Capredi et al., 1980.
A : Lau, Parace Vela
B et C : East Scotia

*** Discrimination entre basaltes de rides et d'arcs volcaniques**

Les basaltes d'arcs volcaniques, tholéiites (IAT) et basaltes calco-alcalins (CAB) se caractérisent, au niveau des éléments considérés ici, par de plus faibles teneurs en Ti, Y, Zr et Nb que les basaltes de rides de type N, et à fortiori de type T ou E, pour un même degré de différenciation (Pearce et Cann, 1973 ; Perfit et al., 1980 ; Arculus et Johnson, 1981 ; Pearce, 1982, etc.). Quelques diagrammes visualisent ce comportement entre éléments compatibles (Cr, Ni), et incompatibles (Ti, Y). On observe ainsi une séparation relativement nette entre les amphibolites et les métabasaltes du complexe filonien (fig.38) :

(i)- Les amphibolites sont plus riches en incompatibles et se situent préférentiellement dans le domaine des tholéiites abyssales ou continentales.

(ii)- Les métabasaltes et -dolérites, tout en distribuant aux limites des champs définis, affichent une tendance calco-alcaline marquée.

(iii)- La répartition des points représentant les gabbros est plus étalée et se superpose à celles des amphibolites et métabasaltes.

Il est particulièrement intéressant de noter que, pris dans leur ensemble, les termes effusifs de Chamrousse montrent des teneurs en Cr, Ni, Ti et Y proches de celles des basaltes émis dans différents bassins marginaux et représentant des sites de transition.

*** Normalisation des teneurs par rapport aux MORBs et mise en évidence d'influences étrangères au contexte de rides médio-océaniques.**

Afin de prendre en compte le maximum d'éléments chimiques pour comparer nos roches avec les tholéiites abyssales, une normalisation à la composition des MORBs peut s'avérer fructueuse. Cette méthode a été proposée et explicitée par Pearce (1981, 1983 ; Saunders et Tarney (1984), Briqueu et al., 1984). Les représentations concernant les amphibolites d'une part, les métabasaltes et -gabbros d'autre part (fig.39 & 40) peuvent être analysées en référence à quelques séries basaltiques modernes (fig.41).

Les amphibolites de Séchilienne présentent un profil très éloigné du profil plat des N-MORBs. On note en effet un fort enrichissement en éléments lithophiles (LIL)(K, Rb et Sr) puis un palier matérialisé par des teneurs élevées en Th, Ta, Nb et Ce (3 à 5 fois) et enfin une pente faible marquant une décroissance des valeurs de P à Sc. Cet enrichissement important en éléments très hygromagmatophiles (Th, Nb) par rapport aux éléments moins incompatibles (Zr, Y, Yb) est caractéristique des magmatismes intraplaque (WPB) (Pearce, 1983). Les faibles teneurs en Sr induites par les fractionnements plagioclasiques antérieurs soulignent le caractère différencié des roches (Pearce, 1983) alors que les larges variations du chrome sont imputables à des tendances cumulatives en pyroxènes.

Cette distribution ne peut être rapportée à un profil-type (fig.41), et présente un aspect composite : la partie gauche du profil, avec la décroissance régulière des teneurs de Th à Sc, se différencie des divers types de MORBs caractérisés par un profil plat. Elle montre par contre des analogies (faible pente et valeurs supérieures à l'unité) avec les profils des séries tholéiitiques intraplaque (WPB) ou de sites de transition continent-océan (ride de Reykjanes, marge brésilienne). Le fort enrichissement en K, Rb, et Ba pose un problème : il pourrait s'agir d'un caractère originel suggèrant une influence crustale importante telle qu'on l'observe dans les basaltes de la marge brésilienne mais un enrichissement secondaire lié aux recristallisations ne peut être exclu. En effet, nous avons constaté précédement une distribution aléatoire de ces éléments sensibles, K, Ba et Rb.

Les métabasaltes et -dolérites du complexe filonien montrent également un profil atypique. Par rapport aux N-MORBs, ils se caractérisent (i) par un enrichissement en éléments lithophiles K, Rb, Ba, Th, plus modéré que celui des amphibolites (ii) une anomalie négative significative en Nb et (iii) des teneurs du Ce au Sc constantes à légèrement décroissantes. Quelques filons sont enrichis en Ce et P2O5. De tels profils confirment le chimisme particulier du complexe filonien et l'affinité calco-alcaline (Pearce, 1983 ; Saunders et Tarney, 1984) suggérée précédement (fig.38).

De plus, les dosages des lanthanides que nous avons effectués sur trois filons permettent de préciser ce caractère. Ils diffèrent sur deux points des données précédement publiées (Bodinier et al., 1981) : (i) le fractionnement légèrement plus important des HREE détermine un profil faiblement concave de Sm à Lu (fig.34a), (ii) le dosage du Nd permet d'affiner la distribution des LREE. Contrairement au profil caractéristique des N-MORBs qui présente une augmentation régulière des teneurs de La à Sm, on observe ici une courbe convexe

Fig. 39 - Comparaison des amphibolites de la formation de Séchilienne et basaltes émis sur une marge passive en voie d'océanisation (lithosphère continentale amincie). Normalisation aux N-MORBS. D'après Pearce, 1983.

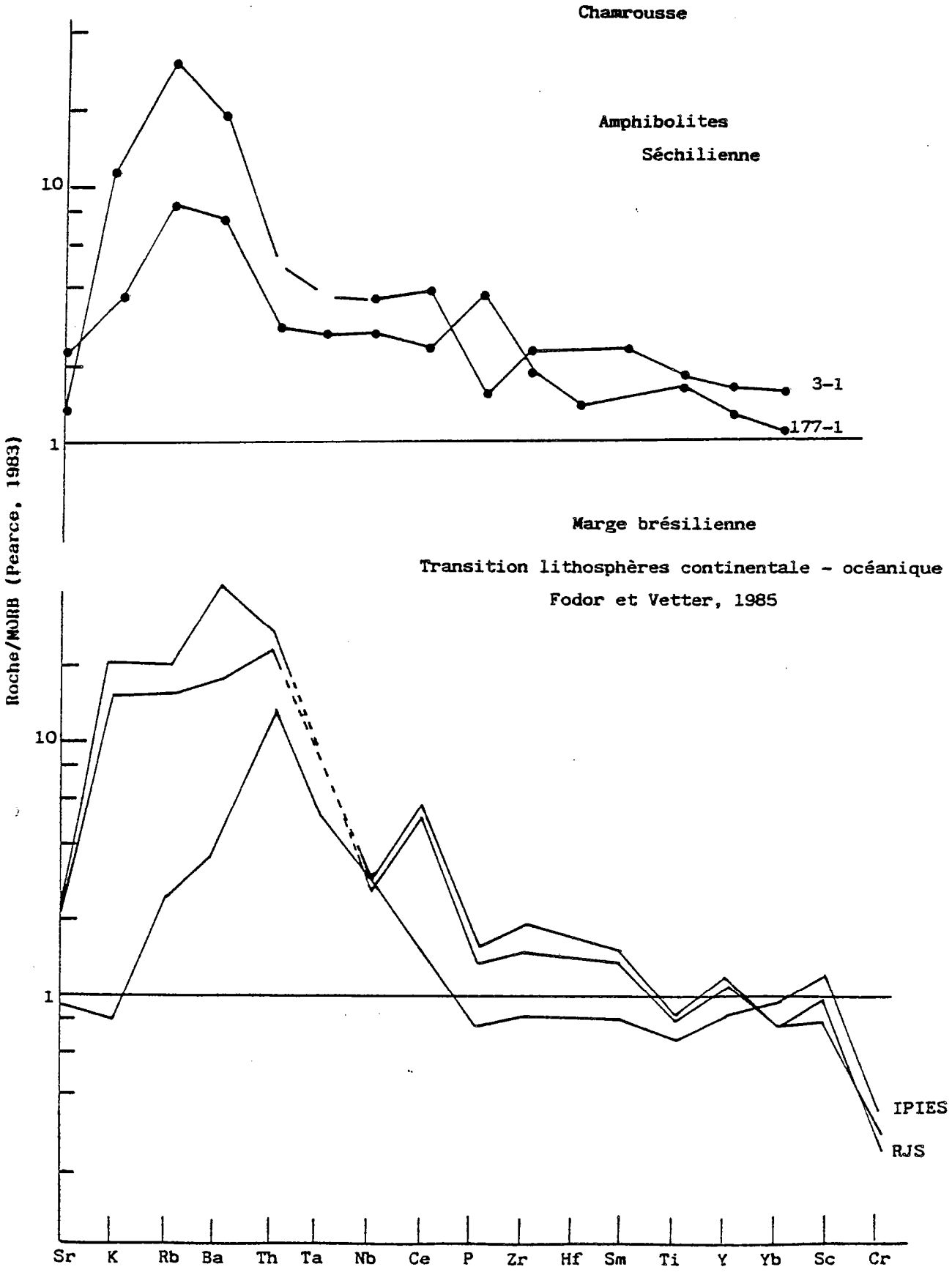
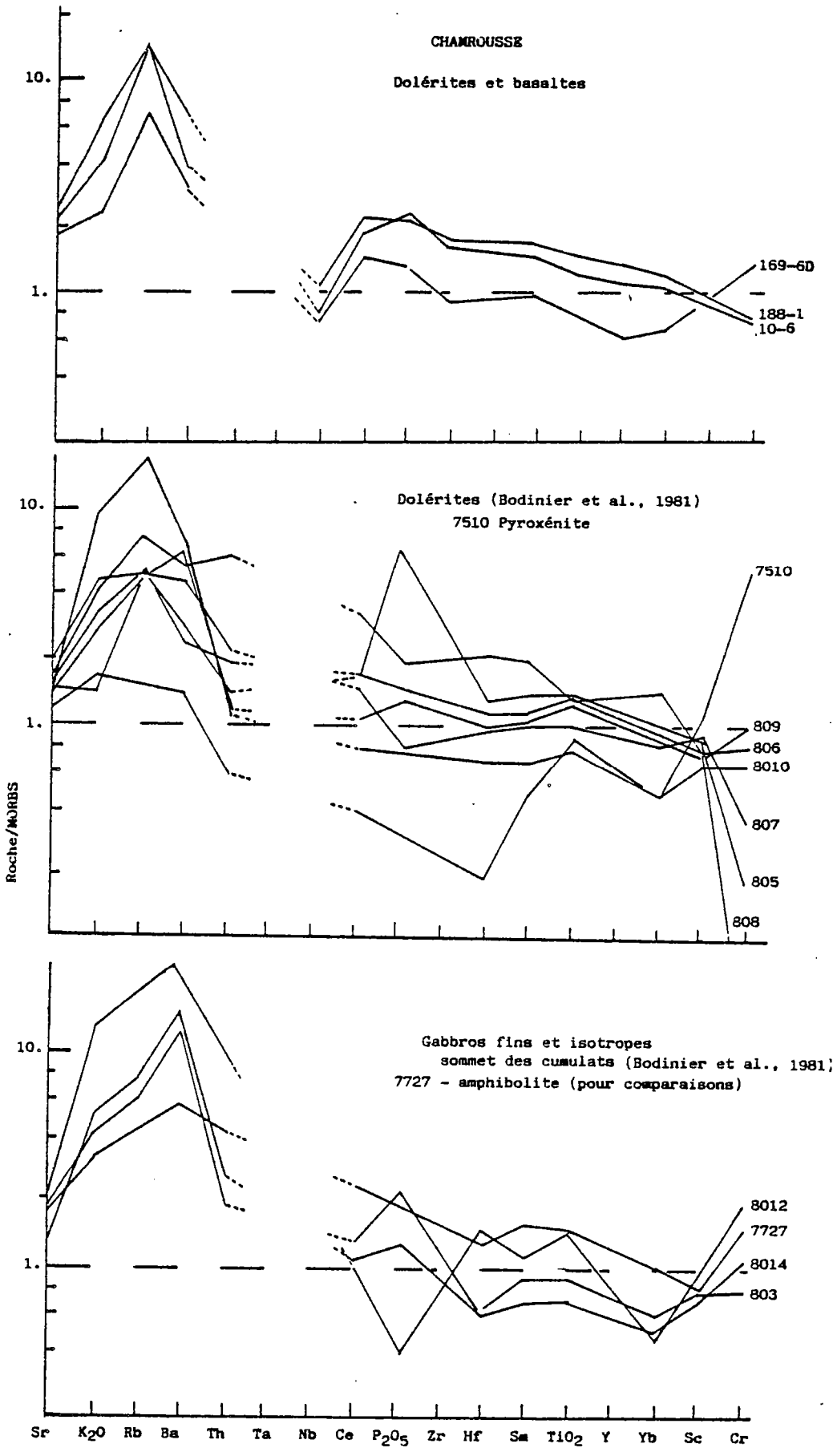
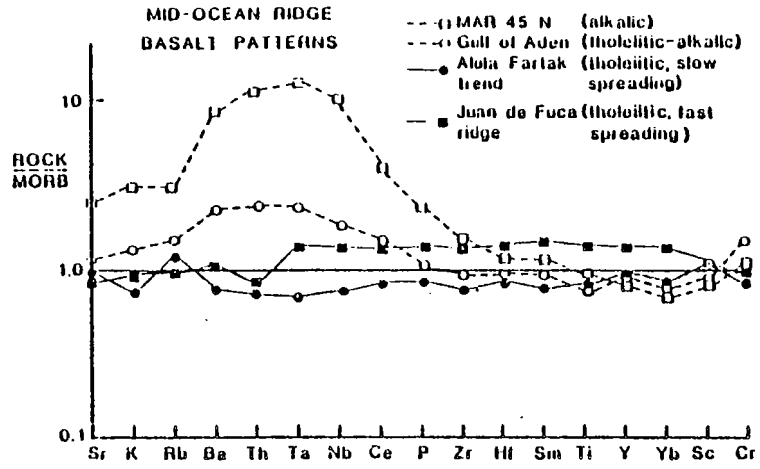


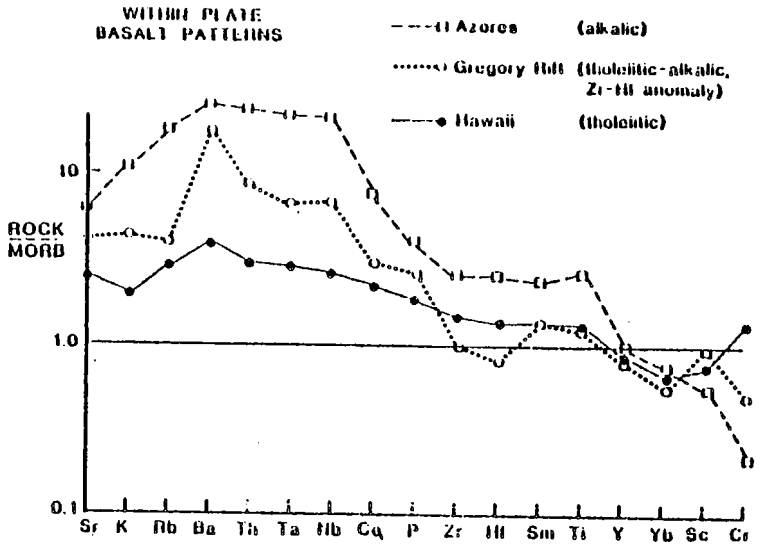
Fig. 40 - Complexe filonien de Chamrousse - données inédites ou issues de Bodinier et al. (1981) - Normalisation aux N-MORB. D'après Pearce, 1983.

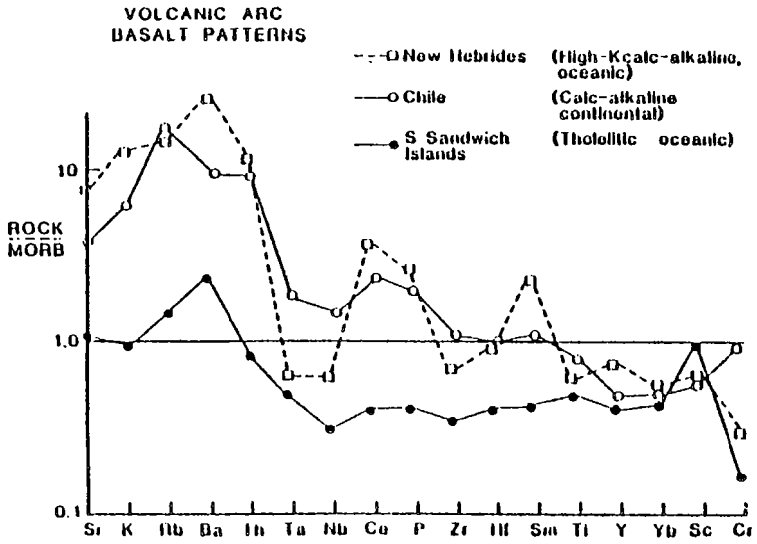


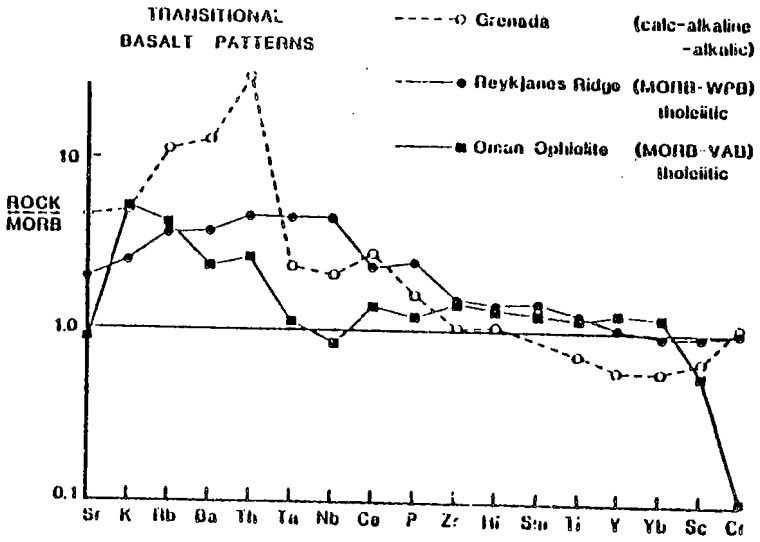
UNIVERSITÉ DE REIMS
BIBLIOTHÈQUE

Fig. 41 – Spectres élargis de quelques basaltes provenant de sites géotectoniques typiques et transitionnels, in Pearce 1984 et 1983 (pour comparaison avec les figures 39 et 40).









de La à Gd avec un maximum étalé entre Ce et Sm. Des profils comparables ont récemment été déterminés sur des basaltes de la ride Pacifique, au fond du Golfe de Mexico (Saunders, 1983 ; Saunders et al., 1982). D'après ces auteurs, cette "anomalie" par rapport au chimisme des MORBs est lié au site d'accrétion particulier caractérisé par une faible contamination par un "composant sub-continental d'affinité calco-alcaline" (Saunders, 1983).

Les métagabbros : Les analyses publiées par Bodinier et al. ont également été traitées. Les profils obtenus sont très proches de ceux des filons métabasaltiques. L'absence de données sur les teneurs en Ta et Nb ne permet pas d'affiner les comparaisons avec les séries magmatiques de références.

En conclusion, les termes effusifs du complexe de Chamrousse possèdent des analogies géochimiques importantes avec les différents types de tholéiites de rides océaniques. Les amphibolites de la formation de Séchilienne et les métabasaltes du complexe filonien ressemblent respectivement aux tholéiites "enrichies" (T et E-MORBs) et "déprimées" (N-MORBS) en LREE. Toutefois des "anomalies" significatives, portant essentiellement sur les teneurs en éléments incompatibles HFS et LIL (Th en particulier), soulignent des affinités avec les tholéiites continentales pour les amphibolites et avec des basaltes de marges actives pour les filons.

3.4 - Pétrogénèse : sources magmatiques et fractionnements cristallins

3.4.1 - Liquides primitifs et sources magmatiques.

a) Etat de la question : L'étude géochimique de Bodinier et al. (1981) se conclut par un schéma pétrogénétique de l'ophiolite de Chamrousse. Pour ces auteurs, les importantes variations du rapport La/YbN observées dans les amphibolites et les métabasaltes s'expliquent, soit par une hétérogénéité originelle du manteau, soit par un processus de fusion partielle dynamique d'un manteau homogène (Langmuir et al., 1977). Cette dernière interprétation, qui implique une extraction continue mais incomplète des bains de fusion, a été modélisée et rend effectivement compte de la diversité des roches de Chamrousse et de leur chronologie de mise en place. Les magmas successifs issus de ce processus correspondent à une augmentation des taux de fusion de 3 à 5% pour les amphibolites jusqu'à 17 à 19% pour les métadolérites et -basaltes. Ce processus de fusion partielle dynamique a permis d'expliquer (i) la diversité géochimique des basaltes de certaines rides océaniques (Islande : Wood, 1979) et (ii) l'évolution du magmatisme associé aux phases précoces d'océanisation (ophiolites chiliennes de Tortuga et de Sarmiento : Stern, 1979).

b) Discussion : Parmi les données dont nous disposons, certaines, comme les dosages de REE, sont comparables à celles qui ont été publiées antérieurement : elles n'apportent pas d'arguments nouveaux et ne seront pas discutées ici. Par contre, nous avons vu précédement que les éléments HFS (Zr, Y, Nb, Ti) permettaient de mettre en évidence, dans la composition des métabasites de Chamrousse, des influences étrangères au contexte de ride océanique ss. Il sera donc intéressant de tester les interprétations proposées en étudiant le comportement de ces éléments : Les différentes lignées basiques dérivent-elles de zones mantelliques initialement différentes (manteau "veiné" ou "contaminé") ou d'un manteau homogéne progressivement différencié par des mécanismes particuliers de fusion ?

La nature de cette ou de ces sources peut être appréhendée par l'étude des éléments incompatibles dans les magmas basaltiques. On sait en effet que les rapports entre ces éléments sont peu affectés par les processus de basaltogénèse (Tarney et al., 1980) et de différenciation (O'Hara, 1977; Saunders et al., 1979 ; Perfit et al., 1983), sauf si le grenat appartient aux phases fusibles ou fractionnées. Leurs valeurs mesurées dans les basaltes sont donc représentatives du cachet mantellique originel.

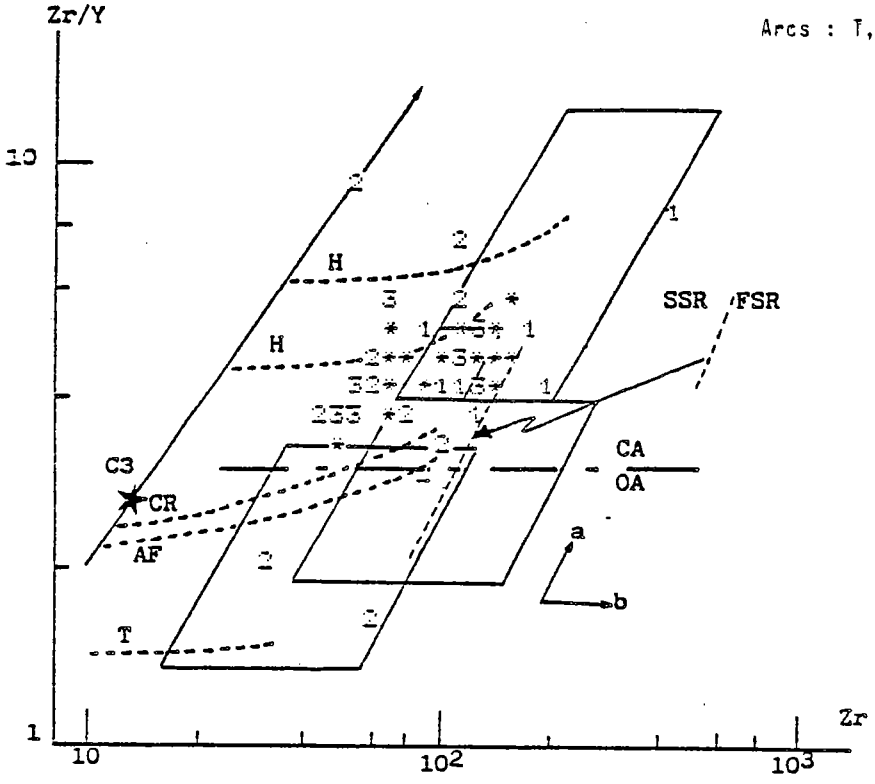
En particulier, Pearce et Norry (1979) ont étudié par modélisation le comportement de Zr, Y, Nb, et Ti lors de la magmatogénèse selon divers processus et lors de la différenciation par cristallisation fractionnée.

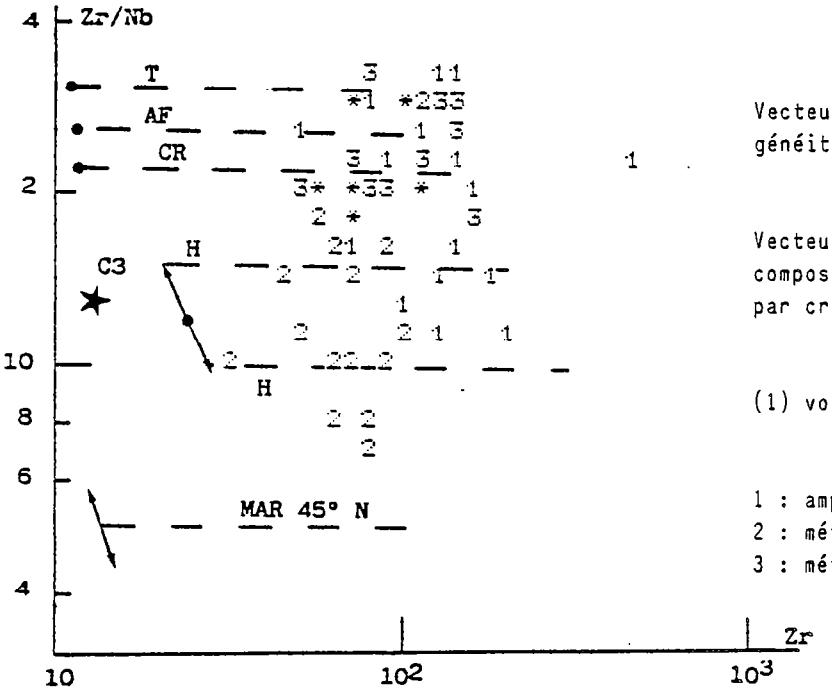
* D'une part, le rapport Zr/Y est peu influencé (i) par les variations du degré de fusion partielle dans le cas d'une fusion en un seul stade, et (ii) par la cristallisation fractionnée, sauf si le grenat est impliqué dans ces deux processus.

Fig. 42A et B - Evaluation des sources mantelliques possibles de la série ophiolitique de Chamrousse. D'après Pearce et Norry (1979).

C3 : chondrite C3
CA : arcs volcaniques continentaux
OA : " " océaniques
SSR : rides océaniques à accrétion lente
FSR : " " " rapide

Différentes lignées magmatiques
Intraplaque : H, Hawaï (Thol.-Alc)
Rides : AF, Alula Fartak (Thol.)
CR, Carlsberg Ridge (Thol.)
MAR, Mid. Atlantic R. 45°N (Transit.)
Arcs : T, Tonga-arc insulaire (IA Thol.).





Vecteur **a** matérialisant les hétérogénéités mantelliques (1).

Vecteur **b** visualisant les variations de composition liées à la différenciation par cristallisation fractionnée (1)

(1) voir discussion dans le texte.

1 : amphiboles
2 : métagabbros
3 : métabasaltes et -dolérites.

Par contre une augmentation du rapport Zr/Y peut être obtenu soit :

- par un mécanisme de fusion partielle progressive avec collecte d'incréments de fusion successifs ou de fusion partielle dynamique au sens de Langmuir et al.(1977).

- par un enrichissement local en éléments incompatibles de la source elle-même, "fertilisée" par des "jus" de fusion allogènes ou par des métasomatoses associées à des fluides riches en CO2, Cl et F.(Andersen et al., 1984). Corrélativement, se créent des zones mantelliques "déprimées", sources potentielles "appauvries" en éléments incompatibles.

Dans le cas des basaltes océaniques, les phénomènes de fusion et de cristallisation fractionnée s'effectuent à basse pression, ce qui exclue la présence de grenat parmi les phases impliquées. Le fractionnement du rapport Zr/Y est alors, comme les rapports La/YbN ou La/SmN, seulement imputable aux hétérogénéités mantelliques originelles et/ou à des processus complexes de fusion partielle. Pearce (1983) a montré que le rapport Zr/Y constituait un bon marqueur du caractère intraplaque du magmatisme, avec une augmentation de Zr par rapport à Y : les laves des marges continentales actives (VAB) comme les basaltes intraplaque (WPB) pourraient dériver de sources enrichies comparables (Zr/Y élevé).

* D'autre part, le rapport Zr/Nb semble également indépendant du taux de fusion partielle et du degré de différenciation et reflète directement les caractèristiques mantelliques (Pearce et Norry, 1979, Le Roex et al., 1982). Si l'on considère le large éventail (1 à 10) des valeurs relevées pour différentes séries volcaniques de références, il n'est plus possible d'expliquer une telle diversification par des modalités particulières de la magmatogénèse (batch melting, dynamic partial melting). Ces variations de Zr/Nb, et le découplage entre ces éléments sont à rapporter (i) soit à des transferts préférentiels par des fluides riches en CO2 et SiO2 (Frey et Green, 1974, Pearce et Norry, 1979 ; Pearce, 1983), ou à une contamination lithosphérique infracrustale du manteau supérieur dans le cas des basaltes intraplaque (WPB) (Mc Kenzie et O'Nions, 1983; Dupuy et Dostal, 1984), (ii) soit au caractère non hygromagmaphile de Nb (formation de complexes stables), acquis dans les conditions thermodynamiques et chimiques (pH2O) particulières qui prévalent au niveau des zones de subduction (VAB) (Briqueu et al., 1984).

Parmi les termes effusifs de l'ophiolite de Chamrousse, les liquides peu différenciés sont rares : ils possèdent généralement une valeur de (MG) inférieure à 0.68 (tabl. 6F). Seuls quelques métabasaltes pourraient avoir des compositions voisines de celles de liquides à l'équilibre avec une source mantellique péridotitique (MG > =0.70). Conformément aux résultats de Pearce et Norry, les valeurs des rapports Zr/Y et Zr/Nb des amphibolites et des métabasaltes et -dolérites (tabl.13) ne varient pas selon que l'on considère les liquides primitifs (MG > =0.68) ou l'ensemble des populations. Ils sont donc peu sensibles à la différenciation, ce que confirme l'examen des teneurs en Cr des métabasaltes : les plus pauvres sont effectivement enrichis en Zr mais le rapport Zr/Y demeure constant.

Sur le diagramme 42a et d'après Pearce et Norry (1979), nous avons reporté les tendances évolutives de quelques séries basaltiques ainsi que les vecteurs matérialisant l'enrichissement ou l'appauvrissement des sources par rapport au manteau originel chondritique. L'utilisation de ce diagramme (fig.37) a déja montré que les amphibolites et les métabasaltes se regroupaient, en un nuage relativement dense, à la limite des champs des tholéiites abyssales (MORBs) et intraplaque (WPB). Les faibles variations du rapport Zr/Y suggèrent que les deux groupes pétrographiques dérivent d'une source mantellique commune, montrant un enrichisssement en Zr et Y d'environ 2 fois la chondrite. D'après les travaux de Beccaluva et al. (1983), ce sont des sources possèdant un tel cachet qui sont à l'origine des MORB de type N et T des ophiolites riches en TiO2. Les valeurs des rapports Zr/Ti et TiO2/Al2O3 supérieures ou proches des rapports chondritiques équivalents s'accordent avec ce modèle. De plus, on remarquera sur ce même diagramme :

* que si l'on considère les seuls liquides primitifs (MG > =0.68), les métabasaltes et -dolérites sont plus pauvres en Zr que les amphibolites, pour des valeurs identiques de Zr/Y. Ce découplage peut s'expliquer par un taux de fusion plus élevé lors de l'épisode magmatique filonien.

* qu'il existe une grande dispersion des points représentatifs des gabbros et des pyroxènolites filoniennes (P1b), correspondant à des liquides de composition basaltique. Cette dispersion est très vraisemblablement causée par l'altération des caractères chimiques originels pendant la cristallisation des filons en domaine plutonique . Ceux-ci réagissent avec les cumulats encaissants en cours de solidification (Reuber et al., 1985). Ils ne présentent donc guère d'intérêt dans cette discussion pétrogénétique.

Le diagramme 42b fait apparaitre une large variation des rapports Zr/Nb (tabl.13 également). Chaque groupe pétrographique possèdent des caractères spécifiques, malgré une variation interne importante :

- Les métabasaltes et -dolérites constituent un groupe assez homogène à rapport élevé (1.5 à 2 chondr.). Ils montrent ainsi des affinités avec les basaltes de marges actives (IAT-VAB) et de rides "normales" (N-MORBs).
- Les gabbros et les amphibolites forment des populations plus hétérogènes avec des valeurs de Zr/Nb variant de 1 à 3. Pour les gabbros, ces valeurs se situent au voisinage des valeurs chondritiques alors que les amphibolites sont enrichies (1.5 à 3 chondr.) et se superposent au champ des métabasaltes. On retrouve l'évolution des MORBs de types E à N, montrée par Bodinier et al (1981) à l'aide des teneurs LREE. Ces teneurs comme celles du Nb sont décroissantes et traduisent une diminution de l'alcalinité.

Par rapport aux séries volcaniques de référence, les termes effusifs de Chamrousse montrent des analogies avec les N-MORBs mais on soulignera les affinités respectives des amphibolites et des métabasaltes avec les magmatismes intraplaque et de marges actives. D'après le comportement de ces éléments, on doit supposer pour ces deux venues magmatiques successives (amphibolites et filons doléritiques) des origines mantelliques distinctes. Pour les amphibolites on constate un fractionnement graduel du rapport Zr/Nb, correspondant à un enrichissement ou à un appauvrissement de la source en Nb (Zr constant). Les roches filoniennes dérivent d'un manteau originellement déficitaire en Nb ou faisant une rétention pour cet élément.

c) Interprétation : En résumé, les deux diagrammes 42 a et b expriment des résultats apparement contradictoires. Dans un cas, l'ensemble des termes effusifs de Chamrousse semble dériver d'une source unique, enrichie en incompatibles (jusqu'à 2 fois les valeurs chondritiques) (fig.42a). D'après leurs teneurs en Zr, les amphibolites et les métabasaltes se distingueraient par des taux de fusion différents. Dans l'autre cas, les teneurs en Nb soulignent la diversité et l'hétérogénéité des sources potentielles pour les différents liquides basiques. En d'autres termes, par rapport à certains éléments, Zr, Y, Ti, la (ou les) zone mantellique, qui controle toute l'évolution magmatique de Chamrousse, conserve une composition constante, alors qu'elle (elles) s'appauvrit en Nb au cours du temps. Quel peut être le processus qui engendre ce découplage parmi les éléments incompatibles (Zr et Y / Nb) ?

Tous les travaux précédement évoqués soulignent que le comportement particulier du Nb, et spécialement son découplage avec les autres éléments hygromagmatophiles (La, HFS, ou HREE), représente une signature mantellique et ne peut être causé par des modalités particulières de magmatogénèse et/ou de différenciation. Il est dès lors difficile d'envisager une filiation des différentes venues basiques de Chamrousse, des amphibolites de Séchilienne aux métabasaltes du complexe filonien, par le seul processus d'une fusion partielle dynamique (Bodinier et al., 1981).

Nous proposons donc une autre hypothèse génétique, en signalant toutefois qu'elle mériterait d'être étayée par des dosages complémentaires (REE et Th et Ta en particulier)

Les amphibolites ("E-MORBs") dérivent d'une source enrichie en Zr Y et Ti (2 chondr. environ) compatible avec un manteau sub-océanique sous une ride "anormale" (Beccaluva et al., 1983; Pearce et Norry, 1979) ou sous une plaque lithosphérique (Pearce et Norry, 1979; Pearce, 1983). Des teneurs parfois relativement élevées en Nb, mais également en Th, suggèrent une affinité sub-continentale pour cette source. Les larges variations du rapport Zr/Nb, qui caractérisent cette population d'amphibolites, pourraient traduire l'évolution temporelle de la zone mantellique impliquée, avec appauvrissement relatif en Nb. Une tendance comparable a été observée dans le cas des tholéiites continentales mises en place au niveau d'une croute amincie, où l'on constate une diminution des teneurs en LIL et du rapport LREE/HREE des laves les plus anciennes aux plus récentes (Bertrand et al., 1981 ; Dupuy et Dostal, 1984). On peut ainsi concevoir une atténuation de l'influence intraplaque au cours du temps, lors d'un processus croissant d'amincissement crustal (océanisation). Dans le cas du complexe métamorphique de Chamrousse, il est évident qu'aucune chronologie de mise en place ne peut être établie pour les protolithes des amphibolites. De plus, il ne peut être totalement exclu que quelques métabasaltes du complexe filonien, particulièrement recristallisés et banalisés, aient pu être assimilés à des amphibolites.

En fonction des valeurs Zr/Nb, les gabbros, à caractères de liquides, présentent un cachet mantellique proche de celui des termes amphibolitiques les plus "continentaux".

Les métabasaltes et -dolérites du complexe filonien ("N-MORBs") forment un groupe homogène. Bien que présentant des valeurs de Zr/Y et Zr/Nb identiques à celles de certaines amphibolites (les plus récentes ?), ces métabasites s'en distinguent par des teneurs plus faibles en incompatibles, témoignant soit de la nature originelle plus appauvrie de la source mantellique, soit d'un taux de fusion plus important d'une même source. Les méta-basaltes se caractérisent conjointement (i) par des rapports mantelliques, Zr/Y et Zr/Nb, élevés, et (ii) par un déficit en Nb par rapport à Th et Ce (fig. 40), soit par un cachet de MORB avec des composantes intraplaque et d'arc volcanique (Pearce, 1983). L'influence d'une marge continentale active sur une zone d'accrétion océanique peut conduire à une telle originalité.

3.4.2- Relations entre les divers termes pétrographiques et effusifs et différenciation

Nous avons vu dans les prédédents chapitres que le magmatisme ophiolitique de Chamrousse présentait un caractère polyphasé. L'existence de plusieurs venues est en effet attestée tant par les observations de gisements que par le chimisme des différents termes effusifs ou plutoniques. L'étude des roches plutoniques a montré (i) qu'un mécanisme de cristallisation fractionnée pouvait rendre compte de l'évolution minéralogique et chimique des cumulats et (ii) qu'il existait des roches, à caractère filonien parfois visible, qui possédaient des analogies avec les liquides basiques.

Le problème se pose des relations entre ces divers termes plutoniques et de leur filiation avec les termes effusifs. Un moyen possible de résoudre cette question consiste à mettre en évidence graphiquement les différents processus magmatologiques susceptibles de créer ces relations. Des représentations binaires impliquant des éléments chimiques aux comportements contrastés pendant ces processus, éléments plus ou moins hygromagmaphiles, constituent une approche efficace (Joron et al. 1978 ; Cocherie, 1984). Un ensemble de diagrammes de ce type apporte les résultats convergents suivants (fig. 43) :

* **Les termes effusifs**, amphibolites de Séchilienne et métabasaltes et -dolérites du complexe filonien, représentent deux lignées de différenciation distinctes. En accord avec les discussions précédentes concernant leurs sources mantelliques, la première est enrichie en éléments incompatibles et une dérivation de ces deux lignées à partir de deux sources identiques quand aux éléments impliqués dans ces diagrammes (Zr, Y, Cr et Ni) suppose des taux de fusion plus importants pour les basaltes (25 à 30%) que pour les protolithes des amphibolites (15 à 20%).

Les courses de différenciation sont sensiblement parallèles et se caractérisent, dans les derniers stades par une légère décroissance des teneurs en éléments incompatibles. Ce changement cristallogénétique intervient pour des valeurs de Cr et Ni voisines de 100 ppm et 80 ppm. Les stades précoces, jusqu'à 40 à 50% de cristallisation, correspondent à des fractionnement d'olivine, de Cpx et de Plg en proportions relatives variant entre (2:1:1 et 2:1:2) (Ménot en cours). Ensuite la précipitation conjointe de minéraux accessoires explique la diminution des valeurs de Zr et Y.

* L'ensemble des **cumulats**, des serpentinites aux gabbros supérieurs, s'alignent selon une direction parallèle à celle des lignées précédentes. Les relations chronologiques établies sur le terrain permettent d'assurer la nette postériorité du complexe filonien par rapport aux cumulats. La filiation génétique entre cumulats et amphibolites de Séchilienne établie par Bodinier et al. (1981) se trouve confirmée ici.

* Les faciès **pyroxéniques** Plb, dont le caractère intrusif dans les cumulats a pu être observé, constituent une population assez homogène. Elle occupe une position intermédiaire entre les cumulats et les amphibolites et présente une évolution comparable à celle de ces faciès. Ces pyroxènolites peuvent être interprètées comme des liquides dont le caractère originel est "altéré", soit par une séparation cristaux-liquide partielle, soit par des réactions entre liquides et encaissant cumulitique.

* Les **gabbros** sl. présentent une dispersion assez large, attestant de l'hétérogénéité, déja relevée à plusieurs reprises, de cette population. Plusieurs phénomènes magmatiques, visualisés par les différents diagrammes, peuvent expliquer la diversité des gabbros : (i), certains échantillons sont des cumulats, (ii), d'autres sont des faciès intermédiaires au même titre que les pyroxènites P1b, enfin (iii) des gabbros semblent avoir une origine tout à fait particulière. Ces derniers sont en effet plus riches en éléments incompatibles que les liquides parents des amphibolites. Ils représentent, soit des liquides résiduels issus d'une différenciation par cristallisation en système ouvert (Bryan et al., 1976; Stern, 1979; Beccaluva et al,1983; Perfit et al., 1983), soit des cumulats à composition de ferrogabbros. Nous avons récemment montré que de tels cumulats correspondaient aux fractionnements cristallins associés à la génèse des plagiogranites dans de petites chambres résiduelles (Ménot et al., annexe B). Plagiogranites et ferrogabbros sont différenciés à partir d'un magma basaltique dont la composition est proche de celle des amphibolites de Séchilienne. La position sur les diagrammes de l'échantillon 173.4, représentatif de ce type de cumulats, conforte notre interprètation.

* Les **plagiogranites** sl. se distribuent en fin de lignées basiques. Il s'agit donc bien de différenciats tholéiitiques (Ménot et al., annexe B). On notera enfin que l'"albitite" issue de la fusion partielle de gabbros amphibolitisés, au sein du complexe blastomylonitique, se dispose très nettement hors des courbes de différenciation.

En conclusion, l'étude géochimique confirme :

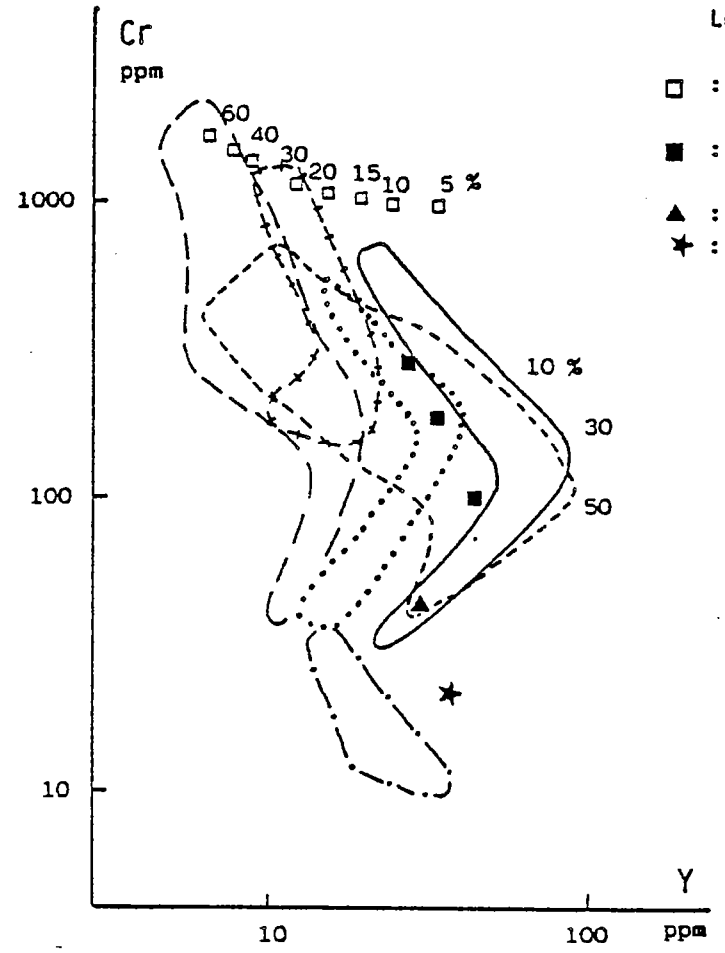
(i) l'assimilation au sein d'un même ensemble magmatique, des formations métaplutoniques de Chamrousse et leptyno-amphiboliques de Séchilienne.

(ii) le caractère polyphasé du magmatisme et son évolution géochimique temporelle. Cette évolution correspond à une modification d'un contexe distensif originel et traduit globalement la transition d'un domaine lithosphérique continental à un domaine océanique. Ceci explique les caractères originaux de l'ophiolite.

(iii) la multiplicité des processus pétrogénétiques : variations temporelles de la composition des sources mantelliques, modification des modalités de la cristallisation fractionnée. Ces modifications sont liées à l'existence de chambres isolées, de mécanismes de remplissage et de conditions physico-chimiques particulières.

A l'issue de cette étude essentiellement descriptive, un travail plus détaillé demeure nécessaire afin de préciser l'influence relative des divers processus évoqués.

Fig. 43A - Evaluation des relations entre termes plutoniques et effusifs de Chamrousse et des conditions de basaltogénèse et de différenciation.



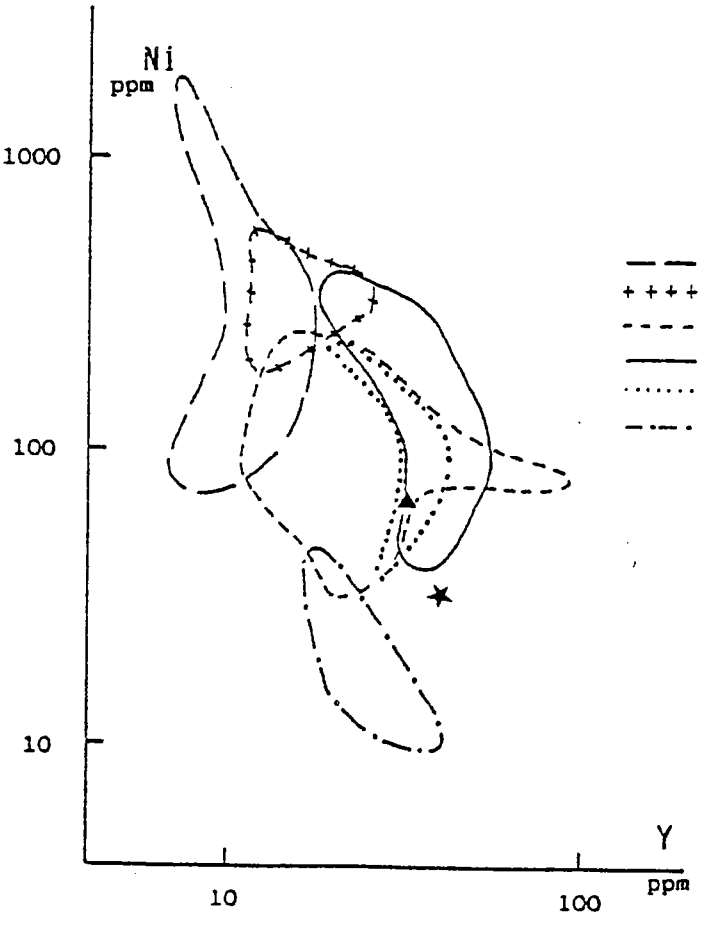
Légendes

□ : Fusion partielle
(0,6 Ol + 0,2 Opx + 0,1 Cpx + 0,1 Plg)

■ : Cristallisation fractionnée
(0,5 Ol + 0,25 Cpx + 0,25 Plg)

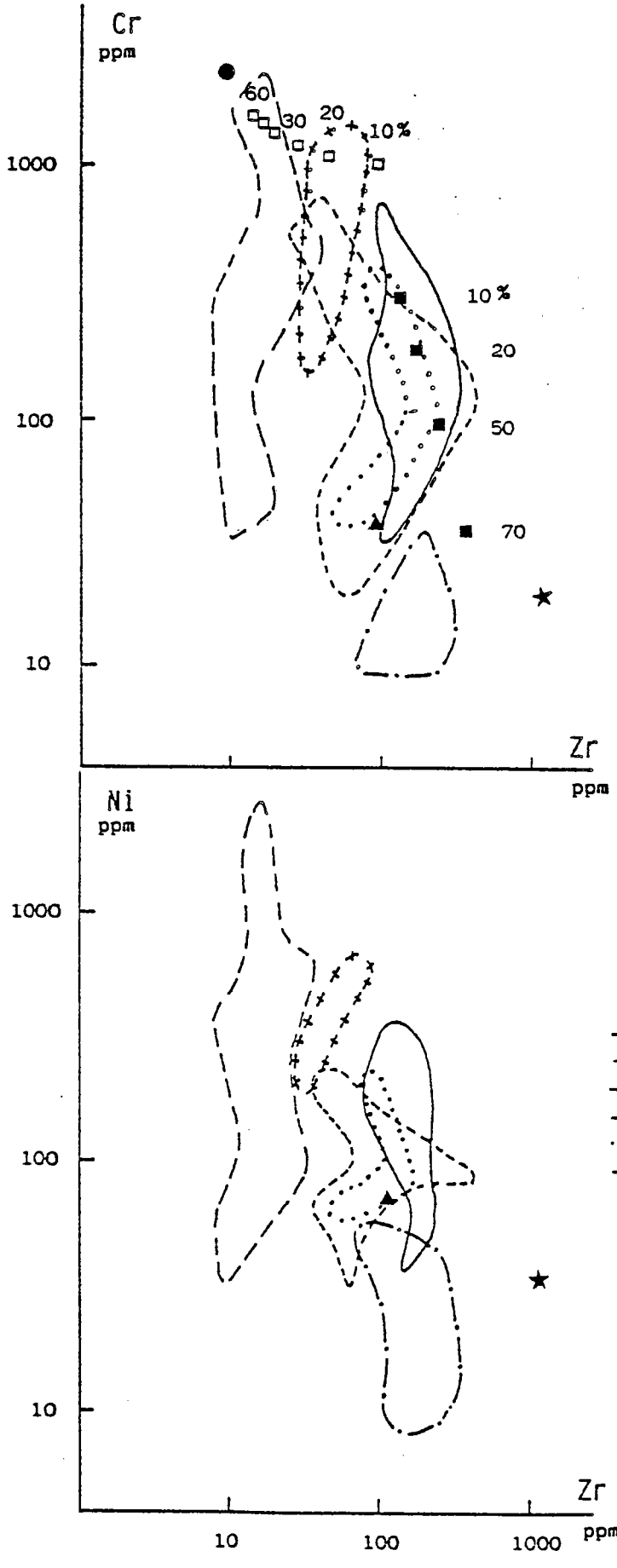
▲ : Cumulats ferrogabbroïque (173-4)

★ : "Albitite" du complexe blastomylonitique



— — : Cumulats
+ + + + : Pyroxénolites P_1b
- - - - : Gabbros s.l.
——— : Amphibolites
····· : Métabasaltes, -dolérites
— . — . : Granites sodiques

Fig. 43B - Evaluation des relations entre termes plutoniques et effusifs du complexe de Chamrousse et des conditions de basaltogénèse et de différencation.



Légende :

□ : Fusion partielle
(0,6 Ol + 0,2 Opx + 0,1 Cpx + 0,1 Plg)

■ : Cristallisation fractionnée
(0,5 Ol + 0,25 Cpx + 0,25 Plg)

▲ : Cumulat ferrogabbroïque (173-4)

✶ : "Albitite" du complexe blastomylonitique

— — : Cumulats
+ + + : Pyroxénolites P_1b
– – – : Gabbros s.l.
——— : Amphiboles
····· : Métabasaltes, -dolérites
—·—· : Granites sodiques

4 - SITE ORIGINEL DU COMPLEXE DE CHAMROUSSE

A la suite des travaux de P.Bordet (1961, 1972) de Carme (1965a, 1975a), Ménot (1979, 1981) et Bodinier et al. (1981), la nature ophiolitique du complexe UB-B de Chamrousse est définitivement établie. Toutefois son site génétique n'est pas encore clairement déterminé. Dans un premier temps, une génèse "au niveau d'une zone de subduction" est proposée, mais en excluant un "modèle de dorsale" (Carme, 1975a). Plus tard une comparaison est ébauchée à la fois avec les séquences ophiolitiques sud-andines et avec la ride médio-Atlantique (Bodinier et al., 1981), c'est à dire, soit avec un bassin marginal, soit avec un grand océan.

A partir des résultats exposés dans les chapitres précédents concernant la lithologie, la minéralogie et le chimisme de l'ophiolite, il est possible de préciser ce contexte originel. Nous avons souligné, à plusieurs reprises et à partir d'arguments divers, le caractère particulier de ce magmatisme ; et nous estimons qu'il s'accorde mal avec un modèle d'accrétion au niveau d'une dorsale médio-océanique. Des analogies avec de petits bassins nous semblent plus vraisemblables. Il est d'ailleurs classiquement reconnu que la majorité des ophiolites observées au sein des divers orogènes sont issues de bassins marginaux, au sens large (Upadhyay et Neale, 1979; Hall, 1982; Leitch, 1984; etc..). Toutefois, la notion de bassin marginal (BM) est vaste et sous le même vocable, sont regroupés plusieurs types de structures (Saunders et Tarney, 1984). Nous proposons ici une rapide synthèse des connaissances sur les BM et sur leur classification afin d'évaluer, dans un second temps, les analogies possibles avec l'ophiolite de Chamrousse en intégrant les données acquises (chap. C-1,-2,-3).

4.1 - Classification des bassins marginaux.

La récente synthèse sur la géologie des BM, éditée par Kokelaar et Howell (1984), a permis de développer et d'affiner la définition originelle de Karig (1971) (in Saunders et Tarney, 1984) : "semi-isolated basins or series of basins lying behind the volcanic chain of island arc system". Les quelques points suivants peuvent être soulignés :

* tous les BM se caractérisent par le développement d'une croute océanique plus ou moins typique. Ils diffèrent ainsi des secteurs déprimés et des rifts ensialiques qui représentent parfois des BM avortés (Aberg et al., 1984 ; Bartholomew et Tarney, 1984).

* La durée de vie des BM est relativement brève, 10 millions d'années environ (Leicht, 1984 ; Searle et Stevens, 1984).

* Les BM correspondent à plusieurs types de structures selon leur contexte géotectonique. Saunders et Tarney distinguent 4 groupes de BM:

* ceux formés par extension en arrière d'arcs volcaniques, insulaires ou continentaux, à l'aplomb d'une zone de subduction. Il s'agit des "back-arc basins" ss. : Vourinos, Oman (Thétys orient.) selon Pearce et al., 1981) ; Lau, Fidji (SW Pacifique) ; E. Scotia (Antarctique), etc...

* ceux développés dans des zones de convergence oblique entre plaques, convergence controlée par des failles transformantes (Golfe de Californie).

* ceux générés par une distension lithosphérique en dehors des zones de convergence sur des marges passives : Mer Rouge, Tihama Asir (Arabie) ; Tasman sea (SW Pacifique) ; La Palmas (Atlantique) ; ophiolites grecques et du Moyen Orient (selon Bebien et al., 1980, Hall, 1982).

* ceux résultant de l'isolement d'une ancienne croute océanique, sans accrétion : Aléoutiennes.

En fait, ces diverses catégories recouvrent deux types majeurs de BM (Leitch, 1984 ; Pearce, 1984) : les BM ss. dont la dynamique est en relation avec le fonctionnement d'une zone de subduction et les petits océans dont l'extension est indépendante de ce mécanisme. Les premiers sont toujours associés à un arc volcanique dont l'activité est contemporaine de l'extension du bassin. Dans ce contexte de subduction prennent naissance les SSZ ophiolites (Pearce et al., 1981, 1984) dans des bassins d'arrière-arc ou d'avant-arc (back- et fore-arc basins). Le cachet géochimique de ces SSZ ophiolites est transitionnel entre les tholéiites abyssales et les basaltes ou tholéiites calco-alcalines (MORB/IAT ou VAB : Pearce, 1984).

Les petits océans résultent d'une distension le plus souvent ensialique sur une marge continentale passive (Tihama Asir, Mer Rouge : Coleman, 1984 ; Las Palmas : Schmincke et Staudigel, 1976 et ophiolites téthysiennes du Moyen Orient selon Hall, 1982) ou active (golfe de Californie : Saunders et al., 1982 ; Chili : Stern, 1979). Dans ces sites se mettent en place les MORB ophiolites à cachet géochimique de tholéiites abyssales (Pearce et al., 1984). Ces petits bassins peuvent être plus tardivement influencés par une zone de subduction (Ophiolites chiliennes : Sarmiento et Tortuga et antarctiques : Bransfied Strait par exemple) (Pearce et al., 1984 ; Saunders et Tarney, 1984).

* Les stades initiaux de l'océanisation possèdent, selon les cas, un caractère ensialique ou ensimatique. La plupart des MORB-ophiolites se développent sur une croute continentale amincie. Les SSZ-ophiolites sont initialement intracontinentales ou intra-océaniques.

* Les stades terminaux d'évolution des BM, à la fin de la période d'accrétion, se caractérisent soit par un charriage important des unités ophiolitiques sur des terrains étrangers à leur site originel (ophiolites allochtones obductées), soit par un simple soulèvement (uplift) (ophiolites autochtones ou para-autochtones). La présence ou l'absence de semelle (ou auréole) métamorphique (metamorphic soles) permettent de distinguer ces deux cas.

Les ophiolites sub-autochtones seraient peu fréquentes (Pearce et al., 1984) ou au contraire relativement généralisées mais mal interprétées (Hall, 1982).

4.2 - Implications pour l'ophiolite de Chamrousse

4.2.1 - Rappel des principaux points de comparaison.

a) Arguments lithologiques :

Dans sa compilation sur les ophiolites de bassins marginaux s.l., Pearce a montré que certains critères lithologiques pouvaient être utilisés pour différencier ces complexes de ceux générés dans les grands océans. Ces caractères s'appliquent aussi bien aux bassins marginaux fortement influencés par une zone de subduction (Betts Cove, Appalaches ; Karmoy, Scandinavie ; Samail, Arabie) qu'à ceux qui le sont moins et qui font la transition avec la lithosphère océanique typique (Sarmiento, Chili ; Smartville, U.S. Coast range).

Les ophiolites issus des bassins marginaux se caractérisent :

* par une épaisseur globale généralement faible. Bien qu'une estimation soit assez aléatoire à Chamrousse en raison de la tectonique une amplitude d'environ 2000m. est proposée. Cette valeur est peu importante en comparaison des épaisseurs généralement admises pour le plancher océanique.

* par une proportion élevée de roches acides par rapport aux roches basiques. Ce caractère est confirmé par Saunders et Tarney (1984) qui précisent que la présence de différenciats siliceux, plagiogranites et rhyodacites, est typique des bassins marginaux ensialiques. Nous avons souligné que les termes leucocrates, granites sodiques et kératophyres, étaient relativement abondants au toit de la séquence plutoniques et dans la série effusive (Scarenzi et al., 1985b).

* par la nature différente des sédiments associés, pélagiques dans les océans vrais, volcano-détritiques dans les bassins marginaux. Ce sont des termes de ce dernier type qui ont été observés dans la partie supérieure de la formation de Séchilienne.

b) Arguments minéralogiques :

L'apport n'est pas décisif, car les données disponibles pour Chamrousse sont fragmentaires. De plus, si l'existence d'une corrélation entre la minéralogie et le chimisme des roches est bien établie, elle n'est pas suffisament étroite pour que le site géotectonique originel puisse être défini précisément.

Malgré ces réserves, nous avons vu (i),que l'ordre de cristallisation observé dans la séquence plutonique de Chamrousse et (ii) que la nature chimique des minéraux étaient différents de ceux reconnus dans les matériaux grenus des rides médio-océaniques "normales" :

(i) La séquence cristallogénétique à Cpx précoce par rapport au plagioclase, séquence B de Church et Riccio (1977), est typique des cumulats issus des MORBs de types T et E et des tholéiites d'arc.

(ii) Le chimisme diversifié des clinopyroxènes suggère l'existence de plusieurs types de gabbros matérialisant des venues magmatiques à signatures mantelliques contrastées. D'autre

part, le rapport Cr/Al relativement élevé des chromites des cumulats ultramafiques est également symptomatique d'une magmatogénèse composite.

Sans que l'on puisse apporter davantage de précisions, les arguments minéralogiques témoignent d'une zone d'accrétion dans un site transitionel où s'expriment des processus magmatogénétiques complexes (variations de composition des sources mantelliques et des taux de fusion).

c) Arguments tectoniques :

Nous verrons plus loin (chap.C-5) que la série ophiolitique a été affectée par une intense tectonique précoce : Les contraintes sont contemporaines de l'intrusion de différentes générations magmatiques. Ces déformations et recristallisations sont en relations probables avec la fermeture du bassin et son intégration au domaine continental. Ces phénomènes sont plus facilement interprètés au niveau d'un "petit" océan (bassin marginal s.l.).

d) Arguments géochimiques :

Dans le complexe métamorphique de Chamrousse, les caractères géochimiques comptent parmi les traits originels les mieux préservés et sont, de ce fait, les plus déterminants.

* La séquence plutonique, et en particulier les gabbros, se caractérisent par des valeurs relativement élevées en Titane, elle s'apparente ainsi aux high-Ti ophiolites de Serri (1981). Ce cachet titané est comparable à celui des roches grenues des rides médio-océaniques et des bassins marginaux (Serri, 1981 ; Beccaluva et al., 1983). Les cumulats sont génétiquement liés aux termes effusifs représentés par les amphibolites de Séchilienne (Bodinier et al., 1981 et chap.3.4.2).

* Les termes effusifs se rangent en deux générations chimiquement et chronologiquement différenciées. Leur large spectre chimique réflète la diversité de leurs sources et peut s'intégrer dans un schéma magmatogénétique évolutif.

La génération la plus ancienne, matérialisée par ces amphibolites de Séchilienne, possède une composition globalement comparable à celle des MORBs de type T, mais montre aussi des affinités avec le magmatisme intraplaque. On note en particulier une large variation du rapport Zr/Nb, qui peut être interprètée comme un enrichissement ou un appauvrissement, au cours du temps, de la source mantellique ou des liquides primitifs (contamination mantellique ou crustale). La génération la plus récente comprend les métabasaltes et -dolérites du complexe filonien, qui recoupent tous les autres faciès. Elle se caractérise par un chimisme proche de celui des N-MORBs avec toutefois un cachet original induit par l'existence d'une zone de subduction (distribution de Nb, Ce et LREE).

Nous proposons donc de corréler l'évolution chimique du magmatisme ophiolitique avec les étapes successives suivantes :

* rifting et ouverture d'un bassin océanique sur un substratum sialique amingi ("attenuated crust" des auteurs anglo-saxons) correspondant à la mise en place des protolithes des amphibolites (Séchilienne) et de la majeure partie de la séquence cumulative. On peut, sans qu'il soit possible de confirmer cette polarité, privilégier l'hypothèse d'un apprauvrissement en Nb des liquides basiques, qui serait cohérent avec l'ouverture d'un domaine plus franchement océanique.

* fonctionnement d'une zone de subduction ou d'un écaillage intra-océanique contemporain de l'injection des dernières venues basiques du complexe filonien.

4.2.2 - Conclusions

Les caractères lithologiques, minéralogiques et chimiques de l'ophiolite de Chamrousse, tels qu'ils ont été décrits précédement, incitent à proposer la génèse de ce complexe au niveau d'une distension à caractère ensialique (bassin marginal sur croûte continentale amingie) pouvant évoluer vers un site d'arrière-arc (back-arc basin) soumis à l'influence d'une zone de subduction (Supra-subduction zone(SSZ) ophiolite : Pearce 1981, 1984).

L'extension spatiale d'une telle structure est limitée : les largeurs habituellement proposées sont de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres (200-300 km.)(De Wit et Stern, 1981 pour les bassins sud-andins; Hall, 1982 pour ceux d'où sont issues les ophiolites du Moyen Orient).

Les principaux arguments résumés ci-dessus ne sont pas obligatoirement univoques s'ils sont considérés isolément, mais leur convergence semble significative.

5 - EVOLUTION TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE

Nous proposons dans ce chapitre un inventaire et une description des recristallisations et des déformations affectant la minéralogie, les structures et les textures magmatiques (litage des cumulats, contacts filons-encaissant, fluidalité filonienne, etc...). Nous tenterons ensuite de relier entre eux ces mécanismes et de schématiser l'évolution tardi- et postmagmatique du complexe ophiolitique.

5.1 - Introduction - caractères généraux des recristallisations et des déformations.

5.1.1. - Recristallisations

Lors de l'étude pétrographique et minéralogique des roches de Chamrousse (chap. C-2 et C-3), il est apparu que les recristallisations secondaires se caractérisaient par une extension extrèmement variable, et par des paragénèses diversifiées :

a) L'intensité des recristallisations se traduit par une banalisation plus ou moins importante du protolithe :

* recristallisations largement développées dans la formation de Séchilienne (C) : les reliques minéralogiques sont rares par contre les textures ignées sont préservées dans certains filons métadoléritiques qui n'ont pas été accordés par la tectonique (différenciation granulométrique aux épontes, fluidalité, textures intersertale et/ou porphyrique)

* recristallisations plus variables en intensité dans la séquence plutonique:

. amphibolitisation complète et textures préservées dans la zone de transition (roof assemblage : B)

. minéralogie et textures ignées bien représentées dans la pile des gabbros cumulats (Ac), mais par contre largement oblitérées à la base, complexe blastomylonitique (Ab) et cumulats ultramafiques (Aa). Dans cette zone inférieure, la serpentinisation et le bastitisation sont omniprésentes alors que les textures cumulatives ne sont plus observables que dans des masses fusiformes, épargnées par la déformation.

b) Les assemblages minéralogiques secondaires sont diversifiés ; leur nature dépend des minéraux remplacés mais également du stade de recristallisation. On observe :

* des réactions coronitiques dans les cumulats gabbroiques et ultramafiques. Ces coronites se développent entre les cristaux ignés suivant: Ol /Plg; Opx/Plg et Fe-Ti oxydes/Plg. Au stade actuel, elles sont toutes de nature amphibolique et les paragénèses réactionnelles initiales ne sont pas connues.

* des assemblages anhydres issus de la granulation des Cpx et Plg primaires. Ils ont été décrits dans le complexe blastomylonitique et au toit de la séquence plutonique.

* des assemblages hydroxylés à Ab $\pm$ Plg. L'amphibolitisation se matérialise par des produits de nature variée selon le site minéralogique primaire et le processus d'altération. Ces assemblages amphiboliques se retrouvent dans toute la pile ophiolitique.

* des pseudomorphoses à serpentine et bastite, affectant les pyroxènes et l'olivine à la base de la séquence plutonique.

5.1.2- Déformations

Différents types ont été reconnus, matérialisant des déformations en contextes thermodynamiques variés et s'exprimant à des niveaux "lithostratigraphiques" privilégiés. Ils sont représentés par :

a) des rubanements mylonitiques présentant une alternance lithologique d'amplitude millimétrique de composition leptyno-amphibolique. Ces amphibolites rubanées forment des niveaux centimétriques à métriques dans le complexe blastomylonitique ou centimétriques à décimétriques dans les cumulats gabbroïques (Pl.II). Dans le premier cas, ces amphibolites incluent des zones moins tectonisées sous forme de gabbros flasérisés. Des plis, décim. à métriques, (Pl.II) parfois à allure "ptygmatique" (Carme, 1975a), reprennent ce rubanement mylonitique.

b) des flasergabbros constituant l'essentiel des cumulats inférieurs et moyens. Lorsque l'anisotropie est suffisament marquée, des plis en chevrons centimétriques sont visibles et les minéraux ferromagnésiens s'arrangent selon une linéation parallele aux axes (Pl.IV).

c) une foliation métamorphique régionale, largement exprimée dans les matériaux de la formation de Séchilienne et au toit du massif. Elle est généralement associée à une linéation minérale. Dans l'alternance amphibolo-leptynique de Séchilienne, les plis synschisteux sont rarement observables, par contre, au niveau de la semelle de contact avec les formations sous-jacentes de Rioupéroux et Livet, se superposent plusieurs générations de structures plicatives. Aux dernières déformations est associée une schistosité de flux dont la localisation est restreinte à ce seul plan de charriage (Pl.VI.4).

5.1.3 - Relations entre ces diverses observations.

La diversité des paragénèses et des structures secondaires et leur distribution particulière à des niveaux privilégiés de la séquence ophiolitique suggèrent que ces processus sont en relation avec des évènements distincts : (i), recristallisations statiques ou dynamiques (coronites/flasérisation), dans des conditions thermiques variables (néogénèses pyroxèniques, amphiboliques et serpentineuses), (ii), recristallisations dynamiques exprimées au niveau de plusieurs types de discontinuités tectoniques (foliation des flasergabbros et rubanement du CB/foliation régionale dans la formation de Séchilienne/schistosité de flux dans semelle de l'unité chevauchante).

L'établissement d'une chronologie relative entre les divers épisodes de recristallisation, entre les déformations et de corrélations entre les deux mécanismes permettra de retracer l'évolution du complexe ophiolitique.

Toutefois, il s'agit d'un problème délicat à résoudre. En effet, il est rare d'observer, à l'échelle de l'affleurement comme à celui de la lame mince, la superposition des différents processus. Cet enregistrement partiel est peut être causé par les oblitérations successives, mais aussi et surtout, par le caractère localisé de certaines déformations et recristallisations. Chaque niveau "lithostratigraphique" de l'ophiolite réagit de façon particulière et privilégiée aux différents évènements tectonométamorphiques tardi- et postmagmatiques.

Ces niveaux seront donc étudiés successivement afin d'établir des corrélations locales. Nous essaierons ensuite de déduire de ces enregistrements partiels un schéma logique à la lumière des connaissances actuelles des phénomènes géologiques qui affectent la lithosphère océanique lors de son accrétion et de son intégration dans les zones orogéniques.

5.2 - Evolution de la partie inférieure de l'ophiolite

Les observations suivantes concernent les cumulats ultramafiques (Aa) et gabbroiques (Ac) et le complexe blastomylonique (Ab; CB).

5.2.1- Aspect macroscopique

a) Les cumulats ultramafiques sont peu tectonisés et les relations originelles entre faciès le plus souvent sauvegardées (litage des cumulats, filons de pyroxènites sécants sur ce litage). Les déformations s'expriment sous forme (i) de niveaux schistosés enclavant des boudins décimétriques à métriques de serpentinites massives, et (ii), de plis isoclinaux métriques. Les shear zones sont discordantes sur la "stratification" magmatique des cumulats et les relations géométriques avec les plis n'ont pas été observées.

b) Dans les cumulats gabbroïques, les objets structuraux sont les suivants: (i) foliation (flasergabbros) ,(ii) rubanement mylonitique, (iii) plis en chevron ou sub-isoclinaux.

* **Foliation** : Les flasergabbros se caractérisent par une anisotropie planaire ou linéaire marquée. Les ferromagnésiens, Cpx et Ol, forment des plages allongées, puis ovoides à lenticulaires lorsque la déformation s'accentue. Les recristallisations associées entrainent une diminution de la granulométrie, il s'agit d'une texture mylonitique oeillée typique. Les relations spatiales avec le litage magmatique sont difficiles à évaluer car, à Chamrousse, les gabbros inférieurs sont relativement homogènes et sans variations minéralogiques spectaculaires. Les quelques observations effectuées sont contradictoires, la flasérisation peut être parallèle ou sécante sur le rubanement primaire (niveaux de pyroxènolites et d'anorthosite) (pl. IV.2 et 3).

*** Rubanement mylonitique** : Il se présente sous forme de niveaux centimétriques, rarement décimétriques, d'amphibolites feldspathiques finement rubanées (lits millimétriques). Ce fin litage inclue quelques rares clastes ocellaires sombres. Ce rubanement représente des zones de cisaillement très localisées dans la masse gabbroique et généralement espacées de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Leurs relations avec la foliation des flasergabbros est bien définie et cette dernière vient se "raccorder" de façon tangentielle sur le plan de cisaillement par l'intermédiaire de "crochons" (pl. IV.1 et 4).

*** Microplis** : Le litage minéralogique discontinu des gabbros ne facilite pas l'observation des structures plissées. Dans les cas favorables (litage magmatique et abondance des ferromagnésiens), ces microplis semblables sont symétriques ou non et d'amplitude centimétrique. Ils reprennent la foliation mylonitique des flasergabbros. La linéation minérale, bien marquée dans certains cumulats par des agrégats amphiboliques, est parallèle à l'axe des plis (pl.VI.3) et coincide avec une linéation d'intersection (foliation/plans axiaux ; foliation/plan de cisaillement (?)). Dans la masse gabbroïque, les relations entre shear zones et microplis n'ont pas été observés. Par contre, à proximité du CB, les plis sont sub-isoclinaux, décimétriques, et leurs flancs sont laminés dans les zones de cisaillement (Pl.II.1).

Outre le litage magmatique, il existe, dans la pile cumulative, d'autres marqueurs potentiels de la déformation, constitués par les filons de métadolérites. Ceux ci sont :

(i) soit plissés avec les flasergabbros,

(ii) soit concordants avec la foliation des flasergabbros et l'on obtient alors une alternance, d'amplitude métrique à décamétrique, de gabbros clairs orientés et de filons sombres peu déformés (Pl.IV.2)

(iii) soit parallèles et inclus dans les shear zones, mais non affectés par la déformation.

(iv) soit sécants sur le litage magmatique et/ou sur la foliation plissée ou non et/ou sur les zones de cisaillement (Pl. IV.1, 3).

La mise en place du système filonien doléritique est donc clairement **contemporaine à postérieure aux déformations** qui induisent la flasérisation des gabbros et la génèse des shear zones.

c) Le complexe blastomylonitique (CB) représente un secteur extrèmement spectaculaire du complexe plutonique de Chamrousse. Il ne possède pas une valeur "stratigraphique" au sens strict ; en effet, si les déformations s'appliquent le plus souvent dans la zone de transition entre cumulats ultramafiques et mafiques, elles peuvent également s'exercer dans la masse gabbroïque elle-même.

Les déformations observées sont complexes et le CB mériterait une étude structurale détaillée. Nous décrirons ici les structures qui nous semblent les plus significatives pour replacer cet évènement tectonique dans l'histoire de l'ophiolite.

Une subdivision grossière est possible selon des critères de terrain. Le CB présente une zone rubanée à niveaux alternativement leuco- et mélanocrates, et une zone plus sombre, structuralement compliquée qui montre un litage tectonique mais aussi des boudins gabbroiques, des masses de hornblendites et des leucosomes plagioclasiques. Cette subdivision, zone rubanée/zone sombre, traduit la diversité des conditions physiques de la tectonisation.

*** La zone rubanée** : Cette zone est bien représentée à l'Ouest de Roche Béranger, juste avant d'accèder à la crête qui domine les lacs Achard, ainsi qu'au sommet du Gd Colon et sur le versant sud du col de Trois Fontaines (W de la Croix de Chamrousse). Elle marque le passage du CB aux gabbros flasérisés. Bien que le contact soit rarement bien visible, il semble franc et non progressif.

Suivant le degré de déformation et de recristallisation, la zone rubanée est constituée d'une alternance leptyno-amphibolique, dans laquelle, soit les paragénèses, les textures et les structures éruptives sont totalement effacées, soit au contraire, des gabbros, des pyroxènolites et des dolérites plus ou moins déformés et foliés, subsistent en bancs et en boudins tectoniques. Lorsque la déformation est relativement modérée, les relations entre les différentes structures peuvent être établies (Pl. II) :

- La foliation des flasergabbros est affectée par des plis isoclinaux dont les flancs sont laminés et s'accordent avec le rubanement mylonitique ou ultramylonitique représenté par des amphibolites finement litées, généralement dépourvues de clastes feldspathiques et amphiboliques (Pl. II.1).

- Des masses gabbroiques plus importantes, métriques, présentent la transition texturale centrifuge suivante : le coeur constitué par un cumulat pratiquement isotrope passe à une zone intermédiaire foliée (flasergabbro). La foliation de ce dernier se raccorde tangentiellement sur le rubanement du CB.

- Le rubanement montre lui même des plis sub-isoclinaux à flancs dissymétriques.

- Des shear zones peu épaisses, centimétriques à décimétriques, sous forme de roches ultramylonitiques recoupent aussi bien la foliation des cumulats que le rubanement tectonique du CB.

Les relations de terrain, dans cette zone du CB, suggèrent l'appartenance à un même processus continu de déformation de la foliation des flasergabbros, du rubanement caractéristique du CB et du plissement isoclinal.

Comme dans la pile gabbroïque, l'intrusion des filons méta doléritiques et -basaltiques est contemporaine et tardive par rapport à ces déformations. Ils sont repris par les plis isoclinaux ou sécants sur ceux-ci ou sur le rubanement. Ils paraissent également utiliser les discontinuités soulignées par les shear zones dont ils constituent le coeur Dans ce cas, le contact entre dolérites et amphibolites finement litées est tranché. Enfin des caisses filoniennes recoupent toutes les structures et n'ont pas subi les déformations et recristallisations associées comme le montre la préservation des fluidalités d'écoulement et des épontes "figées".

Ainsi, les relations chronologiques entre les différents objets structuraux et l'épisode magmatique filonien sont strictement comparables à ce que l'on observe dans les cumulats gabbroiques. Les déformations dans ces deux niveaux de l'ophiolite sont vraisemblablement liées aux mêmes contraintes mais avec un gradient d'intensité croissant vers le CB (Ménot, 1979).

*** La zone mélanocrate du CB** : Elle est particulièrement bien exprimée aux environs des lacs et du col de l'Infernet (SE de la Croix de Chamrousse) et sur les surfaces moutonnées à l'Ouest de ce secteur (pt.2058, Vizille 1-2 au 1/25 000). Les matériaux dominants sont des amphibolites "grenues" (granulométrie de 1 à 5 mm.), à structuration relativement équante ou planaire. Une linéation amphibolique s'y développe dans les faciès orientés. Des matériaux subordonnés s'y rencontrent sous forme de boudins décamétriques à métriques de gabbros cumulats, et de niveaux, concordants avec la foliation mylonitique, de flasergabbros très étirés et de gabbros fins. On note de plus la présence de roches claires plagioclasiques dont le gisement est diversifié et de métadolérites, souvent peu porphyriques.

Les structures sont les mêmes que dans la zone rubanée du CB : plis isoclinaux et sub-isoclinaux affectant le litage tectonique, relations identiques entre flasergabbros et rubanement (Pl.II.2). Ceci confirme l'appartenance des deux zones à la même unité tectonique.

Une contribution supplémentaire est apportée par l'examen du gisement des roches leucocrates : il nous semble particulièrement significatif de l'évolution du CB. Les matériaux plagioclasiques sont (i) accordés dans le litage tectonique, ou (ii) intrusifs dans les flasergabbros et les amphibolites grenues, ou encore (iii) en bouffées dans ces dernières. Les contacts de ces poches leucocrates avec les hornblendites sont diffus (imprégnations), ou nets, mais soulignés dans ce cas par une auréole plus sombre (Pl.II.4). Les filonets sont toujours à bords francs et dépouvus de bordure différenciée dans l'encaissant. Ces observations suggèrent une ségrégation et une collecte du matériel clair à partir des amphibolites grenues. Une étude géochimique préliminaire a montré que les plagioclasolites ("albitites") pourraient dériver par fusion partielle des métagabbros amphibolitisés. Les hornblendites représenteraient alors des restites.

Ce processus de fusion partielle est clairement contemporain des déformations qui sont à l'origine du CB : Les "albitites" sont soit relativement précoces et affectées par le rubanement mylonitique ou plissées isoclinalement, soit plus tardives et sécantes sur les plis. Dans ce cas, les filonets se dispose de façon grossièrement parallèle aux plans axiaux et à la foliation.

La génèse des liquides plagioclasiques est antérieure aux manifestations basiques tardives (Pl. III.4).

d) Conclusions partielles

Sur la base des arguments de terrain, on peut considérer les déformations observées dans les cumulats gabbroiques et dans le CB comme résultant des mêmes évènements tectoniques. Ces déformations sont hétérogènes et leur gradient d'intensité varie dans l'espace (foliation mylonitique des gabbros-rubanement) mais également dans le temps (joints de cisaillements tardifs recoupant toutes les structures).

D'autre part, ces déformations sont antérieures et contemporaines de la mise en place d'un cortège filonien de métadolérites et -basaltes (Carme, 1975 ; Ménot, 1979, ce travail) à caractère de tholéiites abyssales (Bodinier et al., 1981; et chap. II-C-3). Elles sont donc clairement **associées à la phase d'accrétion** et **indépendantes des phénomènes orogéniques ultérieurs.**

Le problème de la géométrie originelle des structures est posé, car les relations entre les marqueurs magmatiques (litage sub-horizontal des cumulats, orientation sub-verticale des filons basiques, Karson, 1984) et les anisotropies d'origine tectonique (foliation, rubanement) sont ambigues. Les déformations correspondent-elles à des cisaillements plats ou fortement pentés ?

Les données concernant les relations entre litage et foliation dans les cumulats sont éparses ; ces surfaces sont parallèles ou faiblement sécantes. Sur les filons, les observations, plus nombreuses, sont contradictoires : on a relevé des alternances régulières où flasergabbros et complexe filonien sont concordants (flanc SW du Gd Colon), mais aussi des secteurs où les filons forment un treillis dans la masse gabbroique (ravin du Sériou au Tabor).

5.2.2 - Aspect microscopique

a) Nature des déformations :

Les matériaux déformés de Chamrousse sont semblables aux échantillons provenant de la croûte océanique ou des complexes ophiolitiques, tels qu'ils sont décrits et photographiés par Helmstaedt et Allen (1976); Steen et al., (1980); Malcom, (1980); Honnorez et al.,(1984) etc...

On peut suivre une évolution progressive des textures depuis les gabbros isotropes jusqu'aux ultramylonites. Cette évolution exprime un changement dans l'intensité et dans la nature (?) du mécanisme de déformation, dans l'espace et au cours du temps. Chaque stade successif oblitère plus ou moins profondément les structures antérieures. On notera en particulier l'existence dans la plupart des roches de textures de recuit postcinématiques.

Dans la **zone des cumulats gabbroïques** (Ac), pour **les gabbros peu tectonisés**, les textures magmatiques cumulatives sont préservées. Les reliques minéralogiques ignées sont déformées (kink-bands, macles mécaniques). Les altérations secondaires prennent la forme de pseudomorphoses et de coronites. **Les flasergabbros** sont porphyroclastiques ou grano-porphyroclastiques à clastes amygdalaires et foliation essentiellement amphiboliques. On passe ensuite à des amphibolites rubanées, finement granoblastiques ou grano-nématoblastiques. La recristallisation amphibolique et plagioclasique est totale et se présente fréquement en mosaique polygonale (Pl. V.1 et 2). On observe des témoins matérialisant les différents stades de cette évolution, des gabbros isotropes aux amphibolites rubanées (shear zones). Dans le CB, ces faciès tectoniques sont représentés sous forme de reliques.

Dans le **complexe blastomylonitique**, on note la présence de faciès tectoniques particuliers, inclus dans le litage tectonique. Les uns correspondent à des ultramylonites associées aux amphibolites et gabbros mylonitiques de la zone rubanée. D'autres, sous forme de hornblendites peu plagioclasiques à filonets clairs, constituent l'essentiel de la zone mélanocrate.

*** Les ultramylonites** (Pl. III.1,2,3) montrent des clastes de Cpx, de Hb brunes, de Plg très séricitisés et de sphène, au sein d'une matrice finement grenue. Les phénoclastes sont peu abondants (10% environ) non orientés et de forme isométrique arrondie, et leurs bordures discrètement recristallisées. La mésostase est constituée par une mosaique polygonale de cristaux non déformés à joints triples et présente un fin litage avec des alternances plagioclasiques et amphibolo-feldspathiques. Les lits clairs sont issus de l'étirement et de la recristalisation des clastes plagioclasiques ; ils sont boudinés et ployés dans des microplis dissymétriques. Ces microstructures évoquent des déformations à l'état superplastique.

Les minéraux phénoclastiques n'ont pas, pour l'instant, été étudiés à la microsonde, toutefois la hornblende brun-rouge semble tout à fait comparable aux amphiboles tardimagmatiques connus dans les cumulats voisins. Les rares pyroxènes et les plagioclases sont soit magmatiques soit secondaires ; les dimensions importantes des clastes incite à privilégier la première origine. Les amphiboles de la matrice sont très colorées, identiques aux Hn brunes clastiques et, de toute façon, différentes des produits de l'ouralitisation observées par ailleurs (Hn vert-brun et actino-trémolite).

Ces ultramylonites ont enregistré une déformation à haute température suivie d'une recristallisation statique. Ces matériaux ne sont pas affectés par l'ouralisation mais présentent les traces d'une bréchification tardive. Les fissures sont alors remplies par un mélange de chlorite et de minéraux serpentineux.

*** Les hornblendites** sont structuralement et minéralogiquement peu diversifiées. Il s'agit de roches grano- à granonématoblastiques montrant deux générations d'amphiboles vertes optiquement semblables. Des phénoclastes plus ou moins orientés sont dégradés par des petits prismes marquant la foliation mylonitique concordante avec le rubanement du CB.

En résumé, il existe **une évolution dans l'intensité et dans la nature (?) des déformations de la pile gabbroique au CB :**

Dans les cumulats, on observe un gradient continu de déformation plastique des flasergabbros aux shear zones. Ce mécanisme est bien connu dans les termes plutoniques ophiolitiques et océaniques (Bonatti et al., 1975; Girod et Caby, 1975; Helmstaed et Allen, 1976; Mével et al., 1978; Steen et al., 1980; Smewing, 1980; Malcom, 1981; Caron et al., 1982; Girardeau et Mével, 1983; Karson, 1984). Au niveau du CB, les déformations sont plus intenses et le processus de déformation localement différent. Des ultramylonites de la zone rubanée présentent des analogies avec les structures d'écoulement superplastique décrites le plus souvent dans les tectonites mantellaires ophiolitiques (Nicolas et al., 1980; Girardeau et Nicolas, 1981; Girardeau, 1982), mais également dans la lithosphère (Ceuleneer, 1986; Ceuleneer et Nicolas, à paraitre).

b) Nature des recristallisations et estimation des conditions thermodynamiques.

Les recristallisations affectant les assemblages ignés sont soit anhydres, soit hydroxylées. Elles sont en relation avec les déformations décrites précédement ou s'effectuent en contexte statique.

Ces distinctions sont parfois difficiles à évaluer car des recuits en mosaïques polygonales oblitèrent les épisodes cristallogénétiques plus anciens. Ces recuits sont soit tardimylonitiques, soit causés par le métamorphisme orogénique. Des filons de dolérites non affectés par les déformations (persistance de textures fluidales) sont transformés par une ouralitisation "in situ".

*** Les paragénèses anhydres** : elles correspondent à de rares assemblages à Cpx-Plg. Les pyroxènes secondaires se développent en petits prismes (i), à la périfèrie des grands Cpx1 dans les gabbros peu déformés (289-2, 207-5), et dans des microshear zones (207-2). Ces habitus sont similaires à ceux que décrivent Helmstaed et Allen (1976) et Mével et al. (1978). Dans les zones de cisaillement, des petites hornblendes vert brun et des néo-plagioclases accompagnent le pyroxène calcique; il est difficile de déterminer si ces amphiboles sont contemporaines ou postérieures. La nature des phases néoformées, diopside-salite et andésine-labrador, est identique à celle des minéraux magmatiques remplacés (tab. 4A et C, fig. 10A et B, 11A et B, 15). En particulier les Cpx2 ne montrent pas l'appauvrissement en Al4, Ti et alcalins que l'on constate dans les pyroxènes métamorphiques.

Ces recristallisations anhydres s'effectuent vraisemblablement au sub- solidus et traduisent des rééquilibrages en contexte statique (289-3, 207-5) et au sein de déformations très précoces, syn- à tardimagmatiques (207-2).

*** Les paragénèses hydroxylées** : Elles sont composites et polyphasées comme nous l'avons montré précédement (chap.2.2.3.b4) et sont en relation ou non avec les déformations.

Dans la partie inférieure de l'ophiolite, l'évolution minéralogique se caractérise par l'ouralitisation du pyroxène, par la recristallisation d'extension très variable du plagioclase et par une altération en bastite, serpentine, chlorite et actinote des ferromagnésiens accompagnée de l'albitisation du feldspath.

La serpentinisation s.l. est clairement postérieure à l'ouralitisation comme le montre (i) la présence de filonets de chrysotile recoupant les plages amphiboliques et les coronites, (ii) l'existence, dans les coronites, d'un coeur de phyllosilicates, d'actinotes et de minerais auréolé d'une frange d'amphiboles. D'une manière générale, les cumulats sont souvent tardivement bréchifiés et recoupés par des veinules chloriteuses. L'albitisation des plagioclases calciques est à rapporter à ce phénomène; cette réaction n'est en effet observée que dans les roches riches en olivine serpentinisée (wehrlite 150-4 et gabbro 289-3) ou en fissures choriteuses (205-10).

L'amphibolitisation se matérialise par plusieurs épisodes :

- **Croissance de Hb brun rouge** dans les clivages du Cpx primaire et en grands cristaux associés à celui-ci (Hn tardimagmatique, tabl.4B, fig. 13A et 14A et B) (photo n°3, in Ménot, 1979). Ces Hn pargasitiques se distinguent par leur composition et leur habitus des Hn brunes tschermakitiques magmatiques des cumulats supérieurs. Les teneurs en Ti sont variables mais relativement fortes (généralement supérieures à 0.2). Le caractère titané de ces amphiboles, comme leur richesse en alcalins, traduit une croissance en régime thermique élevé (Raase, 1974; Spear, 1981), et sous faible pression (Hynes, 1982). Elles se disposent à proximité du champ des amphiboles granulitiques défini par J.D.Sills (1983) (Fig. 14A et B).

- **Réactions coronitiques** : Elles se développent entre olivine, oxydes Fe-Ti et plagioclases magmatiques. Plus haut dans la séquence plutonique, ces réactions apparaissent entre Opx et Plg. Les couronnes doubles qui bordent les pseudomorphoses d'olivine sont peu étirées et sont constituées actuellement par des amphiboles radiaires ou trapues de composition tschermakitique (169-1) ou pargasitique (289-2) (tabl.4B, fig.13A). La frange la plus externe, au contact du plagioclase, présente un assemblage, vraisemblablement plus tardif d'actinotes, de chlorites et de séricites. Il n'est pas possible de déterminer si ces auréoles sont originelles ou dérivent d'une ancienne frange pyroxènique. Des coronites de minéralogie comparable, hydroxylée, ont été décrites dans des gabbros océaniques à olivine de la ride du Cayman (Caraibes) par Ito et Anderson (1983).

Les réactions (couronnes simples) autour des Opx et des minerais n'ont pas été étudiées en détail. L'amphibole bordant les oxydes possède toujours une teinte verte très soutenue.

- **Ouralitisation** et néogénèse de hornblendes brun-vert et/ou incolores aux dépens des Cpx et des Hn brun-rouge (Ab claires : tabl.4B). Dans les faciès peu ou pas déformés (207-5, 150-4, 189-11), cette génération est constituée essentiellement par des actino-trémolites (fig.13A).

Par contre, dans les roches orientées (flasergabbros : 205-10, et pyroxènolites foliées : 87-1) ou dans les microshear zones recoupant les cumulats (207-2), on observe la présence de Hn tschermakitique (205-10) ou pargasitique (87-1 et 207-2) (fig.13A). Ces amphiboles, plus titanifères et alumineuses, sont symptomatiques d'un contexte thermique plus élevé. Dans les zones de cisaillement du gabbro 207-2, elles semblent sub-contemporaines du Cpx2 et du plagioclase calcique secondaire.

Lors de l'ouralitisation, les recristallisations du plagioclase magmatique, sous forme de granulations périphériques, sont très incomplètes, sauf dans les faciès tectoniques. Les quelques données disponibles montrent que les compositions demeurent calciques (fig.15 : 207-2, 189-11), ce qui suppose des réactions à basse pression. L'analyse des feldspaths est difficile car ils sont souvent affectés plus tardivement par une albitisation intensive induite par des circulations de fluides.

L'épidote est remarquablement peu représentée dans les assemblages amphiboliques. Il s'agit d'un phénomène fréquent dans les métagabbros océaniques qui a été attribué par Miyashiro et al. (1971) aux faibles pressions ambiantes. D'après Liou et Ernst (1979), l'absence d'épidote traduit des conditions thermiques élevées, supérieures à son domaine de stabilité à basse pression (> 350°c) et/ou à des pressions de fluides faibles (Pfl. < P tot.). Enfin, pour Plyushnina (1982), la teneur globale en Al pourrait influencer l'apparition ou non de ces silicates. On remarquera qu'un controle minéralogique est également envisageable à Chamrousse : lors de l'ouralitisation, de larges prismes d'épidote se développent dans les seules pyroxènites dépourvues de feldspath.

En résumé, la nature des paragénèses successives balise la **diminution progressive des températures**, des stades précoces pyroxèniques aux stades finaux à serpentine, chlorite, actino-trémolite et albite (trend 1 : fig.14). Une estimation des conditions P-T est proposée sur le tableau 14.

La génération de Cpx2 ne s'accompagne pas de variation chimique (tabl. 4A et fig.10A et B, 11A et B) et les conditions physiques de cristallisation des deux générations sont

proches. D'après les estimations de Ross et Huebner (1975), les températures d'équilibre seraient de **l'ordre de 700 à 800°c** pour les Cpx2 syncinématiques du gabbro (207-2) et de la wehrlite peu déformée (289-3) et de **600 à 700°c** pour ceux de la diallagite (207-5) et du gabbro à olivine (289-3) non tectonisés. Ce stade anhydre est probablement bref si l'on en juge par la faible extension des réactions et le caractère quasi syncristallin du pyroxène, de l'amphibole et du plagioclase dans les microzones de cisaillement.

L'ensemble des **amphiboles** possèdent des teneurs relatives en Al6 et Si caractéristiques des produits de **recristallisation à basse pression** < 5Kb. : Raase, 1974, fig.14C). Les amphiboles brun-rouge, tardimagmatiques, croissent aux dépens du pyroxène primaire mais sont en équilibre avec le plagioclase igné. Une limite thermique supérieure est ainsi donnée par la réaction Hn > Cpx à 900°c (Spear, 1981).

D'autre part, une estimation des pressions et températures selon la méthode proposée par Plyusnina (1982) donne pour le couple Hn brune - Plg1 (189-11, 124-1) : **T > 650°C et 4< P <2Kb.** Ce qui correspond à une sur-estimation de la pression, compte tenu des valeurs habituellement admises dans la croûte océanique. Le même calcul effectué sur des paires d'amphiboles brun-vert tschermakitiques et pargasitiques et de plagioclases néoformés associés (207-2, 205-10, 124-1) fournit des résultats comparables avec quelques valeurs plus basses (**600°** et **< 2Kb**). Ces Hn brun-vert cristallisent dans les shear zones (207-2), dans la foliation mylonitique (205-10) et dans un contexte statique (124-1). Aucune estimation n'a été faite pour les coronites, le plagioclase secondaire étant souvent albitisé (289-3) ; mais les températures sont vraisemblablement du même ordre si l'on tient compte du chimisme des amphiboles (tabl.4B et fig.14A à D).

Les **actino-trémolites** qui remplacent les tschermakites et pargasites dans la foliation des flasergabbros marquent le passage à des conditions moins sévères. Cette réaction s'effectue, à basse pression entre **550 et 475°c** (Liou et al., 1974).

Enfin, les fissures à chrysotile signent la fin de la **serpentinisation**, elles cristallisent à des températures voisines de **300°c** (Coleman, 1977). La présence d'actinote et de chlorite dans les dernières étapes balisent la transition entre les faciès amphibolites et schistes verts. La coexistence de plagioclases calciques et l'absence d'épidote avec ces paragénèse de transition caractérisent une évolution à très basse pression (Liou et al, 1974).

La fusion partielle d'une amphibolite (métagabbro amphibolitisé) est inférieure à 800°c pour une PH2O, égale à la pression totale, de l'ordre de 2 à 3Kb. (Wyllie, 1977, 1983). Ces valeurs sont en accord avec celles qu'avancent Mével et al. (1978) pour la génèse des veinules plagioclasiques rencontrées dans l'ophiolite du Chenaillet. L'extraction des "albitites" s'effectue, de toute façon, en dessous de 900°c, limite supérieure de stabilité de la pargasite qui constitue les hornblendites résiduelles. On notera que la figure 30 qui schématise les relations entre "albitites", métagabbros et hornblendites est basée sur les teneurs en An du plagioclase normatif, et non sur des compositions mesurées, ce qui pourraient expliquer les températures plus élévées (900°c minimum) obtenues sur ce diagramme. La fusion partielle, syncinématique, est logiquement contemporaine de l'évolution initiale à HT.

c) Relations entre recristallisations et déformations.

* dans les **cumulats non déformés**, les recristallisations se subdivisent comme suit :

- rééquilibrage sub-solidus des pyroxènes primaires et formation de mosaiques périfériques de Cpx2 de composition voisine.
- développement de Hn brun-rouge pargasitique à habitus tardimagmatique.
- coronitisation aux contacts des minéraux magmatiques métastables (Ol, Fe-Ti oxydes, Opx/Plg) et néogénèse possible de pargasite et de tschermakite, sinon de pyroxènes.
- ouralitisation (actino-trémolite) plus ou moins complète s'accompagnant de recristallisations plagioclasiques sporadiques.
- serpentinisation des ferromagnésiens (serpentine, bastite, chlorite et actinote) et albitisation des feldspaths.

* **Dans les faciès tectoniques**, les recristallisations secondaires présentent des analogies mais aussi des différences significatives avec les stades successifs précédents. Ces différences sont en relation directe avec le type de déformation subi et indirectement avec la localisation des échantillons dans la séquence cumulative. On note la polarité suivante :

- dans la **pile gabbroïque**, les paragénèses coronitiques, non observées, ont vraisemblablement été oblitérées. Par contre, différents stades sont relevés lors de l'ouralitisation. Le passage des flasergabbros aux amphibolites rubanées (shear zones) souligne la transition d'amandes à coeur éventuellement pyroxénique (Cpx1) auréolé ou totalement remplacé par une hornblende tschermakitique ou pargasitique, à une foliation matérialisée par des amphiboles actinotiques.

Les recristallisations en climat statique sont fréquentes.

- **dans le CB**, on distinguera les zones rubanée et mélanocrate.

La **zone rubanée** présente un caractère de transition avec les gabbros précédents. Elle est essentiellement constituée par des amphibolites litées et des reliques de flasergabbros identiques aux faciès de la masse gabbroique (shear zones, gabbros orientés). On soulignera toutefois dans ces reliques l'existence de microshear zones où cristallisent pyroxènes et plagioclases secondaires. Les amphibolites sont biminérales, à hornblende brun-vert et plagioclase, et généralement complètement restructurées en mosaiques polygonales. Les ultramylonites associées, à microstructures d'écoulement superplastique, matérialisent une déformation à haute température des gabbros. La présence de phénoclastes de Hn brun-rouge et de Cpx suppose que ces déformations s'exercent précocément, au stade tardimagmatique et avant l'ouralitisation massive des matériaux. Eventuellement, elles pourraient être contemporaines de celle-ci, si l'on admet un apport thermique lié à la déformation et contraignant la néogenèse des amphiboles brunes de la matrice.

La **zone mélanocrate** inclut, à l'état de reliques, les différents épisodes observés dans les cumulats gabbroiques et la zone rubanée. Dans les hornblendites et les "albitites", on note tous les stades de transition depuis des textures équantes jusqu'à une matrice nématoblastique, à clastes relictuels de plagioclases sodiques et d'amphiboles brun-vert, et concordante avec le rubanement mylonitique. Si ces matériaux sont bien les produits, liquides et restitiques, d'une fusion partielle de gabbros amphibolitisés, ce processus est contemporain des déformations.

Les recristallisations de BT (serpentinisation s.l.) finales accompagnent une déformation fragile.

Les relations chronologiques entre paragenèses et déformations attestent que ces dernières affectent des matériaux en cours de refroidissement. Les assemblages précoces de haute température sont associées à des déformations plastiques, voire superplastiques, alors que les recristallisations ultimes s'accompagnent d'une bréchification des roches.

Le problème des restructurations en mosaiques polygonales et sa chronologie par rapport aux altérations de basse température sont mal cernés. Dans certains cas, les recuits statiques sont clairement postérieurs et donc sans relation avec les évènements tectono métamorphiques étudiés précédemment.

5.3- Evolution de la partie supérieure de l'ophiolite

Elle comprendra ici la zone supérieure des cumulats gabbroiques (Ac p.p.), la zone de transition ou roof assemblage (B) et la formation de Séchilienne (C). L'étude en cours de P.Riegel complètera les observations présentes et une attention particulière y sera portée sur les structures et recristallisations liées au contact tectonique avec les formations de Rioupéroux et Livet.

L'étude de cette partie supérieure doit permettre d'appréhender les relations entre les déformations affectant la base de l'ophiolite et décrites précédement et celles qui s'expriment dans l'alternance amphibolo-leptynique et dont la nature orogénique est évidente.

5.3.1- Aspect macroscopique

a) Les cumulats supérieurs et la zone de transition. Ce secteur montre le passage de cumulats gabbroiques associés à des gabbros fins à un assemblage composite et structuralement complexe de gabbros leuco- et mélanocrates, de dolérites, de plagiogranites à faciès variés, de filons basiques et d'amphibolites. Les relations entre ces roches ont été largement décrites par Scarenzi (1984) et Scarenzi et al. (1985b).

Les structures primaires relevées correspondent au litage minéralogique des cumulats, et aux contacts graduels ou intrusifs entre les faciès. Les déformations post magmatiques sont représentées dans ce secteur par deux types d'anisotropies. Les premières s'observent essentiellement dans les cumulats gabbroiques sous forme d'une foliation et de zones de cisaillement localisées, tout à fait comparables à ce que l'on connait dans la masse gabbroique inférieure (flasergabbros et shear zones). Les secondes s'expriment par une seconde foliation affectant **TOUS** les matériaux et conduit à leur banalisation en amphibolites et leptynites. Cette foliation n'est pas pénétrative à l'échelle du secteur considéré (cumulats supérieurs et zone de transition).

Les relations géométriques directes entre ces deux types de surfaces tectoniques sont difficiles à évaluer à l'affleurement, du fait de leur apparition ponctuelle. Il est cependant possible de positionner chronologiquement ces déformations par rapport à l'histoire magmatique : Les unes sont synmagmatiques et postdatées par des intrusions, les autres indépendantes et largement postérieures aux dernières manifestations.

*** La foliation des flasergabbros** est ici moins omniprésente et moins marquée que dans les cumulats inférieurs, mais elle présente les mêmes figures d'interférence avec le litage magmatique, et avec les zones de cisaillement. La présence de filons basiques boudinés dans la foliation ou sécants sur celle-ci confirme la contemporanéité des déformations et du magmatisme. Ce caractère précoce est également assuré par les relations chronologiques observées avec d'autres termes intrusifs. Ainsi les cumulats foliés, et parfois linés, sont recoupés et parfois totalement bréchifiés par des sills et des filons de gabbros isotropes (Pl. VI.1), des filonets plagiogranitiques (Pl. VI.2 et 3).

*** La foliation métamorphique "régionale".** Localement, **TOUTES** les roches subissent une **mylonitisation** intensive. Les amphibolites et leptynites ainsi générées ne renferment plus que quelques reliques texturales ignées au coeur de boudins tectoniques. Ces déformations seront décrites dans la formation de Séchilienne où elles sont largement matérialisées.

b) La formation de Séchilienne. La route de Séchilienne à la Morte donne un bon aperçu de cette formation. Cette série amphibolo-leptynique porte l'empreinte généralisée et pénétrative du métamorphisme régional. La nature ignée des roches est très largement oblitérée. Dans la trame litée, on observe encore, vers la base "stratigraphique", des mégaboudins, métriques à décamétriques de gabbros et plagiogranites peu déformés, mais complètement recristallisés. En s'éloignant de la séquence plutonique, l'alternance, centimétrique à décimétrique, devient plus régulière et monotone. Seuls certains filons basiques, vraisemblablement orthogonaux sur la stratification volcano-sédimentaire (?) ne sont pas totalement accordés par la déformation. Le litage amphibolo-leptynique et la foliation métamorphique sont parallèles et coincident avec la foliation régionale. Les plis isoclinaux synfoliaux sont discrets.

Le sommet des Puntis (NE du lac du Poursollet), et la base du ravin du Sériou au Tabor de Matheysine fournissent de bons affleurements de la **semelle tectonique** jalonnant le contact avec les formations sous-jacentes de Rioupéroux et de Livet. Ce contact est oblique sur la "pseudo-stratigraphie" de l'ophiolite puisqu'il implique aussi bien des termes plutoniques inférieurs ultramafiques et mafiques (Poursollet, lac Crozet) ou supérieurs (Sériou) que la série effusive (Séchilienne).

Les amphibolites y présentent un aspect schisteux et lustré caractéristique. Le rubanement tectonique s'accentue avec une diminution importante de l'épaisseur des lits. Il est engagé dans des structures plicatives complexes et polyphasées. Le style des plis évolue depuis des isoclinaux synfoliaux jusqu'à des chevrons dissymétriques dont l'ouverture dépasse 30° et qui sont accompagnés par une schistosité de crénulation discrète. Les formes non cylindriques sont généralisées avec développement à la limite de plis en fourreau. Les figures de reprises sont fréquentes : disharmonie importante, axes courbes, formes en fourreau (?). L'orientation de la linéation minérale, marquée par les prismes d'amphibole, s'écarte peu de la direction axiale des plis précoces (isoclinaux).

Enfin des leucosomes quartzo-plagioclasiques boudinés se présentent en amandes centimétriques dans les amphibolites. Des amphiboles aciculaires, de plus grande taille que les cristaux de la matrice, croissent dans les "ombres de pression". Elles s'orientent conformément à la linéation minérale généralisée dans les métabasites. Ces leucosomes sont ployés par les plis en chevrons.

Cette complexité structurale est tout à fait typique de la zone de contact entre formations de Séchilienne-Chamrousse et de Rioupéroux-Livet elle sera étudiée en détail dans une thèse en cours (P. Riegel, Thèse USM Grenoble).

D'ores et déjà, on remarquera que l'évolution des déformations et la succession des recristallisations dans la semelle tectonique correspond à l'enchaînement décrit dans les formations inférieures (P2a - P2b : Ménot, 1986) et caractérisant les zones d'écaillages et de chevauchements syn- à tardimétamorphes de la basse vallée de la Romanche.

5.3.2- Aspect microscopique

a) Nature des déformations, relations chronologiques

a1- **Les déformations précoces** entrainant la flasérisation des gabbros ne seront pas décrites, elles s'effectuent selon les mêmes mécanismes de déformation ductile que ceux qui induisent la transition (cumulats équants - flasergabbros - amphibolites rubanées (shear zones)) à la base de la séquence plutonique. L'examen micrographique des contacts entre cumulats orientés et faciès intrusifs confirment les observations de terrain. Au niveau des filonets, la foliation mylonitique soulignée par des agrégats amphiboliques vient buter sur des matrices isotropes. Dans les filons basiques, cette matrice possède soit une texture doléritique préservée avec seulement ouralitisation in situ des ferromagnésiens (Pl. V.3 et 4), soit une architecture granoblastique polygonale. Les intrusions plagiogranitiques s.l. sont également totalement restructurées ou, lorsqu'elles possèdent encore des plagioclases primaires, ceux-ci montrent des traces de déformation géométriquement incompatibles avec les contraintes exprimées dans le flasergabbro (Pl. VI.3).

L'examen des brèches magmatiques à éléments foliès et matrice équante ou discrètement orientée, fournit également quelques évidences sur les relations chronologiques entre les épisodes de déformation et la mise en place des venues successives. On y observe les phénomènes suivants :

- la bordure des éléments est estompée par une éventuelle assimilation magmatique et/ou par les recristallisations postmagmatiques.
- une orientation, soulignée par des hornblendes verts grano- nématoblastiques, peut apparaitre dans la matrice. Elle représente la foliation métamorphique régionale.
- la foliation interne des éléments est discordante sur cette orientation secondaire.

En règle générale, on notera l'existence de restructurations statiques tardives, postérieures aux intrusions et à fortiori à la flasérisation des gabbros.

a2- **Les déformations postmagmatiques** s'observent sporadiquement dans les cumulats supérieurs et dans la zone de transition. Elles prennent la forme d'une foliation mylonique plus ou moins bien visible en raison des "recuits" tardifs.

Elles s'expriment dans les matériaux ignés "tardifs" (gabbros isotropes, plagiogranites, filons basiques) par une orientation discrète soulignée (i) par des amphiboles néoblastiques qui se développent aux dépens de phénoblastes amphiboliques issus de l'ouralitisation des Cpx ignés et (ii) par des amygdales et des rubans de quartz, dans les plagiogranites s.l. Cette orientation est parallèle à la foliation métamorphique régionale bien matérialisée dans les amphibolites de Séchilienne.

Dans quelques rares flasergabbros, on peut noter la superposition, à l'échelle de la lame mince des deux générations d'anisotropies : la foliation seconde se développe obliquement sur l'orientation des flasergabbros, marquée par des agrégats amphiboliques étirés (Pl. V.2). Cette discordance peut également s'observer au niveau de contacts entre gabbros lités et métabasaltes, chacun des faciès portant les empreintes respectives des deux déformations.

Dans la formation de Séchilienne, la foliation métamorphique régionale est bien matérialisée : les amphibolites possèdent des textures grano-nématoblastiques à reliques, plus ou moins abondantes de clastes amygdalaires de hornblende et de plagioclase. Les leptynites sont des mylonites à rubans polycristallins de quartz et feldspaths allongés dans la foliation. Dans l'alternance amphibolo-leptynique, les restructurations statiques postérieures sont également importantes.

Les plis isoclinaux synschisteux sont rares au sein de la formation de Séchilienne. On observe pourtant des contacts métagranites sodiques - métabasaltes plissés.

Dans la semelle tectonique, les clastes amphiboliques et feldspathiques sont pratiquement absents et la recristallisation du tissu rocheux complète. On retrouve les deux générations de plis observés sur l'affleurement. Les isoclinaux P2a sont contemporains à tardifs par rapport à la foliation mylonique générale. Leur charnière est bien matérialisée par des alignements de minéraux opaques et les amphiboles s'arrangent selon le plan axial ou en arc

polygonal (phot.1 in Ménot, 1979). Les microplis dissymétriques P2b engendrent une schistosité de crénulation avec néogénèse d'amphiboles (Pl. VI.4).

L'évolution tectonométamorphique observée est en tout point identique à celle que nous avons décrite dans les formations inférieures de Rioupéroux et de Livet (Ménot, 1986 : Sn --- Sn+1 (P2a) --- Sn+2 (P2b)).

Enfin, on confirme à l'échelle microscopique la concordance des orientation des hornblendes de la mésostase des amphibolites et des cristaux aciculaires qui se développent dans les ombres de pression des amandes plagioclasiques.

En résumé, la partie supérieure de l'ophiolite montre la succession de deux épisodes de déformation et de recristallisation respectivement antérieur et postérieur à la mise en place de matériaux magmatiques (gabbros isotropes, plagiogranites, filons basiques). Les déformations synmagmatiques sont comparables et équivalentes à celles qui affectent la base de la séquence plutonique. Toutefois, elles sont ici nettement moins intenses et pénétratives.

Les effets de l'épisode tectonique et métamorphique tardif sont ubiquistes dans la formation de Séchilienne et sporadiques au sommet des cumulats. Selon ce gradient, ils se traduisent par une foliation métamorphique et mylonitique à caractère régional ou par une amphibolitisation statique. Au niveau du plan de chevauchement jalonnant la base actuelle de l'ophiolite, les déformations sont polyphasées mais clairement synmétamorphes. Les textures de recuit sont fréquentes et suggérent la persistance d'un climat thermique élevé, postérieur à toutes les déformations.

b) Nature des recristallisations et estimations des conditions thermodynamiques.

b1- **Les recristallisations précoces.** Il est extrèmement difficile de déterminer l'origine, précoce ou plus tardive, des paragénèses statiques amphiboliques. En effet, les flasergabbros précoces ont tardivement recristallisé et les recuits, en relation avec le métamorphisme régional, épargnent les structures antérieures mais des rééquilibrages minéralogiques ne peuvent être formellement exclus : les zones ferromagnésiennes étirées sont constituées d'aggrégats de cristaux non orientés et non déformés. Lorsque les gabbros ne sont pas foliés, l'ouralitisation peut être affectée à l'un ou à l'autre des évènements. Dans toutes ces roches, les amphiboles sont des magnésio-hornblendes et de Hn- tschermakitiques évoluant vers des actino-trémolites (128-4, 124-1, 169-1 : tabl. 4b et fig. 13 et 14). On remarquera toutefois que les plagioclases magmatiques restent relativement inertes et que les néoplagioclases éventuels sont toujours plus calciques (labrador) que ceux qui sont associés aux réactions tardives (oligoclase- andésine) du second métamorphisme.

Des couples Hn-Plg (124-1) seraient équilibrés aux environs de **650°c** à **2Kb.** (Plyusnina, 1982).

Par contre deux types de réactions appartiennent certainement aux recristallisations précoces. Il s'agit :

- de rares coronites autour des Opx et des oxydes Fe-Ti et au contact du plagioclase primaire. Ces couronnes simples sont actuellement amphiboliques (tschermakites : 169-1) mais on ne peut affirmer qu'il s'agit de leur nature originelle. Les minéraux opaques sont bordés, soit d'amphiboles, soit d'épidote.
- des paragénèses sporadiques à clinopyroxène, andésine et hornblende brune. Elles constituent les lits sombres de quelques flasergabbros (121-3, 187-12, 135-5) ou bordent les Cpx1 dans les roches exemptes de déformations précoces (129-2, 189-5). Ces assemblages granoblastiques sont clairement antérieurs à l'ouralitisation généralisée et, dans de rares échantillons (129-2 en particulier), ils apparaissent indépendants de la foliation métamorphique régionale.

Ces paragénèses pyroxèniques représentent les seules reliques fiables permettant d'évaluer les conditions de la recristallisation précoce. Nous ne disposons actuellement que des seules analyses des Cpx2 de la dolérite 129-2, générés en contexte statique (tabl.4A). Il s'agit de salites dont la composition est plus homogène que celle des pyroxènes magmatiques (fig.10B). Ces néo-pyroxènes sont déprimés en titane, en alumine (Al4 en particulier) et en alcalins (fig.11B et tabl.4B) par rapport aux cristaux primaires dont ils dérivent. Ces caractères traduisent une diminution des conditions thermiques lors de leur croissance. Une température de **l'ordre de 700°c** peut être estimée d'après les abaques de Ross et Huebner (1975).

b2- **Les recristallisations tardives.** Elles correspondent au métamorphisme régional. Les paragénèses semblent homogènes dans le secteur considéré et aucune zonation n'a été déterminée dans l'ensemble de la formation de Séchilienne comme dans métadolérites et -basaltes ouralitisés intrusifs dans les gabbros.

Les assemblages sont constitués par les minéraux suivants :
hornblende verte + épidote + oligoclase +/- grenat +/- biotite. Ils sont caractéristiques d'un contexte mésozonal.

Le grenat almandin et la biotite apparaissent sporadiquement dans certains niveaux amphiboliques. Les amphibolites à grenat sont inter-stratifiées sur le terrain avec des faciès qui en sont dépourvus. Cette occurence semble, comme il est fréquent (Miyashiro, 1973), contrôlée par la matrice géochimique de la roche et n'aurait pas de signification thermo- dynamique.

Dans les roches foliées, l'amphibole évolue d'un habitus phénoclastique, remplaçant "in situ" les pyroxènes, vers des formes grano- à nématoblastiques. Les analyses effectuées à la microsonde (129-2 : tabl.4B) et sur perles en fluorescence X, après séparation et broyage (tabl.5)donnent des résultats comparables. Toutes ces amphiboles sont des magnésio- hornblendes et des hornblendes tschermakitiques selon la classification de Leake.

Ces données suggèrent deux remarques importantes :

- les compositions de ces amphiboles sont comparables, quelque soit :

(i) leur habitus syncinématique ou statique : dans la foliation (129-2, 167-1, 204-7), dans des mosaiques isotropes (177-1), en remplacement in situ des Cpx, sans destruction de la texture doléritique (189-6)).

(ii) la localisation des échantillons : dans la semelle tectonique (167-1, 204-7), dans l'alternance amphibolo-leptynique (177-1), dans la zone de transition (129-2) et en filon dans les cumulats supérieurs (189-6). Ainsi cet épisode métamorphique s'accompagne de déformations très hétérogènes et plus ou moins pénétratives, et de conditions thermiques uniformes.

- des mesures effectuées respectivement sur les amphiboles phénoblastiques et nématoblastiques d'une même roche (129-2 : tabl.4B) montrent une évolution des compositions dans le champ des Mg-hornblendes (fig.13A). On constate un enrichissement en alumine (Al4 et Al6), en titane et en sodium (Trend II : fig.14 A, C et D) qui dénote la nature prograde de la transformation (Raase, 1974; Spear, 1981).

Des estimations PT utilisant des couples Hn-Plagioclase néoblastique, selon la méthode de Plyusnina (1982), donnent des valeurs voisines de **550°c** et de **2 et 4Kb** respectivement avec les amphiboles phéno- et nématoblastiques de l'échantillon 129-2. Des résultats approximatifs ont été obtenus de façon moins rigoureuse sur les autres amphibolites, en couplant les analyses d'amphiboles par XRF et les teneurs en Ca calculées par interpolation à partir des données de la littérature (Deer, Howie et Zussman) et des déterminations optiques des plagioclases. Les conditions ainsi approchées sont comparables avec les nuances suivantes : les températures et les pressions semblent plus faibles (**< 550°c** et **< 4Kb**) lors des recristallisations statiques, les échantillons foliés attestant de conditions légèrement plus sévères (**> 550°c** et **4** à **5Kb**). D'après leur chimisme, les amphiboles témoignent d'un métamorphisme de relativement basse pression (Raase, 1974 : fig. 14C).

La présence **d'exsudats plagioclasiques** syncinématiques dans la semelle mylonitique de l'ophiolite souligne l'existence de processus de fusion partielle d'extension très limitée. Ces mobilisats clairs contiennent de l'oligoclase en grands cristaux, de petits individus intersticiels de quartz, de la calcite et des prismes de sphéne. Ces minéraux ne sont pas déformés et la cristallisation des amandes leucocrates est syncinématique comme le suggère l'orientation des hornblendes aciculaires qui croissent parallèlement à la trame amphibolitique dans les "ombres de pression".

Cette fusion s'opère aux dépens d'amphibolites à quartz normatif ou exprimé. Or, dans le système Ab-An-Qtz, et en présence d'H2O (PH2O=5Kb), l'expérimentation de Johannes (1983) implique une température comprise entre 700°c et 750°c pour obtenir une composition oligoclasique au liquidus. Ces valeurs sont nettement supérieures à celles que nous avons estimées pour le métamorphisme régional (550° environ). On peut toutefois supposer que la composition mesurée des plagioclases ne corespond pas à celle des feldspaths issus de la fusion, mais à un rééquilibrage postérieur. En effet, la calcite n'est pas stable au delà de 600-650°c en présence de quartz et sous faible pression. Une estimation correcte des conditions de fusion est donc impossible, la température doit toutefois être supérieure à 680°c, seuil minimal nécessaire pour obtenir un mélange albite-quartz en phase liquide (Johannes (1983). On envisagera donc une surchauffe locale et "évanescente" au niveau du seul plan de chevauchement.

5.4- Interprétation, modèles géologiques possibles

La succession de 2 épisodes tectoniques affectant l'ophiolite de Chamrousse a été reconnue par Carme (1975a) qui note la présence d'une blastomylonitisation à chaud, précoce, tardimagmatique et de structures tangentielles ultérieures, peu pénétratives, (complexe "intégré passivement dans les structures tangentielles"). Pour cet auteur, il s'agit des effets respectifs des orogenèses cadomienne et hercynienne (Carme, 1971a).

5.4.1- Tectonique et métamorphisme océaniques

a) Rappel sommaire des caractéristiques présentées par les phénomènes tectoniques et métamorphiques dans la croûte océanique.

Divers processus géologiques sont invoqués pour expliquer les recristallisations statiques et/ou dynamiques observées dans la lithosphère océanique et les ensembles ophiolitiques (Ohnenstetter, 1980; Coleman, 1984) :

a1- Métamorphisme de ride : il se caractérise par une altération hydrothermale présentant une zonalité spatio-temporelle décroissante, de la base au sommet de l'ophiolite et en fonction de l'éloignement de la dorsale. Ce métamorphisme exprime de très forts gradients thermiques (> 200°c) (Coleman, 1984a). Les recristallisations sont statiques ou dynamiques (Miyashiro et al., 1971; Aumento et Loubat, 1971) et associées à des déformations qui se matérialisent par des cisaillements plats, en réponse aux flux asthénosphériques sous jacents, et/ou par des shear zones plus ou moins pentées en relation avec l'extension (spreading) et avec les contraintes internes causées par le refroidissement (Engel et Fischer, 1975; Haelmstaed et Allen, 1977; Mével et al., 1978; Girardeau et Mével, 1982; Ito et Anderson, 1983; Karson et Dick 1984; etc.).

a2- Dynamométamorphismes développés dans des accidents majeurs de la lithosphère océaniques. Deux grands types d'accidents ont été jusqu'alors décrits et correspondent à des systèmes en décrochement et en compression.

* **Les failles transformantes** sont relativement fréquentes et ont été observées dans la croûte océanique elle-même (Engel et Fischer, 1975; Bonatti et al., 1975; Stoup et Fox, 1981;CYAGOR II group, 1984; Honnorez et al., 1984a) ou dans des ophiolites (Smewing, 1980; Casey et Karson, 1981; Karson, 1984, Honnorez et al., 1984). De telles failles peuvent influencer des secteurs larges de plusieurs dizaines de Km (<30km.) (cf. Coleman, 1984). Elles engendrent une foliation mylonitique sub-verticale, donc fortement pentée sur les discontinuités lithologiques.

* **Les failles chevauchantes** ont été reconnues plus récemment (i) dans des écaillages au niveau du plancher océanique et (ii) sur des marges actives, dans des bassins d'arrière-arc ou inter-arc.

(i) Dans le premier cas, ces charriages intra-océaniques ou "charriage à la dorsale" ont été décrits dans les ophiolites appalachiennes et méditerranéennes (Parrot et Whitechurch, 1978 ; Jamieson, 1979; etc.). Ils ont été étudiés en détail sur l'ophiolite d'Oman (Coleman et Boudier, 1981, Boudier et Michard, 1981; Boudier et al, 1982 et 1983; Ceuleneer, 1986; Ceuleneer et Nicolas, à paraitre; Nicolas et Ceuleneer, à paraitre). Les caractéristiques de ces zones de chevauchement sont, d'après Coleman (1984) et Spray (1984) :

- une faible épaisseur, quelques mètres à 500m., (< 1km.) mais une extension latérale importante (Oman : 450 km.).
- une orientation sub-horizontale à faiblement inclinée.
- une localisation préférentielle à la limite asthénosphère-lithosphère (Spray, 1984) ou au sein de la lithosphère (Michard et al., 1985). De toute façon, les contraintes peuvent être enregistrées par les cumulats gabbroïques (Ceuleneer et Nicolas, à paraître).
- l'existence de déformations intenses polyphasées et synschisteuses, à caractère plastique à superplastique et dans un contexte thermique élevé (Boudier et al., 1982; Michard et al., 1985, etc.)
- leur association avec un métamorphisme localisé, montrant un gradient thermique très élevé (> 800°c/Km.) et une zonalité inverse, des granulites aux schistes verts (Jamieson, 1979; Ghent et Stout, 1981; Spray, 1984).

Ces failles chevauchantes intra-océaniques matérialisent des découplages de la croûte juvénile et chaude, à proximité de la dorsale et en réponse à des mouvements de convergence de plaques. En ce sens, elles préludent à l'obduction s.s. des copeaux océaniques sur les marges (Boudier et Coleman, 1981, Michard et al., 1985).

(ii) Dans les bassins marginaux des marges actives, la croûte océanique inclut des roches basiques et ultrabasiques ayant recristallisé dans des conditions syncinématiques épi- à mésozonales. Les cisaillements associés sont plats et correspondent à des contraintes en compression (Coleman, 1984). Dans ce contexte particulier et complexe des systèmes arcs-bassin d'arrière arc ou inter-arc, les modalités et l'origine des déformations sont encore mal connues : elles pourraient être engendrées par la collision entre la ride du bassin marginal et (le ou) les arcs adjacents (Coleman, 1984).

Globalement, les derniers modèles (a2) se différencient du métamorphisme banal de ride par :

- des déformations beaucoup plus intenses et par l'existence de structures plissées (Ohnenstetter, 1980)
- des conditions thermodynamiques plus sévères avec apparition fréquente de paragénèses granulitiques, de zones anatectiques et augmentation du gradient de déformation et de recristallisation jusqu'à la zone de cisaillement. Des conditions thermiques aussi élevées ne peuvent être obtenues par simple apport thermique lié des cisaillements : elles résultent de l'addition de cet apport à une température résiduelle importante des matériaux (Ghent et Stout, 1981; Spray, 1984). Ces phénomènes sont donc syn-à tardimagmatiques et s'exercent à proximité de la ride.
- une influence significative sur la nature du magmatisme contemporain. Les failles transformantes sont le siège d'activités particulières avec extrusion diapyrique de serpentinites (CYAGOR II, 1982) et émission de laves à tendances alcalines. D'autre part, l'intersection entre une ride et une faille transformante représente un site extrêmement particulier, tectoniquement actif et juxtaposant des portions lithosphériques thermiquement contrastées (Karson et Dick, 1984). Dans cet environnement, l'évolution des magmas, influencée par l'existence de petites chambres indépendantes et d'une croute froide, se caractérise par une différenciation extrême avec production de Fe-Ti gabbros et de différenciats acides (Christie et Sinton, 1981; Perfit et al., 1983).

Les découplages lithosphériques intra-océaniques pourraient engendrer un magmatisme de type calco-alcalin. Ce phénomène localisé se produit dans un système de charriage à la dorsale (obduction/subduction au sein de la croute océanique) et sans relation avec une marge active (Coleman, 1984a ; Nicolas et Ceuleneer, à paraitre).

Bien que les données concernant la tectonique compressive des bassins d'arrière-arc soient fragmentaires, il semble qu'elle ne soit associée à aucune magmatogénèse particulière.

b) Rappel des caractères tectonométamorphiques précoces observés dans la séquence plutonique de Chamrousse

b1- Les phénomènes sont clairement antérieurs et contemporains du magmatisme (Den Tex, 1950; Carme, 1975a; Ménot, 1979; Bodinier et al.,1981; Scarenzi, 1984; Scarenzi et al., 1985b et ce chap.). Ils n'affectent pas certains termes tardifs de l'assemblage ophiolitique : filonets pyroxèniques des cumulats ultramafiques, gabbros et complexe filonien dans toute la séquence plutonique, plagiogranites s.l. du toit. Il s'agit donc bien de phénomènes accompagnant l'accrétion.

b2- A l'échelle de l'ophiolite, les **déformations obéissent** à un **gradient croissant** au sein de la séquence plutonique. Elles s'expriment par une foliation mylonitique, localement plissée, et de plus en plus pénétrative vers la base, dans les cumulats gabbroiques (Ac), et par des déformations localement superplastiques dans le complexe blastomylonitique (Ab). Les effets en sont totalement oblitérés au toit de la séquence plutonique et dans la série effusive.

b3- Les recristallisations s'effectuent en climat thermique élevé et s'accompagnent d'une introduction importante de fluides dans les chambres magmatiques en cours de solidification cristallisation (Ménot et al. à paraitre, annexe B). La succession des paragénèses permet de baliser la diminution progressive des températures, en relation avec l'évolution des déformations ductiles, puis rupturelles. Dans les cumulats, subsistent des zones non déformées qui sont le siège de réajustements minéralogiques statiques contemporains des recristallisations dynamiques. Au niveau du complexe blastomylonitique, les cumulats hydratés subissent une fusion partielle limitée et probablement précoce pendant l'évènement tectométamorphique.

c) Discussion

Les objets structuraux observés au sein de la séquence plutonique de Chamrousse obéissent à un gradient décroissant depuis le complexe blastomylonitique jusqu'aux cumulats supérieurs. Ils présentent des analogies nombreuses et significatives avec ceux que l'on observe dans les accidents intralithosphériques majeurs décrits précédement (modèles a2). Les conditions thermiques sévères accompagnant les recristallisations dynamiques confortent également la comparaison.

D'autre part, la juxtaposition spatiale dans les cumulats de cristallogénèses statiques et dynamiques vraisemblablement contemporaines souligne l'existence d'un métamorphisme ubiquiste identique à celui qui affecte le plancher océanique au niveau des dorsales. Il est clair que les cisaillements se surimposent au métamorphisme de ride, les déformations accompagnant ce dernier étant alors oblitérées ou non distinguables.

A quel modèle géologique, cette tectonique précoce peut-elle être rattachée?

c1- Arguments structuraux : A priori, la distinction entre les modèles de failles transformantes et d'écaillages océaniques est simple et peut être déterminée par la géométrie des accidents, qui est évaluée en fonction des marqueurs magmatiques tels que le litage des cumulats, l'orientation des caisses filoniennes et celle de la ride :

* Dans les systèmes en décrochement, la foliation mylonitique est verticale (Ohnenstetter, 1980; Karson et Dick, 1984; Honnorez et al., 1984a) et reprend des shear zones et des discontinuités à faible pente plus anciennes et en relation avec l'expansion. Le système filonien ne se met pas en place parallèlement à la ride, mais il se dispose selon une direction intermédiaire entre la ride et la zone transformante, il matérialise le champ des contraintes. Les dykes devraient être faiblement discordants sur la foliation mylonique générée par les décrochements. Dans les ophiolites appalachiennes (Coastal complex), Karson (1984) note une différence de comportement des filons suivant le niveau "stratigraphique" considéré, ils recoupent cette foliation avec un fort angle dans les parties profondes alors que plus haut, l'orientation est moins rigoureuse.

* Dans les zones d'écaillage océanique, les structures planaires sont faiblement pentées (Boudier et al., 1982) et le complexe filonien subvertical est orthogonal sur celles-ci. La géométrie des dykes est déterminée par les contraintes et n'est pas en relation avec l'axe d'accrétion (Boudier et Coleman, 1981; Dahl et al., 1983).

Dans la pratique, et dans le cas particulier de l'ophiolite de Chamrousse, il est évident que seuls les deux premiers marqueurs magmatiques, litage et orientation des caisses filoniennes sont encore utilisables, la direction de la ride ne pouvant être déterminée. De plus la discrimination demeure incertaine, car les relations entre ces marqueurs et la déformation sont mal définies et ambigues. Les figures d'interférence entre la flasérisation et le rubanement primaire des cumulats sont rares, et les quelques observations disponibles suggèrent le parallélisme ou une faible discordance entre les deux anisotropies. D'autre part, nous avons vu que l'attitude des filons basiques étaient très variée :

- accordés ou boudinés dans la foliation des flasergabbros
- parallèles à celle ci mais non déformés
- sécants et parfois orthogonaux sur le rubannement mylonitique
- injectés en concordance dans les shear zones des cumulats gabbroiques.

Les filonets plagiogranitiques du sommet sont le plus souvent perpendiculaires à la foliation des flasergabbros.

Cette diversité reflète le synchronisme des phénomènes magmatiques et tectoniques. Mais la géométrie des déformations verticales ou horizontales, ne peut être ainsi clairement déterminée. Une étude structurale exhaustive apporterait peut être des résultats plus déterminants.

c2- **Arguments géochimiques** : L'examen des zones de failles transformantes et chevauchantes en domaine océanique a montré qu'elles pouvaient être le siège de magmatismes particuliers : à caractère transitionnel à alcalin et montrant une différenciation extrême dans le premier cas, à affinités calco-alcalines dans le second. Cette spécificité peut constituer un critère indirect de discrimination, il ne peut toutefois être décisif. A Chamrousse, le complexe filonien basique pourrait matérialiser un tel épisode magmatique génétiquement influencé par l'environnement dynamique. A Chamrousse, le magmatisme syn- à post tectonique appartient à deux types de manifestations : (i) existence de chambres résiduelles indépendantes où cristallisent des produits très différenciés (ferrogabbros et plagiogranites : Ménot et al., annexe B) et (ii) intrusion du complexe filonien basique, chimiquement comparable aux tholéïtes abyssales (N-MORB) mais présentant également une tendance transitionnelle vers un

volcanisme d'arc. Ces manifestations peuvent être corrélées respectivement à l'un et à l'autre des deux modèles testés, zone transformante et charriage à la dorsale. Les arguments géochimiques ne peuvent permettre de conclure.

En définitive, il ne semble pas possible, dans l'état actuel des travaux, de trancher en faveur de l'un ou de l'autre des deux types d'accidents. Un examen plus approfondi des déformations et de leur signification cinématique, une discrimination chronologique plus précise des dykes au sein du complexe sont nécessaires. Toutefois, il est clairement établi que l'ophiolite de Chamrousse a subi **une tectonisation précoce dans les derniers stades de l'accrétion**, à proximité de la ride. **De telles caractéristiques excluent pour cette tectonique toute affiliation avec les contraintes associées à l'évolution orogénique.** Par contre, ces déformations pourraient exprimer un champ de contraintes compressives qui s'appliquent à un croûte juvénile et préludent à par son obduction.

5.4.2- Le métamorphisme orogénique

a) Rappel des caractères de la déformation et des recristallisations.

a1- Cet évènement thermodynamique affecte tous les termes ophiolitiques, y compris les filons basiques. Il est donc nettement postmagmatique.

a2- Les déformations sont pénétratives dans la série volcano-sédimentaire, formation de Séchilienne, locales dans la zone de transition et le sommet des cumulats, et absentes dans les parties inférieures de la séquence plutonique. Elles se manifestent par une foliation cristallophyllienne, souvent associée à une linéation minérale. Les plis sont rarement observés dans la formation de Séchilienne. Dans la semelle tectonique jalonnant le chevauchement du complexe ophiolitique, le plissement est polyphasé ; les phases précoces sont synfoliales et les plis tardifs ébauchent une schistosité de crénulation.

a3- Les conditions thermodynamiques qui controlent les recristallisations ont été évaluées dans la formation de Séchilienne et le sommet de la séquence plutonique. Elles correspondent à un contexte mésozonal. Aucune zonation ne peut être tracée dans cette partie haute de l'ensemble ophiolitique. Dans la semelle tectonique, on relève des traces d'une fusion partielle très limitée des amphibolites.

Les dykes doléritiques intrusifs dans les cumulats gabbroiques inférieurs sont ouralitisés et il est difficile de déterminer à quel évènement métamorphique appartiennent ces recristallisations statiques.

b) Relations chronologiques avec la tectonique tangentielle

Un examen structural détaillé du cisaillement basal, est en cours (P. Riegel, thèse USM Grenoble). Dans ce secteur, la foliation métamorphique régionale est reprise par des plis isoclinaux syncristallins (amphiboles en plan axial et en charnière polygonales). Des amphiboles néoformées dans les "ombres de pression" sont orientées selon la linéation minérale des amphibolites. Le chevauchement est contemporain du métamorphisme régional.

Dans la basse vallée de la Romanche, les zones métamorphiques montrent une disposition anormale (Carme, 1973a) : le complexe mésozonal de Chamrousse repose sur des unités épi- et mésozonales. La tectonique tangentielle est donc postérieure à la culmination du métamorphisme.

L'étude isotopique (K/Ar) des amphiboles permet de préciser cette relation chronologique (Ménot et al., 1985 et 1987). Les amphiboles analysées ont été prélevées dans les formations sous jacentes (Rioupéroux-Livet) et chevauchantes (complexe ophiolitique) ainsi que dans la semelle tectonique. Dans l'ophiolite, les minéraux proviennent soit d'amphibolites foliées de la formation de Séchilienne, soit de métadolérites du complexe filonien intrusives dans les cumulats supérieurs et dont la recristallisation est statique.

Toutes ces analyses s'alignent sur une droite isochrone, attestant d'un épisode cristallogénétique commun marqué par la fermeture du système isotopique.

Cet alignement implique, (i) soit que le chevauchement est tardimétamorphe, succèdant au climax mais précédant le refroidissement général du bati cristallophyllien ($t > 400$-$450°$), (ii) soit qu'il est postérieur à cet évènement thermique et s'effectue à basse température sans réouverture du système isotopique. Cette seconde interprétation est en contradiction avec le caractère syncristallin des déformations (Hn) et les phénomènes limités de fusion partielle dans cette semelle nylonitique.

La signification de cet évènement tectonométamorphique à l'échelle du massif de Belledonne et son intégration dans l'évolution de la chaine varisque sont discutées dans la dernière partie de ce mémoire.

5.5 - Repères géochronologiques

Deux méthodes ont été utilisées afin de baliser l'histoire du complexe ophiolitique de Chamrousse : datations par dosages U/Pb sur les zircons extraits des plagiogranites et par dosages K/Ar des amphiboles métamorphiques. Elles permettent de préciser respectivement les âges du magmatisme, et de la tectonique précoce contemporaine, et des derniers évènements cristallogénétiques.

Des notes en cours de publication synthétisent ces résultats (annexe A et Ménot et al., 1987).

5.5.1- Age du magmatisme et de l'évolution intra-océanique

Un âge tardi-Cambrien à éo-Ordovicien est proposé pour la cristallisation des plagiogranites (496 +/- 6 Ma) (Ménot et al., 1984a et à paraitre :ann.A). Ces plagiogranites sont (i) intrusifs dans les flasergabbros, (ii) intimement associés à des ferrogabbros et enfin (iii) recoupés par le complexe filonien : cet âge postdate les déformations précoces, et marque les stades finaux de solidification de la séquence plutonique. Cet âge est confirmé par Pin et Carme (à paraître) par l'utilisation de la méthode Sm/Nd sur roche totale.

Ce résultat permet d'intégrer l'ophiolite de Chamrousse aux diverses manifestations magmatiques connues pour cette période dans la chaine hercynienne et qui témoignent de sites en distension (complexes leptyno-amphiboliques). Cet âge cambro-ordovicien est également identique à celui des ophiolites appalachiennes, écossaises et norvégiennes des orogènes péri-atlantiques (cf. annexes A et E et la dernière partie de ce mémoire).

5.5.2- Age du métamorphisme orogénique et de la tectonique tangentielle.

Des données récentes montrent que le complexe ophiolitique et les formations de Rioupéroux et Livet ont subi un épisode commun de recristallisation. La juxtaposition tectonique de ces deux ensembles est contemporaine à tardive par rapport à cet épisode. Le refroidissement du bâti ainsi constitué est marqué par la fermeture du système isotopique K/Ar des amphiboles à 324 +/- 12 Ma (Ménot et al, 1987). Des dosages préliminaires sur un échantillonnage plus réduit avaient donné des résultats comparables (327 +/- 14 Ma : Ménot et al., 1985). Le métamorphisme régional est donc antérieur au Viséen supérieur (Odin, 1982). Un âge dévonien sup.-dinantien est vraisemblable, si l'on admet qu'il s'agit du même évènement métamorphique que dans les formations sous-jacentes de Rioupéroux et Livet. En effet, les granites sodiques intrusifs, qui y sont partiellement ectinisés, ont été datés à 352 +/- 55 Ma (Ménot et al., 1984b) et 367 +/- 17 (Ménot et al., à paraître, annexe C et chap. II-D).

Cette évolution est donc typiquement varisque avec une tectonique tangentielle au Carbonifère inférieur. Le caractère tardif de la structuration orogénique ainsi que les conditions thermodynamiques modérées, épi- à mésozonales, sont significatives des zones externes de la chaîne hercynienne (Burg et Matte,1978 ; Autran et Cogné, 1980).

Les implications de ces résultats, au niveau de l'orogène, seront plus largement discutées dans les publications annexées (D et E) et dans la conclusion générale (chap. III).

5.6 - L'évolution postmagmatique : discussion et interprètations

L'examen du tableau 14 entraine trois questions majeures qui n'ont pas été abordées dans cet exposé :

- A quel moment s'effectue l'intégration de la lithosphère océanique à la croûte continentale ?
- Quand se situe le renversement de la série ophiolitique ?
- Comment interprèter la lacune temporelle séparant les deux évènements tectonométamorphiques ?

5.6.1- Intégration de l'ophiolite à la croute continentale (accrétion marginale, continentalisation)

Ce problème n'a pas été abordé clairement dans les travaux antérieurs. Pour Den Tex (1950); il ne se pose pas puisque le complexe de Chamrousse est considéré comme une intrusion syntectonique ensialique. Carme (1975a) ne parle pas de l'obduction en tant que telle, mais il suggère que l'intégration de l'ophiolite au domaine continental s'effectue très précocément.

Nous passerons brièvement en revue les différents processus invoqués pour expliquer la "continentalisation" des ophiolites. Puis nous essaierons de déterminer quel est le processus le plus approprié au cas de Chamrousse, et à quel stade de l'évolution il intervient.

a) Les modèles géologiques disponibles : Ils correspondent à deux types majeurs : la surrection (uplift) et l'obduction au sens large. Ils supposent respectivement l'autochonie et l'allotochtonie du complexe ophiolitique.

Les phénomènes de surrection sont mal documentés, ils ont été évoqués dans le cas des ophiolites et des bassins marginaux avortés de la marge sud-andine (Aberg et al., 1984; Bartholomew et Tarney, 1984) ou du Moyen-Orient (Hall 1982) ou d'Arabie (Coleman, 1984b). Ces bassins ensialiques sub-autochtones sont surélevés par le jeu d'un compartimentage vertical et des charriages intracrustaux de faible ampleur latérale. La création et la fermeture de ces bassins marginaux constituent les réponses à un système complexe de contraintes où alternent, dans le temps et dans l'espace, des compressions et des distensions. Les compressions sont en relation (marge andine) ou non (Moyen Orient d'après Hall) avec une zone de subduction. Dans ce dernier cas, la surrection des ophiolites marque les premiers stades de la convergence et correspond éventuellement à l'initialisation d'un plan de Benioff dans un océan majeur adjacent (Hall, 1982). Ces complexes sont para-autochtones et ne semblent pas possèder de semelle métamorphique, ni avoir subi de recristallisations syncinématiques importantes (De Wit et Stern, 1981).

Les phénomènes d'obduction sont mieux connus et mieux représentés. Le concept en a été introduit par Coleman (1971) qui le définit comme le charriage d'un fragment de plancher océanique sur la marge continentale. Il a ensuite été largement étendu et a subi de nombreuses interprètations portant sur les mécanismes susceptibles d'engendrer cette tectonique. Les traits principaux suivants sont extraits des récentes synthèses de Searle et Stevens (1984) et Michard et al. (1985) :

* l'obduction s'effectue dans un contexte de convergence de plaques
* elle peut être en relation, sur les marges tectoniquement actives :

(i) avec une zone de subduction, pentée vers l'intérieur ou l'extérieur du continent (subduction classique ou sous-charriage du continent sous la lithosphère océanique)

(ii) avec une zone transformante

(iii) avec des contraintes compressives, et en l'absence de subduction.

Les accidents permettant le rapprochement des deux types lithosphériques seront ainsi des failles transformantes et des cisaillements plats. Ces derniers peuvent être initialisés en domaine océanique, au niveau du bombement pré-fosse, ou de la dorsale ou encore par écaillage sélectif des reliefs sous marins et du toit de la zone de subduction.

Les interprétations varient selon les écoles à partir des mêmes données géologiques (cf. l'obduction de l'ophiolite d'Oman : présence ou absence de subduction : Boudier et Coleman, 1981; Searle et al., 1980; Michard et al.,1985).

* l'obduction s'accompagne :

(i) de déformations intenses et de recristallisations à haute température qui se matérialisent par la présence de semelles métamorphiques ou "auréoles métamorphiques" (metamorphic soles) où sont mêlés des éléments ophiolitiques et des matériaux issus des formations chevauchées. Les paragénèses attestent de conditions thermiques élevées impliquant le charriage d'une croute océanique immature et chaude (Spray, 1984; Casey et Dewey, 1984; Searle et Stevens, 1984; ect..). Au sein de la série ophiolitique elle même, les déformations correspondantes sont représentées par des shear zones et des paragénèses syncinématiques de haute température. En conséquence de nombreux modèles d'obduction impliquent soit un site d'accrétion (ride) proche de la bordure continentale, au niveau de bassins marginaux au sens large (systèmes arc-bassin, ou bassins océaniques embryonnaires), soit un écaillage précoce au niveau de la dorsale d'un véritable océan. Cet écaillage à chaud prélude au charriage sur le continent qui s'effectue dans un second temps (obduction polyphasée : Boudier et Michard, 1981).

(ii) d'un métamorphisme haute pression-basse température (HP/BT). Ces faciès de type schistes bleus se développent plus tardivement (i) soit aux stades tardifs de l'obduction lors de la mise en place sur la plateforme continentale de l'écaille océanique préalablement "détachée" (Boudier et Michard, 1981; Michard et al., 1985), (ii) soit dans les phases de collision (Mattauer et al., 1982).

En résumé, l'obduction s'effectue sur des marges continentales tectoniquement actives, mais n'est pas obligatoirement contemporaine d'une subduction et d'une collision. Elle peut constituer un stade antérieur à ces phénomènes. Les contraintes compressives sont matérialisées le long d'accidents plats, plus rarement verticaux. Ces cisaillements affectent une lithosphère océanique jeune et non encore refroidie. Ces cisaillements à chaud marquent l'obduction proprement dite de petits bassins ou un découplage préliminaire, avant charriage sur la marge, dans un domaine océanique plus vaste. Pour la plupart des ophiolites, un intervalle de temps inférieur à 10 Ma sépare généralement l'accrétion de l'obduction (Spray, 1984). Dans le cas d'une "obduction polyphasée", le charriage à la dorsale succède rapidement à l'accrétion, par contre la "continentalisation" peut survenir 30 à 50 Ma plus tard (Michard et al., 1985; Girardeau et al., 1985). Chacune des phases de charriage, intra-océanique et continentale, peut durer une dizaine de millions d'années (Michard et al., 1985).

b) Implications pour l'ophiolite de Chamrousse

A Chamrousse, les contraintes sont les suivantes :

(i) On ne connait ni semelle de haut grade métamorphique, ni trace d'un métamorphisme de faciès schistes bleus.

(ii) Le site originel, estimé d'après les caractères pétrologiques (chap.C-4), correspond probablement à un bassin marginal s.l. initialement ensialique (petit océan "embryonnaire").

Au niveau des structures, on ne peut, en aucune façon, considéré la surface tectonique qui sépare l'ophiolite des formations de Rioupéroux et de Livet comme une trace de l'obduction. On ne retrouve en effet dans ce contact aucun des caractères significatifs des "auréoles métamorphiques" ou des charriages à HP/BT. D'autre part, d'un point de vue géodynamique, l'intervalle de temps considérable séparant la cristallisation de l'ophiolite de son transfert sur le continent (170m.a.) impliquerait un stade de convergence extrèmement long et l'existence d'un très large domaine océanique (> 3400km pour une faible vitesse d'expansion de 2cm/an). Ces faits sont en contradiction aussi bien avec les schémas classiques de l'orogène hercynien qu'avec les données pétrologiques concernant Chamrousse.

Par analogie avec les modèles brièvement décrits plus haut, les deux types d'intégration au domaine continental sont concevables et ne peuvent être précisés :

- soit une surrection (uplift) par le jeu de mouvements essentiellement verticaux et de failles inverses à faible inclinaison. Dans ce cas, les déformations précoces, enregistrées au niveau du CB et des cumulats, seraient imputables à des contraintes intra-océaniques comparables à celles décrites par Coleman (1984a) dans les bassins marginaux. Elles ne sont pas directement associées à la "continentalisation". Aucun argument tectonique n'est actuellement disponible pour étayer cette hypothèse.

- soit une obduction de petit bassin juvénile. Le charriage affecte alors une lithosphère en cours de solidification. Ce modèle est proche de celui proposé par Malpas (1977) et Jamieson (1980) pour certaines ophiolites appalachiennes. La semelle métamorphique proprement dite n'est pas observable à Chamrousse, à la suite de l'évolution orogénique ultérieure. Par contre, les déformations synmagmatiques observées pourraient traduire la tectonique en compression ou en décrochement au cours de la fermeture du bassin. Elles seraient ainsi antérieures à l'obduction elles-même mais pourraient résulter des mêmes mouvements de convergence.

Un mécanisme "d'obduction polyphasée" au sens strict parait moins approprié en raison de la nature "embryonnaire" et de la faible extension estimée du domaine océanique.

L'absence de reliques de métamorphisme HP/BT correspond simplement à une lacune d'observation résultant de l'évolution orogénique ou témoigne d'une convergence limitée excluant des charriages "à froid" ou des serrages tardifs lors de la collision.

En résumé, il n'existe pas de marqueurs structuraux directs de l'intégration du complexe ophiolitique au domaine continental. Par contre, il est probable que les déformations précoces de la croûte juvénile constituent des témoins d'une tectonique, compressive ou décrochante, préludant à la "continentalisation".

5.6.2- Le problème du renversement de la série ophiolitique.

Le renversement de la série ophiolitique a été démontré par des arguments lithostratigraphiques par Carme (1965a; 1972, 1975a) et confirmé par la suite (Ménot, 1979), malgré des réserves concernant cette polarité inverse (P. Bordet, 1972). Cette inversion est encore confirmée par l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique qui précède. En

effet, l'évolution cohérente et continue, de la base au sommet des cumulats, est attestée aussi bien par l'ordre de cristallisation et les variations de composition des minéraux que par les tendances géochimiques et les modifications texturales des roches. Cette continuité exclue l'hypothèse d'une superposition anormale des séquences ultrabasiques et basiques, plutoniques et subvolcaniques par écaillage intra-océanique.

Carme admet que cette tectonique en grands plis couchés appartient à l'orogénèse cadomienne (1970a, 1971a). Le cycle hercynien se traduit, selon cet auteur, par des structures tangentielles (chevauchement de l'ophiolite sur les formations de Rioupéroux-Livet et du Taillefer : 1973b).

Selon la conception que nous proposons dans ce mémoire, le complexe ophiolitique de Chamrousse, au même titre que l'ensemble des formations de la basse vallée de la Romanche, n'est pas polycyclique. Son caractère polymétamorphique ne résulte pas de la succession de deux orogénèses (cadomienne ou calédonienne et hercynienne) mais de la superposition de la seule structuration orogénique dévono-carbonifère sur des processus tectoniques et métamorphiques en relation avec l'évolution particulière de la lithosphère océanique (métamorphisme de ride, tectonique et recristallisations intra-océaniques).

Le renversement de la série ne peut être calé chronologiquement, il est soit précoce et contemporain de la "continentalisation" de l'ophiolite, soit, moins vraisemblablement, associé à la tectogénèse hercynienne.

5.6.3 - L'histoire ordovico-siluro-dévonienne du complexe ophiolitique

Cet aspect sera plus largement explicité par ailleurs (Ménot et Vivier, à paraître; annexe D) et dans la conclusion de ce mémoire.

L'absence d'évènement tectonique et/ou métamorphique depuis l'Ordovicien jusqu'au Dévonien moyen ou supérieur s'explique par une localisation de l'ophiolite de Chamrousse très externe ou très interne par rapport à la zonation de la chaîne. L'accrétion continentale, probablement ordovicienne, a intégré le complexe à une marge qui restera hors de la ceinture orogénique pendant toute la période siluro-dévonienne. Ce secteur, inclu dans le domaine orogénique varisque lors de l'évolution intracontinentale, est alors affecté par les évènements tectonométamorphiques dévono-dinantiens. Les structures tangentielles et les grands décrochements crustaux syn- et tardimétamorphes du Carbonifère inférieur résultent des serrages ultimes lors de la transition d'un contexte de collision en hypercollision selon les modèles de Mattauer (1983, 1986) (Ménot et Vivier, 1986 et à paraître : annexe D).

6 - CONCLUSIONS GENERALES

6.1 - Les caractéristiques majeures de l'ophiolite de Chamrousse

Ces caractéristiques ont été soulignées dans les chapitres précédents, nous en donnerons une rapide synthèse afin de dégager les traits principaux de l'évolution magmatique et postmagmatique du complexe ophiolitique.

6.1.1- Evolution magmatique

Les travaux successifs sur Chamrousse, depuis l'étude de Choubert (1935), ont toujours souligné deux aspects marquants du magmatisme : Il est **polyphasé et syntectonique.** Chaque interprétation s'est efforcée de concilier ces caractères : intrusion éo- à synorogénique (Choubert, 1935; Den Tex, 1950), génèse dans un contexte tectoniquement actif (au niveau d'une zone de subduction, Carme, 1975b), ou d'une ride océanique (?) (Bodinier et al., 1981).

Le chimisme des métabasites est composite : association de tholéiites océaniques abyssales et de laves des domaines de convergence (basaltes à affinités calco-alcalines et tholéiites d'arc) (Carme, 1975a). Une évolution temporelle a ensuite été mise en évidence avec trois stades successifs qui correspondent à des taux de fusion mantellique croissants. Les compositions tholéiitiques expriment la transition entre des types E, ou P, et N-Morbs (Bodinier et al., 1981).

Les résultats que nous avons développés dans les chapitres précédents sont évidement en accord avec ces observations fondamentales. Ils permettent de surcroit une définition plus précise de l'histoire magmatique de l'ophiolite de Chamrousse :

a) Les caractères lithologiques, minéralogiques et chimiques (cf. chap.C-1, 2,et 3) s'accordent mal avec un modèle de ride médio-océanique et confortent l'hypothèse d'une site génétique à caractère transitionnel.

b) L'étude géochimique, et la prise en compte du comportement de certains éléments en traces (cf.chap. C-4) montre que le magmatisme est "atypique ", bien que possédant un chimisme global de tholéiites abyssales (MORB). Des influences étrangères à un contexte océanique s.s. s'exercent sur la composition des produits appartenant aux divers stades de l'accrétion. Les amphibolites de Séchilienne, équivalents volcaniques de la plupart des cumulats, sont les termes effusifs les plus anciens, ils portent l'empreinte d'une magmatogénèse en contexte ensialique. La dispersion chimique interne de la population d'amphibolites peut être interprétée comme résultant de la contribution plus ou moins importante de la composante intra-plaque à la composition globale. On peut logiquement supposer une diminution de cette contribution au cours du temps, mais cette polarité ne peut être formellement établie. Le complexe filonien basique, postérieur à l'ensemble des autres termes éruptifs, possèdent des affinités calco-alcalines.

Une distension en domaine ensialique amingi (attenuated crust) suivi d'une océanisation franche peut rendre compte des épisodes précoces de l'océanisation.

Ce bassin "embryonnaire" est-il soumis à l'influence d'une zone de subduction (Supra subduction Zone (SSZ) ophiolite ? Nous avons souligné l'existence d'une composante calco-alcaline dans le chimisme des basaltes et dolérites du complexe filonien tardif. Elle marque soit la présence d'un plan de Bénioff, soit un caractère acquis localement par écaillage de la lithosphère océanique (Coleman, 1984c ; Nicolas et Ceuleneer, à paraitre). Il semble toutefois peu probable que ce dernier processus puisse être suffisament éfficient dans un petit bassin où le charriage sera obligatoirement de faible ampleur. La composante calco-alcaline des filons est peu accusée mais il en est de même pour l'ophiolite de Sarmiento (Chili) qui se situe pourtant sur une marge active. Une étude chimique sur Chamrousse en cours de publication (Pin et Carme, à paraitre) ne distingue pas, contrairement à nos résultats, de contamination crustale dans les échantillons analysés, mais elle y souligne par contre l'existence de cette tendance calco- alcaline. En conséquence, ces auteurs privilégient l'hypothèse d'un site de bassin d'arrière arc. Toutefois, cette interprètation se heurte à une objection majeure constituée par l'absence de produits magmatiques de même age et caractéristiques d'une marge continentale active ou d'un arc. Cette objection a d'ailleurs une portée plus générale car bon nombre de formations cambro- ordoviciennes, complexes leptyno-amphiboliques en particulier, sont également comparés à des bassins d'arrière-arc (Briand et Piboule, 1979; Piboule et Briand, 1985; Bodinier et al., 1986) sans que la marge ou l'arc associé ne soit reconnu.

c) La diversité géochimique des métabasites est également induite par des facteurs autres que ceux liés au site d'accrétion et à son évolution. Les processus les plus notoires sont constitués :

(i) par l'extraction imparfaite des liquides résiduels lors de la cristallisation fractionnée, attestée par la présence de cumulats riches en phase intercumulus piégée et de chenaux dans les cumulats, qui sont le siège de réactions liquide-encaissant.

(ii) par l'existence de chambres temporaires indépendantes où cristallisent des produits enrichis en éléments incompatibles

(iii) par la modification des conditions de cristallisation dont l'exemple le plus spectaculaire est représenté par la diversité des différenciats acides en relation avec des variations importantes de la pression d'H2O. (cf. chap. C-3.2.3, et annexe B). Ces différents processus sont induits, plus ou moins directement, par la tectonique qui affecte l'ophiolite en cours de cristallisation.

d) La géométrie des déformations synmagmatiques n'a pu être déterminée. Une étude détaillée ultérieure permettrait probablement de trancher entre les différents modèles de failles transformantes ou de cisaillements plats. Toutefois, il est acquis que ces déformations et les recristallisations associées, sont très précoce dans l'histoire de l'ophiolite et contemporaines de sa consolidation. Elles n'ont aucun lien avec une orogénèse ancienne, antéhercynienne. Nous les interprètons comme le résultat d'une compression aboutissant à la surrection ou à l'obduction de la lithosphère océanique juvénile. Un modèle d'obduction précoce, "à chaud", d'un bassin marginal proche de celui de Jamieson (1980) pour les ophiolites appalachiennes, ou un mécanisme de surrection de bassin ensialique sur marge passive ou active, comparable aux interprétations de De Wit et Stern (1981) et de Hall (1982) pour respectivement les complexes sud-andins et de Méditérranée orientale, nous semblent concevables. L'état de préservation actuel de l'ophiolite de Chamrousse ne permet pas de savoir si elle était accompagnée ou non d'une semelle métamorphique, et donc de sélectionner l'un ou l'autre des modèles.

En résumé, les caractères magmatologiques de l'ophiolite de Chamrousse sont complexes et la nature transitionnelle des métamagmatites n'autorise pas de conclusions péremptoires. Dans l'état actuel, nous estimons qu'un modèle de bassin en extension sur une marge passive (type Mer Rouge), à durée de vie brève et dont la fermeture est liée à l'initiation d'une zone de subduction dans un domaine océanique voisin peut rendre compte des données dont nous disposons. Les bassins marginaux sud-andins et antarctiques (Sarmiento, Tortuga, Branfield Strait) montrent une évolution comparable avec succession d'une distension ensialique précédant le fonctionnement d'un plan de Bénioff (Pearce, 1984; Saunders et Tarney, 1984).

Soulignons que dans le cas de Sarmiento, bassin peu développé, la contribution de la zone de subduction au chimisme des laves demeure très modeste (Pearce et al., 1984a).,

6.1.2 - Evolution postmagmatique

L'évolution tectonométamorphique postmagmatique, d'origine orogénique est "lisible" pour l'essentiel dans la formation de Séchilienne et la partie supérieure de la séquence plutonique ophiolitique. Dans les niveaux inférieurs, les recristallisations sont statiques (complexe filonien). En ce sens, l'ophiolite, pro parte, a bien été "insérée passivement dans les structures tangentielles hercyniennes" selon les termes de Carme (1973a).

Cette structuration orogénique est typiquement varisque et les formations de Chamrousse et de Séchilienne sont nettement monométamorphiques. En effet :

(i) les observations pétrographiques soulignent le caractère simplement polyphasé des recristallisations dans la formation de Séchilienne.

(ii) les données géochronologiques démontrent l'âge cambro-ordovicien de cristallisation du complexe ophiolitique et l'âge viséen supérieur de refroidissement du bati cristallophyllien.

(iii) le chevauchement du complexe ophiolitique sur les formations de Rioupéroux et de Livet, dont nous avons déterminé l'âge dévono-carbonifère, et sur la formation du Taillefer est syn- à tardimétamorphe et antérieur à 325 Ma. Sur ce dernier point, nous sommes en accord avec les conclusions de Carme affectant la tectonique tangentielle au cycle hercynien.

La description et la chronologie relative des déformations associées à ces contacts tectoniques ont seulement été ébauchées dans les chapitres précédents. Elles ont été étudiées plus précisément dans les formations sous-jacentes de Rioupéroux et Livet (Ménot, 1986) et seront surtout examinées dans une thèse en préparation à l'Université de Grenoble par P.Riegel.

Le temps de latence considérable séparant la génèse de l'ophiolite de Chamrousse de son intégration dans l'orogène implique une localisation, originelle différente de la localisation actuelle, au coeur de la chaine hercynienne (zone moldanubienne). Nous envisageons sa "continentalisation" ordovicienne dans un secteur orogéniquement inactif jusqu'au Dévonien moyen à supérieur, et son intégration lors de la progression de la tectogénèse vers les zones externes et plus internes (cf. annexe D et conclusions générales).

6.2 - Signification de l'ophiolite de Chamrousse dans le contexte orogénique paléozoique

6.2.1 - Le magmatisme d'extension crustal d'âge cambro-ordovicien

La génèse de la chaine paléozoique d'Europe a fait l'objet d'interprétations diverses qui opposent grossièrement des modèles d'évolution intracontinentale (Zwart, 1967; Krebs, 1977; Behr, 1978) ou collisionnelle (Burg et Matte, 1978 ; Behr et al., 1984 ; Ziegler, 1984 ; Matte, 1986). Elles revenaient à opposer des types orogéniques "hercynotypes" et "alpinotypes". En fait, il s'agit d'un faux problème si l'on considère les connaissances récemment acquises sur l'évolution orogénique, en particulier à partir de l'exemple himalayen, et si l'on admet l'existence de plusieurs stades successifs dans la structuration des chaines plissées (G.Mascle, 1985).

Les études géochimiques et géochronologiques, menées ces vingt dernières années, ont mis en évidence les reliques d'un stade de distension crustale précoce dans l'histoire de la chaine hercynienne et la présence de zones océaniques au Cambro-ordovicien. En Europe occidentale, cet épisode distensif est matérialisé par les complexes leptyno-amphiboliques (CLA), formations pro-parte éruptives (Marchand, 1981; Briand et Piboule, 1979; Bodinier et al., 1986) et par des massifs basiques et ultrabasiques différenciés (Cap Ortegal p.p., Espagne: Van Calsteren, 1978, Bayer et Matte, 1979, Bernard-Griffiths et al., 1985; et Najac, MCF : Bodinier, 1983).

Deux notes en cours de publication proposent une comparaison de l'ophiolite de Chamrousse avec les CLA (annexes A et E).

En résumé, on montre que :

a) le complexe de Chamrousse est comparable par son âge mais aussi sa signification géodynamique aux CLA. Il en diffère (i) par le caractère plus tardif de sa structuration métamorphique qui débute au Dévonien moyen à supérieur et non au Silurien-Dévonien inférieur et (ii) par le contexte métamorphique moins sévère, moins profond, des recristallisations (absence de paragénèses éclogitiques et/ou granulitiques en particulier). Cette différence s'explique par la localisation originelle de l'ophiolite "extérieure" à la ceinture orogénique siluro-dévonienne (annexe E) et peut être par sa nature plus franchement océanique qui favorise son obduction s.l. (annexe A).

b) le complexe de Chamrousse est comparable par son âge et aussi par son histoire précoce aux ophiolites des Calédonides (Appalaches, Ecosse, Norvège). En effet, ces complexe générés à la limite cambro-ordovicienne sont obductés très rapidement (Ordovicien, cf. Dewey et Shackleton, 1984). Les mécanismes successifs d'extension et de compression sont donc généralisés dans tout le domaine péri-atlantique. L'ophiolite de Chamrousse se distingue par contre de ses homologues précités par son intégration dans la chaîne hercynienne à la période dévono-carbonifère.

c) Le complexe de Chamrousse ne peut être directement corrélé aux CLA. En l'absence de synthèse globale sur ces zones océanisées au Cambro-ordovicien, on peut concevoir la marge Sud du continent d'Europe moyenne (Cadomienne) comme un secteur d'ouverture de bassins marginaux s.l., ensialiques ou non. Selon l'importance de l'extension de ces zones océanisées, une séparation de microplaques continentales pourra se produire. Ce modèle est proche de celui que propose Hall (1982) pour la ceinture ophiolitique de Méditérranée orientale, ou de celui de Badham (1982) où les bassins sont créés et fermés par de grands décrochements crustaux.

Dans un tel schéma, Chamrousse représente (i) soit un équivalent latéral des CLA, véritable zone océanique par rapport à des rifts moins développés, (ii) soit une zone de distension plus interne par rapport à la marge sud-européenne. Dans le premier cas, on retrouve un dispositif comparable à ceux qui montrent la transition des ophiolites (Tortuga et Sarmiento) aux bassins avortés de la marge andine (De Wit et Stern, 1981; Aberg et al., 1984; Bartholomew et Tarney, 1984) ou encore de la zone océanique du golfe de Californie aux rifts continentaux septentrionaux (Atwater, 1970 ; Badham, 1982). Dans le second, il s'agit d'une

succession de bassins localisés sur plusieurs "alignements", parallèles à la marge sud-européenne et correspondants à des décrochements majeurs, selon un schéma voisin de celui de Bébien et al. (1980) pour les ophiolites grecques.

6.2.2 - La structuration orogénique varisque

Les contraintes apportées par l'étude pétrologique de Chamrousse sont les suivantes:

- L'ophiolite est structurée en domaine mésozonal et le métamorphisme est postérieur à 365 Ma (âge des granites sodiques des formations chevauchées de Rioupéroux-Livet) et antérieur au refroidissement du bâti cristallin à 327 Ma.
- Elle est charriée tardivement sur les formations de Rioupéroux Livet et du Taillefer, qui représentent des bassins intracontinentaux (cf.chap. II-D et E), Carme, 1965b, 1973b) dont les caractéristiques métamorphiques sont épizonales.

Cet épisode tectonométamorphique affecte donc un domaine supracrustal. Ceci est confirmé par l'absence totale dans ce secteur de Belledonne (Belledonne Sud-Ouest) de migmatisation, d'anatexie et d'intrusions granitiques (Ménot et Vivier, 1986 et annexe D). Une telle évolution s'oppose radicalement à celle que l'on a observée dans la zone moldanubienne, et dans le secteur nord-oriental de Belledonne en particulier, où on note, au Dévonien et au Carbonifère inférieur, un métamorphisme profond, une anatexie et une granitisation importante (Von Raumer, 1981, 1986 ; Vivier et al. à paraitre).

Les caractères de l'évolution dévono-carbonifère du secteur Sud-Ouest de Belledonne sont typiques des évènements tectonométamorphiques dans les zones externes Nord et Sud de la chaine, de part et d'autre d'une "ride" centrale où la structuration est plus précoce, siluro-dévonienne (Burg et Matte, 1978; Bard et al., 1980; Behr et al., 1984; Matte, 1986; Pin et Peucat, 1986). Pourtant, il semble exclu que l'ophiolite de Chamrousse puisse appartenir à une telle zone externe : Dans ce cas, elle présenterait la même histoire postmagmatique que les CLA (métamorphisme HP et écaillages dévoniens). D'autre part, elle ne pourrait être associée aux ensembles dévono-carbonifères de Rioupéroux et Livet, dont on sait, par analogie avec la série de la Brévenne (cf. chap. II-D), qu'ils se développent lors de l'extension d'une croute continentale déjà structurée au siluro-dévonien (Peterlongo, 1960; Beurrier et al., 1980 ; Sider et al., 1986).

L'alternative proposée considère une progression de la tectogénèse au sein du continent médio-européen ("Cadomien") resté stable jusqu'au Dévonien moyen à supérieur. Cette progression est attestée par les déformations synmétamorphes, associées à des décrochements ductiles et datées à 330 Ma, qui affectent le socle cadomien du bassin de Paris (Matte et al., 1986). Dans cette hypothèse, on peut concevoir l'existence d'une tectonique tangentielle puis de grands accidents décrochants. Cette évolution du style tectonique traduit la transition vers un domaine d'hypercollision en accord avec les phénomènes décrits par Mattauer (1983, 1985, 1986) lors de la subduction intracontinentale de la chaine himalayenne. La ceinture orogénique progresse ainsi, aux dépens de l'avant pays (zone externe) et de l'arrière pays (zone interne).

Cette interprétation sera développée plus largement dans les conclusions de ce mémoire. On notera d'ores et déjà que la tectonique tangentielle synmétamorphe, qui superpose l'ophiolite cambro-ordovicienne sur les formations dévono-dinantiennes, est en relation et précède les décrochements majeurs qui associent au Viséen des fragments de croute hercynienne qui ont évolué auparavant de façon totalement indépendante (Ménot et Vivier, 1986 et annexe d).

En conclusion, l'évolution du complexe ophiolitique se décompose en deux stades nettement distincts :

- un stade d'accrétion (500 Ma) suivi rapidement d'une surrection ou d'une obduction, à l'Ordovicien inférieur à moyen probablement. Le complexe ophiolitique est généré dans un bassin marginal ensialique, sur une marge méridionale, active ou passive (?), du continent médio-européen. La fermeture rapide de ce bassin liée à la convergence des plaques est en relation (i), soit avec une compression qui accompagne l'initiation d'une zone de subduction dans un domaine océanique voisin, localisé plus au Sud, (ii), soit à des mouvements de décrochement (bassins "pull-apart" dans une convergence oblique).
- stade orogénique (360 ?- 330 Ma) qui s'inscrit dans l'évolution tardive de l'orogène hercynien. Il est controlé par les mécanismes de subduction intracontinentale affectant la zone stable médio- européenne.

D. - LES FORMATIONS DE RIOUPEROUX ET DE LIVET

Les formations de Rioupéroux et de Livet affleurent de part et d'autre de la basse vallée de la Romanche, depuis le pont de Gavet, en amont de Séchilienne, jusqu'à l'usine électrique du Baton, en amont du pont de la Véna (fig.45). Nous élargissons donc le domaine d'affleurement jusqu'alors proposé (cf. feuille à 1/50.000 de Vizille ; Carme, 1972 et Debelmas et coll., 1983).

En effet, la base des escarpements, en rive gauche de la vallée et en amont du torrent de la Vaudaine, appartiennent à la formation de Livet (unité de la Balme) et non à la formation d'Allemont-Rochetaillée. Dans ce secteur, l'alternance leptyno-amphibolique, souvent considérée comme migmatitique (Michel et Berthet, 1958), renferme en fait des métagranites à textures granophyriques, tout à fait comparables à ceux, moins recristallisés, de la formation de Livet. L'identité chimique des matériaux confirme cette affectation (cf. chap.D-2).

1 - CARACTERES LITHOLOGIQUES, PETROGRAPHIQUES ET METAMORPHIQUES DES FORMATIONS DE RIOUPEROUX ET DE LIVET.

Elles ont été publiées dans des articles récents, issus de travaux appartenant ou menés parallèlement à cette thèse : Scarenzi, 1984; Scarenzi et al., 1985a et b; Ménot, 1986.

On trouvera notamment :

- un état des connaissances, analysant les publications antérieures (Ménot, 1986).
- une définition lithostratigraphique des deux formations considérées ici comme un ensemble plutono-volcanique unique et complexe (Scarenzi, 1984; Ménot, 1986).
- une étude pétrographique des différents termes (Scarenzi, 1984, Ménot, 1986), complétée par l'analyse typologique des zircons des granites sodiques (Scarenzi et al., 1985a).
- un examen détaillé des gisements des granites sodiques et des volcanites associées (Scarenzi et al., 1985b).
- un schéma interprétatif de la structuration tectonométamorphique du complexe plutono-volcanique (Ménot, 1986)

Les principales caractéristiques des formations de Rioupéroux et de Livet sont résumées ci-dessous :

1.1 - Lithologie (fig. 46 et 47)

Les formations de Rioupéroux et de Livet représentent un empilement de 5 unités tectoniques majeures dont le contenu diffère soit par la lithologie, soit par l'histoire métamorphique. Des unités les plus superficielles jusqu'aux plus profondes, on distingue :

a) Formation de Rioupéroux

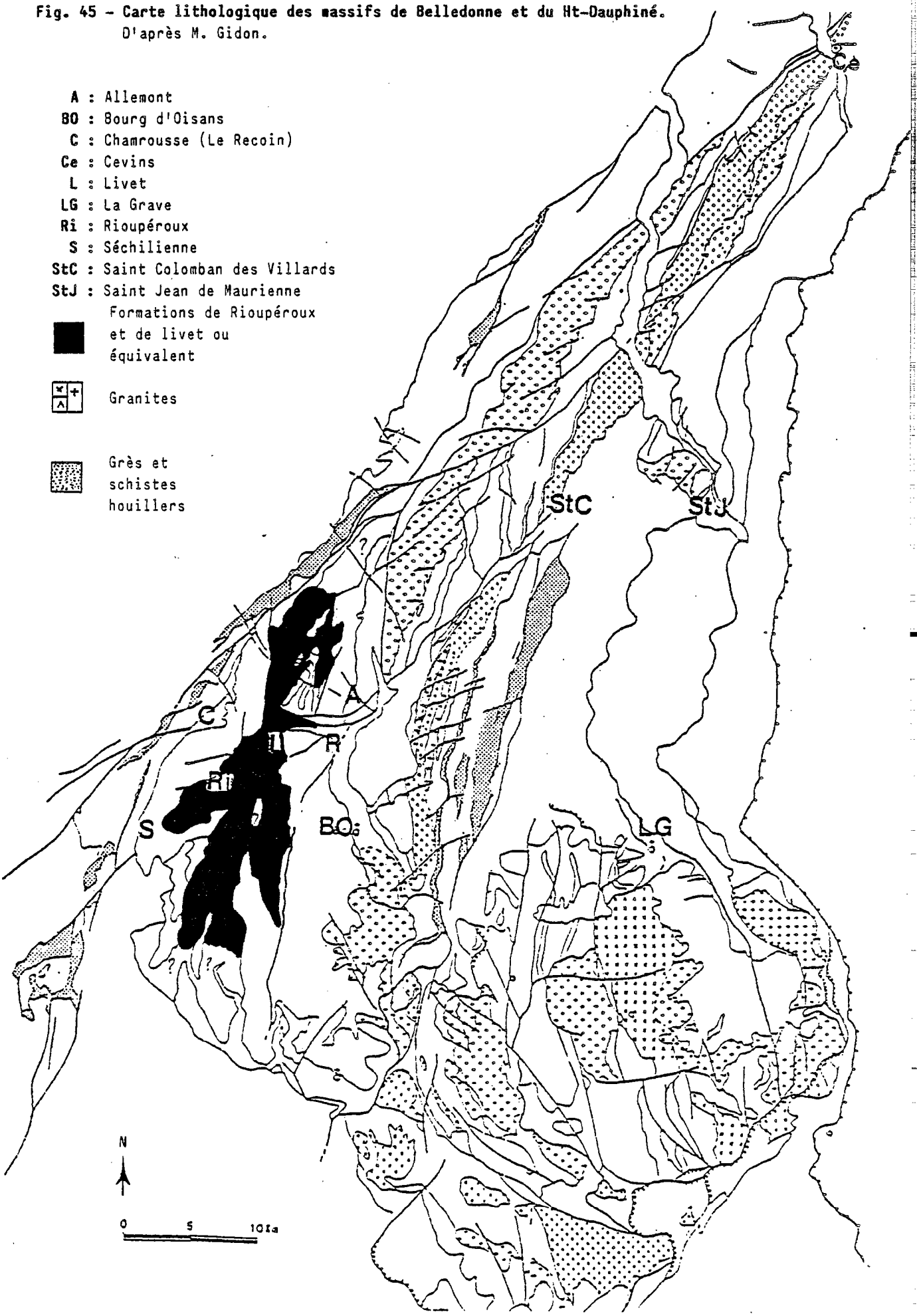
*** L'unité de Rioupéroux s.s. (Rioupéroux A)** est constituée par une alternance rubanée acide-basique et par des sills de granites sodiques associés à des microdiorites et à des gabbros. Les caractères magmatiques sont largement préservés : figures de "mélanges" granite-microdiorite et textures microlitiques fluidales plus ou moins porphyriques dans les termes de l'alternance rubanée. Cet ensemble sub-volcanique est faiblement transformé, les recristallisations sont souvent restreintes au niveau de zones de cisaillement où se concentre la déformation.

*** L'unité de la forêt de Rioupéroux (Rioupéroux B)** possède une lithostratigraphie cohérente. La base est riche en sills de granites sodiques, avec quelques niveaux basiques discontinus. La transition vers la partie sommitale est marquée par une diminution des sills et par l'accroissement du volume des métakératophyres et des termes volcano- sédimentaires à tendances pélitique et clastique. Les recristallisations sont épizonales, mais les déformations, nettement plus pénétratives que dans l'unité précédente (Rioupéroux A), entrainent une banalisation en leptynites, schistes et gneiss schisteux des matériaux éruptifs et sédimentaires congénères.

b) Formation de Livet

*** L'unité leptyno-amphibolique de la Balme (Livet C)** constitue l'essentiel de la formation. Lithologiquement, il s'agit d'une alternance acide-basique, à niveaux micaschisteux

Fig. 45 - Carte lithologique des massifs de Belledonne et du Ht-Dauphiné.
D'après M. Gidon.



et gneissiques à la base. La régularité du rubanement est perturbé par la présence de sills de granitoides méso- et leucocrates. La restructuration est généralisée dans les amphibolites au sein de toute cette unité, alors que des reliques granophyriques peuvent encore être observées dans les leptynites, en particulier dans la partie supérieure. Les textures volcaniques sont par contre absentes. Les amphibolites et la majorité des leptynites de cette alternance sont polymétamorphiques.

Les granitoides ne sont affectés que par le second épisode métamorphique, une foliation fruste s'y développe dans la masse et la restructuration n'est totale que dans les shear zones. Les textures granophyriques sont ubiquistes dans les métagranites leucocrates.

Dans ce travail, les formations du Taillefer septentrional ou des lacs du Taillefer et du Taillefer oriental p.p. définis par Carme (1972) sont respectivement assimilés au sommet et à la base de l'unite leptyno-amphibolique de la Balme

*** L'unité micaschisteuse des Roberts (Livet D)** se différencie radicalement sur le plan lithologique des unités précédentes. Il s'agit de micaschistes localement enrichis en quartz ou en albites ocellaires. Elle est génétiquement étrangère à l'ensemble plutono-volcanique et a été spatialement associée à celui-ci par la tectonique carbonifère. Son évolution est clairement polymétamorphique. Les caractères lithologiques et pétrographiques de l'unité des Roberts semblent très comparables à ceux de la série satinée (cf.chap.II-B).

*** L'unité trondhjémitique de Livet (Livet E)** est formée par un métagranite clair, identique aux sills qui sont inclus dans l'unité précédente (C). On y note quelques rares kératophyres et quelques enclaves d'amphibolites et niveaux de leptynites. La restructuration métamorphique demeure limitée.

En résumé :

- Les formations de Rioupéroux et de Livet sont constituées essentiellement, par des matériaux orthodérivés acides et basiques auxquels s'associent des faciès volcano-sédimentaires congénères. Elles représentent un édifice plutono-volcanique écaillé en plusieurs unités lithotectoniques.
- L'unité de la Balme, la plus profonde montre la juxtaposition de deux types de métamagmatites. Les unes, correspondant au rubanement leptyno-amphibolique, présentent une structuration métamorphique polyphasée alors que les autres, granites sodiques, ne sont affectées que par la dernière phase. Des contacts intrusifs ont été observés.
- Les granitoïdes des différentes unités tectoniques sont pétrographiquement comparables. Toutefois, les faciès mésocrates ne sont bien représentés que dans l'unite de la Balme.
- Une polarité originelle peut être déduite : les unités de la Balme (C) et de Livet (E) représentent vraisemblablement les niveaux inférieurs de l'ensemble magmatique, riches en termes plutoniques et en roches basiques. Les unités de la forêt de Rioupéroux (B) et de Rioupéroux s.s. (A), où prédominent les faciès volcaniques et sédimentaires matérialise la partie supérieure.

1.2 - Evolution tectonométamorphique (tabl.15 et 16)

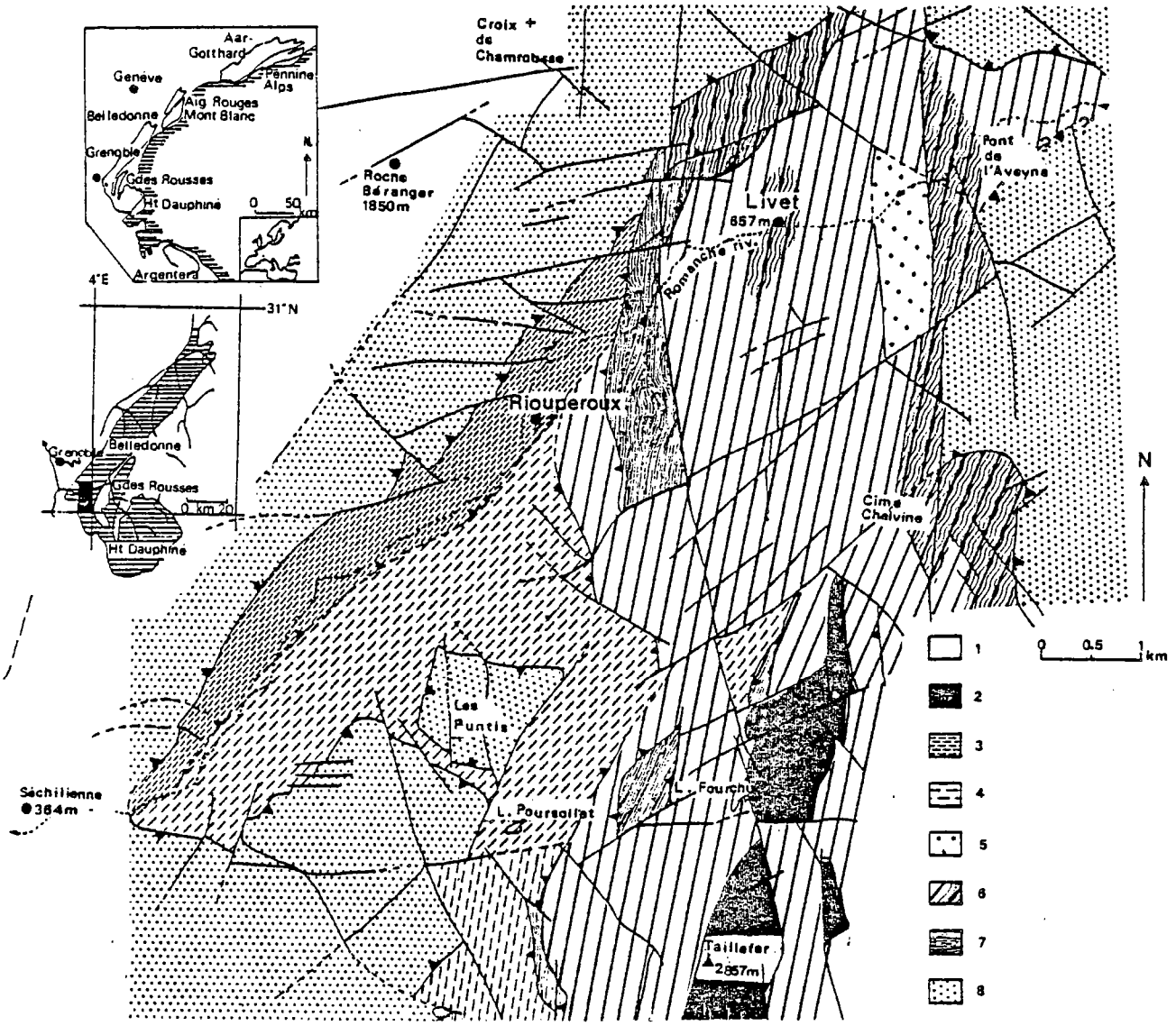
Elle peut être schématisée par **4 stades cristallogénétiques.** Les deux premiers sont associés à la génération de foliations successives (Sn et Sn+1). Le troisième accompagne une schistosité de crénulation (Sn+2), localisée au niveau des accidents chevauchants intra- et inter-unités. Enfin, une recristallisation statique se superpose et oblitère plus ou moins largement les stades précédents.

On peut ainsi distinguer des matériaux poly- et monométamorphiques. Les premiers se distribuent dans l'unité de la Balme (C) et sont plus rares dans la forêt de Rioupéroux (B). La transposition Sn --- Sn+1 est pratiquement totale dans l'unité profonde (C), partielle dans l'unité plus superficielle (B). Les roches monométamorphiques, granitoïdes, kératophyres et termes volcano-sédimentaires apparaissent dans toutes les unités , mais constituent l'essentiel de Livet (E) et de la formation de Rioupéroux (A et B).

Les paragénèses rapportées au **premier épisode métamorphique (Sn)** varient peu selon le niveau considéré, et sont proches de celles du faciès amphibolites à épidote. Les assemblages qui témoignent du **second évènement dynamique (Sn + 1)** caractérisent la transition entre faciès schistes verts et faciès amphibolites dans la formation de Rioupéroux où un gradient rétrograde s'observe dans l'espace (Rioupéroux B -- A) et dans le temps. Dans l'unité de la Balme (C), les assemblages appartiennent au faciès amphibolite avec une polarité marquée par des hornblendes vert brun à la base et vert bleu au sommet. Pour l'ensemble des deux

Fig. 46 - Carte schématique de la basse vallée de la Romanche. in Ménot (1986).

1 Terrain post-paléozoïques
2 Formations du Taillefer
3 Unité A
4 Unité B — Formation de Rioupéroux
5 Unité E
6 Unité C — Formation de Livet
7 Unité D
8 Ouest - Formation ophiolitique de Chamrousse
Est - Formations gneissiques et amphiboliques d'Allemont-Rochetaillée



formations de Rioupéroux et de Livet, une zonéographie grossière apparait donc, elle est cohérente avec l'empilement des unités tectoniques (Rioupéroux A à Livet C).

Tous les matériaux localisés dans les accidents limitant les différentes unités, ou au sein des unités, portent l'empreinte d'une **schistosité de crénulation (Sn+2)** avec néogénèse de chlorite à Rioupéroux et de biotite et d'actino-trémolite à Livet.

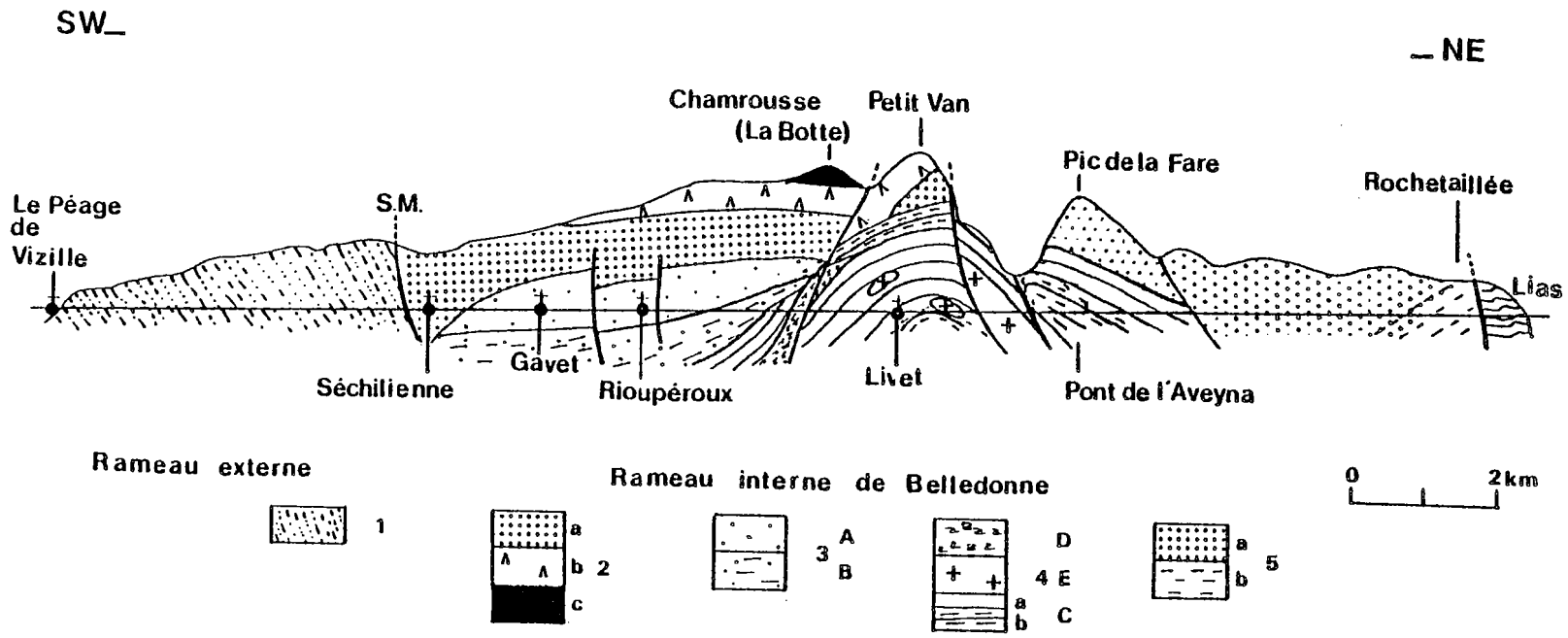
Enfin des **recristallisations statiques** se développent largement dans les unités profondes (C) ou riches en corps granitiques (A et E), ainsi qu'à proximité du contact avec les formations sus-jacentes de Chamrousse- Séchilienne et d'Allemont-Rochetaillée. Dans ces zones de contact, on observe, dans la formation de Livet, une néogénèse d'amphiboles actinotiques syn- à postcinématiques : les plus tardives, poeciloblastiques, incluent des minéraux opaques et des épidotes orientés selon la foliation de la roche.

En résumé, les observations de terrain ou microstructurales attestent:

- d'une évolution tectonique polyphasée.
- d'un magmatisme tardif par rapport à la phase précoce avec mise en place de sills granitiques en profondeur, de laves et de matériaux clastiques dans les niveaux plus élevés.
- d'un écaillage synmétamorphe postmagmatique.
- de la persistance d'un climat thermique élevé, en relation avec l'abondance des intrusions plutoniques et peut être avec le chevauchement des formations mésozonales (Séchilienne-Chamrousse et Allemont- Rochetaillée).

Les relations entre ces différents phénomènes, magmatiques, tectoniques et métamorphiques, seront discutées dans le cadre plus large de l'évolution dévono-carbonifère de ce secteur de la basse Romanche. Nous essaierons alors de préciser le contexte géodynamique susceptible d'induire un tel enchainement de phénomènes.

Fig. 47 - Coupe schématique du massif de Belledonne dans la vallée de la Romanche. in Ménot (1986).



1 : Série Satinée
2 : Ophiolite de Chamrousse
  - Formation de Séchilienne (a)
  - Séquence plutonique (UB = c, gabbros = b)
3 : Formation de Rioupéroux (unités A et B)
4 : Formation de Livet (unités C, D et E)
5 : Formation gneissiques et amphiboliques d'Allemont-Rochetaillée.

2 - GEOCHIMIE

D'après les caractères lithologiques et pétrographiques résumés précédement, on peut considérer l'existence, soit de deux cycles magmatiques distincts, soit d'un cycle unique montrant une évolution au cours du temps. Les faciés polymétamorphiques, amphibolites et leptynites pp., correspondent à un magmatisme "bimodal" s.l. auquel succède un plutono-volcanisme essentiellement acide, granites sodiques et kératophyres peu structurés et associés à quelques métadiorites, -basaltes et -gabbros. Dans l'unité de la Balme (LIVC), on a clairement observé le contact intrusif des granites dans la trame leptyno-amphibolique et la juxtaposition de roches mono- et polymétamorphiques . Ces différences relevées dans la structuration des diverses métamagmatites implique que le, ou les, cycle se développe dans un environnement tectoniquement actif (cf. chap.D4).

Les objectifs de ce chapitre seront:

- de tester l'homogénéité de composition des métamagmatites des différentes unités et des différentes "générations".
- de déterminer les relations génétiques éventuelles entre ces "générations".
- de caractériser au mieux les termes basiques et acides de l'association et de définir, de ce fait, la nature et l'origine du bimodalisme.
- de préciser le processus géologique unitaire susceptible d'expliquer la succession magmatique observée, association acide-basique puis essentiellement siliceuse. Ceci revient à définir le site génétique compatible avec cette évolution.

2.1 - Etat des connaissances

Seules les publications de Carme (1965a et 1975a) et la thèse de D. Scarenzi (1984) ont abordé le problème du chimisme et de la nature originelle des formations de Rioupéroux et de Livet. F. Carme considère que les granites sodiques et la série spilite- kératophyre (amphibolites et leptynites) sont contemporaines et "consanguines", donc cogénétiques. Il note d'autre part la nature sodique accentuée des matériaux qu'il attribue à une métasomatose, soit précoce et en liaison avec des réactions hydrothermales en milieu marin, soit tardive et causée par le métamorphisme (1965a). L'étude géochimique (1975a) souligne le caractère calco-alcalin des métamagmatites acides et basiques.

D'après D. Scarenzi, il n'existe pas de disparités chimiques entre les métamagmatites des différentes unités et l'ensemble de la série peut s'interpréter en termes de différenciation par cristallisation fractionnée. Toutefois Scarenzi note une ambiguité dans la typologie des protolithes : les amphibolites et les métabasaltes possèdent des compositions de tholéiitites à affinité intraplaque, alors que les termes acides sont comparables aux roches des marges actives. Cette difficulté à caractériser la lignée magmatique (tholéiitique ou calco-alcaline) rappelle les diverses interprétations proposées pour la série dévono-dinantienne de la Brévenne (Massif central français) (Fonteilles, 1960 ; Piboule et al., 1982 ; Pin et al., 1982).

2.2 - Mise en évidence de composantes sédimentaires et mobilité des éléments.

L'étude pétrographique a montré (i) l'existence, selon les unités, de métamagmatites à caractères originels partiellement préservés, de roches volcano-sédimentaires (grauwackes) et de matériaux très recristallisés, dont la nature primitive est inconnue, et (ii) la présence de réajustements minéralogiques précoces (décalcification des plagioclases : Ménot, 1986) ou liés aux recristallisations et aux déformations orogéniques (amphibolitisation, chloritisation, séricitisation : Scarenzi, 1984). Il importe donc d'effectuer (i) un tri des matériaux amphiboliques et leptyniques possèdant une composante sédimentaire puis (ii) une évaluation des dérives géochimiques postmagmatiques.

2.2.1 - Métasédiments et "mélanges" volcano-sédimentaires.

Les roches gneissiques et schisteuses, riches en quartz et en micas ont été exclues de l'échantillonnage puisque la caractérisation chimique des termes métasédimentaires n'entrait pas dans le cadre de cette étude.

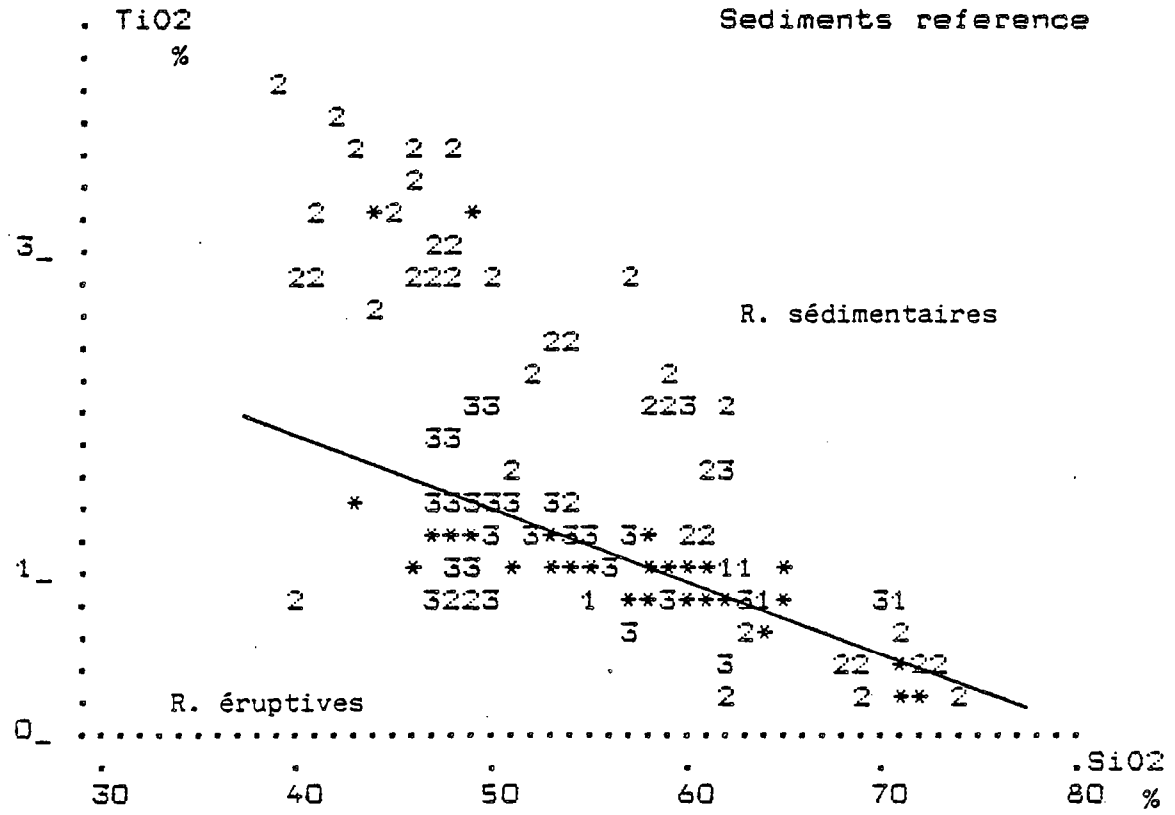
Fig. 48A - Mise en évidence des tendances sédimentaires.
D'après Tarney, (1977).

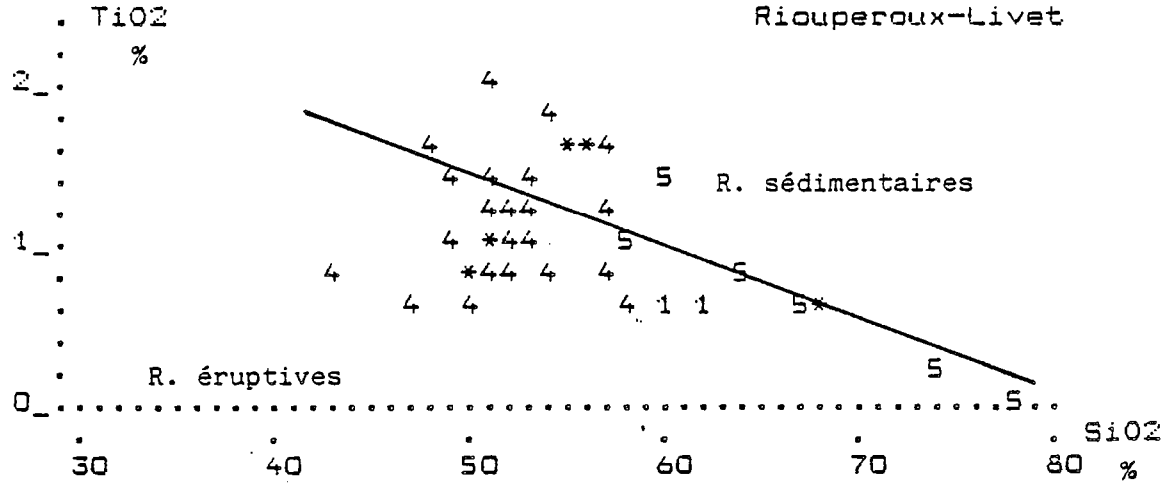
Références

1 : pélites
2 : tufs et volcanoclastites
3 : grauwackes

Rioupéroux-Livet

1 et 4 : amphibolites
5 : leptynites
* : échant. superposés





Il nous importe seulement ici de détecter les échantillons qui représentent d'anciens matériaux clastiques ignés associés à un apport pélitique et/ou psammitique et de les éliminer car ils nuiraient à la caractérisation géochimique des roches magmatiques. Ce problème se pose ici avec plus d'acuité que lors de l'étude du complexe de Chamrousse- Séchilienne, car, dans les formations de Rioupéroux et de Livet, les faciès métasédimentaires sont abondants et intimement associés sur le terrain avec les amphibolites et les leptynites.

Des grilles de détermination ont été proposées par différents auteurs pour résoudre ces ambiguités d'origine, et en particulier pour distinguer les "ortho-" et les "para-amphibolites" : De la Roche, 1968, 1972, 1974; Van de Kamp, 1969; Shaw, 1972; Smith et Smith, 1976; Tarney, 1977; Winchester et al., 1980; Winchester et Max, 1982 ; etc... Les éléments chimiques les plus fréquemment pris en compte sont les alcalino-terreux, Al, Si et Ti pour les majeurs, Rb, Sr, Y, Cr et Ni pour les éléments en traces. Les diagrammes établis tendent à exprimer le fractionnement de ces éléments dans les minéraux des sédiments lors des mécanismes exogènes, argiles et carbonates en particulier. Cette méthodologie a été largement explicitée dans de nombreux travaux et ne sera pas détaillée ici (cf. Goldsmith, 1958; Lambert et Holland, 1974; Winchester et al., 1980; Bonnot-Courtois, 1981; etc...). Le principal défaut de la plupart de ces représentations réside dans le fait qu'elles utilisent des éléments chimiques souvent mobiles lors des recristallisations, en particulier dynamiques. D'autre part l'efficacité de ces méthodes de discrimination, relativement bonne lorsqu'elles s'appliquent à des matériaux franchement sédimentaires ou éruptifs, décroit quand les roches étudiées sont des "mélanges" : grauwackes, tufs remaniés, etc..

Afin d'évaluer les limites de cette démarche, nous avons, en parallèle, projeter dans chaque diagramme, à la fois les amphibolites et leptynites de Rioupéroux et de Livet et des populations de références correspondants à des tufs, des grauwackes et des pélites. Ces matériaux de référence sont les suivants :

- roches volcanoclastiques, hyaloclastites, épiclastites, tufs ignimbritiques, associées à des coulées des formations actuelles d'Islande. Ces roches sont relativement peu remaniées, peu altérées et faiblement métamorphiques. (cf. Schmincke et al., 1982).
- Tufs et cinérites plus ou moins remaniés, faiblement contaminés en éléments sédimentaires, associés à des siltites. L'ensemble appartient à la série dévono-dinantienne non métamorphique du Morvan (cf. Robelin, 1981).
- Amphibolites et schistes verts dérivés de tufs basiques contenant un apport pélitique volumétriquement variable. Ils proviennent des formations épi- à mésozonales (staurotide, sillimanite, grenat) d'Ecosse. Le métamorphisme ne semble pas entrainer de variations importantes du chimisme. (cf. Van de Kamp, 1970).
- Métagrauwackes et para-amphibolites de la série Culm vosgienne. Les transformations secondaires sont à caractère épizonal. (cf. Rivalenti et Sighinolfi, 1969).

a) Diagramme SiO2 vs. TiO2 (fig. 48a).

Dans cet espace, Tarney (1977) délimite deux champs visualisant les compositions des gneiss d'origine sédimentaire et ignée. La majorité des leptynites et des amphibolites de Rioupéroux et de Livet appartiennent au domaine des roches éruptives, mais la discrimination est incertaine pour bon nombre d'échantillons situés en limite du champ supérieur.

La projection des populations de références souligne l'efficacité relativement faible de cette représentation : les tufs d'Ecosse et du Morvan, les grauwackes et les siltites occupent un domaine qui se superpose à celui de nos roches, à cheval sur la droite-limite. Les volcanoclastites d'Islande, dont la composition s'éloigne peu de celle des roches ignées, se localisent, pour la plupart, dans le champ sédimentaire.

b) Diagramme Ni vs. Zr/TiO2 (Winchester et al., 1980) (fig.48b).

Bien que le dosage de Ni n'ait pas été effectué sur tous les échantillons, on peut remarquer que presque toutes les roches qui présentaient des "affinités" sédimentaires dans le diagramme précédent sont ici classées dans le champ des compositions éruptives.

Les matériaux de référence occupent des positions cohérentes avec leur nature originelle : les siltites dans le domaine sédimentaire, les volcanoclastites majoritairement dans le domaine igné alors que les grauwackes et les "mélanges" volcano-sédimentaires se distribuent de part et d'autre de la limite.

Le diagramme, utilisant TiO2 et Ni proposé par Van de Kamp (1970) pour distinguer ortho- et para-amphibolites, donne des résultats comparables.

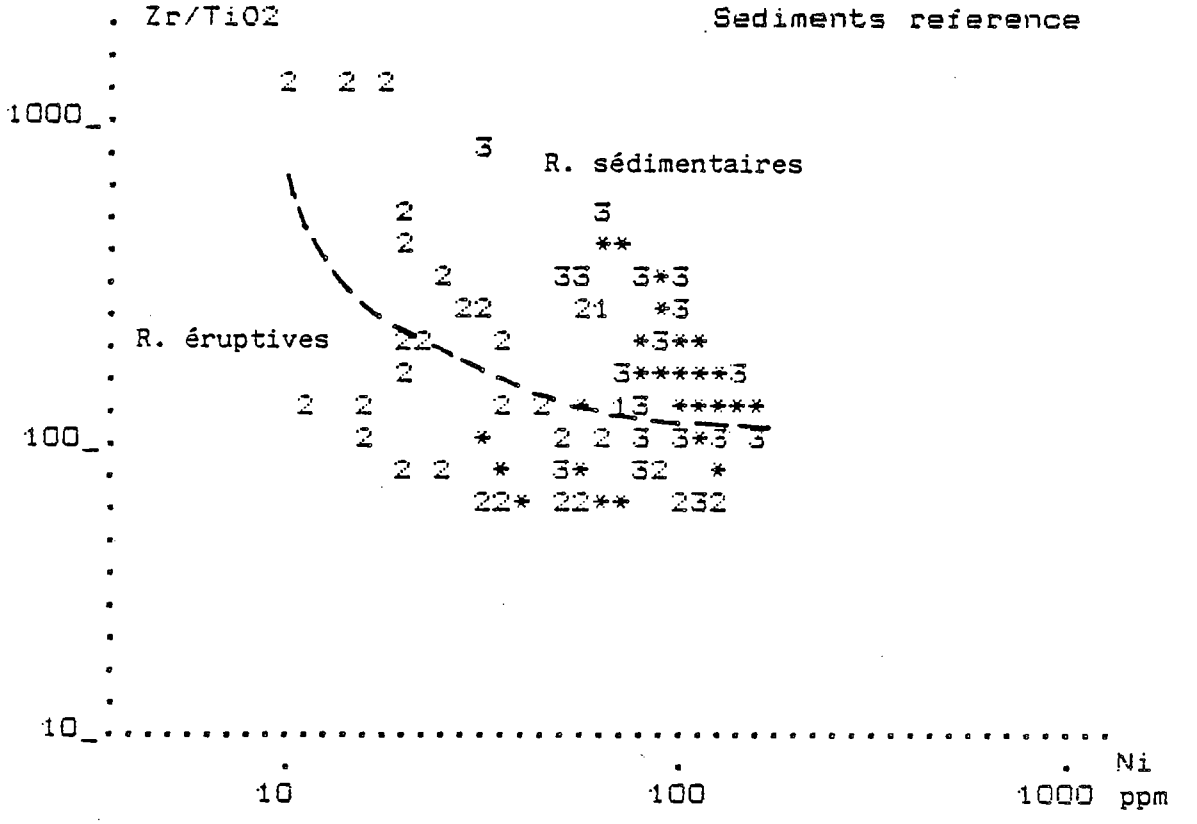
Fig. 48B - Mise en évidence des tendances sédimentaires.
D'après Winchester et Max (1982).

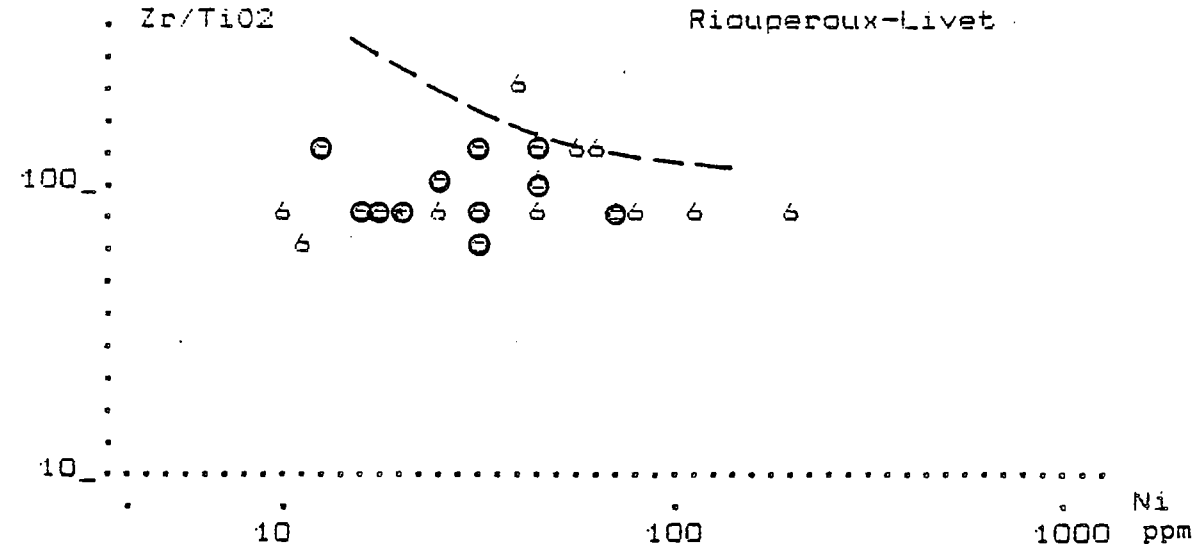
Références

1 : pélites
2 : tufs et volcanoclastites
3 : grauwackes
* : échant. superposés

Rioupéroux-Livet

6 : amphibolites
0 : amphibolites classées dans le champ sédimentaire sur fig. 48a





c) Test de discrimation de Shaw (1972).

La fonction discrimante de Shaw (DF) a été calculée pour toutes les roches dont les teneurs en SiO2 et en MgO sont inférieures à 90 et 6%.

DF = 10.44 -0.21 x SiO2 -0.32 x Fe2O3 (fer total) -0.98 x MgO +0.55 x CaO +1.46 x Na2O + 0.54 x K2O

Des valeurs positives et négatives de DF caractérisent respectivement les roches ignées et sédimentaires. Les matériaux très siliceux (>90%) sont nécessairement d'origine exogène alors qu'une teneur élevée en magnésium (> 6%) est symptomatique d'une origine éruptive (Jahn et Zhang, 1984).

Les performances de ce test ont été évaluées avec succès sur nos populations de référence :

- DF est positif (composition comparable aux roches magmatiques) pour 100% des tufs du Morvan et 50% des volcanoclastites islandaises, soit pour toutes les roches peu contaminées
- DF est négatif pour 70% des amphibolites et schistes verts écossais et 100% des siltites du Morvan et des grauwackes des Vosges.

Parmi les échantillons de Rioupéroux et de Livet, deux seulement possèdent un DF négatif. Il apparait ainsi clairement que des contaminations d'origine sédimentaire, si elles existent, ont une incidence très limitée sur la composition globale des amphibolites et leptynites étudiées ici.

En conclusion, il s'avère que les différentes méthodes, graphiques ou discriminantes, proposées pour trier les roches métamorphiques d'origine éruptive ou sédimentaire sont relativement peu performantes dans le cas de matériaux volcano-détritiques où la charge ignée est largement dominante par rapport aux apports pélitiques et/ou psammitiques (tufs plus ou moins remaniès ou grauwackes immatures). Il est ainsi difficile de distinguer de tels matériaux des véritables métamagmatites.

En ce qui concerne les amphibolites et leptynites des formations de Rioupéroux et de Livet, ces roches présentent des affinités géochimiques marquées avec les roches magmatiques. Il s'agit donc, soit de métamagmatites s.s., soit de volcanoclastites s.l. dont la composition est peu influencée par l'évolution sédimentaire et montre un héritage igné dominant. En conséquence, seuls ont été exclus de l'étude géochimique les quelques échantillons, amphibolites et leptynites, dont le chimisme présente une dérive systématique selon les différentes méthodes précédentes. Les autres matériaux seront traités et comparés, à chaque stade de l'étude, avec les roches dont l'origine éruptive est incontestable.

2.2.2- Mobilité des éléments

Les roches considérées ici se caractérisent par des compositions proches de celles des roches éruptives (magmatites et volcanoclastites à fort héritage igné). L'évolution du chimisme, au sein d'une ou de plusieurs lignées, est étroitement controlée par les processus magmatiques majeurs, et en particulier par la différenciation. Ceci devrait se traduire par des corrélations inter-éléments, positives ou négatives, étroites, liées au comportement plus ou moins fortement hygromagmaphile (incompatible) des éléments. Une altération de ces corrélations traduira l'intervention, soit de mécanismes magmatiques complexes (cf. chap. II-C-3), soit de phénomènes secondaires, indépendants des processus ignés.

A cet effet, nous avons calculé la matrice des corrélations inter-éléments (tabl.18) et nous avons reporté les variations de teneurs de ces mêmes éléments en fonction d'indice représentant le degré de différenciation des roches (M.I., SiO2, Zr). Nous présentons ici les diagrammes de Harker (SiO2 vs.éléments). En effet, la silice apparait ici peu mobile, comme le montrent les fortes corrélations observées avec les éléments (Zr, Nb) considérés comme inertes dans les conditions de recristallisation épi- à mésozonales (Pearce et Cann, 1973; Smith et Smith, 1976; Evans et al., 1981; Furnes et al., 1986). De plus, dans les roches acides, la silice constitue un bon marqueur de l'évolution, à teneurs constament croissantes, alors que la précipitation de zircon et d'oxydes Fe-Ti entraine une diminution des teneurs en Ti, Fe, Zr et Nb. L'existence d'une loi de retour pour ces éléments, visualisée par l'inversion des tendances, perturbe la lecture des diagrammes utilisant Zr comme référence.

L'examen de la matrice des corrélations (tabl. 18) ainsi que des diagrammes de Harker (fig.49) fait apparaître les résultats suivants. On note :

- une forte opposition de comportement entre deux groupes d'éléments (Si, Na, Zr, Nb, Y) et (Al, Fe tot., Mg, Ca, Ti, Mn, Sr) ainsi que des corrélations internes élevées dans chaque groupe. Ces relations entre éléments, entrant respectivement dans la minéralogie des roches acides et basiques, traduisent les phénomènes de différenciation. Ces relations ne sont pas perturbées par les réactions tardimagmatiques et métamorphiques. Les teneurs des éléments appartenant aux deux groupes précités semblent peu modifiées par rapport à celles des protolithes ignés.

- les relations faiblement antithétiques de Ca et de Na. Rapportées à une spilitisation des matériaux et à des substitutions Na---Ca par Scarenzi (1984), ces relations s'expliquent mieux par des sites minéralogiques, et pétrographiques différents : Na dans les plagioclases des roches acides et Ca dans les amphiboles des faciès basiques (corrélations positives Na-Si-Zr et Ca-Al-Fe-Mg).

- une indépendance nette de K, Rb, et Ba par rapport aux deux groupes chimiques précédents, sauf Na. Ces 3 éléments sont liés entre eux et avec la perte au feu (PF) et fortement anticorrélés avec Ca, il s'agit de la traduction géochimique des altérations séricitiques fréquement observées dans le plagioclase. Quelques amphibolites, prélevées dans des zones de cisaillement possèdent de hautes teneurs en Rb et K, reflètées par l'apparition de biotite.

- une dispersion importante des valeurs de PF dans les amphibolites, en relation avec l'ouralitisation. Dans les métabasites, l'étalement des teneurs de Ti, Mn et, dans une moindre mesure Fe, souligne soit une hétérogénéité originelle (présence de plusieurs lignées ou de phénomènes cumulatifs), soit une dispersion secondaire lors des recristallisations. La néogénèse d'épidote et de sphène (corrélations positives Ca-Fe-Ti-Mn) s'accompagnerait alors d'une faible migration de ces éléments.

Comme l'avait proposé D. Scarenzi (1984), les phénomènes de recristallisations secondaires ne s'accompagnent pas, à l'échelle de l'échantillon et pour la plupart des éléments chimiques, de modifications importantes. En particulier, les réactions de décalcification du plagioclase, décrites dans l'étude pétrographique, n'affectent pas le chimisme global des roches. Par contre, les teneurs en K, Rb et Ba montrent de fortes variations, qui paraissent accompagner la dégradation des plagioclases et les recristallisations dans des shear zones. Des enrichissements se traduisent minéralogiquement par le développement de micas.

2.3- Caractérisation géochimique

2.3.1- Tendances évolutives majeures des métamagmatites

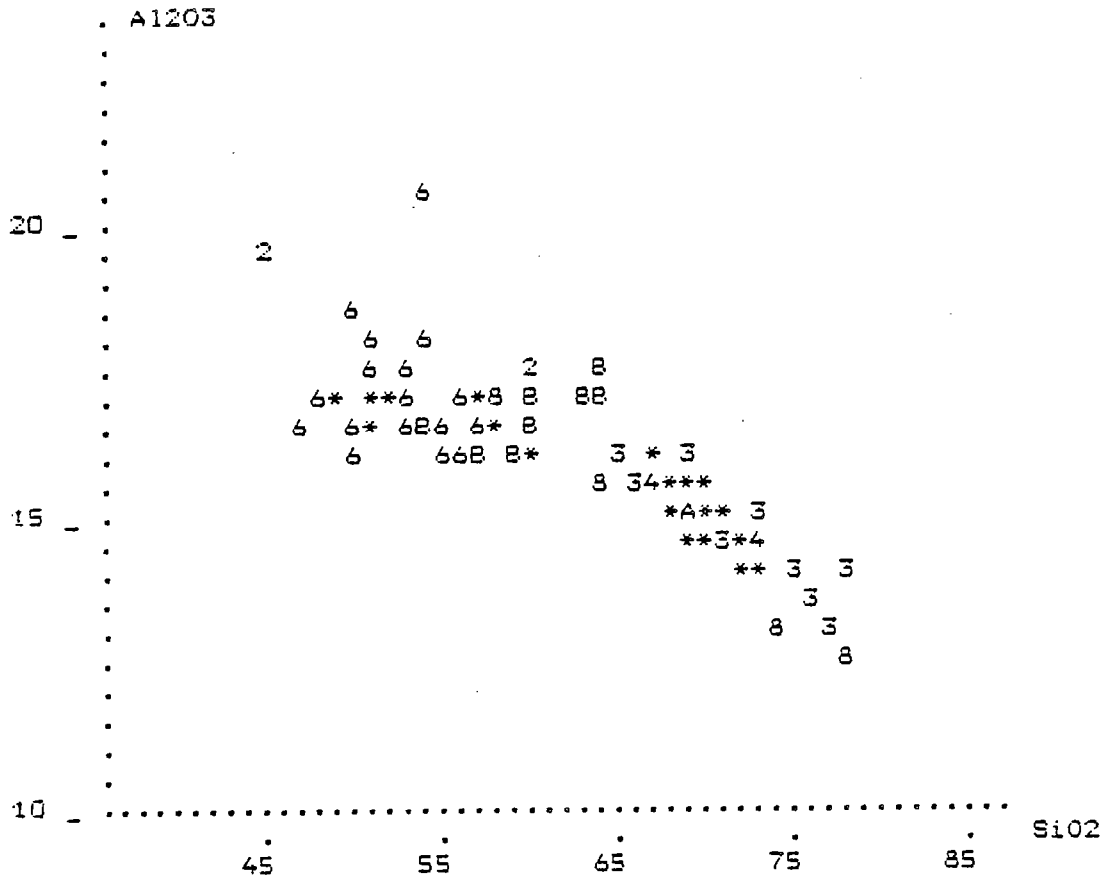
L'ensemble des métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet est traité globalement, à l'aide de quelques diagrammes classiques, afin de tester les conclusions de Carme (1975a) et de Scarenzi (1984) concernant le cogénétisme de ces roches et leur appartenance à une même série.

Selon la diagramatique de Winchester et Floyd (1977) (fig.50), toutes les roches montrent un faible rapport Nb/Y et se distribuent de ce fait dans le domaine sub-alcalin. Dans les représentations triangulaires (AFM, Al2O3/ FeO tot./MgO) (fig. 51a et b), les métamagmatites s'arrangent selon un tendance de différenciation commune et ce, quelque soit leur unité lithotectonique d'origine et quelque soit leur histoire tectonométamorphique (leptynites et méta-acidites, amphibolites, métadolérites et -basaltes : métamagmatites 1 et 2). Un faible enrichissement en fer des termes basiques les rapproche des lignées calco-alcalines et trondhjémitiques. Les matériaux de l'unité de Livet E semblent toutefois se distinguer par un rapport Fe/Mg plus faible. La pauvreté relative en Zr et en Nb (tabl. 17) des termes acides, dont les teneurs sont respectivement inférieures à 300 et à 15 ppm atteste de la nature sub-alcaline de ces roches et conforte leur ressemblance avec les lignées calco-alcalines (Leat et al., 1986).

Légende commune aux fig. 49a à 49i

1 et 6 : amphibolites ; **2** : métadolérites ; **3** : métatrondhjémites leucocrates ; **4** : métakératophyres ; **7** : métadiorites ; **8 et A** : leptynites ; **B** : métatrondhjémites mésocrates éléments majeurs en pourcentage pondéraux d'oxydes ; éléments en traces en ppm.

Fig. 49A - Diagrammes de HARKER, formation de Rioupéroux et de Livet.



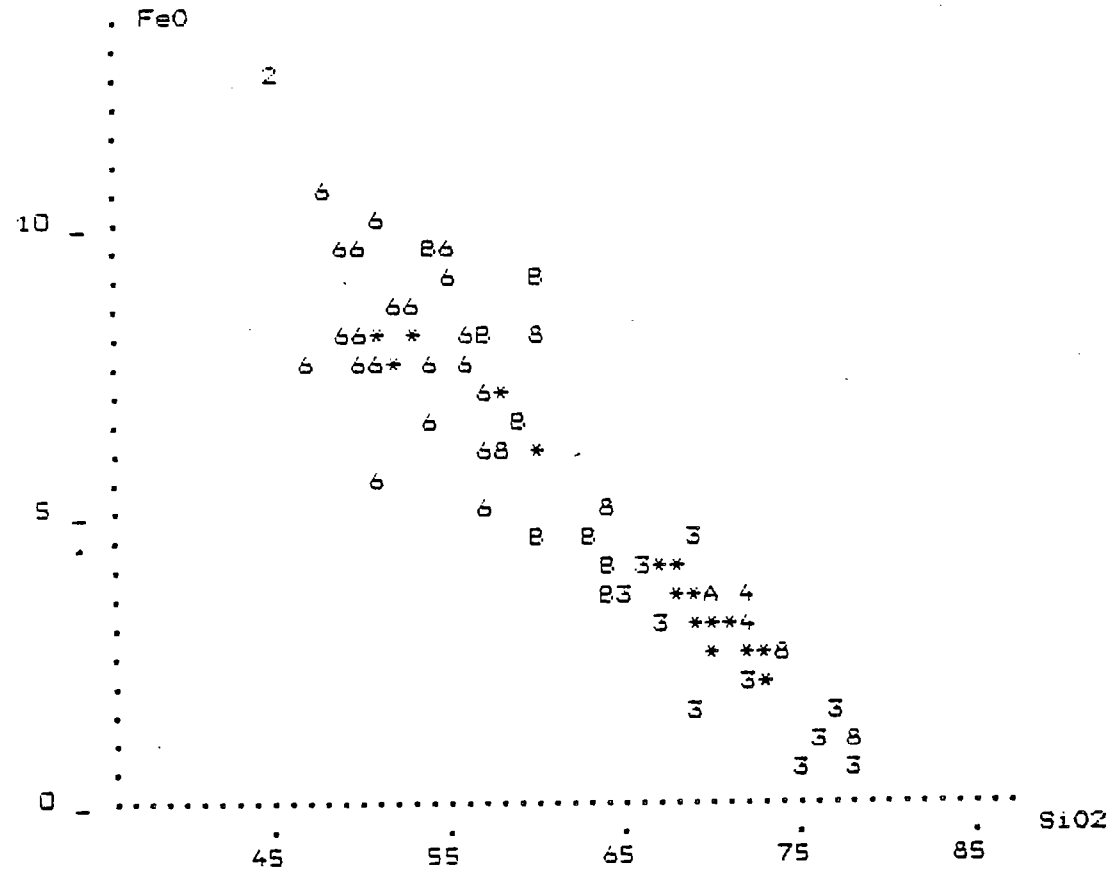
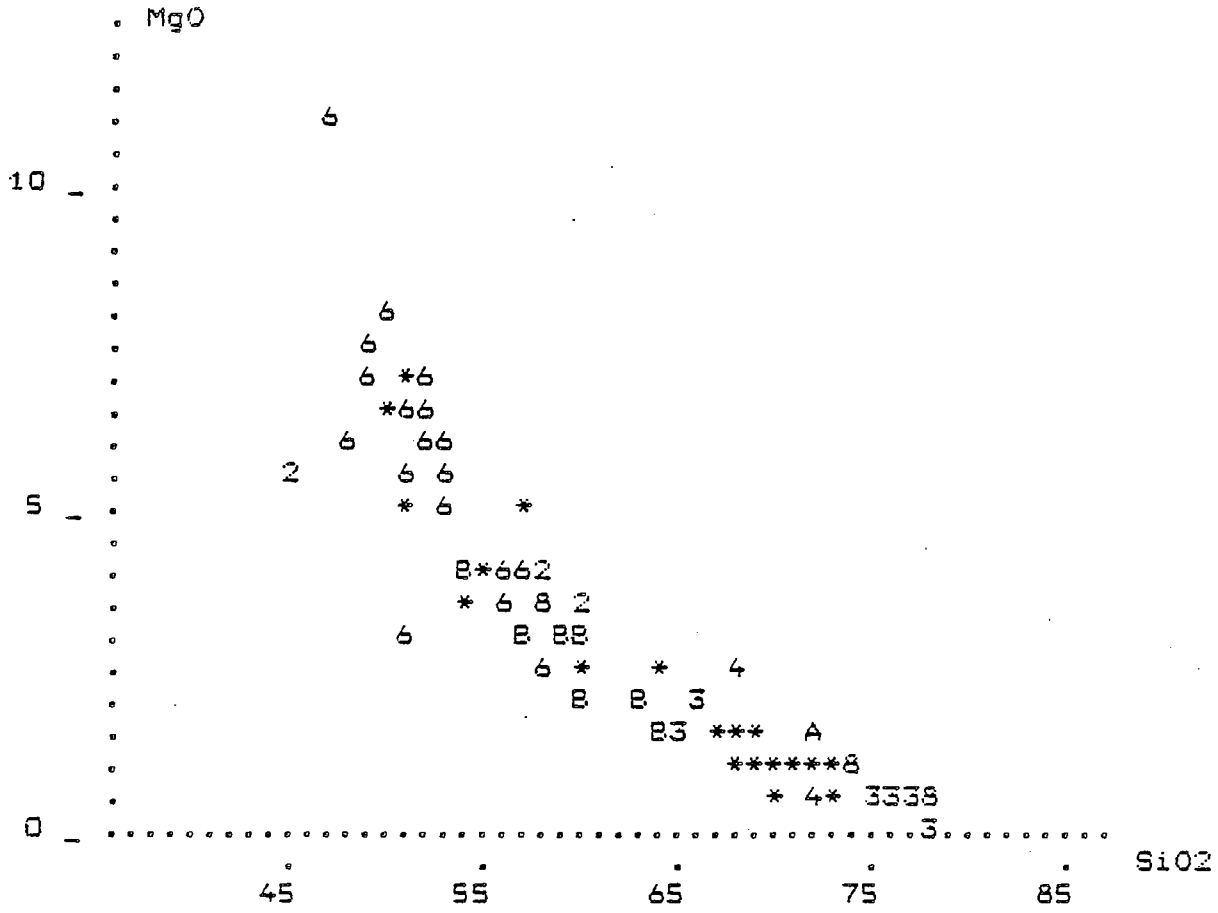


Fig. 498 - Diagrammes de HARKER, formations de Rioupéroux et de Livet.



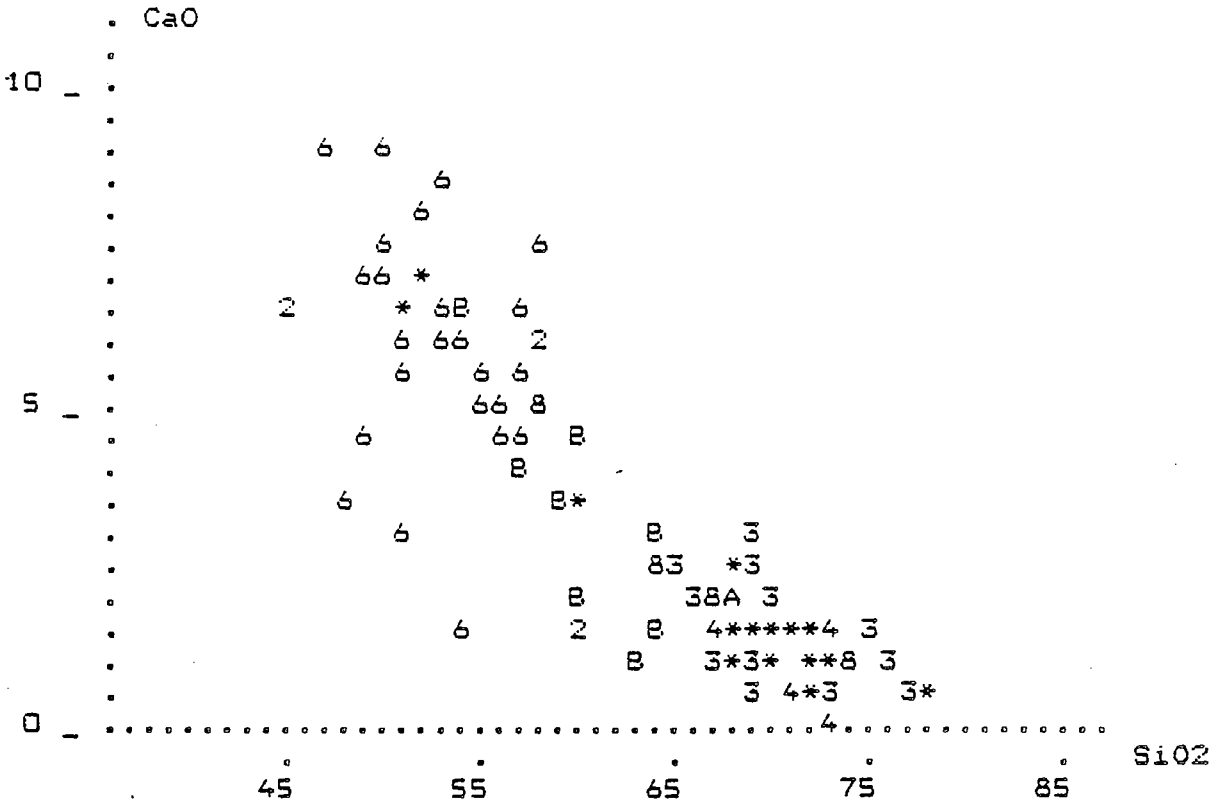
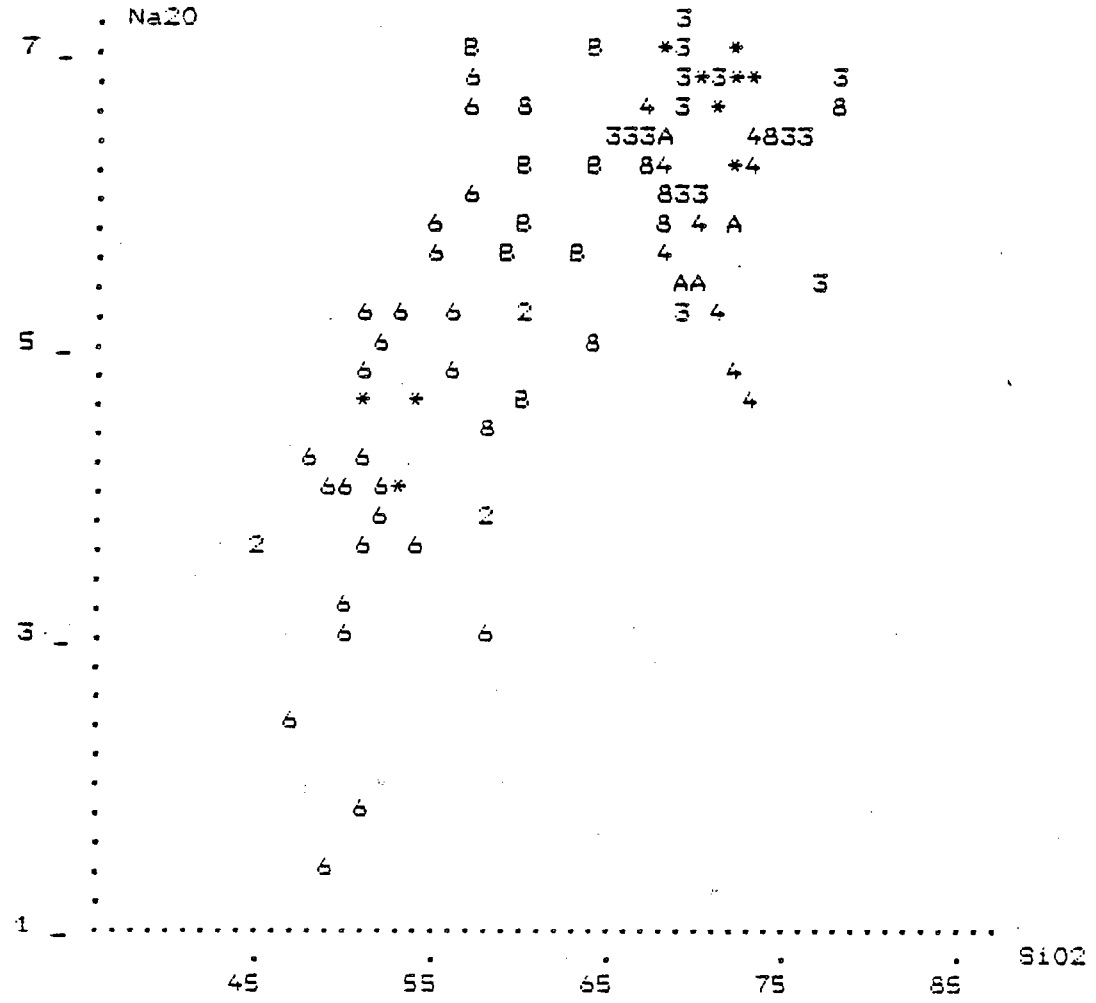


Fig. 49C - Diagrammes de HARKER, formations de Rioupéroux et de Livet.



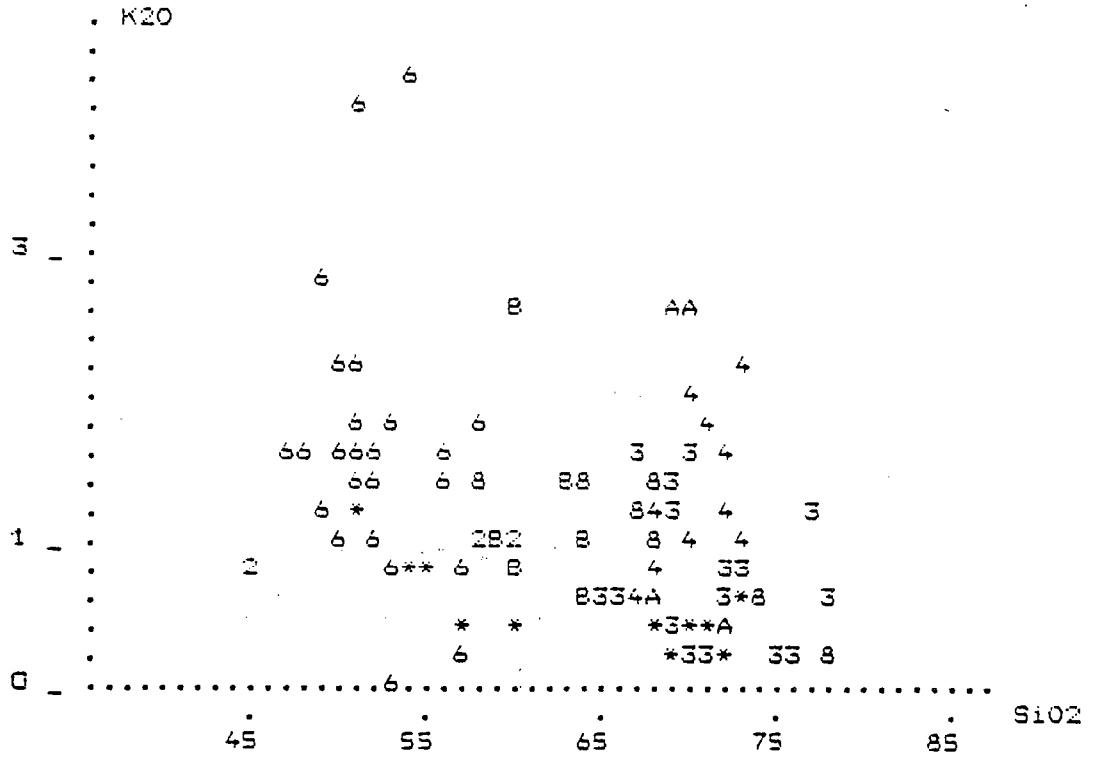
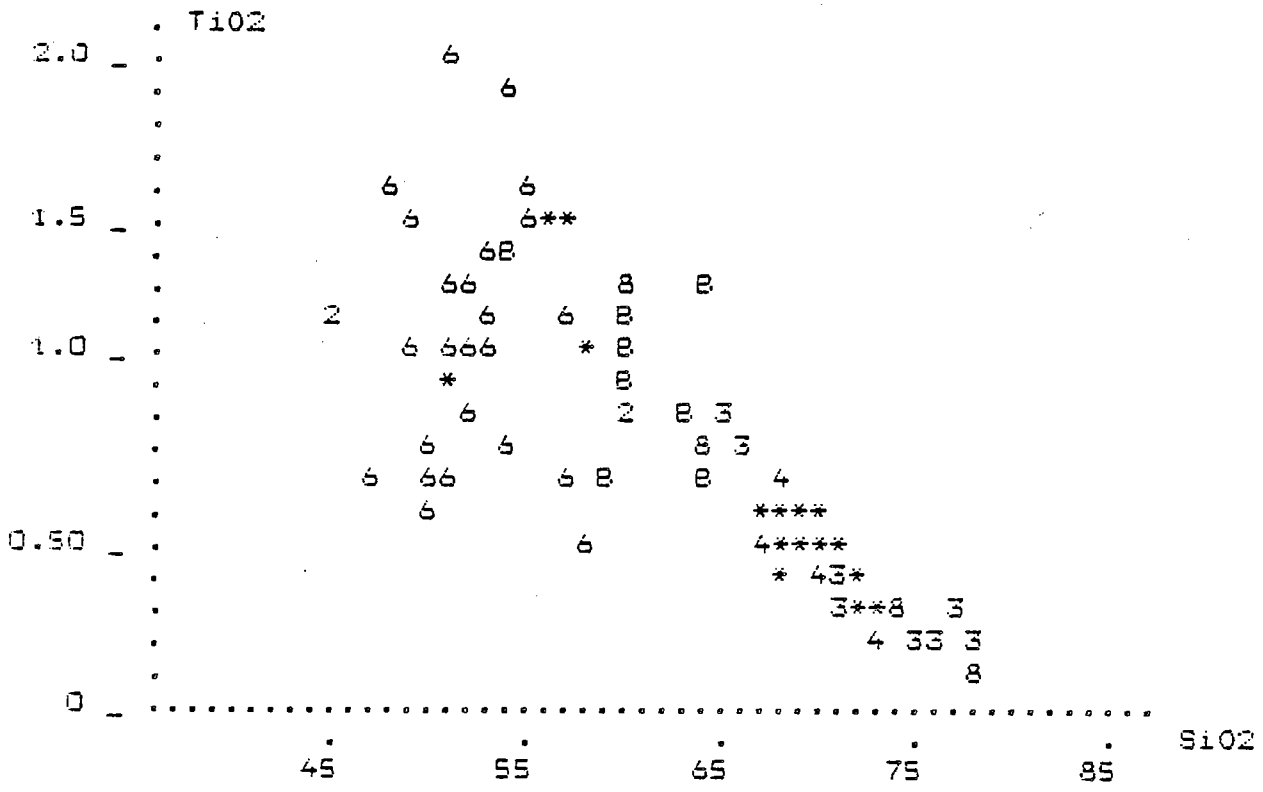


Fig. 49D - Diagrammes de HARKER, formations de Rioupéroux et de Livet.



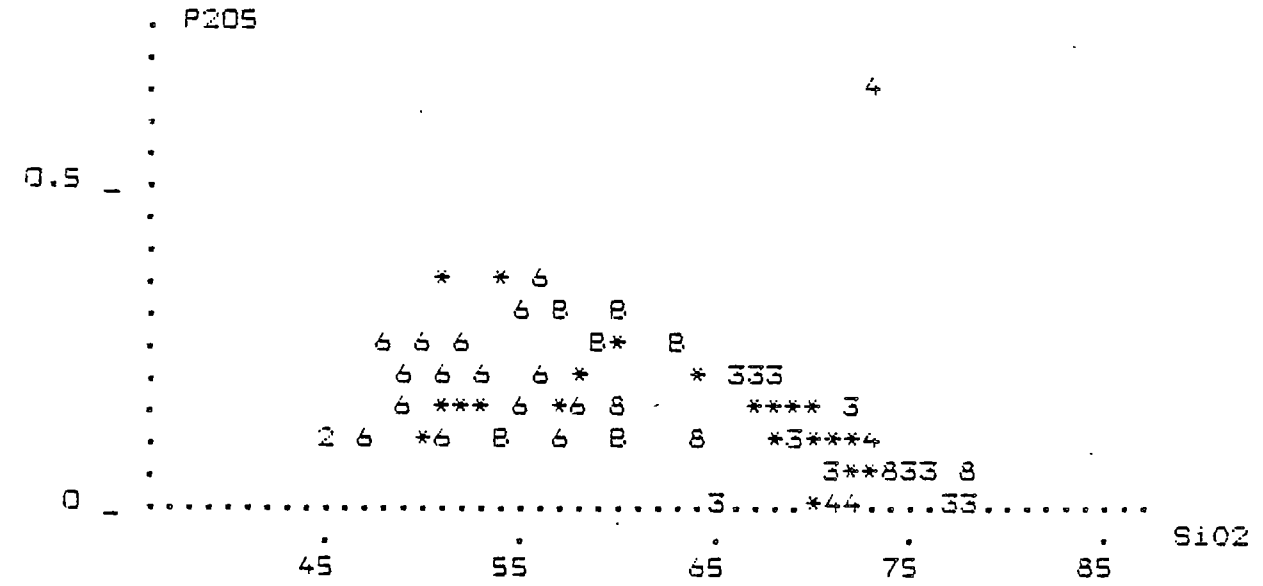
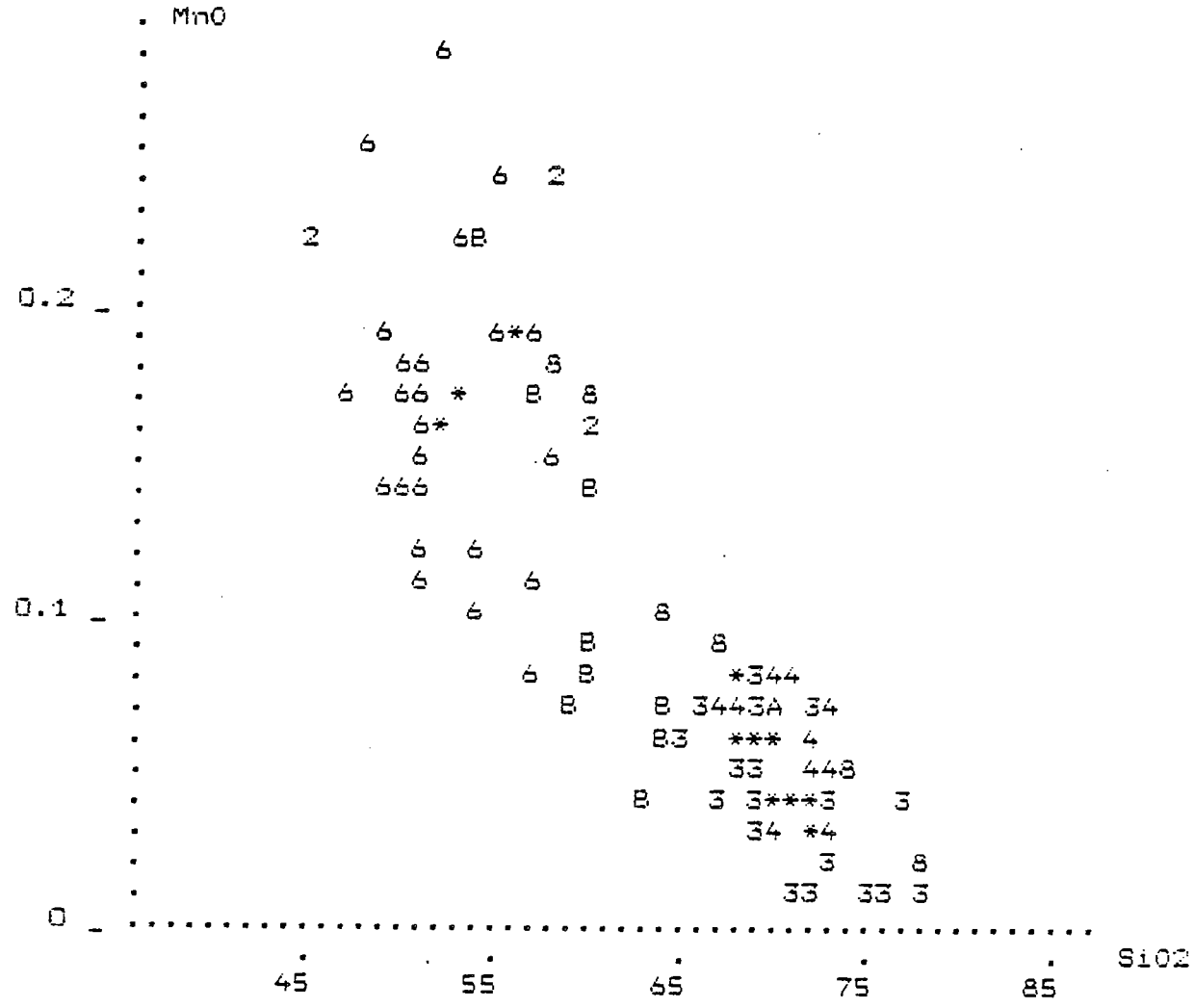


Fig. 49E - Diagrammes de HARKER, formations de Rioupéroux et de Livet.



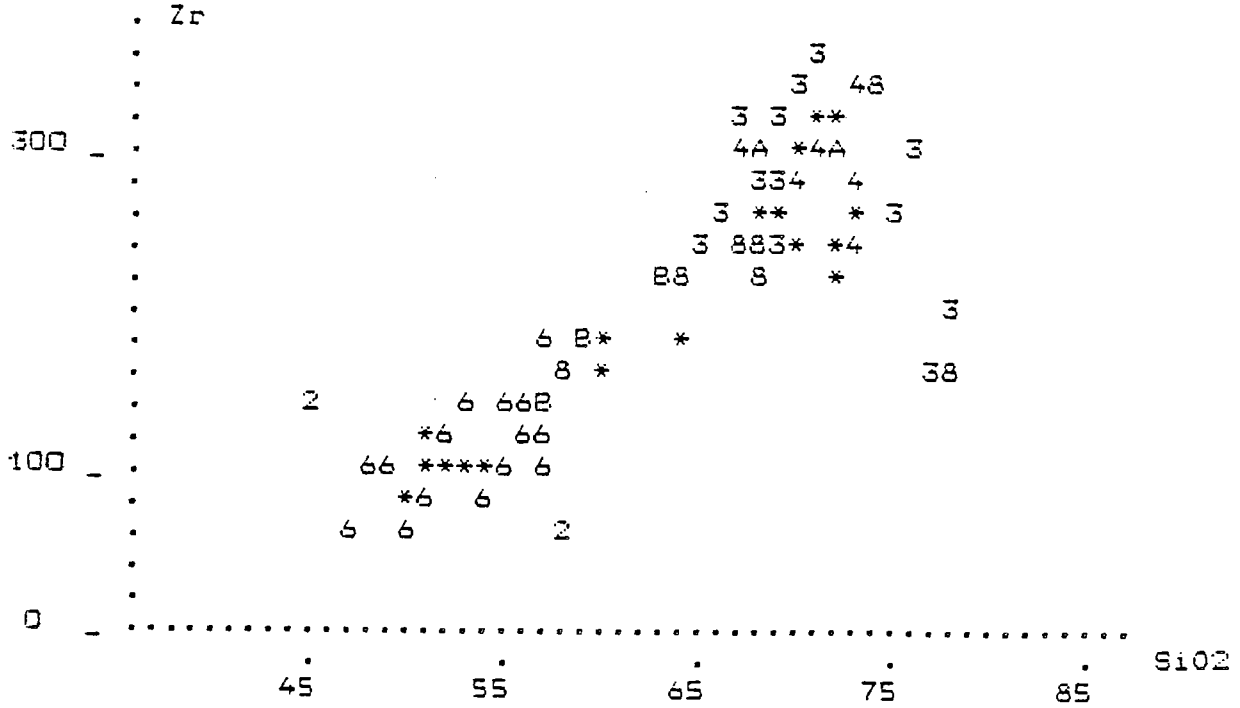
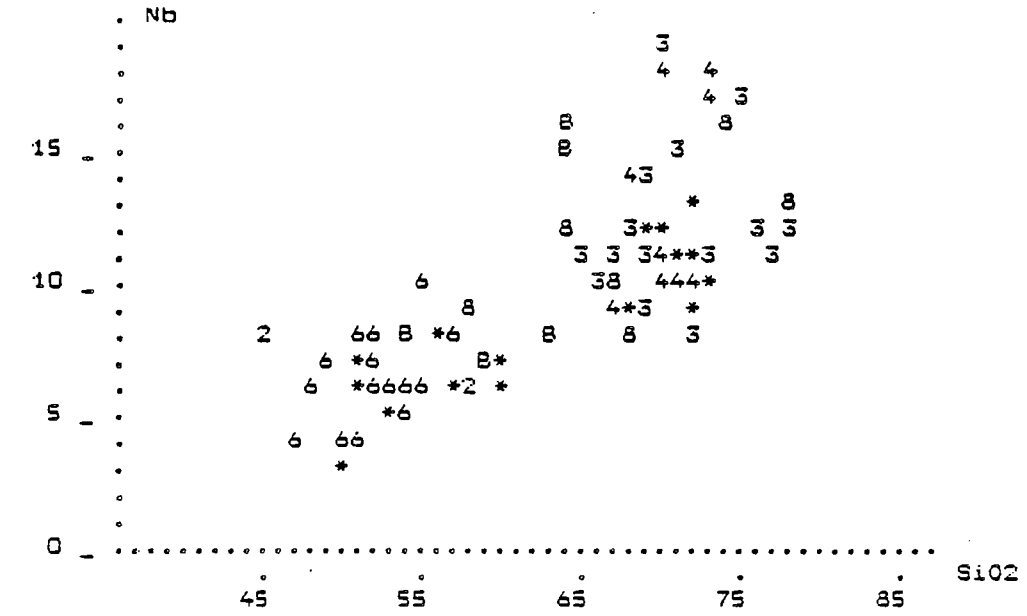
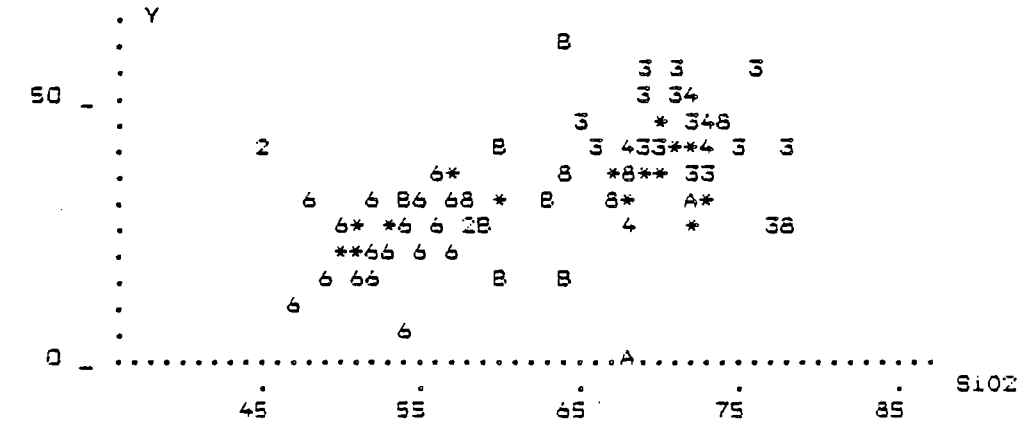


Fig. 49F - Diagrammes de HARKER, formations de Rioupéroux et de Livet.





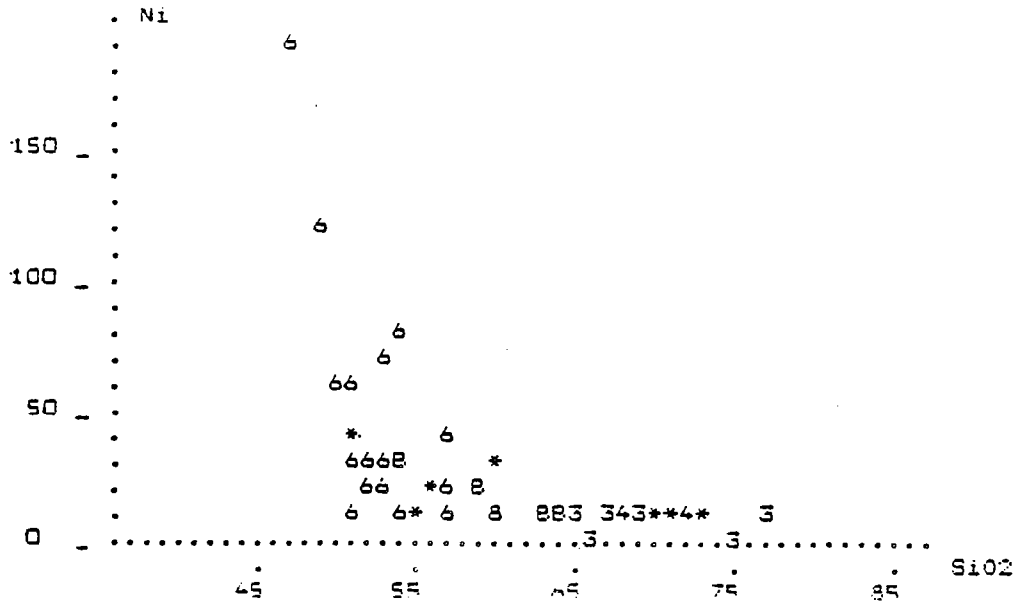
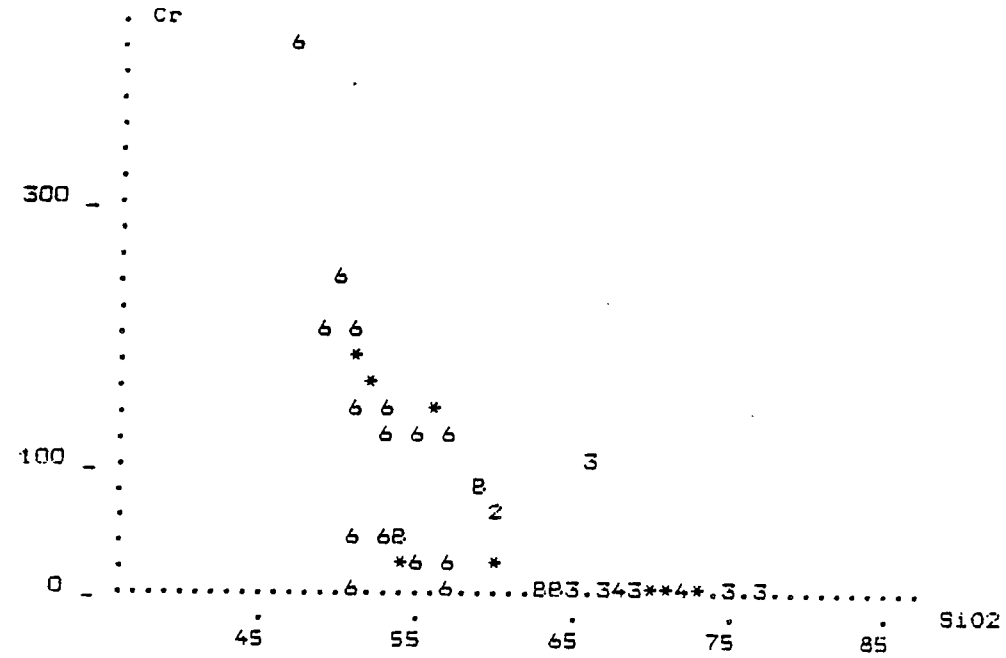
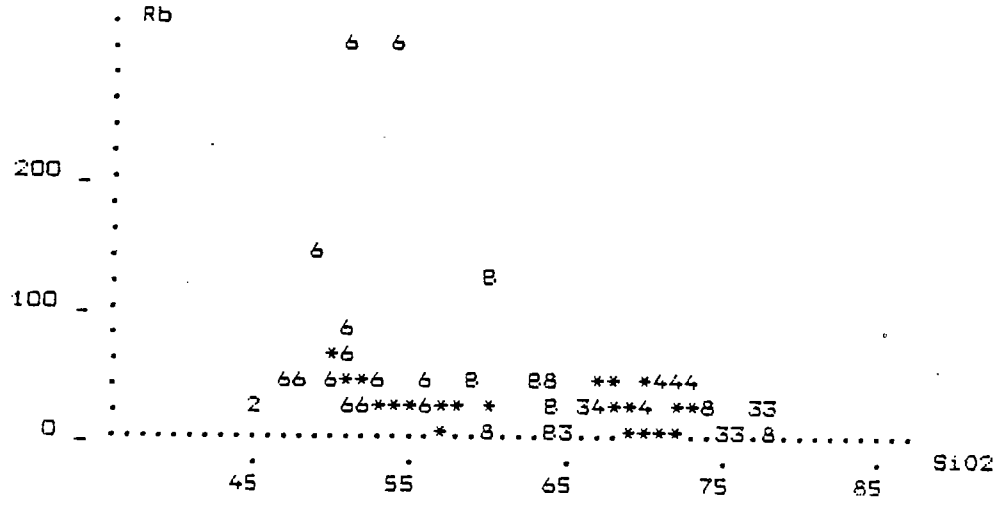


Fig. 49G - Diagrammes de HARKER, formations de Rioupéroux et de Livet.





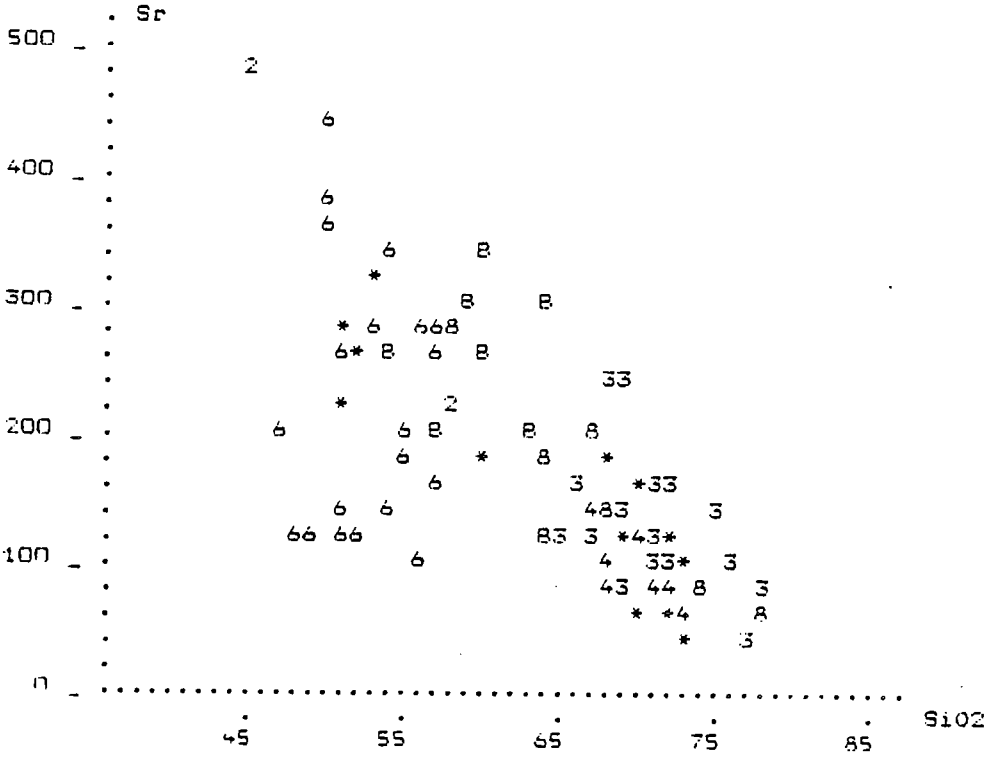


Fig. 49H - Diagrammes de HARKER, formations de Rioupéroux et de Livet.

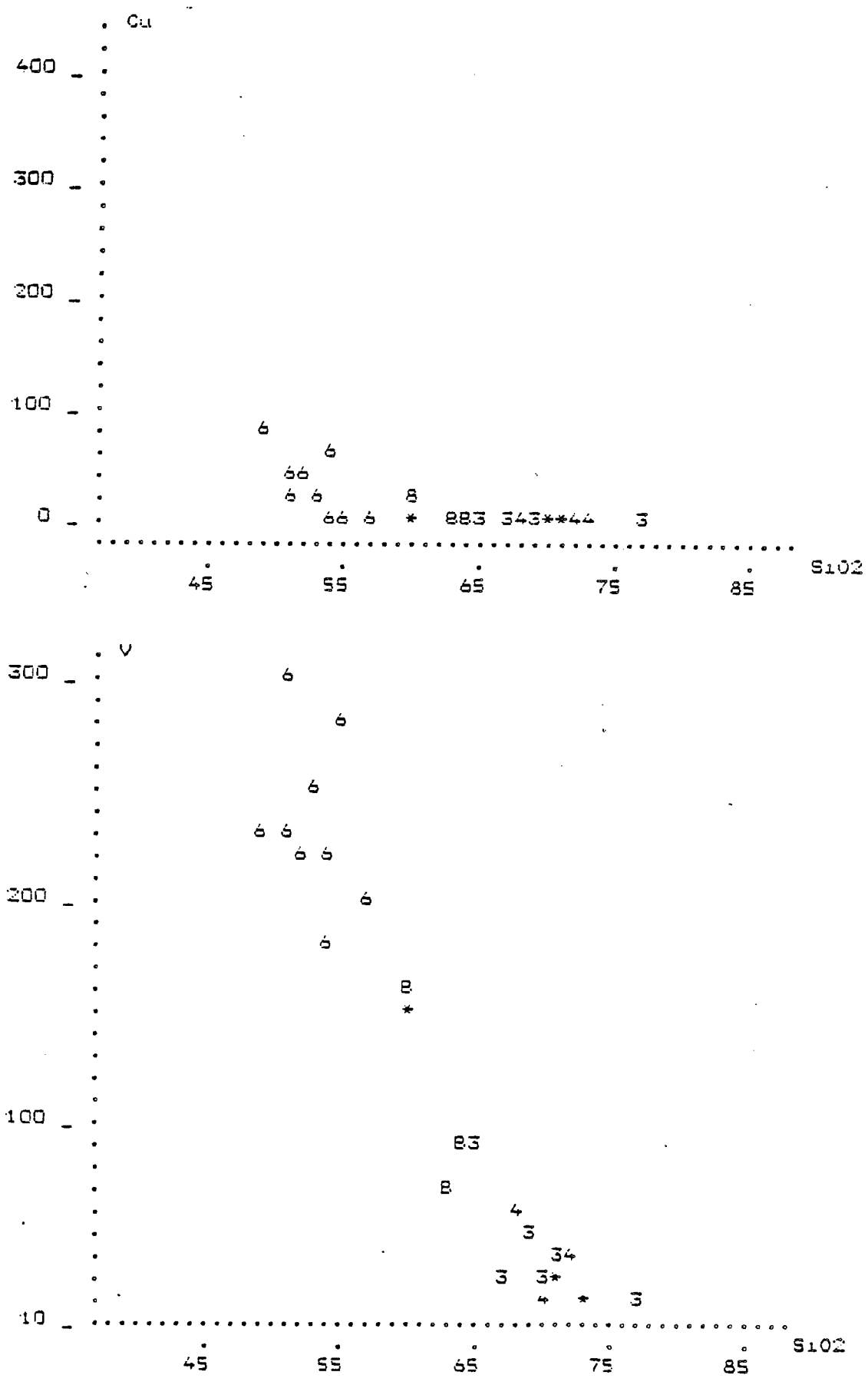
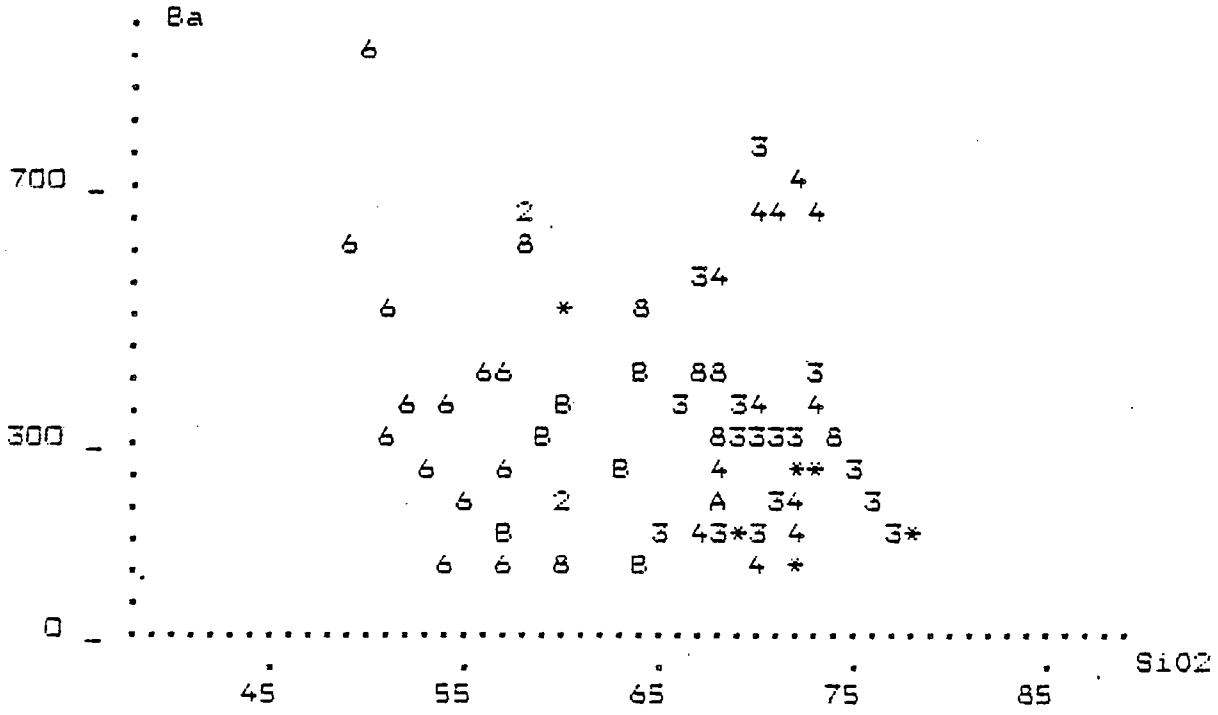


Fig. 49I - Diagrammes de HARKER, formations de Rioupéroux et de Livet.



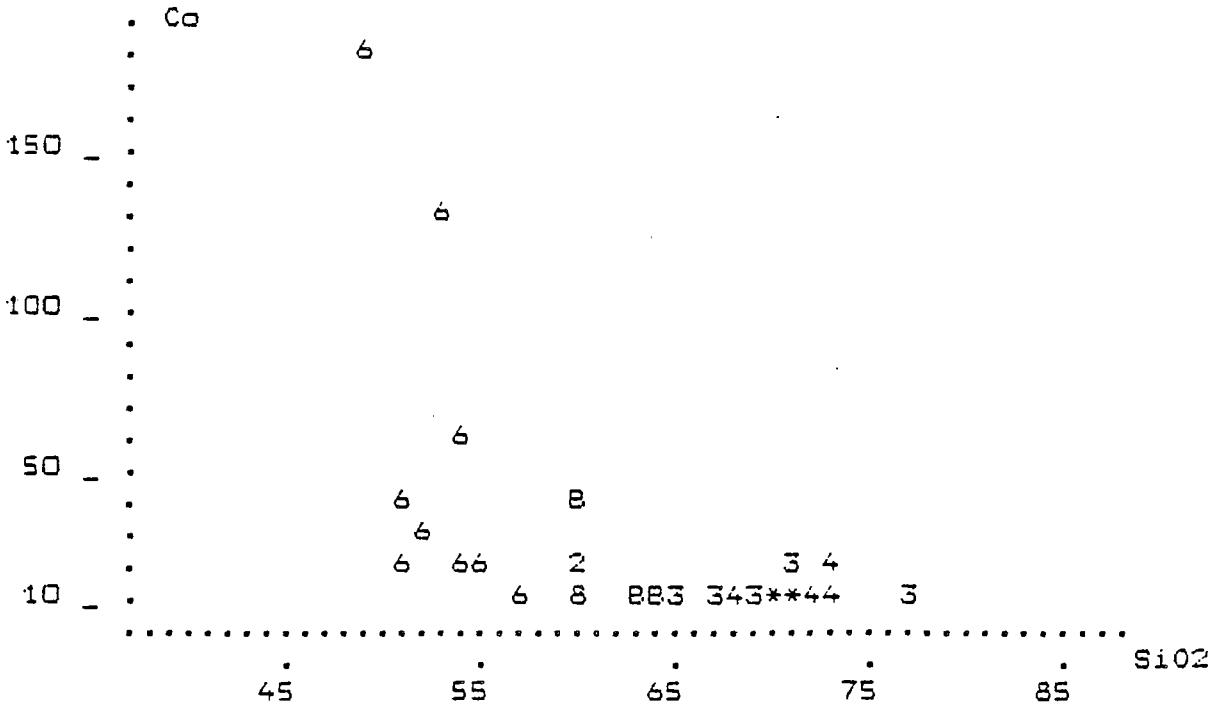


Fig. 50 - Caractérisation des métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet.
D'après Winchester et Floyd (1975).

2 : métadolérites
3 : métatrondhéjémites leucocrates
4 : métakératophyres
6 : amphibolites
8 : métadiorites
9 et A : leptynites
B : métatrondhjémites mésocrates

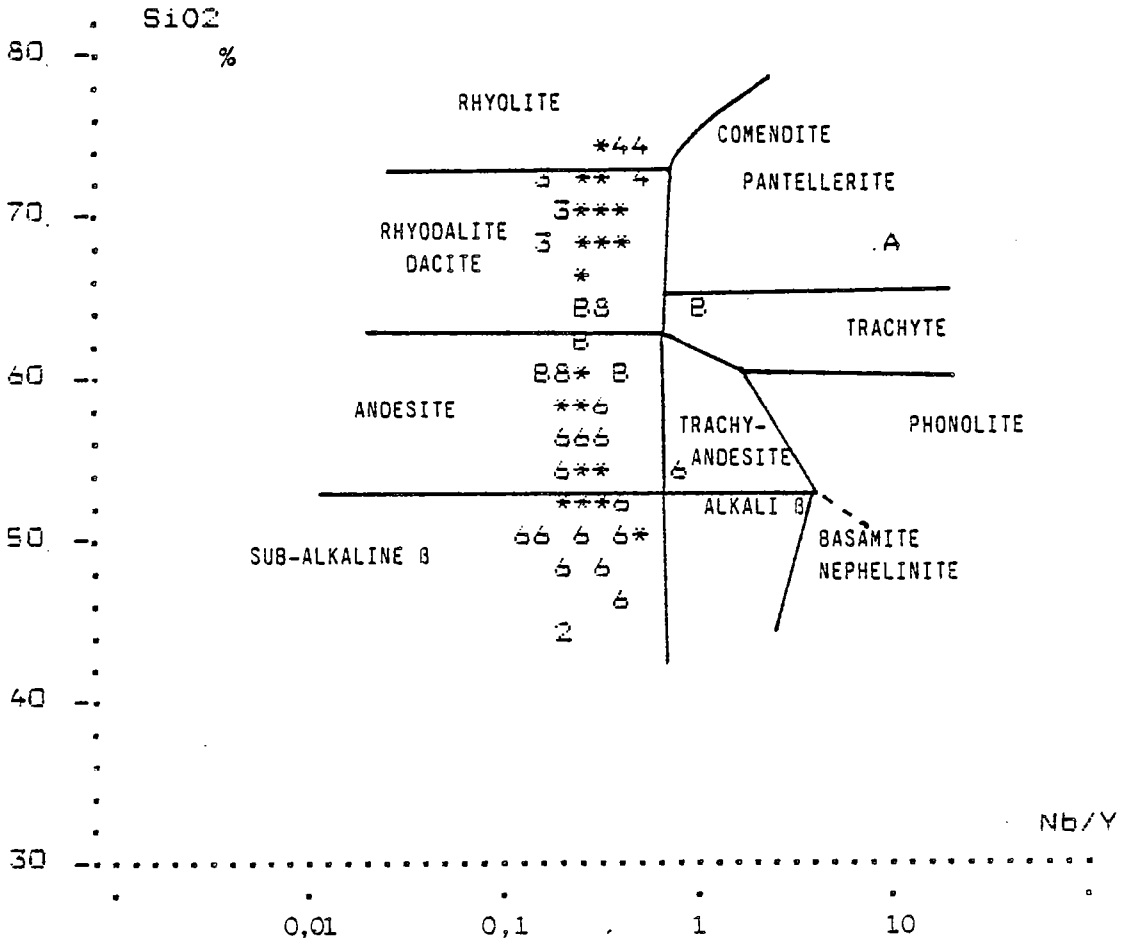


Fig. 51A - Caractérisation géochimique des métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet. Diagramme AFM.

Légende d'après la localisation dans les différentes unités lithotectoniques.

1 : RIA
2 : RIB — Rioupéroux

3 : LIVC
4 : LIVE — Livet

Th : domaine tholéiitique
C.A : domaine calco-alcalin d'après KUNO (1968)
Tr : tendance trondhjémitique d'après Barker et Arth (1976).

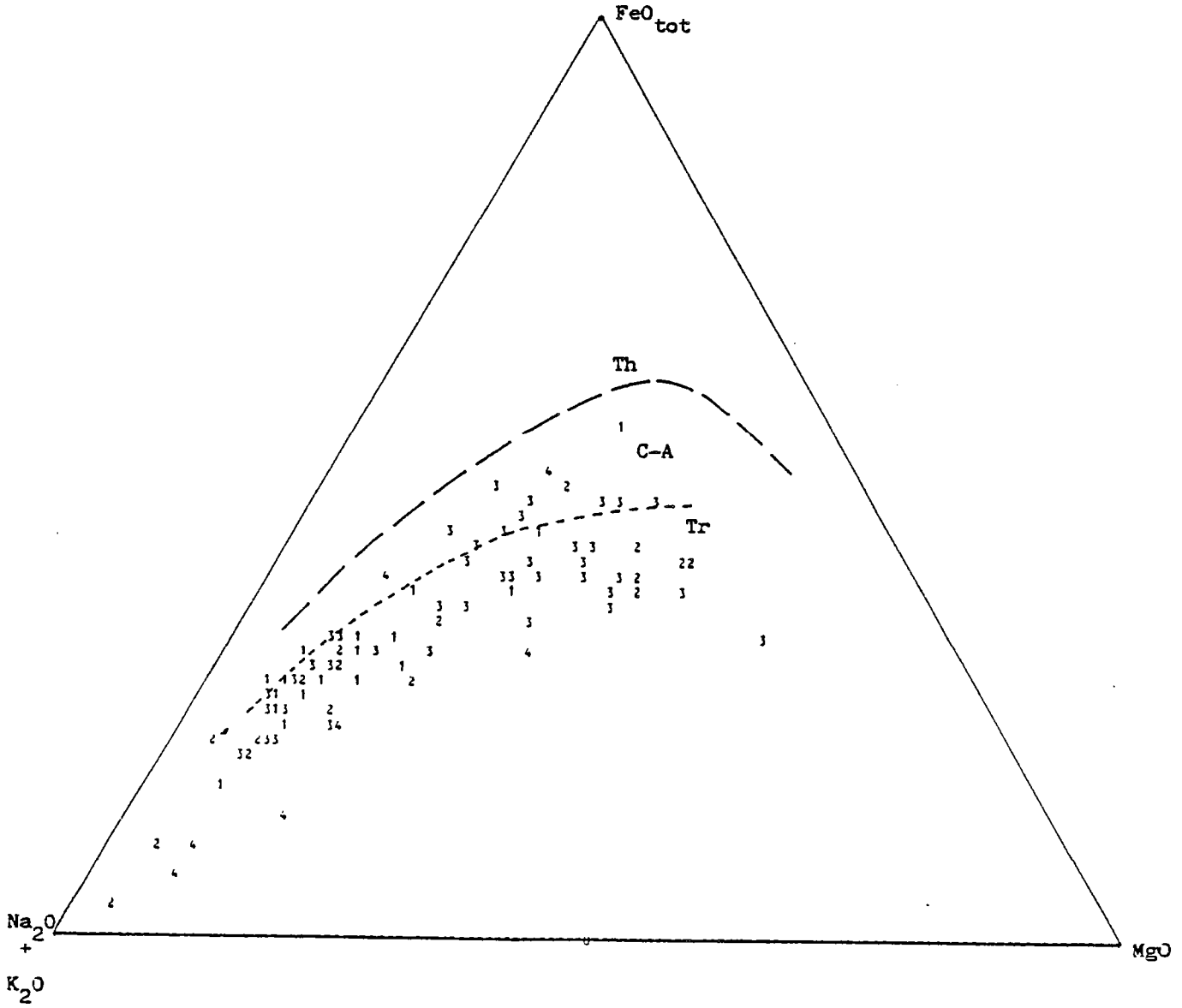
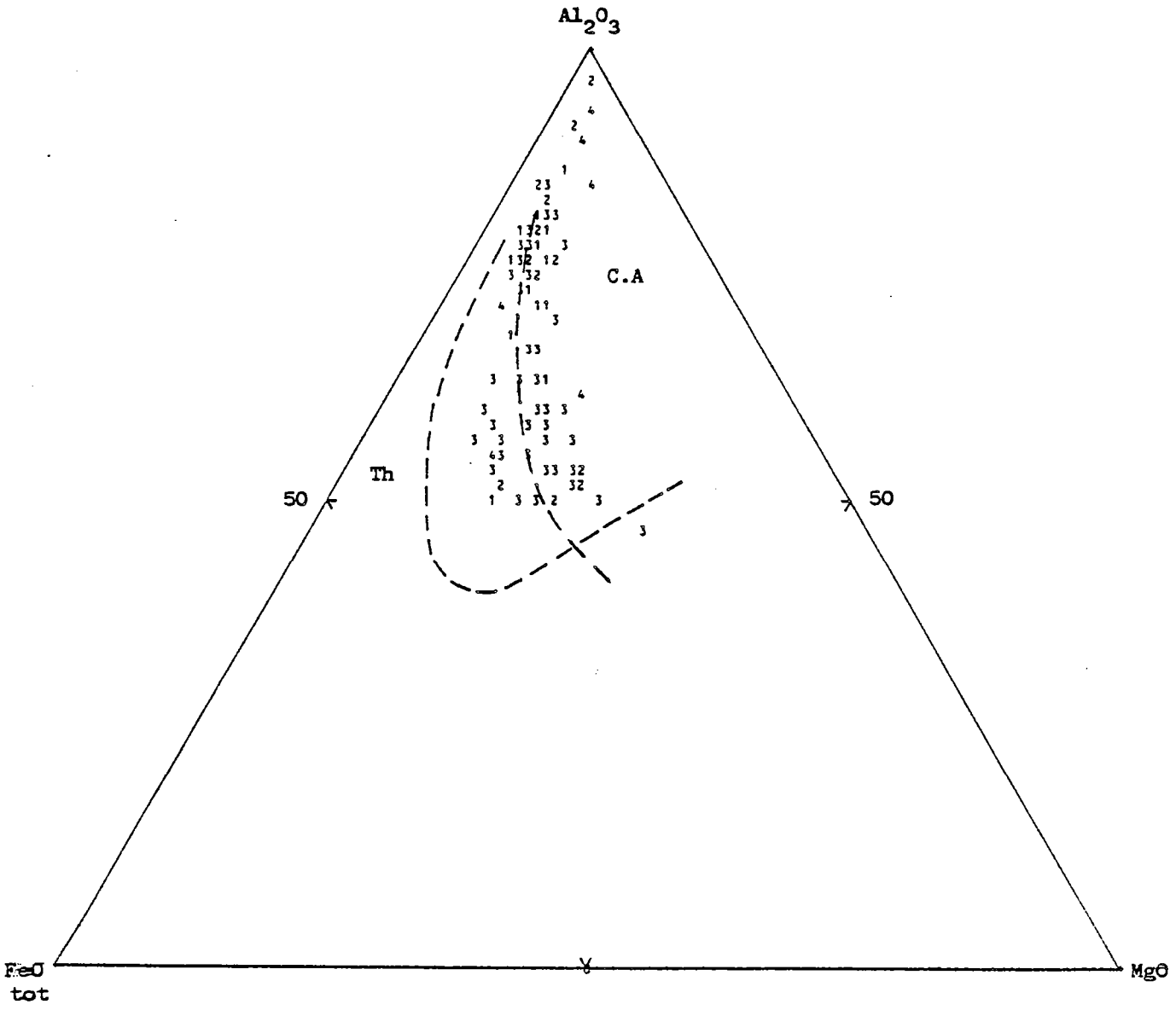


Fig. 51B - Caractérisation géochimique des métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet. Diagramme Al_2O_3/FeO tot./MgO. D'après Besson et Fonteilles(1974).

Légende d'après la localisation dans les différentes unités lithotectoniques.

1 : RIA
2 : RIB — Rioupéroux
3 : LIVC
4 : LIVE — Livet
Th : domaine tholéiitique
C.A : domaine calco-alcalin



L'examen des modalités de la différenciation magmatique, à l'aide des diagrammes de Miyashiro (1973) (fig.52), suggère l'existence de plusieurs types d'évolution. Il exclut une interprétation simple considérant les différents termes de l'association plutono-volcanique de Rioupéroux-Livet comme les produits de différenciation d'une unique souche basique. Les termes basiques définissent des tendances évolutives comparables à celles des tholéiites transitionnelles, avec un enrichissement modéré en titane. Les termes acides montrent un large éventail de valeurs pour FeO/MgO. Cette variation est sans relation avec les teneurs en titane et silice. Ce rapport Fe/Mg est pour certains faciès, granites sodiques en particulier, équivalent ou inférieur à celui des métabasites, et donc en contradiction avec une filiation par différenciation à partir d'une souche basaltique. Une telle origine est par contre concevable pour les roches acides à Fe/Mg élevé : c'est le cas pour la plupart des leptynites de l'unité de Livet C.

Dès lors, il paraît vraisemblable d'envisager l'existence de deux séries magmatiques distinctes : l'une basique, tholéiitique et l'autre acide, à caractère calco-alcalin ou trondhjémitique (fig.51a). L'origine des métaacidites est composite : ils appartiennent à la lignée acide ou représentent des différenciats de la lignée basique.

Les termes intermédiaires, diorites, métagranites sodiques et leptynites sombres (Scarenzi, 1984 ; Ménot, 1986), présentent également une dispersion marquée. Ils se localisent (i) soit sur la courbe de différenciation de la série basique, dont ils constituent des termes évolués, (ii) soit dans un champ de transition entre les deux lignées acides et basiques et peuvent représenter des produits d'hybridation (fig.52E). On rappelera que sur le terrain, des figures de "mélanges mécaniques" entre magmas ont été décrits.

La distinction proposée entre métamagmatites 1 et 2 (Ménot, 1986) traduit l'évolution du magmatisme complexe depuis un pole basique "précurseur" vers un pole acide ultérieurement dominant.

C'est cette hypothèse de travail que nous nous proposons de tester dans la suite de ce chapitre, et nous rejetons donc une interprétation simple en termes de lignée différenciée.

2.4 - Les termes basiques

2.4.1 - Comparaison géochimique des métabasites (tabl.17 et 19A)

Nous nous proposons de comparer ici les caractères chimiques des amphibolites, des métabasaltes et -dolérites des diverses unités. Les premières appartiennent aux unités de Livet C (LIVC) et de Rioupéroux B (RIB), les métadolérites et les métabasaltes, qui sont des amphibolites faiblement structurées, ont été echantillonnés dans l'unité de Rioupéroux s.s. (RIA). Métadolérites et -basaltes sont considérés comme des métamagmatites 2. Les amphibolites de LIVC sont pour la plupart des métamagmatites 1, alors que celles de la forêt de Rioupéroux (RIB) sont difficiles à affecter. Parmi les amphibolites prélevées dans l'unité LIVC figurent des faciés siliceux et plagioclasiques (SiO2 entre 55 et 59 %), à chimisme dioritique ou andésitique.

Nous avons ainsi effectuer des tests statistiques de comparaison entre métabasites des différentes unités et des différentes "générations". Le tableau 19A rend compte des résultats et donne une idée de la distribution de chaque élément avec sa valeur moyenne et l'écart-type.

a) Les compositions chimiques des **diverses amphibolites** (RIB et LIVC) et **des métabasaltes** (RIA) sont voisines. Les différences notables concernent :

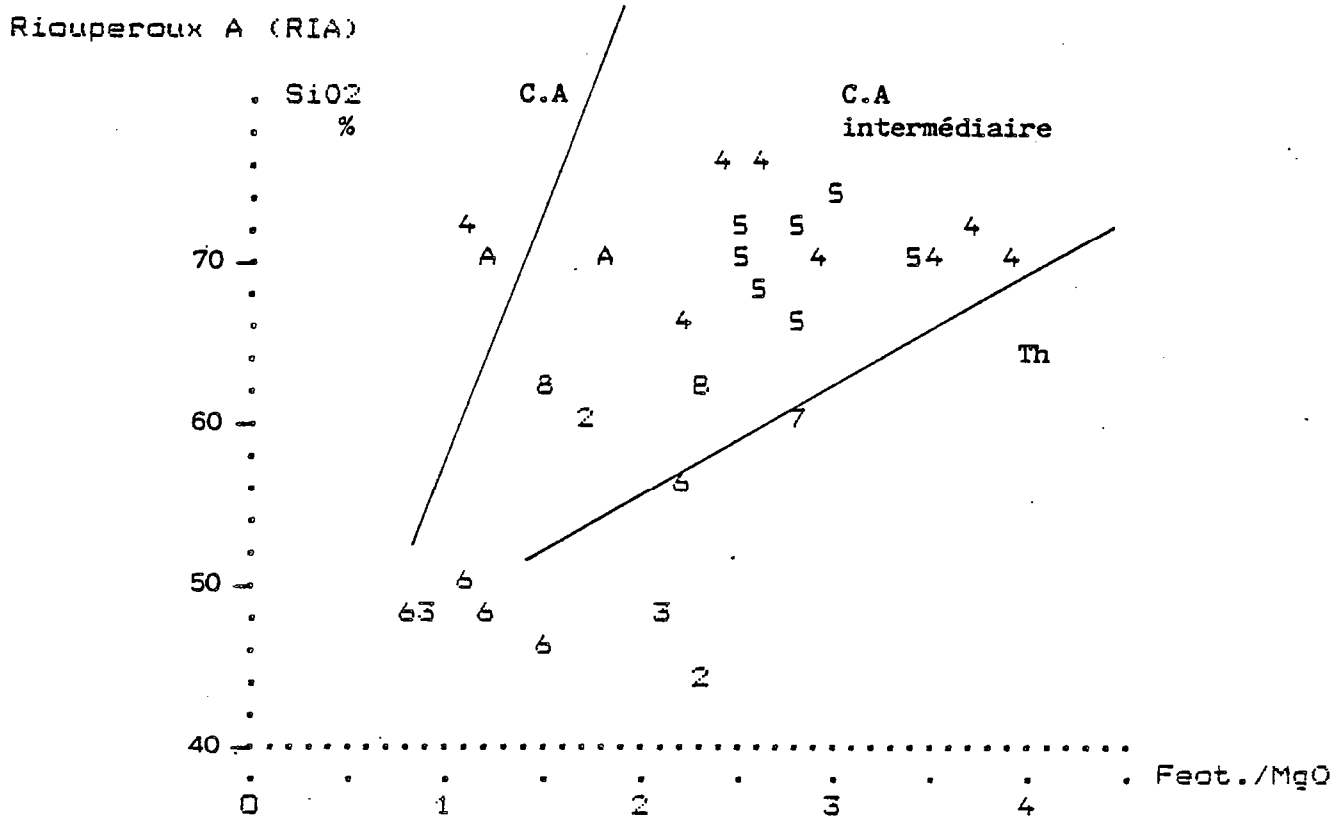
(i) la richesse en sodium des amphibolites de LIVC, dont la tendance spilitique est ainsi soulignée.

(ii) la richesse en Cr de quelques amphibolites de Livet, dénotant la présence de faciès peu différenciés ou cumulatifs à Cpx.

(ii) la pauvreté en Nb de certains métabasaltes (RIA)

Les données relatives aux éléments tels que Sr, Ba, Rb seront interprétées avec précaution : les différences de distribution relevées ne sont pas strictement d'origine ignée mais, au moins pour partie, imputables à des phénomènes secondaires.

Fig. 52A - Diagrammes de Miyashiro (1973). Formations de Rioupéroux et de Livet.
SiO2 vs. FeOt/MgO :
C.A : séries calco-alcalines
interméd. C.A : séries calco-alcalines intermédiaires
Th : séries tholéiitiques d'après Carpentier et al.(1982)
MORB : champ de basaltes de rides océaniques
Th abyss. : Tholéiites abyssales



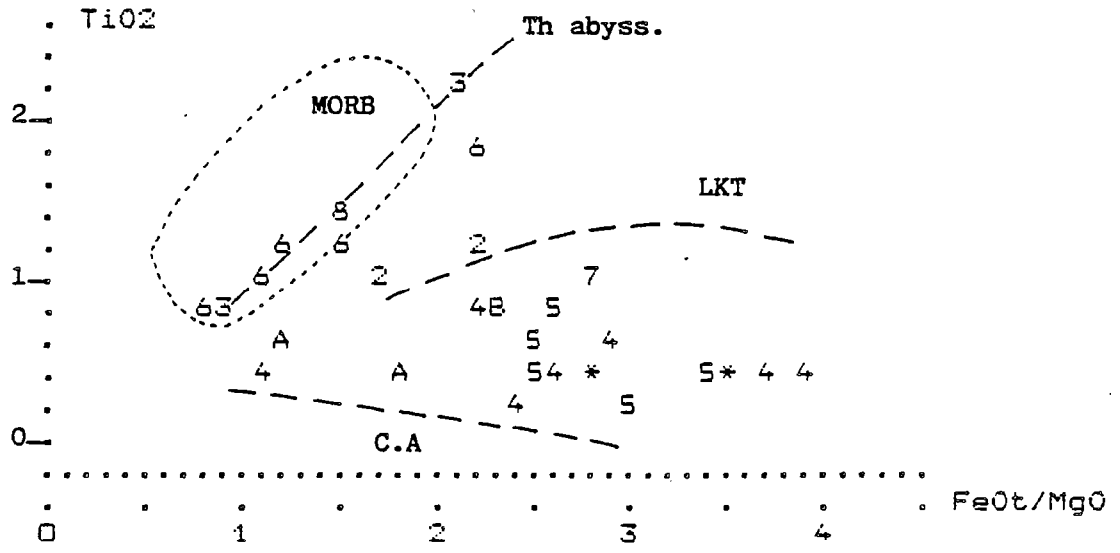


Fig. 52B - Diagrammes de Miyashiro (1973). Formations de Rioupéroux et de Livet.
TiO2 vs. FeOt/MgO

LKT : tholéïtes d'arcs insulaires
C.A : basaltes calco-alcalins
MORB : basaltes de rides océaniques

2 : métadolérites
3 : métagabbros
4 : métatrondhjémites leucocrates
5 : métakératophyres
6 : amphibolites
7 : métadiorites
8, 9, A : leptynites
B : métatrondhjémites mésocrates

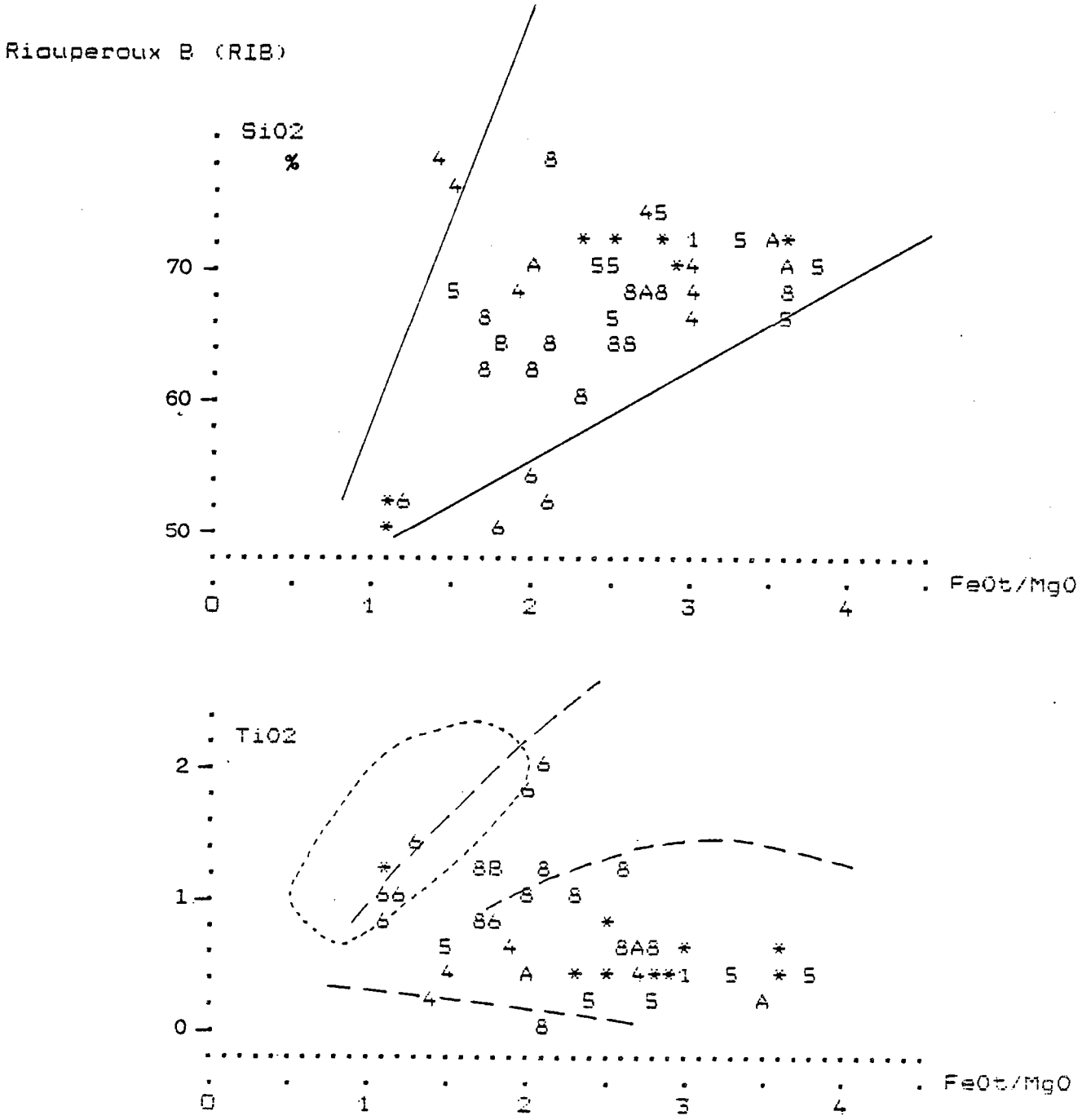


Fig. 52C - Diagrammes de Miyashiro (1973). Formations de Rioupéroux et de Livet.
SiO2 vs. FeOt/MgO :
C.A : séries calco-alcalines
interméd. C.A : séries calco-alcalines intermédiaires
Th : séries tholéiitiques d'après Carpentier et al.(1982)
MORB : champ de basaltes de rides océaniques
Th abyss. : Tholéiites abyssales

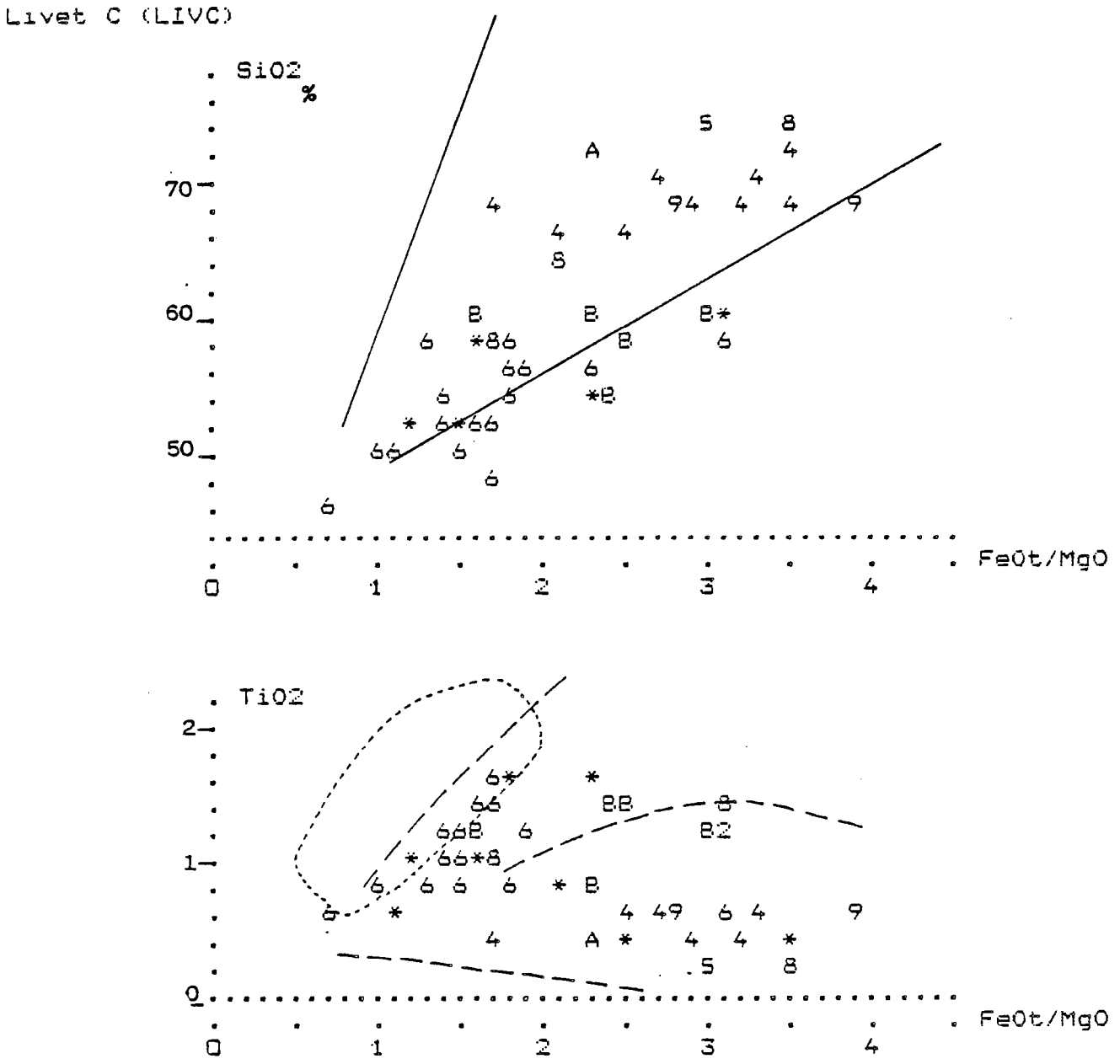


Fig. 52D - Diagrammes de Miyashiro (1973). Formations de Rioupéroux et de Livet.
TiO2 vs. FeOt/MgO

LKT : tholéïtes d'arcs insulaires
C.A : basaltes calco-alcalins
MORB : basaltes de rides océaniques

2 : métadolérites
3 : métagabbros
4 : métatrondhjémites leucocrates
5 : métakératophyres
6 : amphibolites
7 : métadiorites
8, 9, A : leptynites
B : métatrondhjémites mésocrates

Livet E (LIVE)

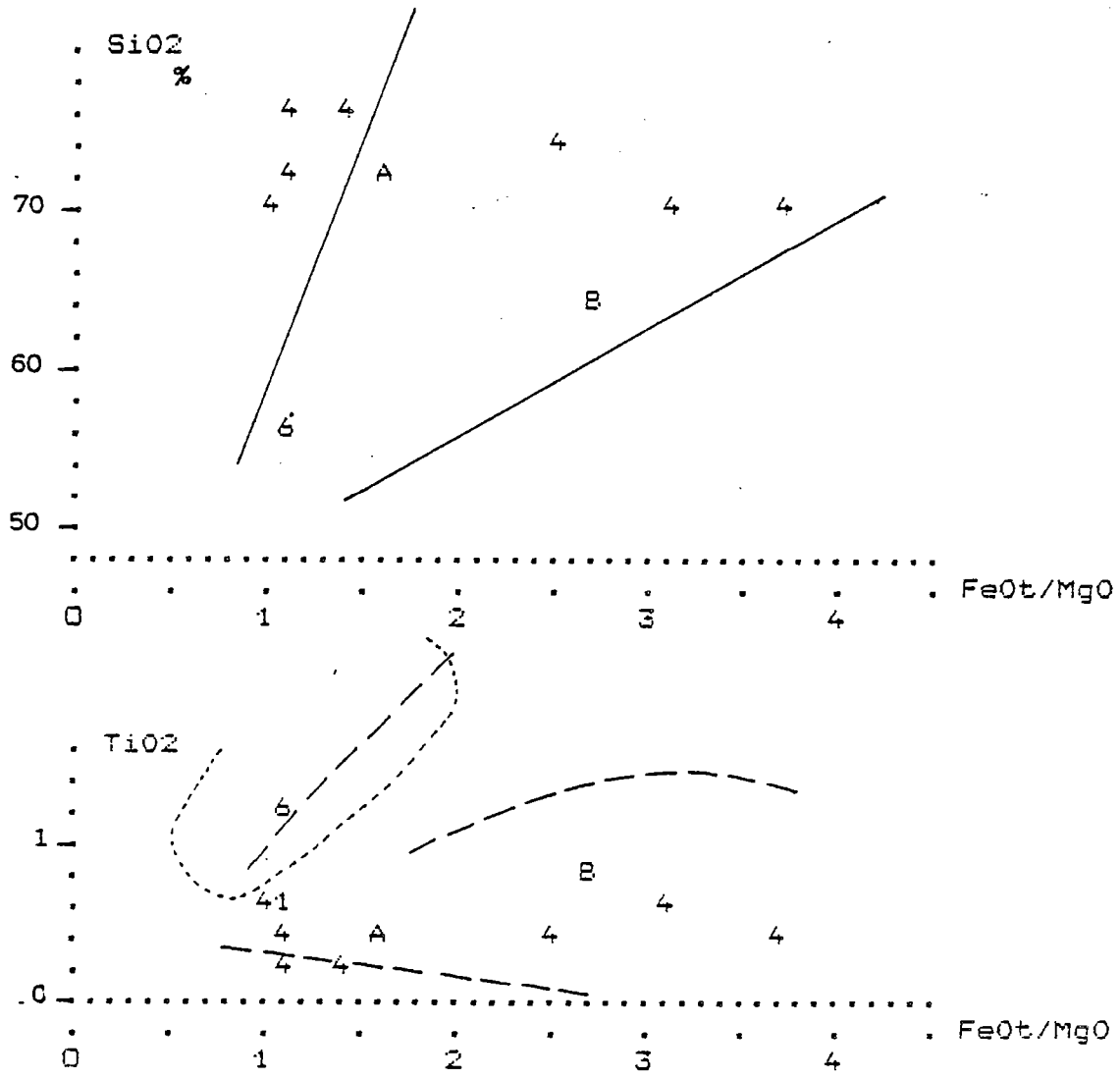
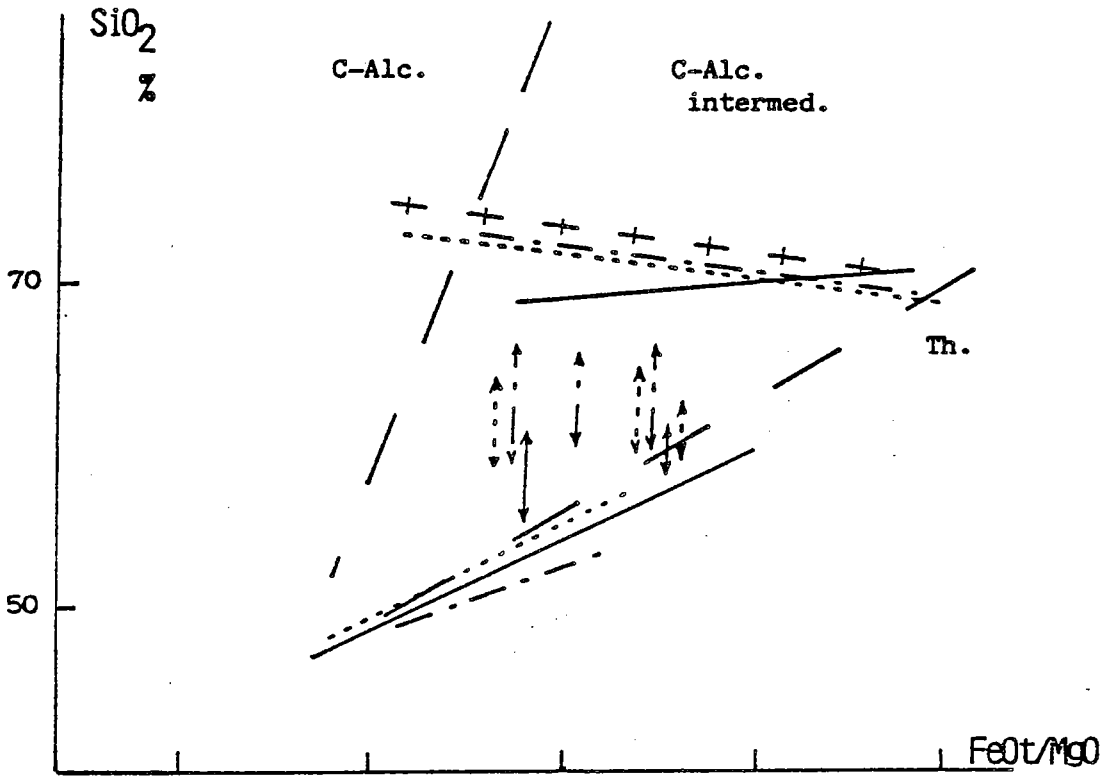
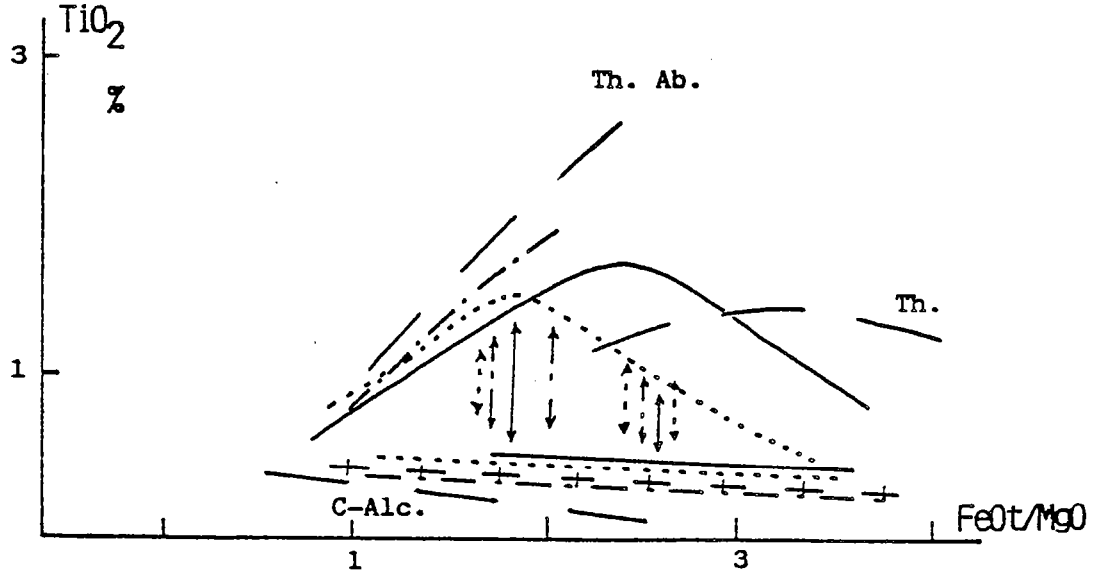


Fig. 52E - Interprétation des tendances évolutives des métamagmatites de Rioupéroux et de Livet.





RiA
RiB
Liv C
Liv E

"Mélanges" éventuels

b) **Les métadolérites** ne se distinguent pas chimiquement **des métabasaltes** qui leur sont associés dans l'unité RIA. Bien que statistiquement significatif, ce dernier résultat doit être considéré avec prudence à cause de la faiblesse de l'effectif réduit à deux échantillons par ailleurs très dissemblables.

On notera en résumé, qu'il n'existe pas de différences chimiques fondamentales entre les métamagmatites 1 (amphibolites de LIVC et RIB(?)) et les métamagmatites 2 (métadolérites et -basaltes RIA). Cette analogie de composition sera vérifiée à diverses reprises, et sur la base d'autres éléments (REE, Th, Ta, ..) dans la suite de cette étude.

2.4.2 - Caractérisation géochimique et signification géodynamique des métabasites (tabl.17, 19B et 20)

Les métabasites sont des roches saturées à hypersthène et olivine normatifs à Livet, sursaturées à Rioupéroux (RIA et RIB).

Les valeurs moyennes des teneurs en Zr (≃ 100ppm.) et de (MG ≃ 0.60) témoignent d'un degré de différenciation comparable, il existe néanmoins des faciès plus primitifs dans l'unité de Rioupéroux A (MG = 0.72) (tabl.20). Les métadolérites représentent des termes plus fractionnés, avec parfois un enrichissement en fer plus important (286-3B) (tabl.17)

La nature tholéiitique de ces matériaux, déjà soulignée par les diagrammes de Miyashiro est confirmée par les rapports Y/Nb et Zr/P2O5 élevés (> 2) et leurs faibles teneurs corrélatives en titane (Pearce et Cann, 1973; Winchester et Floyd, 1975) (fig.53A et B).

Afin de comparer valablement les métabasites avec des basaltes des séries magmatiques actuelles, nous avons suivi la démarche adoptée lors de l'étude du complexe de Chamrousse (chap. C-3.3). Un tri des analyses permet de sélectionner les roches basiques peu différenciées et à caractère non cumulatif au travers d'un triple filtre (SiO2 : 52 à 47% ; Al2O3 : 17.5 à 13.5% ; TiO2 : 2.1 à 0.8%). De ce fait, les métadolérites et métagabbros, riches en plagioclase sont éliminés. Les tableaux 19B, 20 et 21 (p.p.) présentent les caractéristiques de ces métabasites à composition de liquides basaltiques.

Une comparaison rapide des teneurs en éléments majeurs et de certains éléments en traces, disponibles pour la plupart des roches, souligne le caractère atypique des métabasites de Rioupéroux et de Livet. Les valeurs de Ti, P, Zr et Y (sauf RIA) sont analogues à celles relevées dans les tholéiites abyssales de types E et T. Par contre, les amphibolites et les métabasaltes sont, par rapport aux T et E-MORB, (i) plus pauvres en Nb, Ni et Cr (toutes unités) et en Y (RIA), et (ii) anormalement enrichies en K2O, Rb, Sr et Ba. Cette richesse ne peut être comparée qu'avec celle des basaltes alcalins (WPB-alc) et aussi de certaines tholéiites continentales (WPB-CT) (Bellieni et al., 1984 ; Fodor et Vetter, 1984) (fig. 60), son origine, magmatique ou secondaire sera évaluée plus loin.

a) Comportement de Ti, Zr, Nb, Y (éléments HFS) et des éléments de transition : Les teneurs en Nb et Y sont intermédaires entre celles des T et N-Morbs et toujours supérieures aux valeurs connues dans les basaltes des marges actives (VAB). Le déficit en Ni et Cr est par contre un caractère des VAB.

Les rapports inter-éléments confirment les analogies avec les tholéiites océaniques transitionnelles et enrichies (T- et E-Morbs) et les tholéiites continentales (tabl.20). En particulier, les valeurs de Zr/Nb et Y/Nb, anormalement élevées pour des tholéiites océaniques (E- ou T-types), sont symptomatiques d'une affinité avec les basaltes continentaux. Ces résultats équivoques sont bien exprimés par la diagrammatique classique impliquant ces éléments en traces.

*** Mise en évidence d'une composante intraplaque (WPB)**

Les teneurs relatives en Ti, Zr, Nb et Y permettent une bonne discrimination entre les basaltes émis dans ou en bordure des plaques lithosphériques (site intraplaque : WPB, marges actives : VAB et rides océaniques : MORB) (Pearce et Cann, 1973 ; Pearce et Gale, 1977 ; Egin et al., 1979). On gardera toutefois en mémoire les problèmes posés par la caractérisation géochimique des basaltes dans des sites particuliers de transition : analogies entre WPB et T- et E-MORB dans des contextes de croûte amincie ou entre WPB et CAB (basaltes d'arc continentaux) sur les marges actives (cf chap. C-3.3.2.b et c).

Dans le diagramme de Egin et al. (1979) (fig.54), on observe une bonne discrimination des amphibolites des diverses unités : Les amphibolites de RIB appartiennent au champ commun des basaltes calco-alcalins et intraplaque. Les échantillons de LIVC montrent (i)

une dispersion en relation avec la variabilité des valeurs de Zr/Nb et (ii) une richesse relative en Y: ils se localisent à la fois dans le domaine des basaltes de bordure de plaques (MORB+VAB) et intraplaque (WPB). Une distribution comparable se retrouve dans la diagrammatique de Pearce et Cann (1973) et Pearce et Gale (1977) (fig.54 et 55). Le domaine de dispersion des métabasaltes de l'unité de Rioupéroux A se confond avec celui des amphibolites de Livet.

*** Discrimination entre basaltes de rides et de marges actives**

Cette discrimination est basée sur la plus grande richesse en éléments incompatibles des MORB par rapport aux VAB, pour un même degré de différenciation (cf. chap.C-3.3.2 c). Elle donne pour les présentes métabasites des résultats peu significatifs. Les amphibolites ne sont plus discriminées en deux groupes (RIB/LIVC-RIA) et, selon les éléments considérés, elles sont affectées à l'un ou à l'autre des domaines (faibles teneurs en Cr, Ni et Y = LKT; teneurs relativement élevées en Ti = MORB).

En résumé, sur la base des éléments pris en compte (Ti, Zr, Nb, Y et éléments de transition), les protolithes des différentes métabasites montrent une relative diversité chimique, mais cette dernière ne se superpose pas à la distinction entre métamagmatites 1 et 2. Les faciès basiques de RIB présentent des affinités marquées avec les tholéiites continentales alors que les amphibolites de Livet et les métabasaltes de RIA, dont l'éventail chimique est plus large, auraient un caractère plus océanique.

b) Comportement de K, Rb, Sr, Ba : Leurs teneurs élevées constituent une anomalie géochimique importante par rapport aux affinités tholéiitiques, continentales ou océaniques, mises en évidence précédement. Il ne peut s'agir que d'une acquisition secondaire se surimposant à la signature mantellique. Or, ces éléments (LILE) se caractérisent, à la fois, par leur abondance crustale et par leur mobilité lors des réactions postmagmatiques. Ces caractères induisent deux hypothèses possibles pour expliquer ces concentrations élevées : contamination crustale d'une souche tholéiitique ou altérations secondaires dégradant le cachet igné des métabasites.

Afin de lever ces ambiguités, quelques échantillons ont été sélectionnés pour le dosage des lanthanides, de Th, Hf, Ta et éventuellement U et Sc afin de disposer d'éléments montrant des affinités chimiques comparables à celles de K, Ba et Rb (La, Th,...) tout en étant plus inertes dans les recristallisations.

Les données concernent (i) quatre amphibolites qui appartiennent à différents niveaux de LIVC et qui présentent un large éventail de différenciation (MG = 0.68 à 0.50) et (ii) une métadolérite (286-3A) qui constitue une enclave plurimétrique, à contours lobés et crénelés, dans un granite sodique de RIA. Elles sont consignées dans le tableau 21. Les analyses d'un métabasalte de RIA et d'une amphibolite de RIB ne sont pas pour l'heure disponibles.

c) Comportement des lanthanides : Les amphibolites possèdent des profils faiblement concaves, avec une décroissance relativement rapide de La à Sm puis modérée pour les M et HREE (REE intermédiaires et lourdes). Les LREE (REE légères) sont enrichies (20 à 40 x chond.) par rapport aux HREE (10 à 30 x chond.)

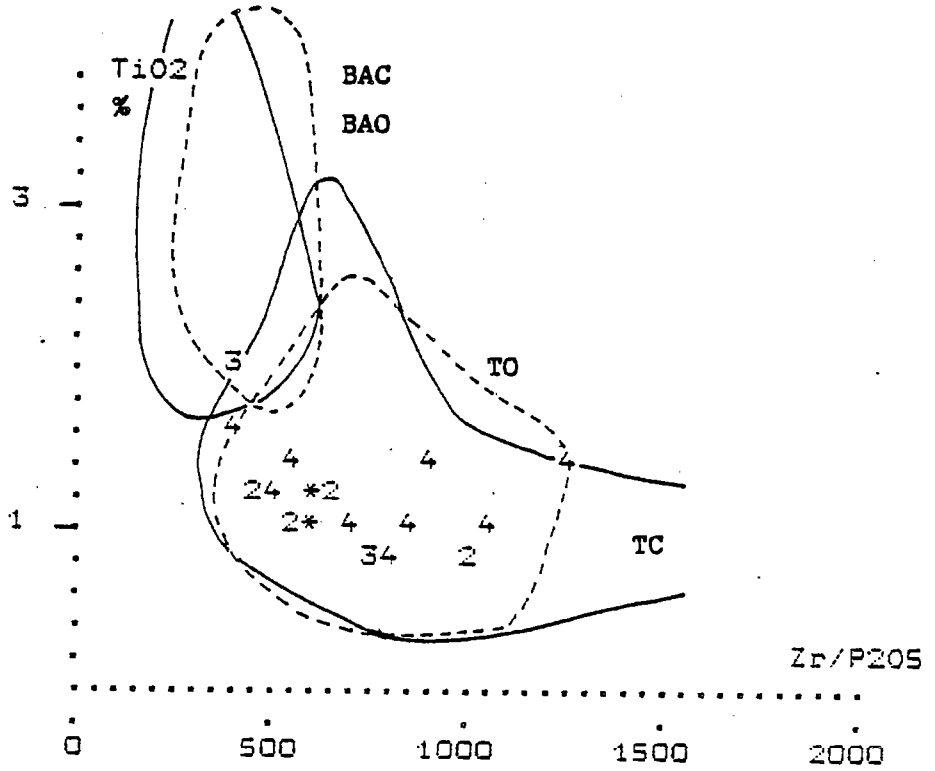
Les teneurs globales augmentent avec la différenciation et l'anomalie positive en Eu tend à s'estomper. Cette régularité peut être perturbée par des teneurs plus aléatoires en La et Ce (236.4 et 238.7).

Les analogies chimiques entre les amphibolites et la métadolérite sont confirmées comme le soulignent l'allure du spectre (286.3B) parallèle aux précédents et les teneurs compatibles avec le degré d'évolution de cette dolérite.

La distribution des REE conforte la typologie issue des teneurs relatives en Ti, Zr, etc..., sans en lever les ambiguités. En effet, de tels profils sont identiques à ceux des tholéiites abyssales (T et E- types) et de certaines tholéiites continentales (fig.57). Par contre, les métabasites de Rioupéroux et de Livet se différencient des tholéiites de marges convergentes dont les profils présentent une allure comparable mais avec des teneurs nettement plus faibles (<15 x chond.) pour un degré de différenciation identique..

Fig. 53 - Caractérisation géochimiques des métabasites des formations de Rioupéroux et de Livet et sites géotectoniques. D'après Winchester et Floyd (1975).

BAC - Basaltes alcalins continentaux
BAO - Basaltes alcalins océaniques
TC - Basaltes tholéiitiques continentaux
TO - Basaltes tholéiitiques océaniques



Localisation des métabasites

2 : RIA
3 : RIB
Rioupéroux
4 : LIVC
Livet

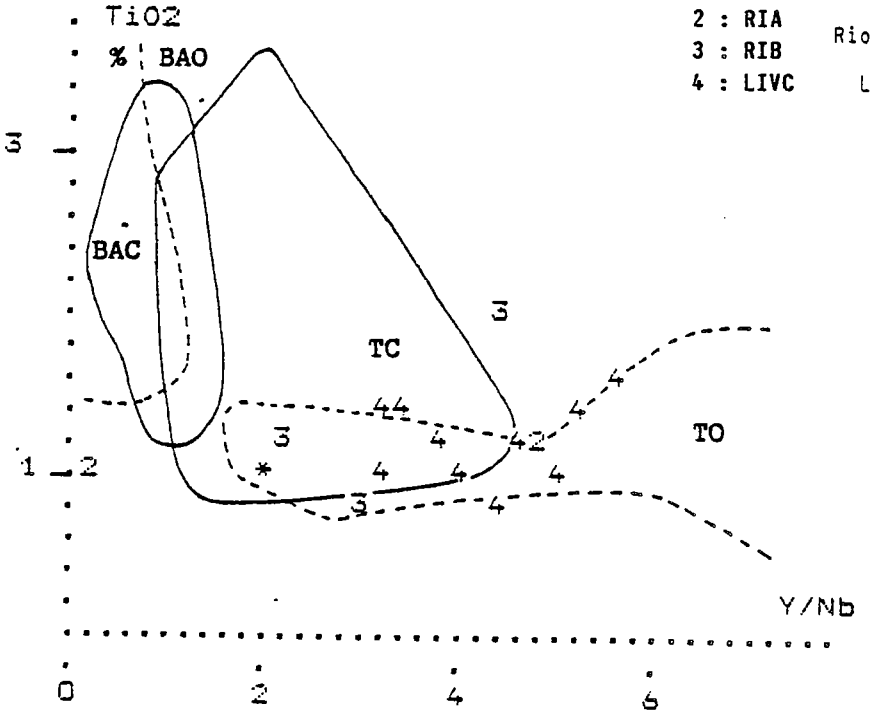


Fig. 54 - Caractérisation géochimique des métabasites des formations de Rioupéroux et de Livet, et sites géotectoniques.
D'après Egin et al. (1979) complété par Jouchoux (1983) (E-T & N-MORB).

N : N-MORB
T : T-MORB Tholéiites des
E : E-MORB rides océaniques

LKT : Tholéiites des arcs insulaires
CAB : Basaltes calco-alcalins (marges actives)
WPB : Basaltes des sites intraplaques

Localisation des métabasites
2 : RIA Rioupéroux
3 : RIB
4 : LIVC Livet

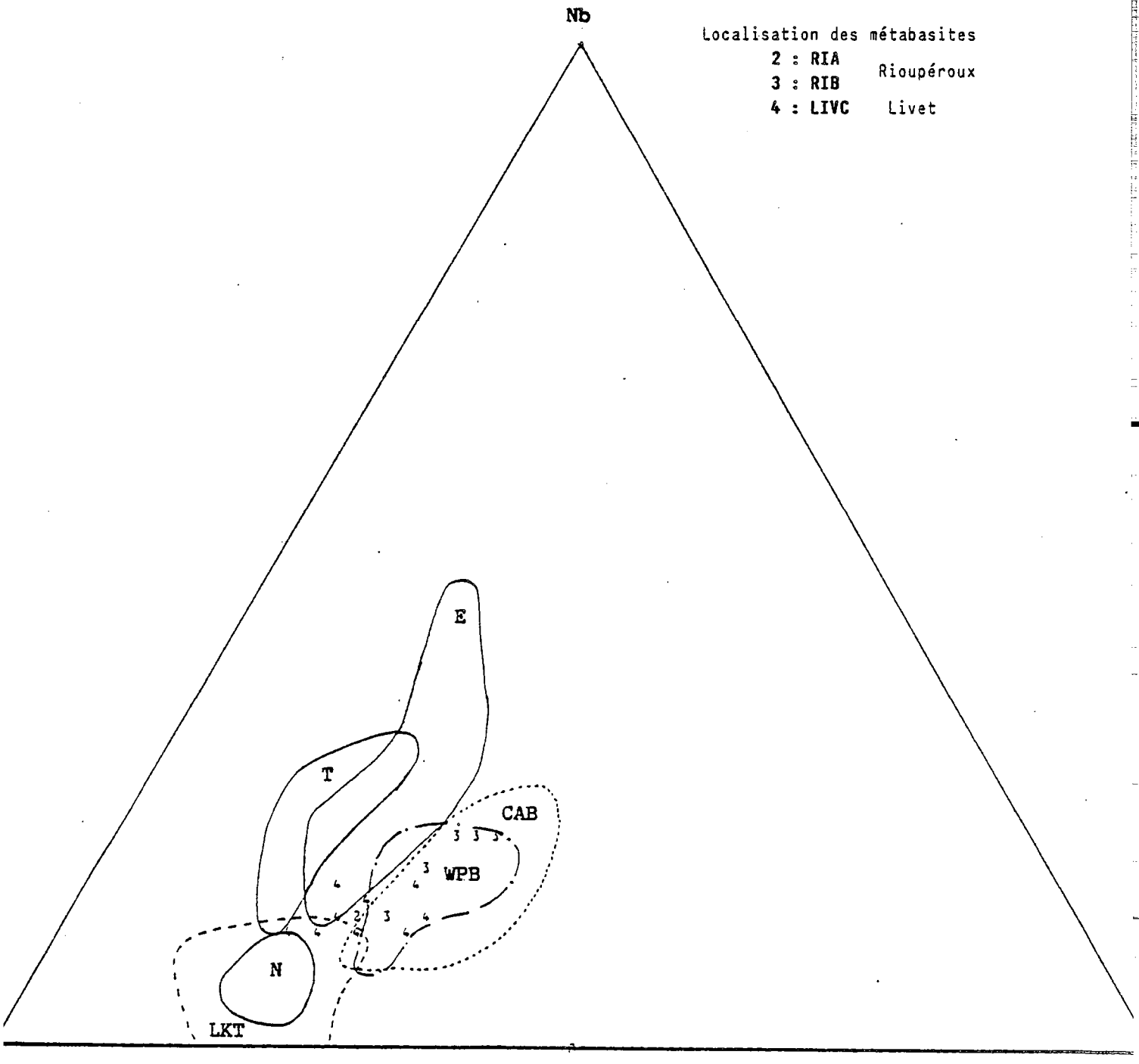


Fig. 55 - Caractérisation géochimique des métabasites des formations de Rioupéroux et de Livet, et sites géotectoniques. D'après Pearce J.A. et Cann J.R. (1973).

WPB : Basaltes des sites intraplaques
VAB : Basaltes des arcs volcaniques (continentaux et insulaires)
MORB : Basaltes des rides océaniques

Localisation des métabasites
2 : RIA
3 : RIB Rioupéroux
4 : LIVC Livet

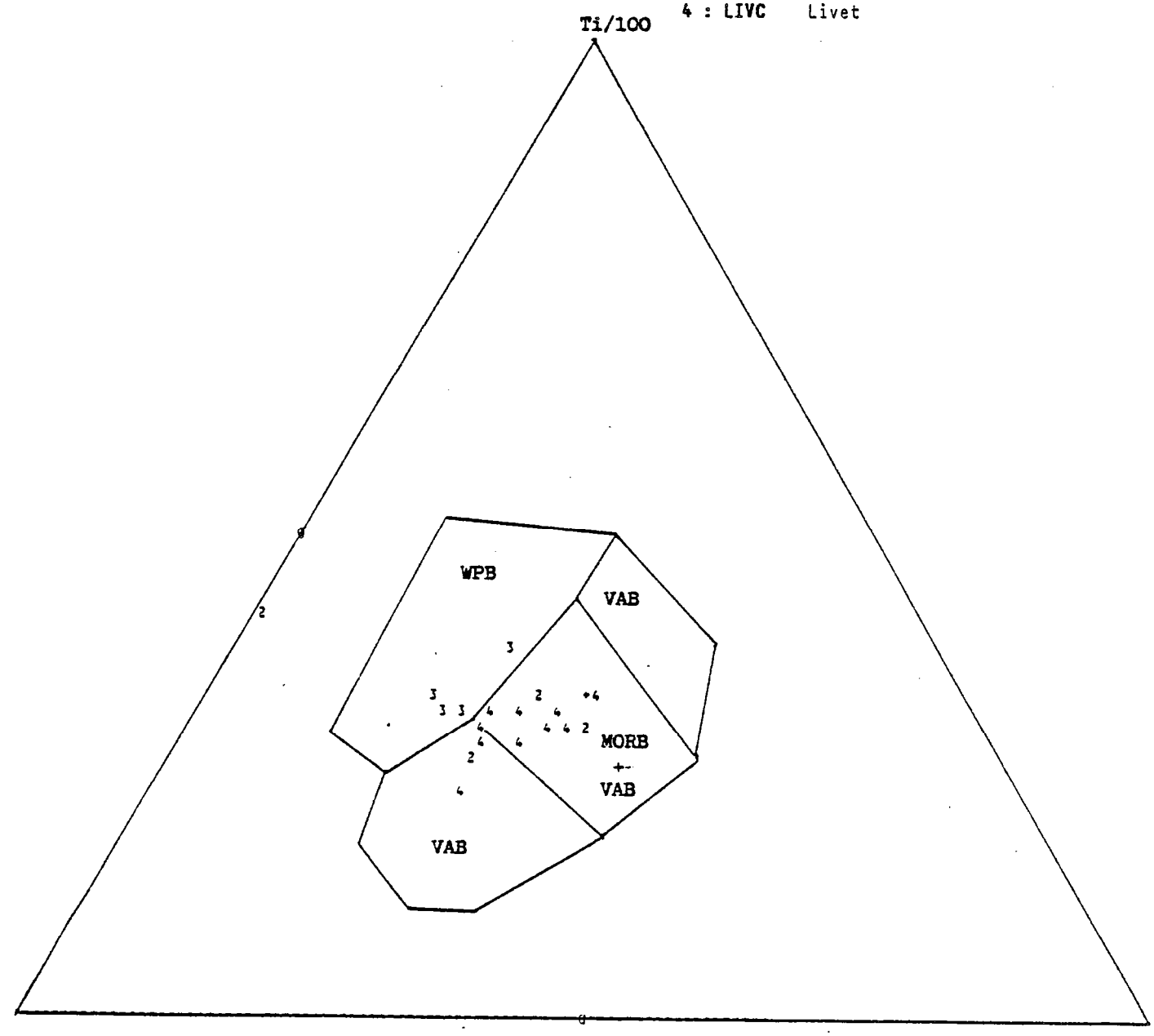


Fig. 56 - Caractérisation géochimique des métabasites des formations de Rioupéroux et de Livet, et sites géotectoniques. D'après Pearce et Gale (1977).

WPB : Basaltes des sites intraplaques
MORB + VAB : Basaltes des sites de bordures de plaques (rides océaniques, marges convergentes)

Localisation des métabasites
2 : RIA Rioupéroux
3 : RIB
4 : LIVC Livet

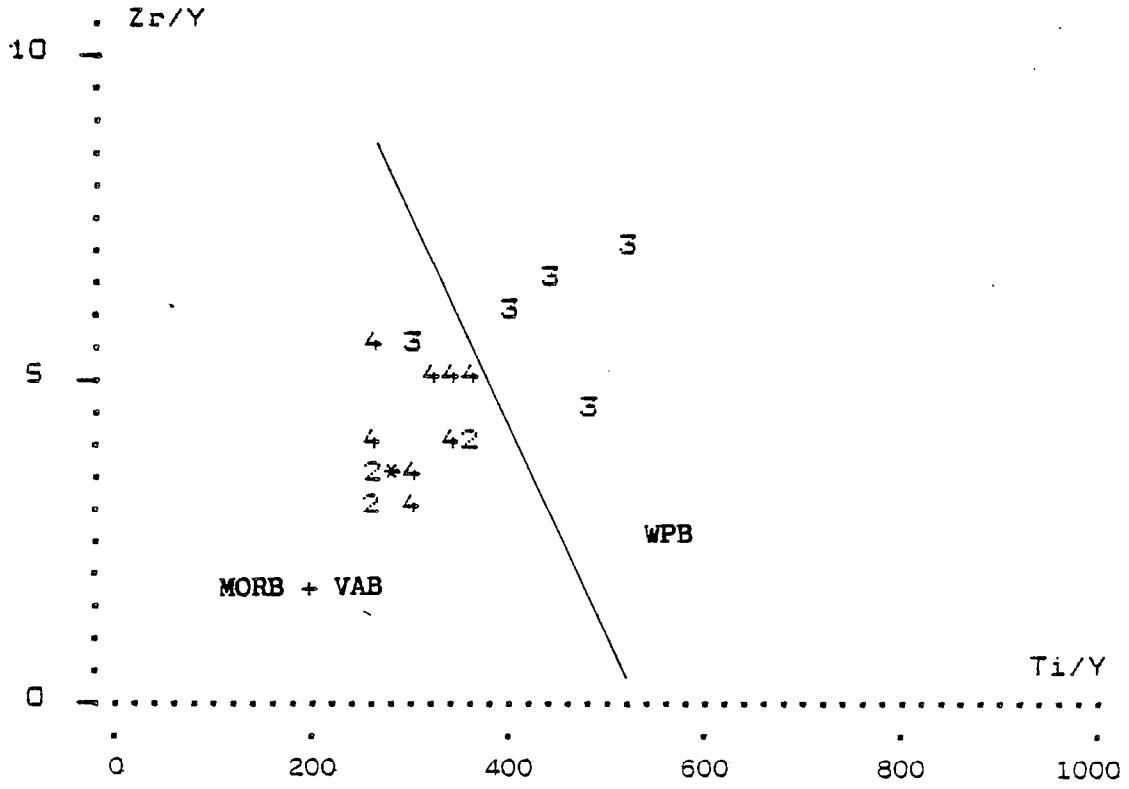
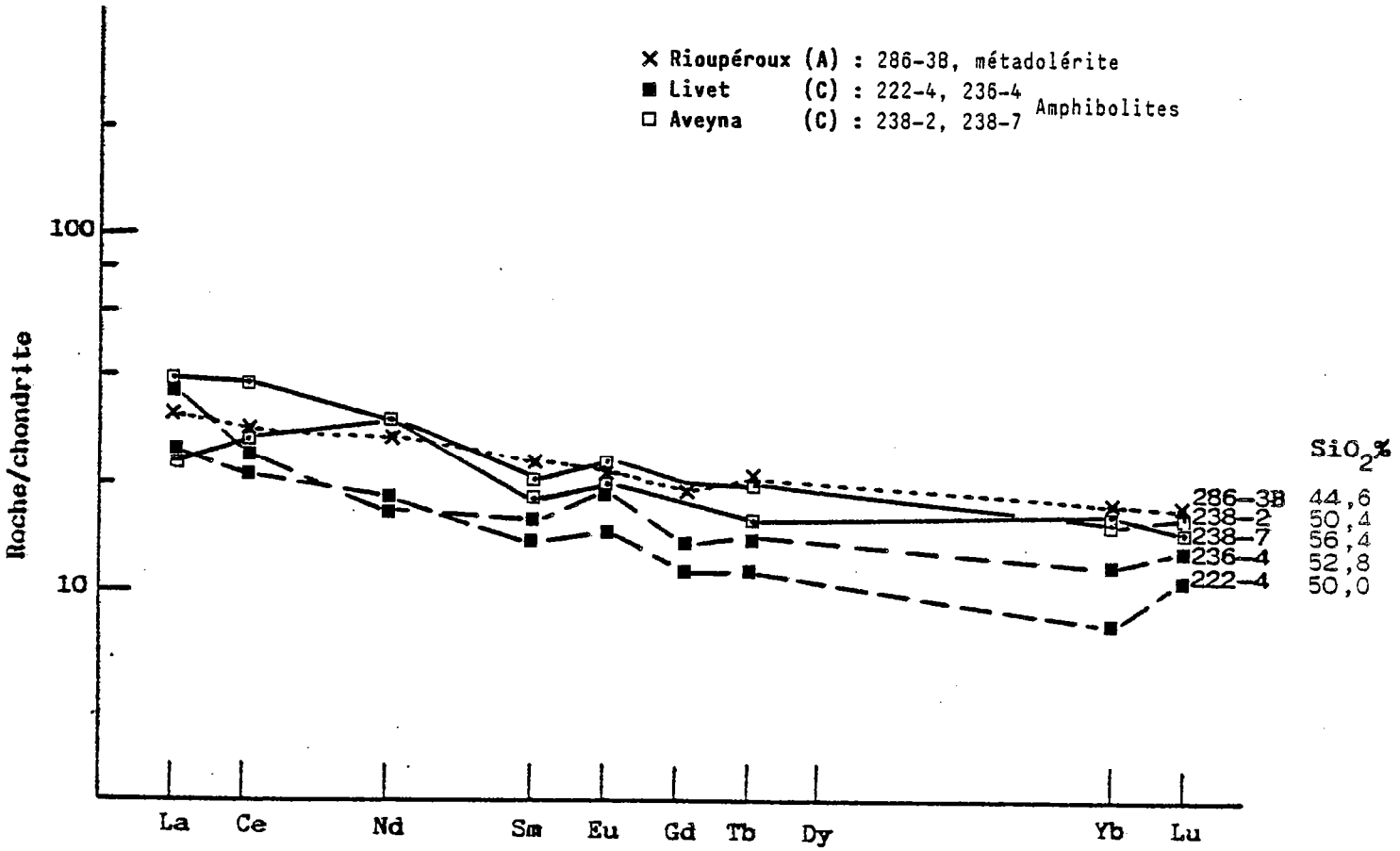


Fig. 57 - Composition des termes basiques des formations de Rioupéroux et de Livet (Chondrite C3 : Nakamura, 1974).



Références : M - Bertrand et al. 1982 (gr-3)
A - Condie et al. 1985
Morbs - Sun et al. 1979
IAT - Masuda et Aoki, 1979

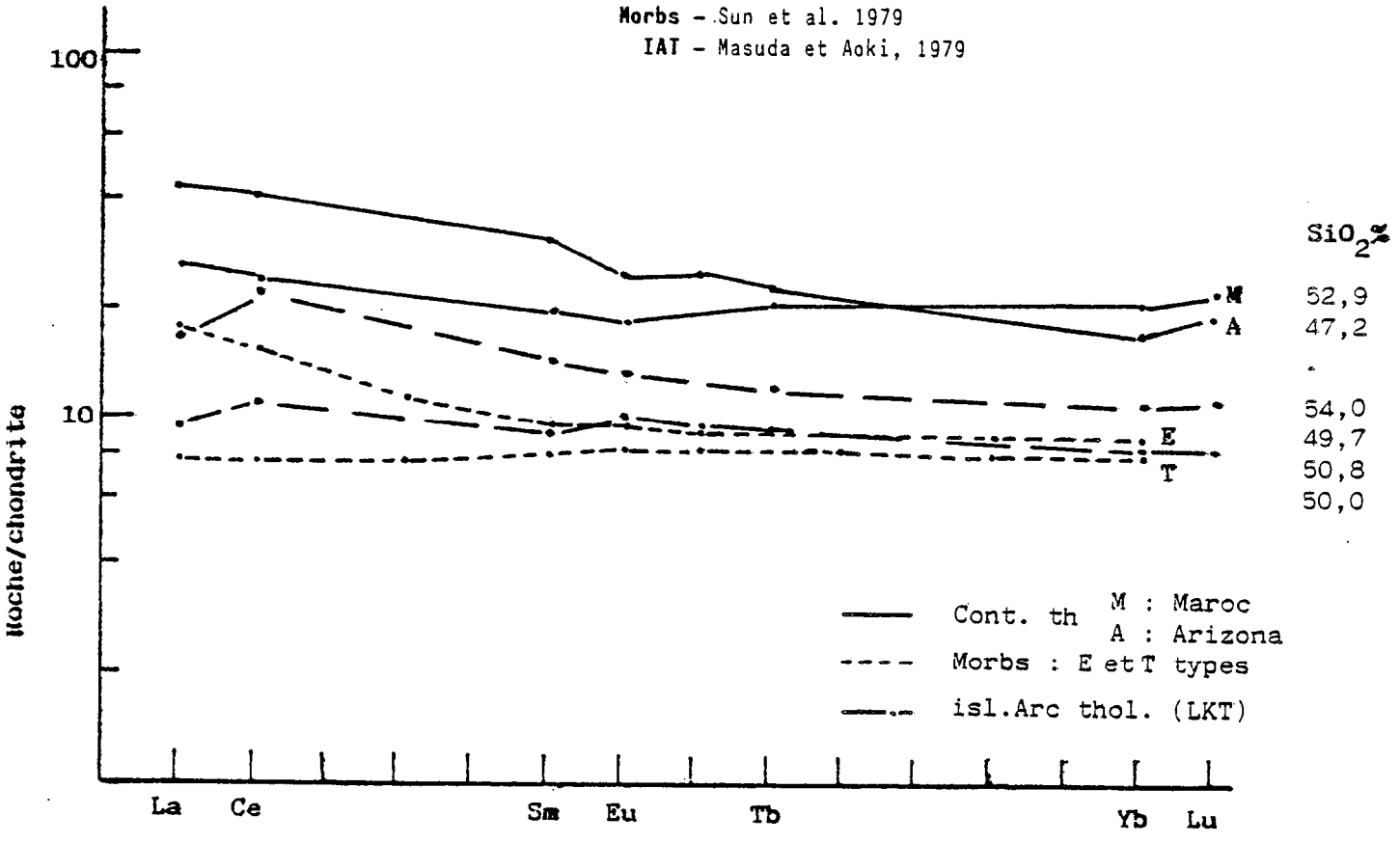


Fig. 58 - Diagramme Hf/Th, Ta/Th et Ta/La, métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet. D'après Wood et al. (1979).

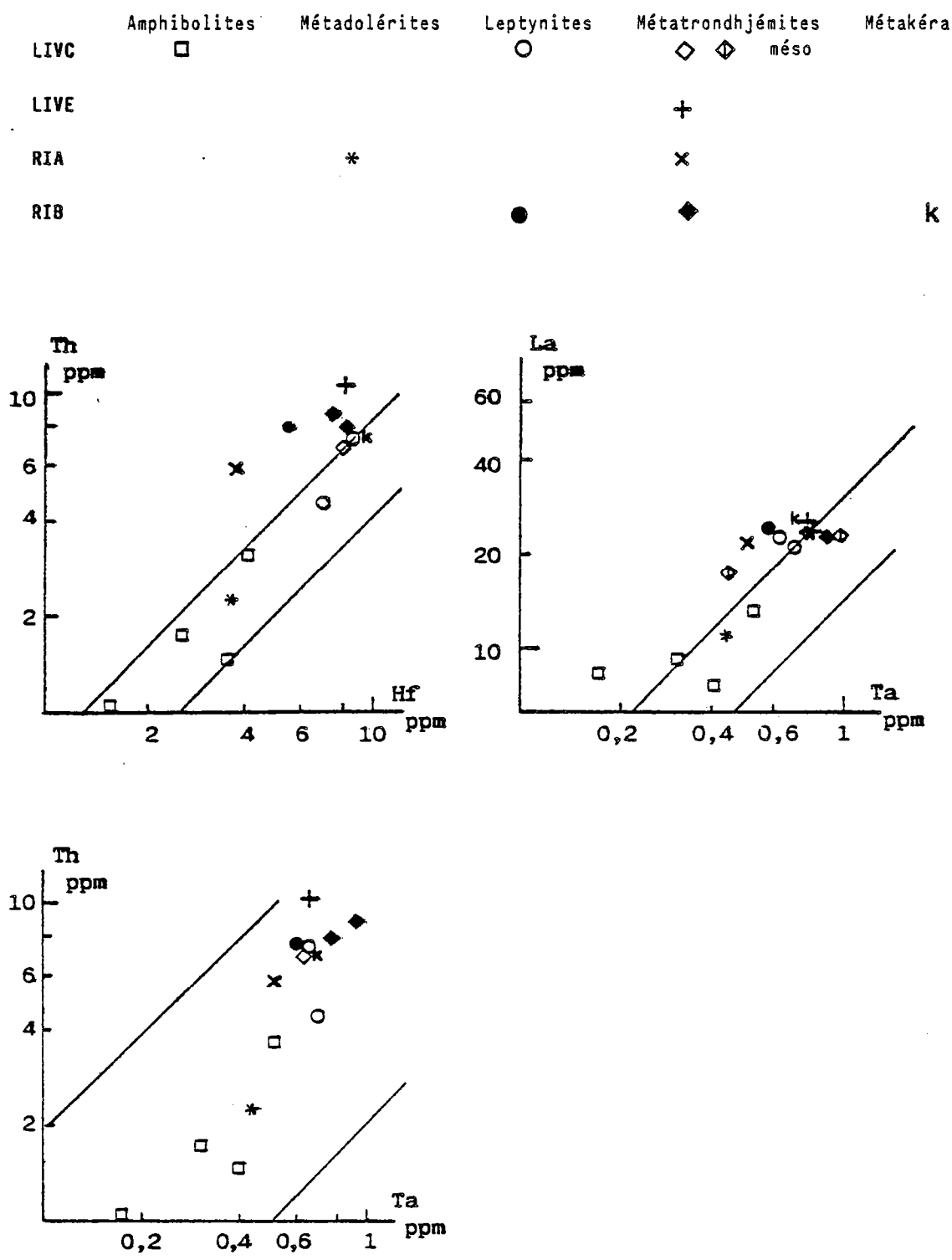


Fig. 59 - Diagramme Th/Hf/Ta pour les métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet. Mise en évidence d'une contamination crustale. D'après Wood et al. (1979).

A : Champs des tholéiites de rides océaniques (N. MORB)
B : Champs des tholéiites de rides océaniques (E. MORB)
et des tholéiites des domaines intraplaques (Thol. continentales)
(cf. Prestvik et Goles, 1985, Pearce, 1984)
C : Champs des basaltes intraplaques (océaniques et continentaux)
D : Champs des laves orogéniques (arcs insulaires et marges continentales actives).

Symboles : idem. Fig. 58

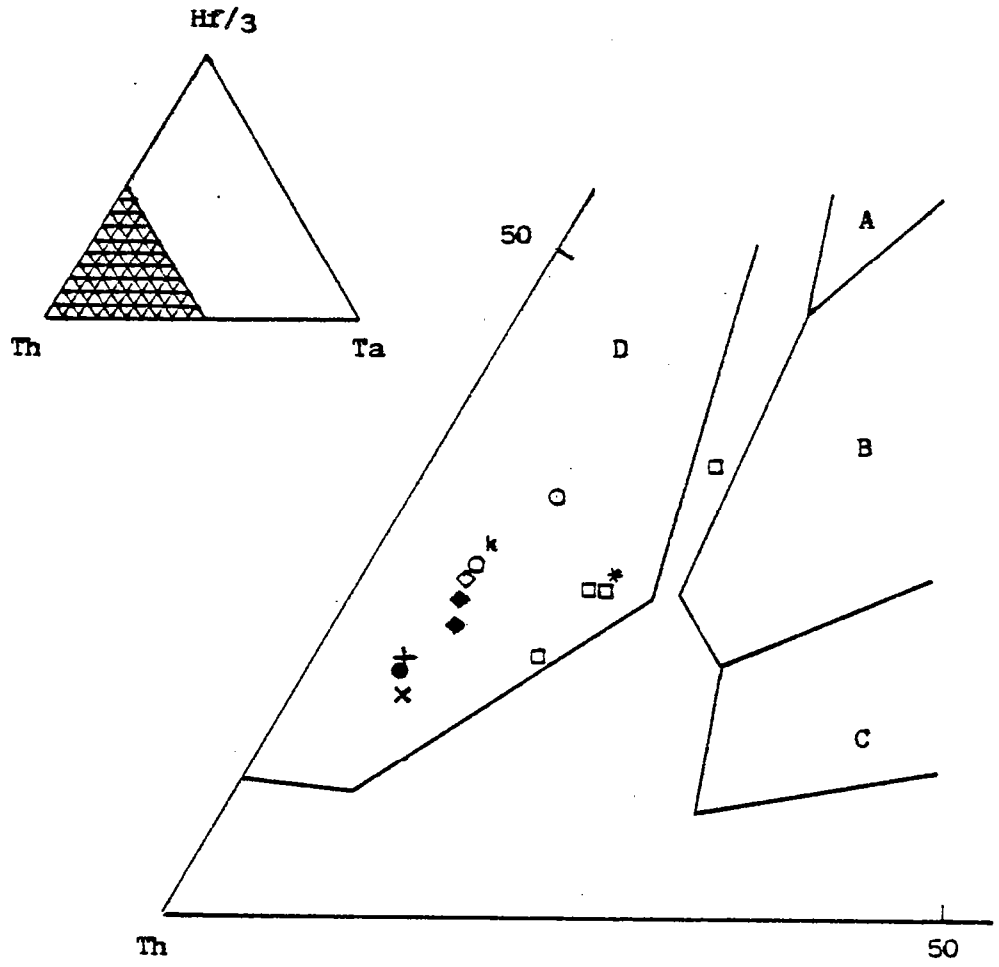


Fig. 60 - Normalisation à la composition des N-MORB des métabasites des formations de Rioupéroux et de Livet (cf. Fig. 61 et Fig. 41 pour comparaisons).

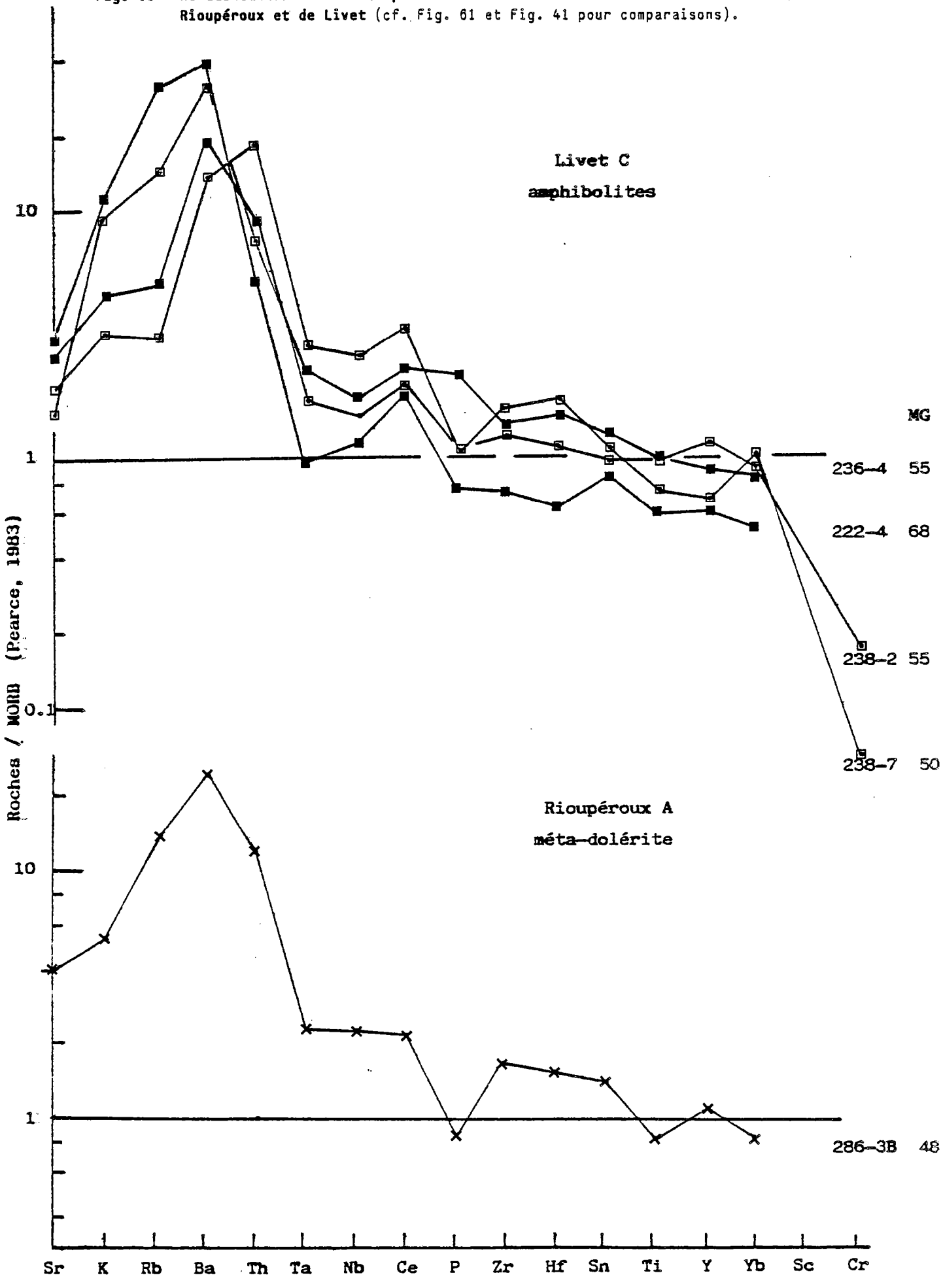
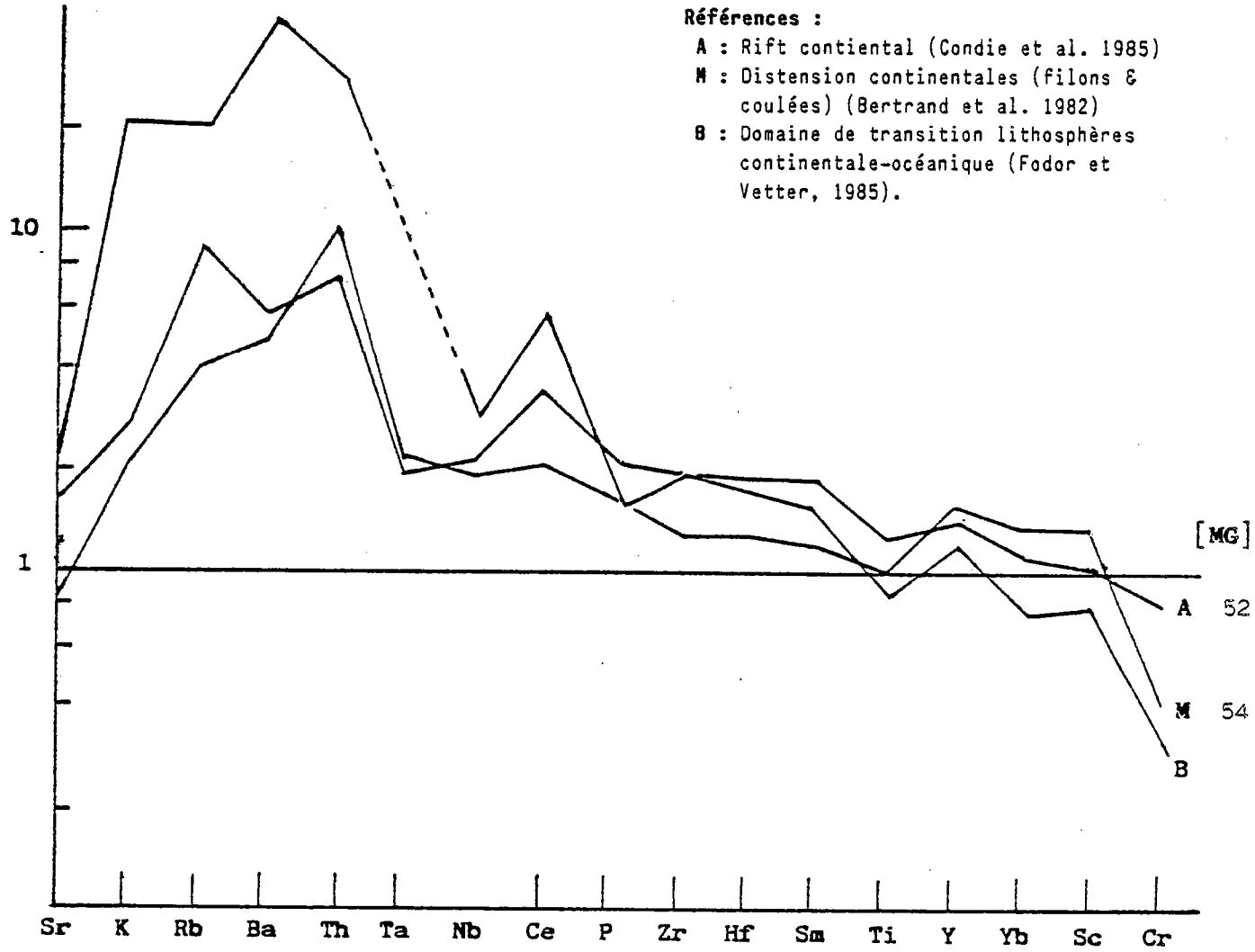


Fig. 61B - Normalisation aux N-MORB (Pearce, 1983) - Basaltes de sites intraplaques continentaux, pour comparaison avec Fig. 60.



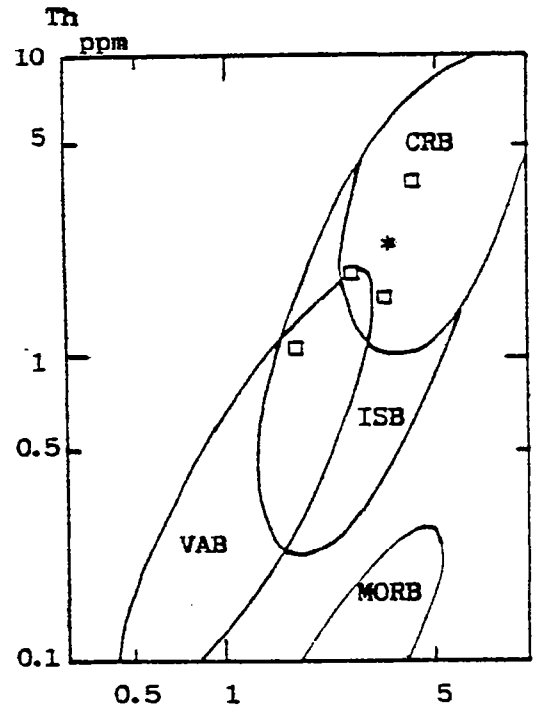


Fig. 61A - Distribution des métabasites de Rioupéroux et de Livet dans le diagramme Hf/Th. Champs définis par Wood et al., 1979 et Condie et al., 1985).

MORB : Basaltes des sites océaniques
VAB : Basaltes des marges actives (marges continentales et arcs insulaires)
CRB : Basaltes des rifts continentaux sites
ISB : Basaltes océaniques (îles) intraplaques

Symboles : idem. Fig. 58

d) Comportement des éléments hygromagmatophiles(HYG) Th, Hf, Ta, :

Wood (1980) et Wood et al. (1979a et b), à la suite de Treuil et Jaret (1973) et Joron et al. (1978), ont clairement explicité l'intérêt de ces éléments pour préciser et décrire les processus pétrogénétiques et, à posteriori, pour déterminer les sites géotectoniques originels des magmas. L'utilisation des diagrammes biaxiaux visualisant les relations entre HYG (fig.58) montre que :

- les points représentatifs des métabasites s'alignent suivant une droite passant par l'origine ce qui suppose, (i) d'une part la faible mobilité secondaire de ces éléments, Ta et Hf étant considérés comme peu sensibles aux remobilisations secondaires (Pearce, 1983), et (ii) d'autre part, une filiation des différentes métabasites, amphibolites et métadolérite, par cristallisation fractionnée (Wood et al., 1979b). L'augmentation des teneurs en HYG s'accompagne en effet de la décroissance des valeurs de (MG). Sur le premier point, on notera la présence d'une corrélation plus faible La/Ta causée par la dispersion, déjà signalée, des valeurs de La.

- les métabasites se distinguent par leur richesse en Th des tholéiites océaniques et présentent des affinités avec les basaltes de marges actives et avec les basaltes intraplaque (Wood et al., 1979b). Sur le diagramme ternaire Th/Hf/Ta qui constitue une extension de cette démarche, nos échantillons se disposent dans le champ des VAB (fig.59). Cette affectation n'est toutefois pas univoque et il a été montré (Pearce, 1984 ; Hodder, 1984 ; Prestvick et Gole, 1985) que des basaltes continentaux, émis au droit d'une lithosphère continentale amincie, occupaient le même espace dans ce diagramme triangulaire. Enfin, une compilation de Condie et al. (1985), permet de situer le champ des tholéiites des rifts continentaux dans l'espace Th/Hf, il est voisin de celui des VAB, mais s'en distingue par des valeurs de Th et Hf plus fortes (fig.61A). Les métabasites de Rioupéroux et de Livet appartiennent à ce domaine des basaltes continentaux.

En résumé, les métabasites appartiennent à une même suite magmatique et présentent de fortes analogies avec les tholéiites continentales. Leurs teneurs élevées en Th confirment que l'enrichissement en éléments LIL (K, Rb, Sr,..) est, au moins pour partie, d'origine primaire et ne s'explique pas seulement par l'évolution postmagmatique.

e) Normalisation des teneurs par rapport aux N-MORBs (fig. 60).

Elle permet de prendre en compte un maximum d'éléments chimiques, de vérifier les "anomalies" existant par rapport à une composition de tholéiite océanique banale, donc par rapport à la signature mantellique, et de synthétiser les résultats précédents.

Toutes les métabasites, métamagmatites 1 et 2, présentent un profil identique. Les teneurs augmentent rapidement de Sr à Ba (20 à 30 x Morb), et décroissent tout aussi rapidement jusqu'au Ta (2 à 3 x Morb). La courbe est ensuite faiblement pentée jusqu'à l'Yb, et les teneurs sont proches de celles des Morbs. Dans cette partie droite du profil, l'abondance des élements est controlée par la différenciation, les teneurs augmentent avec celle-ci (à l'exception de Cr évidemment). On notera la présence systématique d'une anomalie positive en Ce.

L'enrichissement en Ba, Rb, Th, Sr, et peut-être en LREE (La et Ce) témoigne d'une contamination crustale (Thompson et al., 1982 ; Pearce, 1983 ; Dupuy et Dostal, 1984) sur un magma basaltique tholéiitique. Les caractéristiques de ce magma basique sont proches de celles des MORB. Ces profils sont, par leur allure, strictement comparables à ceux des tholéiites continentales (TC) (fig.61, également fig.39 et 41). Par rapport aux TC du Maroc et d'Arizona, nos roches sont enrichies en éléments LIL et leurs teneurs sont plus proches de celles des basaltes associés à la distension de la marge passive brésilienne (cf. tabl.13). L'absence d'anomalie négative en Nb et Ta par rapport aux N-MORB distingue les métabasites des basaltes de marges convergentes.

2.4.3 - Conclusions partielles :

La description géochimique des métabasites de Rioupéroux et de Livet met en évidence les résultats suivants :

- il n'existe pas de différences majeures de composition entre les métabasites des différentes unités lithotectoniques et des différentes générations.

- ces roches appartiennent à une lignée magmatique tholéiitique dont le chimisme porte l'empreinte d'une contamination crustale.

- la génèse et la mise en place de ces magmas au niveau d'une croûte amincie ("attenuated crust") et d'un rift continental représente l'interprétation la plus vraisemblable. Cette interprétation s'accorde bien avec les données géologiques. En effet, dans les formations de Rioupéroux et de Livet, les métabasites sont associées avec des matériaux à composantes clastiques et pélitiques et avec des granitoides et des faciès sub-volcaniques acides en quantité notable.

2.5 - Les termes intermédiaires et acides

Les analyses retenues, après élimination des échantillons dont l'origine est douteuse, à caractère volcano-détritique éventuel, sont consignées dans le tableau 17. Par rapport à la chronologie de mise en place des métamagmatites proposées lors de l'étude pétrographique (Ménot, 1986), les métatrondhjémites leuco- et mésocrates (GPL, MELGPL) et les faciès sub-volcaniques acides et intermédiaires (KER, DIOR) sont considérées comme des métamagmatites 2. L'affectation des leptynites (LEPT, OLEPT) est plus ambigue dans la mesure où leur pauvreté en ferromagnésiens ne permet pas un décryptage précis de l'évolution tectonométamorphique (1 ou 2 foliations ?). Les amphibolites siliceuses (SiO_2 > 56%) de l'unité LIVC sont polymétamorphiques.

2.5.1 - Typologie

Nous reprendrons brièvement la typologie définie par Scarenzi (1984).

D'après leur composition normative, ces matériaux, à corindon normatif, sont peralumineux (Shand, 1951). Ils sont hypopotassiques et correspondent, d'après les classifications de O'Connor (1965) et de Barker et al. (1979) (fig. 62) à des quartz-kératophyres et des trondhjémites évoluant pour les termes intermédiaires vers des compositions dacitiques ou tonalitiques. La différenciation, visualisée sur les diagrammes AFM ou QAP (Streckeisen, 1976; modifié par Lameyre et al., 1982), est de type calco-alcalin (fig. 51A).

Cette nature calco-alcaline est pourtant en contradiction avec les résultats de l'étude morphologique des zircons extraits des granites sodiques : ces cristaux sont comparables aux zircons des plagiogranites océaniques, donc des différenciats de lignée tholéiitique (Scarenzi et al., 1985a). La géochimie des élément-traces et des REE ne résout pas nettement cette ambiguité tholéiitique/calco-alcalin.

Enfin d'après Scarenzi, les métaacidites des unités de Rioupéroux, et en particulier les kératophyres de RIB se distingueraient des termes équivalents de Livet par une plus grande richesse en K2O.

2.5.2 - Comparaison géochimique des différents types pétrographiques.

Dans la classification des granitoides, les roches acides de Rioupéroux et de Livet se classent dans la même lignée hypopotassique. Au dela de cet "air de famille" commun, nous essaierons de mettre en évidence des différences éventuelles de composition selon les divers types pétrographiques et selon leur provenance.

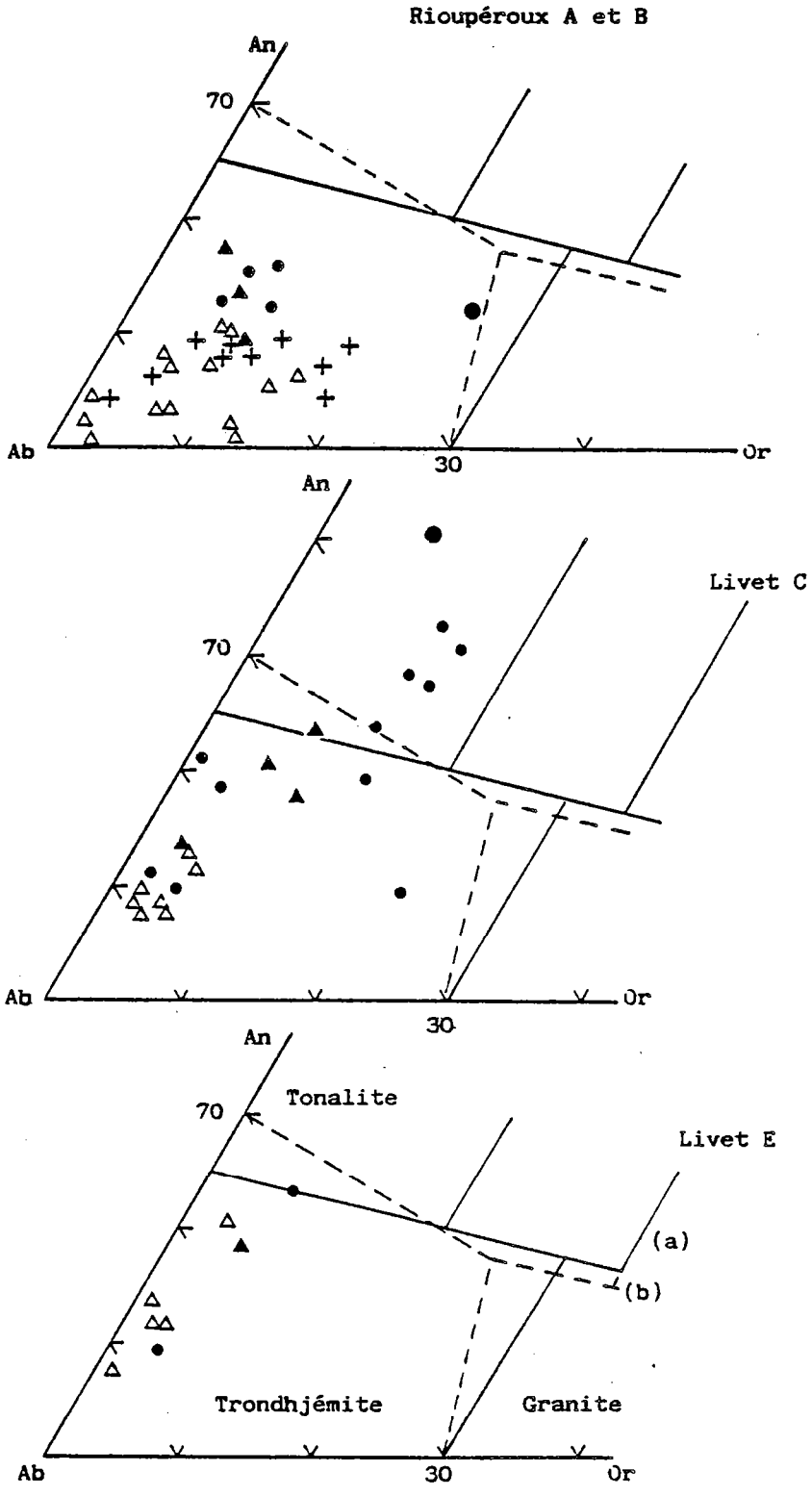
Une synthèse des données chimiques, pour les termes intermédiaires et acides des formations de Rioupéroux et de Livet, est rassemblée dans les tableaux 22 et 23. Elle suggère les observations suivantes :

a) Les **métatrondjémites leuco- et mésocrates** (GPL et MELGPL), les **métadiorites** (DIOR) et les **métakératophyres** (KER) représentent des populations homogènes au niveau de chaque unité. Il en est de même pour les faciès leptyniques à reliques ignées (OLEPT), dont la composition est toujours proche de celle des granites sodiques (GPL).

Par contre, dans l'unité de Livet C, les leptynites, faciès totalement banalisés, couvrent un éventail géochimique relativement large, souligné par les valeurs importantes de l'écart-type. Tous les éléments participent à cette hétérogénéité, elle n'est donc pas imputable à la recristallisation mais résulte de la diversité chimique des protolithes. Ces protolithes sont des termes plus ou moins différenciés (larges variations de Fe, Mg, Zr, etc...).

Fig. 62 - Diagramme Ab-An-Or, limites des champs : (a) selon O'Connor (1965) ; (b) selon Barker (1979).

- ● Amphibolites siliceuses et leptynites
- ● Métadiorites
- ▲ Métatrondhjémites mésocrates
- △ Métatrondhjémites leucocrates
- \+ Métakératophyres



Dans l'unité de Rioupéroux B, où les roches de composition intermédiaire sont rares, le chimisme des leptynites coincide avec celui des trondhjémites leucocrates.

b) Des tests statistiques, prenant en compte les éléments majeurs et certains élément-traces disponibles pour la plupart des échantillons (Zr, Y, Nb, Rb, Sr, Ba), ont été utilisés pour comparer quelques groupes pétrographiques. Le test non paramétrique U de Mann-Withney est employé pour évaluer l'appartenance de deux groupes à une même population (cf. D.3.3.1). La comparaison de plus de deux groupes, comparaison simultanée des trondhjémites des quatre unités par exemple, nécessite l'emploi du test de Kruskall-Wallis, qui représente une extension mathématique du test précédent. Ces deux techniques se fondent sur l'analyse des rangs, avec définition pour chaque groupe et pour une variable considérée d'un rang moyen, puis comparaison de ces rangs moyens. Une description détaillée de ces tests peut être consultée dans Siegel (1956), Davis (1973) et Till (1974). Nous proposons plusieurs niveaux de comparaison :

*** Comparaison des leptynites et des métatrondhjémites** : l'hétérogénéité du groupe des leptynites de l'unité LIVC exclut une comparaison statistiquement valable avec les tronhjémites leuco- et mésocrates. Par contre on note une distribution identique des éléments pour ces même faciès, GPL et LEPT, dans l'unité RIB.

*** Comparaison des amphibolites siliceuses et des termes intermédiaires,** métadiorites et métatrondjémites mésocrates : Sur ces groupes de petite taille, le test de Kruskall-Wallis ne permet pas d'affirmer que les différences observées au niveau des teneurs moyennes soit statistiquement valides. Parmi ces trois groupes, diorites et amphibolites présentent les affinités les plus marquées, alors que les tronhjémites mésocrates sont chimiquement plus évoluées (MgO, CaO plus faibles et enrichissement en éléments incompatibles Ti, Zr, Y, Rb).

*** Comparaison des métakératophyres et des métatrondhjémites leucocrates** associées **dans les même unités** (RIA et RIB) : Les compositions moyennes de ces groupes sont, dans chacune des unités, statistiquement analogues. On soulignera toutefois une dispersion importante des valeurs de Rb, K, Ba, et Nb(?) dans les kératophyres RIB et l'existence de faciès très enrichis en ces éléments.

*** Comparaison des métakératophyres et des métatrondhjémites leucocrates** provenant **des différentes unités** : le test de Mann-Withney confirme l'identité chimique des deux populations de kératophyres de la formation de Rioupéroux (RIA+RIB).

Pour les granites sodiques, nous avons reporté dans le tableau 22 les valeurs des rangs moyens pour chaque groupe(RIA/RIB/LIVC/LIVE). Une analyse de ce tableau montre que quatre éléments discriminent les différents groupes (K, Rb, Y et Nb(?)). Les granites du complexe trondhjémitique (LIVE) sont pauvres en K2O et Rb et enrichis en Y et Nb. Ceci les oppose aux granites des formations de Rioupéroux (RIA+RIB). Les trondhjémites claires de LIVC montrent des caractères intermédiaires, et sont, de surcroit, légèrement moins différenciées (SiO2 et FeO+MgO).

En conclusion, ces comparaisons préliminaires soulignent :

(i) l'identité géochimique des leptynites et des amphibolites siliceuses avec les faciès peu recristallisés, trondhjémites, diorites, kératophyres. On ne distingue donc pas , sur le plan géochimique, les générations magmatiques supposées (métamagmatites 1 et 2).

(ii) l'homogénéité de composition entre faciès plutoniques et sub-volcaniques (GPL/KER) au sein d'une même unité (RIA et RIB). Parmi les kératophyres, il existe des termes plus enrichis en éléments lithophiles (K, Rb, Ba).

(iii) la diversité chimique des granitoïdes appartenant aux diverses unités. On peut grossièrement opposer les trondhjémites leucocrates de Livet (LIVE+LIVC) aux faciès équivalents de Rioupéroux (RIA+RIB). Les différences de chimisme portent sur une distribution contrastée de K, Rb, Y et Nb(?).

Il est intéresssant de constater que les différences de composition observées ne coïncident pas avec la distinction entre métamagmatites 1 et 2 (AMPH siliceuses/DIOR par exemple) mais avec la localisation spatiale des échantillons (Rioupéroux/Livet). L'étude des métabasites a précédement conduit à des conclusions similaires et l'opposition entre les matériaux basique de Livet et de Rioupéroux portait sur les mêmes éléments (amphibolites de RIB enrichies en K, Rb et Ba).

2.5.3 - Sites génétiques et caractères de gisement des roches trondhjémitiques.

Les roches acides hypopotassiques, comparables à celles des formations de Rioupéroux et de Livet, s'observent dans des environnements géologiques variés, continentaux et océaniques. D'après Barker (1979), les sites génétiques possibles pour les suites tonalite-trondhjémite sont les suivantes :

a) Les domaines archéens, "Archean gray gneisses", où ces roches essentiellement plutoniques forment l'essentiel de la croute. Elles peuvent être associées à des ensembles basaltiques et komatiitiques pour constituer des associations bimodales. L'origine cogénétique des deux membres a été largement discutée. Les plutons trondhjémitiques sont parfois tardifs par rapport aux ceintures vertes. Les exemples les plus connus sont ceux des cratons du Groenland, d'Afrique du Sud, de Finlande et d'Australie.

b) Les marges continentales actives du Protérozoique au Cénozoique. La mise en place des massifs est en relation avec le fonctionnement d'une zone de subduction. Ces batholites ont été décrits, entre autres, en Amérique du Nord (Wyoming, Manitoba, Newfoundland) et du Sud (marge andine).

c) L'infrastructure des arcs insulaires. Les plutonites sont géochimiquement comparables et génétiquement liées aux termes effusifs qui constituent l'essentiel, accessible à l'observation, des arcs insulaires. La cote Ouest des USA et les guirlandes d'arcs du Sud-Ouest Pacifique et des Antilles présentent de tels assemblages plutono-volcaniques

d) La croûte océanique et les ensembles ophiolitiques. Les granites sodiques apparaissent en petites masses au toit des cumulats gabbroiques. Ils y sont fréquemment associés aux faciès basiques les plus différenciés (ferrogabbros) et sont toujours largement subordonnés aux termes basiques et ultrabasiques.

e) Les contextes particuliers sans relation directe avec la tectonique globale. Il s'agit par exemple de trondhjémites inclues dans des séries métamorphiques de haut grade et représentant, selon l'interprètation de Nicollet et al. (1978), des produits de fusion de métabasites lors du métamorphisme .

A ces cinq sites répertoriés par Barker, on peut ajouter deux types supplémentaires d'occurence de ces roches hypopotassiques. Le premier (e1) peut être rattaché aux cas d et e, et concerne des matériaux issus de la fusion de roches basiques (gabbros et basaltes) hydratées pendant des déformations affectant, très précocément, des portions de croûte océanique lors de cisaillements intra-océaniques (Pedersen et Malpas, 1984; Karson, 1984 et chap. D.3.2.3), ou plus tardivement lors de l'obduction de cette croute ou pendant son évolution orogénique ultérieure (Size, 1984).

Le second type (f) correspond à un site géotectonique bien défini : Au niveau **d'une croûte continentale amincie**, des stocks de granites sodiques et des laves acides congénères accompagnent l'émission de termes plutoniques et effusifs basiques tholéiitiques. Les bassins paléozoiques du Nord-Est du Massif central français représentent de tels rifts ensialiques (Brévenne, Morvan) (Piboule et al., 1982; Sider et al., 1986). Une origine identique a été proposée par Cocherie et Carpenter (1979) pour la trondhjémite ordovicienne de Douarnenez (Sud-Bretagne).

Scarenzi (1984) fournit une revue détaillée, avec références, des caractères pétrographiques, géochimiques et de gisement associés à chacun de ces sites. De manière résumée, dans les sites a, b, c et f, les roches plutoniques apparaissent sous forme de massifs importants, batholites et stocks. Elles sont intrusives dans des sédiments, des roches basiques et leurs propres équivalents effusifs (b, c, f). Ce gisement s'oppose à celui, beaucoup plus limité et ponctuel, des granitoides de la lithosphère océanique (d) ou issues de fusion partielle locale (e et e1).

La génèse des trondhjémites est expliquée par deux processus majeurs (i) soit par fusion partielle de roches basiques pauvres en potassium (amphibolites, éclogites à quartz, basaltes et gabbros altérés) donnant un magma gabbro-dioritique (ii) soit par cristallisation fractionnée à partir d'une souche basaltique sub-alcaline.

En fait la génèse des trondhjémites est souvent un phénomène complexe avec l'existence d'une différenciation à partir du bain tonalitique ou dioritique issu de la fusion partielle initiale.

De même, l'origine des plagiogranites océaniques et ophiolitiques, est rapportée soit à la différenciation ultime d'un magma tholéiitique, soit à la cristallisation d'un liquide siliceux immiscible avec les liquides ferro-basaltiques résiduels. Enfin dans le cas des granites sodiques océaniques, le caractère hypopotassique peut être originel, mais il a également été démontré que cette composition trondhjémitique pouvait être acquise secondairement par une métasomatose syn- ou postmagmatique liée à l'altération hydrothermale.

D'une manière générale, l'origine des trondhjémites archéennes et des sites continentaux, marges actives et rifts, est interprètée en termes de fusion partielle, alors que les plagiogranites de la croute océanique, et des ophiolites, sont considérés comme les termes différenciés d'un magma basaltique. Dans des sites particuliers de la lithosphère océanique, arcs insulaires, et continentale, croute amincie, les deux phénomènes ont été invoqués.

On ajoutera à ce bref résumé que la détermination de l'origine des trondhjémites est souvent rendue encore plus complexe par l'existence de phénomènes de mélanges fréquemment démontrés au niveau des marges convergentes (Gerlach et Grove, 1982) et des zones de distension sialique (Vogel, 1982 ; Thurston et Fryer, 1983).

Par leur âge paléozoique (Ménot et al., 1984b) et leurs caractères de gisement (Scarenzi et al., 1985b), les granitoides se différencient clairement des tronhjémites archéennes et des plagiogranites océaniques.

L'étude géochimique tentera de préciser leur site originel, vraisemblablement continental, sur une marge active ou au niveau d'un rift.

2.5.4 - Caractères géochimiques et signification géodynamique.

La détermination du site originel des métamagmatites acides présentent davantage de difficultés que dans le cas des métabasites. D'une part, les éléments les plus fréquemment utilisés pour la typologie des roches ignées siliceuses (alcalins, silice) figurent parmi les plus sensibles aux remobilisations d'origine métamorphique ou deutérique. D'autre part, les données chimiques disponibles sont beaucoup moins abondantes, ce qui limite la validité des comparaisons statistiques. De plus la corrélation de ces données avec le site génétique n'est pas toujours parfaitement définie : l'observation des granites, en particulier, implique une destruction partielle de leur environnement primitif. Enfin, le comportement des éléments en traces, HFS et REE, qui était relativement simple à cerner dans les liquides basiques en raison de leur forte incompatibilité (éléments hygromagmaphiles), est nettement plus complexe dans les bains siliceux. Les schémas pétrogénétiques classiques, considérant l'évolution relative des teneurs, sont perturbés par la perte d'incompatibilité de ces éléments liée à la cristallisation des minéraux accessoires et à des processus complexes affectant les magmas siliceux (effet des phases volatiles, polymérisation, etc...). En toute rigueur, l'étude géochimique des matériaux acides nécessite l'analyse conjointe des compositions de la roche totale et de ses phases minérales ; c'est encore rarement le cas.

Pour les tronhdjémites, plusieurs auteurs ont proposé une discrimination géochimique des sites originels. Le caractère continental est marqué par de fortes teneurs en Al (Barker, 1979), en K (Coleman et Peterman, 1975) et en Rb (Coleman et Donato, 1979; Pearce et al., 1984b). Les teneurs relatives en Y, Zr et Nb permettent des distinctions plus fines entre plagiogranites océaniques, granites de marges convergentes et granites ensialiques (Pearce et Gale, 1977 ; Harris, 1982 ; Pearce et al., 1984b).

a) Distribution de Al, Rb et Sr.

Pour la valeur seuil de 70% de silice, les teneurs en Al2O3 sont proches, voire légèrement supérieures à 15% (fig.63). Les trondhjémites et kératophyres de Rioupéroux et de Livet présentent ainsi un caractère intermédiaire entre les "High-Al types" des domaines continentaux (15 à 17%) et les "Low-Al types" des domaines océaniques (12 à 13% pour les granites des rides océaniques). Les rhyodacites des arcs insulaires (Ewart, 1979) et les trondhjémites des zones de distension continentales (Cocherie et Carpenter, 1979 ; Piboule et al., 1982) possèdent un rapport silice-alumine comparable à celui des roches de Rioupéroux et Livet. On ne note aucune différence entre les roches des diverses unités.

Les teneurs relatives en Rb et Sr sont, d'après Coleman et Peterman (1975) et Coleman et Donato (1979), symptomatiques des différents types de trondhjémites s.l.. Le rapport Rb/Sr augmente depuis les plagiogranites de croute océanique (+/- 0.01) jusqu'aux granophyres continentaux (+/-1). Cette augmentation est corrélée avec l'abondance croissante de la biotite, au détriment de l'amphibole. Les tronhjémites archéennes et des marges continentales actives occupent une position intermédiaire avec un rapport Rb/Sr voisin de 0.01.

Ce diagramme discrime globalement les granitoides générés par cristallisation fractionnée à partir d'une souche basaltique, à teneurs en Sr faibles, de ceux issus d'une fusion partielle crustale. Pour les premiers, les valeurs très contrastées de Rb traduisent la nature continentale ou océanique du site génétique (plagiogranites océaniques/granophyres continentaux).

Pour les roches de Rioupéroux et Livet, l'efficacité de cette représentation est altérée par la mobilité postmagmatique de Rb. On note cependant un regroupement des analyses en fonction de la provenance des matériaux (fig.64). Les granitoides et faciès associés de Livet et de Rioupéroux se distinguent par des rapports respectivement inférieurs et supérieurs à 0.1. Il n'existe pas de différences notable entre les unités d'une même formation.

Dans l'unité de Livet C, l'évolution des termes intermédiaires vers les termes siliceux se marque par une forte diminution des teneurs en Rb, associé au fractionnement biotitique.

A Rioupéroux, certains kératophyres de RIB sont enrichis en Rb, ce qui s'accorde avec leur caractère plus potassique.

Par rapport aux domaines définis par Coleman et Donato (1979), les granitoides de Livet occupent un champ compris entre les plagiogranites océaniques et les trondhjémites continentales, ceux de Rioupéroux présentent une analogie plus marquée avec les différenciats des lignées tholéiitiques à affinités continentales.

b) Distribution de Zr, Y et Nb

Le comportement de ces éléments dans les granites et les termes volcaniques équivalents a été discuté par Pearce et Gale (1977), Harris (1982) et de façon plus synthétique par Pearce et al., (1984b). Les roches de contexte intraplaque, continental ou océanique (WPG), et les plagiogranites des rides médio-océaniques, normales et anormales (ORG issus de N et de E-MORBs) sont plus riches en Y que les granitoides des marges convergentes (VAG). Par contre, seuls les matériaux intraplaque et les différenciats de tholéiites abyssales enrichies (E-MORBs) sont, comme leurs sources basiques, caractérisées par des valeurs fortes en Nb et en Zr.

Dans les formations de Rioupéroux et de Livet (fig. 65 a, b, c et 66), les roches présentent des caractères ambigus :

* Leurs teneurs en Y et Zr s'intègrent dans le domaine de transition typique à la fois des WPG (granites intraplaque) et des VAG (granites d'arcs volcaniques) (Harris, 1982), domaine des WPG et des VAG respectivement pauvres et riches en Rb selon Pearce et Gale (1977). On notera la décroissance classique de Zr, consécutive à la cristallisation du zircon, pour les roches les plus siliceuses.

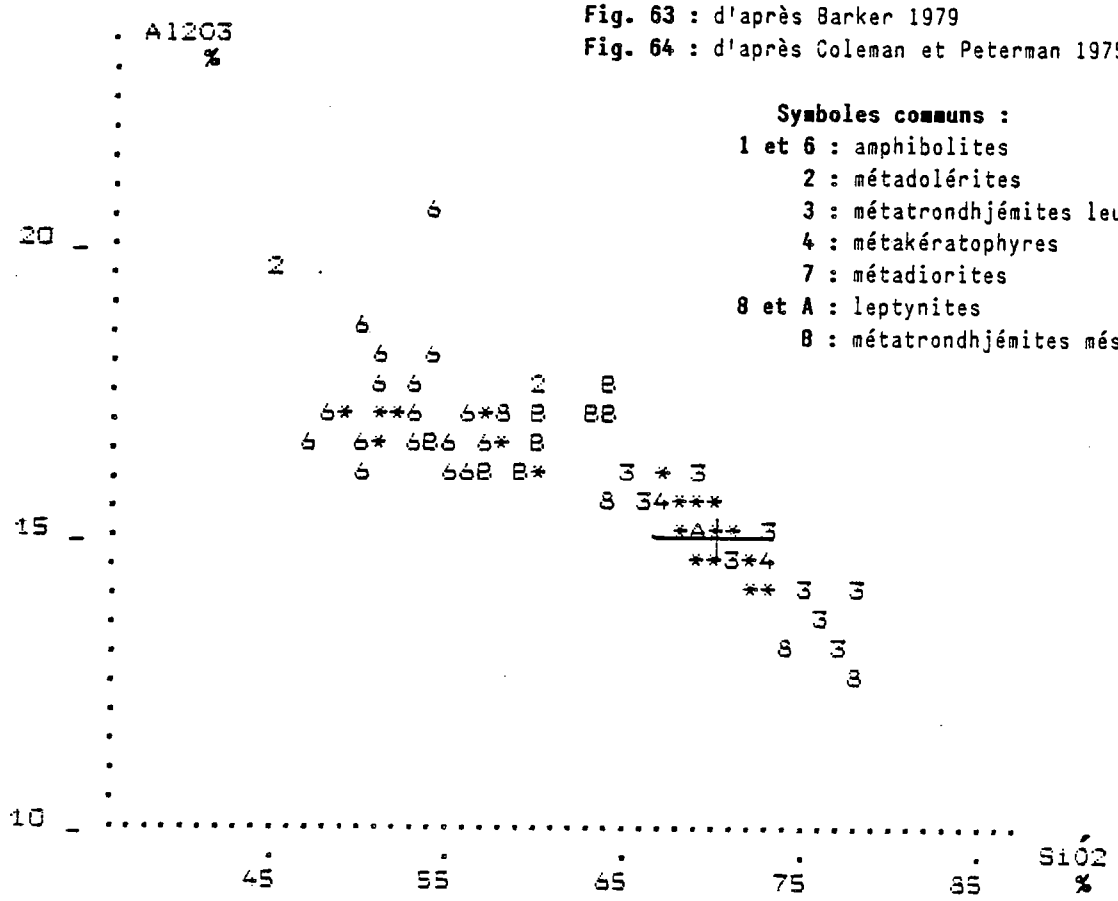
* Les teneurs en Nb relativement élevées sont symptomatiques d'un site intraplaque ou d'une cristallisation à partir de E ou T-MORB.

Ces caractéristiques sont bien visualisées sur le diagramme Nb vs. Y (fig.66) : Les termes siliceux (GPL et KER) se distribuent de part et d'autre de la limite séparant les granites d'arcs volcaniques des granites WPG particuliers, mis en place au droit d'une croute continentale amincie (Pearce et al., 1984b). Ces mêmes auteurs soulignent qu'une contamination crustale induit une dérive des compositions vers de plus faibles teneurs en Y et Nb et un déplacement des points représentatifs des échantillons contaminés du champ WPG vers le champ VAG.

Fig. 63 et 64 - Caractérisation géochimique des métamagmatites acides des formations de Rioupéroux et de Livet.

Fig. 63 : d'après Barker 1979
Fig. 64 : d'après Coleman et Peterman 1975

Symboles communs :
1 et 6 : amphibolites
2 : métadolérites
3 : métatrondhjémites leucocrates
4 : métakératophyres
7 : métadiorites
8 et A : leptynites
B : métatrondhjémites mésocrates



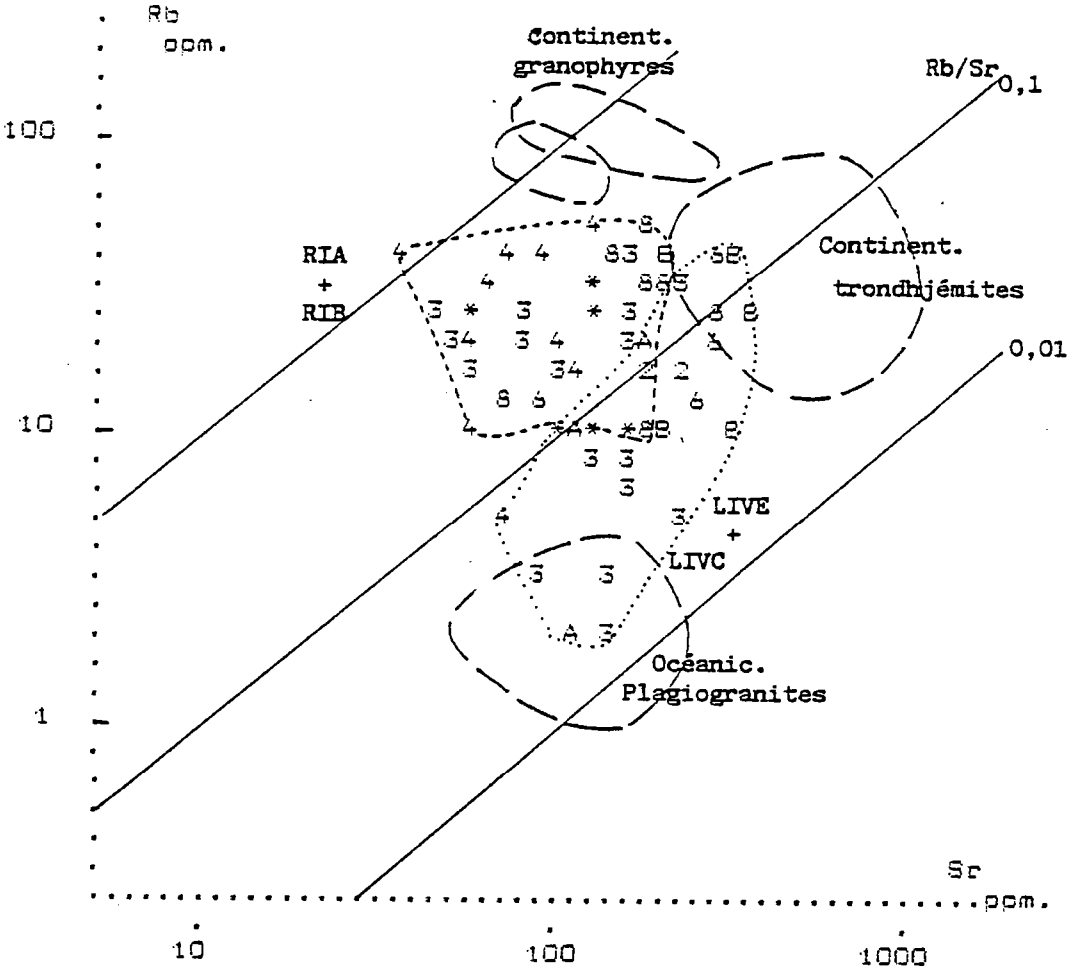


Fig. 65A - Caractères géochimiques et sites géotectoniques - Métamagmatites acides des formations de Rioupéroux et de Livet. D'après Harris, 1982 ; Pearce et al. 1984b.

Symboles :
4 : métatrondhjémites leucocrates
5 : métakératophyres
7 : amphibolites siliceuses
8 : métadiorites
9 et A : leptynites
B : métatrondhjémites mésocrates

WPG : granites de sites intraplaques
VAG : granites d'arcs volcaniques
A : limite supérieure des VAG
B : limite inférieure des WPG (Harris 1982)

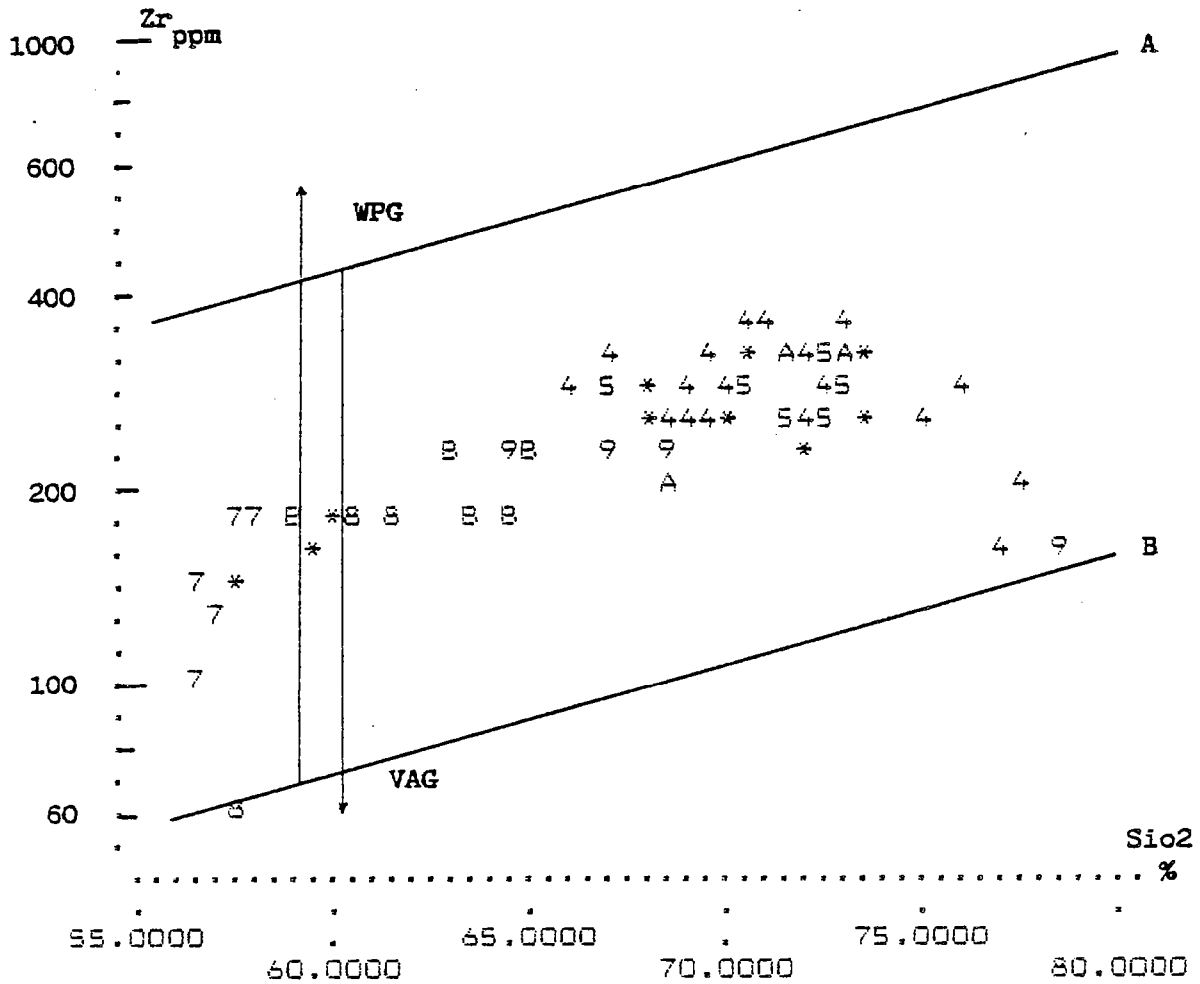
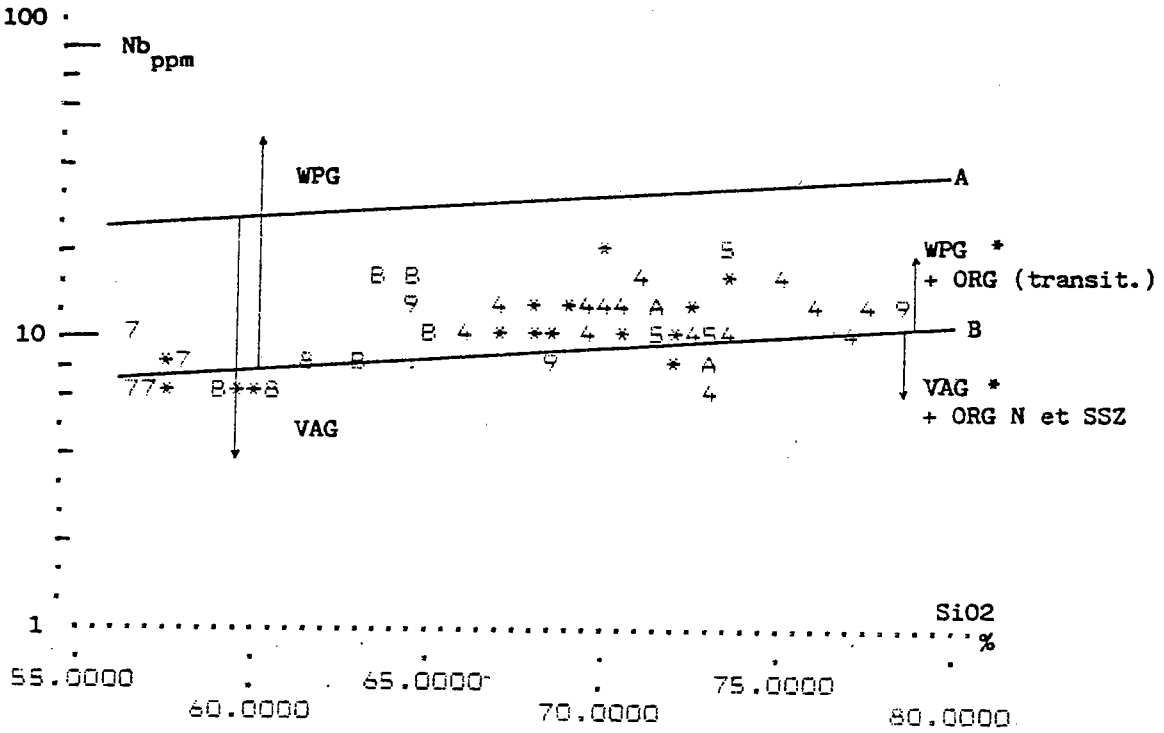


Fig. 65B et C - Caractères géochimiques et sites géotectoniques - Métamagmatites acides des formations de Rioupéroux et de Livet.
D'après Harris, 1982 ; Pearce et al. 1984b.

Symboles et légende : idem. Fig. 65a sauf *



*** cf. Pearce et al. 1984b**

ORG (transit.) : différenciats des T et E-MORBs
SSZ-ORG : différenciats des ophiolites SSZ
ORG N : différenciats de N-MORBs

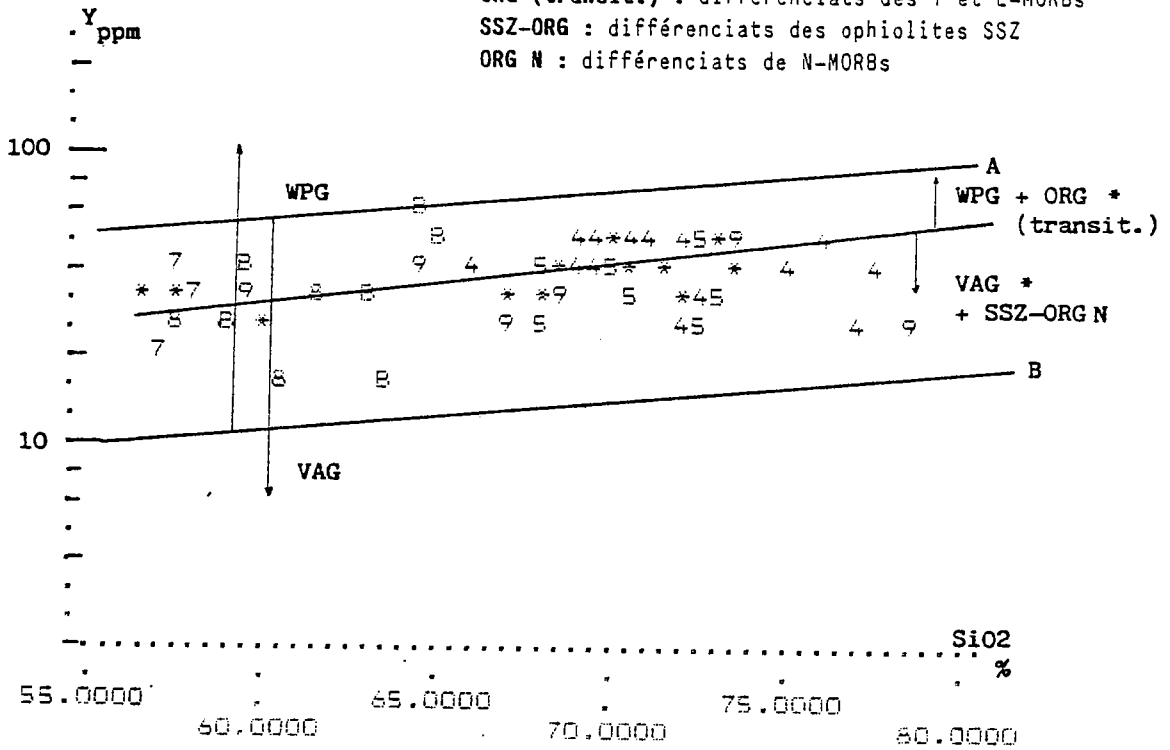
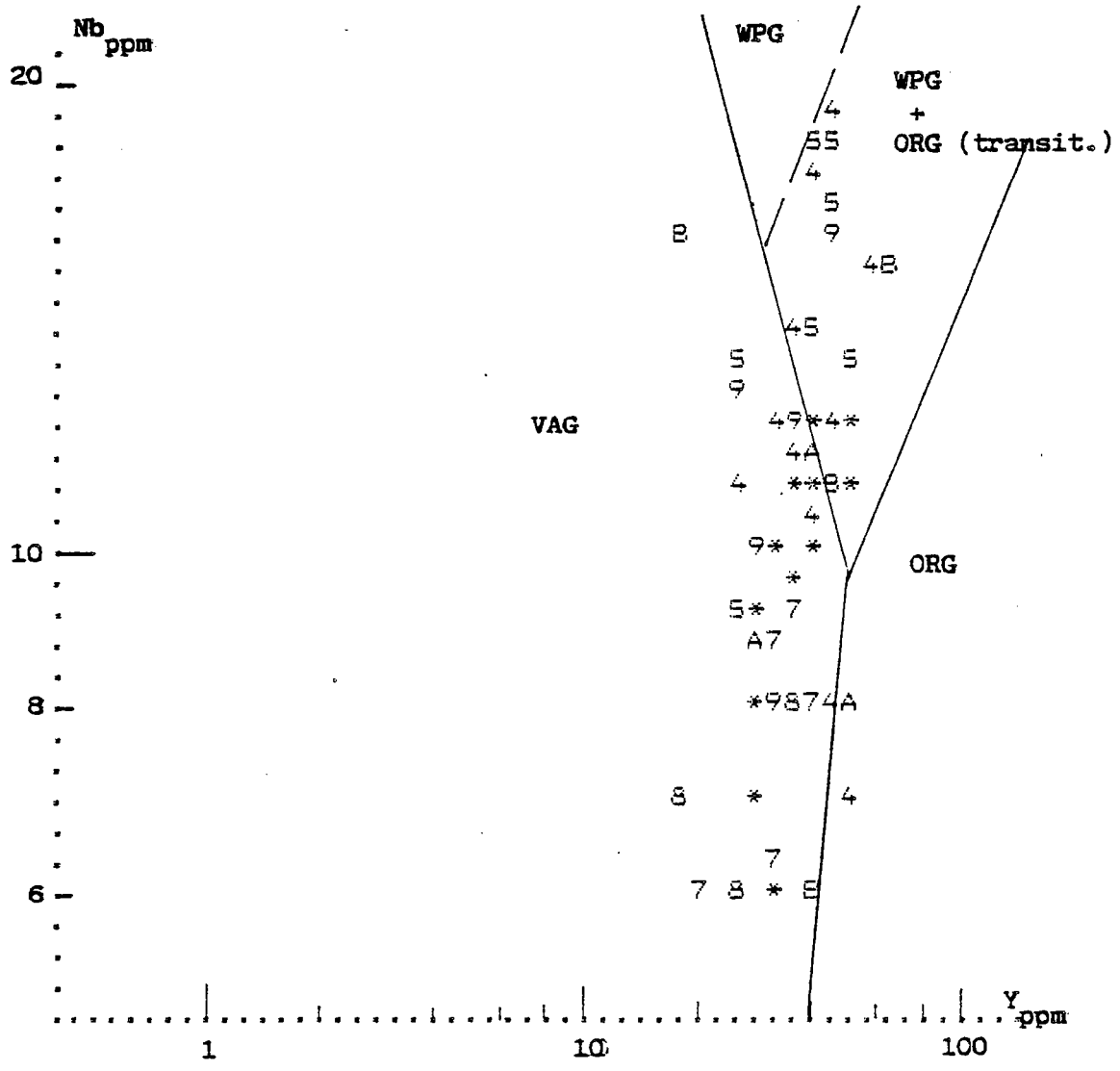


Fig. 66 - Caractères géochimiques et sites géotectoniques - Métamagmatites acides des formations de Rioupéroux et de Livet. D'après Pearce et al. 1984b.

Symboles : idem. Fig. 65a, b et c.



L'évolution des compositions des diorites aux granites s'accompagne d'un fort enrichissement en Nb et d'une faible variation de Y.

Cette représentation met en évidence l'existence de deux types de trondhjémites mésocrates : les unes pauvres en Nb sont comparables aux amphibolites siliceuses et aux diorites, les autres ont des teneurs identiques à celles des granites. Les deux types se distribuent indifféremment dans les diverses unités lithotectoniques et cette distinction suggère l'existence de processus génétiques variés.

c) Distribution des Terres rares

Elle se caractérise par une grande homogénéité (fig.67A). Tous les faciès présentent un profil concave qui correspond à un fractionnement des LREE (60 à 80 x chond.). Les HREE ont des teneurs comprises entre 20 à 30 fois les valeurs chondritiques.

A Livet, les trondhjémites mésocrates et leucocrates possèdent les mêmes teneurs globales. Les premières se distinguent seulement par une absence d'anomalie en Eu et par des rapports La/Yb_N légèrement plus faibles que dans les termes plus siliceux. Les leptynites sont strictement identiques aux métagranitoides.

A Rioupéroux, les profils des trondjémites et kératophyres de RIB se différencient par une discrète dépression entre Gd et Er et par une anomalie négative en Eu moins marquée. Un fractionnement plus important d'amphibole, ou une proportion plus importante de ce minéral dans la phase résiduelle dans le cas d'une fusion partielle, pourraient rendre compte de ces particularités de distribution (Cullers et Graf, 1984).

D'un point de vue pétrogénétique, l'augmentation de SiO_2, des termes intermédiaires aux termes acides, ne s'accompagnent pas d'un enrichissement global en REE mais seulement d'un faible accroissement du rapport LREE/HREE.

D'après la distribution des REE, les trondhjémites et roches associées de Rioupéroux et de Livet sont radicalement différentes de la plupart des trondhjémites continentales, très déprimées en HREE. Ces dernières proviennent de la fusion partielle d'une croute granulitique où le grenat demeure dans la fraction résiduelle (cf. Weaver et Tarney, 1980 ; Jahn et al., 1981, Longstaffe et al., 1982 ; Pride et Moore, 1983).

Elles peuvent par contre être comparées à deux autres types de roches siliceuses hypopotassiques (fig. 67B). Les unes sont ensialiques et jalonnent des zones de distension crustale, rifts ou proto-rifts (Barker et al., 1976 ; Cocherie et Carpenter, 1979) et bassin marginaux (Saunders et al. (1979). Les autres appartiennent à des arcs insulaires (Baker, 1984; Gill et Stork, 1979). Ces granitoides sont interprétés comme les produits (i) d'une fusion partielle d'amphibolites sans grenat (Cocherie et Carpenter, 1979) et de roches supracrustales (Saunders et al., 1979) ou (ii) de la différenciation d'un magma basique par cristallisation fractionnée (tholéiites continentales Thurston et Fryer, 1983 ; tholéiites d'arc : Baker, 1984). Mais souvent le problème de l'origine reste ambigue et les auteurs ne tranchent pas entre les deux alternatives précédentes (Gill et Stork, 1979 ; Barker et al., 1976) ou démontrent la coexistence des deux processus (Thurston et Fryer, 1983).

d) Normalisation des teneurs par rapport à la composition des granites de rides océaniques (ORG).

Par analogie avec la démarche adoptée pour l'étude géochimique des roches de composition basaltique, Pearce et al. (1984b) proposent de normaliser la composition des granitoïdes étudiés en prenant pour référence la composition théorique d'un granite issu de la différenciation d'un magma tholéiitique de type N-MORB, au niveau d'une ride médio-océanique normale. Cette composition résulte donc du processus pétrogénétique le plus simple possible et toute anomalie par rapport à ce référenciel témoigne de phénomènes particuliers, souvent en relation étroite avec le site géotectonique : modification de la source mantellique, contamination crustale, modalités originales de la cristallisation fractionnée.

Fig. 67A - Distribution des Terres rares dans quelques métamagmatites acides des formations de Rioupéroux et de Livet. (chondrite C3 : Nakamura, 1974).

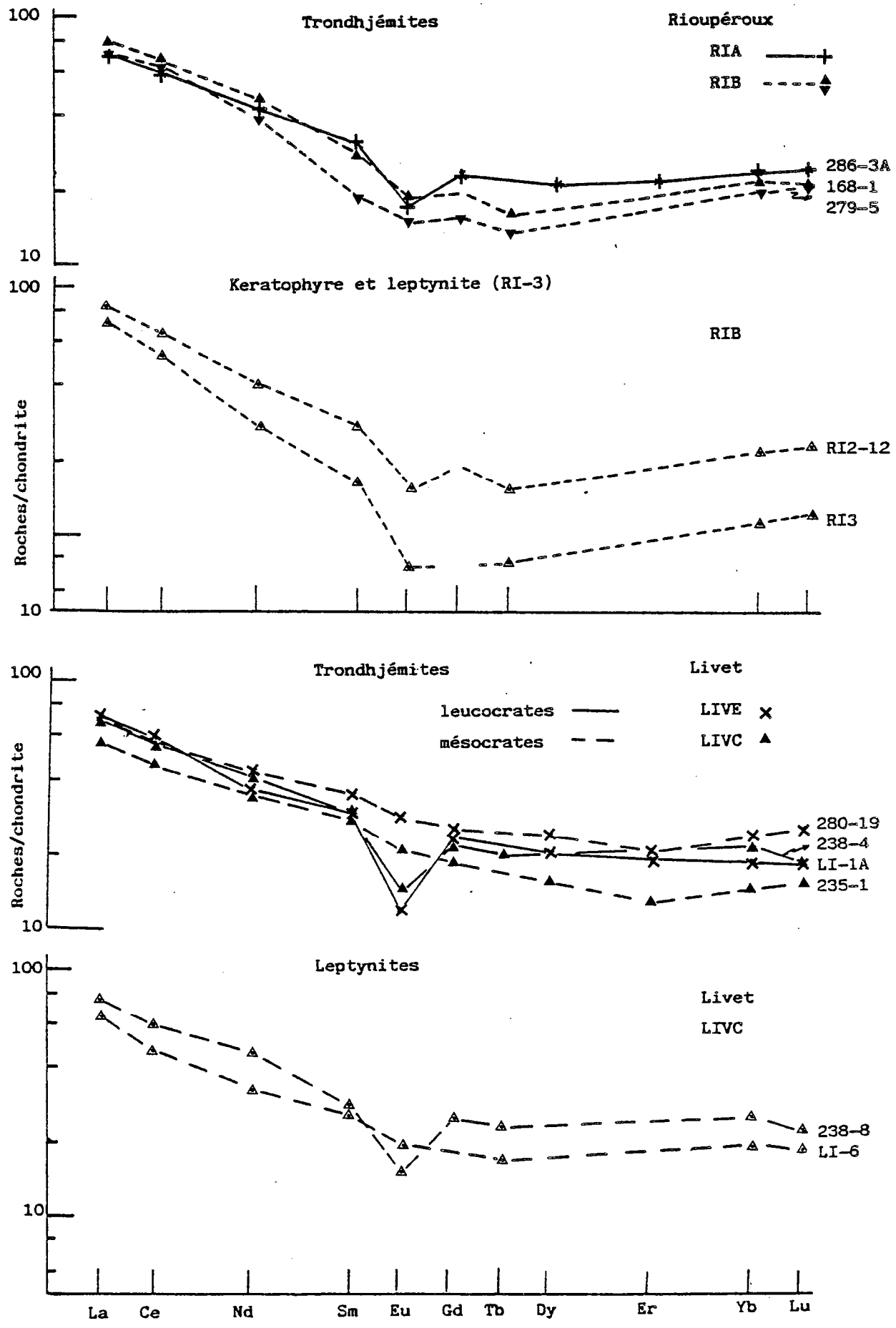
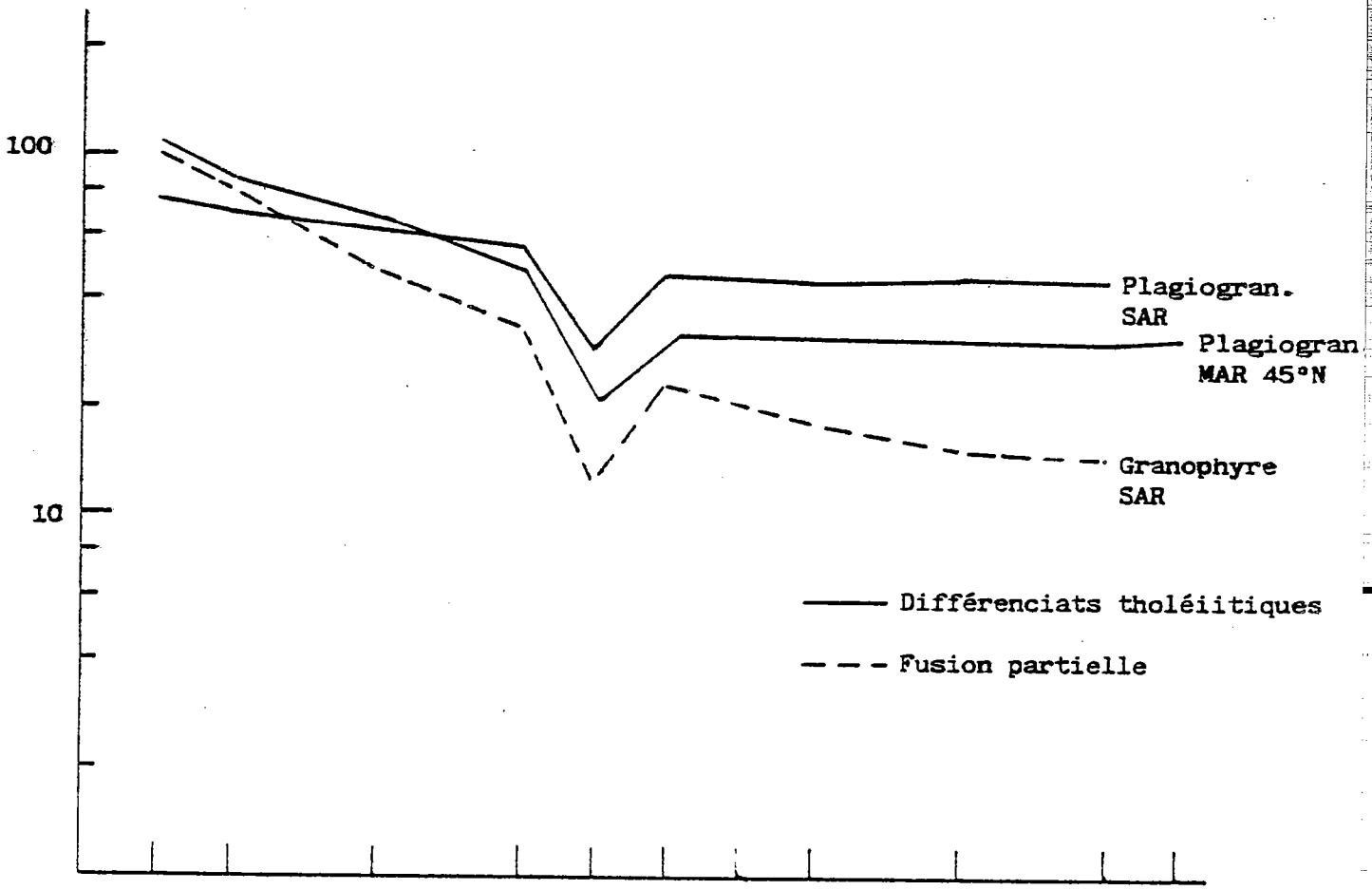


Fig. 67B - Distribution des Terres rares pour quelques granitoïdes hypo-potassiques appartenant à divers environnements géotectoniques.

Références : SAR - Sarmiento (Chili) - ophiolite, Saunders et al., 1979.
MAR - Ride océanique médio-Atlantique "anormale", Aldiss, 1981.
Douarnenez (France) - croûte continentale amincie, Cocherie et Carpenter, 1979.
Rio Brazos (USA) - croûte continentale amincie (?), Barker et al., 1976.



Fusion partielle

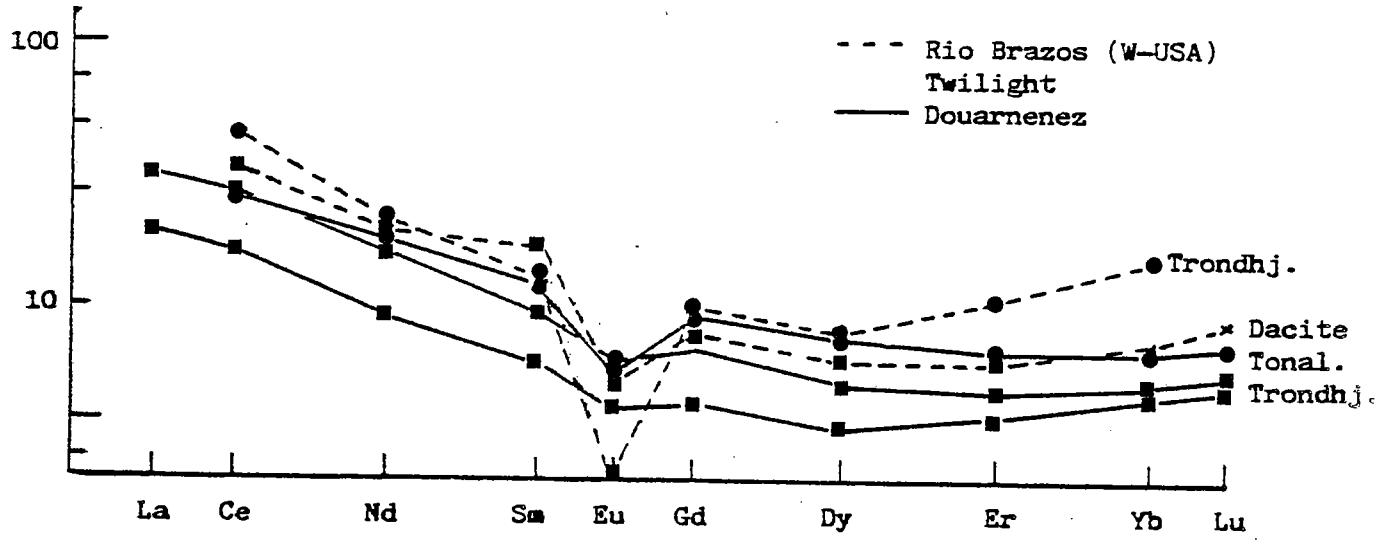


Fig. 68A - Normalisation à la composition théorique d'un granite de ride océanique; valeurs de normalisation : Pearce et al., 1984b.

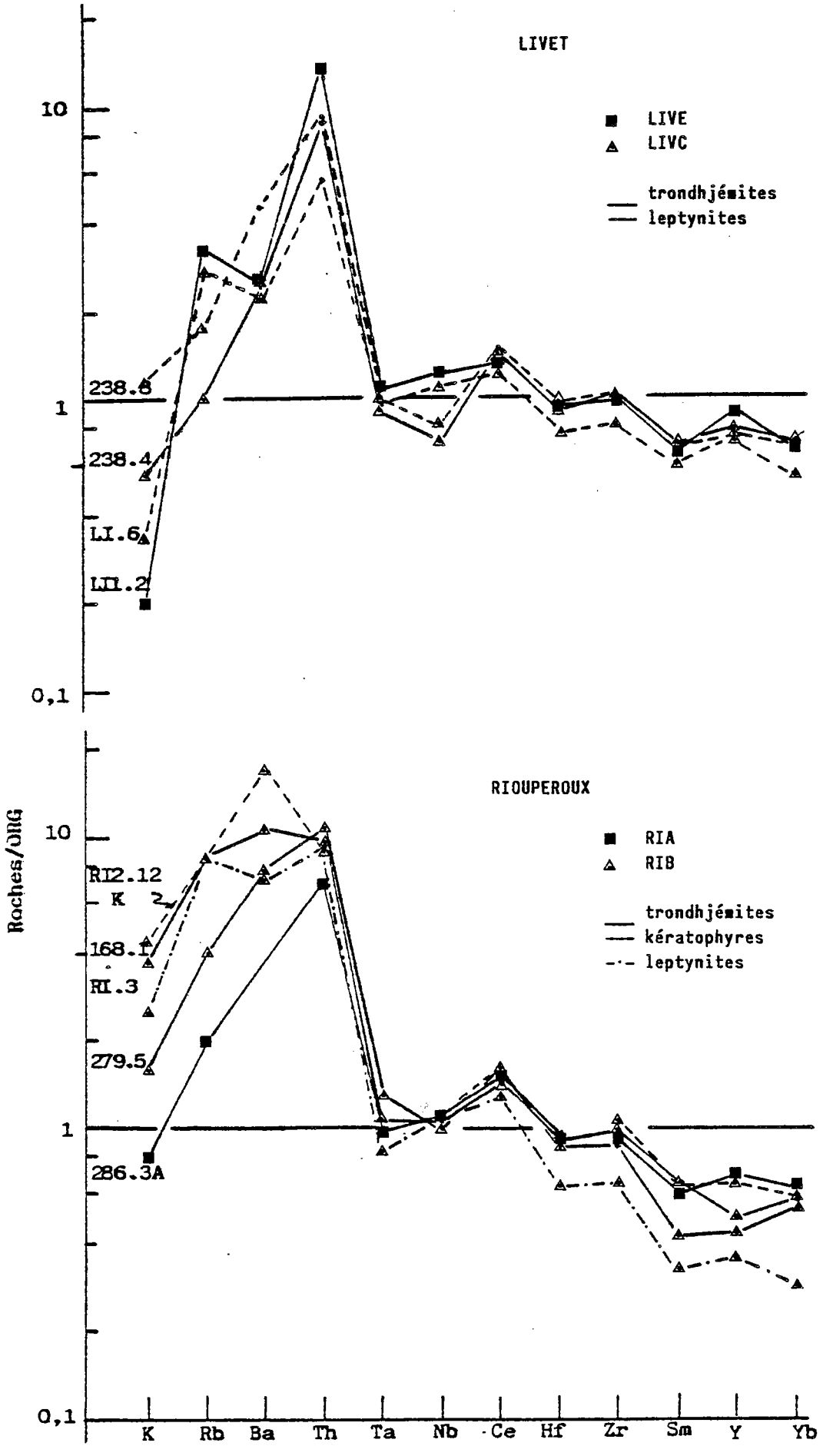
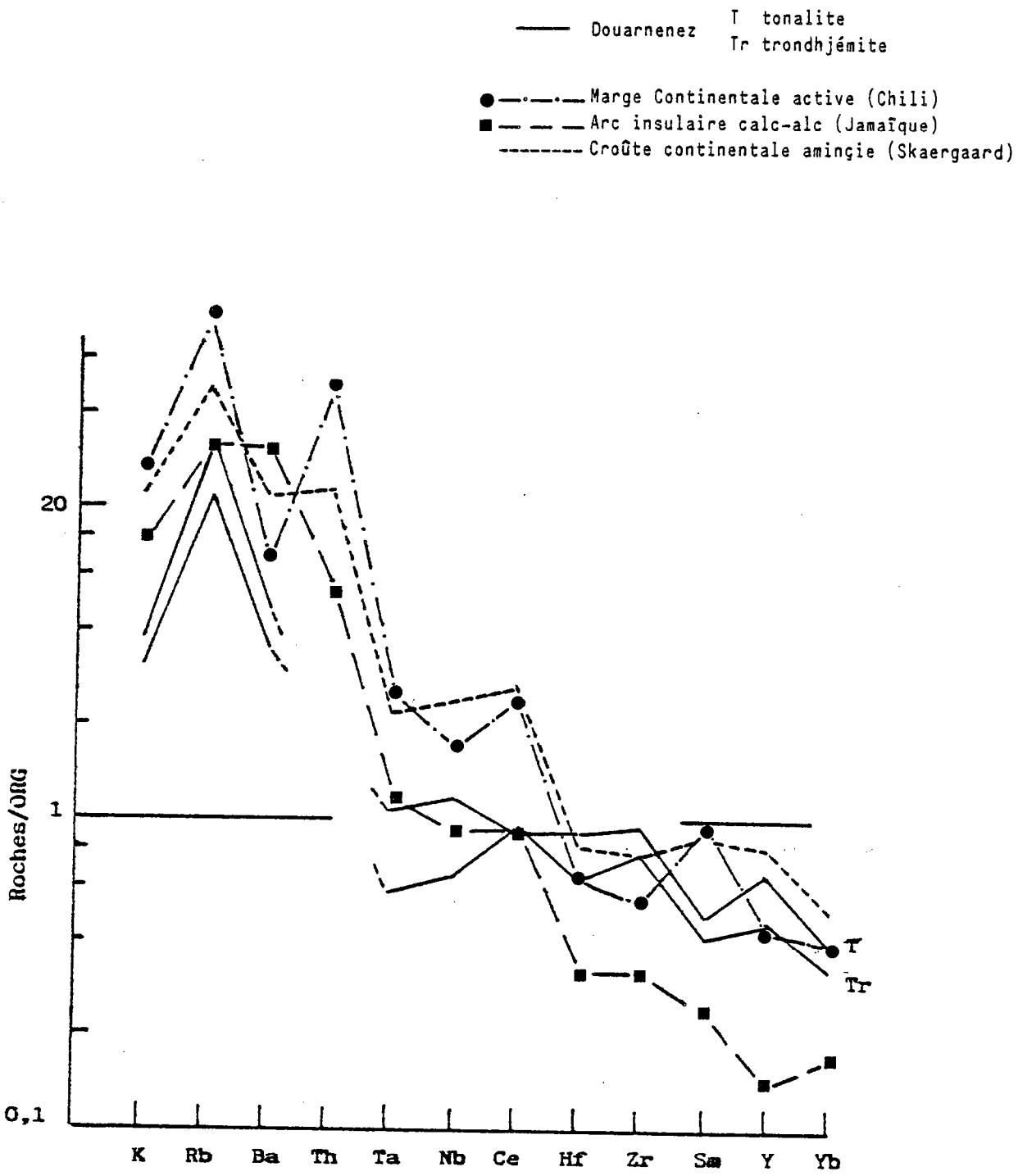


Fig. 688 - Compositions normalisées aux ORG (Pearce et al. 1984b) de quelques granites de marges convergentes et de zones de distension ensialique. Références in Pearce et al., 1984b et Douarnenez (proto-rift) in Cocherie et Carpenter, 1979.



Les caractéristiques majeures des granitoides de Rioupéroux et de Livet apparaissent clairement (fig. 68a et b).

* Leurs teneurs en éléments HFS (Ta à Yb, sauf Ce) sont comparables à celles des différenciats de tholéiites abyssales (Nb et Ta proches de l'unité). La pente légèrement négative des profils entre Sm et Yb traduit le rôle de l'amphibole dans la génèse de ces roches. Ce rôle est pratiquement négligeable au niveau des rides médio-océaniques (profil plat des ORG).

* Ils montrent un enrichissement important en éléments lithophiles (LIL). Cet enrichissement est par ailleurs contrasté suivant les formations :

- A Livet, il concerne essentiellement Th (x 6 à 12). Les valeurs de Rb et Ba restent relativement faibles (x 2 à 4) et celles de K2O inférieures ou égales à l'unité. Enfin une anomalie positive en Ce se manifeste sur tous les échantillons.
- A Rioupéroux, le granite sodique de l'unité RIA (286-3A) est chimiquement identique aux trondhjémites de Livet, alors que les roches de la forêt de Rioupéroux (RIB) s'en distinguent par leur nature plus potassique (x 2 à 4) et par un enrichissement conjoint en Rb et Ba et Th.

Ces caractères témoignent d'une incidence crustale sur le chimisme des granitoides du SW de Belledonne (Thompson et al., 1982 ; Cox, 1983 ; Pearce, 1983). L'allure des profils suggère des analogies géochimiques avec les granites générés au niveau de croute continentales amingies et des marges continentales actives (Pearce et al., 1984b). Ces affinités sont particulièrement nettes pour les roches siliceuses de Rioupéroux riches en K, Rb et Ba. Ces mêmes éléments présentent, pour les matériaux de Livet et de l'unité de Rioupéroux A, des teneurs intermédiaires entre celles des ORG et des WPG-VAG. La distribution des éléments dans les trondhjémites, kératophyres et leptynites de RIB est également identique à celle des granitoïdes de Douarnenez (Cocherie et Carpentier, 1979).

2.5.5. - Conclusions partielles

Nous dégagerons trois résultats principaux de cette typologie chimique des roches acides et intermédiaires des formations de Rioupéroux et livet.

* Il existe une homogénéité géochimique globale des métamagmatites acides des différentes unités, roches hypopotassiques et sodiques de la suite tonalite-trondhjémite.

* Aucune différence n'apparaît entre les leptynites et les faciès ignés peu recristallisés (métamagmatites 1 et 2 (?)). Les seules nuances géochimiques concernent les roches, leptynites, kératophyres et granites de l'unité de la forêt de Rioupéroux qui sont enrichies en potassium, rubidium et baryum.

* Ces roches se distinguent des plagiogranites océaniques par un enrichissement important en Th et moindre, sauf pour les roches de l'unité RIB, en K, Rb et Ba. Elles sont par contre très proches de ces mêmes différenciats par leurs teneurs en REE et HFS.

Enfin, il est intéressant de constater que cette répartition des éléments est remarquablement identique à celle que nous avons décrite auparavant pour les métabasites.

Cette signature géochimique commune nous paraît témoigner d'une magmatogénèse au niveau d'un domaine ensialique très amingi, les deux groupes d'éléments attestant d'une source mantellique (HFS) et d'une "contamination" sialique plus ou moins importante (LIL).

2.6 - Pétrogénèse

L'objet de ce chapitre sera de révéler les mécanismes pétrogénétiques susceptibles d'engendrer ces diverses métamagmatites rencontrées dans les formations de Rioupéroux et de Livet. L'aspect quantitatif n'est pas traité et sera abordé dans un travail en cours, faisant appel à des compléments analytiques indispensables en REE, Th, Hf et à la géochimie isotopique.

2.6.1 - Relations entre métamagmatites basiques et acides.

a) Hypothèses de travail :

L'utilisation des diagrammes de Miyashiro, SiO2 et TiO2 vs. FeO tot./MgO, (fig 52) qui visualisent les tendances évolutives des métamagmatites, suggère l'existence de plusieurs types de roches acides de intermédiaires, en relation avec l'existence de deux suites magmatiques :

- une ou plusieurs lignées basiques sub-alcalines, dont la différenciation conduit à des termes siliceux à rapports FeO/MgO élevés.
- une lignée acide, caractérisée par l'absence de corrélation entre SiO2 et TiO2 et l'indice de différenciation.

Des roches de composition tonalitique ou dioritique se disposent en position intermédiaire entre les deux tendances évolutives acide et basique.

L'existence de ces lignées et d'éventuels hybrides est confortée par les observations de terrain. En effet, on a pu montrer qu'il existait des relations chronologiques complexes entre les métamagmatites acides et basiques (Scarenzi et al., 1985b ; Ménot, 1986) :

(i) dans l'unité de la Balme (LIVC) les granitoïdes apparaissent tardifs et intrusifs dans des métabasites à structuration métamorphique précoce.

(ii) dans l'unité de Rioupéroux s.s. (RIA) on observe des figures de "mélanges" attestant de la mise en place simultanée de magmas acides et basiques (286-3A et 286-3B). Mais ces mêmes granitoïdes contiennent, en enclaves anguleuses, des fragments de leptynites foliées.

b) Mise en évidence des processus pétrogénétiques :

L'examen du comportement éléments hygromagmatophiles peut permettre de résoudre cette question (Joron et al. (1978)). Les teneurs de deux éléments, qui diffèrent par leur coefficients de distribution solide/liquide, vont évoluer de manière contrastée en fonction du processus pétrogénétique mis en jeu. Ainsi, lorsqu'on reporte dans un diagramme rectangulaire les teneurs de deux éléments plus ou moins hygromagmatophiles, (HYG +) et (HYG -), les processus sont visualisés de la manière suivante (fig.69a) :

- modèle de cristallisation fractionnée : les échantillons s'alignent sur une droite passant par l'origine. Cet alignement correspond à un enrichissement conjoint des deux éléments, leur rapport reste constant jusqu'à la perte d'incompatibilité de (HYG-).
- modèle de fusion partielle : les points se disposent sur une courbe convexe. Pour un faible taux de fusion, les teneurs en (HYG+) décroissent rapidement, celles de (HYG-) sont pratiquement constantes. L'augmentation du taux entraîne la diminution des valeurs des deux éléments.
- modèle de mélange : les matériaux hybrides matérialisent une droite ne passant généralement pas par l'origine.

Dans une projection (HYG+)/(HYG-) vs. (HYG+) (fig.69b), l'évolution par cristallisation fractionnée s'exprime par une droite sub-parallèle à l'axe des abscisses. La fusion partielle se matérialise par une droite dont la pente et l'ordonnée à l'origine dépendent du coefficient de distribution global et des teneurs initiales. Les faciés résultant du mélange se localisent sur une courbe.

*** Application aux métamagmatites de Rioupéroux et de Livet :** distribution des Lanthanides et de Th, Hf et Ta (Tabl. 21).

Différents diagrammes opposant des éléments hygromagmatophiles ont été construits, Ce vs.Yb, Th vs.Ce, Th vs.Hf et Th vs.Ta (fig. 70a,b,c,d). L'examen de ces différents diagrammes permet de constater qu'il n'existe pas relation génétique simple entre toutes les roches étudiées. En effet, pour certains échantillons, la distribution varie selon le référenciel considéré.

Trois groupes de roches peuvent être distingués :

(i) Le premier groupe comprend les métabasites et la leptynite LI6. En accord avec les résultats du chapitre 2.4.2, les relations entre les divers éléments HYG confirment une

filiation par cristallisation fractionnée des protolithes des diverses amphibolites. La leptynite LI6 constitue un terme différencié de cette suite basique. Tous les échantillons montrent des valeurs comparables pour les différents rapports considérés, Ce/Yb, Th/Ce, Th/Hf et Th/Ta. La dispersion observée pour ces valeurs est faible et ne paraît pas impliquer l'existence de plusieurs lignées basiques.

(ii) Le second groupe inclue des trondhjémites (LI 1-2, 238-4, 286-3A (?) et une leptynite (238-8). Il se caractérise par un découplage entre les éléments hygromagmaphiles. Ces roches possèdent des rapports Ce/Yb comparables à celui de la leptynite LI-6, et un caractère plus différencié (teneurs en SiO2 et Zr plus élevées), elles pourraient donc dériver de la même souche basique. Par contre les valeurs nettement plus fortes de Th/La, Th/Hf, Th/Ce sont incompatibles avec cette interprétation simple. L'augmentation de ces rapports ne peut être attribuée à un fractionnement important d'amphiboles ou de biotites car il perturberait également le rapport Ce/Yb. Le cachet particulier de ces roches résulte plus vraisemblablement d'un enrichissement en Th par contamination crustale. Ce phénomène a déjà été évoqué lors de l'étude typologique . Enfin, on observera (fig.70a) la distribution très différente des trondhjémites mésocrates, 235-1 et 280-19, qui souligne leur diversité d'origine. L'une, 235-1, s'intègre assez bien dans le schéma précédent et représente un stade intermédiaire de la différenciation. Par contre, le chimisme peu évolué, en fonction des éléments majeurs, de la seconde, 280-19, s'accorde mal avec sa position parmi les termes les plus évolués de la lignée basique.

(iii) Le troisième groupe est constitué par les autres métamagmatites acides et intermédiaires. Il se différencie des deux premiers groupes par ses rapports Ce/Yb élevés. Ce lot paraît lui-même composite, il est en effet difficile d'établir une relation simple entre les diverses roches, en prenant en compte leur degré de différenciation, leur composition en éléments majeurs et le comportement relatif des HYG. Ces roches sont vraisemblablement générées selon des processus divers, éventuellement conjugués. Plusieurs de ces processus sont évoqués ci-dessous, mais, au stade actuel de l'étude, leur influence réelle n'a pu être démontrée de façon satisfaisante.

Les données ont été reportées dans des diagrammes (HYG+)/(HYG-) vs. (HYG +) (fig.71a et b). La distribution est comparable dans les deux cas (Th/Hf vs. Th et Ce/Yb vs. Ce). On constate un étalement relatif des termes basiques qui traduit soit des hétérogénéités mantelliques ou des variations du taux de fusion partielle mantelliques, soit des contaminations crustale (Th).

Cette représentation permet de conforter l'hypothèse d'une origine par différenciation d'un magma basique pour certaines roches (leptynite LI6, trondhjémite mésocrate 325-1 et roches du deuxième groupe (LI-12, 238-4, 238-8 et 286-3A). Elles seraient ainsi congénères des métabasites.

La distribution des autres métamagmatites acides semble, sur ces représentations, plus facile à interpréter. Elles s'alignent, pour la plupart, selon une droite à forte pente visualisant, dans ce type de diagramme, les phénomènes de fusion partielle.

c) Discussion et conclusions préliminaires

La disparité géochimique des trondhjémites et roches associées de Rioupéroux et de Livet traduit une diversité d'origine. La définition de cette origine est un problème complexe et de nombreuses études sur ces roches expriment la difficulté pour trancher entre une génèse par fusion partielle de matériaux basiques ou par différenciation d'un magma basaltique. Le problème est souvent résolu en testant numériquement les divers modèles (Gower et al., 1982 ; Longstaffe et al., 1982 ; Sivell et Foden, 1985 ; Condie et al., 1985, etc...) ou sur la base d'arguments plus subjectifs, comme l'existence ou non d'une lacune de composition.

c.1 - Cristallisation fractionnée et contamination crustale :

Dans les formations de Rioupéroux et de Livet, deux mécanismes ont été démontrés : cristallisation fractionnée et contamination sélective :

* Certaines roches siliceuses proviennent de la différenciation de magmas basaltiques dont la composition peut-être assimilée à celle des protolithes des amphibolites. (Ménot en préparation et chap. 2. 6. 3c).

* Cette différenciation par cristallisation fractionnée s'accompagne ou non d'une contamination d'origine crustale, marquée, parmi les éléments considérés ici, par une élévation des teneurs en Th et plus modérément en Ce. L'implication du Cérium et des LREE dans la contamination d'origine crustale a été démontrée sur les basaltes continentaux (Thompson et al., 1982 ; Pearce, 1983 ; Dostal et Dupuy, 1984).

Cette contamination crustale peut se manifester selon diverses modalités (Thirlwall et Jones, 1983).

(i) assimilation de roches crustales à la périphérie des corps magmatiques.

(ii) assimilation-cristallisation fractionnée. L'assimilation globale est favorisée par la chaleur latente accompagnant la cristallisation. La conjonction des deux phénomènes se traduit par une corrélation positive : la contamination augmente avec le degré de différenciation.

(iii) contamination sélective. Elle se manifeste par des transferts en phases fluides. Les éléments les plus incompatibles sont préférentiellement impliqués (K, Ba, Rb, Th , LREE, etc..). Ils proviennent de la destruction de phases minérales accessoires d'origine crustale.

(iiii) contamination par un magma crustal. L'incorporation de ces "bains" de fusion dans les magmas se traduit par un enrichissement dans une large gamme d'éléments, incluant les éléments majeurs.

Des mécanismes correspondants à la seconde et à la troisième modalités sont susceptibles d'expliquer les caractères des métaacidites étudiées ici : enrichissement portant seulement sur certains éléments et affectant préférentiellement les roches les plus différenciées.

c.2 - Autres processus génétiques : le chimisme de certaines roches siliceuses ne peut-être expliqué par ce schéma de différenciation, à partir de la souche basique représentée par les amphibolites de LIVC, et contamination crustale éventuelle. Différents processus génétiques sont proposés à titre d'hypothèses pour un travail plus approfondi :

*** Modèles de différenciation** par cristallisation fractionnée :

(i) à partir de la source basique décrite précédemment (LIVC). L'augmentation du rapport Ce/YbN peut-être imputée à la cristallisation d'amphibole et de zircon ou à une contamination plus importante en Ce. Ces deux phénomènes sont peut-être en relation avec la localisation des roches concernées au sein des formations de Rioupéroux et de Livet. Les métamagmatites siliceuses du troisième groupe appartiennent toutes, sauf LI-1A, à l'unité de la forêt de Rioupéroux (RIB), qui est interprétée comme la partie la plus superficielle de l'ensemble plutono-volvanique (abondance des faciès sub-volcaniques et volcano-clastiques, Ménot, 1986). Une augmentation de la pression d'eau ou de l'influence crustale sont concevables dans ce contexte.

(ii) Différenciation à partir d'une souche basique plus enrichie en LREE et en Th que celle que nous considérons ici. Cette hypothèse ne peut être exclue en raison du faible nombre d'analyses réalisées, et en particulier en raison de la lacune des données pour l'unité RIB. Pourtant elle se heurte à l'absence de termes de chimisme intermédiaire ayant le même cachet mantellique Ce/Yb élevé.

*** Cristallisation à partir de bains** issus d'une fusion partielle d'amphibolites (Barker et Arth, 1976), ou de gneiss leucocrates (Condie et al., 1985). L'absence de continuum entre termes acides et les amphibolites constitue un indice d'une telle origine. Dans ce cas, la richesse en silice des tonalites et trondhjémites, le fractionnement modéré et l'allure légèrement concave des spectres des lanthanides induisent des contraintes au modèle. Le matériel source devra être lui-même sursaturé et dépourvu de grenat. L'absence d'anomalie négative en Eu malgré un faible enrichissement en LREE, et les teneurs élevées en HREE et MREE supposent la présence de l'amphibole, en proportion notable, dans la phase fusible (Cullers et Graf., 1984).

A l'encontre de cette hypothèse, on notera l'impossibilité de définir graphiquement, sur les différents diagrammes utilisant les éléments HYG, une courbe correspondante aux produits de fusion. Ceci est causé soit par le faible nombre d'analyses , soit par la multiplicité des sources, soit encore par la diversification des produits de fusion, induite par différenciation ou par mélange.

Fig. 69A - Diagrammes théoriques de corrélations simples Ch = F(Ch+) entre éléments hygromagmatophiles correspondant aux modèles de mélange, de cristallisation fractionnée et de fusion partielle. D'après Joron et al. (1978).

Fig. 69B - Diagrammes théoriques Ch+/Ch- = F(Ch+) pour les modèles de mélange, fusion partielle de cristallisation fractionnée. D'après Joron et al. (1978).

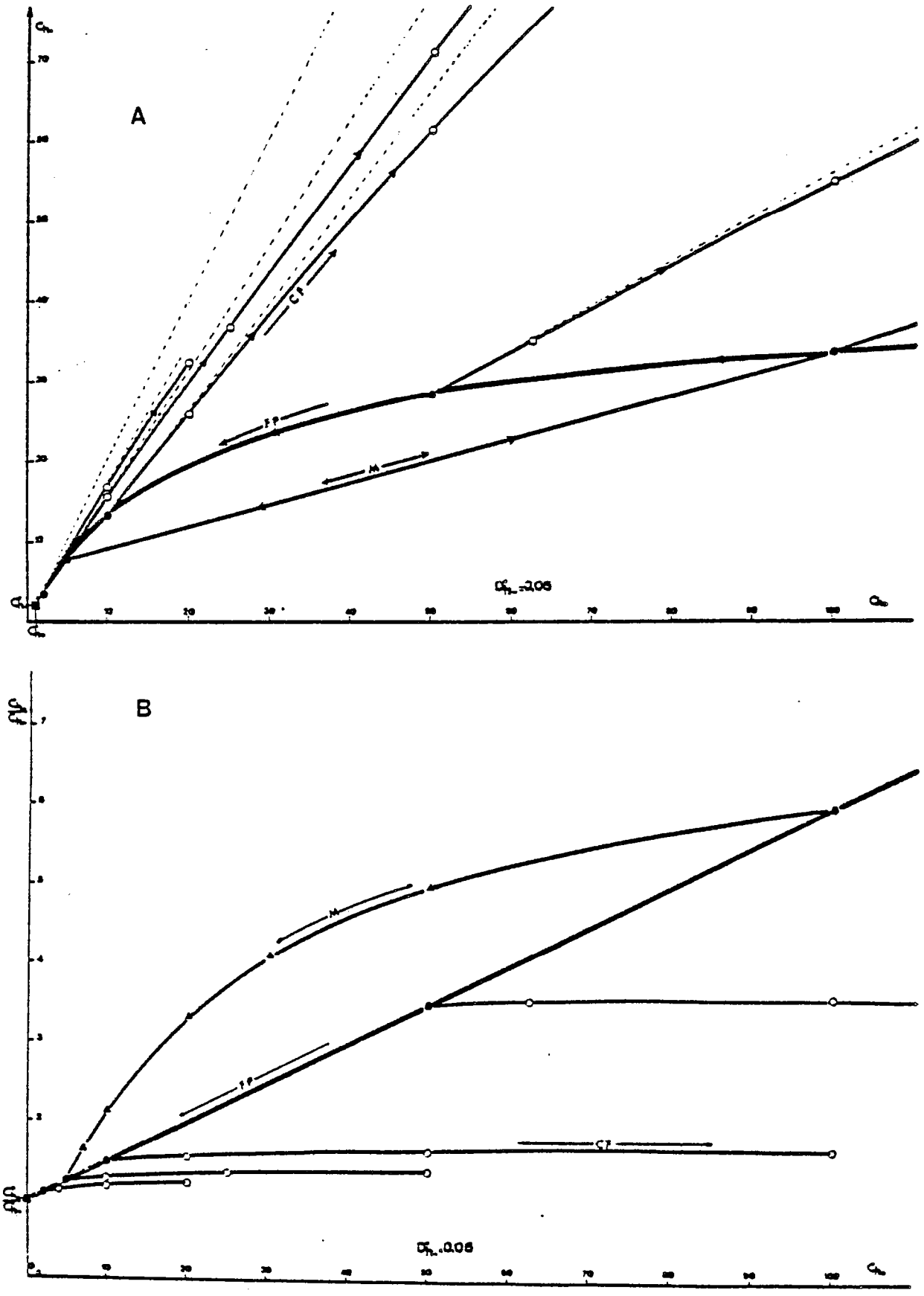
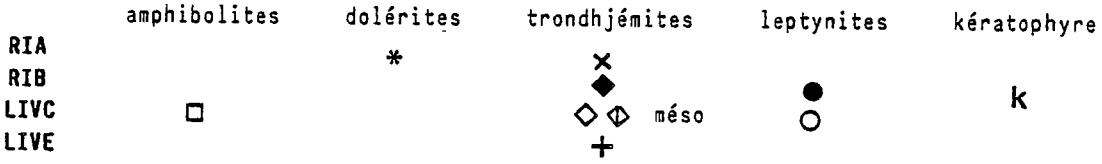


Fig. 70A à D - Relations pétrogénétiques entre métamagmatites basiques et acides des formations de Rioupéroux et de Livet - Diag. Ce/Yb, Ce/Th.

Légende : CF : cristallisation fractionnée
CC : contamination crustale (Th, Ce ?)
FP : fusion partielle



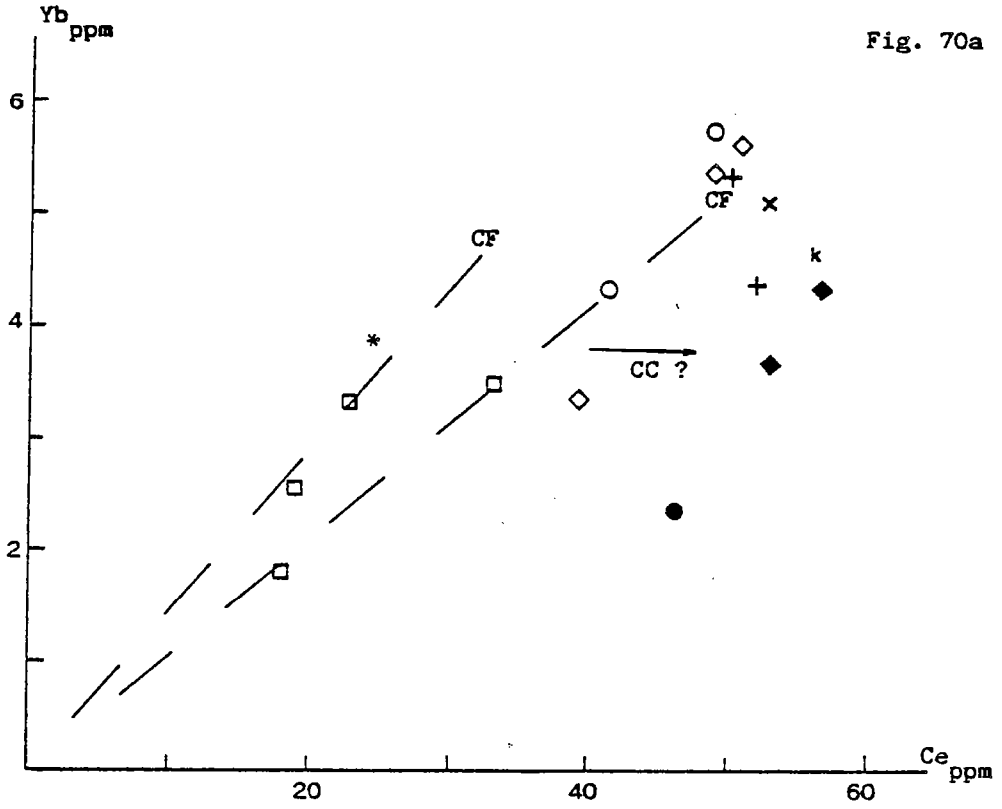


Fig. 70a

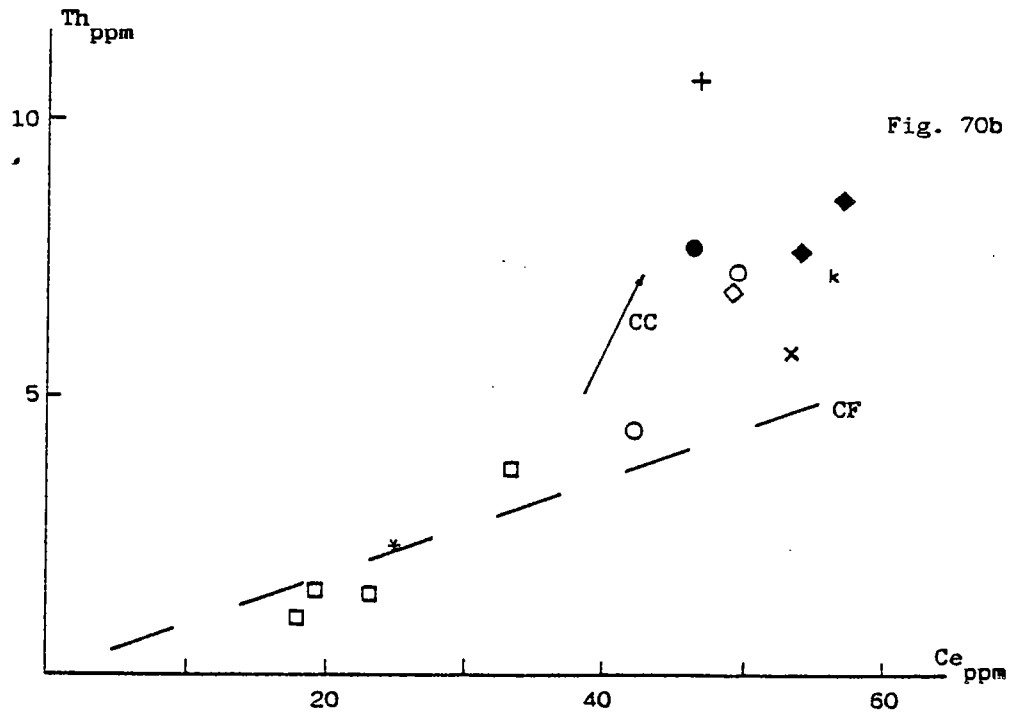


Fig. 70b

Fig. 70C et D - Diag. Th/Ta, Th/Hf.
Légende idem. Fig. 70a et b.

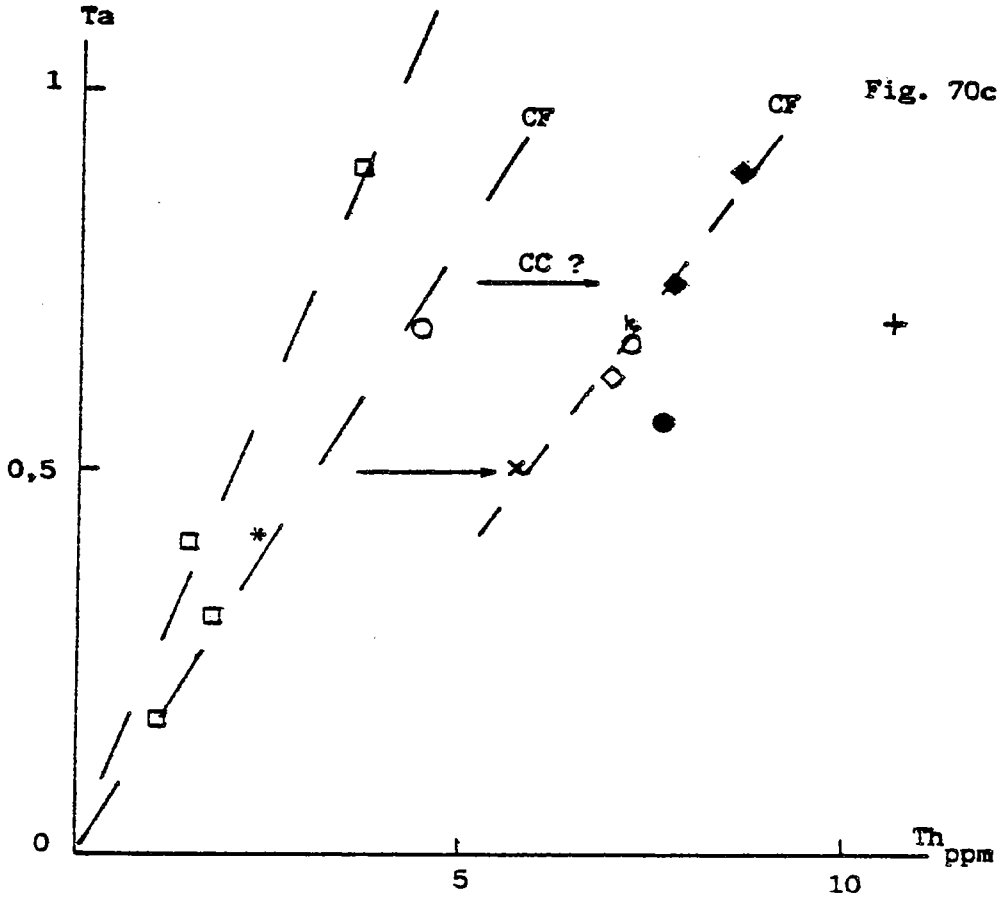


Fig. 70c

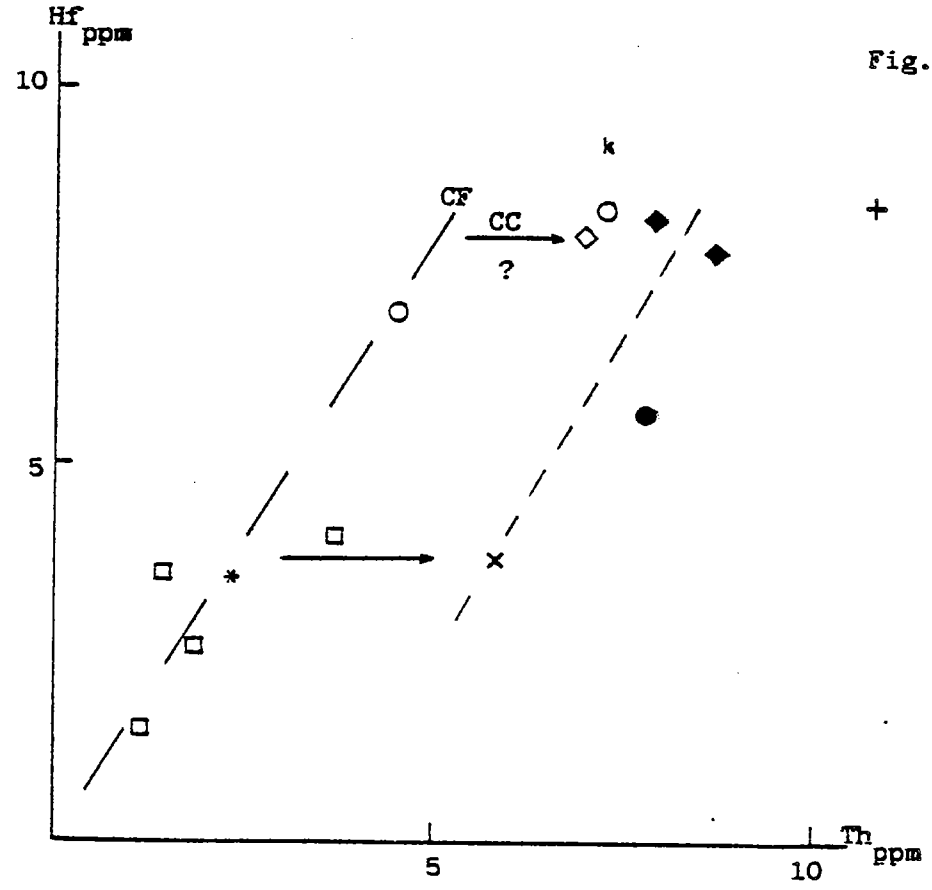


Fig. 70d

Fig. 71A et B - Relations pétrogénétiques entre métamagmatites basiques et acides des formations de Rioupéroux et de Livet.
Légende idem. Fig. 70a.

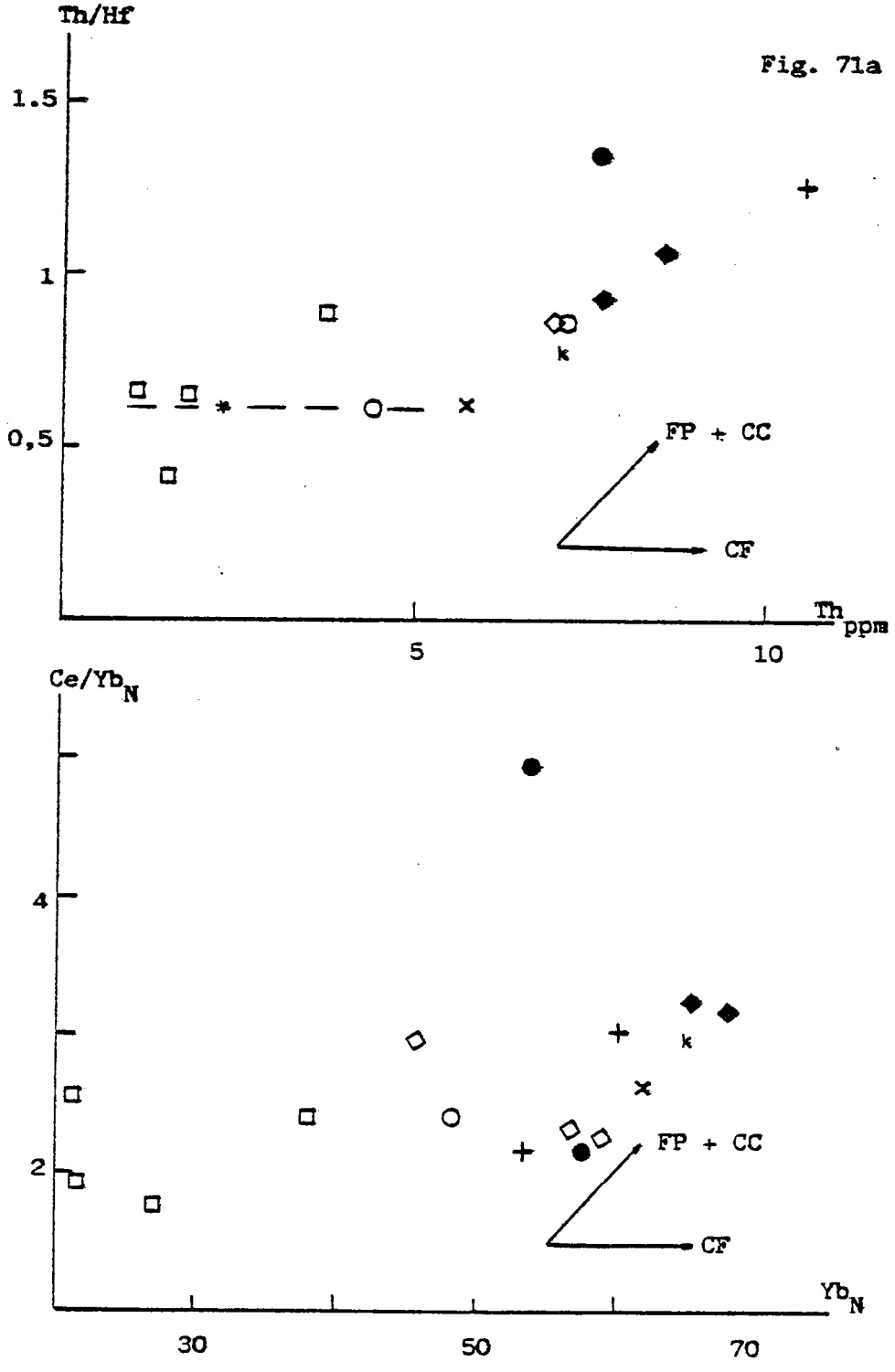
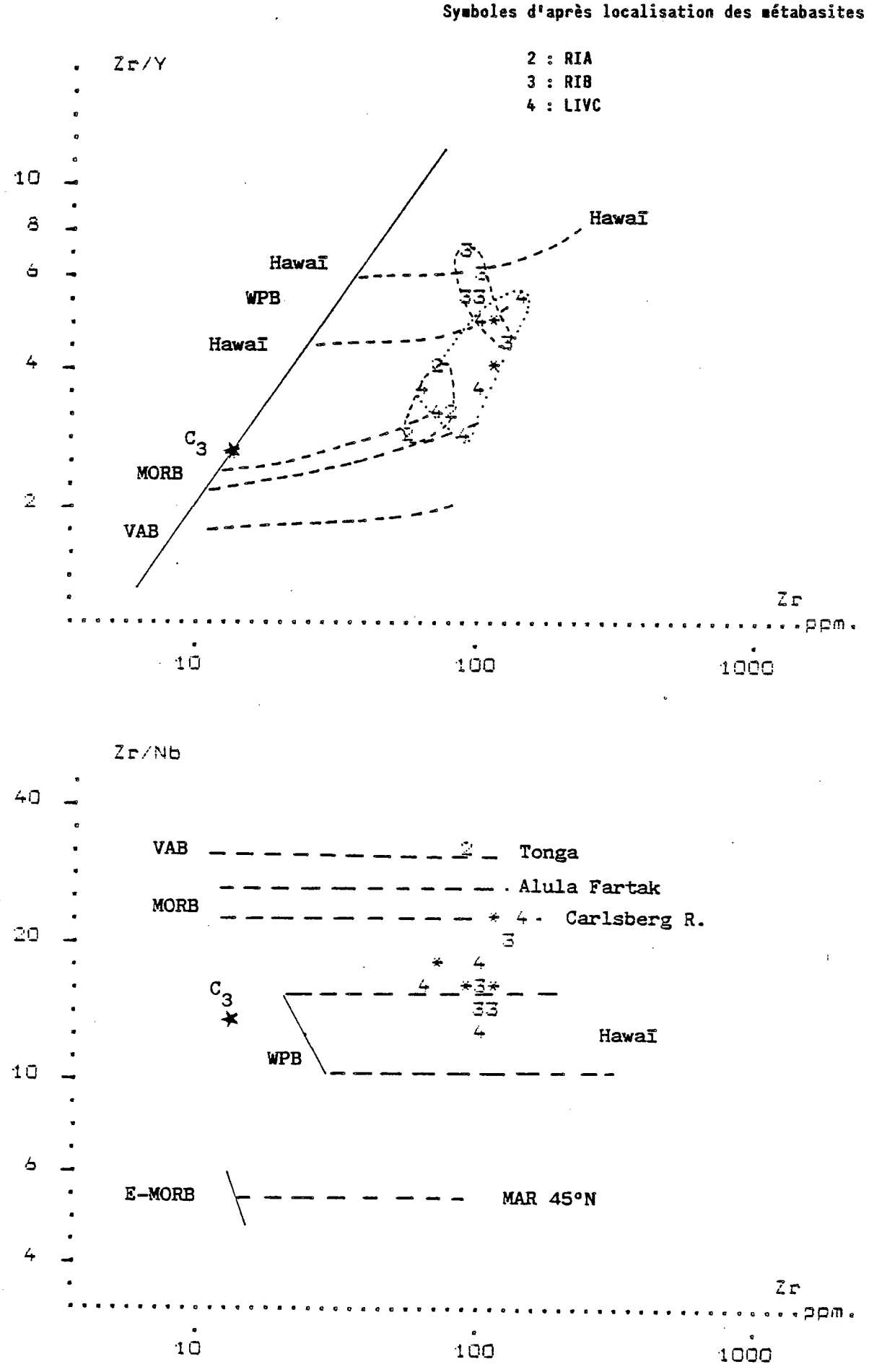


Fig. 72 - Pétrogénèse des métabasites des formations de Rioupéroux et de Livet.
D'après Pearce et Norry 1979.



*** Fractionnement des éléments** lithophiles dans les chambres magmatiques selon le schéma de Hildreth (1981). Ce fractionnement résulte d'une statification chimique au sein des chambres. Le processus aboutit à la ségrégation de liquides dont les teneurs en volatiles et éléments lithophiles sont croissantes en direction du toit de la chambre, alors que leur composition, en termes d'éléments majeurs varie peu. Un tel processus pourrait rendre compte de la richesse en Th, K, Rb et Ba des métakératophyres des unités de Rioupéroux.

*** Mélanges magmatiques.** L'existence de tels mélanges entre magmas basiques et acides est suggérée par le chimisme particulier de certaines amphibolites siliceuses et métatrondhjémites mésocrates : leur composition dioritique, d'après les éléments majeurs, serait en contradiction avec leur teneurs relativement élevées en Ni et Cr mais aussi en éléments incompatibles. Ces caractères sont compatibles par contre avec un modèle de mélange magmatique entre un pole basaltique et un pole rhyolitique (Thurston et Fryer, 1983) (cf. tabl. 17 : 235-5, 222-7, 234-5, 222-10, 222-12). La trondhjémite mésocrate 280-19 pourrait représentée un tel mélange.

Nous avons testé pour quelques unes de ces roches l'hypothèse de mélange, selon la méthode de Fourcade et Allègre (1981) et de Cantagrel et al. (1984). Les compositions, en éléments majeurs et en traces, d'amphibolites (222-5) et de trondhjémites leucocrates (LI-1A) ont été utilisées comme poles extrèmes. Les résultats ne sont pas totalement satisfaisants. Dans le cas le plus proche d'un modèle de mélange, où la plupart des éléments présente une forte corrélation linéaire, quelques éléments s'écartent significativement de cet alignement (Al, alcalins, Mg) et manifestent l'existence de phénomènes secondaires (différenciation, altération) (Cantagrel et al., 1984).

Il est évident que la coexistence de ces différents processus, différenciation, contamination, fusion partielle, représente un important facteur de diversification des matériaux siliceux. Seule une étude systématique, faisant appel à la géochimie isotopique, est susceptible de confirmer et de quantifier l'influence relative de ces différents processus.

2.6.2 - Pétrogénèse des métabasites : sources magmatiques et fractionnements cristallins

a) Liquides primitifs et sources magmatiques

Le chapitre C-3.4 nous a permis de préciser le comportement des éléments HFS et des Terres rares pendant les processus de magmatogénèse et de cristallisation (influence du modèle de fusion partielle, du taux de fusion ou de différenciation). Il est établi que dans les magmas basiques, ces processus n'entrainent pas de fractionnement entre les éléments HFS et entre LREE et HREE, sauf si le grenat est une phase réfractaire lors de la fusion partielle du manteau ou s'il participe aux fractionnements cristallins (Saunders, 1984). D'après la distribution des REE dans les métabasites de Rioupéroux et Livet (Ce/YbN faible), l'intervention du grenat peut être exclue. Seuls des phénomènes particuliers sont susceptibles de perturber ces rapports : contamination crustale impliquant les LREE ou rétention du Nb au niveau du manteau causée par la perte de son caractère hygromagmatophile dans des conditions physico-chimiques précises (Briqueu et al., 1984).

Lors de l'étude géochimique des métabasites, nous avons montré que leurs teneurs et la distribution des éléments HFS et des Terres rares étaient comparables à celles des tholéiites abyssales (fig.57, 60). On peut donc à l'aide de ces éléments approcher les caractéristiques de la source magmatique de leurs protolithes. Les métabasites des différentes unités, amphibolites et métadolérites, présentent des teneurs en HFS identiques. En particulier, le rapport Ce/YbN varie peu dans les métabasites et ne semble pas avoir été notablement modifié (fig.70a). Dans la discussion sur les relations entre roches basiques et acides, une éventuelle contamination en Cérium n'a été déterminée que pour les matériaux plus siliceux. Le rapport LREE/HREE des termes basiques est donc proche du rapport initial. Ses valeurs, de 1.8 à 2.6, caractérisent une source mantellique enrichie.

Nous nous proposons, à l'aide des rapports inter-éléments Zr/Nb et Zr/Y, (i) de vérifier ce résultat et (ii) de comparer les métabasites de l'unité de la forêt de Rioupéroux (RIB), pour lesquelles les données REE ne sont pas disponibles, avec les roches basiques des autres unités.

Parmi les métabasites, à caractère non cumulatif, que nous avons sélectionnées, les liquides peu différenciés sont rares. Un seul échantillon possède une valeur de MG égale à 0.68 (tabl.17).

Sur le diagramme 72a, toutes les métabasites montrent des valeurs de Zr/Y plus élévées que les valeurs chondritiques correspondantes (jusqu'à 2 fois). Les amphibolites de l'unité de la forêt de Rioupéroux (RIB) se distinguent par les rapports Zr/Y les plus élevés et, pour des valeurs de Zr identiques, par leur pauvreté relative en Y.

La figure 72b souligne l'homogénéité de la population basique, les amphibolites de RIB sont strictement comparables aux autres métabasites. L'enrichissement par rapport à la composition chondritique demeure faible.

La zone mantellique dont sont extraits les magmas parentaux des métabasites montrent un enrichissement dans les éléments considérés pouvant atteindre le double des valeurs chondritiques. Les valeurs élevées du rapport Zr/Y sont symptomatiques du contexte intraplaque du magmatisme (Pearce et Cann, 1973 ; Winchester et Floyd, 1975 ; Pearce, 1983). Des zones mantelliques présentant de telles caractéristiques géochimiques sont à l'origine des tholéiites océaniques de types P ou E et des tholéiites continentales. A Rioupéroux-Livet, la richesse en éléments lithophiles et en particulier en Th, des amphibolites atteste du caractère sous-continental du manteau.

b) Caractères de la fusion partielle

On peut tenter une approximation des modalités de la fusion partielle à partir du comportement de deux éléments dont le degré d'incompatibilité est très contrasté. La courbe de fusion est calculée pour Cr et Y à partir d'une composition de lherzolite à spinelle ou à plagioclase enrichie en Y. Cette composition, ainsi que le modèle choisi, fusion à l'équilibre, nous semblent compatibles avec les résultats précédents.

Le type de représentation se réfère aux travaux de Pearce (1980, 1982) et de Cocherie (1984) (fig. 73).

Un taux de fusion compris entre 10 et 20% rend compte du chimisme des métabasites des unités de Livet C et de Rioupéroux A.

Les plus faibles teneurs en Y des amphibolites de l'unité RIB sont bien mises en évidence. Elles s'expliquent, à partir d'une même région source, soit par un taux de fusion partielle plus élevé, supérieur à 20%, soit par une pauvreté de la source préalablement déprimée par un processus de fusion progressive. Toutefois, ce dernier phénomène devrait également provoquer une diminution des teneurs en Zr qui n'apparaît ni sur un diagramme Zr vs.Cr, ni au niveau des teneurs moyennes (tabl.19B).

Les liquides primitifs des deux lignées (LIVC+RIA) et RIB se caractérisent respectivement par les valeurs approximatives en Y de 26 et 18 ppm.. Les teneurs en Zr et Cr sont voisines de 80 et 1100 ppm.

L'évolution par cristallisation fractionnée est identique dans les deux lignées basiques. Un fractionnement d'olivine de clinopyroxène et de plagioclase, dans des proportions 2 : 3 : 5, rend compte de l'évolution des métabasites. La transition aux termes de composition intermédiaire, à Y constant ou décroissant, implique l'intervention de l'amphibole.

c) L'évolution vers les tronhjémites : évaluation des fractionnements

Le chapitre précédent a permis de montrer qu'une partie au moins des trondhjémites de Rioupéroux et de Livet dérivaient, par cristallisation fractionnée, d'une souche basaltique comparable par sa composition aux protolithes des métabasites.

La nature des fractionnements cristallins successifs peut être évaluée à partir de l'évolution relative des teneurs en éléments incompatibles. Nous utiliserons ici TiO2, Zr, Nb et Y, conformément à l'approche de Pearce et Norry (1979).

Fig. 73 - Pétrogénèse des métabasites des formations de Rioupéroux et de Livet.
D'après Pearce 1982.

Légende :

2 : métadolérites
7 : amphibolites — à caractère non cumulatif
8 : métadiorites
9 : leptynites
B : métatrondhjémites mésocrates

* : source mantellique
FP : fusion partielle à l'équilibre
0,6 Ol + 0,2 Opx + 0,1 Plg
CF_1 : cristallisation fractionnée
0,3 Cpx + 0,5 Plg + 0,2 Ol
CF_2 : cristallisation fractionnée
0,5 Cpx + 0,5 Plg

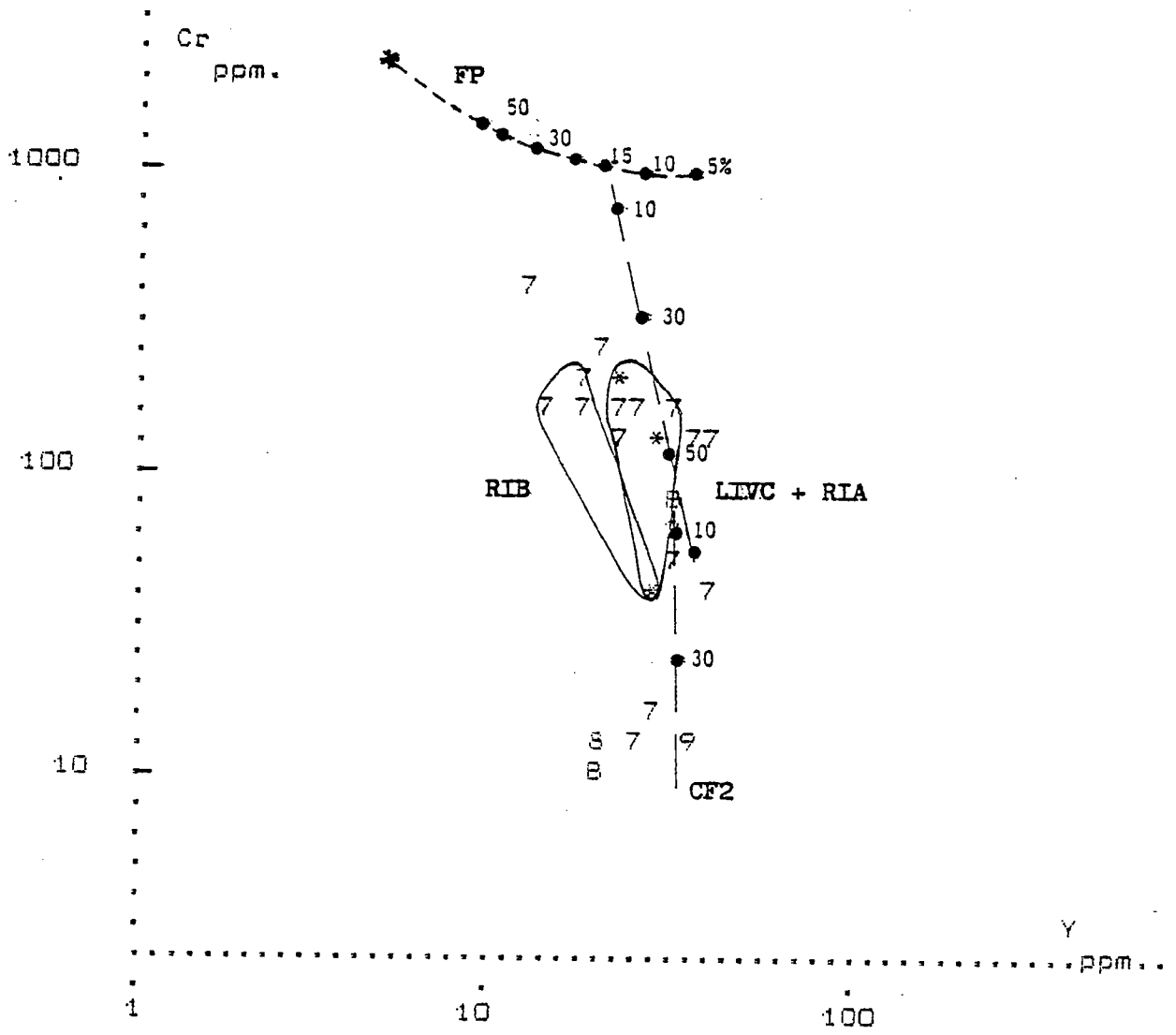
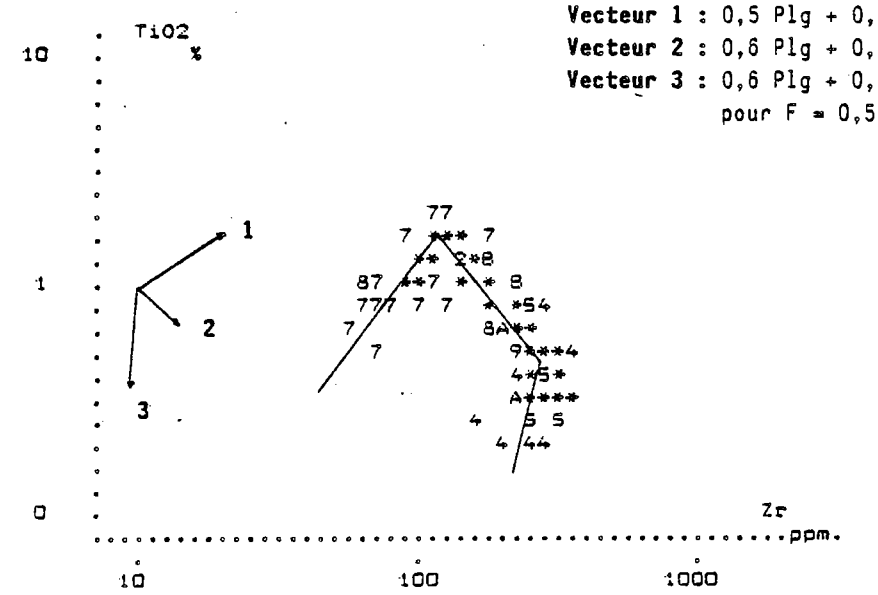
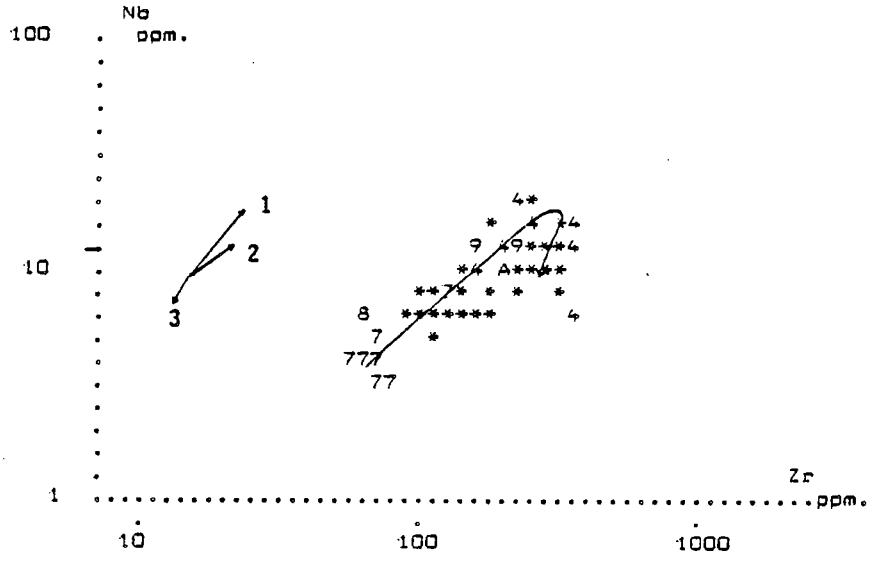
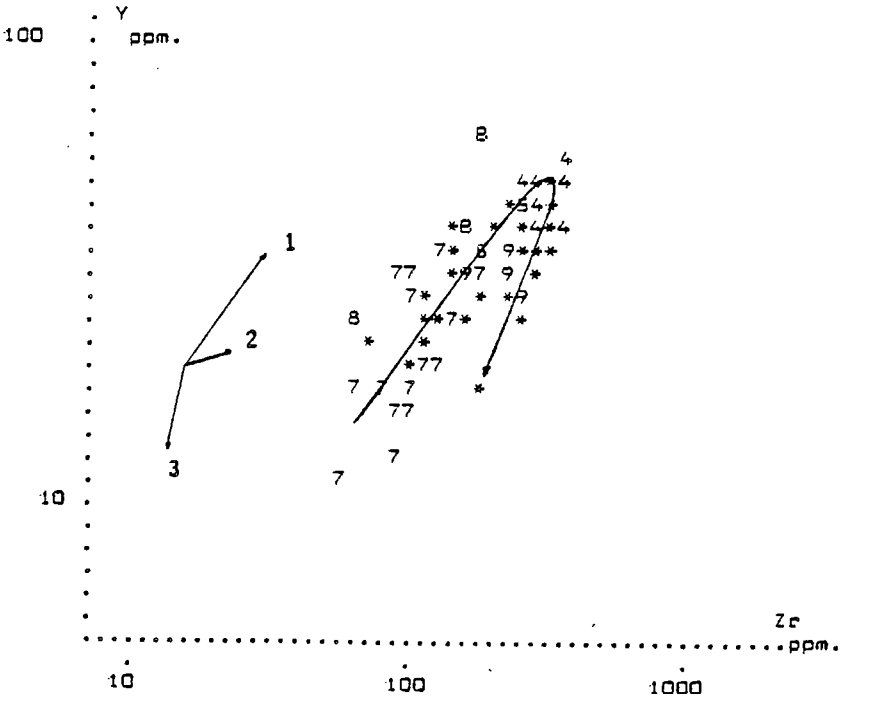


Fig. 74A, B et C - Evaluation des modalités de la différenciation par cristallisation fractionnée des métamagmatites de Rioupéroux et de Livet.
D'après Pearce et Norry, 1979.

Vecteur 1 : 0,5 Plg + 0,3 Cpx + 0,2 Ol
Vecteur 2 : 0,6 Plg + 0,35 Amph + 0,05 Mt
Vecteur 3 : 0,6 Plg + 0,15 Biot + 0,2 Amph + 0,05 Mt
pour F = 0,5







Sur les figures 74a, b et c, les mécanismes de différenciation se schématisent comme suit :

* relations TiO2/Zr : (i)augmentation conjointe de Ti et Zr dans les métabasites, puis,(ii) pour des valeurs de Zr supérieures à 125 ppm., décroissance progressive de Ti dans les termes intermédiaires, enfin (iii) chute brutale de Ti pour des valeurs constantes à légèrement dégressives de Zr (250 ppm. maximum) dans les stades finaux.

* relations Nb et Y/Zr : Y et Nb se comportent de façon identique au cours de la différenciation. Ils montrent une forte corrélation positive avec Zr, jusqu'aux valeurs maximales pour cet élément (250 ppm.). Ils perdent ensuite leur caractère incompatible et leurs teneurs chutent brutalement.

Le découplage de Ti par rapport aux autres éléments au niveau des roches de composition intermédiaire implique le fractionnement d'une phase riche en titane et dépourvue de Y et Nb. En fonction de la distribution de ces quatre éléments dans les principaux minéraux susceptibles de participer aux fractionnements, olivine, pyroxène, amphibole, oxydes Fe-Ti, phases accessoires (Zircon, apatite), le rôle de la titanomagnétite paraît, à ce stade intermédiaire, évident. La perte simultanée d'incompatibilité pour Zr, Nb et Y, suggère la cristallisation d'amphibole et de micas.

Différents vecteurs de référence ont été tracés, ils correspondent globalement aux trois stades décrits précédemment et schématisent la différenciation. Les longueurs de ces vecteurs sont calculées pour un taux de cristallisation de 50% (F=0.5) selon l'équation classique Cl = Co x F (D-1) et les coefficients de distribution minéraux/liquides proposés par Pearce et Norry (1979).

L'évolution des liquides basiques est compatible avec la cristallisation d'un assemblage (vecteur 1) d'olivine (0.2), de clinopyroxène (0.3) et de plagioclase (0.5). Le second stade est contrôlé par la précipitation de plagioclase (0.6), d'amphibole (0.35) et de titano-magnétite (0.05) (vecteur 2). Enfin les différenciats ultimes, déprimés en éléments incompatibles résultent du fractionnement d'un assemblage minéralogiquement proche du précédent mais dont le coefficient global de distribution est beaucoup plus élevé. Dans les bains siliceux, Ti, ZR, Nb et Y s'intègrent en quantité importante dans le réseau de l'amphibole et des oxydes Fe-Ti. Le vecteur 3 est défini pour un mélange de plagioclase (0.6), d'amphibole (0.2), de biotite (0.15) et de titano-magnétite (0.05).

2.7 - Conclusions

En aval de l'étude géochimique, et en considérant, après un tri des échantillons et des analyses, les seules métamagmatites ss. et -volcanoclastites peu ou non remaniées, nous soulignerons les résultats suivants :

a) Les différences de composition observées ne discriminent pas les matériaux des différentes "générations", amphibolites et leptynites polymétamorphiques / métagranitoides et faciès sub-volcaniques à structuration simple. Par contre, elles permettent de distinguer globalement les roches en fonction de leur appartenance aux différentes unités lithotectoniques. Les métamagmatites acides et basiques de la formation de Rioupéroux sont généralement enrichies en éléments lithophiles.

b) Les caractères des roches basiques et des roches acides, et en particulier la distribution relative des éléments HFS et LIL, témoignent de la nature intracontinentale du magmatisme.

c) Les relations entre les métabasites et les matériaux siliceux sont complexes. Elles résultent de la multiplicité des processus pétrogénétiques mis en jeu. Des filiations, directes ou indirectes, avec les termes basiques ont été invoquées pour expliquer la génèse d'un bon nombre de faciès acides et intermédiaires. Elles supposent, dans le premier cas, une cristallisation fractionnée, associée ou non à une contamination crustale sélective. Dans le second cas , les liquides basaltiques constituent un des termes du mélange magmatique qui rend compte de la composition de certaines roches dioritiques.

Enfin, bien qu'elle ne soit pas formellement démontrée, la génération de matériaux siliceux par fusion crustale est probable. L'évolution de ces magmas peut ensuite être contrôlée par des mécanismes particuliers de différenciation (fractionnement des LIL éléments), entraînant une diversification plus importante des produits. Ces liquides crustaux constituent le pôle siliceux potentiel impliqué dans les modèles de mélange.

En définitive, le bimodalisme observé à Rioupéroux et Livet résulte vraisemblablement de la mise en place sub-contemporaine de magmas mantelliques, basiques et différenciés, et de magmas crustaux. Une telle diversité pétrogénétique pour les métamagmatites, en particulier siliceuses, est classique dans les zones de distension ensialiques (Thurston et Fryer, 1983 ; Coleman, 1984b ; Condie et al., 1985 ; etc...).

Les caractères précédents plaident en faveur d'un ensemble magmatique unique. La nature du magmatisme évolue dans le temps et dans l'espace :

* L'unité de La Balme (LIVC) montre la succession d'un épisode bimodal (alternance leptyno-amphibolique) puis d'un plutonisme à caractère intermédiaire et acide (métatrondhjémites méso- et leucocrates).

* Les métamagmatites et en particulier les faciès sub-volcaniques, des unités de la formation de Rioupéroux présentent un cachet crustal plus marqué.

Cette évolution semble inversée par rapport à la polarité magmatique décrite dans les zones continentales en cours de distension. En effet, un phénomène de rifting croissant et un amincissement progressif de la croute au cours du temps se traduit par un magmatisme acide précoce puis par une prédominance du volcanisme basaltique (Blanchard et al., 1984 ; Coleman, 1984c ; Bartholomew et Tarney, 1984).

En définitive, l'étude géochimique permet de rectifier une interprétation précédente des formations de Rioupéroux et de Livet, basée sur des données préliminaires (marge continentale active : Ménot et al., 1984b). Cette erreur s'explique par les convergences chimiques des roches hypopotassiques siliceuses connues dans les deux environnements (Schenk, 1978 ; Sivell et Foden, 1985 ; et chap.D-2.5.4).

3 - RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES PHENOMENES MAGMATIQUES ET METAMORPHIQUES.

3.1 - Les relations entre magmatisme et métamorphisme :

L'évolution tectonique et métamorphique des formations de Rioupéroux et de Livet a été précisée dans un travail précédement publié (Ménot, 1986).

D'autre part, l'identité géochimique entre les métamagmatites poly- et monométamorphiques suggère la continuité du processus magmatique (cf.chap.D-2.7).

Nous rappelerons les points significatifs suivants :

- Schématiquement, on relève la succession de deux épisodes tectonométamorphiques (Sn et Sn+1) et de deux générations de métamagmatites, poly- et monométamorphiques. Dans l'alternance leptyno-amphibolique (LIVC), les amphibolites et leptynites sont antérieures aux deux phases de recristallisation alors que les sills de métatrondhjémites sont seulement affectés par le plus récent. En fait, il s'agit plus vraisemblablement, pour les deux phénomènes, d'une évolution continue polyphasée.
- Le second épisode tectonométamorphique (Sn+1) s'achève par l'écaillage interne de l'édifice plutono-volcanique et par le chevauchement du complexe de Chamrousse -Séchilienne. Les contacts anormaux sont marqués par le développement d'une schistosité de crénulation (Sn+2).Il possède une signification orogénique évidente.
- L'intervalle de temps séparant cette structuration tardive de la mise en place des granitoïdes paraît relativement bref, si l'on en juge par la superposition de recristallisations statiques sur les paragénèses dynamiques associées à Sn+1 et Sn+2, dans les zones riches en corps granitiques.

3.2 - Repères chronologiques

Nous disposons pour baliser l'évolution des formations de Rioupéroux et de Livet de trois datations. Les premières, par la méthode U/Pb sur zircons, permettent de situer l'épisode magmatique trondhjémitique. La troisième, (K/Ar sur les amphiboles métamorphiques) précise l'âge de la structuration tardive.

3.2.1 - Age du magmatisme

a) Age des métatrondhjémites

Les résultats détaillés d'une étude isotopique sur les zircons de deux métatrondhjémites des formations de Rioupéroux et de Livet seront publiés et discutés dans une note en préparation (collaboration J.J. Peucat, Rennes).

*** Le "granite de Livet".**

Il s'agit d'un granite sodique leucocrate, peu recristallisé et riche en textures granophyriques. Il appartient à l'unité trondhjémitique de Livet (LIVE).

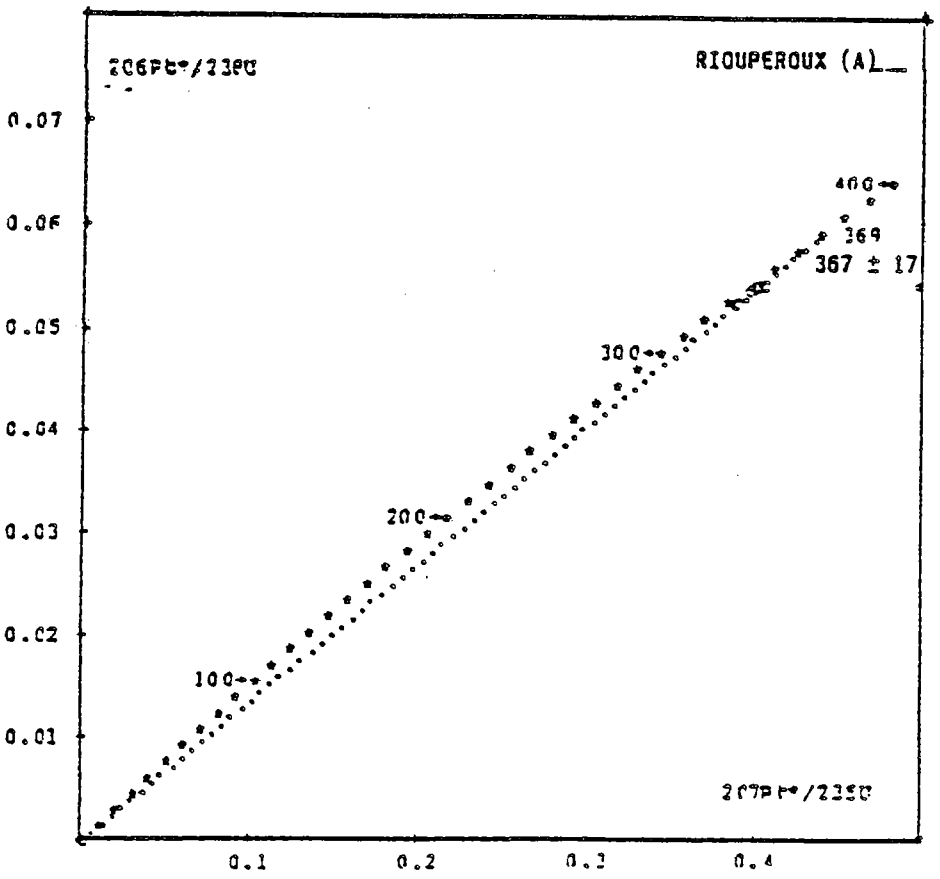
D'après leur morphologie, les zircons constituent une population hétérogène. On distinguent en effet :

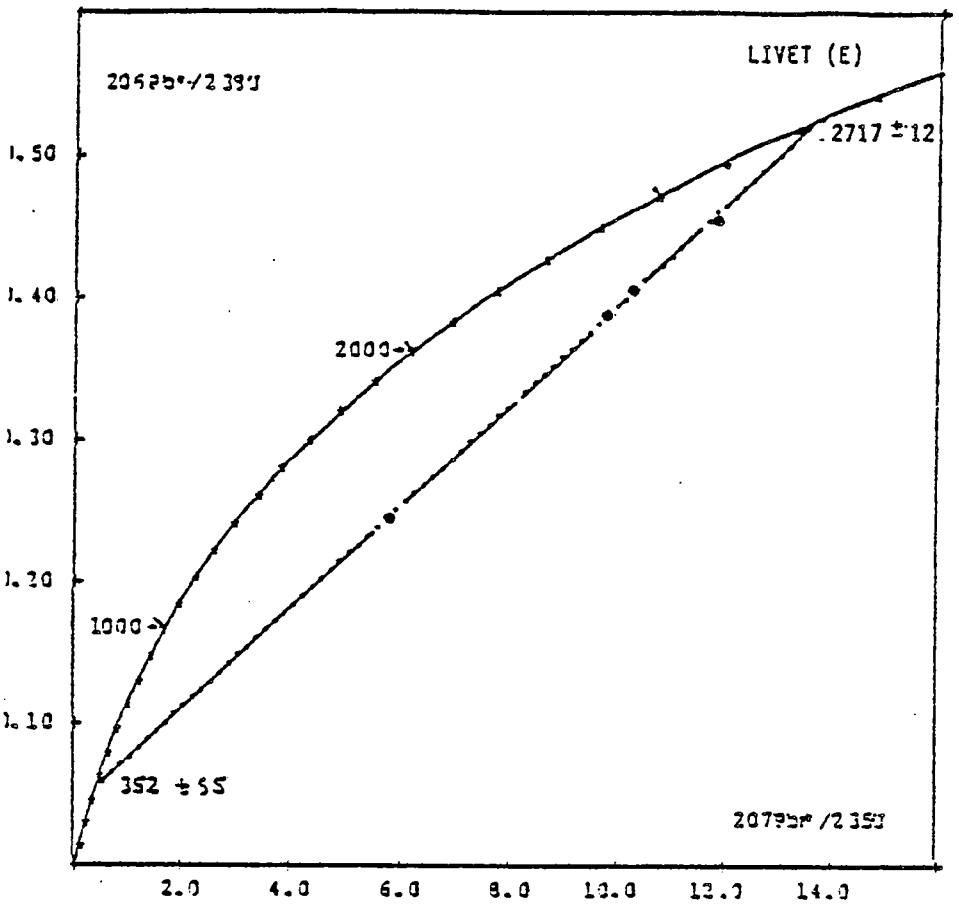
- des cristaux automorphes à sub-automorphes, à rares inclusions en baguettes et en gouttelettes, et dépourvus de surcroissance. Leur habitus est typiquement magmatique et leur répartition typologique est identique à celle des différenciats des séries tholéiitiques (Scarenzi et al., 1985a).
- des cristaux aux formes externes moins bien définies, et possèdant un coeur à contour arrondi et de teinte plus sombre, et une auréole de surcroissances limpide. Leur importance avait été sous-estimée lors de l'étude morphologique précitée. Il pourrait s'agir de zircons hérités.

Quatre fractions granulométriques ont été analysées. Sur un diagramme Concordia (fig.75a), elles se distribuent selon un modèle à deux intercepts : un point haut à 2.716+/12 Ma et un intercept bas, moins bien défini, à 352 +/- 56 Ma.

Les zircons présentent une discordance remarquablement faible par rapport à l'âge ancien de 2.7 Ma, ce qui paraît témoigner d'une contamination importante en Pb ancien. Par contre, les teneurs en Uranium sont peu élevées, de 100 à 200 ppm.

Fig. 75A et B - Diagrammes Concordia des zircons des métatrondhjémites leucocrates de (a) LIVET et (b) RIOUPEROUX. (Les données analytiques seront publiées ultérieurement).





Compte tenu de l'existence probable de deux populations de zircons, l'âge récent de 352 +/- 56 Ma est considéré comme celui de la cristallisation des zircons non zonés et des surcroissances, dans le magma trondhjémitique.

L'âge de 2.7 lié à la présence de Pb radiogénique hérité n'a pas de signification propre (Ménot et al., 1984a) sinon qu'il atteste d'une influence crustale. Les modalités de la contamination seront évaluées en fonction de la constitution isotopique du Néodyme de ce granite sodique (en préparation).

*** La métatrondhjémite de Rioupéroux**(unité de Rioupéroux s.s., RIA).

Il s'agit d'un faciès leucocrate, montrant des figures de "mélange" magmatique avec les métadolérites (cf. Ménot, 1986).

D'un point de vue morphologique, la population de zircons se caractérise par son homogénéité : les cristaux automorphes sont abondants et ne montrent pas de différenciation interne.

Les quatre fractions analysées possèdent des teneurs en Uranium (340 à 450 ppm.) supérieures à celles du granite sodique de Livet et des albitites ophiolitiques corses (33 à 46 ppm. : Ohnenstetter et al., 1981). Mais elles sont moins uranifères que dans les plagiogranites de Chamrousse (1100 à 1350 ppm. : Ménot et al., ann. A).

Ces fractions sont d'autre part faiblement discordantes et la droite Discordia est mal définie en raison des valeurs très proches des rapports U/Pb (fig.75b).

Plusieurs interprétations sont possibles pour déterminer l'âge de cristallisation des zircons.

* Du fait de la faible discordance, il peut correspondre à la moyenne des âges 207Pb/206Pb des quatre fractions. Mais ceux-ci sont dispersés : trois fractions ont des valeurs voisines (362 +/- 4 Ma) alors que la quatrième est supérieure d'environ 20 Ma. Ce fait peut témoigner de la présence d'une faible quantité de Pb hérité.

* En prenant seulement en compte les trois fractions d'âges 207Pb/206Pb voisins, (i) l'intercept de la droite Discordia, passant par l'origine correspond à 364 Ma, alors que (ii) l'alignement des trois points donne une droite recoupant la Concordia pour 357 +/- 1Ma mais avec une absisse à l'origine positive. Ce dernier cas représente également un indice de Pb hérité.

Le travail en préparation précédemment cité fournira une discussion plus étayée sur ces interprétations.

De toute façon, trois résultats sont d'ores et déjà acquis :

- L'**âge de mise en place** des trondhjémites est **identique** dans les **différentes unités lithotectoniques** des formations de Rioupéroux et de Livet. L'interprétation en terme d'édifice volcano-plutonique unique est ainsi confortée.
- Ces formations sont, au moins pro parte, d'**âge dévonien supérieur** (Odin et al., 1982). Une origine plus ancienne, au moins anté-dévonienne, (Carme, 1970a ; 1971a ; 1972 ; Bodinier et al.,1981) est donc réfutée.
- L'**existence d'une influence crustale** est suggérée par la présence d'un héritage en Pb, plus ou moins important selon les échantillons. Ce fait confirme les conclusions de l'étude géochimique.

b) Age du magmatisme bimodal (alternance leptyno- amphibolique)

Aucune datation n'a été effectuée sur ces matériaux polymétamorphiques acides et basiques. Seul un âge relatif peut-être déterminé en fonction des relations chronologiques entre les métagranitoides et l'alternance leptyno-amphibolique. La structuration métamorphique ancienne de cette dernière est antérieure à contemporaine de la mise en place des sills trondhjémitiques. L'âge minimal du magmatisme bimodal est ainsi anté-dévonien supérieur. Cet âge ne peut, en toute rigueur, être précisé. Toutefois, l'homogénéité chimique des métamagmatites mono- et polymétamorphiques incite à considérer ces différentes roches comme résultant d'un même épisode magmatique, et à attribuer aux amphibolites et leptynites, termes précoces, un âge dévonien. La continuité du magmatisme, depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Viséen, et l'existence de plusieurs cycles successifs démontrés dans divers bassins dévono-carbonifères de la chaîne hercynienne (Chateaulin, Laval) confortent cette interprétation (Bébien et Gagny, 1980).

3.2.2 - Age des recristallisations métamorphiques

L'histoire tectonométamorphique majeure (Sn+1 et Sn+2) des formations de Rioupéroux et de Livet est dévono-dinantienne. Elle succède à la mise en place des granitoïdes (365 Ma environ) et précède le refroidissement général du bati cristallophyllien, postérieur à la tectonique tangentielle. Ce refroidissement est marqué par la fermeture du système isotopique K/Ar des amphiboles métamorphiques. (324 +/- 12 Ma, Ménot et al., 1985, 1987).

La structuration précoce des amphibolites et leptynites est antérieure au Dévonien supérieur.

En fonction de ces données géochronologiques, la persistance d'un régime thermique élevé, peut-elle être controlée par le plutonisme trondhjémitique ? Les recristallisations majeures (Sn+1, Sn+2, "recuits" statiques) s'effectuent dans les 30 à 40 Ma suivant la mise en place des granitoïdes. Selon Russell et al. (1985) l'influence thermique des intrusions peut perdurer sur des périodes atteignant 40 Ma et induire un refroidissement lent du contexte épi et mésozonal. Bard (1983) a également démontré le contrôle de la zonéographie métamorphique par des masses plutoniques mises en place quelques 10 à 20 Ma auparavant.

4 - CONCLUSIONS GENERALES

4.1 - Caractéristiques majeures de l'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux et de Livet

Elles ont été progressivement définies dans les chapitres précédents et permettent d'interpréter ces formations, actuellement démembrées en plusieurs unités tectoniques, comme une entité géologique cohérente. D'après les arguments lithologiques et géochimiques, cette entité correspond à une zone de distension continentale d'âge dévonien.

4.1.1 - Lithologie et polarité de l'ensemble plutono-volcanique.

a) Association de faciès sub-volcaniques et de termes sédimentaires et volcano-sédimentaires.

La majeure partie des formations de Rioupéroux et de Livet est constituée de métamagmatites acides et basiques. Toutefois, certaines unités renferment des termes schisteux et gneissiques dérivant de protolithes sédimentaires et volcano-sédimentaires (unités de la Balme, LIVC, et surtout de la forêt de Rioupéroux, RIB).

Dans la forêt de Rioupéroux, ces faciès sont particulièrement abondants. On a pu y reconnaître des métagrauwackes résultant du faible remaniement de granitoïdes sodiques, ainsi que des niveaux à composante pélitique plus abondante. Ces roches sont intimement associées aux métakératophyres et à quelques sills de microgranites.

Bien que le milieu de sédimentation ne puisse être précisé, et que la géochimie des termes sédimentaires n'ait pas été abordée, une telle association grauwackes et pélites/volcanites et volcanoclastites, ressemble beaucoup à la lithologie décrite dans les rifts ensialiques (Blanchard et al., 1984 ; Aberg et al., 1984 ; Condie et al., 1985 ; Rigaud, 1985).

b) Une polarité magmatique peut-être ébauchée, en dépit de l'écaillage tardif du complexe. Une reconstruction schématique replace, du haut en bas :

* L'unité de la forêt de Rioupéroux (RIB), dont le sommet est particulièrement riche en faciès volcaniques acides et en termes volcano-sédimentaires, grauwackeux et pélitiques. Les sills granitiques deviennent plus nombreux vers la base, en association avec quelques niveaux basiques.

* L'unité de Rioupéroux ss. (RIA), caractérisée par des associations magmatiques acides-basiques, (i) alternances litées de métabasaltes et métakératophyres et -trondhjémites et (ii) figures de "mélanges" avec des contacts lobés entre deux magmas (trondhjémite et dolérites). Les termes sédimentaires sont absents.

* L'unité de la Balme (LIVC), dont l'alternance leptyno-amphibolique contient en intercalations et en intrusions des granitoïdes sodiques leuco- et mésocrates. Ces faciès sombres sont particulièrement abondant dans cette unité. L'alternance leptyno-amphibolique renferme à sa base des niveaux gneissiques micacés.

* L'unité trondhjémitique de Livet (LIVE), constituée principalement de trondhjémites leucocrates, peut s'intégrer à différents niveaux de l'édifice, sous la série volcano-sédimentaire de la forêt de Rioupéroux.

Dans ce schéma, l'unité de la Balme pourrait représenter un stade magmatique précoce, à caractère spilito-kératophyrique et à intercalations volcano-sédimentaires. Elle est ensuite recouverte et envahie par les matériaux effusifs et plutoniques à dominante siliceuse qui constituent les autres unités.

4.1.2 - Magmatisme

L'absence de différences géochimiques significatives entre les métamagmatites, basiques et acides, des différentes "générations" nous incite à considérer ces roches comme les produits d'une même entité magmatique possèdant une signification géodynamique commune, mais montrant une évolution temporelle. On passe d'un cycle clairement bimodal, au sens descriptif du terme, à un cycle essentiellement, voire exclusivement (sommet de RIB), siliceux.

D'un point de vue géochimique, les roches acides et basiques sont riches en éléments lithophiles, et ces teneurs augmentent sensiblement dans les métamagmatites de l'unité RIB, partie supérieure du complexe. Les métabasites sont comparables aux tholéiites continentales.

L'origine des termes acides est composite. Certaines correspondent à des faciès différenciés à partir de la souche basique. Cette filiation par différenciation peut de plus être complétée par des phénomènes de contamination crustale. Il est vraisemblable que d'autres trondhjémites et kératophyres soient générés par fusion partielle d'amphibolites.

Ces caractères magmatiques sont tout à fait symptomatiques d'un site distensif continental (Thurston et Fryer, 1983 ; Coleman, 1984b ; Gelinas et al., 1984 ; Hodder, 1984 ; Kokelaar et al., 1984 ; Condie et al., 1985 ; Sivell et Foden, 1985).

4.1.3 - Métamorphisme

Nous avons souligné, à diverses reprises, l'existence de relations temporelles étroites entre le magmatisme et le métamorphisme :

- Le stade précoce (D1,Sn) est contemporain d'une activité magmatique importante, à caractère distensif et pré-orogénique (D1 post "magmatites 1" et ante "magmatites 2").
- Les stades tardifs (D2, Sn+1 et Sn+2) sont clairement postmagmatiques, associés à la structuration orogénique du secteur et à des contraintes compressives (Ménot, 1986).

Ces relations nous incitent à proposer une signification géodynamique différente pour les deux stades successifs de recristallisation et de déformation.

a) Interprètation de la phase précoce (Sn)

La coïncidence dans le temps des phénomènes magmatiques et métamorphiques est observée dans divers environnements géologiques :

(i) en domaine continental, et en contexte général compressif ("plutono-métamorphisme", Kornprobst et al., 1980). Ce processus a été invoqué pour expliquer les domaines métamorphiques anatectiques carbonifères du Massif Central français et du Massif Armoricain. D'un point de vue géodymanique, il est subordonné à un épaississement crustal.

(ii) dans la lithosphère océanique pendant ou peu après l'accrétion (métamorphismes de ride ou associés la tectonique intra-océanique)(cf. chap. C-5).

(iii) en domaine continental, au niveau des zones d'amincissement et d'extension crustal (métamorphisme de rift continental) (Calsteren et Den Tex, 1978 ; Pin et Vielzeuf, 1983 ; Aberg et al., 1984 ; Weber, 1985).

Le contexte originel des formations de Rioupéroux et de Livet s'apparente évidemment au dernier type. Le magmatisme y affiche à la fois, un cachet mantellique et une influence crustale. D'autre part, les produits de fusion crustale (trondhjémites pp.) supposent la présence d'une lithosphère continentale juvénile de composition principalement amphibolique.

Nous proposons de considérer le stade métamorphique précoce (Sn) comme un témoin d'un métamorphisme de rift continental. Ces recristallisations se développent, à un niveau supracrustal, sous l'effet (i) d'un fort gradient thermique engendré par l'amincissement lithosphérique et par l'intumescence mantellique et (ii) d'un enfouissement en relation avec la sédimentation et le volcanisme. Différents auteurs ont expliqué le métamorphisme granulitique de segments infracrustaux par de semblables phénomènes (Calsteren et Den Tex, 1978 ; Pin et Vielzeuf, 1983 ; Weber, 1985). Dans les domaines superficiels, Aberg et al., (1984) décrivent la recristallisation, sous l'effet d'un enfouissement, de la séquence volcanique et sédimentaire. Cette transformation s'effectue peu après l'extrusion des basaltes et avant les déformations orogéniques.

b) Interprétation des phases tardives (Sn+1, Sn+2)

Au stade distensif succède un épisode de fermeture dont témoigne la tectonique en compression (écaillage interne du complexe plutono-volcanique et chevauchement de la basse vallée de la Romanche). Les relations chronologiques entre les paragénèses et les déformations démontrent sans ambiguité la nature orogénique de ces dernières phases métamorphiques.

4.1.4 - Conclusions

Un modèle de rift continental peut rendre compte des caractéristiques principales des formations de Rioupéroux et de Livet : association lithologique, chimisme des roches éruptives, diversité des processus magmato- et pétrogénétiques, synchronisme des phénomènes magmatiques et métamorphiques.

L'évolution tectonométamorphique polyphasée, syn- à postmagmatique, témoigne des stades, anorogénique et orogénique, de développement et de fermeture de ce domaine.

L'absence de magmas acides potassiques suggère que les sources crustales affectée par la fusion partielle sont juvéniles et n'ont pas subi de recyclage exogènes. Des formations amphiboliques, de composition MORB ou LKT, ou leptyno-amphiboliques d'origine orthodérivée représentent des matériaux parentaux potentiels.

La nature hypopotassique des roches acides et tholéiitique des métabasites renforce les analogies avec les bassins ensialiques modernes ouverts sur des domaines continentaux d'accrétion récente (marges continentales) : bassins ensialiques du Chili (Aberg et al., 1984) et de Nelle Zélande (Taupo : Cole, 1984).

Comme dans ces bassins marginaux sl. le domaine distensif dévonien de Rioupéroux-Livet n'évolue pas jusqu'à un stade océanique du type Mer Rouge (Coleman, 1984c), golfe de Californie (Saunders et al., 1982), ou ophiolites andines mésozoïques (De Wit et Stern, 1981).

4.2 - Les formations de Rioupéroux et de Livet dans le contexte orogénique hercynien.

4.2.1 - Les phénomènes de distension dévono-dinantiens : les formation-témoins.

Nous proposons de comparer brièvement les formations dévoniennes de la basse vallée de la Romanche avec les ensembles appartenant au domaine hercynien français et témoignant d'un épisode de distension d'âge voisin.

a) Dans les Massifs cristallins externes alpins.

Aucune formation comparable par sa lithologie et son chimisme n'a été décrite dans les MCE, et nous n'en avons pas reconnu d'équivalent dans le secteur nord-oriental de Belledonne. Le prolongement méridional de certaines unités du complexe plutono-volcanique est peut-être à rechercher au niveau du Chaillol dans le Haut Dauphiné.

b) Dans le domaine centre armoricain.

Les principaux traits des bassins dévono-carbonifères seront dégagés à partir des synthèses de Bébien et Gagny (1980), Barrière et al. (1983) et Rolet et al. (1986).

Les formations de Rioupéroux et de Livet présentent de nombreuses analogies avec ces bassins :

- au niveau de leur évolution : tous les auteurs soulignent les relations étroites entre phénomènes magmatiques et tectogéniques. Il existe un continuum d'activités magmatiques et métamorphiques avec des "crises paroxysmales" depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Carbonifère (Barrière et al., 1983 ; Rolet et al.,1986).

La structuration comprend (i) une phase fini-dévonienne (bretonne) et contemporaine du magmatisme distensif, et (ii) une phase carbonifère (sudète). Les recristallisations associées sont respectivement épizonales et anchizonales (in Rolet et al., 1986).

- au niveau de la magmatologie : Certains bassins (Chateaulin, Laval) montrent la superposition de plusieurs cycles volcaniques, basique puis acide et enfin spilito-kératophyrique. Le dernier cycle suit un épisode sédimentaire important (Sagon, 1976 ; Bébien et Gagny, 1980). On retrouve là une succession remarquablement proche de celle que constitue la superposition des formations de Rioupéroux-Livet et du Taillefer (Cf. chap.III).

On note de plus une évolution générale du magmatisme vers un pôle plus siliceux (Bébien et Gagny, 1980).

Du point de vue géochimique, le volcanisme basique est de type intraplaque (Cabanis et al., 1982) associant des tendances tholéiitiques et alcalines.

Malgré ces convergences, les formations de Rioupéroux et de Livet se différencient par (i) l'absence d'affinités alcalines, (ii) par l'abondance des termes plutoniques, (iii) par la faible représentation des faciès sédimentaires et (iiii) par l'intensité des

recristallisations métamorphiques épi- à mésozonales. Ces trois derniers points de divergence peuvent s'expliquer par l'observation d'un niveau structural plus profond.

c) Les bassins du domaine arvéno-vosgien

c.1) Les synclinaux du Nord-Est du Massif Central

C'est avec ce secteur que les formations de Rioupéroux et de Livet sont classiquement comparées (Carme, 1975a ; Scarenzi, 1984).

Deux unités lithostratigraphiques sont distingueés:

* La première unité forme un complexe volcano-sédimentaire et plutonique (Péterlongo, 1960 ; Beurrier et al., 1980 ; Piboule et al., 1982 ; Sider et Ohnenstetter, 1986; Sider et al., 1986). Ce complexe est constitué de métabasaltes, à structure en coussins, d'alternances spilito- kératophyriques, de cumulats basiques et ultrabasiques et de granites sodiques filoniens et en stocks plurikilométriques. Cette association est assimilée à un assemblage ophiolitique (Sider et Ohnenstetter, 1986 ; Ohnenstetter et Sider, 1987).

Le magmatisme serait de composition essentiellement tholéiitique (Piboule et al., 1982 ; Rigaud, 1985) alors que Fonteilles (1968) et Pin et al. (1982) insistent sur les affinités calco-alcalines.

D'après Sider et al. (1986) il existerait une succession dans le temps de formations tholéiitiques (série de la Brévenne) puis calco-alcaline (série de l'Aix) ; la première serait d'age siluro-dévonien, la seconde du Viséen inférieur. Ces auteurs sont les seuls à proposer, à la suite de Carme (1975a), un âge anté-dévonien.

Cette série de la Brévenne est unanimement considérée comme un ancien bassin marginal ou un rift ensialique (Piboule et al., 1982 ; Jouchoux, 1983 ; Rigaud, 1985 ; Sider et Ohnenstetter, 1986).

* La seconde unité (unité des "tufs anthracifères") est discordante sur l'unité précédente. Elle est constituée de niveaux détritiques grossiers, pyroclastiques et calcaires associés à des matériaux volcaniques et volcanoclastiques. Le magmatisme correspond à des coulées, des tufs et des faciès hypovolcaniques granophyriques, de composition intermédiaire à acide (Rubiello, 1978). Il provient pour partie d'une anatexie liée à un épaississement crustal (Bébien et Gagny, 1980).

Cette unité des tufs anthracifères représente un fossé volcano-tectonique subsident (Bertaux, 1982), d'âge viséen moyen à supérieur.

La structuration tectonométamorphique est polyphasée (Carme, 1975a) intradévonienne (Cantagrel et al., 1978) (et synmagmatique ?) puis dévonienne supérieure à viséenne (tectonique tangentielle sudète : Gagny et al., 1981).

c.2) Les Vosges

On retrouve le découpage en deux cycles successifs :

- L'ensemble inférieur, Dévonien à Viséen inférieur, est une formation volcano-sédimentaire (calcaires, schistes et pélites) accompagnée par un volcanisme bimodal. Les affinités géochimiques de la suite spilito- kératophyrique sont ambiguës, tholéiitiques ou calco-alcalines (Bébien et Gagny, 1980).
- L'ensemble supérieur, Viséen moyen à supérieur, de faciès Culm typique, présente une sédimentation terrigène, conglomératique à carbonée, et un volcanisme évoluant d'un pôle andésitique vers un pôle plus siliceux.

Pour Ikenne et Bébien (1985), le volcanisme dévono-dinantien est de type orogénique et associe deux lignées, tholéiitique, et calco-alcaline.

Les phénomènes de distension semblent moins affirmés que dans le Nord-Est du Massif Central et ces formations ont un caractère intracontinental marqué.

4.2.2 - Conclusions

La rapide compilation précédente, en accord avec les synthèses de Badham (1982) et de Floyd (1982), permet de dégager les point suivants :

- Le contexte géodynamique dévonien est essentiellement distensif et intracontinental. Les mécanismes de distension n'aboutissent que très exceptionnellement à la création d'une lithosphère océanique (complexe du Lizard : Kirby, 1979 ; Davies, 1984) et les stades d'évolution de ces bassins marginaux sl. sont très variables (série de la Brévenne d'affinité

sub-océanique et bassins volcano-sédimentaires bretons et vosgiens à caractère continental). L'existence de tendances géochimiques calco-alcalines incitent certains auteurs à considérer ces bassins marginaux comme des bassins d'arrière arc, en postulant l'existence de marges continentales actives et d'un plan de subduction (Floyd, 1982 ; Bernard-Grilliths et al. 1985 ; Ohnenstetter et Sider, 1987).

- L'évolution du magmatisme obéit selon Floyd (1982) à une répartition temporelle et spatiale :

(i) au cours du temps, le volcanisme basique présente une augmentation des teneurs en éléments incompatibles et du rapport entre Terres rares légères et lourdes (LREE/HREE). Floyd voit dans cette évolution l'influence d'une zone de subduction, alors que Pin et al. (1982) évoque l'existence d'une contamination crustale.

(ii) dans l'espace : dans les zones saxo-thuringienne (ZST) (centre armorique) et rhéno-hercynienne (ZRH) le magmatisme est bimodal avec une dominante basique. Dans la zone moldanubienne (domaine arvéno-vosgien), il évolue d'un pôle bimodal pré-orogénique à un épisode calco-alcalin synorogénique puis au volcanisme acide à intermédiaire viséen. Géochimiquement, les magmas sont tholéiitiques et alcalins dans la ZRH, tholéiitiques dans la ZST et tholéiitiques et calco-alcalins dans la zone moldanubienne.

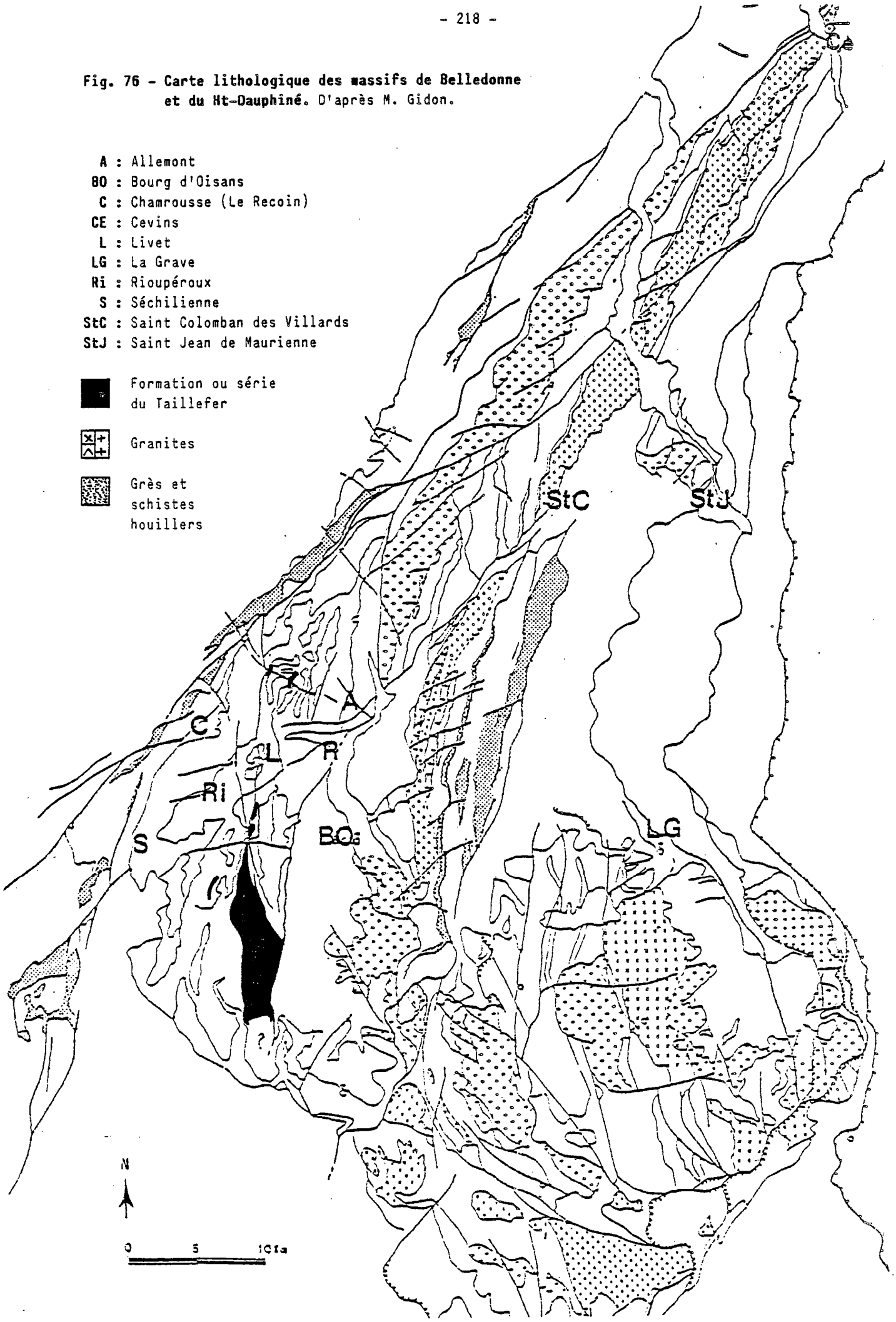
- La distinction entre des cycles dévonien à viséen inférieur et viséen moyen et supérieur (domaine arvéno-vosgien) pourrait posséder une signification géodynamique. Les caractères chimiques du volcanisme, et leur évolution temporelle (volcanisme bimodal et mantellique puis siliceux et d'origine crustale) suggèrent la transition d'un régime distensif à un régime en compression. Cette transition marque peut être l'intégration des bassins dévono-dinantiens dans le domaine orogénique (cf. Chap. III).

En résumé, les formations de Rioupéroux et de Livet s'intègrent parfaitement au contexte général dévono-dinantien. Les ressemblances avec la série de la Brévenne sont particulièrement spectaculaires, elles sont par ailleurs renforcées par l'observation de niveaux structuraux comparables, plus profonds qu'en Bretagne et dans les Vosges. Toutefois, le complexe plutono-volcanique dévonien de Belledonne correspond à un stade d'extension moindre.

Par analogie avec les divers bassins des domaines centre armoricain et arverno-vosgien, il est logique d'affecter un âge dévonien pour le magmatisme bimodal de l'unité de la Balme (LIVC). Le développement du magmatisme trondhjémitique au dévonien supérieur matérialise l'évolution communément observée vers un pôle siliceux dont les tendances crustales sont plus affirmées. Enfin, il est peut-être possible d'intégrer à cette succession la formation du Taillefer. Cette série volcano-sédimentaire, spilites, kératophyres et sédiments terrigènes, reposerait en discordance sur les formations de Rioupéroux et de Livet (Carme, 1972) et pourrait représenter le cycle Viséen moyen à supérieur.

La tectonique tangentielle intra à tardi-viséenne provoque le démembrement de l'édifice plutono-volcanique et l'empilement des différentes unités.

Fig. 76 - Carte lithologique des massifs de Belledonne et du Ht-Dauphiné. D'après M. Gidon.



E - LA FORMATION DU TAILLEFER

L'étude en sera brève et principalement bibliographique, nous n'apporterons que quelques compléments inédite. Un travail synthétique sur la lithologie et la structure sera publié prochainement dans le cadre d'une thèse de l'Université de Grenoble (P.Riegel, en cours). D'autre part, les données géochimiques concernant le volcanisme seront regroupées dans une note en préparation.

1 - DEFINITION LITHOLOGIQUE (FIG. 76)

Cette formation a été définie, décrite à diverses reprises et délimitée cartographiquement (Vizille à 1/50.000) par F.Carme (1965b, 1970d, 1972). Elle est constituée de termes détritiques variés (schistes carbonés, arénites et conglomérats) et de termes volcaniques (spilites et kératophyres) et volcanogènes (tufs, brèches et grauwackes). Les sédiments peuvent comporter une composante carbonatée.

Ces matériaux sont peu recristallisés et leurs caractères texturaux et structuraux originels sont largement préservés. Les métasédiments montrent des structures de granoclassement et de remaniement synsédimentaire (Carme, 1965b). Les textures subvolcaniques sont fréquentes dans la série spilito-kératophyrique : textures trachytique et intersertale et abondance de faciès vacuolaires (observations personnelles).

Du fait de la tectonique, la polarité stratigraphique semble difficile à établir. Selon Carme (1972) l'épisode effusif serait intercalé entre deux périodes de sédimentation détritique. La première est matérialisée par des roches gréso-pélitiques et grauwackeuses, alors que la seconde inclue des conglomérats localement très grossiers. Les travaux récents de Riegel paraissent remettre en cause cette distribution (à paraitre).

Bien que l'essentiel des affleurements soit localisé au Sud de la vallée de la Romanche (cf. Carte de Vizille à 1/50.000), des fragments de la formation du Taillefer, aussi bien métasédimentaires qu'orthodérivés, ont été observés au Nord, dans le secteur de la Grande Lauzière et des lacs du Doménon.

Un age Viséen a été attribué avec beaucoup de prudence par Gibergy (1968) grâce à la découverte de crinoides dans les métasédiments. Il est conforté par les analogies de faciès avec les séries Culm des Vosges et du Massif central français (Bordet, 1960-63; Carme, 1972).

2 - RELATIONS AVEC LES FORMATIONS VOISINES

Les contacts avec les diverses formations de Rioupéroux, de Livet et de Séchilienne sont marqués par des failles. Le formation du Taillefer est impliquée dans les déformations tangentielles carbonifères. On observe des répétitions tectoniques (cf. carte de Vizille à 1/50.000); Carme, 1973; Riegel, à paraitre), ainsi que des écailles insérées dans le chevauchement entre les formations de Rioupéroux et de Séchilienne (Carme, 1973b) et pincées au sein des unités de Rioupéroux B et de Livet C et D (observations personnelles : flanc Ouest et Nord-Ouest du Taillefer, Palteau des Lacs, secteur de la Grande Lauzière).

L'analyse détaillée du contact entre les formations de Rioupéroux et du Taillefer a permis à Carme d'affirmer que la série supérieure (Taillefer) est stratigraphiquement discordante avec, à la base, des faciès transgressifs, grauwackes et quartzites (Carme, 1965b, 1970d, 1971a, 1972). Ce contact stratigraphique est le plus souvent repris par un cisaillement plat qui entraine une accordance tectonique quasi générale. La formation du Taillefer serait transgressive sur un socle gneissique (formation de Rioupéroux), préalablement structuré lors d'un cycle anté-hercynien (Carme, 1970d).

Les arguments tectonométamorphiques exposés plus loin ainsi que la détermination d'un âge dévono-dinantien pour les formations de Rioupéroux et de Livet s'opposent à cette interprètation. En admettant l'existence d'une discordance, dont la mise en évidence est délicate dans un contexte aussi tectonisé, celle-ci ne peut avoir qu'une signification intraformationnelle, au sein d'un cycle sédimentaire et magmatique dévono-carbonifère (Ménot en préparation). Cette limite entre les formations de Rioupéroux-Livet et du Taillefer ne représente ne aucun cas une discontinuité majeure séparant deux cycles orogéniques.

3 - EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE

3.1. - Caractères du métamorphisme

Tous les auteurs s'accordent à reconnaitre le caractère très partiel des recristallisations, dont attestent les nombreuses reliques texturales et minéralogiques.

Les paragénèses sont symptomatiques d'une faible intensité, n'excédant pas le faciès schistes verts, sous faciès à épidote-almandin (Carme, 1972). La foliation est peu pénétrative, en particulier dans les faciès volcaniques et dans la masse de la formation; elle s'exprime plus nettement dans les zones de cisaillement. La cristallinité demeure faible et les micas, biotite et muscovite, ne présentent pas de "ségrégation lit par lit" (Carme, 1970d).

L'épidote et la calcite sont abondantes dans les faciès basiques et le grenat semble apparaitre préférentiellement dans les métagrauwackes et les métamicroconglomérats. Biotites, amphiboles et grenats sont souvent largement chloritisés.

3.2. - Relations entre déformations et recristallisations

Au niveau des contacts avec les unités lithologiques de Rioupéroux et de Livet, ces relations sont particulièrement bien exprimées :

a) La foliation y est mieux marquée et elle est matérialisée, selon les faciès, par des micas en petits cristaux, des amphiboles actinotiques et de fins rubans polycristallins de quartz. Cette foliation est souvent parallele aux plans d'anisotropie primaires, litage sédimentaire et fluidalité magmatique. Mais on peut également observer des discordances angulaires parfois importantes entre SO et S1.

b) Des microplis sub-isoclinaux dissymétriques sont contemporains et postérieurs à la foliation.

c) Des néogénèses accompagnent cette déformation et perdurent dans un contexte statique. Elles s'expriment (i) sous forme de cristaux automorphes et poecilitiques de biotite et d'actinote, non orientés et "fossilisant" la foliation et (ii) de restaurations polygonales affectant la matrice de la roche.

Cette succession correspond à l'évolution tardive que nous avons décrite, au niveau des accidents chevauchants, dans les formations de Rioupéroux et de Livet (Ménot, 1986 : Sn+2 - microplis P2b, recristallisations dynamiques puis statiques). La structuration très partielle des roches de la formation du Taillefer parait donc étroitement liée à la tectonique tangentielle tardi-viséenne. Nous avons tenté une analyse isotopique K/Ar des amphiboles, lors de l'étude en cours de publication (Ménot et al. 1985 et 1987). Mais la chloritisation importante et la présence de nombreuses inclusions ferro-titanées ne permettent pas d'obtenir de résultats corrects et de montrer, par cette méthode, la contemporanéité des recristallisations métamorphiques dans les formations de Rioupéroux-Livet et du Taillefer.

4 - SIGNIFICATION GEOLOGIQUE DE LA FORMATION DU TAILLEFER ET CORRELATIONS POSSIBLES

4.1. - Caractères originels

Les caractères sédimentaires traduisent un environnement de nature intracontinentale la proximité des sources nourricières et l'instabilité du contexte. Les métasédiments constituent une fraction volumétriquement très importante de la formation du Taillefer. Il s'agit de matériaux essentiellement détritiques dont la composante carbonatée est toujours très subordonnée. Ils correspondent d'une part à des faciès fins, riches en carbone et à figures de déformation synsédimentaires (laminites de Carme, 1965b) et d'autre part à des faciès très peu évolués (fraction felspathique abondante, éléments très grosssiers, etc..). Ceci témoigne de la pérennité de l'activité orogénique et de l'existence de phases paroxismales.

Les caractéristiques géochimiques du magmatisme associé s'accordent également avec un site originel ensialique. D'après Carme (1975b), les spilites appartiennent à deux tendances évolutives différenciées d'après leurs teneurs en TiO2. Elles montreraient ainsi des affinités avec les séries tholéiitiques continentales et calco-alcalines. Pour leur part, les kératophyres se subdivisent également en deux groupes. Un premier groupe, à rapport FeOt./MgO élevé, est formé par les termes différenciés des souches basiques. Le second, dont la valeur du rapport FeOt./MgO n'excède pas celui des spilites les moins différenciées, serait constitué par les produits d'une métasomatose silico-alcaline du magma basique.

Cette distribution géochimique est remarquablement semblable à celle que nous avons décrite pour les métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet et peut s'interpréter de façon identique (chap. II-D-2).

Notre étude géochimique en cours confirme les analogies avec le magmatisme dévono-dinantien et en particulier avec celui des unités de Rioupéroux (RIA et surtout RIB). Le caractère continental est affirmé et il se marque par un enrichissement important en éléments lithophiles (Th, LREE). La diversité de composition des termes volcaniques acides peut s'expliquer par la coexistence de processus magmato- et pétrogénétiques variés (fusion crustale, contamination et mélanges) (Ménot, en préparation).

En conclusion, les phénomènes sédimentaires et magmatiques matérialisés dans la formation du Taillefer sont symptomatiques d'une zone de distension dans un domaine continental tectoniquement actif. La largeur de cette zone est probablement peu importante. Un site de bassin intramontagneux pourrait satisfaire à ces contraintes.

4.2. - Corrélations au sein des M.C.E. et dans la chaîne varisque

La formation du Taillefer fait partie intégrante de la "série verte supérieure", qui affleure tout au long de du secteur nord-oriental de Belledonne et dont des témoins se suivent jusque dans le Beaufortin et les Aiguilles Rouges (Bordet, 1960-63 ; Carme, 1977 ; Gros, 1974 ; Gasquet, 1979; Verjat, 1980 ; Poncerry, 1981).

L'assimilation, sur la base d'analogies de faciès, de tous ces schistes verts et noirs et de ces métarudites à une même entité lithologique est-elle fondée ?

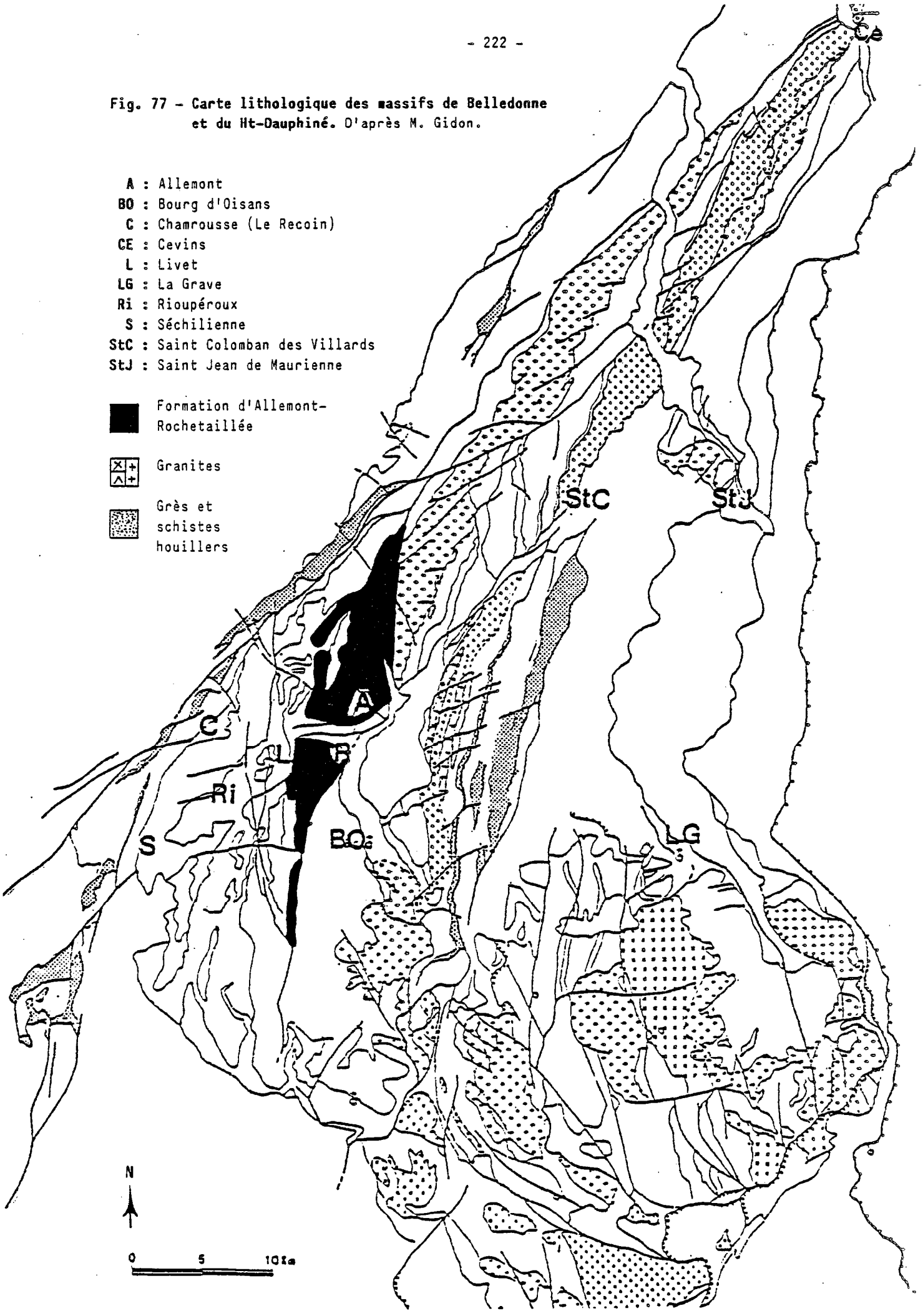
La présence de fossiles du Viséen supérieur dans les schistes des Aiguilles Rouges (Béllière et Streen, 1980) conforte la comparaison avec la formation du Taillefer qui pourrait avoir un âge comparable (Gibergy, 1968). Cependant, il convient de rester prudent. D'une part, les analogies de faciès peuvent se révéler des critères fragiles : en effet, dans la partie septentrionale de Belledonne, les déformations mylonitiques intenses tendent à effacer toute reliques, sédimentaires ou éruptives, et à induire des convergences de faciès avec les tectonites issues de matériaux originellement très divers. D'autre part, dans les M.C.E., il existe probablement plusieurs types de formations à caractère de schistes verts comme le suggère la découverte de fossiles du Paléozoïque inférieur dans les schistes d'Huez (Gdes Rousses) (Giorgi et al., 1979).

Des corrélations ont été proposées avec les autres M.C.E., avec l'Argentera en particulier (schistes de la Valetta-Molières) (Bogdanoff, communication orale). Une étude plus précise de toutes ces unités schisteuses nous paraît encore nécessaire pour confirmer les corrélations précédemment proposées.

Pour ce qui concerne la formation du Taillefer au sens strict, ses caractères sédimentologiques et magmatologiques sont très comparables à celles des petits bassins d'extension crustale qui se développent au Carbonifère inférieur dans des contextes de cisaillement. Nous proposons une comparaison étroite avec les bassins en "pull-apart" du domaine centre-armoricain (Rolet et al., 1986 ; Dubreuil, 1987). On remarquera la localisation de tels graben à la proximite des zones de contacts entre des domaines lithosphériques différents : domaines Sud et centre armoricains (Dubreuil, 1987) ; zones rhéno-hercynienne et saxo-thuringienne. Nous verrons (chap. III) que le massif de Belledonne résulte d'une telle juxtaposition.

En conclusion, le bassin du Taillefer succède dans le temps au domaine d'extension dévono-carbonifère matérialisé par les formations de Rioupéroux et de Livet. Ses caractères sédimentologiques et magmatiques traduisent sa nature plus nettement intracontinentale. Son évolution s'achève au Viséen supérieur par son implication dans la tectonique tangentielle tardimétamorphe généralisée dans le secteur de la basse Romanche.

Fig. 77 - Carte lithologique des massifs de Belledonne et du Ht-Dauphiné. D'après M. Gidon.



F - LES FORMATIONS GNEISSIQUES ET AMPHIBOLITIQUES D'ALLEMONT-ROCHETAILLEE

Ce chapitre résume l'état actuel des connaissances concernant ce domaine. Il résulte des données issues de la bibliographie et de nos propres observations, cartographiques et pétrographiques en particulier. Cette étude n'est pas achevée et, nous évoquerons seulement des résultats préliminaires concernant la géochimie des métamagmatites.

1 - DEFINITION LITHOLOGIQUE

Ces formations appartiennent à la base de la série verte et à la série brune de P.Bordet (1961b) et au complexe polycyclique de Belledonne de F.Carme (1972). Elles correspondent aux formations du Ferrouillet et, pro parte, du lac de Crop définies par Tobi (1959). D'un point de vue géographique, elles forment une ligne de reliefs depuis la Grande Lance d'Allemont au Sud jusqu'à la Dent du Pra au Nord. Elles constituent ainsi les points culminants de la chaîne de Belledonne (Pic et Croix de Belledonne). Les gneiss et amphibolites affleurent également au Sud de la Romanche au Grand Cornillon puis dans les escarpements bordant la plaîne de Bourg d'Oisans.

La lithologie comprend dans la région d'Allemont et de bas en haut (Bordet, 1961b ; Carme, 1970, 1971, 1972, 1974) :

- des micaschistes et des gneiss à silicates d'alumine et grenat associés vers le haut à des niveaux de cipolins, de leptynites, de gneiss leptyniques et d'amphibolites. Des gneiss migmatitiques et des anatexites à cordiérite forment des passées ou des panneaux au sein de cette série paradérivée.
- les amphibolites dominent ensuite dans une alternance où l'on retrouve des leptynites et gneiss leptyniques mais aussi des niveaux métapélitiques à grenat-disthène.

L'origine éruptive des termes basiques est clairement affirmée par les auteurs précédents, bien que les reliques magmatiques texturales ou minéralogiques soient exceptionnelles (textures floues de gabbros : Bordet, 1961b, 1969, 1972 ; augite relictuelle : Tobi, 1959). Sur cette base, les formations amphibolitiques étaient corrélées au complexe ultrabasique et basique de Chamrousse. Mais, la rareté des roches ultrabasiques, l'abondance relative de termes sédimentaires associés constituent des différences lithologiques significatives.

La distinction introduite par Tobi entre formations du Lac de Crop et du Ferrouillet traduit la proportion relative des termes amphibolitiques par rapport aux faciès d'origine pélitique et grauwackeuse. Cette interprétation est en accord avec la coupe lithologique définie à Allemont où l'on observe un passage graduel entre les parties inférieures et supérieures, respectivement à dominantes gneissiques et amphibolitiques.

2 - RELATIONS AVEC LES UNITES VOISINES

Les formations gneissiques et amphibolitiques d'Allemont-Rochetaillée sont entièrement limitées par des contacts tectoniques. Elles constituent une unité charriée sur les terrains dévono-dinantiens de Rioupéroux-Livet (fig. 3, 77, 78).

A l'Est, l'accident de Belle Etoile - Eau d'Olle, satellite du "Synclinal Médian", marque le contact avec le granite des Sept Laux, puis les terrains mésozoiques de la plaîne de Bourg d'Oisans (Bordet, 1961b; Carme 1972).

Au Nord, le "SM" sépare les formations du lac de Crop et du Ferrouillet de la série satinée (Rameau externe) (Tobi, 1959).

Enfin, les formations d'Allemont-Rochetaillée sont chevauchantes sur les unités de la formation de Livet (Carme, 1972 ; 1973b et observations personnelles). La surface de contact est matérialisée par des amphibolites mylonitiques microplissées contenant des "exsudats" plagioclasiques. Ce contact est aisément observable de part et d'autre de la Romanche, en rive droite à proximité de la cascade du Baton, en rive gauche au niveau du Pont de la Véna, et dans le massif du Taillefer au Sud-Est du plateau des lacs du Taillefer. Comme nous l'avons déjà signalé dans un chapitre précédent (II-D) la base des escarpements, sous le pic de la Fare, en amont du Pont du la Véna, présente une alternance leptyno-amphibolique très plissée. Elle constitue l'extension vers l'Est de l'unité de la Balme (Livet C) et non les formations d'Allemont-Rochetaillée comme il était classiquement admis.

La surface de contact est ensuite reprise par des mégastructures plissées, hectométriques à kilométriques, dont les plans axiaux sont verticaux et dont les flancs sont laminés par les accidents longitudinaux (Gde Lance d'Allemont, Gde Lauzière, Gd Galbert)(fig.78). La tectonique tangentielle est clairement antérieure aux décrochements majeurs (ann.D).

3 - EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE

Le caractère polymétamorphique des gneiss est souligné par les descriptions de Tobi (1959) et de Carme (1970a). Il exprime une évolution rétromorphique avec des paragénèses à dithène-staurotide-grenat (Tobi) et disthène-staurotide-sillimanite-grenat (Carme) puis des assemblages à deux micas et grenat.

Nos observations montrent (i) que ces deux stades appartiennent probablement à un même épisode métamorphique majeur et (ii) que des recristallisations ponctuelles, au niveau des contacts tectoniques, se surimposent et éventuellement oblitérent totalement ces paragénèses.

3.1. - L'épisode métamorphique majeur

Les observations micrographiques éffectuées sur les amphibolites et les gneiss témoignent de l'existence d'une évolution métamorphique plurifaciale.

a) Les amphibolites se caractérisent généralement par une foliation bien réglée marquée par l'allongement des prismes de horblendes vertes, par des chapelets de granules opaques ou de cristaux de leucoxène et enfin, par des rubans polycristallins de quartz. Quelques rares amphibolites plus massives, à l'aspect de métagabbros ou de métadiorites, contiennent des zones peu orientées et à granulométrie plus grossière. Elles sont constituées d'oligoclase-andésine et de hornblende verte phénoclastique et schillérisée. Les recristallisations dynamiques se surimposent par le développement d'une mésostase granonématoblastique identique à celle des amphibolites communes décrites précédement. Dans des faciès comparables, à texture magmatique partiellement conservée, Tobi (1959) a reconnu de rares clinopyroxènes ignés au coeur des plages amphiboliques.

b) Les gneiss, plus ou moins schisteux, présentent une évolution plus significative. On note la succession de deux paragénèses (Carme, 1970a et observations personelles) :

- staurotide, disthène, grenat, biotite et oligoclase.
- biotite, muscovite, grenat , épidote et albite-oligoclase.

Carme décrit de plus la présence de sillimanite dans le premier assemblage. Nous n'avons pas formellement reconnu ce minéral, mais il pourrait subsister à l'état de fibrolithes largement séricitisés.

Du point de vue textural, les gneiss présentent une double anisotropie marquée par les silicates d'alumine et les micas. Staurotide et disthène constituent des clastes ovoides allongés dans la foliation et sont très inégalement dégradés en muscovite et séricite. Les micas, à contours fréquement fusoïdes, et les grenats appartiennent à deux générations. Pour les premiers, la discrimination est souvent délicate. Les grenats anciens se distinguent par leur granulométrie grossière et leur richesse en inclusions hélicitiques de quartz et feldspath. La foliation majeure est donc essentiellement micacée. Elle est associée à des rubans polycristallins de quartz et s'accompagne de petits grenats limpides dans les faciès les plus recristallisés. Cette foliation se dispose parallèlement au plan axial de plis isoclinaux (Carme, 1974a).

Des phénomènes anatectiques se développent de manière très ponctuelle à l'échelle de la formation. Ils s'expriment par des gneiss migmatitiques et des anatexites à pinite (Carme, 1974a). Selon cet auteur, la fusion partielle et la cristallisation de la cordiérite seraient antérieures aux paragénèses à silicates d'alumine. En fait, dans les échantillons que nous avons étudiés, les relations chronologiques entre cordiérite et staurotide-disthène sont, comme le souligne Carme, "complexes et variées" et l'antériorité de la cordiérite ne nous parait pas évidente. Par contre, les formations de Allemont-Rochetaillée sont tout à fait comparables aux ensembles gneissiques et amphibolitiques du Nord-Ouest de Belledonne et des Aiguilles Rouges où les phénomènes anatectiques, et la cordiérite associée, sont toujours postérieurs aux paragénèses barroviennes (Von Raumer, 1981, 1984, 1986). De toute façon, les gneiss migmatitiques et les leucosomes sont nettement repris par la foliation mylonitique à deux micas (Vivier et al.,en préparation).

Nous interprètons ces diverses observations dans le cadre d'un continuum de recristallisations évoluant depuis un climat méso-à catazonal, avec anatexie très localisée, vers des conditions moins sévères. Ces recristallisations sont clairement syncinématiques et pourraient traduire la mise en place de nappes cristallines profondes vers les niveaux supracrustaux.

3.2. - Les recristallisations tardives

Elles se superposent à la foliation générale au niveau des accidents majeurs.

a) Le chevauchement sur la formation de Livet se marque par une semelle amphibolitique nettement plus foliée. Les structures sont comparables à celles que nous avons décrites au niveau du contact à la base de la formation de Séchilienne. Toutefois, le chevauchement semble se situer dans un contexte plus profond. En effet, les "exsudats" feldspathiques sont beaucoup plus abondants et ils peuvent être remplacés par de véritables mobilisats leucocrates contenant des amphiboles en fins prismes aciculaires. Ces roches claires apparaissent (i) dans les charnières de plis dissymétriques, et les amphiboles sont alors soit équantes, soit orientées selon le plan axial, et (ii) en association avec des hornblendites, dépourvues de plagioclases, parfois légèrement biotitiques, et peu ou non orientées. Ces caractères suggèrent l'existence d'une fusion partielle des amphibolites feldspathiques de la formation d'Allemont en relation avec le chevauchement. Des études géochimiques en cours se proposent de tester la validité de cette interprétation.

b) Au niveau des grands cisaillements longitudinaux, la foliation majeure est reprise par une schistosité de crénulation pouvant aboutir à une foliation mylonitique. La muscovite et la chlorite s'y développent très largement et la roche prend l'aspect de micaschistes. Ces faciès mylonitiques sont bien visibles sur le route du col du Glandon, en aval du village du Rivier.

3.3. - Conclusions

En résumé, on notera :

a) L'importance des recristallisations en régime dynamique et leur évolution retrograde traduisant la transition de domaines infra- à supracrustaux.

b) L'absence de texture granoblastique de recuit se surimposant aux assemblages syncinématiques. La formation d'Allemont se distingue ainsi des formations de Chamrousse et de Rioupéroux-Livet où ces textures y sont largement développées.

c) L'évolution métamorphique peut être comparée à celle qu' a reconnue Von Raumer (1981, 1984, 1986) dans les Aiguilles Rouges et qui se retrouve dans les differents MCE jusqu'en Argentera. On notera une course pétrogénétique similaire avec diminution de la pression matérialisée par la transition des assemblages à disthène-staurotide vers les faciès anatectiques à cordiérite. Par contre dans le secteur d'Allemont-Rochetaillée, on relèvera quelques différences : (i) non reconnaissance pour l'heure d'une paragénèse éclogitique témoignant d'un stade ancien de HP (cf. chap. III- B), (ii) extension extrèmement restreinte des phénomènes anatectiques et (iii) absence de granites intrusifs carbonifères.

De plus, les recristallisations tardives contemporaines des grands décrochements carbonifères sont limitées à Allemont à la proximité des accidents longitudinaux majeurs alors que les formations gneissiques et amphiboliques de Belledonne Est sont affectées par une foliation mylonitique verticale, pénétrative et généralisée.

d) La foliation majeure des formations d'Allemont-Rochetaillée est probablement homologue de la foliation (Sn+1) décrite à Séchilienne et Rioupéroux-Livet.

4 - NATURE ORIGINELLE ET CORRELATIONS AU SEIN DE LA CHAINE DE BELLEDONNE ET DES M.C.E.

4.1. - Nature originelle et signification géologique

Les formations d'Allemont-Rochetaillée se caractérisent par l'association étroite d'amphibolites, de leptynites, de gneiss, de micaschistes et de cipolins. Cette association se manifeste à l'échelle de l'affleurement (alternance lithologique), mais on note aussi une hétérogénéité à l'échelle de la carte, avec des secteurs à dominante amphibolitique et d'autres plus gneissiques. La transition entre ces secteurs est graduelle (Bordet, Carme).

Il s'agit d'une ancienne série sédimentaire à composantes pélitique, carbonatée et grauwackeuse comprenant des intercalations, volumétriquement très variables, de matériaux d'origine éruptive de composition basique et acide.

L'étude géochimique préliminaire souligne la nature tholéiitique des métabasites qui présentent des affinités avec les basaltes océaniques (N et T-MORBs). Des dosages complémentaires (Th, Hf, etc..)ont pour but de déceler une éventuelle influence crustale qui est suggérée par l'environnement métasédimentaire des amphibolites. Elles matérialisent très probablement une magmatisme de nature distensive dans un domaine ensialique (en préparation).

Les leptynites analysées ont des compositions plus variables avec des termes à caractère potassique ou sodique. L'étude en cours s'attache à distinguer ces différents types et à évaluer leur relations génétiques possibles avec les métabasites (Ménot en préparation).

4.2. - Les corrélations possibles

Des corrélations ont été proposées au sein des M.C.E.. Selon P. et Cl. Bordet (1954, 1960-63), les formations d'Allemont-Rochetaillée font partie intégrante de la série verte et de la série brune qui affleure au Nord de la chaîne de Belledonne, à l'Est de l'axe granitique des Sept Laux. Ces séries se prolongent dans les Aiguilles Rouges et les Grandes Rousses. F.Carme (1971a), après une analyse détaillée de la lithologie, propose de voir dans ces terrains l'équivalent, mais ici en position renversée, de la série du Valgaudemar, c'est-à-dire d'une partie de la zone corticale du Ht Dauphiné de P.Le Fort (1973).

Pour notre part, nous pensons que cette entité d'Allemont-Rochetaillée est tout-à-fait comparable aux formations gneissiques et amphibolitiques du domaine nord-oriental de Belledonne, du Beaufortin et des Aiguilles Rouges. On y trouve en effet (i) les mêmes associations lithologiques (Verjat, 1980 ; Gasquet, 1979 ; Gros, 1974 ; Von Raumer, 1984 et 1986), (ii) une évolution métamorphique partiellement comparable (mêmes références et chap. III-A-2.1) et (iii) des caractéristiques géochimiques voisines pour les métamagmatites basiques qui traduisent un contexte distensif (Liégeois et Duchesne, 1981 ; Paquette, 1987 ; Von Raumer et al., à paraître ; Ménot, en préparation).

Au niveau de la structuration métamorphique, on retrouve effectivement dans les deux domaines, Nord et Sud de Belledonne, les traces d'un métamorphisme barrovien et de phénomènes anatectiques. Par contre, on ne connait, dans le secteur méridional, aucune relique éclogitique, de plus l'anatexie y est localisée et la granitisation carbonifère inexistante. Enfin la tectonique en décrochement qui induit la structure particulière du domaine nord-oriental, avec génération d'une foliation mylonitique verticale généralisée, se restreint à quelques grands accidents et à des déformations souples.

L'évolution tectonométamorphique différente des formations d'Allemont-Rochetaillée peut s'expliquer par leur implication orogénique à un niveau structural moins profond et/ou par leur appartenance à un domaine plus externe et affecté plus tardivement par la tectogénèse. Elles représenteraient un jalon intermédiaire entre les formations de Belledonne Nord Est à structuration siluro-dévonienne de la ceinture ligérienne et les formations de Chamrousse et de Rioupéroux-Livet à structuration carbonifère (cf. chap. III-B).

A cause de leur importante composante sédimentaire et de la rareté des termes plutoniques ultramafiques et mafiques, il nous semble significatif de distinguer les formations gneissiques et amphibolitiques d'Allemont-Rochetaillée du complexe ophiolitique de Chamrousse et de ne pas assimiler les premières à des faciès de bordure du second (Bordet, 1972).

Les corrélations avec les séries gneissiques et amphibolitiques de Belledonne Nord-Est, du Beaufortin et des Aiguilles Rouges permettent d'affecter aux métabasites d'Allemont-Rochetaillée un âge cambro-ordovicien selon les données géochronologiques de Peucat et al. (1985) et de Paquette (1987) (ann.D, E, F et G).

III

L'EVOLUTION PALEOZOIQUE : INTERPRETATION et SYNTHESE

*

A - STRUCTURATION DE LA CHAINE DE BELLEDONNE

1 - LE SECTEUR DE LA BASSE VALLEE DE LA ROMANCHE.

Ce secteur est constitué par la juxtaposition tectonique tardive de formations qui diffèrent par leur âge et les caractères de leur structuration tectonométamorphique.

1.1 - Rappels sur les différentes formations.

On distingue deux groupes de formations respectivement d'âges anté-dévonien et dévonien-carbonifère inférieur.

1.1.1 - Les terrains anté-dévoniens :

Ils incluent (i) le complexe ophiolitique de Chamrousse-Séchilienne, (ii) les formations gneissiques et amphiboliques d'Allemont-Rochetaillée et (iii) la série satinée. Seule l'ophiolite a été datée, alors que l'âge des deux autres unités est seulement déterminé par analogie.

La série métasédimentaire a été comparée aux ensembles, de faciès flysch, cévenols ou vosgiens, auxquels on attribue classiquement un âge cambrien, voire protérozoique (cf. chap. II-A). Le caractère polymétamorphique de son évolution s'accorde avec cette interprétation. Nous affectons, de façon hypothétique, les micaschistes des Roberts (unité LIVD) à cet ensemble. Ils représentent dans notre schéma une écaille tectonique insérée dans la formation dévonienne de Livet lors de la struturation carbonifère.

Les formations d'Allemont-Rochetaillée montrent de nombreuses affinités lithologiques et structurale avec les séries gneissiques et amphibolitiques du domaine nord-oriental de Belledonne d'âge cambro-ordovicien (Peucat et al., 1985, ann. F ; Paquette, 1987 et chap. III-B).

a) Caractères métamorphiques

Ils sont résumés sur le tableau 24 :

Nous avons montré le caractère syn- à tardimétamorphe de l'empilement tectonique (Ménot et al., 1985 et 1987). Cet empilement engendre une répartition zonéographique anormale (Sn+1) des faciès métamorphiques (Carme, 1973b ; Ménot, 1986 ; Ménot et al., 1985 et 1987). Il s'accompagne, au niveau des contacts anormaux, d'une schistosité de crénulation (Sn+2).

Dans les grands accidents longitudinaux, on observe une rétromorphose des paragénèses (Sn+1) et la génération de schistes mylonitiques épizonaux (Carme, 1970a, observations personelles) parfois confondus avec les schistes de la série satinée (secteur du Rivier d'Allemont).

Les paragénèses successives sont ainsi calées chronologiquement par rapport à ces déformations et à la foliation régionale (Sn+1), qui est commune à toutes les formations.

* La série satinée est polymétamorphique, avec succession de deux paragénèses méso (?) puis épizonale. La dernière appartient à un continuum de recristallisation dont les dernières phases accompagnent le jeu des zones de cisaillement aux abords des décrochements (cf chap. II-A et ann.D).

* La succession des paragénèses dans les gneiss d'Allemont traduit une évolution continue, syncinématique et rétromorphique, de conditions cata- à mésozonales. La foliation majeure (Sn+1) est partiellement transposée (Sn+2) dans les chevauchements.

* Dans le complexe ophiolitique de Chamrousse-Séchilienne les recristallisations dynamiques, correspondant aux phénomènes orogéniques, sont absentes ou mal représentées dans la pile plutonique. La foliation ne s'exprime bien que dans la formation de Séchilienne et très sporadiquement dans les cumulats supérieurs. Elle est marquée par des amphiboles nématoblastiques qui se surimposent à des clastes équants.

L'évolution des textures et des paragénèses (variation du chimisme des amphiboles) suggère une évolution prograde des recristallisations et la transition d'un régime statique à un régime dynamique en relation avec la tectonique tangentielle.

* En résumé, les formations à dominante amphibolitique (Chamrousse-Séchilienne et Allemont-Rochetaillée) se différencient par les modalités de leur structuration métamorphique. A Allemont, le métamorphisme est étroitement associé à une déformation

mylonitique pénétrative et généralisée à l'échelle de la formation. Il montre une course rétrograde en domaine profond. Par contre, à Chamrousse, la déformation est hétérogène. Elle s'exprime surtout à la base de l'unité lithotectonique, dans les secteurs sus-jacents au plan de chevauchement (semelle s.l.) et son absence dans la séquence plutonique ne peut s'expliquer par un seul effet de "blindage". L'installation d'un régime dynamique accompagne une évolution prograde.

b) Caractères magmatiques et signification géodynamique

Les métabasites cambro-ordoviciennes (formations de Chamrousse et d'Allemont) possèdent un chimisme tholéiitique et témoignent de contextes originels distensifs.

L'étude détaillée du magmatisme du complexe de Chamrousse a souligné l'évolution progessive d'un domaine ensialique puis à caractère océanique plus affirmé.

Les amphibolites d'Allemont, géochimiquement moins bien connues, sont comparables à celles des formations du NE Belledonne. Leur protolithes se sont mis en place au niveau d'une croute continentale amingie (en préparation), ce qui est en accord avec l'abondance des faciès gneissiques associés, métapelitiques et grauwackeux.

Nous interprétons ces deux formations comme les témoins d'un même épisode de distension crustale, mais correspondant à des sites distincts (cf. ann. E).

c) Conclusions

Les différentes formations pré-dévoniennes de la basse vallée de la Romanche se distinguent par (i) leur lithologie originelle (formations métasédimentaires et orthodérivées), (ii) les caractéristiques du magmatisme (à affinités océanique ou ensialique) et (iii) une évolution tectonométamorphique différenciée (recristallisations à caractères dynamiques ou statiques, rétrogrades ou progrades). Une étude plus détaillée de la structure et du magmatisme des formations d'Allemont permettra de conforter ces comparaisons (en préparation).

En conséquence, la formation amphibolique d'Allemont ne peut être interprétée comme l'équivalent plus intensément tectonisé et totalement banalisé, porté à un niveau structural plus profond, du complexe ophiolitique de Chamrousse. Il s'agit d'une entité lithologique distincte.

1.1.2 - Les terrains dévono-carbonifères

Ils sont constitués par les formations de Rioupéroux et de Livet et par la série du Taillefer.

A Rioupéroux-Livet, le magmatisme trondhjémitique a été daté aux environs de 365 Ma.. Il succède à une épisode bimodal rapporté encore hypothétiquement au Dévonien. L'âge de la série du Taillefer a été précisé, au Sud de la région étudiée, par Gibergy (1968) avec la présence d'une faune du Viséen. De plus, les similitudes lithologiques avec les faciès de type Culm ont été relevées depuis fort longtemps (Bordet P., 1961b ; Carme, 1965b).

a) Caractères métamorphiques

Ils sont confrontés à ceux des terrains anté-dévoniens dans le tableau 24.

C'est dans les formations de Rioupéroux et de Livet qu'a été défini l'enchainement des recristallisations et des déformations antérieures et contemporaines de la tectonique tangentielle (Ménot, 1986). L'évolution est polyphasée dans certaines unités (LIVC) avec superposition de deux foliations, alors qu'une seule phase est généralement exprimée à Rioupéroux. Les conditions métamorphiques sont méso- et épizonales selon le niveau strutural considéré.

La série du Taillefer est faiblement recristallisée. Les textures primaires, sédimentaires et ignées, sont très largement préservées, sauf à proximité des contacts anormaux. Les conditions métamorphiques sont strictement épizonales (P. Riegel, à paraître).

b) Caractères magmatiques et signification géodynamique

Nous avons souligné les affinités continentales de l'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux et de Livet. Il a également été montré un accroissement, au cours du temps, de la composante d'origine crustale (contamination, fusion sialique (?)) attestée par la prépondérance des faciès volcaniques siliceux et leur enrichissement en éléments lithophiles.

Les données géochimiques préliminaires concernant la séquence spilito-kératophyrique du Taillefer suggèrent la persistance et l'accentuation du caractère continental (en préparation).

1.2 - Relations structurales.

Elles résultent pour l'essentiel de la tectonique carbonifère inférieure. Les déformations préalpines et alpines se traduisent par une réactivation cataclastique de certaines failles anciennes (Carme, 1970d), sans modifications majeures de la géométrie entre les formations.

Deux types d'accidents déterminent cet arrangement (Ménot et Vivier 1986 ; ann. D et fig. 78) :

- des accidents chevauchants qui provoquent (i) un écaillage interne parfois important des formations (Rioupéroux-Livet, Taillefer) et (ii) la superposition des unités cambro-ordoviciennes (Séchilienne-Chamrousse et Allemont-Rochetaillée) sur les terrains dévono-carbonifères de Rioupéroux-Livet et du Taillefer.
- des décrochements sub-verticaux à fortement pentés limitant (i) les "Rameaux" externe (série satinée) et interne (toutes les autres formations) et (ii) des compartiments ("clavaux" de Bordet) dans le Rameau interne.

D'un point de vue chronologique : la tectonique tangentielle précède les grands décrochements longitudinaux.

Deux zones sont distinguées en fonction de leur comportement lors de ces coulissages tardifs.

(i) **A l'Est** de l'accident multiple de la Pra, qui traverse la vallée de la Romanche au niveau de Livet et du Pont de l'Avéna, la structure montre une succession de plis plurikilométriques à plans axiaux verticaux. Ils affectent les contacts anormaux antérieurs et sont géométriquement et génétiquement associés aux accidents en décrochement.

(ii) **A l'Ouest,** entre les failles de la Pra et le "Synclinal médian", les mégaplis tardifs sont absents et les cisaillements affectent des formations monoclinales.

Cette diversité de comportement sera expliquée dans le cadre plus général de la structure de la chaîne de Belledonne (chap.III-B et ann.D).

1.3 - Evolution paléozoïque

Les descriptions précédentes ont mis en évidence l'hétérogénéité du secteur de la basse vallée de la Romanche, dont les formations constitutives ont évoluées séparément jusqu'au Carbonifère inférieur.

a) Au Cambro-ordovicien, les formations de Chamrousse et d'Allemont représentent des secteurs de distension continentale pouvant aboutir, dans le premier cas, à la création d'un domaine océanique limité. La série satinée, et les micaschistes des Roberts (Livet D), témoignent d'une sédimentation de type flysch.

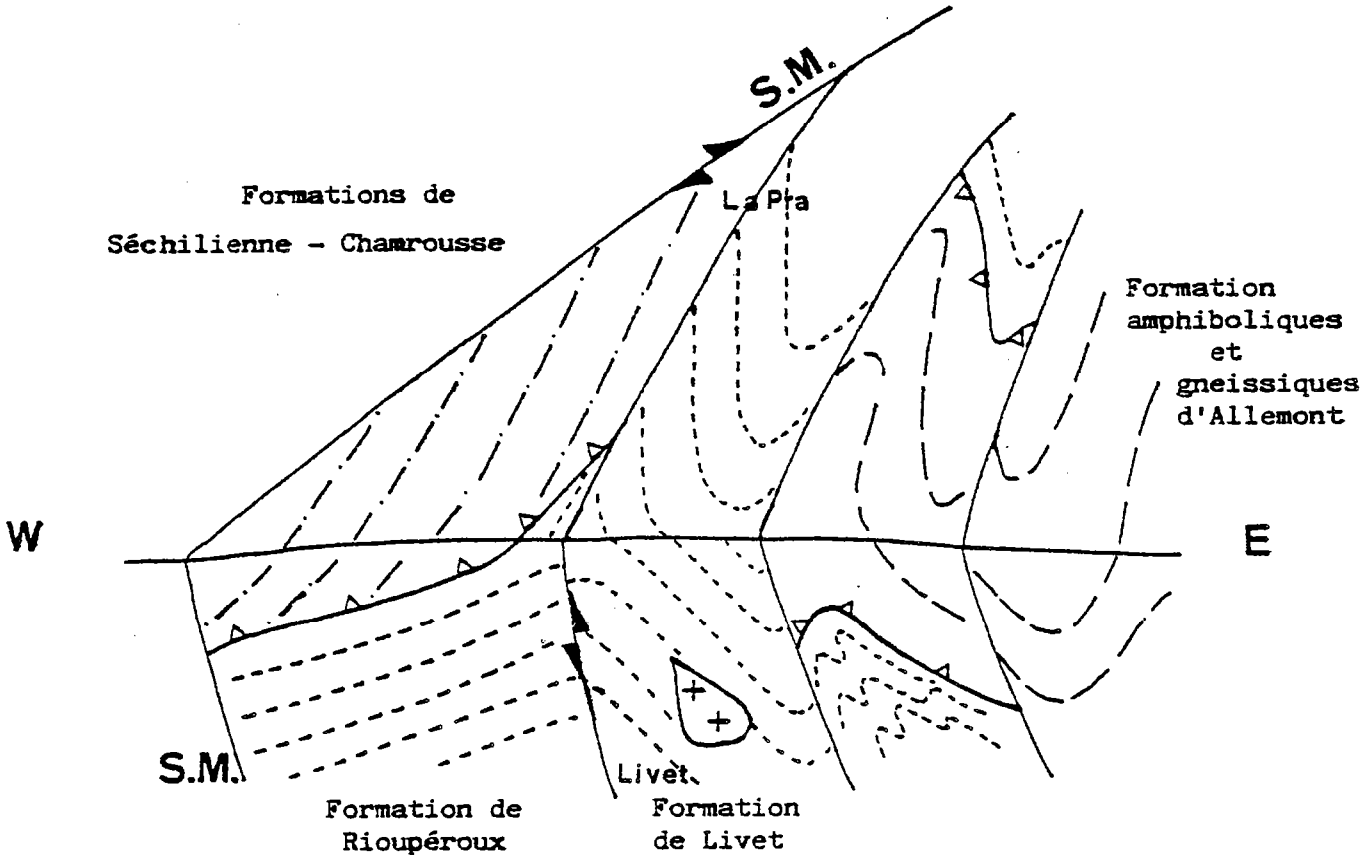
b) Pour la période Silurien-Dévonien inférieur, il n'existe pas de relique, métamorphique et tectonique, attestant de phénomènes orogéniques.

c) Au Dévonien moyen et supérieur, deux domaines peuvent être distingués :

(i) un domaine anorogénique dont témoignent les formations de Rioupéroux et de Livet et le complexe ophiolitique de Chamrousse.

(ii) un domaine orogéniquement actif englobant la série satinée et la formation d'Allemont-Rochetaillée.

Fig. 78 - Schéma structural du domaine sud-occidental du "rameau" interne de Belledonne.



c1) Le domaine anorogénique

L'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux-Livet atteste d'un épisode de distension continentale. Les recristallisations antérieures à la foliation régionale (Sn+1) et contemporaine du magmatisme sont en relation probable avec ce contexte de rift.

Pour sa part, l'ophiolite ne présente aucune trace de déformations dévoniennes. Les réactions d'ouralitisation en contexte statique observées à Chamrousse sont peut être en relation avec l'amincissement crustal et l'élévation du gradient thermique. Elles sont généralisées, dans la séquence plutonique comme dans la formation de Séchilienne et dans ce dernier cas, elles précèdent les paragénèses dynamiques (Sn+1). Ceci supposerait la proximité de l'ophiolite et des zones de distension et la faible amplitude de la tectonique tangentielle ultérieure. Le stade de l'hypothèse ne peut être dépassé.

c2) Le(s) domaine(s) orogénique(s)

Au Dévonien, les caractères pétrologiques des gneiss d'Allemont et des schistes de la série satinée témoignent d'une structuration orogénique à des niveaux structuraux plus ou moins profonds (assemblages respectivement méso- à catazonaux et anatectiques/ épi- à mésozonaux)

Cette dualité d'évolution au dévonien implique que les deux groupes de formations appartenaient respectivement à des domains externes et internes par rapport à la ceinture orogénique ligérienne ou arverne (Autran et Cogné, 1980).

d) A la limite dévono-carbonifère (phase bretonne) toutes les formations (sauf évidement celle du Taillefer) sont impliquées dans la ceinture orogénique. Elles présentent une foliation métamorphique commune (Sn+1) dont les caractères varient en fonction de l'histoire antérieure (caractère prograde ou rétrograde, transposition de foliation, orthogneissification, passage de conditions statiques à dynamiques). Dans les formations polymétamorphiques (Livet C, Allemont), l'évolution paraît refléter un continuum (évolution plurifaciale) plutôt qu'une succession d'épisodes.

e) La période fini à tardi-viséenne (phase sudète) se caractérise par la juxtaposition des différentes formations de la basse vallée de la Romanche à la suite de la tectonique en chevauchements puis, plus tardivement, en décrochements. C'est à cette phase qu'il convient de rapporter la structuration inhomogène de la série volcano-détritique du Taillefer.

2 - ARCHITECTURE DE LA CHAINE DE BELLEDONNE ET CARACTERES DE LA TECTOGENESE CARBONIFERE.

Les observations et interprétations suivantes sont issues de deux notes en cours de publication ou en préparation. La première porte sur la structuration carbonifère de la chaîne de Belledonne (Ménot et Vivier, 1986 et ann. D). La seconde propose une synthèse de l'évolution magmatique, tectonique et métamorphique du domaine nord-oriental de Belledonne (Vivier et al. en préparation).

2.1 - Caractères généraux du secteur Nord-Est de Belledonne.

Ce secteur comprend l'essentiel de la chaîne, limité par le "Synclinal médian" et l'accident de Belle Etoile à l'Ouest et par les terrains mésozoïques de Bourg d'Oisans au Sud au col du Bonhomme au Nord.

a) Caractères lithologiques et structuraux (cf. ann. D) (fig. 79 et 80).

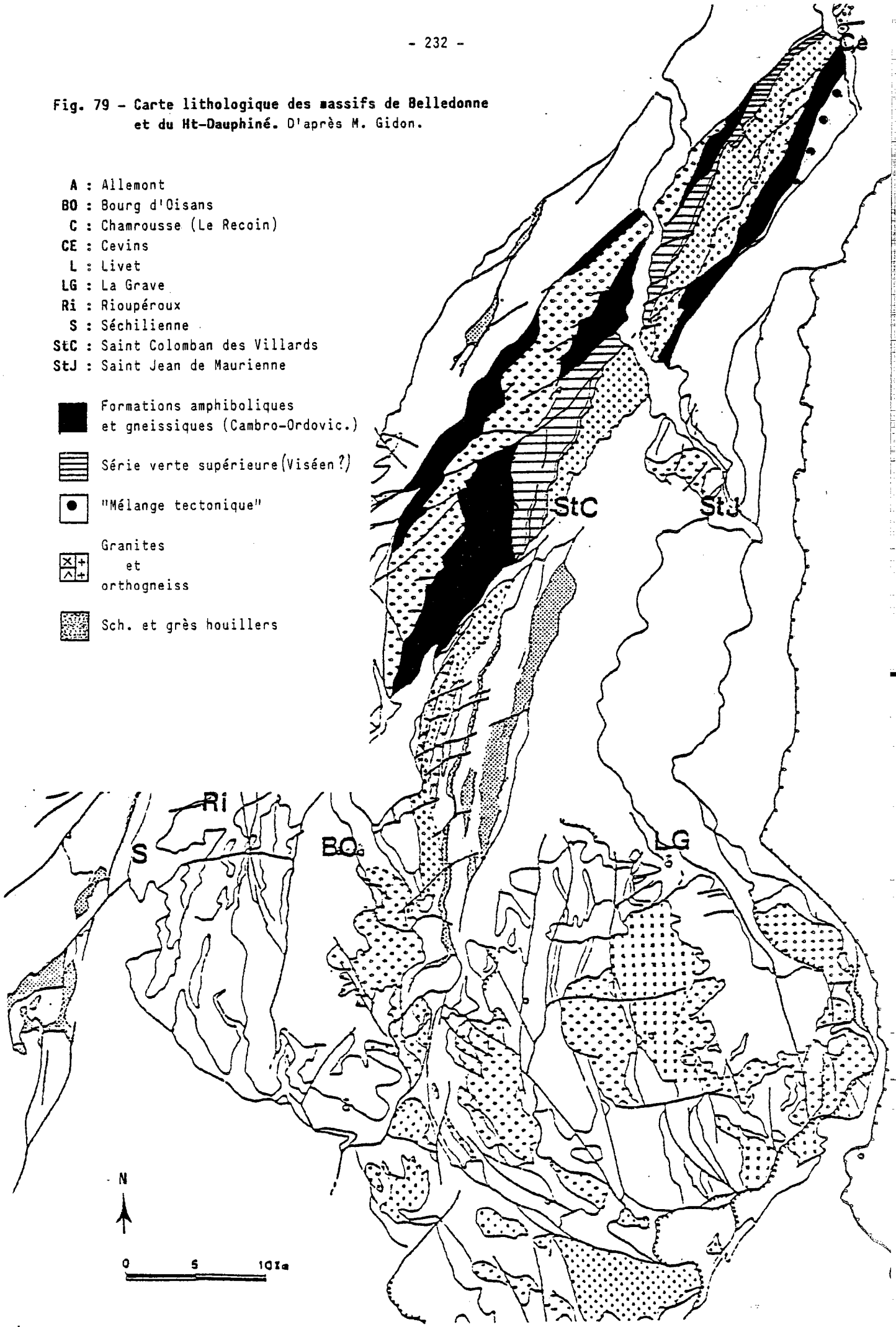
En résumé, ce domaine est constitué par diverses unités lithologiques séparées par un faisceau de décrochements multiples à composante globale dextre. On y distingue :

(i) des formations gneissiques et amphiboliques, plus ou moins migmatitiques. Elles constituent l'encaissant des granitoïdes. Elles sont comparables à la formation d'Allemont-Rochetaillée.

(ii) des formations orthogneissiques, gneiss à mégacristaux, associées à des métagranites et -diorites. Les granites carbonifères y sont localement intrusifs.

(iii) des formations schisteuses, série verte supérieure, dont les chloritoschistes, schistes amphiboliques et leptynites réprésentent une ancienne formation volcano-sédimentaire (argilo-pelites et spilites-kératophyres). Ces schistes verts sont toujours en contact tectonique avec leur environnement. Cette formation est souvent corrélée à la série du Taillefer.

Fig. 79 - Carte lithologique des massifs de Belledonne et du Ht-Dauphiné. D'après M. Gidon.



(iv) une formation assimilable à un mélange tectonique mêlant des gneiss localement migmatitiques et des métarudites et -arénites faiblement recristallisées.

(v) Les complexes granitiques formant deux axes NNE-SSW (Sept Laux et St Colomban) tronçonnés par les accidents décrochants. Ils sont intrusifs dans les séries gneissiques et amphiboliques et dans les orthogneiss.

Toutes ces formations constituent un ensemble isoclinal, sub-vertical, faiblement déversé vers l'Ouest. Aucune mégastructure plissée n'a été décrite. Seuls des microplis effectent la foliation aux niveaux des décrochements.

Dans ce secteur nord-oriental, on ne retrouve pas de terrains comparables à l'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux et Livet.

b) Structuration tectonométamorphique (tableau 24) :

Elle est polyphasée et présente une évolution, à pression décroîssante, depuis un épisode éclogitique précoce jusqu'aux phénomènes d'anatexie (cordiérite). Des conditions barroviennes, à disthène et staurotide, assurent la transition. La mise en place de granitoïdes anciens (orthogneiss) est en relation avec l'épisode anatectique (Vivier et al., en préparation). Le dernier épisode métamorphique, à caractère épi-à mésozonal et associé à une mylonitisation pénétrative généralisée, se traduit par (i) la rétromorphose des séries gneissiques et amphiboliques, (ii) l'orthogneissification des granitoïdes anciens, (iii) l'ectinisation des schistes verts et (iv) la génération d'une foliation micacée sur les bordures des axes granitiques carbonifères. Une schistosité de crénulation tardive se développe localement au niveau des grands accidents décrochants.

Ce schéma est proche de celui que propose Von Raumer (1981) pour l'ensemble des MCE, mais s'en distingue par la structuration finale : la foliation mylonitique tardive, peu matérialisée dans les autres MCE, correspond dans le secteur nord-oriental de Belledonne à la foliation majeure. Elle oblitère très largement les stades antérieurs (rareté des associations barroviennes). Le secteur nord-oriental de Belledonne représente, à cet stade, une zone majeure de cisaillements crustaux (Carme, 1970d).

D'un point de vue chronologique, cette évolution est siluro-carbonifère : Elle s'incrit entre les phases orogéniques acadienne et sudéte :

(i) l'âge de l'épisode de haute pression (435-390 Ma) est déterminé sur les éclogites appartenant au prolongement septentrional des formations gneissiques et amphiboliques (Beaufortin et Aiguilles Rouges : Peucat et al., 1985, ann. F, et Paquette, 1987).

(ii) le dernier épisode métamorphique et les décrochements sont antérieurs à 323 +/- 18 Ma, âge marquant la fin d'un épisode thermique (K/Ar sur amphiboles : Demeulemeester, 1982). De plus, le granite des Sept Laux, anté- à syncinématique, a été daté à 322 +/- 43 Ma (Rb/Sr sur biotite : Demeulemeester, 1982).

c) Caractères magmatiques et signification géodynamique

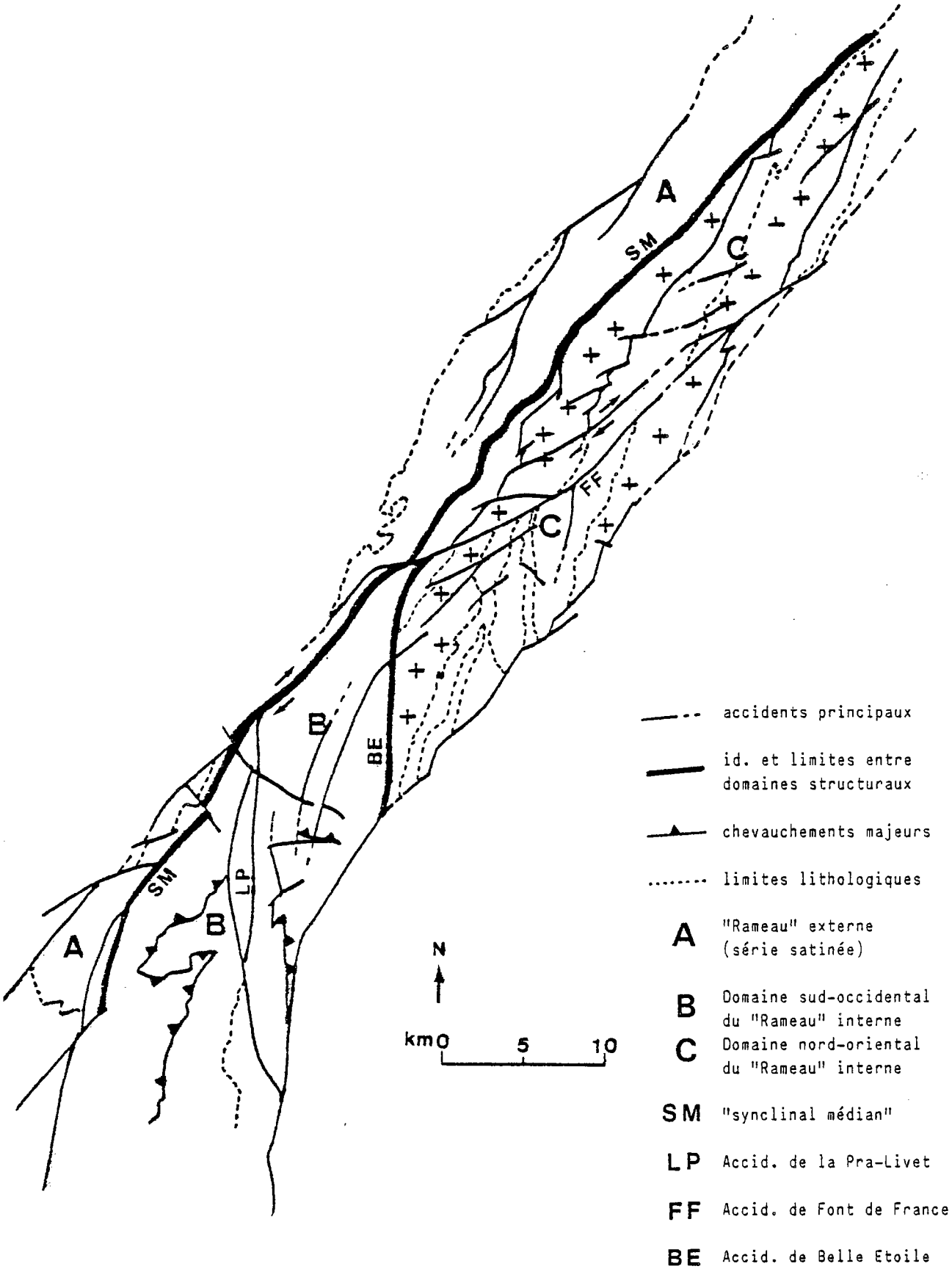
c1) Les formations amphibolitiques

Les formations les plus anciennes de ce domaine nord-oriental sont constituées par des gneiss micacés et amphiboliques à caractères originels de métagrauwackes (Gros, 1979 ; Gasquet, 1979 ; Gasquet et al., 1981 ; Verjat, 1980) associés à des niveaux d'épaisseur très variable (métriques à hectométriques) d'amphibolites (mêmes références). Les amphibolites renferment des reliques d'éclogites rétromorphosées (Ménot, en préparation ; Paquette, 1987). Le prolongement septentrional de ces formations correspond aux terrains décrits par Liégois et Duchesne (1981) et Von Raumer (1981, 1984) dans les Aiguilles Rouges. Ces métabasites sont des tholéiites d'affinités océaniques (Liégeois et Duchesne, 1981 ; Paquette, 1987 ; Von Raumer et al., sous presse ; Ménot en préparation). Elles témoignent d'un stade de distension ensialique d'âge probablement Cambrien supérieur à Ordovicien (Peucat et al., 1985, ann. F ; Paquette, 1987). Ces formations gneissiques et amphiboliques sont très comparables à celles d'Allemont-Rochetaillée, par leur lithologie, leur évolution métamorphique, et le chimisme des métabasites.

c2) Le plutonisme granitique

Il est exprimé par les formations orthogneissiques (gneiss à mégacristaux) et les axes granitiques des Sept Laux et de St Colomban (Aumaitre et al., 1985). Il s'agit vraisemblablement d'un même épisode, antérieur à contemporain de la dernière phase métamorphique, à caractère mylonitique (Vivier et al., en préparation).

Fig. 80 - Schéma structural de la chaîne de Belledonne.
Définition des principaux domaines structuraux.



Les granites les plus anciens, protolithes des orthogneiss, sont spatialement et génétiquement liés à l'anatexie qui clot l'épisode barrovien (≃ 350-360 Ma).

L'âge de mise en place des derniers granites est antérieur au refroidissement viséen du bâti probablement Dévonien supérieur et Dinantien (≃ 323 ± 18 Ma) (Demeulemeester, 1982). Ce plutonisme de chimisme calco-alcalin est identique au magmatisme dévono-carbonifère des zones internes de l'orogène hercynien (Massif central français, batholite corso-sarde) (Stussi et de la Roche, 1984).

c3) Le magmatisme bimodal carbonifère n'a pas, pour l'heure, été étudié. Les schistes chloriteux et les leptynites subordonnées de la série verte supérieure présentent des compositions de basaltes (Siméon, 1979) et de rhyolites. Les textures et la minéralogie primaires sont totalement oblitérées par le métamorphisme mylonitique tardif.

Cet épisode éruptif est peut-être comparable à celui de la série spilito-kératophyrique du Taillefer.

d) Comparaison avec le domaine sud-occidental

d1) Lithologie et évolution tectonométamorphique

Les différences les plus significatives sont représentées :

(i) par l'absence de terrains dévoniens à caractère supracrustal (Rioupéroux-Livet), cette période correspond à la migmatisation et la mise en place de granitoïdes calco-alcalins (futurs orthogneiss).

(ii) par une histoire tectonométamorphique plus complexe, comprise entre un stade précoce de haute pression (acadien) et une reprise mylonitique généralisée, en contexte épi- à mésozonal, d'âge Viséen.

(iii) par une évolution dévonienne typique d'un domaine profond (anatexie et granitisation).

d2) Magmatisme et signification géodynamique

On retrouve dans les deux domaines les produits d'un magmatisme de distension crustale cambro-ordovicienne. Cette distension est nettement plus accentuée au niveau du complexe ophiolitique de Chamrousse (ann. E).

L'opposition est manifeste au Dévonien : au Sud on observe le fonctionnement d'une zone d'amincissement crustal (Rioupéroux-Livet) alors qu'au Nord les terrains sont impliqués dans l'évolution orogénique liée à la collision continentale (métamorphisme barrovien, anatexie et granitisation).

Enfin, au Carbonifère inférieur, les arguments géochimiques sont encore insuffisants pour affirmer que la signification des métamagmatites de la série verte supérieure est identique à celle du volcanisme d'affinité continentale du Taillefer.

2.2 - Interprétation à l'échelle de la chaîne de Belledonne (ann.D).

2.2.1 - Rappels sur les différents secteurs structuraux

Le tableau 24 place en parallèle les évolutions tectonométamorphiques des secteurs structuraux de la chaîne de Belledonne (Rameau externe, domaines nord-oriental et sud-occidental (basse vallée de la Romanche) du rameau interne (fig.80). Il permet de mettre en exergue les points suivants :

a) La structuration anté-carbonifère est différente dans les deux domaines internes : Au Nord, elle débute beaucoup plus tôt (Silurien à Dévonien inférieur) et caractérise des domaines profonds (métamorphisme cata- à mésozonal, anatexie et granitisation). Au Sud, les recristallisations dévoniennes sont mésozonales, souvent statiques (Chamrousse). Elles paraissent subordonnées à un contexte particulier (zone d'extension crustale) et sans relation directe avec la tectogénèse.

L'évolution du rameau externe (série satinée) présente des analogies avec celle du domaine nord-oriental mais ses caractéristiques sont plus nettement superficielles.

Ces différences permettent de penser que les domaines structuraux nord-oriental et sud-occidental sont les témoins de zones totalement distinctes au Dévonien. Le premier est impliqué dans la ceinture orogénique acadienne, alors que le second, en position plus "externe", est plus faiblement (Allemont-Rochetaillée, série satinée (?)) ou pas encore (Rioupéroux-Livet et Chamrousse-Séchilienne) affecté par la tectogénèse.

b) La structuration carbonifère est également différenciée dans les trois domaines :

* Dans le rameau interne, elle correspond à une tectonique tangentielle au Sud et à des décrochements subverticaux au Nord. Ces déformations sont tardimétamorphes et affectent des niveaux structuraux relativement peu profonds, épi à mésozonaux.

On note de plus une succession dans le temps de ces styles tectoniques : dans la basse vallée de la Romanche, les chevauchements sont repris par les accidents verticaux et les mégastructures plicatives associées (Livet/Allemont-Rochetaillée). Il pourrait en être de même dans le secteur nord-oriental si l'on considère, comme il est classiquement admis dans les domaines comparables de la chaîne paléozoïque, que le métamorphisme barrovien est contemporain de chevauchements et d'écaillage crustaux (Bard et al., 1980; Santallier et al. 1983). Cette tectonique tangentielle est alors plus ancienne, dévonienne, que dans le secteur de la vallée de la Romanche et donc à rapporter à la structuration anté-carbonifère.

* Dans le rameau externe, les grands accidents longitudinaux et les mégaplis associés constituent les seuls témoins de la tectonique carbonifère.

2.2.2 - Les déformations dans les chaînes de collision intracontinentales :

Les relations géométriques et chronologiques entre chevauchements et décrochements ont été observées dans des orogènes plus récents. Nous rappelerons brièvement les résultats de deux études portant sur les collisions intracontinentales en Himalaya et au Japon.

En Himalaya, les phénomènes de convergence entre les plaques indienne et asiatique persistent bien après le stade de collision (Mascle, 1985 ; Mattauer 1983, 1985, 1986). A la subduction océanique, se substituent des subductions continentales (Mattauer, 1983) initiées (i) au niveau des paléosutures océaniques mais aussi (ii) au niveau de discontinuités plus anciennes héritées de l'histoire orogénique de la croûte (Mattauer, 1986). Les déformations intracontinentales se traduisent par un épaississement crustal associé à des chevauchements et par une expulsion latérale des blocs le long des décrochements. Ces deux types d'accidents sont géométriquement associés mais leur chronologie relative est variable. Lors du raccourcissement crustal, la déformation se propage de manière centrifuge, à partir de la (ou des) suture(s) océanique(s), et affecte des domaines crustaux dont la structuration est de plus en plus ancienne (Mattauer, 1985, 1986).

La presqu'île d'Hokkaido (Japon septentrional) est constituée par de terrains différant par leur âge et leur histoire géologique, depuis des domaines crustaux anatectiques et catazonaux, jusqu'à des formations métasédimentaires variées et une séquence méta-ophiolitique très variablement recristallisées (Cadet et Charvet, 1983 ; Jolivet, 1984, 1986).

Dans ce secteur la structuration résulte de l'affrontement des plaques américaine et eurasiatique. La déformation se matérialise par l'association de chevauchements et de décrochements, et on observe une évolution spatiale et temporelle du style de déformation. Les chevauchements sont à la fois plus précoces et caractéristiques des zones externes. Les décrochements reprennent les cisaillements plats et induisent une déformation localisée dans les domaines externes, généralisée et pénétrative au coeur de la ceinture orogénique. L'arrangement final est ainsi très comparable à celui que l'on observe dans la chaîne de Belledonne (opposition des secteurs structuraux sud-occidental et nord-oriental) (cf. fig.9, in Jolivet, 1986).

La migration spatiale et l'évolution temporelle des déformations est expliquée par la transition d'un contexte de collision continentale, qui fait suite à la convergence par subduction océanique, à un contexte d'hypercollision. A ce stade, les chevauchements ne suffisent plus à assurer le raccourcissement crustal et les coulissages permettent une expulsion latérale des compartiments.

2.2.3 - Interprétation des différents domaines structuraux

Les observations effectuées sur la chaîne de Belledonne, à savoir (i) la juxtaposition de domaines à structuration siluro-dévonienne et dévono-carbonifère et (ii) la transition, dans le temps et dans l'espace, de cisaillements plats puis verticaux, peuvent être interprétées dans un schéma de collision intracontinentale inspiré des modèles précédemment décrits. L'interprétation sera basée sur modalités de la structuration carbonifère.

D'après les données géochronologiques, la foliation mylonitique sub-verticale, associée aux décrochements dans le domaine nord-oriental et la tectonique tangentielle tardimétamorphe du secteur de la Romanche sont contemporaines et d'âge viséen probable (phase Sudète ?).

Par analogie avec les modèles décrits précédemment, les domaines Nord-Est et Sud-Ouest du "rameau interne" sont respectivement représentatifs de zones internes et externes de la ceinture orogénique au Carbonifère inférieur. Dans le domaine méridional, où deux secteurs structuraux ont été distingués, la partie Est pourrait témoigner d'une zone de transition. Les accidents décrochants y sont accompagnés de mégastructures plicatives affectant les contacts anormaux, alors que le compartiment Ouest, monoclinal est seulement découpé par les décrochements. Le "rameau externe" (série satinée) peut être comparé par sa structure tardive (relations entre plis et tectonique décrochante) au secteur d'Allemont et possède la même signification dans la zonation orogénique carbonifère.

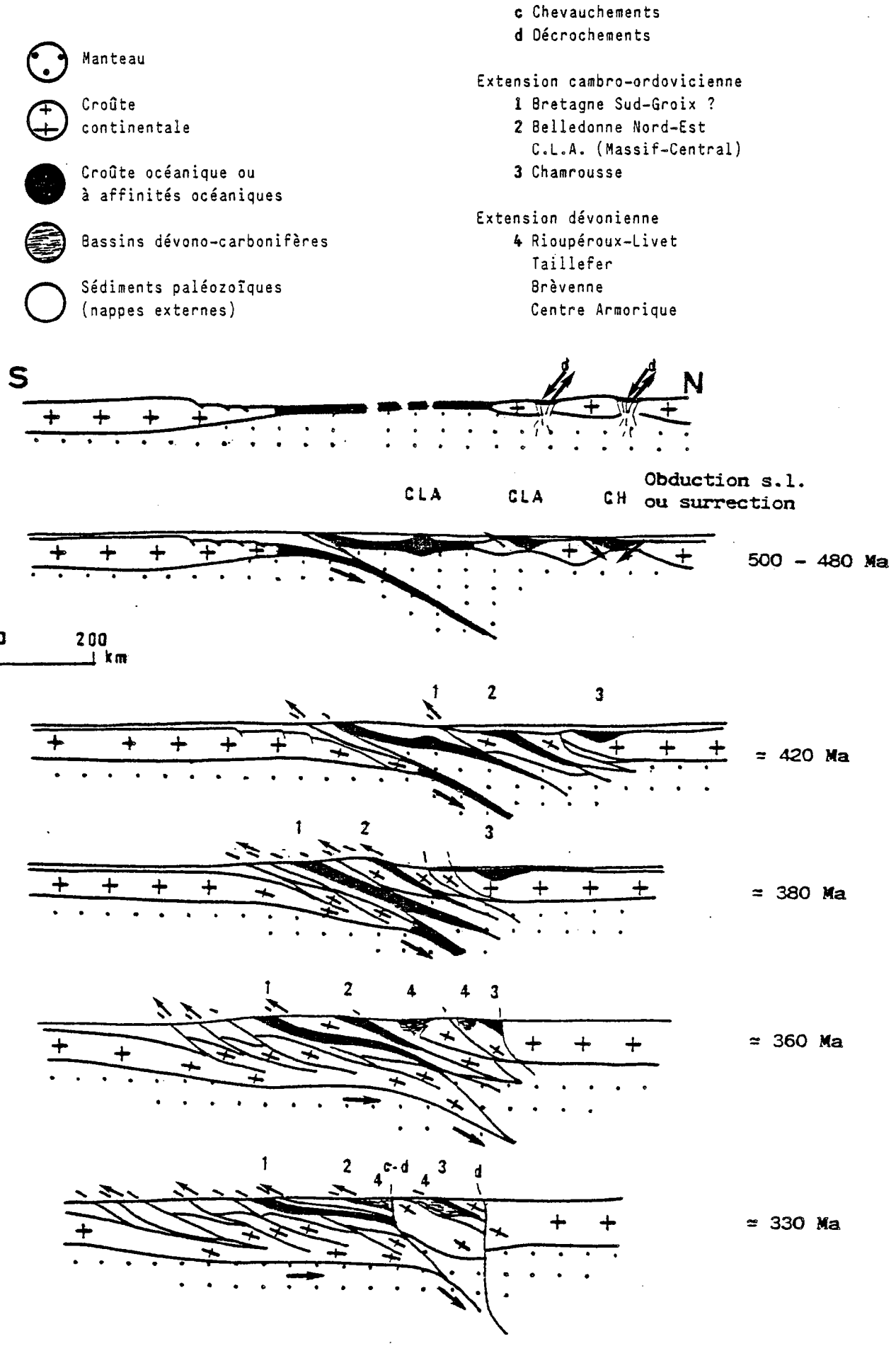
Notre interprétation est également confortée par la superposition de cette polarité, basée sur la structuration viséenne, sur une polarité plus ancienne : L'évolution métamorphique du domaine nord-oriental débute plus tôt (acadien) et s'effectue dans des conditions plus sévères (anatexie et granitisation dévonienne) que dans le domaine méridional. A cet égard, il est significatif de souligner encore le caractère "intermédiaire" du secteur Est de la vallée de la Romanche dont (i) la structuration dévonienne se matérialise par des recristallisations dynamiques plus précoces et mésozonales (Sn → Sn+1) et (ii) le tectonique tangentielle viséenne présente un caractère plus profond qu'à l'Ouest.

Cette évolution suggère une extension de la ceinture orogénique dévonienne liée à la persistance du mécanisme de convergence. Les zones internes, à structuration siluro-dévonienne, subissent un serrage accentué, s'exprimant par une expulsion latérale (Belledonne Nord-Est). Les zones plus externes, jusqu'alors anorogéniques, sont atteintes par la progression centrifuge des déformations, chevauchements puis décrochements, et du métamorphisme dynamique (Belledonne Sud-Est).

La chaîne de Belledonne ne représente pas un cas particulier dans la chaîne varisque française. La transition d'une tectonique tangentielle à une déformation par décrochements majeurs, lors des stades tardifs de l'orogénèse, a fait l'objet d'une littérature abondante et récente (cf. ann. D). Ce schéma, impliquant des subductions continentales pour cette période, a déjà été suggéré, à l'échelle de l'orogène, dans les synthèses les plus récentes (Mattauer, 1985 ; Matte, 1986). L'analyse de la chaîne de Belledonne apporte des arguments supplémentaires en faveur de cette interprétation (cf. III.B). Dans la terminologie courante, les domaines structuraux nord-oriental et sud-occidental de Belledonne appartiennent respectivement aux zones ligérienne (ou moldanubienne) et centre-armoricaine (ou saxothuringienne) (Autran et Cogné, 1980 ; Behr et al., 1984). Selon l'âge et les modalités de leur structuration tectonométamorphique, les domaines Nord et Sud du "rameau" interne sont comparables aux nappes cristallines internes et aux nappes et plis couchés plus externes dans la terminologie de Matte (1986).

Les grands cisaillements longitudinaux, et en particulier le "synclinal médian" et l'accident de Belle Etoile-Eau d'Olle (fig. 80), constituent des discontinuités à l'échelle lithosphérique. Ces discontinuités seront réactivées par les déformations post-paléozoïques (lambeaux pincés triasiques et liasiques). Il est fort probable qu'elles soient à l'origine du découplage crustal, mis en évidence par la géophysique, sous le massif de Belledonne (Ménard, 1979).

Fig. 81 - Schéma d'évolution de la chaîne varisque, complété d'après Matte (1986) et Mattauer (1983).



B - LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES DANS L'OROGENE PALEOZOIQUE

Nous avons tenté d'expliquer la juxtaposition des différents fragments constitutifs de la chaîne de Belledonne. Il nous reste à situer les pièces de ce puzzle dans l'orogène paléozoïque.

Selon les descriptions de la littérature et les synthèses de Von Raumer (1981, 1984, 1986), l'histoire paléozoïque des Massifs cristallins externes paraît homogène et ils correspondent à des segments orogéniquement comparables au domaine nord-oriental de Belledonne.

1 - LA PLACE DES M.C.E. DANS LA ZONATION OROGENIQUE ANTE-VISEENNE ET LES CORRELATIONS POSSIBLES

1.1. - Les formations pré-dévoniennes

1.1.1 - La série satinée.

Elle a été comparée le plus souvent aux séries métapélitiques du Massif Central et des Vosges (Le Fort et Ehrstom, 1969 ; Carme 1970a ; Siméon, 1979). Selon les auteurs, l'âge en est précoce (Briovérien : Carme) ou récent (Carbonifère inférieur : Le Fort et Ehrstrom). Les corrélations ne reposent sur aucun argument décisif sinon les analogies de faciès. Notre étude succincte n'apporte pas de données supplémentaires déterminantes. Toutefois, par leur lithologie et leur métamorphisme polyphasé les schistes du "rameau" externe se distinguent clairement des faciès Culm matérialisés à Belledonne par la série du Taillefer. Un âge paléozoïque inférieur nous semble donc plus probable.

D'autre part, la série satinée présentent des caractères structuraux analogues à ceux des schistes de Villé et des Cévennes. Ces séries métasédimentaires sont en contact tectonique avec des formations appartenant à des secteurs crustaux profonds polymétamorphiques (Vosges moyennes, Cévennes médianes). Cette juxtaposition est, comme dans le cas de Belledonne, tardive (Von Eller, 1970 ; Anthonioz, 1985). D'après Von Eller, les schistes de Villé constituent une "zone intermédiaire", réduite tectoniquement, entre le domaine moldanubien et le domaine strictement varisque. Ces formations sont peut être représentatives d'aires sédimentaires à caractères flyschoides cambriennes ou ordoviciennes situées très à l'extérieur de la ceinture orogénique acadienne ("Northern Phyllite zone", "Mediterranean zone" : Behr et al. , 1984 ; Franke et Engel, 1986 ; Bard et al., 1980). La structuration tectonique et métamorphique de ces zones, polyphasée, s'achève au Namuro-Westphalien (marge Nord, in Holder et Leveridge, 1986) et au Viséen-Namurien (marge Sud, in Franke et Engel, 1986).

Les "micaschistes de Saint-Etienne" ont également été corrélés à la série satinée (Carme, 1977). Leur signification et leur localisation originelle dans la chaîne sont obscures. On notera là encore leur position structurale particulière, au niveau d'une discontinuité crustale majeure (limite entre les compartiments du Lyonnais et du Pilat).

1.1.2 - Le complexe méta-ophiolitique de Chamrousse. (ann.A et E).

Par son âge et ses caractères magmatologiques, il matérialise les phénomènes de distension cambro-ordovicien. Il est de ce fait comparable aux complexes leptyno-amphiboliques (CLA) considérés classiquement comme des témoins d'une suture entre deux blocs continentaux (Bard et al., 1980 ; Behr et al, 1984 ; Matte, 1986 ; Bodinier et al., 1981). Mais le complexe ophiolitique de Chamrousse se distingue radicalement des CLA par son évolution orogénique. Celle-ci se caractérise non seulement par l'absence de recristallisations de haute pression, mais surtout par une tectogénèse tardive, dévono-carbonifère, sans déformations pénétratives intenses et accompagnée d'un métamorphisme de degré relativement faible. Ceci implique une localisation originelle assez éloignée de la zone de collision initiale (acadienne). L'ophiolite, précocément "continentalisée" (obduction ou surrection ordovicienne), est impliquée dans l'orogène lors de la migration des déformations, accompagnant la collision intracontinentale.

Dans cette interprétation, l'ophiolite de Chamrousse représente logiquement un bassin marginal ouvert sur le continent médio-européen, dans une zone pratiquement anorogénique jusqu'au Carbonifère inférieur. Cette histoire est comparable à celle de l'Armorique centrale (Rolet et al., 1986) ou du socle du Bassin Parisien (Matte et al., 1986) où la tectogénèse débute respectivement à la fin du dévonien (phase bretonne) et au Namurien.

Selon notre interprétation l'ophiolite de Chamrousse provient d'un domaine prolongeant vers l'Est le bloc centre armoricain et le socle du bassin de Paris (fig. 81). Dans cette optique, l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMPB) (Autran et al., 1986) n'est-elle pas une structure équivalente de même âge et également atteinte tardivement par les serrages majeurs du Carbonifère moyen (Autran et al., 1986) ?

L'appartenance à la marge sud du continent médio-européen est confirmée par l'association tectonique carbonifère avec les formations dévono-dinantiennes de Rioupéroux et de Livet analogues aux bassins du Morvan, des Vosges et d'Armorique centrale et caractéristiques de cette marge européenne.

En conséquence, l'ophiolite de Chamrousse ne peut être considérée comme une paléosuture séparant deux plaques lithosphériques distinctes. Elle n'appartient pas aux zones internes de l'orogène (zone moldanubienne) mais à un domaine plus "externe" (zone centre-armoricaine ou saxo-thuringienne).

1.1.3 - Formations gneissiques et leptyno-amphiboliques du domaine nord-oriental de Belledonne (ann.E).

Comme nous l'avons signalé auparavant, ces formations existeraient avec une évolution orogénique identique dans tous les MCE, des Aiguilles Rouges à l'Argentera (Von Raumer, 1981, 1984). Cette histoire tectonométamorphique a été parallélisée avec celle de la Bretagne méridionale et du Massif Central français. Les travaux en cours sur la géochimie et la géochronologie des métabasites (Paquette, 1987 ; Ménot en préparation) confirme cette identité et en particulier l'existence (i) d'un magmatisme à caractère distensif au Cambro-Ordovicien et (ii) d'une structuration métamorphique siluro-dévono-carbonifère, englobant un stade précoce (acadien) de haute pression et un épisode anatectique (dévonien).

Dans la chaîne de Belledonne, les rétromorphoses d'age Viséen semblent plus extensives que dans les autres MCE, ce qui pourraient expliquer la rareté des reliques éclogitiques.

Par leur contenu lithologique (matériaux orthodérivés associés à des gneiss), l'âge et la nature chimique des protolithes basiques et l'évolution orogénique relevée, les formations gneissiques et amphiboliques du Nord-Est de Belledonne correspondent bien à la description des Complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central et de l'ensemble sud-armoricain (cf. références in Bodinier et al., 1986 ; et Santallier et al., 1987).

Le domaine nord-oriental, et par extension la majeure partie des MCE, font partie intégrante de la ceinture orogénique siluro-dévonienne et du domaine interne (moldanubien) de la zonation paléozoïque.

Dans ce schéma, la formation d'Allemont-Rochetaillée pourrait représenter un secteur, à structuration dévonienne, intermédiaire entre le site originel de Chamrousse et celui des CLA.

En résumé, pour cette période cambro-ordovicienne, on doit envisager l'existence de plusieurs zones de distension, aboutissant éventuellement à la définition de microplaques séparées par des aires à caractère océanique plus ou moins franc. Ce dispositif s'intègre dans les différents modèles proposés pour la génèse de la chaîne hercynienne. Dans les modèles postulant l'existence d'une aire océanique séparant les blocs continentaux européen et africain, les phénomènes distensifs affectent la marge Sud du continent médio-européen (Holder et Leveridge, 1986 ; Bodinier et al., 1986). Dans l'interprètation de Badham (1982) qui exclue la présence d'un véritable océan, les marges passives des deux continents sont entrainées le long d'une zone de cisaillement. Cette tectonique engendre des bassins, parfois à substratum océanique, et des microplaques qui sont transportées, structurées isolément et agrégées selon un mécanisme complexe.

1.2. - Les formations dévono-carbonifères

1.2.1 - Les formations de Rioupéroux et de Livet

Elles témoignent de mécanismes de distension ensialique d'âge dévono-carbonifères et de ce fait sont directement corrélables avec les phénomènes magmatiques et sédimentaires présents dans le Nord Est du Massif Central (Brévenne, Morvan), en Bretagne centrale et dans les Vosges.

Des zones d'accrétion océanique sont subcontemporaines de ce rifting intracontinental et sont matérialisées par les ensembles ophiolitiques de la bordure septentrionale de l'orogène au Lizard (Kirby, 1979, 1984) et en Pologne (Pin, 1986).

Selon les schémas structuraux (Autran et Cogné, 1980 ; Behr et al., 1984 ; Matte, 1986), les bassins dévono-carbonifères se développent dans deux zones orogéniques distinctes :

(i) les bassins de Bretagne Centrale s'ouvrent sur une croûte d'âge cadomien qui sera réactivée lors de la phase bretonne. Ils sont situés dans la zone saxo-thuringienne.

(ii) les bassins du Massif Central et des Vosges, englobés dans la zone moldanubienne, reposent sur un socle récement structuré (Acadien). Ceci implique une érosion extrèmement rapide, car les dépots sont trangressifs sur des gneiss mésozonaux à catazonaux, largement anatectiques (Péterlongo, 1960 ; Beurrier et al., 1979 ; Fluck et al., 1980).

La nature du socle des formations de Rioupéroux et Livet n'est pas déterminée précisément. L'association spatiale de la formation de Livet avec les séries gneissiques et amphibolitiques d'Allemont-Rochetaillée et les analogies relevées dans leurs séquences métamorphiques respectives permettent peut-être d'attribuer un tel rôle à la formation d'Allemont. Les caractères de la structuration tectonométamorphique de ce socle éventuel, essentiellement dévonienne et dans un contexte mésozonal profond, ne sont typiques (i) ni de la zone centre armoricaine, même dans sa partie occidentale où le climat reste épizonal(Rolet et al., 1986), (ii) ni de la zone Arverne.

Ils pourraient témoigner de la position intermédiaire de ce segment crustal lors de l'extension dévono-carbonifère de la ceinture orogénique. Les analogies lithologiques, métamorphiques et structurales suggèrent une comparaison avec la zone saxo-thuringienne de Behr et al. (1984).

En fait la nature du substratum des bassins du Nord-Est du Massif Central et des Vosges est mal précisée :

* Dans le premier cas, le socle sous jacent aux formations dévoniennes est assimilé aux formations des Monts du Lyonnais dont les faciès pétrographiques sont comparables, mais on ne dispose pas , à notre connaissance, de données géochronologiques sur l'âge du métamorphisme anté-Brévenne.

* Dans les Vosges, la signification des datations n'est pas univoque : Les âges de métamorphisme et d'anatexie se groupent en deux maxima ordovico-silurien et dinantien (in Fluck et al.,1980) alors que les ages dévoniens sont mal représentés.

En conséquence, il serait peut-être utile de vérifier l'existence ou non dans ces secteurs d'un domaine orogénique, plus récent que le domaine arverne ou moldanubien, à affinités saxo-thuringiennes.

A la lumière des résultats concernant la structure de la chaîne de Belledonne, la limite tectonique Lyonnais/ Brévenne ne peut-elle pas représenter une discontinuité lithosphérique ayant la même valeur que le "synclinal médian" qui sépare deux domaines orogéniques totalement distincts?. Cette interrogation rejoint le problème, évoqué à propos du complexe ophiolitique de Chamrousse, d'une éventuelle extension vers l'Est de la zone centre-armoricaine.

1.2.2 - La série du Taillefer

Son étude détaillée (Riegel, en préparation) permettra de préciser la signification géologique de cette formation. Ses caractères sédimentologiques (pélites et conglomérats) et magmatologiques (volcanisme bimodal à caractère continental) suggèrent l'existence de petits bassins, en relation possible avec les zones de rifting dévono-carbonifères (Rioupéroux-Livet). L'âge de la série du Taillefer n'est pas connue avec précision, mais il est antérieur à la tectonique tangentielle fini-viséenne (324 +/-12 Ma).

A l'échelle de la chaîne, la répartition de ces bassins tardifs est calquée sur celle des bassins dévono-carbonifères.

1.3. - Conclusions

L'architecture de la chaîne de Belledonne offre, par la juxtaposition de secteurs structuraux différents, une coupe condensée de la zonation orogénique paléozoïque.

Le secteur Nord-oriental est représentatif du domaine le plus interne, ceinture orogénique acadienne ou ligérienne. Il s'intègre dans le domaine moldanubien ou arverne

Le secteur sud-occidental est structuré plus tardivement et dans des conditions plus superficielles. Il paraît corrélable avec la zone saxo-thuringienne et résulte de la migration vers le Nord des phénomènes tectonométamorphiques. Il représente un domaine de transition avec la zone centre-armoricaine puis le socle du bassin de Paris, en position encore plus externe. Ce domaine pourrait représenter un jalon entre le Nord-Est du Massif Central et les Vosges, avant sa translation, post-carbonifère (identité des bassins de St Etienne et de la Mure ?) et anté-liasique, vers le Sud.

Il est séduisant alors de paralléliser les décrochements du Carbonifère moyen de Belledonne avec les discontinuités Lyonnais/Brévenne et Vosges septentrionales/Vosges centrales.

2 - LES "SUTURES" CARBONIFERES

Les grands décrochements carbonifères contrôlent très largement l'architecture tardive de de la chaîne hercynienne (Arthaud et Matte, 1977 ; Mattauer, 1985 ; Matte, 1986).

Ces accidents sont postérieurs ou sub-contemporains d'une tectonique tangentielle et expriment fréquemment un mouvement décro-chevauchant. Leur période d'activité est très variable : durable pour certaines discontinuités majeures, du Dévonien inférieur au Carbonifère moyen pour la zone broyée sud-armoricaine (ZBSA) mais en général plus ponctuelle, au Viséen ou au Namurien.

Comme dans le massif de Belledonne, ces cisaillements séparent souvent des domaines orogéniques radicalement différents et peuvent alors être considérés comme des sutures intracontinentales.

Sans en donner une liste exhaustive, nombreux sont les secteurs où de telles sutures sont été reconnues : ZBSA évidement (Cogné, 1977 ; Rolet et al., 1986), mais aussi, en Bretagne septentrionale (Balé et Brun, 1986), dans l'arc Ibérique (Ponce de Léon et Choukroune, 1980), dans les Maures (Vauchez et Bufalo, 1985).

Des dispositifs comparables pourraient peut-être s'interpréter de la même manière : juxtaposition entre (i) les deux secteurs du Vivarais oriental et occidental (cf. Toteu, 1981 ; Gay et al., 1982), (ii) les domaines Cévenol et Ardéchois (accident de la Pioule selon Anthonioz, 1985) (iii) les séries du Lyonnais et de la Brévenne (Autran et al., 1980) et (iv) les Vosges septentrionales et centrales (Von Eller, 1970).

3 - EPILOGUE

Les résultats découlant de l'étude de la chaine de Belledonne, discrimination et définition des différentes unités constitutives et mise en évidence de son hétérogénéité architecturale, permettent de préciser certains aspects de la tectogénèse paléozoique. Ce travail apporte ainsi quelques arguments concernant les modalités des phénomènes distensifs et illustre la migration spatio-temporelle des recristallisations et des déformations. La démarche suivie dans les dernières pages apparaitra comme très subjective à certains lecteurs. Il n'était pas possible, dans le cadre présent, d'argumenter de facon complète et rigoureuse au niveau de chaque problème soulevé, en particulier au sujet des corrélations au sein de l'orogène. Ces interrogations seront considérées au mieux comme d'éventuelles hypothèses de travail et traduisent le stade présent de notre approche.

IV

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

*

BIBLIOGRAPHIE

ABERG G., AGUIRRE L., LEVI B., NYSTROM J.O. **(1984)** - Spreading, subsidence and generation of ensialic marginal basins : an example from the Early Cretaceous of Central Chile. in "Marginal basins geology", Kokelaar, B.P. et Howell, M.F. (Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. n°16, 185-194.

ALABASTER T., PEARCE J.A., MALPAS J. **(1982)** - The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. Contrib. Mineral.Petrol., 81, 168-183.

ALDISS D.T. **(1978)** - Granitic rocks of ophiolites. Unpubl.Ph.D. Thesis, Open Univ., Birmingham, 135p.

ALDISS D.T. **(1981)** - Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites. Nature, 289, 557-558.

ANTHONIOZ P.M. **(1985)** - Analyse tectonique du socle de l'Ardèche (Massif central français). Une lecture nouvelle d'un segment de la chaîne hercynienne. C.R. Acad. Sci., Paris, 300, II, 14, 699-702.

ARTH J G. **(1976)** - Behavior of trace elements during magmatic processes-A summary of theoretical models and their applications. J. Research U.S. Geol. Surv., 4, 1, 41-47.

ARTHAUD A., MATTE Ph. **(1977)** - Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens peri-baléares. In "La chaîne hercynienne d'Europe moyenne et occidentale", coll.int.CNRS, 243, 497-513.

ASHLEY P.M., FRANKLIN B.J., RAY A.S. **(1983)** - Plagiogranites in the Coolac ophiolite suite, New South Wales, Australia. Geol. Mag., 120, 1, 1-20.

ATWATER.T. **(1970)** - Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. Bull. Geol. Soc. Am., 81, 3513-36.

AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E., VIVIER G. **(1985)** - Les granitoïdes sub-alcalins potassiques de la Lauzière, massif cristallin externe de Belledonne. Géol. Alpine, 61, 17-32.

AUMENTO F., LOUBAT H. **(1971)** - The Mid-Atlantic ridge near 45° N.- Serpentinized ultramafic intrusions. Canad. J. Earth Sci., 8, 631-663.

AUTRAN A., COGNE J. **(1980)** - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In "Géologie de l'Europe", 26th C.G.I., Paris, C6, 90-111.

AUTRAN A., CASTAING C., DEBEGLIA N., GUILLEN A., WEBER C. **(1986)** - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris : Hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 1, 115-123.

BADHAM J.P.H., **(1982)** - Strike-slip orogens : an explanation for the Hercynides. J. Geol. Soc., 139, 4, 493-504.

BAKER P.E. **(1984)** - Geochemical evolution of St Kitts and Montserrat, Lesser Antilles. J. Geol. Soc. London., 141, 1-12.

BALE P., BRUN J.P. **(1986)** - Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éo-hercynien sud armoricain translaté au Dévonien. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 3, 471-477.

BARBIERI A. **(1970)** - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Les granites, aperçu sur la géochronométrie du massif. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 117p. et ann..

BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. **(1980)** - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In "Géologie de l'Europe", 26th. C.G.I., Paris, C6, 234-246.

BARD J.P. **(1983)** - Metamorphim of an obducted island arc : example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalaya collided range. Earth. Planet. Sci. Lett., 65, 133-144.

BARKER F., ARTH J.G **(1976)** - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemite-basalt suites. Geology, 4, 596-600.

BARKER F., ARTH J.G., PETERMAN Z.E., FRIEDMAN, I **(1976)** - The 1.7 to 1.8 b.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico : Geochemistry and depths of genesis. Geol. Soc. Amer. Bull. 87, 189-198.

BARKER F. **(1979)** - Trondhjemite : definition, environment and hypothesis of origin. "Trondhemites, dacites and related rocks", Development in petrology n° 6, F.Barker (Ed.), Elsevier, 1-12.

BARRIERE M., ROLET J., THONON P. **(1983)** - Le magmatisme, marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest-armoricain. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 296, 917-922.

BARRON B.J. **(1976)** - Recognition of the original volcanic suite in altered mafic volcanic rocks at Sofala, New South Wales. Amer. J. Sci., 276, 604-636.

BARTHOLOMEW D.S., TARNEY J. **(1984)** - Crustal extension in the Southern Andes (45-46° S). "Marginal basins geology", Kokelaar, B.P. et Howell, M.F. (Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. n°16, 195-206.

BARTOLI F. **(1973)** - Etude pétrologique et structurale du Ht-Vénéon (Massif du Pelvoux). Thèse Grenoble, 121 p. + ann.

BAYER R., MATTE Ph. **(1979)** - Is the mafic-ultramafic of Cabo-Ortegal a nappe emplaced during a Variscan obduction - a new gravity interpretation. Tectonophysics, 57, T9-T18.

BEBIEN J. **(1980)** - Magmatismes basiques dits "orogéniques" et "anorogéniques" et teneurs en TiO2 : les associations "isotitanées" et "anisotitanées". J. Volcan. Geotherm. Res., 8, 337-42.

BEBIEN J., GAGNY C. **(1980)** - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. In "Evolutions géologiques de la France". Mém. B.R.G.M., 107, 99-135.

BEBIEN J. **(1982)** - L'association ignée de Gevgueli (Macédoine Grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse, Université de Nancy I, 467 p..

BEBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., VERGELY P. **(1980)** - Diversity of the Greek ophiolites. Birth of oceanic basins in transcurrent, system. Ofioliti, spec. issue "Tethyan ophiolites", 2, 129-197.

BECCALUVA L., DI GIROLAMO P., MACCIOTTA G., MORRA V. **(1983)** - Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. Ofioliti, 8, 3, 307-324.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A. **(1984)** - Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. Contrib. Mineral. Petrol., 85, 253-271.

BEHR H.J. **(1978)** - Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mittel- europas. Z. Dtsch. Geol. Ges., 129, 283-318.

BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W.,GIESE P., WEBER K. **(1984)** - The Variscan belt in central Europe : main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics, v.109, p.15-40.

BELLAIR P. **(1946)** - Caractères magmatiques des roches d'épanchement des massifs centraux dauphinois. C.R. Acad. Sci., Paris, 222, 22, 1303-1304.

(1948) - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. Le haut massif. Mém. serv. carte géol.de la France. 355 p.

BELLIENI G., COMIN CHIARAMONTI P., MARQUES L.S., MELFI A.J., PICIRILLO E.M., MARDY A.J.R., ROISEMBERG A. **(1984)** - High and low-TiO_2 flood basalts from the Parana plateau (Brazil) : petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin - N. Jahrb. Miner. Abh, 150, 3-273-306.

BELLIERE J. **(1958)** - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Hte Savoie). Mém. Soc. géol. Belgique, 81, 204 p.

BELLIERE J., STREEN M. **(1980)** - Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Hte Savoie). C.R. Acad. Sci. Paris, 290 D, 1341-1343.

BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., CORNICHET J., PONCE DE LEON M.I., GIL IBARGUCHI J.I. **(1985)** - U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain : an example of REE immobility conserving Morb-like patterns during high-grade metamorphism. Chemical geol. (Isotope Geoscience sect.) 52, 217-225.

BERTAUX J. **(1982)** - Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif Central français. Bull. Soc. Min. Crist.Fr., 105, 212-222.

BERTHET P. **(1957)** - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). D.E.S. Univ. Grenoble.

BERTRAND H., DOSTAL J., DUPUY C. **(1982)** - Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Marocco. Earth Planet. Sc. Lett., 58, 225-239.

BESSON M., FONTEILLES M. **(1974)** - Relations entre les comportements contrastés de l'aluminium et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Miner. Cristal. Fr., 6, 445-449.

BEURRIER M., CHIRON J.C., GAY M., PIBOULE M. **(1979)** - Relations de la série de la Brévenne avec celle du Lyonnais : quelques précisions -7e R.A.S.T.- Lyon Soc. géol. Fr., edit., Paris.

BEURRIER M., PIBOULE M., DURAND C. **(1980)** - Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévono-dinantiens des monts de Tarare et du Beaujolais méridional (Massif central français). C.R. Acad. Sci., Paris, D, 290, 147-50.

BEVINS R.E. **(1982)** - Petrology et geochemistry of the Fishguard Volcanic Complex, Wales. Geol. J., 17, 1-21.

BIJU-DUVAL J. **(1975)** - Etude pétrologique des terrains cristallins de la région du Sirac (Sud du massif des Ecrins-Pelvoux, Ht Dauphiné), Thèse Grenoble, 207 p. + ann.

BLAKE D.H., ELWELL R.W.D., GIBSON I.L., SHELHORN R.R., WALKER G.P.L. **(1965)** - Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. Quart. J. Geol. Soc. Lond., 121, 31-49.

BLANCHARD M.C., JAMIESON R.A., MORE E.B. **(1984)** - Late devonian - Early Carboniferous volcanism in Western Cape Breton Island, Nova Scotia. Canad. J. Earth. Sci., 21, 7, 762-774.

BODINIER J.L. **(1981)** - Les massifs basiques et ultrabasiques de Najac (Aveyron) et Chamrousse (Alpes). Etude géologique et géochimique. Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier, 112 p.

(1983) - Etude géochimique du massif basique et ultrabasique de Najac (Aveyron). Conséquences géotectoniques. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XXV, 185-93.

BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J., CARME F. **(1981)** - Geochemistry of ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne massif, Alps): Contrib. Mineral. Petrol., 78, 379-388.

BODINIER J.L., GIRAUD D., DUPUY C., LEYRELOUP A., DOSTAL J. **(1986)** - Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridionale hercynienne : Massif Central français et Chamrousse (Alpes). Bull. Soc. Géol. Fr., 8, II, 1, 115-123.

BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P., RADICATI P. **(1975)** - Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N : contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. J. Geol. 83, 61-78.

BONNOT-COURTOIS C. **(1981)** - Géochimie des Terres Rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Thèse doct. Etat, Univ. Paris Sud-Orsay, 215 p. + ann.

BORDET Cl. **(1957-1961)** - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Thèse Ing.-Doct., Paris, 385p., et Mém. Serv. Carte géol. France, 218p.

BORDET P. **(1956)** - Répétitions isoclinales et granitisations dans deux séries cristallophylliennes anciennes (Alpes françaises et Maures). C.R. Acad. Sci.,Paris, 242, 3, 387-390.

(1961a) - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne ss.. Bull.Soc. Géol. Fr.

(1961b) - Sur la géologie du massif de Belledonne (s.s.). C.R. Acad. Sci. Paris, 252, 3, 434-436.

(1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble, 39, 173-198.

(1969) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Domène (XXXIII-33), 13p.

(1972) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Vizille (XXXIII-35), 35p.

(1977) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de St Jean de Maurienne (XXXIV-34). 43p.

BORDET P., BORDET Cl. **(1952)** - La géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. C.R. Acad.Sci., Paris, 254, 1187-1188.

(1953) - Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises. C.R. Acad. Sci. Paris, 236, 5, 500-502.

(1954) - Sur l'existence d'un éléments structural hercynien commun aux massifs de Belledonne, Gdes Rousses et Pelvoux. C.R. Acad. Sci., Paris, 238, 830- 832.

(1960-1963) - Belledonne - Gdes Rousses et Aiguilles Rouges- Mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. In "Livre à la mém. Prof. Fallot", Mém. Soc. Géol. Fr. 311-316.

BOUDIER F., MICHARD A. **(1981)** - Oman ophiolites. The quiet obduction of oceanic crust. Terra Cognita, 1, 109-118.

BOUDIER F., COLEMAN R.G. **(1981)** - Cross section through the peridotite of the Semail ophiolite, south eastern Oman mountains. J. Geophys. Res., 86, 2573-92.

BOUDIER F., NICOLAS A., BOUCHEZ J.L. **(1982)** - Kinematics of oceanic thrusting and subduction from boral sections of ophiolites, Nature, 296, 825-8.

BOUDIER F., NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., CRAMBERT S., DAHL R., JUTEAU J. **(1983)** - Les ophiolites des nappes de Semail (Oman) : structures internes des massifs du Makhl et de Rustag. Sci. Geol. Bull., Strasbourg, 36, 17-33.

BRIAND B., PIBOULE M. **(1979)** - Les métabasites de la série de Marvejols: témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière d'arc ?: Bull. B.R.G.M., I, 2, 131-172.

BRIQUEU L., BOUGAULT H., JORON J.L. **(1984)** - Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones : petrogenetic implications. Earth. Planet. Sci. Lett., 68, 297-308.

BRUHN R.L., STERN C.R., DE WIT M.J. **(1978)** - Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southern South America. Earth. Planet. Sci. Lett., 41, 32-46.

BRUNN J.H. **(1959)** - La dorsale médio-atlantique et les épanchements ophiolitiques. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 8, 234-236.

BRYAN W.B. **(1983)** - Systematics of modal phenocrysts assemblages in submarine basalts : petrologic implications. Contrib.Mineral.Petrol., 83, 62-74.

BRYAN W.B., THOMPSON G., FREY F.A., DICKEY J.S. **(1976)** - Inferred geologic settings and differenciation in basalts from the Deep Sea Drilling Project. J. Geophys. Res. 81, 4285-4304.

BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. **(1962)** - Ages "plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. Bull. suisse de Min. et Pétr., 42/2, 295-305.

BURG J.P., MATTE Ph. **(1978)** - A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. Z. Dtsch. Geol. Geo., 129, 429-60.

CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. **(1982)** - Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine de distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne Centre-Ouest. Bull. B.R.G.M., (2), I, 1-2, 47-61.

CADET J.P., CHARVET J. **(1983)** - From subduction to paleosubduction in Northern Japan. In "Accretion tectonics in the Circum Pacific regions". M. Hashimoto et S. Uyeda (Eds) 135-148.

CALSTEREN van P.W. **(1978)** - Geochemistry of the polymetamorphic mafic- ultramafic complex at Cabo Ortegal (N.W. Spain). Lithos, 11, 61-72.

CALSTEREN van P.W., DEN TEX E. **(1978)** - An Early Palaeozoic continental rift in Galicia (W. Spain). In "Tectonics and Geophysics of Continental Rifts", J.B. Ramberg and E.R. Neumam (Eds.), Reidel Publ., 125-132.

CAMERON M., PAPIKE J.J. **(1979)** - Amphibole crystal chemistry : a review. Fortsch.Mineralogie. 57, 28-67.

CAMERON W.E., NISBET E.G., DIETRICH V.J. **(1980)** - Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. In "Ophiolites", proceedings "International Ophiolite symposium, Cyprus 1979" Geological survey of Cyprus, Nicosia, A Panayiotou (Ed.), 182-193.

CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L., BERNARD-GRIFFITHS J. **(1978)** - Geochronology of Paleozoic magmatism in the Massif Central (France) ; its connections with tectonism and metamorphism. 4e Int. Conf. Geochr. Cosm. Isotop. Geol., U.S. Survey. open file rep., 78/701, 55-58.

CANTAGREL J.M, DIDIER J., GOURGAUD A. **(1984)** - Magma mixing : origin of intermediate rocks ands "enclaves" from volcanism to plutonism. Phys. Earth. Planet. Int., 35, 63-76.

CARME F. **(1965a)** - Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises) C.R. Acad. Sci., Paris, 260, 9, 6401-6404.

(1965b) - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins anté-houillers du Taillefer (Chaîne de Belledonne, Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, 260, 9, 6656-6659.

(1970a) - Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, 271, D, 631-633.

(1970b) - Successions granitiques et caractères spécifiques de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, 271 D, 696-699.

(1970c) - Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes : arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des schistes cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C.R. Acad. Sci., Paris, 271 D, 1733-1736.

CARME F. **(1970d)** - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R. Acad. Sci., Paris, 271 D, 2232-2235.

(1971a) - Le problème de l'âge des séries cristallophyliennes des massifs cristallins externes : corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sci., Paris, 273 D, 1671-1674.

(1971b) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). C.R. Acad. Sci. Paris, 273, D, 1771-1774.

(1971c) - Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes et les Cévennes septentrionales. C.R. Acad. Sci., Paris, 273, D, 2038-2041.

(1972) - Notice de la carte géologique de France 1/50.000, feuille de Vizille (XXXIII-35) 35p.

(1973a) - Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne ; essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche. C.R. acad. Sci. Paris, 277, D, 2133-2136.

(1973b) - Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne : C.R. Acad. Sci., Paris, 277, D, 2309-2312.

(1974a) - Sur une paragénèse tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoizite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (Chaîne de Belledonne) : essai d'interprétation pétrogénétique. C.R. Acad. Sci., Paris, 278, D, 565-568.

(1974b) - Tectoniques superposées dans le Haut Allier : mise en évidence d'une mégastucture tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. C.R. Acad. Sci., Paris, 278, D, 2501-2504.

(1974c) - Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone arverne (Massif Central). C.R. Acad. Sci., Paris, 278, D, 2613-2616.

(1975a) - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 281, 89-92.

(1975b) - Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales) : une variante originale de complexe alpinotype et un jalon majeur d'une ceinture basique briovérienne. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 281, 223-226.

(1975c) - Essai d'interprétation unitaire des corps de roches basiques et ultrabasiques et de leur contexte gneissique dans la partie moyenne du Massif Central et dans les Massifs Cristallins Externes alpins. C.R. Acad. Sci., Paris, 281 D, 351-354.

(1977) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de St Gervais les Bains (XXXV-31), 38p.

CARRARO F., DAL PIAZ G.V., FRANSCHESCHETTI B., MALARODA R., STURANI C., ZANELLA E. **(1970)** - Carta geologica del massicccio dell'Argentera alla scala 1/50.000. Mém. Soc. Geol. Ital., IX, 557-663, et ann..

CARON J.M., HONNOREZ J., JEANNETTE D. **(1982)** - Déformation synmétamorphique dans la croute océanique. 9ème R.A.S.T., Soc., Geol., Fr., edit., Paris, 118.

CASEY J.F., KARSON J.A. **(1981)** - Magma chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex, Nature, 292, 295-301.

CEULENEER G. **(1986)** - Structure des ophiolites d'Oman : flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique : chariage à la dorsale Thèse, Univ. de Nantes, 338 p.

CEULENEER G., NICOLAS A. - High-temperature shear zones in the Oman ophiolites and initiation of thrusting on an oceanic ridge, Earth. Planet. Sci. Lett. à paraître.

CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. **(1964)** - Nouvelles déterminations d'ages "plomb total" sur des zircons alpins. Bull. suisse Miner., Pétrogr., 44/1, 43-60.

CHOUBERT G. **(1936)** - La serpentine du Tabor (extrémité sud du massif de Belledonne, Dauphiné) et les roches qui l'accompagnent. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 18, 51-120.

CHOUBERT G., CHOUBERT B. **(1934)** - Nouvelles observations structurales sur le massif du Tabor. C.R. Acad. Sci., Paris, 196, 1040-1042.

CHRISTIE D.M. and SINTON J.M. **(1981)** - Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center, 85° to 86°W.. Earth Planet. Sci. Lett., 56, 321-335.

CHURCH W.R., RICCIO L. **(1977)** - Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland : polycyclic cumulates sequences in ophiolites and their classification. Canad.J. Earth Sci., 14, 1156-1165.

CLAVEL M **(1963-1964)** - Contribution à l'étude métallogénique de la région d'Allemont (massif de Belledonne, Isère). Thèse Univ. Nancy, 138p. et Trav. Lab. géol. Grenoble, 240, 210-217.

COCHERIE A. **(1978)** - Géochimie des terres rares dans les granitoides. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 207p.

(1984) - Interaction manteau-croute : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse d'Etat, Univ. Rennes I, Doc. B.R.G.M. n°90, (1985), 246 p.

COCHERIE A., CARPENTER M. **(1979)** - Comportement géochimique des Terres Rares dans la trondhjémite de Douarnenez ; implications pétrogénétiques. Bull. B.R.G.M., 2, 1, 4, 337-347.

COGNE J. **(1977)** - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Coll. intern. CNRS, 268, 111-129.

COISH R.A., TAYLOR L.A. **(1979)** - The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt : a microprobe study. Earth. Planet. Sci. Lett., 42, 389-98.

COISH R.A., HICKEY R., FREY F.A. **(1982)** - Rare earth elements of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolite formation. Geoch. Cosmoch.Acta, 46, 2117-2134.

COLE J.W. **(1984)** - Tampo-Rotorua Depression : an ensialic marginal basin of North Island. New Zealand. In "Marginal basin geology", B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.), Geol. Soc. Spec. Publ. n° 16, 109-119.

COLEMAN R.G. **(1977)** - Ophiolites, Ancient oceanic lithophere ? Springer Verlag Ed., 229 p.

(1984a) - The Red sea : a small ocean basin formed by continental extension and sea floor spreading. Proc. 27 th. Int. Geol. Cong., Moscow, sect. 23, "Origin and history of marginal and inland seas", VNU Sci. Press, 93-121.

(1984b) - The Tihama Asir igneous complex, a passive margin ophiolite. Proc. Int. Geol. Cong., Moscow, sect. 9, "Petrology (igneous and metamorphic rocks)", VNU Sci. Press, 221-239.

(1984c) - Preaccretion tectonics and metamorphism of ophio- lites. In "Ophiolites : oceanic tectonics and metamorphism", G.B. Piccardo and V. Bortolotti (Eds). Ofioliti, 9, 3, 205-222.

COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B., BRANNOCK W.W. **(1965)** - Eclogites and eclogites : Their differences and similarities : Geol. Soc. Am. Bull., 76, 478-508.

COLEMAN R.G., PETERMAN Z.E. **(1975)** - Oceanic plagiogranite. J. Geophys. Res., 80, 8 1099-1108.

COLEMAN R.G., DONATO M.M. **(1979)** - Oceanic plagiogranite revisited : In "Trondhjemites, dacite and related rocks" - Development in Petrology n°6, F. Barker (Ed.), Elsevier, 149-168.

COLLERSON K.D., FRYER B.J. **(1978)** - The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. Contrib. Mineral. Petrol, 75, 151-167.

CONDIE K.C, BOWLING G.P., VANCE R.K. **(1985)** - Geochemistry and origin of early proterozoic supracrustal rocks, Dos Cabezas Mountains, southeastern Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 655-62.

COOMBS D.S. **(1963)** - Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. Miner. Soc. Amer., spec. pap., 1, 227-250.

COX K.G. **(1983)** - The Karoo province of southern Africa : origin of trace element enrichment patterns. In "Continental Basalts and Mantle Xenoliths", Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds), Shiva Publish., 139-157.

CULLERS R.L., GRAF J.L. **(1984)** - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust : intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In "Rare Earth Element geochemistry", Development in geochemistry n° 2, P. Henderson (Ed.), Elsevier, 274-316.

CYAGOR II group **(1984)** - Intraoceanic tectonism on the Gorringe bank : observations by submersible. In "Ophiolite and oceanic lithosphère". Gass I.G., Lippard S.J., Shelton A.W., (Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. n° 13, 113-120.

DAHL R., JUTEAU T., BOUDIER F., NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., CRAMBERT S. **(1983)** - Ophiolites des nappes de Semail (Oman) : nouvelles données de terrain sur les parties plutoniques supérieures des massifs de Rustag et de Nakhl. Sci. Geol. Bull., 36, 1, 35-59.

DAVIES H.L. **(1971)** - Peridotite - gabbro - basalt complex in the Eastern Papua : an overthrust plate of oceanic mantle and crust. Bull. Miner. Res. Australia Bull., 128.

DAVIES G.R. **(1984)** - Isotopic evolution of the Lizard complex : J. geol. Soc. London, 141, 3-14.

DAVIS J.C. **(1973)** - Statistics and data analysis in geology. J. Wiley and Sons, 550 p.

DEBELMAS J., KERCKHOVE Cl. **(1980)** - Géologie des Alpes franco-italiennes. Géol. alpine, 56, 21-58, et "Géologie des pays européens", Dunod , 227-314.

DEBELMAS J., ESCHER A., TRUMPY R. **(1983)** - Profiles through the western Alps. In "Profiles of orogenic belts", Geodynamic series, 10, Amer. Geophys. Union, 83-96.

DEBELMAS J., et coll. **(1983)** - "Alpes du Dauphiné" guides géologiques régionaux, Masson, 198 p.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. **(1975)** - An introduction to the rock forming minerals. Longman Ed, 8e edit., 528 p.

DEHLEMMES R. **(1956)** - Etude géologique du massif cristallin des Aiguilles Rouges (Alpes de Savoie). Trav. Lab. geol. Fac. Sc. Grenoble, 32, 67-94.

DEMEULEMEESTER P. **(1982)** - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massifs cristallins externes (Alpes françaises): Thèse Univ. Grenoble I, 227p..

DEN TEX E. **(1950)** - Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Roberts et le Trias de Chamrousse (Massif de Belladonne). Leidse Geol. Med., XV, 1-204.

DEWEY J.F., SHACKLETON R.M. **(1984)** - A model for the evolution of the Grampian tract in the early Caledonides and Appalachian. Nature, 312, 115-121.

DE WIT M.J., STERN C.R. **(1981)** - Variations in the degree of crustal extension during formation of a back-arc basin. Tectonophysics, 72, 229-60.

DICK H.B.J., BULLEN T. **(1984)** - Chromian spinels as a indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contrib. Miner. Petrol., 86, 54-76.

DONDEY D. **(1960)** - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises). Trav. Lab. Géol. Grenoble, 36, 286-368.

DUCROT J., ALLEGRET A., LANCELOT J.R. **(1982)** - Prevariscan evolution of the western Europe at the light of U/Pb zircon dating of orthogneiss and eclogites : Abstract 5th Int. Conf. Geochr. Cosmoch. Isot. geol., Nikko, USA, 83.

DUNNING G.R., KROGH T.E. **(1983)** - Tightly clustered, precise, U/Pb of ophiolites from the Newfoundland Appalachians : G.S.A., Abstracts with programs, n°13429, 136.

DUPARC L. **(1894)** - Sur les roches éruptives de la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sci., 118, 634-636.

(1908) - Sur la transformation du pyroxène en amphibole. Bull. Soc. Fr. Miner., 2, 50-79.

DUPUY C., DOSTAL J. **(1984)** - Trace element geochemistry of some continental tholeiites. Earth. Planet. Sc. Lett., 67, 61-69.

DUTHOU J.L., PIBOULE M., GAY M., DUFOUR E. **(1981)** - Datations radiométriques Rb-Sr sur les orthogranulites des Monts du Lyonnais (Massif Central Français) : C.R Acad. Sci., Paris, 292, 749-752.

EGIN D., HIRST D.M., PHILLIPS R. **(1979)** - The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Haint river area, Pontid volcanic province, Northern Turkey. J. Volc. Geotherm. Res., 6, 105-123.

EHRSTROM C.E. **(1972)** - Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne. Thèse Univ. Grenoble, 182p. et ann..

EICHELBERGER J.C. **(1978)** - Andesitic volcanism and crustal evolution. Nature, 275, 21-27.

ELLER J.P. Von **(1970)** - Carte géologique du socle vosgien, partie septentrionale (notice explicative), Bull. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, 23, 1, 5-28.

ENGEL C.G., FISCHER R.C. **(1975)** - Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 1553-78.

EVANS B.W., TROMMSDORFF B., GOLES G.G. **(1981)** - Geochemistry of high grade eclogites and meta-rodingites from the central Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 301-311.

EWART A. **(1979)** - A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In "Trondhjemites, dacites and related rocks", Development in petrology n° 6, F. Barker (Ed.), Elsevier, 13-119.

(1982) - The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks : with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. in "Andesites", R.S. Thorpe (ed.), 25-95.

EWART A., LE MAITRE R.W. **(1976)** - Some regional compositional differences within Tertiary-Recent orogenic magmas. Chem. Geol., 30, 257-283.

FABRE J., FEYS R., GREBER Ch. **(1955)** - L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., 5, 1-3, 233-242.

FAURE MURET A. **(1955)** - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera- Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Carte géol. de France, 336p. et ann..

FISCHER W. **(1984)**- Contribution à l'étude de la répartition des platinoides: Pt, Pd, Ir, Rh et Au dans les chromites de Chamrousse (Isère, France) et au Chapeau en Champoléon (Htes Alpes, France). Mém. D.E.A., Univ. Grenoble, dactylographié.

FISCHER W., AMOSSE J., PIBOULE M. **(1985)** - Caractérisation géochimique du complexe mafique et ultramafique de Chamrousse par détermination du spectre des platinoides. IIIrd E.U.G., Strasbourg, résumé, Terra Cognita, 5, 277.

FLOYD P.A. **(1982)** - Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics. J. geol. Soc. London, 139, 505-520.

FLUCK P., MAASS R., RAUMER J.F. Von **(1980)** - The Variscan units east and west of the Rhine graben. In "Géologie de l'Europe", 26th C.G.I., Paris, C6, 112-131.

FODOR R.V., VETTER S.K. **(1984)** - Rift-zone magmatism : Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB. Contrib. Miner. Petrol., 88, 307-321.

FONTEILLES M. **(1968)** - Contribution à l'étude du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) de la Brévenne (Massif Central français). Bull. B.R.G.M., 2, 3, 1-54.

FORESTIER F.H. **(1961)** - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut Allier (Massif central français). Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 2 vol., 300 p.

FORNARI D.J., PERFIT M.R., MAHALOFF A., EMBLEY R.W. **(1983)** - Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV "Alvin" from Eastern Galapagos rift, Inca Transform, and Ecuador Rift. 1- Major elements variations in natural glasses and spatial distribution of lavas. J. Geophys. Res., 88, B12, 10519-10529.

FOURCADE S., ALLEGRE C.J. **(1981)** - Trace elements behaviour in granite genesis : a case study, the calc-alkaline plutonic association from the Quérigut complex (Pyrénées, France). Contrib. Mineral. Petrol., 76, 177-195

FRANKE W., ENGEL W. **(1986)** - Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 1, 25-33.

FREY F.A., BRYAN W.B., THOMPSON G. **(1974)** - Atlantic ocean floor : geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the DSDP. J. Geophys. Res., 79, 5507-5527.

FURNES H., STURT B.A., GRIFFIN W.L. **(1980)** - Trace element geochimistry from the Karmoy ophiolite, Southwest Norvegian Caledonides, Earth. Planet. Sci. Lett. 50, pp. 75-91.

FURNES H., BREKKE H., NORDAS J., HERTOGEN J. **(1986)** - Lower Palaeozoic convergent plate margin vulcanism on Bombo, Southwest Norvegian Caledonides : geochemistry and petrogenesis. Geol. Mag., 2, 123-142.

GAGNY C., SIDER H., GODINOT A. **(1981)** - Mise en évidence d'une tectonique tangentielle sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais Méridional (N.E. du Massif Central français). C.R. Acad. Sci., Paris, 293, II, 1008-1010.

GAMBLE J.A. **(1982)** - The mineral chemistry of dolerites and gabbros from the central Complex of Slieve Gullion, NE Ireland. Mineral. Mag., 46, 103-110.

GAMBLE R.P., TAYLOR L.A. **(1980)** - Crystal/liquid partionning in augite : effects of cooling rate. Earth. Planet. Sci. Lett., 47, 21-33.

GASQUET D. **(1979)** - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère, Alpes françaises. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 230p.

GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A., VIVIER G. **(1981)** - Géochimie de mylonites et relations entre les rameaux internes et externes du massif de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, 292, II, 607-610.

GAY M., BRIAND B., CHENEVOY M., PIBOULE M. **(1982)** - Evolution structurale de la série métamorphique du Vivarais oriental (Massif central). Bull. B.R.G.M., 1, 3, 219-232.

GEBAUER D., GRUNENFELDER M. **(1979)** - U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Examples : Munchberg gneiss massif, northeast Bavaria : Earth. Planet. Sci. Lett., 42, 35 - 44.

GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITH J., GRUNENFELDER M. **(1981)** - U-Pb zircon and monazite dating of the mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example : Sauviat sur Vige, French Central Massif. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 292-300.

GELINAS L., TRUDEL P., HUBERT C. **(1984)** - Chemostratigraphic division of the Blake River Group., Rouyn-Noranda area, Abitibi, Québec., Canad. J. Earth. Sci., 21, 2, 220-231.

GERLACH D.C., LEEMAN W.P., AVE LALLEMANT H.G. **(1981)** - Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon. Contrib. Mineral. Petrol., 77, 82-92.

GERLACH D.C., GROVE T.L. **(1982)** - Petrology of Medecine Lake hight volcanics : characterization of end members of magma mixing. Contrib. Mineral. Petrol. 80, 147-159.

GERMANIQUE J.C., BRIAND B. **(1985)** - XRF determination of Zr, Nb, Y, Sr, Rb, Zn, Pb in fifteen international geochemical reference samples. Geostandards Newslett. 9, 1, 31-34.

GHENT E.D., STOUT M.Z. **(1981)** - Metamorphism at the base of the Samail ophiolite. South eastern Oman mountains. J. Geophys. Res., 86, 2557-71.

GIBERGY P. **(1968)** - Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallo- phyllienne des massifs cristallins externes des Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, 267, 1251-1254.

GIGNOUX M., MORET L. **(1952)** - Géologie Dauphinoise. Initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble. Masson, Paris, 2ème edit., 391p..

GILL J.B., STORK A.L. **(1979)** - Miocene low-K dacites and trondhjemites of Fridji. In "Trondhjemites, dacites and related rocks", Development in petrology n° 6, F. Barker (Ed.) Elsevier, 629-649.

GILLOT-BARBIERI C. **(1970)** - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 130p..

GILLULY J. **(1933)** - Replacement origin of the albite granite near Sparta, Oregon. Geol. Surv. Prof. pap. 175c, 65-81.

GIORGI L. **(1979)** - Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Gdes Rousses, Isère, France. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 185p.

GIORGI L., GIRAUD P., VACHARD D. **(1979)** - Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du massif cristallin externe des Gdes Rousses (Alpes occidentales). C.R. Acad. Sci., Paris, 288, D, 1079-1082.

GIRARDEAU J. **(1982)** - Tectonic structures related to thrusting of ophiolite complexes : the White Hills peridotites, Newfoundland. Canad. J. Earth. Sci., 19, 4, 709-722.

GIRARDEAU J., NICOLAS A. **(1981)** - The structures of two ophiolite massifs, Bay of Islands, Newfoundland : a model for the oceanic crust and upper mantle. Tectonophysics, 77, 1-34.

GIRARDEAU J., MEVEL C. **(1982)** - Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites as indicators of the evolution of the oceanic crust : Bay of Islands, Newfoundland. Earth. Planet. Sci. Lett., 61, 151-165.

GIRAUD P. **(1952)** - Les terrains métamorphiques du massif des Gdes Rousses (Isère). Bull. Soc. géol. Fr., 6, 2, 379-402.

GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C., DOSTAL J. **(1985)** - Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut Allier (Massif Central Français). Lithos, 17/3, 203-214.

GIROD M., CABY R. **(1975)** - Faciès amphibolique dans la croute océanique : exemple des méta-gabbros du massif du Chenaillet (Hautes Alpes). 9ème R.A.S.T., Soc., Geol., Fr., edit., Paris, 167.

GOLDSMITH J.M. **(1958)** - Geochemistry. International series of monographs of physics. miner., Oxford University Press, 729 p.

GOURLAY P. **(1986)** - La déformation du socle et des couvertures delphino- helvétiques dans la région du Mont Blanc (Alpes occidentales). Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 1, 159-170.

GOURLAY P., RICOU L-E. **(1983)** - Le jeu décrochant dextre tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). C.R. Acad. Sci., Paris, 296, II, 927-932.

GOWER G.F., PAUL D.K., CROCKET J.H. **(1982)** - Protoliths and petrogenesis of Archean gneisses from the Kenora area, English river subprovince, Northwest Ontario. Precamb. Res., 17, 245-274.

GRAHAM C.M, HARMON R.S. **(1983)** - Stable isotope evidence on the nature of crust-mantle interactions. In "Continental Basalts and Mantle Xenoliths", Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds), Shiva Publish., 20-45.

GROS Y. **(1974)** - Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 114p. et ann..

GROVE T.L., BRYAN W.B. **(1983)** - Fractionation of pyroxene-phyric Morb at low- pressure : an experimental study. Contrib. Mineral. Petrol., 84, 293-309.

GUEYMARD E. **(1834)** - Sur la minéralogie et la métallurgie du département de l'Isère. Grenoble.

HALL R. **(1982)** - Ophiolites and passive continental margins. Ofioliti, 2/3, 279-98.

HARRIS P.M., FARRAR E., MC INTYRE R.M., YORK D. **(1966)** - Potassium-Argon age measurements on two igneous rocks from the Ordovician system of Scotland. Nature, 205, 352-353.

HARRIS N.B.W. **(1982)** - The petrogenesis of alkaline intrusives from Arabia and Northeast Africa and their implication for within-plate magmatism. Tectonophysics, 83, 243-58.

HARRIS N.B.W., DUYVERMAN H.J., ALMOND D.C. **(1983)** - The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. J. Geol. Soc. London, 140, 245-246.

HASHIMOTO M., SAITO Y., KASHIMA N. **(1981)** - Relic clinopyroxenes and metamorphism of the Motton spilite of the Leven Hills district, Tasmania. Papers and proc. Royal Soc. Tasmania, 115, 173-179.

HEBERT R., BIDEAU D., HEKINIAN R. **(1983)** - Ultramafic and mafic rocks from the Garret Transform Fault near 13°30' on the East Pacific Rise : igneous petrology. Earth. Planet. Sci. Lett., 65, 107-125.

HEDGE C.E., FUTA A., ENGEL C.G., FISCHER R.L. **(1979)** - Rare earth abundances and Rb-Sr systematics of basalt, gabbro, anorthosite, and minor granitic rocks from the Indian ridge system, Western Indian ocean ; Contrib. Mineral. Petrol., 68, 373-376.

HELMSTAEDT H., ALLEN J.M. **(1977)** - Metagabbronorite from DSDP hole 334 : an example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge-Can., J., Earth. Sci., 14, 886-898.

HIGGINS M.W. **(1971)** - Cataclastic rocks. Geol. Surv., prof. pap., 687, 97p.

HILDRETH W. **(1981)** - Gradients in silicic magma chambers Implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., 86, 10153-10192.

HILL R.E. **(1976)** - Three gabbros from DSDP leg 37, site 334 : their petrography and pyroxene mineralogy. In Aumento F., Melson W.G. et al, "Init. Rep. DSDP", 37, 763-768.

HODDER A.P.W. **(1984)** - Late Cenozoic rift development and intra-plate volcanism in Northern New Zealand inferred from geochemical discrimination diagrams. Tectonophys., 101, 293-318.

HODGE F.N, PAPIKE J.J. **(1976)** - DSDP site 334 : magmatic cumulates from oceanic layer 3. J. Geophys. Res., 81, 23, 4135-4151.

HOLDER M.T., LEVERIDGE B.E. **(1986)** - Correlation of the Rhenohercynian Variscides. J. Geol. Soc., London, 143, 141-147.

HOLM P.E. **(1982)** - Non-recognition of continental tholeiites using Ti-Y-Zr diagram. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 308-310.

HONNOREZ J., MEVEL C., MONTIGNY R. **(1984)** - Occurence and significance of gneissic amphibolites in the Vema fracture zone, equatorial Mid-Atlantic ridge. In "Ophiolites and oceanic lithosphere", I.G. Gass Lippard S.J., Shelton A.W., (eds), Geol., Soc. Spec. Publ., n°13, 121-130.

HUEBNER J.S. **(1980)** - Pyroxene phase equilibria at low pressure. in "Pyroxenes" C.T. Prewitt ed., Mineral. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy, 7, 213-288.

HYNES A. **(1982)** - A comparison of amphiboles from medium and low-pressure metabasites. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 119-125.

IKENNE M., BAROZ F. **(1985)** - Mise en évidence des caractères orogéniques, tholéiitiques et calco-alcalins, du volcanisme dévono-dinantien dans le massif du Rabodeau (Vosges septentrionales) : apport à la reconstitution géotectonique des Vosges. C.R. Acad. Sci., Paris, 301, II, 8, 529-532.

ITO E., ANDERSON A.T. **(1983)** - Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise : Petrographic and mineralogic constraints on hydrothermal processes at slow-spreading ridges. Contrib. Mineral. Petrol., 82, 371-388.

IVANOV S.N., PERFILIEV A.S., PUCHKOV V.N., RUZHENTSEV S.V., SAMYGIR S.G. **(1979)** - The tectonic positions of ophiolites in the Urals. Memorial Univ. of Newfoundland, Dept. of geol., Rep n° 8, 109-114.

ISHIWATARI A. **(1985)** - Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite in the context of the diversity of ophiolites. Contrib. Mineral. Petrol., 89, 155-167.

JACKSON E.D. **(1971)** - The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. Fortschr. Mineral., 48, 128-174.

JACKSON E.D., THAYER T.P. **(1972)** - Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. 24th Int. Geol. Cong., sect.2, 289-296.

JAHN B.M., GLIKSON A.Y., PEUCAT J.J., HICKMAN A.M. **(1981)** - REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoïds from the Pilbara black, western Australia : implications for the early crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 1633-1652.

JAHN B.M., ZHANG Z. **(1984)** - Archean granulite gneisses form eastern Hebei province, China : rare-earth geochemistry and tectonic implications. Contrib. Mineral. Petrol., 85, 224-43.

JAMIESON R.A. **(1979)** - Formation of metamorphic aureoles beneath ophiolites. Evidence from the St-Anthony complex, Newfoundland. Geology, 8, 150-154.

JOHANNES W. **(1978)** - Melting of plagioclase in the system Ab-An-H2O and Qtz-Ab-An-H2O at PH2O = 5 Kbars, an equilibrium problem. Contrib. Mineral. Petrol., 66, 295-303.

(1983) - Metastable melting in granite and related systems. in "Migmatites, melting and metamorphism", M.P. Atherton and C.D. Gribble (ed)., Shiva Publish., 27-36.

JOLIVET L. **(1984)** - La chaîne centrale d'Hokkaïdo (Japon), une chaîne alpine sur la limite des plaques Amérique-Eurasie. Thèse Univ. P. et M. Curie, 189 p. et biblio.

JOLIVET L. **(1986)** - La chaîne centrale d'Hokkaïdo, Japon du Nord : succession de phases tectoniques. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 2, 311-327.

JORON J.C., 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 croute océanique et du manteau supérieur. Bull. Soc. géol. Fr., 7, XX, 4, 521-531.

JOUCHOUX P. **(1983)** - La série métamorphique spilito-kératophyrique dévono- dinantienne de la Brévenne occidentale : étude cartographique, pétrographique et géochimique (Massif Central français). Thèse 3e cycle, Univ. Lyon I, 155 p.

KALSBEEK F. **(1961)** - Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area (Belledonne massif, France). Pub. Dept. Petrog., Min., et Crist., Univ. Leyden, 2, 5, 136p..

KALSBEEK F., KONING H., DEN TEX E. **(1962)**- Complementary wrench faults and related structures in the crystalline rocks of the Belledonne massif (French Alps). Geol. Mijnb., 7, 241-249

KARIG D.E. **(1971)** - Origin and development of marginal basins in western Pacific. J. Geophys. Res., 76, 2542-61.

KARSON J.A. **(1984)** - Variations in structure and petrology in the Coastal complex, Newfoundland : anatomy of an oceanic fracture zone. In "Ophiolites and oceanic lithophère", Gass I.G., Lippard S.J., Shelton A.W (Eds), Geol. Soc. Spec. Publ., n°13, 131-144.

KARSON J.A., CASEY J.F., ELTON D.L., TITUS M. **(1984)** - Deformed and metamorphosed rock assemblages recognized in the Bay of Island ophiolite complex. In "Ophiolites, oceanic tectonics and metamorphism", G.B. Piccardo and V. Bortolotti (Eds.) - Ofioliti., 9, 3, 463-486.

KARSON J.A., DICK H.J.B. **(1984)** - Deformed and metamorphosed oceanic crust on the Mid-Atlantic ridge. In "Ophiolites, oceanic tectonics and metamorphism", G.B. Piccardo and V. Bortolotti (Eds). Ofioliti. 9, 3, 279-302.

KILIAN W. **(1896)** - Feuilles de Grenoble et de Vizille au 80.000e. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., VIII, 53, 174-175.

KILIAN W., REVIL J. **(1922)** - Aperçu sommaire sur les roches éruptives des Alpes françaises. Trav. Lab. Géol. Grenoble, XII, 1, 97-120.

KIRBY G.A. **(1979)** - The Lizard complex as an ophiolite. Nature, 282, 58-61.
(1984) - The petrology and geochemistry of dykes of the Lizard ophiolite complex, Cornwall: J. geol. Soc. London, 141, 53- 59.

KOKELAAR B.P., HOWELL M.F. **(1984)** - "Marginal basin Geology, volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins". Geol. Soc. Spec. Publ. n°16, Blackwell Scient. publ. 322 p.

KORNPROBST J. et coll. **(1980)** - Le métamorphisme en France. In "Evolutions géologiques de la France". Mém. B.R.G.M., 107, 161-189.

KREBS W. **(1977)** - The tectonic evolution of Variscan Meso-Europa. in "Europe from crust to core", Ager P.V et Brooks M. (Eds.), Wiley Interscience publ., 119-139.

KRUMMENACHER D. **(1959)** - Le cristallin de la région de Fully (Valais). Thèse Univ. Genève, 266p.

KRUMMENACHER D., EVERNDEN J.F. **(1960)** - Détermination d'âge isotopique faite sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. Bull. suisse Miner. Petrogr., 40/2, 267-276.

KRUMMENACHER D., BORDET P., LE FORT P. **(1965)** - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. Bull. suisse Miner. Petrog., 65, 855-874.

KUNIYOSHI J.G., LIOU S., ITO K. **(1974)** - Experimental studies of the phase relations between greenschists and amphibolite in a basaltic system. Am. J. Sci., 274, 613-634.

KUNO H. **(1968)** - Differentiation of basaltic magmas. In "Basalts", Hess H.H. and Poldervaart A. (Eds)., Intersciences Publ., N.Y., 2, 623-688.

LACOMBE J.C. **(1970)** - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 118p.

LAIRD J., ALBEE A.L. **(1981)** - Pressure, temperature, and time indicators in mafic schists : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. Am. J. Sci., 281, 127-175.

LAMBERT R.St. J., HOLLAND J.G. **(1974)** - Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks. Geochim. cosmochim. Acta., 38, 1393-414.

LAMEYRE J. **(1958)** - La partie nord du massif des Gdes Rousses. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 34, 885-874.

LAMEYRE J., BOWDEN P. **(1982)** - Plutonic rock types series : discrimination of various granitoïd series and related rocks. J. Volc. Geotherm. Res. 14, 169-186.

LANGMUIR C.H., BENDER J.F, BENCE A.E., HANSON G.N., TAYLOR S.R. **(1977)** - Petrogenesis of basalts from the Famous area : Mid-Atlantic ridge. Earth. Planet. Sci. Lett., 36, 133-156

LAURENT R. **(1965)** - Contribution à l'étude du Carbonifère de la montagne de Pormenaz (Aiguilles Rouges, Hte Savoie). Arch. Sci. Genève, 18, 133-143.

(1967) - Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Hte Savoie). Arch. Sci. Genève, 20, 2, 223-254.

LAURENT R., CHESSEX R. **(1968)** - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclogae géol. Helv., 61, 1-18

LA ROCHE H. de **(1968)** - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sci., Paris, 267, D, 39-42.

(1974) - Geochemical characters of the metamorphic domains : survival and testimony of their premetamorphic history. Sci. de la Terre, t. XIX, 2, 101-117.

LA ROCHE H. de, ROCCI C., JUTEAU Th. **(1974)** - Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. In "Spilites and spilitic rocks", CG. Amstutz ed., Springer Verlag, 39-57.

LASNIER B. **(1977)** - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français (Haut Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'Etat, Univ. Nantes, 351p.

LEAKE B.E. **(1978)** - Nomenclature of amphiboles. Mineral. Mag., 42, 533-63.

LEAT P.T., JACKSON S.E., THORPE R.S., STILLMAN C.J. **(1986)** - Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within Southern British Caledonides. J. Geol. Soc., London, 143, 259-273.

LE BAS M.J. **(1962)** - The role of aluminium in igneous clinopyroxene with relation to their parentage. Amer. J. Sci., 260, 267-288.

LE FORT P. **(1971-1973)** - Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse Nancy et Sci. Terre, 25, 373p. et ann..

LE FORT P., EHRSTROM C.E. **(1969)** - Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Volcanisme et sédimentation dans l'orogène hercynien des Alpes françaises. Sc. de la Terre, 14, 215-238.

LE FORT P., PECHER A. **(1971)** - Présentation d'un schéma structural du Ht Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sci., Paris, 273, 3-5.

LEGENDRE O. **(1982)** - Minéralogie et géochimie des platinoïdes dans les chromitites ophiolitiques. Comparaison avec d'autres types de concentration en platinoïdes. Thèse, Univ. Paris VI.

LEITCH E.C. **(1984)** - Marginal basins of the SW Pacific and the preservation and recognition of their ancient analogues : a review. In "Marginal basins geology", Kokelaar, B.P. et Howell, M.F. (Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. n°16, 97-108.

LE ROEX A.P., DICK H.J.B., REID A.M., ERLANK A.J. **(1982)** - Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge. Earth. Planet. Sci. Lett., 60, 437-451.

LE ROEX A.P., DICK H.B.J., REID A.M., FREY F.A., ERLANK A.J. **(1985)** - Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean : implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. Contrib. Miner. Petrol., 90, 367-80.

LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. **(1982)** - Clinopyroxène composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. Earth. Planet. Sci. Lett., 59, 139-154.

LIEGEOIS J.P., DUCHESNE J.C. **(1981)** - The lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges Massif, Western Alps, France) : evidence of crustal origin and metasomatic alteration. Lithos, 14, 35-48.

LIOU J.G., KUNIYOSHI S., ITO K. **(1974)** - Experimental study of the phase relation between greenschist and amphibolite in a basaltic system. Amer. J. Sc., 274, 613-22.

LIOU J.G., ERNST W.G. **(1979)** - Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan ophiolite. Contrib. Mineral. Petrol., 68, 335-448.

LONGSTAFFE F.J., Mc NUT R.H., CROCKET J.H. **(1982)** - Rare earth element modelling of Archean meta-igneous and igneous rocks, Lake Despair area, Northwestern Ontario. Precamb. Res. 17, 275-296.

LORENZ V., NICHOLLS I.A. **(1984)** - Plate and intraplate processes of hercynian Europe during the late Paleozoic. Tectonophys., 107, 25-56.

LORY Ch. **(1852)** - Sur deux gisements de roches amphiboliques associées à des euphotides et à des serpentinites dans les environs de Grenoble. Bull. Soc. Statist. Isère, 2, II, 353-366.

(1860) - Description géologique du Dauphiné pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. Bull. Soc. Statist. Isère, V, VI, VII, 1860-1864. et Serv. carte géol., 30, 31, 33, 73-84, 96-106, 115.

(1891) - Etude sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales. Mem. Int. Géol. Cong., Londres, 86-103.

LORY P. **(1893)** - Etudes géologiques dans la chaine de Belledonne. Note sur la bordure occidentale du massif d'Allevard. Trav. Lab. Géol. Grenoble, II, 1 (1892), 1-42. Ann. Univ. Grenoble, V,155-196.

(1944) - Révisions des feuilles de Die et de Vizille au 80.000e. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., XLV, 216, 186-195.

MALCOLM F. L. **(1981)** - Microstructures of the Cayman trough gabbros. J. Geol., 89, p.675-688.

MALPAS J. **(1979)** - Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland, initial report. In "Trondhjemites, dacites and related rocks", A. Barker (Ed.), Elsevier ., 465-487.

MARCHAND J. **(1981)** - Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). C.R. Acad. Sci., Paris, 293, II, 223-28.

MARQUER D., GAPAIS D. **(1985)** - Les massifs cristallins externes sur la transversale Guttanen-Val Bedretto (Alpes centrales) : structures et histoire cinématique. C.R. Acad. Sci., Paris, 301, II, 8, 543-546.

MARSCH N.G., SAUNDERS A.D., TARNEY J., DICK H.B.J. **(1979)** - Geochemistry of basalts from the Shikoku and Daito basins, Deep Sea Drilling Project Leg 58. In De Vries Klein G., Kobayashi K. et al.,"Init. Rep. DSDP LVIII", 805-842.

MASCLE G. **(1985)** - L'Himalaya résulte-t-il du téléscopage de trois chaînes ? Bull. Soc. Géol. Fr., 8, I, 3, 289-304.

MATTAUER M. **(1983)** - Subduction de lithosphère continentale, décollement croute-manteau et chevauchement crustal dans la chaîne de collision himalayenne. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 296, 481-6.

(1985) - Intracontinental subduction, crustal-mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts. In "Collision Tectonics", Coward, M.P., and Ries A.C. (Eds). Geol. Soc. London, spec. publ. n° 19, 37-50.

(1986) - Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie ; leurs relations avec les décrochements. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 1, 143-157.

MATTE Ph **(1986)** - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri- atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. France, 8, II, 1,9-24.

MATTE Ph, BURG J.P. **(1981)** - Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe : plate tectonic implications. In "Thrusts and nappes tectonics" Spec. Publ. Geol. Soc. London, 353-358.

MATTE Ph., RESPAUT J.P., MALUSKI H., LANCELOT J.R., BRUNEL M. **(1986)** - La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien. Déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage Pays de Bray 201. Bull. Soc. Géol. Fr. 8, II, 69-77.

MATTEY D.P., MARSCH N.G., TARNEY J. **(1980)** - The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the West Philippine and Parece Vela basins and from the Palau-Kyushu and West Mariana ridges, Deep Sea Drilling Project leg 59. in Kroenke L., Scott R. et al. "Init. Rep. DSDP LIX", 753-800.

MATTINSON J.M. **(1975)** - Early Paleozoic complexes of Newfoundland. Isotopic ages of zircon. Geology, v.3, p.181-183.

(1976) - Age of zircons from the Bay of Island ophiolite complex, western Newfoundland. Geology, 393-3.

MEIJER A., REAGAN M. **(1981)** - Petrology and geochemistry of the Island of Sarigan in the Mariana arc ; calc-alkaline volcanism in an oceanic setting. Contrib. Mineral. Petrol., 77, 337-54.

MENARD G. **(1979)** - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 177p.

MENOT R-P. **(1979)** - Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolitique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales). Géologie Alpine, 55 93-110.
(1981) - Présence d'ortho-leptynites à caractères de plagiogranites au sein du complexe ultrabasique et basique de Chamrousse-Tabor. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 516-520.
(1986) - Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux -Livet (Massifs cristallins externes des Alpes françaises) : nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. Bull. Suisse. Mineral. Petrogr., 66, 2, 227-256.

MENOT R.P., SCARENZI D., PIBOULE M., OLIVER R. **(1983)** - Les métatrondhjémites du complexe basique-ultrabasique et des formations volcano-sédimentaires du Sud du massif de Belledonne (Alpes françaises, Massifs Cristallins Externes) : E.U.G. II, Abstract : Terre Cognita, v.3 /2-3, p.201.

MENOT R.P., PEUCAT J.J., PIBOULE M., SCARENZI D.**(1984a)** - Cambro- ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, French external alpine domain). Meet."Ophiol. through time", Nancy, Abstract in Ofioliti, 10, 2-3, 527 et soumis à Earth. Planet. Sci. Lett. (annexe A).

MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. **(1984b)** - A continental(?) volcanic arc of devono-carboniferous age in the French alpine external massifs : The Rioupéroux and Livet formations (Romanche valley, Belledonne massif). Meet. "Ophiolites through time", Nancy. Abstract in Ofioliti, 10, 2-3, 528, et en préparation.

MENOT R.P., BONHOMME M.G., VIVIER G. **(1985)** - Upper visean cooling ages of amphiboles : Isotopic evidence of a late variscan nappe tectonics in the Belledonne massif (French external Alpes). EUG III, Strasbourg, résumé in : Terra Cognita, 5, 2-3, 251.

MENOT R.P., VIVIER G. **(1986)** - Décrochements et cisaillements varisques dans les Massifs cristallins externes alpins. 11ème RAST, Clermont Ferrand, résumé, et soumis à Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. (annexe D).

MENOT R.P., PEUCAT J.J., PAQUETTE J.L. **(1986)** - Les formations leptyno-amphiboliques paléozoïques et les Complexes Leptyno-amphiboliques : les corrélations hasardeuses. Exemple des Massifs cristallins externes alpins. Réunion spécialisée "Complexes leptyno-amphiboliques", Soc. Géol. Fr., Rennes, 1986, (annexe E).

MENOT R.P., BONHOMME M.G., VIVIER G. **(1987a)** - Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. Bull. suisse Minéral. Pétrog., 67, 3, sous presse.

MENOT R.P., PIBOULE M., SCARENZI D. **(1987b)** - Diversité et origine des plagiogranites de l'ophiolite paléozoïque de Chamrousse (Alpes occidentales françaises), soumis à Bull. Soc. Fr. Minéralogie (annexe B).

MEVEL C., VELDE D. **(1976)** - Clinopyroxenes in mesozoic pillow lavas from the French Alps influence of cooling rate on compositional trends. Earth. Planet. Sci Lett., 32, 158-164.

MEVEL C., CABY R., KIENAST J.R. **(1978)** - Amphibolites facies conditions in the oceanic crust : example of amphibolitized flaser-gabbros and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). Earth. Planet. Sci. Lett., 39, 98-108.

MICHARD A., JUTEAU Th., WHITECHURCH H. **(1985)** - L'obduction : revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman. Bull. Soc. géol. Fr., 8, I, 2, 189-198.

MICHEL R., BERTHET P. **(1958)** - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). C.R. Acad. Sci., Paris, 246, 12, 1888-1890.

MICHEL R., VEROLLET G. **(1962)** - Sur la présence de roches volcaniques dans la série cristallophyllienne du Tabor de Matheysine (Isère).C.R. somm. Soc. géol. Fr., 10, 321-322.

MIYASHIRO A. **(1973)** - The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth. Planet. Sci. Lett., 19, 218-224.

MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. **(1970)** - Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. Earth. Planet.Sci. Lett., 7 ; 361-365.

MIYASHIRO A., SHIDO F. **(1980)** - Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 24°N.. Geochim. J., 14, 145-154.

MORRISON M.A. **(1978)** - The use of "immobile" trace elements to distinguish the palaeotectonic affinities of metabasalts : applications to the Paleocene basalts from Mull and Skye, Northwest Scotland. Earth. Planet. Sci. Lett., 39, 407-416.

NAKAMURA N. **(1974)** - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757-775.

NATLAND J.H. **(1981)** - Petrography and mineral compositions of gabbros recovered in Deep Sea Drilling Project hole 453 on the Western side of the Mariana trough. In Hussong D.M., Uyeda S. et al., "Init. Rep. DSDP", LX, 579-599.

NEUMANN E.R., RAMBERG I.B. **(1978)** - Paleorifts concludind remarks. In "Tectonics and Geophysics of Continental Rifts", I.B. Ramberg E.R. Neumann (Eds.), Reidel Publish., 409-424.

NICOLAS A. **(1985)** - Novel type of crust produced during continental rifting. Nature, 315, 112-115.

NICOLAS A., BOUDIER F., BOUCHEZ J.L. **(1980)** - Interpretation of peridotite structures from ophiolite and oceanic environments. Am. J. Sci., 280A, 192-210.

NICOLAS A., CEULENEER G., à paraître - Oceanic thrusting, related magmatism and environments of origin of ophiolites : the Oman case. Soumis à Earth. Planet. Sci. Lett.

NICOLLET C., LEYRELOUP A., DUPUY Cl. **(1979)** - Petrogenesis of high pressure trondhjemite layers in eclogites and amphibolites from Southern Massif Central, France. In "Trondhjemites, dacites and related rocks", Development in petrology n° 6, F. BARKER (Ed.), Elsevier, 435-463.

NIGGLI E. **(1953)** - Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit-, Granit-, Pegmatitgange im Gebiete von Sept Laux (Belledonne Massiv s.l.). Leidse Geol. Meded., XVII, 215-236.

NISBET E.G., PEARCE J.A. **(1977)** - Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. Contrib. Mineral. Petrol., 63, 149-160.

O'CONNOR J.T. **(1965)** - A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525B, 79-84.

ODIN G.S., **(1982)** - Numerical dating in stratrigraphy J. Wiley and Sons Ed.

O'HARA M. **(1977)** - Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. Nature, 266, 503-507.

O'HARA M.J., MATHEWS R.E. **(1981)** - Geochemical evolution in an advancing, periodically tapped, continuous fractionated magma chamber. J. geol. Soc. London, 138, 237-77.

OHNENSTETTER M. **(1980)** - Sur la signification des sutures ophiolitiques en fonction de leurs caractères structuraux. C.R. Acad. Sc. Paris, t.291, 741-744.

(1982) - Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse, Univ. Nancy I, 588p.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL Ph., CORNICHET J., HERMITTE D., MACE J. **(1981)** - Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in jurassic times. - Earth. Planet. Sci. Lett., 54 (397-408).

OHNENSTETTER M., SIDER H. **(1987)** - Contraintes géochimiques apportées par le magmatisme sur le développement du bassin marginal ensialique du Beaujolais au Dévonien. Séance spécialisée "Paléovolcanisme", Soc. Géol. Fr. et Soc. Fr. Crist., Paris.

OULIANNOF N. **(1963)** - Sur les deux poussées orogéniques distinctes, produites au cours du plissement du Carbonifère dans les Alpes. Eclogae Géol. Helv., 56, 927-932.

OZOKAK R. **(1965)** - Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (massif du Pelvoux). Thèse, Univ. Grenoble, 57p. + ann.

PALLISTER J.S., KNIGHT R.J. **(1981)** - Rare earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. J. Geophys. Res. 86, B4, 2673-2697.

PAPIKE J.J., CAMERON K.L., BALDWIN K. **(1974)** - Amphiboles and pyroxenes, characterization of other than quadrilateral components, and estimates of ferric iron from microprobe data. Geol. Soc. Am. Abs, 6, 1053-54.

PAQUETTE J.L. **(1987)** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaine hercynienne et chaine alpine. Thèse Univ. Rennes,222p., Mém. Centre Armoricain d'Etudes Structurales des Socles, à paraitre.

PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITH J., MARCHAND J., **(1985)** - Evidence for basement relicts shown by U/Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the hercynian belt of South Brittany (France): Chemical Geol. (Isotope Geosc. Sect.) 52, 203-216.

PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., MENOT R.P. **(1986)** - Are zircons of eclogites of crustal origin. 6th. Int. Conf. Geochronol. Cosmochronol. and isotope Geol., Cambridge. Résumé in "Terra Cognita", 1986, 6/2, 245.

PARASKEVOPOULOS G.M. **(1980)** - Données nouvelles sur le mécanisme d'albitisation des plagioclases au cours de la formation des spilites des cortèges ophiolitiques de Grèce. In : Ophiolites, proceedings "International ophiolites symposium, Cyprus, 1979" Panayitou A. (Ed.), Ministry of Agriculture and Natural Ressources, Geol. Sur. Dept., Nicosia, Cyprus, 341-346

PARROT J.F., WHITECHURCH H. **(1978)** - Subduction antérieure au charriage Nord-Sud de la croute téthysienne : facteur de métamorphisme des séries sédimentaires et volcaniques liées aux assemblages ophiolitiques syro-turcs en schistes verts et amphibolites. Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., 2, 20, 153-70.

PAVLIDES L. **(1981)** The central Virginia volcanic-plutonic belt : an island arc of cambrian (?) age. Geol. surv. prof. pap., 1231A, pp. 1-33.

PAYNE J.G., STRONG D.F. **(1979)** - Origin of the Twillingate trondhjemite, north-central Newfoundland : partial melting in the roots of an island arc. in "Trondhjemites and related rocks", F. Barker (Ed.), Elsevier, 489-516.

PEARCE J.A. **(1980)** - Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In "Ophiolites" Proceed. Int. Ophiol. Symp. Cyprus. 1979, A. Panayiotou (Ed.), 261-272.

(1982) - Trace element characteristics of lavas from destructives plate boundaries, in "Andesites", Thorpe R.S. (Ed.), John Wiley and Sons, 525-48.

(1983) - Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In "Continentals Basalts and Mantle Xenoliths", Hawkesworth, C.J., Norry M.J. (Eds.), Shiva Publish., 230-249.

(1984) - A "users guide" to basalt discrimination diagram. Unpublished paper.

PEARCE J.A., CANN J.R. **(1973)** - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined by using trace element analyses Earth. Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.

PEARCE J.A., GALE G.H. **(1977)** - Identification of ore deposition environment from trace - element geochemistry of associated igneous host rocks. In "Volcanic process in ore genesis", M.J. Jones (Ed.), London, Inst. Mining and Metallurgy and Geol. Soc. spec. paper, 14-24.

PEARCE J.A., NORRY M.J. **(1979)** - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33-47.

PEARCE J.A., ALABASTER T., SHELTON A.W., SEARLE M.P. **(1981)** - The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex : evidence and implications. Phil. Trans. R. Soc. London, A300, 299-317.

PEARCE J.A., LIPPARD S.J., ROBERTS S. **(1984a)** - Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in "Marginal Basin Geology", Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. n°16, 77-96.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G., ALDISS D.T. **(1984b)** - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks : J. Petrol., 25, 4, 956-83.

PECHER A. **(1970)** - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 122p..

PEDERSEN R.B. **(1986)** - The nature and significance of magma chamber margins in ophiolites : examples from the Norvegian Caledonides. Earth. Planet. Sc. Lett., 100-112.

PEDERSEN R.B., MALPAS J. **(1984)** - The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite (Western Norway). Contrib. Mineral. Petrol., 88, 36-52.

PERFIT M.R., FORNARI D.J. **(1983)** - Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DRSV "Alvin" from eastern Galapagos rift ; Inca transform, and Ecuador rift. 2 - Phase mineralogy and crystallization history. J. Geophys. Res., 88, B12, 10530-10550.

PERRIER G., VIALON P. **(1980)** - Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. 26ème Cong. Géol. Intern., G 18-4, 13-20.

PERRIN R., ROUBAULT M. **(1941)** - Observation d'un "front" de métamorphisme régional. Bull. Soc. Géol. Fr., 5, XI, 183-193.

(1946) - Y a-t-il coupure ou continuité entre le dynamo-métamorphisme et le métamorphisme régional ? A propos d'observations près du glacier de Tré la Tête. Bull. Soc. Géol. Fr., 5, XVI, 541-562.

PETERLONGO J.M. **(1960)** - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais. (Massif Central français). Thèse, Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont Ferrand, Sér. Géol. Minéral. 4, 187 p.

PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNE J., CORNICHET J. **(1981)** - Late Proterozoic zircon ages from a basic-ultrabasic complex : a possible Cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of western Europe: Geology, 9, 169-173.

PEUCAT J.J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. **(1982)** - Precambrian U/Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France) : an old oceanic crust in the West European Hercynian belt: Earth. Planet. Sc. Lett., 60, 70-78.

PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., PAQUETTE J.L., MENOT R.P., IGLESIAS M., CORNICHET J. **(1985)** - U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and REE systematic of hercynian eclogites. II nd., Int. Eclogite Conf., Vienne, Résumé in "Terra Cognita", 1985, 5/4, 435 (annexe F).

PIBOULE M. **(1979)** - L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central français. Thèse, Université de LYON I, 1003 p.

PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. **(1982)** - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central français. N. Jb. Miner. Abh., I43, 3, 279-308.

PIBOULE M., BRIAND B. **(1985)** - Geochemistry of eclogites and associated rocks of the South Eastern area of the French massif central : origin of the protoliths. Chemical Geol., 50, 189-199.

PIN Ch., **(1986)** - Variscan ophiolites. Sm-Nd evidence for two main generations. ICOG VI, Abstract in Terra Cognita, 6, 2, 254.

PIN Ch., LANCELOT J. **(1982)** - U/Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 1-12.

PIN Ch., DUPUY Cl., PETERLONGO J.M. **(1982)** - Répartition des Terres Rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif Central. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XXIV, 4, 669-674.

PIN Ch., VIELZEUF D. **(1983)** - Granulites and related rocks in Variscan median Europe : A dualistic interpretation. Tectonophys., 93, 47-74

PIN Ch., PEUCAT J.J. **(1986)** - Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, II, 3, 461-469.

PIN Ch., CARME F. (à paraître) - Sm-Nd evidence for 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of western Europe : The Chamrousse ophiolite complex, western Alps, France.

PLYUSHNINA L.P. **(1982)** - Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 140-146.

PONCE DE LEON M.I., CHOUKROUNE P. **(1980)** - Shear zones in the Iberian Arc. J. Struct. Geol., 2, 1/2, 63-68.

PONCERRY E. **(1978)** - Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées, Alpes françaises. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 316p.

PRESTVICK T. **(1982)** - Basic volcanic rocks and tectonic setting. A discussion of the purposes. Lithos, 15, 241-47.

PRESTVICK T., GOLES G.G. **(1985)** - Comments on petrogeneses and the tectonic setting of Columbia river basalts Earth. Planet. Sci. Lett., 72, 65-73.

PRIDE C., MOORE JR J.M. **(1983)** - Petrogenesis of Elzevir batholith and related trondhjemitic intrusions in the Greenville Province of Eastern Ontario, Canada. Contrib. Mineral. Petrol., 82, 187-194.

QUADT A.V. **(1984)** - Pb/Pb and U/Pb data from the Habach-series of the lower Penninic unit (Eastern Alps) : ECOG VIII, Abstract : Terra Cognita, v.4/2, 205.

RAASE P. **(1974)** - Al and Ti contents of hornblendes as indicator of pressure and temperature of regional metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol. 45, 231-236.

RAUMER VON J.F. **(1976)** - Variszicum in den Zentral- und Westalpen : Nova Acta Leopoldina, 224, 45, 119-144.

(1981) - Variscan events in the Alpine region. Geol. Mijnbow, 60, 67-80.

(1984) - The External Massifs, relics of Variscan basement in the Alps. Geol. Rundsch., 73, 1, 1-31.

(1986) - The Hercynian basement in the Helvetic Realm (Western and Central Alps). in "Alpi Occidentali", G.V. Dal Piaz (Ed.), in press.

RAUMER VON J.F., SCHWANDER H.W. **(1985)** - Garnet evolution in pre-variscan pelitic rocks from the Lake Emosson area, Aiguilles Rouges Massif. Western Alps. J. Metamorphic Geol., 3, 467-479.

RAUMER VON J.F., GALETTI G., PFEIFER H.R., OBERHANSLI R. **(a paraitre)** - Amphibolites from Lac d'Emosson, Aiguilles Rouges, Switzerland : Tholeiite basalts at a Paleozoic transition zone between continental and oceanic Crust. Soumis à Chemical Geology.

RAVIER J., CHENEVOY M. **(1971)** - Sur la présence systématique d'andalousite dans les amygdales quartzeuses des micaschistes à staurotide du Massif Central français. C.R. Acad. Sci., Paris 272, D, 1335-1338.

REID J.B., EVANS O.C., FATES D.G. **(1983)** - Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. Earth. Planet. Sci. Lett., 66, 243-261.

REUBER I., WHITECHURCH H., JUTEAU Th. **(1983)** - Successive generations of coarse grained dikelets in the ophiolitic complex of Antalya : products of partial fusion and residual liquids. Ofioliti, 10, 1, 35-62.

RICCIO L. **(1977)** - Ophiolites and the nature of oceanic crust. Ofioliti, 2, 169-177.

RIEGEL P. - Thèse Univ. Grenoble I, en cours.

RIGAUD J.P. **(1985)** - Etude des formations dévono-dinantiennes du Beaujolais méridional (Secteur de Rivolet - St. Cyr le Chatoux). Magmatisme et minéralisations associées à l'ouverture d'un proto-rift ensialique. Thèse USM Grenoble, 203 p.

RIVALENTI G., SIGHINOLFI G.P. **(1969)** - Geochemical study of graywackes as a possible starting material of para-amphibolites. Contrib. Mineral. Petrol., 23, 173-188.

ROBELIN C. **(1981)** - Le dévono-dinantien dans la région de Bourbon-Lancy (SW Morvan, Massif Central français). Enchaînements des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse Université Dijon, 159 p. + ann.

ROCCI G., OHNENSTETTER D., ONHENSTETTER M. **(1975)** - La dualité des ophiolites téthysiennes. Pétrologie, 1, 172-174.

ROLET J., LEGALL B., DARBOUX J.-R, THONON P., GRAVELLE M. **(1986)** - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, II, 1, 43-54.

ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. **(1971)** - Géochronologie du socle du Massif Central, in "Symp. J. Jung, Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français", Plein Air serv. Ed., Clermont-Ferrand 269-289.

RUBIELLO M.F. **(1978)** - Mise en évidence d'un volcanisme à tendance trachyandésitique entre Viséen moyen et Viséen supérieur dans la région de Roanne. 6e R. ann. Sci. Terre, Orsay, 351.

(1980) - Autochtonie des séries du Dévonien supérieur au Viséen supérieur sur une socle métamorphique de la région de Roanne (Loire). 8e R. ann. Sc. Terre, Marseille, 316.

RUSSELL G.S., RUSSELL C.W., FARRAR S.S. **(1985)** - Alleghanian deformation and metamorphism in the Eastern North Carolina Piedmont. Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 381-387.

SAGON J.P. **(1976)** - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Chateaulin (Massif Armoricain) : stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. Thèse Etat. Paris., 593 p.

SANTALLIER D. and coll. **(1983)** - Main metamorphic features of the Paleozoic orogen in France. In "Regional trends in the geology of the Appalachian -Caledonian-Hercynian- Mauritanide orogen", P.E. Shenk (ed.) Reidel Publish., 263-264.

SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P., PIBOULE M. **(a paraitre)** - Les Complexes Leptyno-Amphiboliques : définitions et implications. Soumis au Bull. Soc. géol. Fr.

SARROT-REYNAUD J. **(1961)** - Etude géologique du Dome de la Mure (Isère) et des régions annexes : le socle cristallin et la couverture paléozoïque. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, Mém., 2, 207p.

SAUNDERS A.D. **(1984)** - The Rare Earth Element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. In "Rare-Earth Element geochemistry", P. Henderson (Ed.), Elsevier, 205-236.

SAUNDERS A.D., TARNEY J., STERN C.R., DALZIEL I.W.D. **(1979)** - Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. Geol. Soc. Amer. Bull., part 1, 90, 237-258.

SAUNDERS A.D., FORNARI D.J., MORRISON M.A. **(1982)** - The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental margin basins ; the Gulf of California, Mexico. J. Geol. Soc., 139, 335-346.

SAUNDERS A.D., FORNARI D.J., JORON J.L., TARNEY J., TREUIL M. **(1982)** - Geochemistry of basic igneous rocks, Gulf of California, Deep Sea Drilling Project Leg 64. In "Init. Rep. D.S.D.P." Moore D.J. and al. (Eds), LXIV, 2, 595-642.

SAUNDERS A.D., TARNEY J. **(1984)** - Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In "Marginal Basins Geology", Kolelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. n°16.

SCARENZI D. **(1984)** - Les granites sodiques et les roches associées de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et du groupe de Rioupéroux-Livet (Isère, France) ; pétrographie et géochimie. Thèse 3ème cycle, U.S.M. Grenoble, 259p.

SCARENZI D., HERMITTE D., MENOT R.P., PIBOULE M. **(1985a)** - Les zircons des plagiogranites du complexe ophiolitique de Chamrousse-Tabor et des granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes, Alpes françaises) : Morphologie, typologie et implications pétrogénétiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 301, II, 16, 1189-92.

SCARENZI D., MENOT R.P., PIBOULE M. **(1985b)** - Diversité du gisement des granitoïdes sodiques : Deux exemples au sud du massif de Belledonne (Isère, France). Géologie Alpine, 61, 145-163.

SCHENK P.E. **(1978)** - Synthesis of the Canadian Appalachians. In "Caledonian-Appalachian orogen of the North-Atlantic region", Geol. Surv. Canada, pap. 78-13, 111-136.

SCHILLING J.G., ZAJAC M., EVANS R., JOHNSTON T., WHITE D.M., KINGSLEY R. **(1983)** - Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° to 73°N.. Am. J. Sci., 80, 510-586.

SCHMINCKE H.U., STAUDIGEL H. **(1976)** - Pillow lavas on central and eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canaria, Porto Santo, Santa Maria) (Preliminary Report). Bull. Soc. Geol. Fr., 7, 871-83.

SCHMINCKE H.U., VIERECK L.G., GRIFFIN B.J., PRITCHARD R.G. **(1982)** - Volcaniclastic rocks of the Reydarfjordur drill hole, Eastern Iceland, 1, preliminary features. J. Geophys. Res., 87, 138, 6437-58.

SCHWEITZER E.L., PAPIKE J.J., BENCE A.E. **(1979)** - Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. Am. Mineral., 64, 501-513.

SEARLE M.P., STEVENS R.K. **(1984)** - Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites. In "Ophiolites and oceanic lithosphère", Gass I.G., Lippard S.J. and Shelton A.W. (Eds.), Geol. Soc. Spec. publ. n°13, 303-320.

SERRI G. **(1981)** - The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes : a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. Earth. Planet. Sci. Lett., 52, 203-212.

SERRI G., SAITA M. **(1980)** - Fractionation trends of the gabbroic complexes from the high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of major oceanic basins : a comparison. Ofioliti, 5, 2/3, 241-264.

SERRI G., HEBERT R., HEKINIAN R. **(1983)** - Chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major oceanic basins and the Northern Appenines ophiolites, Ofioliti, 10, 1, 63-76.

SEYLER M. **(1984)** - Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques, l'exemple des méta-volcanites Cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal, France., Thèse, Univ. Lyon I. Doc. Lab. Géol. Lyon, n° 96 (1986), 371 p.

SHAND S.J. **(1951)** - Eruptive rocks, J. Wiley, New-York.

SHAW D.M. **(1972)** - The origin of the Apsley gneiss, Ontario. Canad. J. Earth Sci., 9, 18-35.

SIDER H., LEISTEL J.M, GAGNY Cl. **(1986)** - Reflexions sur l'évolution geodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif Central français. Bull. Soc. Géol. Fr. 8, II, 4, 637-644.

SIDER H., OHNENSTETTER M. **(1986)** - Field and petrological evidences for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the North eastern Massif Central. Geol. Rundsch., 75-12.

SIEGEL S. **(1956)** - Non parametric statistics for the behavorial sciences, Mac Graw Hill Ed., Series in Psychology, 312 p.

SILLS J.D. **(1983)** - Mineralogical changes occuring during the retrogression of Archean gneisses from the Lewisian complex of NW Scotland. Lithos, 16, 113-124.

SIMEON Y. **(1979)** - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 224 p. et ann.

SINTON J.M., BYERLY G.R. **(1980)** - Mineral compositions and crystallization trends in Deep Sea Drilling Project holes 417D and 418A. In "Init. Rep. DSDP, LI, LII, LIII", Donelly T., Francheteau J., Bryan W., Robinson P., Flower M., Salisbury M., 1039-1054.

SIZE W.B. **(1984)** - Polygenetic trondhjemites. Proc. 27 th I.G.C., Moskow sect 9 "Petrology (igneous and metamorphic rocks)", VNU Sci. Press. 543-559.

SIVELL W.S., WATERHOUSE J.B. **(1984)** - Oceanic ridge metamorphism of the Patuki Volcanics, d'Urville Island, New Zealand. Lithos., 17, 19-36.

SIVELL W.S., WATERHOUSE J.B. **(1984)** - The Patuki intrusive suite : closed-system fractionation beneath a slow-spreading ridge. Lithos, 17, 1-18.

SIVELL W.S., FODEN J.D. **(1985)** - Banded amphibolites of the Harts range meta-igneous complex, Central Australia : An early proterozoic basalt-tonalite suite. Precamb. Res., 28, 223-252.

SMEWING J.D. **(1980)** - An upper Cretaceous ridge-transform intersection in the Oman ophiolite, in "Ophiolites". Proceed. Int. Ophiol. Symp. Cyprus, A. Panayiotou (Ed.), 407-413.

SMITH R.E., SMITH S.E. **(1976)** - Comment on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. Earth. Planet. Sci. Lett., 32, 114-20.

SPEAR F.S. **(1981)** - An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. Am. J. Sci., 281, 697-734.

SPRAY J.G. **(1984)** - Possible causes of upper mantle decoupling and ophiolite displacement. in "Ophiolites and oceanic lithosphere", Gass I.G., Lippard S.J. and Shelton A.W. (Eds.), Geol. Soc. Spec. Publ. n°13, 255-268.

STEEN D., VUAGNAT M., WAGNER J.J. **(1977)** - Early deformations in Montgenevre gabbros. In "Orogenic mafic-ultramafic association". Coll. intern. CNRS, n°272, 97-104.

STEPHENS M.B., FURNES H., ROBINS B., STURT B.A. **(1983)** - Volcanism and plutonism in the Caledonides of Scandinavia : in "Regional trends in the Appalachian- Caledonian -Hercynian-Mauritanide orogen", P.E. Schenk (Ed.), Reidel Publish. 163-165.

STERN C.R. **(1979)** - Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and the tectonic implications. Contrib. Mineral. Petrol., 68, 243-259.

(1980) - Geochemistry of Chilean ophiolites : evidence for the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts. J. Geophys. Res., 85, B2, 955-966.

STOUP J.B., FOX P.J. **(1981)** - Geologic investigations in the Cayman trough : evidence for thin crust along the Mid-Cayman rise. J. Geol. 89, 395-420.

STRECKEISEN A.L. **(1976)** - To each plutonic rock its proper name. Earth. Sci. Rev., 12,1, 1-33.

STUSSI J.M., De La ROCHE H. **(1984)** - Le magnatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie chimique et répartition spatiale. C.R. Acad. Sci., Paris, 298, II, 43-47.

SUN S.S., NESBITT R.W., SHARASKIN A.Y. **(1979)** - Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth. Planet. Sc. Lett., 44, 119-138.

TARNEY J. **(1977)** - Petrology, mineralogy and geochemistry of the Falkland plateau basement rocks, site 330, D.S.D.P. In "Init. Rep. D.S.D.P.", 36, 893-921.

TARNEY J., WOOD D.A., SAUNDERS A.D., CANN J.R., VARET J. **(1980)** - Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic : evidences from deep-sea drilling. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 297, pp.I79-202.

TERMIER P. **(1893)** - Sur les roches de la série porphyrique dans les Alpes françaises. C.R. Acad. Sci., Paris, 116, 900-903.

(1904) - Sur la composition chimique des assises cristallophyl- liennes de la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sci., Paris, 138, 646-647.

(1911) - Sur l'ancienneté des roches vertes de la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sci. Paris, 152, 665-669.

TILL R. **(1974)** - Statistical methods for the Earth scientist, an introduction. Mac Millan Press, 154 p.

THIRLWALL M.F., JONES N.W. **(1983)** - Isotope geochemistry and contamination mechanics of Tertiary lavas from Skye, Northwest Scotland. In "Continental basalts and mantle xenoliths", Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (Eds.), Shiva Publish., 186-208.

THOMPSON R.N., DICKIN A.P., GIBSON I.L., MORRISON MA. **(1982)** - Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean Palaeocene mantle-derived magmas by Archean sial. Contrib. Miner. Petrol. 79, 159-168.

THURSTON P.C., FRYER B.J. **(1983)** - The geochemistry of repetitive cyclical volcanism from basalt through rhyolite in the Uchi-Confederation greenstone belt, Canada. Contrib. Mineral. Petrol., 83, 204-226.

TOBI A C. **(1959)** - Petrological and geological investigation in the Merdaret-Lac Crop region (Belledonne massif). Thèse Leiden, Leidse Geol. Meded., 24, 182-281.

TOTEU S.F. **(1981)** - Utilisation des analyses chimico-minéralogiques et microstructurales dans la reconstitution des évènements tectonométamorphiques des formations polycycliques. Exemple du Vivarais cristallin, Ardèche (France). Thèse 3e cycle, Nancy, 177 p.

TREUIL M., VARET J. **(1973)** - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la génèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar. Bull. Soc. Géol. Fr., XV, 5-6, 506.

UPADHYAY H.D., NEALE E.W.R. **(1979)** - On the tectonic regim of ophiolite genesis. Earth. Planet. Sci. Lett., 43, 93-102.

VALLANCE T.G. **(1974)** - Spilitic degradation of tholeïtic basalt. J. Petrol., 15, 79-96.

VAN DE KAMP P.C. **(1969)** - Origin of amphibolites in the Beartooth Mountains, Wyoming and Montana : New data and interpretation. Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1127-36.

(1970) - The green Beds of the Scottish dalradian series : geochemistry, origin and metamorphism of mafic sediments. J. Geol. 78, 281-303.

VAN DER VEEN A.H. **(1953)** - Observations sur le contact W du granite des Sept Laux près du Rivier d'Allemont (massif de Belledonne). Leidse Geol. Meded., 17, 203-206.

VATIN-PERIGNON N. **(1962)** - Sur la composition minéralogique et chimique et sur l'origine probable des amphibolites d'Hermillon (massif du Grand Chatelard, Savoie). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 38, 231-240.

(1966) - Géologie du massif cristallin du Grand Chatelard (Savoie). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 42, 141-202.

VAUCHEZ A., BUFALO M. **(1985)** - La limite Maures occidentales - Maures orientales : un décrochement ductile senestre majeur entre deux provinces structurales très contrastées. C.R. Acad. Sci., Paris, 301, II, 14, 1059-1062.

VERJAT J-L. **(1980)** - Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins du Sud-Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 285p. & ann.

VEROLLET G. **(1961)** - Etude des schistes cristallins de la bordure orientale du Tabor de Matheysine. D.E.S Grenoble.

VITTOZ P. - Thèse Univ. Grenoble I, en cours.

VIVIER G., MENOT R.P., GIRAUD P. **(à paraitre)** - Magmatisme et évolution tectono-métamorphique paléozoïque du domaine nord-oriental de la chaîne de Belledonne. (Massifs cristallins externes, Alpes françaises), soumis à Géologie Alpine.

VOGEL T.A. **(1982)** - Magma mixing in the acidic-basic complex of Ardnamurchan. Implications on the evolution of shallow magma chambers. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 411-423.

VOGEL T.A., WILBRAND J.T. **(1978)** - Coexisting acidic and basic melts geochemistry of a composite dike. J. of Geol., 86, 3, 353-371.

WAGER L.R., BROWN G.M. **(1968)** - Layered igneous rocks. Oliver and Boyd (Eds.), 588p..

WEAVER B.L., TARNEY J. **(1980)** - Rare earth geochemistry of Lewisian granulites-facies gneisses, Northwest Scotland : Implications for the petrogenesis of the Archean lower continental crust. Earth. Planet. Sci. Lett., 51, 279-296.

(1983) - Chemistry of the sub-continental mantle : inferences from Archean and Proterozoic dykes and continental flood basalts. In "Continental Basalts and Mantle Xenoliths", Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Shiva Publish., 209-229.

WEBER K. **(1985)** - Variscan events : early Palaezoic continental rift metamorphism and late Palaezoic crustal shortening. In "Variscan tectonics of the North Atlantic Region", Hutton D.H.W et Sanderson D.J. (Eds.), Geol. Soc. spec. publ. n° 14, 3-22.

WESTPHAL A., ORSINI J.B., VELLUTINI P. **(1976)** - Le microcontinent corso- sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. Tectonophys., 30, 141-157.

WIEBE R.A. **(1973)** - Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. Am. J. Sci., 273, 130-151.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. **(1976)** - Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth. Planet. Sci. Lett., 28, 459-69.

WINCHESTER J.A., PARK R.G., HOLLAND J.G. **(1980)** - The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairlock district. N-W Scotland. Scott. J. Geol., 16, 165-79.

WINCHESTER J.A., MAX M.D. **(1982)** - The geochemistry of the precambrian rocks of the Rosslare complex, SE Ireland. J. Geol. Soc. London, V, 139, 309-319.

WOOD D.A. **(1980)** - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth. Planet. Sci. Lett., 50, 11-30.

WOOD D.A., J., TARNEY J., VARET A.D., SAUNDERS H., BOUGAULT J.L., JORON J., TREUIL M., CANN J.R. **(1979a)** - Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD leg 49 : implications for mantle heterogeneity. Earth. Planet. Sci. Lett., 42, 77-97.

WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M. **(1979b)** - A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth. Planet. Sci. Lett., 45, 326-335.

WYLLIE P.J. **(1977)** - Crustal anatexis : an experimental review. Tectonophys., 43, 41-71.

(1983) - Experimental studies on biotite -and muscovite- granite and some crustal magmatic sources. In "Migmatites, melting and metamorphism", Atherthon M.P., Gribble C.D., (Eds.), Shiva Publish., 12-26.

WYLLIE P.J., COX K.G., BIGGAR G.M. **(1962)** - The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. J. Petrol. III, 2, 238-243.

YODER H.S., STEWART D.B., SMITH J.R. **(1957)** - Ternary feldspars. Yb. Carnegie Inst. Wash., 66, 477-78.

ZECK H.P., MORTHORST J.R. **(1982)** - Continental tholeiites in the Ti-Zr-Y discrimination diagram. N. Jb. Miner. Mh., 5, 193-200.

ZIEGLER P.A. **(1984)** - Caledonian and Hercynian crustal consolidation of western and central Europe - A working hypothesis : Geol. Mijnbouw, v.63, p.93-108.

ZWART H.J. **(1967)** - The duality of orogenic belts. Geol. Mijnb. 46, 289-309.

V

ANNEXES

*

1 - INDEX DES FIGURES DANS LE TEXTE

1 - Localisation des Massifs Cristallins Externes (M.C.E). p. 2
1bis- Les M.C.E. dans la chaîne alpine. p. 4
2 - Carte schématique de la basse vallée de la Romanche. p. 12
3 - Coupe schématique du massif de Belledonne dans la vallée de la Romanche. p. 14
4 - Carte lithologique : la Série satinée. p. 16
5 - Carte lithologique : le Complexe ophiolitique : formations de Chamrousse-Tabor et de Séchilienne. p. 22
6 - Carte géologique simplifiée du complexe ophiolitique de Chamrousse. p. 24
7 - Lithostratigraphie de l'ophiolite de Chamrousse. p. 26
8A et B- Comparaison des spectres des teneurs en platinoides des spinelles des complexes stratiformes et des ophiolites. p. 36
9 - Champs de composition des chromites dans différentes dunites et cumulats péridotitiques. p. 37
10 - Composition des Cpx, Chamrousse, diag. Fe-Mg-Ca. p. 40
11A - Composition des Cpx magmatiques, Chamrousse, diag. Ti, Mn, Cr, et Altot. vs. Fe2/Fe2+Mg. p. 41
11B - Composition des Cpx secondaires, Chamrousse, diag. Ti, Mn, Cr,et Altot. vs. Fe2/Fe2+Mg. p. 42
12A - Composition des Cpx magmatiques, Chamrousse, diag. Cr vs. Al-2Ti. p. 43
12B - Caractérisation des affinités magmatiques de la dolérite 129.2d'après la composition des Cpx. p. 45
13A - Classification des amphiboles, Chamrousse, diag. Si vs. Mg/Mg+Fe2+Mn. p. 47
13B - Classification des amphiboles métamorphiques de la basse vallée de la Romanche, diag. Si vs. Mg/Mg+Fe2+Mn. p. 48
14A - Composition des amphiboles, Chamrousse, diag. Al4 vs. Na+K. p. 49
14B - Composition des amphiboles brunes tardimagmatiques et magmatiques évolution chimique des amphiboles secondaires, diag. Al4 vs. Na+K p. 50
14C - idem., diag. Na vs. Si. p. 51
14D - idem., diag. Ti vs. Si. p. 53
15 - Composition des plagioclases et relations Plg1-Plg2. p. 53
16 - Composition des métamagmatites de Chamrousse-Séchilienne, diag. de Harker
16A - Al2O3, FeO tot., MgO vs. SiO2. p. 56
16B - CaO, Na2O, K2O vs. SiO2. p. 57
16C - TiO2, P2O5, MnO vs. SiO2. p. 58
16D - Zr, Y, Nb vs. SiO2. p. 59
16E - Rb, Sr, Ba vs. SiO2. p. 60
16F - Ni, Cr, Co vs. SiO2. p. 61
17 - Caractères et évolution chimique de la série ophiolitique de Chamrousse, diag. TiO2 et SiO2 vs. FeO t./MgO. p. 64
18A et B- idem., diag. FeO t./Alc/MgO et Al2O3/FeO t./MgO. p. 66
19 - idem., diag. SiO2 vs. Nb/Y. p. 67
20 - Caractères chimiques de la séquence plutonique de Chamrousse, diag. Al2O3/CaO/MgO. p. 68
21 - idem., diag. Al2O3+CaO/FeO/MgO. p. 68
22 et 23- idem., diag. TiO2 vs. MI (Serri, 1981). p. 70
24 - Caractères chimiques des roches leucocrates de Chamrousse, diag. Rb vs. Sr. p. 72
25 - Caractérisation et site géotectonique des roches leucocrates de Chamrousse, diag. Rb vs. Nb+Y et Nb vs.Y. p. 73
26 - Caractérisation des roches leucocrates de Chamrousse et indépendance des "albitites" du Complexe Blastomylonitique (CB) par rapport aux lignées de différenciation, diag. TiO2, Nb et Y vs. Zr. p. 74
27 - Comparaison des différenciats acides, des "albitites" du CB de Chamrousse et des plagiogranites de fusion partielle de l'ophiolite de Karmoy (Norvège), diag. Zr, Y, et Sr vs.CaO. p. 75
28 - idem., diag. distribution des Terres rares. p. 76

29 - Relations géochimiques entre les termes pétrographiques du CB de Chamrousse, diag. TiO2, MnO, Rb, Sr, Y, Nb, %ferromagnésiens et An% de Plg vs.% plagioclases. p. 78
30 - idem., comparaison avec les travaux expérimentaux sur la fusion dans le système Ab-An-H2O. p. 79
31A et B - Evolution chimique des gabbros et diallagites de Chamrousse, diag. TiO2 et Zr vs. MI (Serri, 1981). p. 81
32 - Comparaison des différents types de pyroxènolites (P1b et P2) de Chamrousse, diag. distribution des Terres rares. p. 83
33 - Caractérisation géochimique des termes effusifs de Chamrousse et Séchilienne, diag. Y/Nb et Zr/P2O5 vs. TiO2. p. 86
34A - Composition des termes effusifs de Chamrousse, diag. distribution des Terres rares. p. 88
34B - idem., données Bodinier et al., 1981. p. 89
35A - Magmatisme et sites géotectonique, schéma synthétique d'après Pearce, 1984. p. 90
35B - Caractérisation du site géotectonique de l'ophiolite de Chamrousse diag. Nb/Y/Zr. p. 92
36 - Discrimination des liquides basaltiques peu évolués, diag. Ti vs. Zr. p. 93
37A - Caractérisation du site géotectonique de l'ophiolite de Chamrousse, diag. Ti/Zr/Y. p. 94
37B - idem., diag. Ti/Y vs.Ti et Zr/Y vs. Zr. p. 95
38A, B et C - idem., diag. Cr vs. Y, Ti vs. Cr et Y vs. Ni. p. 96
39 - Comparaison des amphibolites de la formation de Séchilienne et des basaltes émis sur une marge passive en voie d'océanisation, diag. de normalisation aux N-MORB. p. 98
40 - Complexe filonien de Chamrousse-Séchilienne, diag. de normalisation aux N-MORB. p. 99
41 - Diag. de normalisation aux N-MORB pour quelques séries magmatiques de références (Pearce, 1984). p.100
42A et B - Evaluation des sources mantelliques possibles de la série ophiolitique de Chamrousse, diag. Zr/Y vs. Zr et Zr/Nb vs. Zr. p.102
43A - Evaluation des relations entre termes plutoniques et effusifs de l'ophiolite de Chamrousse et des conditions de basaltogénèse et de différenciation, diag. Cr vs. Y et Ni vs. Y. p.107
43B - idem., diag. Cr vs. Zr et Ni vs. Zr. p.108
45 - Carte lithologique : formations de Rioupéroux et de Livet. p.138
46 - Carte géologique schématique de la basse vallée de la Romanche. p.140
47 - Coupe schématique du massif de Belledonne dans la vallée de la Romanche. p.142
48A - Mise en évidence des tendances sédimentaires, termes de références et Rioupéroux-Livet, diag. TiO2 vs. SiO2. p.144
48B - idem., diag. Zr/TiO2 vs. Ni. p.146
49 - Composition des métamagmatites de Rioupéroux-Livet, diag. de Harker
49A - Al2O3 et FeO tot. vs. SiO2. p.149
49B - MgO et CaO vs. SiO2. p.150
49C - Na2O et K2O vs. SiO2. p.151
49D - TiO2 et P2O5 vs. SiO2. p.152
49E - MnO et Zr vs. SiO2. p.153
49F - Nb, Y et Ni vs. SiO2. p.154
49G - Cr, Rb et Sr vs. SiO2. p.155
49H - Cu et V vs. SiO2. p.156
49I - Ba et Co vs. SiO2. p.157
50 - Caractérisation des métamagmatites de Rioupéroux et de Livet, diag. SiO2 vs. Nb/Y. p.158
51A - idem., diag. FeO tot./Alc/MgO. p.159
51B - idem., diag. Al2O3/FeO tot./MgO. p.160
52A - idem., diag. SiO2 et TiO2 vs. FeO tot./MgO, unité de Rioupéroux A p.162
52B - idem., idem. , unité de Rioupéroux B. p.163
52C - idem., idem. , unité de Livet C p.164
52D - idem., idem. , unité de Livet E p.165

52E - Interprétation des tendances évolutives des métamagmatites de Rioupéroux et de Livet, diag. SiO2 et TiO2 vs. FeO tot./MgO. p.166
53 - Caractérisation des métabasites des formations de Rioupéroux et de Livet et sites géotectoniques, diag. Zr/P2O5 et Y/Nb vs. TiO2. p.169
54 - idem., diag. Nb/Y/Zr. p.170
55 - idem., diag. Ti/Zr/Y. p.171
56 - idem., diag. Zr/Y vs. Ti/Y. p.172
57 - Composition des termes basiques des Rioupéroux et de Livet, diag. distribution des Terres rares. p.173
58 - idem., diag. Th vs. Hf, La vs Ta et Th vs. Ta. p.174
59 - idem., mise en évidence d'une contamination crustale, diag. Hf/Th/Ta. p.175
60 - idem., diag. de normalisation par rapport aux N-MORB. p.176
61A - idem., diag. Th vs. Hf. p.177
61B - Diag. de normalisation aux N-MORB de quelques basaltes de sites continentaux. p.177
62 - Composition normative des métamagmatites acides des formations de Rioupéroux et de Livet, diag. Ab/An/Or. p.180
63 - Caractérisation chimique des métamagmatites acides de Rioupéroux-Livet, diag. Al2O3 vs. SiO2. p.185
64 - idem., diag. Rb vs. Sr. p.185
65A - Caractères géochimiques et sites géotectoniques des métamagmatites acides, Rioupéroux-Livet, diag. Zr vs. SiO2. p.186
65B et C - idem., diag. Nb vs. SiO2 et Y vs. SiO2., p.187
66 - idem., diag. Nb vs. Y. p.188
67A - Composition des métamagmatites acides de Rioupéroux et de Livet, diag. distribution des Terres rares. p.190
67B - Diag. distribution des Terres rares pour quelques granitoïdes hypo-potassiques de référence. p.191
68A - Diag. de normalisation à la composition d'un granite de ride océanique (ORG). p.192
68B - idem. pour quelques granites de marges convergentes et de zones de distension ensialique. p.193
69A et B - Diag. théoriques de corrélations entre éléments hygromagmatophiles pour quelques modèles pétrogénétiques. p.198
70 et 71 - Relations pétrogénétiques entre métamagmatites basiques et acides des formations de Rioupéroux et de Livet
70A - diag. Yb vs. Ce. p.199
70B - diag. Th vs. Ce. p.199
70C - diag. Ta vs. Th. p.200
70D - diag. Hf vs. Th. p.200
71A - diag. Th/Hf vs. Th. p.201
71B - diag. Ce/Yb vs. Yb. p.201
72 - Pétrogénèse des métabasites de Rioupéroux et de Livet, diag. Zr vs. Zr/Y et Zr/Nb. p.202
73 - idem., diag. Cr vs.Y. p.205
74A, B et C - Evaluation des modalités de la différenciation par cristallisation fractionnée des métamagmatites de Rioupéroux et de Livet, diag. TiO2, Nb et Y vs. Zr. p.206
75A et B - Diag. Concordia des zircons des métatrondhjémites de Livet et de Rioupéroux. p.210
76 - Carte lithologique : formation du Taillefer. p.218
77 - Carte lithologique : formations d'Allemont-Rochetaillée. p.222
78 - Schéma structural du domaine sud-occidental du "rameau" interne de Belledonne. p.230
79 - Carte lithologique : formations du domaine nord-oriental de Belledonne. p.232
80 - Schéma structural de la chaîne de Belledonne, définition des principaux domaines structuraux. p.234
81 - Schéma d'évolution de la chaîne varisque, complété d'après Matte (1986) et Mattauer (1983). p.238

2 - TABLEAUX HORS TEXTE

1 - Corrélations proposées entre les différentes zones des massifs cristallins externes des Alpes (Le Fort et Ehrstrom, 1969.

1bis- Tableau de correspondance des séries, lithologie et chronologie, proposé par P. Demeulemeester (1982).

2 - Coupe de la Romanche, subdivisions et dénominations diverses.

3A - Exemples d'ophiolites illustrant la classification proposée par M.Ohnenstetter (1982).

3B - Classification des ophiolites en fonction de l'ordre de cristallisation, de la pétrographie des cumulats et du chimisme des liquides associés (Ohnenstetter, 1982).

3C - Ordre de cristallisation et caractères minéralogiques de la séquence plutoniques et d'une dolérite du complexe filonien de Chamrousse.

4 - Composition chimique des minéraux de l'ophiolite de Chamrousse

4A - Pyroxènes (7 tableaux)

4B - Amphiboles (7 tableaux)

4C - Plagioclases (3 tableaux)

5 - Composition des amphiboles métamorphiques de plusieurs formations de la vallée de la Romanche.

6 - Composition chimique des métamagmatites du complexe ophiolitique de Chamrousse.

6A - Serpentinites

6B - Pyroxènolites et hornblendites (2 tableaux)

6C - Cumulats gabbroiques (2 tableaux)

6D - Gabbros s.l. (3 tableaux)

6E - Leptynites et métaplagiogranites(3 tableaux)

6F - Amphibolites et métabasaltes ou -dolérites (3 tableaux)

7 - Comparaison des différents groupes pétrographiques (Chamrousse).

8 - Analyses de quelques roches associées du complexe blastomylonitique (Chamrousse).

9 - Composition des plagiogranites de fusion partielle de l'ophiolite de Karmoy (Norvège).

10 - Composition de quelques pyroxènites et pyroxènites plagioclasiques (Chamrousse)

11A - Comparaison statistique des amphibolites de Séchilienne et des basaltes-dolérites du complexe filonien.

11B - Composition moyenne des amphibolites, métagabbros et métabasaltes de Chamrousse à caractère non cumulatif.

12 - Compléments géochimiques (REE) : amphibolites de Séchilienne, métabasaltes et -dolérites du complexe filonien de Chamrousse.

13 - Résumé des caractères chimiques des amphibolites, métabasaltes et -gabbros de Chamrousse.

14 - Evolution tectonique et métamorphique schématique du complexe ophiolitique de Chamrousse.

15 - Synthèse pétrographique, formations de Rioupéroux et de Livet.

16 - Chronologie proposée des évènements magmatiques, métamorphiques et tectoniques des formations de Rioupéroux et de Livet.

17 - Composition chimiques des métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet

17A - Unité de Rioupéroux A

17B - Unité de Rioupéroux B

17C - Unité de la Balme (Livet C) 17D- idem.

17E - Unité de Livet E

18 - Tableau des corrélations inter-éléments pour les métamagmatites de Rioupéroux et de Livet.

19A - Comparaison statistique des amphibolites des différentes unités des formations de Rioupéroux-Livet.

19B - Compositions moyennes des amphibolites et des métabasaltes à caractères non cumulatif de Rioupéroux et de Livet.

20 - Résumé des caractères chimiques des métabasites non cumulatives des formations de Rioupéroux et de Livet

21 - Composition (REE et éléments en traces) de quelques échantillons représentatifs des formations de Rioupéroux et de Livet.

22 - Compositions moyennes des mét-magmatites acides des unités de Rioupéroux et tests statistiques de comparaison.

23 - Compositions moyennes des méta-magmatites des unités de Livet.

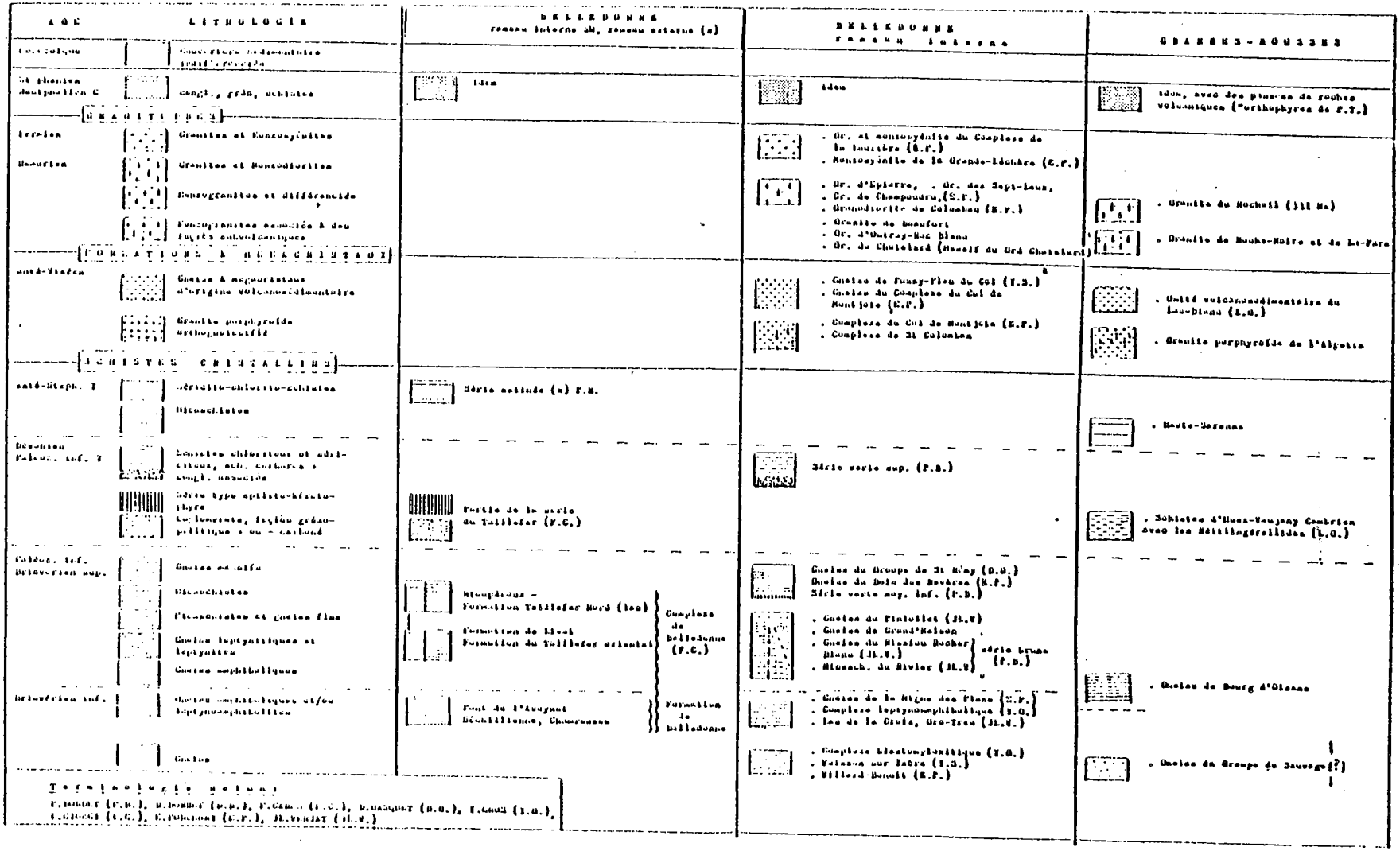
24 - Evolution tectonique et métamorphique synthétique des différents domaines structuraux de la chaîne de Belledonne.

Tabl. 1 : Corrélations proposées entre les différentes zones des massifs cristallins externes des Alpes.

In Le Fort et Ehstrom, 1969.

	F. et Ch. Bordet	LÖTSCHENTAL D. Swidenski D. Kronenmacher	ARGILES ROUGES MERIDIONALES B. Laurent	BELLEDONNE D. Dondey	BELLEDONNE F. Kalbeck	BELLEDONNE A.C. Tobi	CHAMROUSSE E. den Tex	CLUSE DE LA ROMANCHE R. Michel et P. Bruthet	TABOR R. Michel et G. Vernet	DOME DE LA MURE J. Sarrot-Reynauld	TAILLEFER F. Cosme	CHAILLOL P. Le Fort
CYCLE FLYSCH (CULM ?)	"Série métamorphique" ancienne | interne ↓ Flysch et schistes carbonés (5 000 m)	Schistes et arkoses	Série du St Gervais (ancienne) | Série des Aiguillettes (interne) (peut être Série brune) Alternances schisto-gréseuses homogènes	"Groupe des Sept Laux" – Schistes graphiteux (rameau externe) (Rameau interne) – Sédimentation schisto-gréseuse, avec volcanisme acide vers le sommet (tufs rhyolitiques) – Prasinites et amphibolites	(Rameau externe) "Schistes de St Hugon" micaschistes à albite, séricite, chlorite (Rameau interne) Partie supérieure de la formation de Beaucha" schiste gréseux	"Schistes de St Hugon" externe | interne Micaschistes à albite séricite – chlorite souvent carbonés (à mikasite) parfois carbonés		"Groupe de Vizille" (rameau externe) Alternances de leptynites (gris et schistes) et de micaschistes.		Essentiellement alternances de sédimentation pélitique (micaschistes albitisés) et arénacée (leptynites) (rameau externe)	(Eocène probable)	(Eocène probable)
Conglomérat	Conglomérats rares (Perches, Villard-Seffrey, (qq. m), Sambuis, Col du Sabot).	Existe au Sud du Lötschberg	(inconnu)	Conglomérat de la Sambuis (P. Bordet) (100 m)		(inconnu)					3 niveaux de conglomérats et grauwackes séparés par des schistes amphibolitiques (1 500 m)	Conglomérat du Vieux-Chaillol à niveau de schistes carbonés
CYCLE VOLCANO-DETRITIQUE	"Série verte" "Schistes verts" Schistes à chloritoschistes carbonés d'origine volcanique (1 000 à 3 000 m)	Micaschistes et chloritoschistes parfois amphibolitiques	"Série de Fenêtre – Permienne" Assises silto argileuses passant en continuité à	"Groupe de Saint-Guérin" Leptynites (volcanisme acide rhyolitique, en fait kératophyrique et micaschistes contaminés vers le sommet par des amphibolites. (récurrence des tufs basiques)	"Formation de Beaucha" (partie inférieure) Alternances de schistes et gneiss leptynitiques à passées amphiboliques. (tufs acides et basiques) Une partie de la "formation de Valbuze" semble devoir y être rattachée.	"Formation de Lac Cros" Alternances de calcaire de micaschistes et d'amphibolites. et "Amphibolites du Fercullet" Amphibolites massives (assez schiste de clinopyroxène).		"Groupe de Séchilienne" (rameau interne) – Amphibolites compactes de Séchilienne à passées de gneiss amphiboliques et gneiss chloriteux Leptynites (tufs) de Gavet à la base	"Groupe de la Rabaoude" (rameau interne) – Amphibolites, gabbros et serpentinites compactes du Tabor. – Leptynites (tufs et coulées de Lavaldens à la base		"Groupe de Rioupéroux" Prasinites Leptynites et gneiss albitiques en alternance (tufs d'un volcanisme spilite-kératophyre)	– Schistes carbonés ("dolico-noirs") – Cipolin – Alternances de schistes, leptynites et amphibolites
	"Amphibolites" volcaniques dominant avec amphibolites massives et kératophyres, diorites, gabbros, serpentines. (100 à 500 m jusqu'à 1 000 m)	Amphibolites massives dominantes	Roches volcaniques de composition basaltique ou comeuse (en fait spilites kératophyres)	Amphibolites massives (tufs et volcanisme basique)	Sédimentation essentiellement schisto-gréseuse de produits volcaniques (tufs et grauwackes) avec quelques intercalations effusives basiques et ultrabasiques (serpentines)		"Lac Bobesto" Amphibolites et roches ultrabasiques (gabbros, serpentines)	"Groupe de l'Aveyna" ? Migmatites amphiboliques			"Groupe de Chamousset-Tabor" – Amphibolites (tufs et peut être coulées) – Gabbros et pyroxénolites – Serpentines gabbros et pyroxénolites (jusqu'à 500 m)	Amphibolites massives du Petit Chaillol
	"Série brune" (1 000 m ?) micaschistes			Sédimentation pélitique arénacée (micaschistes migmatisés)								
SOCLE	Gneiss migmatisés		"Série des Aiguilles Rouges"	Dans les Grandes-Rousses, gneiss de l'Alpette p.p. (P. Bordet)								Noyau des Grandes Rousses

Tabl. 1bis : Tableau de correspondance des séries, lithologie et chronologie, proposé par P. Demeulemeester (1982), d'après les travaux de l'école grenobloise (1970-1980).



Tabl. 2 : Coupe de la Romanche - Subdivisions et dénominations diverses in Ménot, 1986, modifié

MICHEL et BERTHET 1958	P. BORDET 1961 - 1972	CARME 1970 a à 1973 b	MENOT	
Groupe de Vizille (arkoses + schistes (I) polymétamorphiques)	Série Satinée (I) (flysch métamorphique à passées graphiteuses)	Série Satinée (I)	Série Satinée (I)	Ouest Rameau Externe
========== S.M. ==========	==========	==========	==========	S.M.
	(non visible dans la coupe de la Romanche)			
Non décrite	Série verte supérieure (V) (R. volcaniques fines et pelites carbonées)	Série du Taillefer (V) (série spilite-kératophyre et sédim. gréso-pélitique)	Formation du Taillefer (V)	
Groupe de Séchilienne (polymétamorphique) - amphibolites (II) (volcanisme basique)	Séries vertes (II, III, IV) moyennes et inférieures (chloritoschistes, gneiss albitiques micaschistes amphibolites méta-gabbros serpentinites)	Formation de Chamrousse - Tabor (II) (amphibolites méta-gabbros serpentinites)	Formations de Sechilienne et de Chamrousse-Tabor. (Serpentinites métagabbros (II a et b) amphibolites leptynites)	Rameau Interne
- leptynites (III B) (tuffs remaniés et magmatisme acide)		Formation de Rioupéroux-Livet (gneiss leptyniques, leptynites amphibolites, micaschistes) (III)	Formation de Rioupéroux (IIIA et B) (méta-trondhjemites, Keratophyres, micaschistes, amphibolites, leptynites Formation de Livet (III C,D et E) (méta trondhjemites, gneiss, amphibolites, leptynites, micaschistes)	
Groupe de l'Aveyna - migmatites amphiboliques (III. A et C IV) - septa de micaschistes (III-D) - granite de Livet (III-E)	Série brune IV (pp.) (micaschistes, amphibolites, cipolins)	Formation de Belledonne (amphibolites, micaschistes, gneiss, cipolins) (IV)	Formation d'Allemont-Rochetaillée (gneiss, amphibolites, leptynites) (IV)	Est

S. M. "synclinal médian"

CARME : I à IV : Complexe de Belledonne polycyclique ; V : Série du Taillefer monocyclique
MENOT : A, B, C, D, E : Unités lithotectoniques (Rioupéroux - Livet).

Tableau 3 A - Exemples de massifs ophiolitiques illustrant la classification proposée et leur environnement géotectonique compte tenu des équivalents actuels. Ohnenstetter 1982.

TYPE I		TYPE II		
Magmatisme voisin des rides médio-océaniques		Magmatisme proche de celui des arcs insulaires		
Océanisation avec marges continentales passives	Bassins marginaux	Bassins marginaux ± proche de l'arc		
		TYPE II-A	TYPE II-B	TYPE II-C
Corse	Sargaz Abshur	Kellaki Troodos Esfandageh	Papouasie Troodos Nurabad,Iran	Neyriz Troodos Nain
Alpes	Bay of island	Solemanieh Bay of island	Betts Cove Serpi Köy	Betts Cove Syrie
Apennins	Pindos	Pindos Krapa,Vourinos	North Cape	North Cape Nurabad,Iran
	avec une contamination crustale possible :	Pozanti- Kersanti Hatay Cirali- Tekivora Nouvelle- Calédonie Othrys		
	Chili Hokkaido Guevgueli			
EXTENSION ET DECROCHEMENTS		AUGMENTATION DE LA CONTAMINATION EN LFS ROLE ACCRU DES DECROCHEMENTS		
Exemples actuels :		Exemples actuels : le Pacifique ouest près du continent.		
Mer rouge	Détroit de Bransfield			
Océan Atlantique	Mer d'Ecosse			

Tabl. 38 : Classification des ophiolites en fonction de l'ordre de cristallisation, de la pétrographie des cumulats et du chimisme des liquides associés (in Ohnenstetter, 1982).

CRYSTALLIZATION ORDER	ol-pl-cpx-opx	ol-cpx-pl-opx	ol-cpx-opx-pl	ol-opx-cpx-pl	
		Diopsidperidotitisches Variationsprofil	Pyroxenitisches V.	Enstatitperidotitisches V.	Böttcher 1969
	Type I (Troctolite)	Type II (Pyroxenitic)			Rocci & Ohnenstetter 1975
	Class D	B	C	A	Church & Riccio 1977
	Type I	II - A	II - B	II - C	This study Ohnenstetter 1982
CUMULATE	Pl-dunite Pl-wehrlite troctolite Ol-gabbro gabbro Mt-gabbronorite ferrogabbro leucoferrogabbro albitite	dunite $\pm$ chromitite wehrlite clinopyroxenite Ol-gabbro gabbronorite Mt-gabbronorite diorite granophyre	dunite + chromitite wehrlite websterite gabbronorite Qtz-diorite granophyre	dunite + chromitite wehrlite $\pm$ Pl orthopyroxenite norite Qtz-noritic gabbro Qtz-diorite granophyre	
LIQUID	Type I : High TiO2 Ol-Tholeiite (MORB)	Type II - mainly Ol-Tholeiite (with C.A. affinity) Low TiO2			Rocci & Ohnenstetter 1975
	High Ti	Low Ti			Sun & Nesbitt 1978
	OFT	IAT		boninitic affinity	Beccaluva & al. 1979
	High TiO2 (HT)	Low TiO2 (LT)		Very Low Tio2 (VLT)	Bebien & al. 1980
	High HFS.E.	Low HFS.E		Very Low HFS.E.	This study Ohnenstetter 1982

Tableau 3C : Ordre de cristallisation et caractères minéralogiques de la séquence plutonique et d'une dolérite du complexe filonien de Chamrousse

Localisation Zones (cf. fig.7)	Ol	Chr	Cpx	Plg % An	Opx	Hnb	Fe-Ti Oxydes	Fe/Mg (1) in Cpx1	TiO_2 (2)	n° des échantillons	Nature
C									0.21-0.66		
				40 (?)				26-34	(0.4)	129-2	Dolérite
									0.1-0.57		
				55-60				20-22	(0.2)	124-1	Mélagab.
									0.14-0.55		
				55-60				20-22	(0.36)	128-4	Ferrogab.*
B											
				71-79						169-1	Mélagab.* (Opx-Hnb)
									0.84-1.15		
				58				18-20	(0.97)	205-10	Gabbro*
									0.4-0.7		
Ac								17-20	(0.56)	87-1	Cpyroxénite
									0.9-1.15		
				60-63				14-18	(1.04)	189-11	Gabbro* (Opx)
									0.43-0.97		
								10-13	(0.62)	289-3	Gabbro (Ol.)
									0.76-1.10		
								12-14	(0.94)	53-1	Leucogab.
									0.25-0.38		
Ab								8-10	(0.32)	207-5	Cpyroxénite
									0.2-0.6		
				50				29-34	(0.37)	207-2	Gabbro*
									0.5-0.7		
								10-16	(0.64)	289-2	wehrlite
									0.5-1.15		
Aa								10-15	(0.90)	150-4	wehrlite

(1) $Fe/Mg = 100\ Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$

(2) $(x) = \bar{x}$ * à gisement intrusif (filons ou sills)

Ol. : Olivine ; chr. : chronite ; Cpx : Clinopyroxène 1 ; Plg. : plagioclase 1

Opx. : orthopyroxène ; Hnb. : hornblende brune 1 ; Fe-Ti : oxydes ferro-titanés.

Tableau 4A : Pyroxènes - Chamrousse

n° échant	150-4. Cpx 1										207-5 Cpx1									207-5 Cpx2			
n° anal.	83	84	85	98	101	104 B	106	107	108 C	93	84	88	89	90	94	96	41	42	46	47	48	49	50
SiO2	50,48	50,97	51,26	52,16	51,63	50,63	50,78	52,35	51,14	52,76	53,39	53,02	52,54	52,95	52,63	53,37	51,44	53,80	52,31	53,19	53,82	53,43	52,42
Al_2O_3	4,13	4,25	3,27	3,03	4,23	4,98	4,09	3,13	4,63	2,18	3,37	3,84	3,61	3,94	3,94	2,44	4,14	2,05	3,98	2,13	1,85	1,53	3,41
FeO	5,28	4,59	4,42	4,74	4,86	4,92	5,14	4,80	5,18	4,32	2,94	2,76	2,67	2,76	2,81	2,47	3,36	2,50	2,87	2,82	2,47	2,27	2,94
MgO	14,60	14,77	15,11	15,46	14,89	14,77	14,59	15,13	14,77	15,31	15,99	15,82	15,99	15,79	15,86	16,62	15,90	16,65	15,64	16,90	16,60	16,98	15,88
CaO	22,07	22,66	23,15	22,04	21,89	21,02	22,09	22,28	21,53	23,03	23,69	23,49	23,54	23,32	23,50	24,37	22,58	24,04	23,38	22,92	23,96	24,51	23,69
Na_2O	0,65	0,63	0,45	0,68	0,75	1,06	0,76	0,61	0,89	0,42	0,29	0,37	0,32	0,35	0,39	0,33	0,25	0,20	0,33	0,35	0,37	0,18	0,34
K_2O	-	-	0,01	0,02	-	-	-	0,02	0,01	-	0,02	-	-	-	-	-	-	0,03	-	0,03	0,05	0,01	0,02
TiO_2	1,03	1,09	0,82	0,60	1,05	1,17	0,92	0,67	1,16	0,51	0,29	0,36	0,29	0,38	0,33	0,25	0,27	0,21	0,32	0,22	0,21	0,17	0,36
MnO	0,12	0,13	0,13	0,13	0,20	0,04	0,13	0,12	0,12	0,16	0,12	0,11	0,18	0,07	0,12	0,15	0,06	0,14	0,13	0,12	0,02	0,10	0,16
Cr_2O_3	1,15	0,71	0,62	0,39	0,48	0,88	0,79	0,46	0,87	0,49	0,60	0,86	0,49	0,80	0,67	0,42	1,30	0,50	0,85	0,48	0,41	0,32	0,73
NiO	0,03	-	-	-	0,05	-	-	0,02	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,05	0,01	-	-	0,12	-
Total	99,54	99,80	99,22	99,24	100,03	99,47	99,29	99,60	100,30	99,18	100,69	100,63	99,62	100,38	100,26	100,41	99,32	100,17	99,83	99,17	99,76	99,62	100,00
Si_4 (1)	1,870	1,877	1,899	1,927	1,896	1,865	1,867	1,931	1,874	1,955	1,939	1,926	1,924	1,929	1,915	1,954	1,895	1,962	1,916	1,954	1,947	1,953	1,919
Al^6	0,130	0,123	0,101	0,073	0,104	0,135	0,133	0,069	0,126	0,044	0,061	0,074	0,076	0,071	0,085	0,046	0,105	0,038	0,084	0,046	0,053	0,047	0,081
Al^6	0,050	0,061	0,041	0,058	0,077	0,080	0,044	0,067	0,073	0,049	0,083	0,090	0,078	0,097	0,083	0,055	0,074	0,049	0,088	0,044	0,027	0,019	0,064
Ti_3	0,027	0,029	0,022	0,016	0,029	0,031	0,024	0,018	0,031	0,013	0,007	0,009	0,007	0,009	0,009	0,006	0,007	0,004	0,009	0,004	0,004	0,004	0,009
Fe^3	0,038	0,029	0,029	0,022	0,009	0,044	0,070	-	0,031	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,004	0,035	0,024	0,004
Cr	0,033	0,020	0,018	0,011	0,013	0,024	0,022	0,013	0,024	0,013	0,015	0,024	0,013	0,022	0,018	0,011	0,038	0,013	0,024	0,013	0,011	0,009	0,020
Mg	0,806	0,810	0,832	0,850	0,815	0,811	0,798	0,831	0,806	0,844	0,865	0,856	0,872	0,856	0,860	0,890	0,872	0,905	0,852	0,925	0,910	0,925	0,865
Ni_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	-
Fe^2	0,125	0,111	0,107	0,122	0,139	0,106	0,086	0,147	0,128	0,136	0,087	0,093	0,081	0,083	0,085	0,073	0,102	0,075	0,086	0,082	0,040	0,044	0,084
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	-	0,033	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004	-	0,002	0,004	-	0,002	0,002	0,002	-	0,002	-
Ca	0,875	0,894	0,917	0,872	0,891	0,828	0,869	0,880	0,844	0,913	0,921	0,913	0,922	0,909	0,917	0,938	0,890	0,938	0,916	0,901	0,946	0,960	0,928
Na	0,045	0,044	0,031	0,047	0,053	0,075	0,053	0,042	0,062	0,029	0,020	0,024	0,022	0,024	0,026	0,022	0,018	0,013	0,022	0,024	0,024	0,011	0,022
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	-	-
Mg	47,8	44,0	44,1	45,6	44,7	45,3	43,8	44,6	44,6	44,6	46,2	46,0	46,5	46,3	46,2	46,8	46,8	47,2	46,0	48,4	47,1	47,4	46,0
Fe	8,8	7,5	7,2	7,7	8,1	8,4	8,6	8,1	8,8	7,1	4,6	5,0	4,3	4,5	4,6	3,8	5,5	3,9	4,6	4,5	3,9	3,5	4,7
Ca	47,4	48,5	48,6	46,7	47,2	46,3	47,6	47,3	46,6	42,3	49,2	49,0	49,2	43,2	49,2	49,4	47,7	48,9	49,4	47,1	49,0	49,1	49,3

(1) Sur la base de 6 oxygènes
B : bordure
C : coeur

Tableau 4 A (suite 1) - Pyroxènes - Chamrousse

n° échant	87-1. Cpx1					53-1 Cpx1											
n° anal.	24	26	30	33	34	01	03	04	07	08	12	14	15	17	18	19	02
SiO2	52,49	51,62	51,67	51,59	51,98	52,04	51,66	51,36	51,62	51,71	51,47	52,05	51,93	50,86	51,85	53,24	53,03
Al_2O_3	2,96	3,43	3,62	3,83	3,43	4,04	3,72	4,05	3,90	4,17	4,47	3,57	4,24	4,11	3,89	3,34	3,06
FeO	6,23	6,34	6,54	6,12	6,22	4,48	4,70	4,59	4,19	4,68	4,06	4,00	4,89	4,88	3,63	4,46	5,13
MgO	14,84	14,31	14,39	14,32	14,29	15,01	14,85	15,03	15,39	15,32	15,37	15,40	15,09	15,04	15,01	15,07	17,02
CaO	22,28	22,07	22,25	21,83	21,94	22,82	22,54	23,05	22,41	22,16	21,74	22,58	22,58	22,66	23,02	23,00	20,36
Na_2O	0,46	0,60	0,59	0,52	0,52	0,49	0,48	0,46	0,47	0,46	0,69	0,48	0,50	0,60	0,48	0,46	0,45
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	0,01	-	-	0,03	0,01	0,02	-	-
TiO_2	0,40	0,70	0,63	0,57	0,52	1,09	1,03	1,03	1,02	1,09	1,08	0,76	0,83	0,87	0,90	0,83	0,82
MnO^2	0,36	0,27	0,21	0,33	0,20	0,11	0,10	0,17	0,18	0,15	0,09	0,15	0,21	0,22	0,09	0,23	0,21
Cr_2O_3	0,01	-	0,18	0,04	-	0,24	0,16	0,27	0,21	0,22	0,24	0,13	0,20	0,28	0,35	0,16	0,07
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Total	100,02	99,35	100,09	99,16	99,10	100,32	99,22	100,05	99,39	99,98	99,22	99,12	100,51	99,53	99,24	100,79	100,15
Si_4	1,933	1,918	1,906	1,918	1,936	1,906	1,914	1,887	1,905	1,898	1,896	1,992	1,898	1,875	1,914	1,942	1,934
Al_6	0,665	0,082	0,094	0,081	0,064	0,094	0,086	0,113	0,095	0,102	0,104	0,077	0,102	0,125	0,086	0,058	0,066
Al	0,062	0,068	0,063	0,086	0,086	0,080	0,075	0,062	0,073	0,077	0,089	0,078	0,080	0,052	0,083	0,084	0,066
Ti_3	0,011	0,018	0,016	0,016	0,013	0,029	0,027	0,027	0,027	0,029	0,029	0,020	0,022	0,022	0,024	0,022	0,022
Fe	0,013	0,020	0,037	0,002	-	-	-	0,022	-	-	-	-	0,011	0,064	-	-	-
Cr	-	-	0,004	-	-	0,007	0,004	0,007	0,004	0,004	0,007	0,002	0,004	0,007	0,009	0,004	-
Mg	0,815	0,791	0,790	0,794	0,792	0,819	0,820	0,822	0,845	0,839	0,843	0,848	0,822	0,827	0,826	0,817	0,925
Ni_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^2	0,177	0,176	0,164	0,188	0,192	0,136	0,155	0,117	0,129	0,143	0,124	0,122	0,138	0,084	0,111	0,136	0,155
Mn	0,011	0,007	0,004	0,009	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,007	0,002	0,007	0,004
Ca	0,879	0,878	0,879	0,870	0,875	0,894	0,894	0,908	0,885	0,872	0,857	0,892	0,883	0,895	0,911	0,899	0,796
Na	0,031	0,042	0,042	0,036	0,036	0,033	0,033	0,031	0,033	0,031	0,049	0,033	0,035	0,042	0,033	0,031	0,031
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	43,3	42,4	42,2	42,8	42,6	44,3	43,9	44,2	45,5	45,1	46,2	45,5	44,4	44,2	45,0	44,2	49,3
Fe	10,1	10,6	10,8	10,2	10,3	7,4	8,3	6,9	6,9	7,7	6,8	6,6	8,0	7,9	6,0	7,3	8,3
Ca	46,7	47,0	47,0	47,0	47,1	48,3	47,8	48,9	47,6	47,2	47,0	47,9	47,6	47,9	49,0	48,5	42,4

Tableau 4A (suite 2) - Pyroxènes -Chamrousse

n° échant.	289-2 Cpx1						Cpx2					289-3 Cpx1					Cpx2		
n° anal.	1	2	4	5	6	7	25	26	15	16	18	30	31	36	37	52	42	43	45
SiO2	52,53	52,07	52,18	51,88	52,50	52,99	52,63	51,95	51,86	52,33	52,12	51,33	51,90	52,30	52,70	51,45	51,95	51,11	52,26
Al2O3	3,19	3,14	3,77	3,43	3,24	3,19	3,33	3,44	3,53	3,35	3,42	4,08	3,68	3,77	3,98	3,54	3,71	3,82	3,40
FeO	4,69	4,73	4,44	5,59	5,25	4,41	4,93	4,57	4,67	4,46	4,68	4,18	4,09	3,79	3,90	4,00	3,61	3,48	3,60
MgO	15,35	15,30	15,73	15,56	15,12	16,50	15,59	15,20	15,15	14,89	15,29	15,32	14,94	15,29	15,47	14,89	15,13	15,29	15,50
CaO	21,76	22,73	22,19	21,31	23,17	22,55	20,91	22,63	22,24	22,94	21,73	22,53	22,61	22,84	22,78	23,05	23,35	23,20	22,97
Na2O	0,45	0,45	0,53	0,56	0,42	0,48	0,61	0,54	0,51	0,74	0,84	0,48	0,50	0,57	0,43	0,44	0,42	0,43	0,38
K2O	0,03	0,01	0,03	-	0,02	0,02	-	-	0,03	0,02	0,03	-	0,01	-	0,02	0,03	-	0,04	-
TiO2	0,61	0,51	0,75	0,74	0,60	0,63	0,90	0,84	0,73	0,71	0,65	0,56	0,43	0,64	0,68	0,77	0,67	0,66	0,68
MnO	0,18	0,16	0,12	0,11	0,18	0,20	0,16	0,22	0,11	0,14	0,09	0,02	0,16	0,10	0,16	0,16	0,19	0,05	0,11
Cr2O3	0,12	0,06	0,03	0,15	0,05	0,13	0,07	0,11	0,14	0,03	0,10	0,69	0,53	0,68	0,83	0,56	0,66	0,68	0,66
NiO	-	-	0,15	-	0,02	0,06	0,06	0,01	0,15	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,11	-	0,05	-
Total	98,90	99,16	99,93	99,33	100,56	101,16	99,18	99,51	99,13	99,64	98,97	99,22	98,87	99,98	100,97	99,01	99,70	98,80	99,57
Si	1,950	1,927	1,913	1,918	1,920	1,915	1,947	1,915	1,922	1,926	1,925	1,894	1,912	1,916	1,926	1,910	1,905	1,896	1,924
Al4	0,050	0,073	0,087	0,082	0,080	0,085	0,053	0,085	0,078	0,074	0,075	0,106	0,088	0,084	0,074	0,090	0,095	0,104	0,076
Al6	0,088	0,062	0,074	0,067	0,058	0,050	0,091	0,063	0,076	0,070	0,073	0,071	0,074	0,077	0,098	0,064	0,064	0,061	0,070
Ti	0,016	0,013	0,020	0,020	0,015	0,015	0,024	0,022	0,020	0,018	0,018	0,015	0,011	0,018	0,018	0,020	0,018	0,018	0,018
Fe3	-	0,018	0,011	0,013	0,020	0,035	-	0,015	-	0,020	0,027	0,018	0,013	-	-	0,002	0,009	0,020	-
Cr	0,002	-	-	0,002	-	0,002	-	0,002	0,002	-	0,002	0,020	0,013	0,018	0,022	0,016	0,018	0,018	0,018
Mg	0,848	0,843	0,860	0,856	0,825	0,889	0,859	0,835	0,835	0,817	0,841	0,843	0,831	0,835	0,841	0,823	0,827	0,846	0,850
Ni	-	-	0,004	-	-	-	-	-	0,004	-	-	-	-	-	-	0,002	0,013	-	-
Fe2	0,145	0,127	0,123	0,158	0,141	0,098	0,151	0,124	0,143	0,117	0,118	0,111	0,112	0,115	0,097	0,120	0,101	0,087	0,111
Ml	0,005	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,004	0,007	0,002	0,002	0,002	-	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004	-	0,002
Ca	0,866	0,901	0,868	0,842	0,908	0,874	0,828	0,893	0,882	0,905	0,859	0,889	0,905	0,896	0,892	0,917	0,917	0,921	0,905
Na	0,031	0,031	0,037	0,040	0,029	0,033	0,042	0,038	0,036	0,051	0,060	0,033	0,036	0,040	0,029	0,031	0,029	0,029	0,027
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	45,6	44,6	46,2	45,8	43,5	46,9	46,7	44,7	44,9	43,9	45,6	45,3	44,6	45,2	46	44,2	44,6	45,1	45,6
Fe	7,8	7,7	7,2	9,2	8,5	7	8,2	7,5	7,7	7,4	7,8	6,9	6,8	6,2	5,3	6,6	5,9	5,7	5,9
Ca	46,6	47,7	46,6	45	48	46,1	45,1	47,8	47,4	48,7	46,6	47,8	48,6	48,6	48,7	49,2	49,5	49,2	48,5

Tableau 4 A (suite 3) - Pyroxènes - Chamrousse

n° échant	189-11.										205-10				
	Cpx1								Opx1		Cpx1				
n° anal.	45	46	47	48	59	60	55	56	58	61	76	77	78	68	82
												C ----	B		
SiO2	51,46	51,55	51,44	51,75	51,76	51,38	51,39	52,25	53,51	53,88	51,22	51,04	51,13	50,13	50,72
Al_2O_3	4,71	4,80	4,42	4,52	4,37	4,64	4,73	4,67	3,00	3,08	4,91	4,74	4,55	5,61	5,34
FeO	5,70	5,24	5,37	5,25	5,39	5,21	4,73	4,67	16,11	17,49	6,52	6,12	6,24	7,07	6,73
MgO	14,37	13,93	14,31	14,50	14,41	14,51	14,79	15,51	24,60	24,78	13,75	13,54	13,73	13,97	13,51
CaO	21,38	21,98	22,14	22,28	21,83	22,04	21,24	20,91	0,59	0,55	21,41	21,65	21,49	19,94	20,63
Na_2O	0,68	0,65	0,60	0,52	0,69	0,63	0,80	0,86	0,03	-	0,76	0,73	0,74	1,00	0,84
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-	0,01
TiO_2	1,18	1,07	1,08	1,03	1,04	1,05	1,00	0,91	0,23	0,25	1,14	0,87	0,89	0,84	1,09
MnO	0,19	0,31	0,19	0,14	0,24	0,24	0,16	0,16	0,40	0,44	0,23	0,35	0,20	0,28	0,13
Cr_2O_3	0,40	0,45	0,42	0,46	0,45	0,48	0,53	0,66	0,20	0,21	0,37	0,59	0,58	0,65	0,59
NiO	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,06	0,04	-	-	0,06	-	0,01
Total	100,08	99,99	99,98	100,45	100,17	100,17	99,39	100,60	98,74	100,73	100,30	99,65	99,61	99,50	99,59
Si_4	1,896	1,903	1,899	1,900	1,903	1,887	1,899	1,921	1,977	1,955	1,892	1,896	1,898	1,857	1,840
Al_6	0,104	0,097	0,101	0,100	0,097	0,113	0,101	0,079	0,023	0,045	0,108	0,104	0,102	0,143	0,160
Al	0,100	0,112	0,090	0,094	0,091	0,088	0,103	0,188	0,105	0,086	0,105	0,102	0,097	0,102	0,066
Ti_3	0,031	0,029	0,029	0,026	0,029	0,029	0,026	0,024	0,004	0,007	0,031	0,016	0,024	0,022	0,015
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,806
Cr	0,011	0,011	0,011	0,013	0,011	0,013	0,013	0,017	0,004	0,004	-	0,016	0,016	0,018	0,015
Mg	0,788	0,766	0,786	0,792	0,789	0,792	0,813	0,833	1,355	1,340	0,757	0,748	0,759	0,771	0,826
Ni_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^2	0,175	0,160	0,164	0,185	0,165	0,159	0,156	0,139	0,501	0,530	0,199	0,190	0,192	0,121	0,122
Mn	0,004	0,009	0,004	0,002	0,007	0,007	0,004	0,004	0,011	0,013	0,007	0,009	0,004	0,007	0,002
Ca	0,844	0,868	0,874	0,876	0,860	0,868	0,840	0,807	0,022	0,020	0,846	0,862	0,855	0,791	0,800
Na	0,047	0,044	0,042	0,035	0,049	0,044	0,056	0,059	-	-	0,053	0,051	0,051	0,071	0,059
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	43,6	42,7	43,1	43,3	43,5	43,5	45,2	46,8	72,3	70,9	42,0	41,6	42,0	43,3	45,2
Fe	9,7	8,9	9,0	8,8	9,1	8,8	8,0	7,8	26,5	28,1	11,1	10,5	10,6	12,3	11,1
Ca	46,7	48,4	47,9	47,9	47,4	47,7	46,7	45,4	1,2	1,0	46,9	47,9	47,4	44,4	43,7

Tableau 4 A (suite 4) - Pyroxènes - Chamrousse

n° échant	124-1.					128-4									169-10
	Cpx1					Cpx1									Opx
n° anal.	45	46	49	58	59	62	67	68	69	76	77	80	81	29	42
SiO2	53,39	53,10	52,40	53,60	53,81	52,83	54,09	53,47	54,12	52,89	52,59	52,55	52,93	51,56	56,05
Al_2O_3	1,86	2,35	3,00	1,21	0,32	2,30	1,42	1,71	1,29	2,07	2,59	2,26	2,30	2,66	2,19
FeO	7,76	7,26	7,33	6,67	6,60	7,56	6,61	7,16	7,39	7,44	7,46	7,59	8,14	7,85	17,67
MgO	14,83	14,97	14,48	14,91	15,08	14,36	14,36	13,94	14,35	14,23	13,87	13,86	13,93	13,62	22,07
CaO	21,80	21,16	21,21	21,82	22,83	22,43	22,88	22,50	22,91	22,24	21,97	22,49	21,21	21,90	0,59
Na_2O	0,49	0,56	0,69	0,33	0,27	0,48	0,34	0,39	0,35	0,45	0,49	0,43	0,43	0,43	0,28
K_2O	-	0,02	-	0,02	0,01	0,01	0,02	-	-	-	0,01	-	-	0,00	0,03
TiO_2	0,29	0,42	0,57	0,06	-	0,55	0,14	0,31	0,24	0,33	0,43	0,49	0,42	0,68	-
MnO	0,22	0,23	0,21	0,30	0,23	0,26	0,19	0,28	0,30	0,28	0,32	0,25	0,30	0,31	0,33
Cr_2O_3	0,03	-	0,07	0,06	0,10	0,02	0,03	0,25	0,03	0,08	0,10	0,07	0,02	0,00	0,10
NiO	-	-	-	0,05	-	-	-	0,03	0,01	-	-	-	0,01	0,03	-
Total	100,68	100,07	99,96	99,03	99,26	100,80	100,08	100,06	100,99	100,02	99,83	100,00	99,69	99,05	99,30
Si_4	1,965	1,958	1,938	2,005	2,006	1,945	2,017	1,989	1,991	1,962	1,957	1,954	1,974	1,934	2,082
Al_6	0,035	0,042	0,062	-	-	0,055	-	0,011	0,009	0,038	0,043	0,045	0,026	0,066	-
Al	0,044	0,060	0,067	0,052	0,014	0,044	0,061	0,063	0,046	0,051	0,069	0,053	0,075	0,051	0,094
Ti_3	0,007	0,011	0,016	-	-	0,013	0,002	0,007	0,007	0,009	0,011	0,013	0,011	0,018	-
Fe	0,013	-	0,013	-	-	0,018	-	-	-	-	-	-	-	0,002	-
Cr	-	-	-	-	0,002	-	-	0,007	-	0,002	0,002	-	-	0,009	0,002
Mg	0,812	0,823	0,798	0,830	0,838	0,788	0,798	0,772	0,785	0,787	0,770	0,767	0,774	0,759	1,222
Ni_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^2	0,226	0,224	0,213	0,206	0,204	0,215	0,206	0,223	0,226	0,230	0,230	0,235	0,254	0,243	0,546
Mn	0,007	0,007	0,004	0,009	0,007	0,007	0,004	0,007	0,009	0,007	0,009	0,007	0,009	0,009	0,009
Ca	0,852	0,836	0,840	0,875	0,912	0,883	0,890	0,897	0,903	0,883	0,875	0,897	0,848	0,879	0,022
Na	0,033	0,040	0,049	0,022	0,018	0,033	0,022	0,027	0,024	0,031	0,034	0,029	0,029	0,029	0,020
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	42,8	42,6	42,8	43,5	42,9	41,6	42,2	40,8	41,0	41,4	41,1	40,4	41,3	40,3	68,2
Fe	11,9	12,4	12,1	10,7	10,4	11,8	10,8	11,8	11,8	12,2	12,2	12,4	13,5	13,0	30,5
Ca	45,3	45,0	45,1	45,8	46,7	46,6	47,0	47,4	47,2	46,4	46,7	47,2	45,2	46,7	1,3

Tableau 4A (suite 5) - Pyroxènes - Chamrousse

n° échant.	207-2							
	Cpx1					Cpx2		
n° anal.	2	4	14	23	24	25	32	33
SiO2	54,10	51,77	53,12	50,77	52,52	51,72	52,81	50,92
Al2O3	1,72	4,76	1,76	3,81	2,14	3,01	1,37	3,54
FeO	10,33	11,05	10,39	10,87	10,14	10,35	9,62	9,83
MgO	13,02	11,97	12,57	12,47	12,57	12,90	12,87	12,10
CaO	20,35	19,04	21,87	20,25	21,79	20,69	21,43	21,73
Na2O	0,95	0,61	0,41	0,84	0,38	0,67	0,41	0,59
K2O	0,13	0,10	0,00	0,15	0,04	0,07	0,00	0,00
TiO2	0,25	0,62	0,22	0,42	0,34	0,36	0,08	0,50
MnO	0,20	0,23	0,30	0,17	0,27	0,29	0,21	0,33
Cr2O3	0,02	0,00	0,01	0,02	0,09	0,40	0,02	0,04
NiO	0,01	0,01	0,04	0,00	0,03	0,07	0,07	0,00
Total	101,09	100,16	100,69	99,78	100,30	100,53	98,89	99,56
Si	2,000	1,942	1,985	1,901	1,961	1,926	2,002	1,916
Al4	-	0,058	0,015	0,099	0,039	0,074	-	0,084
Al6	0,077	0,152	0,062	0,068	0,052	0,058	0,064	0,072
Ti	0,007	0,016	0,005	0,011	0,009	0,009	0,002	0,014
Fe3	-	-	-	0,077	-	0,036	-	0,027
Cr	-	-	-	-	0,002	0,011	-	-
Mg	0,717	0,668	0,698	0,696	0,716	0,717	0,727	0,679
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2	0,318	0,345	0,323	0,264	0,316	0,287	0,303	0,281
Mn	0,004	0,007	0,009	0,005	0,007	0,009	0,004	0,009
Ca	0,806	0,765	0,874	0,813	0,870	0,047	0,871	0,876
Na	0,067	0,043	0,029	0,061	0,027	0,002	0,030	0,043
K	0,004	0,005	-	0,007	-	-	-	-
Mg	38,9	37,6	36,8	37,6	37,6	38,5	38,2	36,5
Fe	17,3	19,4	17,1	18,4	16,6	17,3	15,9	16,5
Ca	43,8	43	46,1	44,0	45,8	44,2	45,8	47

Tableau 4 A (suite 6) - Pyroxènes - Chamrousse

n° échant	129-2.																			
	Cpx1										Cpx2									
n° anal.	03	15	16	18	21	30	35	46a	37	38	01	02	08	20	42a	43	40	41	42b	46b
SiO2	52,00	51,73	52,05	52,48	52,61	51,33	51,21	50,71	51,42	51,75	53,78	53,37	53,63	52,48	52,96	53,81	53,08	52,74	52,56	51,51
Al2O3	1,86	3,23	2,55	2,22	1,85	1,64	2,83	4,67	3,63	2,36	0,52	1,10	0,76	0,40	0,50	0,37	1,02	1,00	0,77	0,92
FeO	9,50	11,25	11,21	11,32	10,49	10,87	11,54	13,25	11,92	11,13	10,91	10,07	10,62	10,11	10,66	9,58	10,54	10,39	10,34	10,09
MgO	12,21	12,01	12,31	13,12	12,53	12,56	12,97	12,36	12,60	12,50	12,90	12,53	12,66	12,95	13,08	13,73	12,78	12,66	12,52	13,25
CaO	23,19	19,59	20,49	19,90	21,26	22,12	19,68	17,56	18,69	19,44	21,90	22,20	22,06	22,78	21,88	22,23	21,96	22,05	22,23	22,56
Na2O	0,44	0,86	0,67	0,53	0,55	0,51	0,66	1,03	0,83	0,66	0,45	0,45	0,40	0,46	0,35	0,38	0,32	0,37	0,44	0,49
K2O	-	0,03	0,05	0,08	0,01	0,05	0,04	0,12	0,13	0,07	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,02
TiO2	0,63	0,30	0,28	0,35	0,21	0,33	0,35	0,66	0,50	0,37	0,05	0,09	0,07	0,04	0,09	0,05	0,05	0,12	0,10	0,12
MnO	0,43	0,30	0,32	0,48	0,28	0,18	0,26	0,22	0,19	0,39	0,33	0,36	0,32	0,49	0,34	0,40	0,34	0,33	0,39	0,40
Cr2O3	0,01	0,02	0,05	0,01	-	0,26	-	0,04	0,07	0,11	0,01	-	-	0,12	-	-	0,07	0,06	0,10	0,00
NiO	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,06	0,02	-	-	0,03	-	0,22	-	0,03	0,00	0,03	0,03
Total	100,32	99,31	99,99	100,48	99,80	99,87	99,55	100,62	100,02	98,82	100,85	100,15	100,54	99,81	100,08	100,54	100,18	99,73	99,48	99,39
Si	1,949	1,956	1,956	1,962	1,980	1,932	1,930	1,891	1,930	1,969	2,007	2,002	2,009	1,975	1,991	2,002	1,966	1,990	1,987	1,941
AlIV	0,051	0,044	0,044	0,038	0,020	0,068	0,070	0,109	0,070	0,031	-	-	-	0,016	0,009	-	0,034	0,010	0,013	0,059
AlVI	0,030	0,099	0,069	0,058	0,061	0,005	0,054	0,095	0,090	0,074	0,022	0,047	0,032	-	0,011	0,016	0,068	0,033	0,022	-
Ti	0,016	0,007	0,007	0,009	0,005	0,009	0,009	0,018	0,014	0,009	-	0,002	-	-	0,002	-	-	0,002	0,002	0,002
Fe3	0,020	-	0,011	0,004	-	0,077	0,045	0,056	0,018	-	-	-	-	0,063	0,018	0,009	-	-	0,016	0,109
Cr	-	-	-	-	-	0,007	-	-	-	0,002	-	-	-	0,002	-	-	-	-	0,002	-
Mg	0,681	0,675	0,689	0,730	0,701	0,704	0,727	0,686	0,704	0,709	0,717	0,699	0,707	0,726	0,732	0,761	0,706	0,712	0,705	0,743
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2	0,277	0,355	0,841	0,348	0,330	0,265	0,317	0,356	0,354	0,352	0,339	0,316	0,331	0,253	0,316	0,289	0,325	0,327	0,309	0,208
Mn	0,014	0,009	0,009	0,013	0,007	0,005	0,007	0,007	0,005	0,011	0,009	0,011	0,009	0,014	0,009	0,011	0,009	0,009	0,011	0,011
Ca	0,931	0,794	0,824	0,796	0,857	0,891	0,793	0,702	0,752	0,791	0,874	0,891	0,885	0,919	0,881	0,886	0,870	0,892	0,901	0,911
Na	0,032	0,061	0,047	0,038	0,038	0,036	0,048	0,074	0,059	0,048	0,031	0,032	0,027	0,032	0,025	0,027	0,022	0,025	0,031	0,034
K	-	-	-	0,002	-	-	-	-	0,005	0,002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	35,7	37,0	36,9	38,9	37,1	36,3	38,6	38,1	38,5	38,3	37,2	36,7	36,8	37,0	37,8	39,1	37,1	38,9	36,5	37,7
Fe	15,5	19,4	18,9	18,8	17,5	17,7	19,2	22,9	20,4	19,0	17,6	16,6	17,2	16,2	16,7	15,3	17,1	16,9	16,9	16,1
Ca	48,8	43,6	44,2	42,3	45,4	46,0	42,2	39,0	41,1	42,7	45,2	46,7	48,0	46,8	45,5	45,6	45,8	46,2	46,6	46,2

Tableau 4 B - Amphiboles - Chamrousse

n° échant	150-4.										207-5.		
	Hn brunes tardi-magmatiques						Ab claires				Ab claires		
n° anal.	88	91	95	100	102	109	90	96	97	103	91	92	95
SiO2	43,75	42,88	44,13	43,72	44,58	43,63	56,12	56,60	56,17	57,57	49,29	58,05	57,93
Al2O3	14,02	12,65	11,32	12,08	13,04	14,88	0,92	0,51	0,64	0,59	11,16	0,09	0,29
FeO	6,68	7,68	7,41	6,86	8,27	6,97	7,95	7,31	8,64	7,54	3,83	4,47	5,14
MgO	16,21	14,63	15,18	14,75	15,09	16,00	18,80	19,37	18,41	18,74	18,17	21,05	20,92
CaO	11,66	11,66	11,48	11,36	11,35	11,63	11,93	12,10	12,39	12,09	12,49	13,18	12,73
Na2O	3,13	3,38	3,37	3,21	3,01	2,84	0,20	0,16	0,12	0,11	1,69	0,04	0,05
K2O	0,09	0,20	0,14	0,13	0,17	0,41	0,02	0,02	-	0,03	0,04	-	-
TiO2	0,95	3,61	3,53	3,56	1,64	0,02	-	0,05	0,03	-	0,36	-	-
MnO	0,14	0,10	0,07	0,18	0,14	0,19	0,24	0,11	0,14	0,14	0,14	0,08	0,11
Cr2O3	0,12	0,94	0,98	0,61	0,29	0,05	-	0,20	0,01	0,02	1,28	0,13	0,31
NiO	0,01	0,03	0,02	-	-	0,10	0,09	0,02	-	0,05	0,02	0,02	-
Total	96,77	97,75	97,62	96,47	97,59	96,72	96,28	96,46	96,55	96,90	98,47	97,11	97,47
Si	6,254	6,224	6,390	6,387	6,373	6,229	7,923	7,957	7,960	8,079	6,807	8,076	8,00
Al4	1,746	1,776	1,610	1,613	1,627	1,771	0,077	0,043	0,040	-	1,193	-	-
Al6	0,615	0,388	0,322	0,467	0,570	0,773	0,076	0,041	0,067	0,098	0,691	0,015	0,047
Ti	0,102	0,394	0,384	0,391	0,176	0,002	-	0,005	0,003	-	0,037	-	-
Fe3	0,456	-	-	-	0,330	0,587	0,312	0,272	0,171	0,060	0,194	-	0,129
Cr	0,014	0,108	0,112	0,070	0,033	0,007	-	0,022	0,001	0,002	0,140	0,014	0,034
Mg	3,454	3,165	3,276	3,212	3,215	3,405	3,956	4,059	3,888	3,920	3,740	4,365	4,308
Ni	0,001	0,004	0,002	-	-	0,011	0,010	0,002	-	0,006	0,002	0,002	-
Fe2	0,343	0,932	0,897	0,838	0,659	0,245	0,939	0,587	0,853	0,885	0,248	0,520	0,465
Mn	0,017	0,012	0,009	0,022	0,017	0,023	0,029	0,013	0,017	0,017	0,016	0,009	0,013
Ca	1,786	1,813	1,781	1,778	1,738	1,779	1,805	1,823	1,881	1,818	1,848	1,965	1,885
Na	0,867	0,951	0,946	0,909	0,834	0,786	0,055	0,044	0,033	0,030	0,452	-	0,013
K	0,016	0,037	0,026	0,024	0,031	0,075	0,004	0,004	-	0,005	0,007	-	-
NaM4	0,214	0,186	0,219	0,222	0,262	0,221	0,055	0,044	0,033	0,030	0,152	-	0,013
Ca+Na+K	2,669	2,801	2,753	2,711	2,603	2,640	1,864	1,870	1,914	1,853	2,308	1,965	1,897
[Mg]	0,81	0,77	0,79	0,79	0,76	0,80	0,81	0,83	0,99	0,82	0,89	0,89	0,88

[Mg] = $Mg/Mg + Fe^{2} + Mn$.

Tableau 4 B (suite 1) - Amphiboles - Chamrousse

n° échant	87-1.												
	Hn brunes tardi-magmatiques							Ab claires					
n° anal.	21	22	25	27	28	29	36	31	32	35	36	37	38
SiO2	43,53	43,32	43,83	43,49	44,18	44,15	43,78	43,22	42,87	43,24	43,78	44,45	44,44
Al2O3	12,54	12,50	12,40	13,79	12,50	13,33	13,49	13,49	13,43	12,98	13,49	12,66	12,32
FeO	10,70	9,98	10,72	10,86	10,71	10,36	10,57	10,60	10,74	10,67	10,57	10,43	10,74
MgO	13,70	14,02	13,68	13,34	14,10	13,54	13,78	13,53	13,70	13,69	13,68	14,23	13,88
CaO	11,35	11,31	11,27	11,29	11,51	11,53	11,18	11,23	11,37	11,35	11,18	11,24	11,66
Na2O	3,16	2,92	2,72	2,94	3,08	2,96	3,05	2,94	3,03	3,02	3,05	2,81	2,79
K2O	0,18	0,23	0,24	0,26	0,21	0,23	0,26	0,21	0,24	0,23	0,26	0,23	0,25
TiO2	3,06	3,12	2,35	2,59	2,98	3,18	2,90	2,66	2,87	2,92	2,90	2,45	2,44
MnO	0,19	0,11	0,23	0,17	0,18	0,17	0,13	0,14	0,29	0,16	0,13	0,13	0,15
Cr2Or	-	-	-	0,12	0,04	-	0,13	0,02	-	0,06	0,13	-	0,05
NiO	0,07	0,04	0,08	0,09	-	0,03	-	-	-	-	-	0,09	-
Total	98,47	97,55	97,52	98,95	99,49	98,47	99,17	98,03	98,54	98,32	99,17	98,72	98,73
Si (1)	6,439	6,276	6,348	6,220	6,290	6,216	6,224	6,223	6,158	6,229	6,234	6,332	6,374
Al4	1,561	1,724	1,652	1,780	1,710	1,784	1,776	1,777	1,842	1,771	1,766	1,668	1,626
Al6	0,625	0,410	0,465	0,545	0,388	0,480	0,484	0,512	0,432	0,433	0,497	0,458	0,457
Ti	0,007	0,340	0,256	0,278	0,319	0,344	0,310	0,288	0,310	0,316	0,310	0,262	0,263
Fe3	0,368	0,251	0,352	0,321	0,280	0,180	0,365	0,362	0,403	0,310	0,333	0,424	0,231
Cr	-	-	-	0,014	0,004	-	0,015	0,002	-	0,007	0,015	-	0,006
Mg	3,020	3,027	2,953	2,844	2,992	2,907	2,920	2,904	2,933	2,939	2,903	3,022	2,968
Ni	0,008	0,005	0,009	0,010	-	0,003	-	-	-	-	-	-	-
Fe2	0,956	0,958	0,947	0,977	0,995	1,068	0,891	0,915	0,887	0,975	0,925	0,818	1,057
Mn	0,024	0,013	0,028	0,021	0,022	0,021	0,016	0,017	0,035	0,020	0,016	0,016	0,018
Ca	1,799	1,756	1,749	1,730	1,756	1,780	1,703	1,733	1,750	1,752	1,706	1,711	1,792
Na	0,906	0,820	0,764	0,815	0,850	0,827	0,841	0,821	0,844	0,843	0,842	0,776	0,776
K	0,034	0,043	0,044	0,047	0,038	0,042	0,047	0,039	0,044	0,042	0,047	0,042	0,046
NaM4	0,201	0,244	0,251	0,270	0,244	0,220	0,297	0,267	0,250	0,248	0,294	0,289	0,208
Ca+Na+K	2,739	2,619	2,557	2,592	2,644	2,649	2,591	2,592	2,638	2,637	2,595	2,529	2,614
[Mg] (2)	0,69	0,71	0,69	0,69	0,70	0,70	0,76	0,69	0,69	0,70	0,70	0,78	0,70

(1) sur la base de 24 (O,OH).

(2) $[Mg] = Mg/Mg + Fe^{2} + Mn$

Tableau 4 B (suite 2) - Amphiboles - Chamrousse

n° échant.	53-1.		189-11								
	Hn brunes*		Hn brunes*			Ab claires					
n° anal.	05	09	57	62	63	65	49	50	51	52	67
SiO2	43,52	43,15	43,81	43,54	43,42	56,46	55,91	55,20	56,96	56,37	56,56
Al2O3	13,00	12,39	14,81	15,01	15,04	0,88	1,27	1,07	0,82	1,23	0,44
FeO	6,51	6,89	7,98	7,93	8,96	11,24	10,76	14,02	9,67	10,04	11,13
MgO	15,44	16,35	13,90	14,15	14,33	17,19	16,75	14,44	17,03	16,77	17,55
CaO	11,77	10,99	11,61	11,46	11,40	12,25	12,74	12,45	13,04	12,27	12,54
Na2O	3,34	2,28	2,67	2,80	3,03	0,08	0,10	0,10	0,05	0,12	0,02
K2O	0,30	0,24	0,53	0,55	0,41	-	0,03	-	0,05	-	0,01
TiO2	3,04	2,87	2,42	1,86	1,94	0,03	-	0,05	-	-	0,07
MnO	0,06	0,13	0,09	0,16	0,16	0,12	0,13	0,25	0,13	0,09	0,26
Cr2O5	0,26	0,27	0,75	0,48	0,39	0,02	0,03	-	-	0,75	0,42
NiO	0,03	-	-	-	0,07	-	-	0,01	-	-	-
Total	97,28	95,55	98,07	97,94	99,12	98,27	97,73	97,60	97,75	98,07	97,86
Si	6,297	6,208	6,289	6,229	6,144	7,921	7,943	7,977	8,092	8,020	7,933
Al4	1,703	1,792	1,711	1,771	1,856	0,079	0,057	0,023	-	-	0,067
Al6	0,515	0,308	0,711	0,760	0,652	0,067	0,156	0,159	0,137	0,206	0,006
Ti	0,331	0,310	0,261	0,200	0,206	0,003	-	0,005	-	-	0,003
Fe3	-	0,765	-	0,166	0,370	0,299	-	-	-	-	0,262
Cr	0,030	0,031	0,085	0,054	0,044	0,002	0,003	-	-	-	0,001
Mg	3,330	3,506	2,974	3,017	3,022	3,595	3,547	3,110	3,606	3,557	3,669
Ni	0,003	-	-	-	0,008	-	-	-	-	-	0,008
Fe2	0,788	0,064	0,958	0,783	0,690	1,020	1,278	1,694	1,149	1,195	1,044
Mn	0,007	0,016	0,011	0,019	0,016	0,014	0,016	0,31	0,016	0,22	0,016
Ca	1,825	1,694	1,786	1,757	1,728	1,841	1,939	1,928	1,985	1,870	1,884
Na	0,937	0,634	0,743	0,777	0,831	0,022	0,028	0,028	0,014	0,033	0,005
K	0,055	0,044	0,097	0,100	0,074	-	0,006	-	0,009	-	0,002
NaM4	0,175	0,306	0,214	0,243	0,272	0,022	0,028	0,028	0,014	0,033	0,005
Ca+Na+K	2,817	2,374	2,626	2,634	2,633	1,863	1,972	1,956	2,007	1,883	1,891
[Mg]	0,81	0,81	0,76	0,76	0,74	0,73	0,74	0,65	0,76	0,75	0,74

* tardi-magmatiques

Tableau 4 B (suite 3) - Amphiboles - Chamrousse

n° échant	205-10.						169-1											
	Ab Claires						Mn brunes magmatiques			Ab claires								
n° anal.	69	70	71	79	57	60	23	24	25	29	30	31	33	26	37*	57*	58*	61*	64*
										B		C							
SiO2	45,81	45,20	44,83	46,13	46,60	46,49	43,40	43,98	43,67	43,05	43,75	44,45	43,11	54,87	43,37	43,10	43,51	52,21	49,48
Al2O3	11,98	14,46	14,24	9,12	11,52	12,25	16,20	15,90	16,73	16,62	15,46	16,27	15,56	2,30	18,40	18,53	18,72	6,60	6,92
FeO	10,47	11,79	10,88	8,00	11,65	11,19	10,40	10,18	9,72	10,11	10,39	10,54	9,12	12,92	10,75	11,42	11,37	13,81	12,84
MgO	14,21	12,84	13,32	12,40	13,49	13,58	13,70	13,95	13,25	13,44	13,36	13,38	13,79	17,09	12,46	12,85	13,05	14,58	17,24
CaO	11,46	11,31	11,22	16,47	11,17	11,54	9,83	9,70	10,33	10,29	10,14	10,03	9,91	10,90	10,46	11,04	11,03	11,86	9,98
Na2O	1,92	2,21	2,28	1,49	1,88	1,97	2,89	2,94	2,65	2,80	2,73	2,80	2,67	0,04	2,56	2,70	2,62	0,49	0,67
K2O	0,30	0,40	0,41	-	0,26	0,31	0,20	0,22	0,22	0,23	0,18	0,19	0,22	0,02	0,19	0,14	0,11	0,03	0,03
TiO2	1,04	0,73	0,43	1,51	0,25	0,74	1,85	1,85	1,96	1,57	1,60	1,53	1,78	0,03	-	-	0,01	0,03	-
MnO	0,26	0,21	0,17	0,16	0,14	0,26	0,21	0,24	0,26	0,11	0,18	0,23	0,16	0,15	0,11	0,05	0,21	0,23	0,22
Cr2O3	0,42	-	0,02	1,13	0,01	0,11	0,07	0,16	0,26	0,09	0,16	0,04	0,18	0,03	-	0,01	0,07	0,09	-
NiO	-	-	-	-	-	0,03	0,01	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,09	-	-
Total	97,86	99,15	97,81	96,40	96,98	98,47	98,76	99,12	99,05	98,31	98,47	99,46	96,49	98,35	98,30	99,84	100,80	99,94	97,40
Si	6,530	6,389	6,401	7,121	6,706	6,613	6,051	6,099	6,094	6,052	6,139	6,163	6,142	7,586	6,098	5,980	5,968	7,255	6,824
Al4	1,470	1,611	1,599	0,879	1,294	1,387	1,949	1,901	1,906	1,948	1,861	1,837	1,858	0,375	1,902	2,020	2,032	0,745	1,125
Al6	0,543	0,798	0,797	0,780	0,659	0,667	1,510	0,698	0,845	0,806	0,779	0,821	0,755	-	1,147	1,010	0,995	0,335	-
Ti	0,111	0,078	0,046	0,175	0,027	0,079	0,194	0,193	0,205	0,166	0,169	0,159	0,191	0,003	-	-	0,001	0,003	-
Fe3	0,572	0,554	0,569	-	0,563	0,426	1,084	1,089	0,777	0,895	0,903	0,925	0,899	1,201	0,872	0,973	1,050	0,725	1,481
Cr	0,047	-	0,002	0,138	0,001	0,012	0,008	0,018	0,029	0,010	0,018	0,004	0,020	0,003	-	0,001	0,008	0,010	-
Mg	3,019	2,705	2,835	2,853	2,893	2,879	2,847	2,883	2,756	2,816	2,794	2,765	2,928	3,522	2,611	2,657	2,668	3,020	3,544
Ni	-	-	-	-	-	0,003	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	0,010	-	-
Fe2	0,676	0,840	0,730	1,033	0,839	0,906	0,129	0,092	0,357	0,293	0,316	0,297	0,188	0,293	0,357	0,353	0,255	0,880	-
Mn	0,031	0,025	0,021	0,021	0,017	0,031	0,025	0,028	0,031	0,013	0,021	0,027	0,019	0,018	0,013	0,006	0,024	0,027	0,026
Ca	1,750	1,713	1,716	2,724	1,722	1,759	1,469	1,441	1,544	1,550	1,524	1,490	1,513	1,615	1,576	1,641	1,621	1,766	1,475
Na	0,531	0,606	0,631	0,446	0,525	0,543	0,781	0,790	0,717	0,763	0,743	0,753	0,738	0,011	0,698	0,726	0,697	0,132	0,179
K	0,055	0,072	0,075	-	0,048	0,056	0,036	0,039	0,039	0,041	0,032	0,034	0,040	0,004	0,034	0,025	0,019	0,005	0,005
NaM4	0,250	0,287	0,284	-	0,278	0,241	0,531	0,559	0,456	0,450	0,476	0,510	0,487	0,011	0,424	0,359	0,379	0,132	0,179
Ca+Na+K	2,335	2,391	2,421	3,170	2,295	2,358	2,286	2,270	2,300	2,354	2,299	2,277	2,291	1,630	2,308	2,392	2,328	1,903	1,659
[Mg]	0,92	0,66	0,69	0,45	0,78	0,76	0,70	0,71	0,71	0,70	0,70	0,69	0,73	0,75	0,68	0,88	0,91	0,77	0,98

B = bordure
C = coeur
* = coronite Cpx-Plg

Tableau 4 B (suite 4) - Amphiboles - Chamrousse

n° échant.	124-1.										207-2							
	Ab claires										Mn brunes*	Ab granoblastiques						
n° anal.	41*	40	42	43	44	48	51	57	47	55	1	6	15	16	26	27	30	31
SiO2	43,29	44,97	43,86	45,04	44,93	44,48	43,63	46,33	57,24	51,42	45,34	42,82	42,86	43,52	42,92	43,38	41,98	41,95
Al2O3	14,07	14,20	13,80	13,36	13,12	13,79	14,25	10,57	0,86	4,85	10,13	13,04	13,80	13,87	13,53	13,04	14,19	13,61
FeO	12,21	11,74	12,17	12,42	11,43	12,03	12,22	11,02	8,09	13,67	14,37	14,68	15,85	14,77	15,76	15,05	15,37	14,50
MgO	12,17	13,69	12,97	13,15	13,17	13,15	12,13	13,83	19,42	13,72	10,83	10,48	9,88	10,80	10,11	10,85	9,89	10,37
CaO	11,32	11,53	11,63	11,28	11,46	11,13	11,36	12,39	12,58	11,55	13,43	11,38	11,03	11,15	10,98	10,96	11,43	10,09
Na2O	2,47	2,64	2,46	2,52	2,40	2,63	2,67	2,33	0,17	0,71	1,83	2,36	2,25	2,46	2,33	2,37	2,29	2,28
K2O	0,24	0,21	0,16	0,18	0,17	0,18	0,19	0,22	0,03	0,11	0,19	0,46	0,51	0,50	0,72	0,64	0,87	1,10
TiO2	2,00	0,21	2,07	0,74	1,92	1,25	1,68	1,71	0,03	0,63	1,51	2,05	1,77	2,27	2,30	2,03	2,38	2,44
MnO	0,21	0,13	0,21	0,20	0,20	0,23	0,12	0,17	0,20	0,21	0,26	0,19	0,13	0,16	0,18	0,24	0,19	0,14
Cr2O3	0,69	-	0,13	-	0,13	0,12	0,13	0,33	0,02	0,05	0,11	0,08	0,04	-	0,10	0,22	0,08	0,02
NiO	-	0,02	-	0,02	-	-	-	-	-	0,04	0,08	0,01	0,09	0,64	0,05	-	0,01	0,06
Total	98,67	99,34	99,46	98,90	98,93	98,99	98,38	98,91	98,65	96,98	98,08	97,55	98,20	100,14	98,98	98,77	98,66	96,57
Si	6,223	6,341	6,234	6,399	6,398	6,311	6,289	6,669	7,902	7,451	6,784	6,336	6,290	6,275	6,264	6,307	6,180	6,230
Al4	1,778	1,659	1,766	1,601	1,602	1,689	1,711	1,331	0,098	0,549	1,216	1,664	1,710	1,725	1,736	1,693	1,820	1,770
Al6	0,605	0,701	0,545	0,636	0,600	0,617	0,710	0,463	0,042	0,279	0,571	0,611	0,677	0,632	0,591	0,542	0,641	0,612
Ti	0,216	0,022	0,221	0,079	0,205	0,133	0,182	0,185	0,003	0,069	0,170	0,228	0,195	0,246	0,252	0,222	0,263	0,272
Fe3	0,444	0,666	0,516	0,641	0,387	0,652	0,333	-	0,276	0,310	-	0,213	0,412	0,227	0,390	0,480	0,218	0,522
Cr	0,078	-	0,015	-	0,015	0,013	0,015	0,038	0,002	0,006	0,013	0,009	0,005	-	0,012	0,025	0,09	0,002
Mg	2,607	2,877	2,748	2,785	2,795	2,781	2,606	2,967	3,996	2,963	2,415	2,312	2,161	2,321	2,199	2,351	2,170	2,295
Ni	-	-	-	0,002	-	-	-	-	-	0,005	0,010	0,001	0,011	0,074	0,006	-	0,001	0,007
Fe2	1,024	0,718	0,930	0,835	0,974	0,776	1,140	1,327	0,657	1,347	1,798	1,604	1,534	1,553	1,534	1,350	1,674	1,279
Mn	0,026	0,016	0,025	0,024	0,024	0,028	0,015	0,021	0,023	0,026	0,010	0,024	0,016	0,020	0,022	0,030	0,024	0,018
Ca	1,743	1,742	1,771	1,717	1,748	1,692	1,754	1,911	1,861	1,793	2,153	1,804	1,734	1,723	1,717	1,707	1,803	1,605
Na	0,688	0,722	0,678	0,694	0,663	0,724	0,746	0,650	0,046	0,199	0,531	0,677	0,640	0,688	0,659	0,668	0,654	0,656
K	0,044	0,038	0,029	0,024	0,031	0,033	0,035	0,040	0,005	0,020	0,036	0,084	0,095	0,092	0,134	0,119	0,163	0,208
NaM4	0,257	0,258	0,229	0,283	0,251	0,308	0,246	0,089	0,046	0,199	-	0,196	0,266	0,277	0,283	0,293	0,197	0,395
Ca+Na+K	2,475	2,502	2,478	2,444	2,442	2,449	2,535	2,601	1,911	2,012	2,720	2,568	2,469	2,503	2,510	2,494	2,620	2,469
[Mg]	0,64	0,88	0,74	0,85	0,67	0,66	0,64	0,69	0,81	0,82	0,57	0,59	0,59	0,60	0,59	0,64	0,57	0,64

* tardi-magmatiques

Tableau 4 B (suite 5) - Amphiboles - Chamrousse

n°échant.	128-4.							129-2								
	Ab claires							Ab phénoblastiques				Ab. granoblastiques				
n° anal.	70	71	72	73	74	82	78	20	44	29	31	04	05	07	11	12
SiO2	45,26	44,02	45,61	41,92	44,15	44,89	54,88	47,86	46,25	46,77	45,90	45,41	44,60	44,45	46,21	46,26
Al2O3	12,07	12,95	11,67	11,20	12,96	12,30	3,04	5,94	6,58	8,14	8,81	10,62	11,12	10,93	10,37	9,75
FeO	12,12	11,66	11,22	14,59	10,87	11,73	8,67	14,84	14,64	14,28	14,93	17,06	17,00	17,12	15,35	15,99
MgO	12,71	12,48	13,32	12,10	13,03	12,93	18,30	14,16	13,01	12,89	12,69	10,81	10,29	10,37	11,49	11,58
CaO	11,51	11,63	11,55	10,82	11,84	11,77	12,02	13,15	15,58	11,40	11,23	10,93	11,01	10,87	10,94	11,02
Na2O	2,15	2,18	1,91	1,96	2,21	2,18	0,49	0,55	0,44	1,48	1,66	2,13	2,21	2,20	1,88	2,12
K2O	0,28	0,53	0,50	0,41	0,48	0,52	0,06	0,03	-	0,12	0,24	0,42	0,43	0,41	0,38	0,37
TiO2	1,99	2,28	2,17	6,27	2,18	2,05	0,29	0,39	0,29	1,07	1,07	1,42	1,70	1,75	1,43	1,53
MnO	0,14	0,13	0,20	0,18	0,19	0,19	0,11	0,42	0,29	0,34	0,16	0,25	0,23	0,22	0,22	0,30
Cr2O3	0,16	0,26	0,03	0,20	0,13	0,05	0,08	-	-	-	0,06	0,05	0,01	-	0,02	0,03
NiO	-	0,08	-	-	-	0,05	-	-	0,09	-	0,10	-	-	-	-	-
Total	98,39	98,20	98,17	99,66	98,03	98,66	97,95	97,35	97,16	96,49	96,87	99,10	98,60	98,33	98,29	98,98
Si	6,515	6,382	6,557	6,030	6,389	6,469	7,641	6,989	6,983	6,862	6,729	6,587	6,534	6,521	6,699	6,696
Al4	1,485	1,618	1,443	1,899	1,611	1,531	0,359	1,011	1,017	1,138	1,271	1,413	1,466	1,479	1,301	1,304
Al6	0,563	0,595	0,535	-	0,599	0,558	0,140	0,011	0,154	0,269	0,252	0,402	0,454	0,411	0,471	0,359
Ti	0,215	0,248	0,234	0,678	0,237	0,222	0,030	0,043	0,033	-	0,118	0,155	0,187	0,193	0,156	0,166
Fe3	0,271	0,153	0,254	0,707	0,144	0,172	0,419	0,639	-	0,606	0,708	0,622	0,473	0,561	0,519	0,490
Cr	0,018	0,030	0,003	0,023	0,015	0,006	0,009	-	-	-	0,007	0,006	0,001	-	0,002	0,003
Mg	2,727	2,697	2,854	2,594	2,810	2,777	3,798	3,082	2,928	2,819	2,773	2,337	2,247	2,268	2,483	2,498
Ni	-	0,009	-	-	-	-	-	-	0,011	-	0,012	-	-	-	-	0,006
Fe2	1,189	1,260	1,095	1,048	1,172	1,242	0,590	1,174	1,849	1,146	1,123	1,448	1,610	1,539	1,343	1,446
Mn	0,017	0,016	0,024	0,022	0,023	0,023	0,013	0,052	0,037	0,042	0,020	0,031	0,029	0,027	0,027	0,037
Ca	1,775	1,807	1,779	1,668	1,836	1,817	1,793	2,057	2,520	1,792	1,764	1,698	1,728	1,709	1,699	1,709
Na	0,600	0,613	0,532	0,547	0,620	0,609	0,132	0,156	0,129	0,421	0,472	0,599	0,628	0,626	0,528	0,620
K	0,051	0,098	0,092	0,075	0,089	0,096	0,011	0,006	-	0,022	0,045	0,078	0,080	0,077	0,070	0,068
NaM4	0,224	0,193	0,221	0,332	0,164	0,183	0,132	-	-	0,208	0,236	0,301	0,272	0,291	0,301	0,291
Ca+Na+K	2,426	2,518	2,404	2,290	2,545	2,522	1,936	2,219	2,649	2,235	2,378	2,376	2,436	2,412	2,297	2,397
[Mg]	0,86	0,66	0,68	0,60	0,68	0,66	0,79	0,63	0,61	0,62	0,57	0,53	0,52	0,52	0,57	0,53

Tableau 4 B (suite 6) - Amphiboles - Chamrousse

n° échant.	289-2			289-3			
	Hn brunes Ab claires			Ab claires			
n° anal.	21	8	9	32	46	48*	49*
SiO2	43,88	52,14	51,64	45,01	43,67	43,59	44,03
Al2O3	13,90	6,62	5,93	13,72	16,05	16,00	16,65
FeO	8,46	5,65	6,58	6,30	6,13	5,68	5,97
MgO	14,07	12,28	18,70	16,89	15,59	16,47	16,10
CaO	12,05	11,85	11,86	11,74	12,29	12,35	12,07
Na2O	2,31	0,97	0,79	2,55	2,89	2,92	2,71
K2O	0,16	0,07	0,07	0,13	0,16	0,12	0,07
TiO2	1,35	0,72	0,39	0,49	0,39	0,21	0,06
MnO	0,18	0,20	0,10	0,15	0,11	0,17	0,15
Cr2O3	0,09	0,11	0,17	0,14	0,14	0,06	0,02
NiO	0,02	0,09	0,03	0,10	0,04	0,04	0,05
Total	98,51	99,86	98,39	99,33	99,56	99,71	97,89
Si	6,370	8,092	7,256	6,344	6,208	6,153	6,167
Al4	1,630	-	0,744	1,656	1,792	1,847	1,833
Al6	0,749	1,211	0,238	0,623	0,897	0,815	0,915
Ti	0,147	0,084	0,041	0,052	0,042	0,022	0,016
Fe3	0,143	-	0,599	0,624	0,511	0,415	0,503
Cr	0,010	0,013	0,019	0,016	0,016	0,007	0,002
Mg	3,045	2,841	3,917	3,548	3,303	3,465	3,361
Ni	0,002	0,011	0,003	0,011	0,005	0,005	0,006
Fe2	0,884	0,733	0,175	0,119	0,511	0,255	0,196
Mn	0,022	0,026	0,012	0,018	0,013	0,020	0,007
Ca	1,874	1,970	1,786	1,773	1,872	1,868	1,811
Na	0,650	0,292	0,215	0,698	0,797	0,799	0,736
K	0,030	0,014	0,013	0,023	0,029	0,022	0,013
NaM4	0,126	0,030	0,214	0,227	0,128	0,132	0,188
Ca+Na+K	2,550	2,276	2,014	2,493	2,698	2,688	2,560
[Mg]	0,78	0,80	0,96	0,97	0,87	0,93	0,95

* coronites Plg/Ol

Tableau 4C - Plagioclases - Chamrousse.

n° échant.	53-1		289-3			189-11				205-10						
	Plg2		Plg2			Plg1			Plg2	Plg1					Plg2	
n° anal.	17	18	39	51	50	32	33	38	34	80	52	53	58	59	62	63
SiO2	67,65	65,85	66,19	65,73	66,39	52,88	52,63	51,26	52,13	53,84	52,71	52,31	53,79	53,71	66,69	64,73
Al2O3	20,76	20,51	21,75	21,55	20,98	30,64	30,38	29,51	30,85	29,92	29,57	29,72	30,07	30,37	21,26	22,01
FeO	0,12	0,44	0,10	0,09	0,04	0,04	0,08	1,65	0,16	0,08	0,06	0,05	-	-	0,17	0,25
MgO	0,18	1,41	-	-	0,02	0,01	0,01	0,06	-	-	-	0,02	-	-	0,03	0,01
CaO	0,81	1,12	1,64	1,70	1,42	12,47	12,24	12,02	13,29	12,15	11,80	11,80	11,49	11,95	1,60	1,93
Na2O	10,46	10,11	10,52	10,45	9,65	4,07	4,37	4,30	3,92	4,78	4,55	4,63	4,54	4,59	10,41	10,59
K2O	0,08	0,08	0,18	0,11	-	0,02	-	0,06	0,04	0,03	0,03	0,14	-	0,04	0,12	0,07
TiO2	0,03	0,04	-	0,01	0,03	-	0,01	0,03	-	0,03	-	0,03	-	0,01	0,03	0,01
MnO	0,03	0,05	-	0,08	-	-	0,07	0,05	-	0,01	0,01	0,05	0,02	-	0,04	0,06
Total*	100,13	99,74	100,42	99,71	98,58	100,20	99,83	99,00	100,40	100,81	98,77	98,75	99,90	100,74	100,42	99,66
Si	2,949	2,899	2,893	2,893	2,936	2,385	2,385	2,335	2,356	2,416	2,412	2,397	2,425	2,407	2,913	2,860
Al	1,066	1,064	1,121	1,118	1,094	1,628	1,623	1,584	1,643	1,580	1,594	1,605	1,597	1,604	1,094	1,146
Fe2+	0,004	0,016	0,004	0,003	0,001	0,002	0,003	0,063	0,006	0,003	0,003	0,002	-	-	0,006	0,009
Mg	0,012	0,093	-	-	0,001	0,001	0,001	0,004	-	0,005	-	0,001	-	-	0,002	0,001
Na	0,885	0,863	0,891	0,892	0,828	0,356	0,384	0,380	0,344	0,415	0,404	0,412	0,396	0,399	0,881	0,907
Ca	0,038	0,053	0,077	0,080	0,067	0,603	0,594	0,586	0,644	0,582	0,579	0,579	0,555	0,574	0,075	0,091
K	0,004	0,004	0,010	0,006	-	0,001	0,001	0,003	0,002	-	0,002	0,001	-	0,002	0,007	0,04
Ab	95,5	93,8	91,1	91,2	92,5	37,1	39,2	39,2	34,7	41,6	41,0	41,2	41,7	40,9	91,6	90,5
An%	4,1	5,7	7,8	8,2	7,5	62,8	60,6	60,5	65,0	58,4	58,8	58,0	58,3	58,9	7,8	9,1
Or	0,4	0,5	1,1	0,6	0,0	0,1	0,2	0,3	0,3	0,0	0,2	0,8	0,0	0,2	0,6	0,4

* incluant des éléments non cités, en faibles quantités.

Tableau 4 C (suite 1) - Plagioclases - Chamrousse

n° échant.	124-1						128-4				169-1			
	Plg1					Plg2	Plg1				Plg1			
n° anal.	39	1	4	6	11	12	20	21	28	30	34	35	50	63
SiO2	54,16	54,70	54,18	53,78	53,61	53,42	53,78	53,72	53,10	53,85	50,97	50,93	50,84	47,98
Al2O3	29,74	30,56	29,83	29,80	30,35	30,07	30,03	29,88	29,72	30,05	32,08	32,21	33,33	32,44
FeO	0,10	0,05	0,07	0,07	0,08	0,23	-	0,13	0,22	0,09	-	0,03	0,05	0,43
MgO	-	-	0,02	-	0,01	0,03	-	-	0,01	-	-	-	0,01	0,56
CaO	11,99	10,54	12,39	11,99	12,04	12,16	12,14	12,05	12,18	11,71	14,59	14,58	13,70	16,57
Na2O	4,84	4,85	4,66	4,44	4,66	4,67	4,58	4,51	4,68	4,55	3,27	3,24	2,98	2,49
K2O	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,08	-	0,03	-	0,03
TiO2	-	0,02	0,12	0,01	-	0,02	-	-	0,05	0,03	-	-	0,02	0,03
MnO	0,01	-	-	0,01	0,06	-	-	-	-	0,08	0,01	0,01	0,03	0,01
Total*	100,89	100,74	101,32	100,21	100,87	100,66	100,54	100,43	99,98	100,51	100,94	101,06	101,04	100,66
Si	2,427	2,438	2,419	2,423	2,403	2,403	2,416	2,417	2,405	2,419	2,296	2,295	2,280	2,195
Al	1,570	1,605	1,569	1,582	1,603	1,594	1,590	1,585	1,587	1,591	1,703	1,709	1,762	1,749
Fe2+	0,003	0,018	0,026	0,026	0,031	0,087	-	0,049	0,085	0,036	0,003	-	0,019	0,166
Mg	0,005	-	0,001	-	0,009	0,017	-	-	0,006	-	0,005	0,005	-	0,038
Na	0,420	0,419	0,404	0,388	0,405	0,407	0,399	0,394	0,411	0,397	0,284	0,282	0,260	0,221
Ca	0,574	0,503	0,593	0,579	0,578	0,586	0,584	0,581	0,591	0,564	0,704	0,702	0,658	0,812
K	-	0,012	0,019	0,010	0,005	0,010	0,008	0,019	0,011	0,046	-	-	-	0,020
Ab	42,3	45,4	40,4	40,1	41,2	40,9	40,5	40,3	41,0	41,1	28,7	28,7	28,3	21,3
An %	57,7	54,5	59,4	59,8	58,8	59,0	59,4	54,5	58,9	58,4	71,3	71,3	71,7	78,5
Or	-	0,1	0,2	0,1	-	0,1	0,1	0,2	0,1	0,5	-	-	-	0,2

* id. précéd.

Tableau 4C (suite 2) - Plagioclases - Chamrousse

n° échant.	207-2							129-2		
	Plg1		Plg2					Plg1		
n° anal.	29	34	17	18	19	20	21	14	47	48
SiO2	55,65	55,24	56,19	55,47	56,11	55,54	55,65	59,20	55,74	58,02
Al2O3	28,49	28,21	29,52	29,30	29,07	29,42	28,49	27,01	27,63	26,65
FeO	0,11	0,09	0,15	0,15	0,09	0,09	0,11	0,05	0,40	0,13
MgO	0,02	-	0,01	-	0,01	0,01	0,02	-	0,09	0,03
CaO	10,17	10,00	9,92	11,25	10,45	10,72	10,17	8,21	7,71	7,41
Na2O	5,65	5,50	5,31	5,32	5,24	5,28	5,65	6,84	6,70	7,30
K2O	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	-	0,07	0,04	0,59	0,13
TiO2	0,02	0,01	0,04	-	-	-	0,02	-	0,01	0,01
MnO	0,01	-	0,07	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Total*	100,31	99,16	101,30	101,58	101,03	101,08	100,31	101,36	98,95	99,70
Si	2,496	2,502	2,488	2,463	2,494	2,471	2,462	2,608	2,533	2,601
Al	1,506	1,506	1,541	1,534	1,522	1,543	1,547	1,401	1,480	1,408
Fe2+	0,004	0,003	0,005	0,006	0,004	0,003	0,002	-	0,015	0,005
Mg	0,001	-	0,001	-	0,001	0,001	-	0,003	0,006	0,002
Na	0,491	0,483	0,456	0,458	0,451	0,456	0,470	0,583	0,590	0,635
Ca	0,489	0,485	0,471	0,536	0,498	0,511	0,497	0,387	0,375	0,356
K	0,004	0,004	0,004	0,003	0,002	-	0,007	-	0,034	0,007
Ab	49,9	49,7	49,0	46,0	47,4	47,1	48,3	60,1	59,1	63,6
An %	49,7	49,9	50,6	53,8	52,3	52,9	51,0	39,9	37,6	35,7
Or	0,4	0,4	0,4	0,2	0,3	-	0,7	-	0,3	0,7

* id précéd.

Tableau 4D, Chromite-Chamrousse in Legendre, 1982 et Fischer, 1984

TiO2	0,38
Al2O3	20,22
Cr2O3	46,22
Fe2O3	4,53
FeO	15,74
MnO	0,11
MgO	12,88
NiO	0,03
Total	100,11
Ti	0,072
Al	5,920
Cr	9,081
Fe3+	0,846
Fe2+	3,272
Mn	0,024
Mg	4,771
Ni	0,006
Total	23,99
[Mg] (1)	59,3
[Cr] (2)	60,0

(1) [Mg] = 100 Mg/(Mg+Fe2+)
(2) [Cr] = 100 Cr/(Al+Cr)

Tableau 5 - Amphiboles - analyses XRF

Formation	Chamrousse - Séchilienne				Livet			L. du Taillefer	
nº échant	189-6	177-1	204-7	167-1	237-3	222-7	280-14	181-2	182-3
SiO_2	44,76	43,87	46,48	43,60	46,45	43,87	42,64	42,29	41,58
Al_2O_3	8,84	11,27	10,14	11,47	9,68	11,56	12,31	14,37	15,71
FeO	14,48	17,98	14,96	14,97	17,23	19,28	14,18	18,05	18,14
MgO	16,19	12,20	12,75	14,47	13,18	11,30	15,86	7,75	9,74
CaO	10,95	11,27	11,95	10,57	10,48	10,98	10,88	11,36	7,60
Na_2O	0,86	0,55	-	1,39	1,39	1,18	1,60	-	-
K_2O	0,25	0,37	0,30	0,20	0,13	0,57	0,28	0,44	0,81
TiO_2	1,76	2,29	1,08	1,38	0,98	1,33	1,27	2,79	1,36
MnO	0,25	0,28	0,28	0,25	0,45	0,39	0,16	0,39	0,27
Cr_2O_3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P_2O_5	0,11	0,03	-	0,08	0,10	0,05	0,01	-	-
PF	1,36	0,57	0,62	1,43	0,80	0,88	1,60	1,75	4,14
Total	99,81	100,68	98,56	99,81	100,86	101,39	100,79	99,19	99,35
Si_4 (1)	6,343	6,279	6,733	6,215	6,595	6,324	5,989	6,335	6,038
Al^6	1,476	1,721	1,267	1,785	1,405	1,676	2,011	1,665	1,961
Al^6	-	0,180	0,464	0,142	0,215	0,288	0,027	0,871	0,727
Ti_3	0,187	0,246	0,118	0,148	0,100	0,144	0,134	0,314	0,148
Fe^3	1,544	1,371	0,803	1,606	1,298	1,273	1,499	0,436	1,983
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	3,419	2,603	2,753	3,074	2,789	2,428	3,321	1,730	2,108
Ni_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^2	-	0,565	0,828	-	0,544	0,819	-	1,599	-
Mn	0,030	0,034	0,034	0,030	0,054	0,047	0,019	0,049	0,033
Ca	1,662	1,728	1,855	1,614	1,594	1,696	1,637	1,823	1,183
Na	0,236	0,153	-	0,384	0,383	0,330	0,436	-	-
K	0,045	0,068	0,055	0,036	0,054	0,105	0,050	0,084	0,150
NaM4	0,236	0,152	-	0,384	0,383	0,304	0,363	-	-
Ca+Na+K	1,943	1,949	1,910	2,034	2,031	2,131	2,123	1,907	1,333
[Mg] (2)	0,69	0,57	0,81	0,84	0,60	0,54	0,69	0,46	0,52

(1) sur la base de 24 (O,OH)

(2) $[\ Mg\ ] = Mg/Mg + Fe^2 + Mn$

Tableaux 6A à 6F - Compositions chimiques des métamagmatites du complexe plutonique de Chamrousse et de la formation de Séchilienne.

Localisation : **CUMUB** = Zone des cumulats ultramafiques : Aa
CBLAS = Complexe blastomylonitique : Ab
CUMBAS = Zone inférieure des cumulats gabbroïques
CUMMED = Zone moyenne des cumulats gabbroïques : Ac
CUMTOP = Zone supérieure des cumulats gabbroïques
TRANS = Zone de transition : B
SECH = Formation de Séchilienne : C

MI : $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ Normalisation $Fe^{3+} = 0,15\ Fe^{2+}$

MG : $Mg/Mg + Fe^{2+}$

Origine des analyses : a, a_1, b, c, d, cf. annexe 3.

Tableau 6A : Serpentinites - Chamrousse

	143-1	211-10	200-11	211-5	202-1	211-8	208-12	200-5	211-4	200-6	208-4	208-11	200-4	207-6	90-1	211-9	208-5	202-28
TYP	SERP1	SERP1	SERP1	SERP1	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2	SERP2
LOC	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB	CUMUB
SIO2	40.51	35.71	38.57	39.75	45.83	34.71	42.05	40.50	40.90	39.35	40.40	42.70	44.85	38.66	38.45	35.40	36.95	43.45
AL203	1.23	13.50	13.24	12.40	3.48	1.78	3.53	1.86	2.60	2.31	2.30	2.45	4.35	2.45	0.51	4.06	2.84	6.84
FE203	5.71	0.94	1.46	1.61	8.55	14.73	3.24	4.33	4.85	5.77	4.61	5.48	4.64	5.83	9.77	8.04	7.39	6.35
FEO	2.29	5.97	7.36	7.28	3.77	6.87	2.92	3.21	3.26	2.82	4.10	3.85	3.77	4.69	1.95	3.67	4.82	4.38
MGO	36.26	28.77	24.00	23.80	26.12	30.16	34.20	35.30	34.70	34.25	34.55	31.55	28.10	34.23	36.16	33.60	33.25	27.40
CAO	0.31	2.48	4.08	5.77	3.22	0.33	1.27	0.48	1.00	0.68	0.74	2.40	5.70	0.20	0.14	0.28	0.08	2.06
NA20	1.10	0.27	0.83	0.62	0.08	0.03	0.24	0.06	0.03	0.08	0.09	0.14	0.48	0.05	0.04	0.01	0.06	0.19
K20	0.20	0.07	0.30	0.09	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.05	0.04	0.09	0.04	0.03	0.01	0.01	0.03
TI02	0.06	0.52	0.80	0.91	0.17	0.18	0.12	0.05	0.12	0.05	0.08	0.09	0.22	0.10	0.17	0.15	0.14	0.44
P205	0.03	0.05	0.07	0.10	0.03	0.01	0.04	0.08	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01	0.04	0.01	0.07
MNO	0.09	0.13	0.21	0.25	0.08	0.11	0.13	0.13	0.14	0.13	0.10	0.10	0.08	0.11	0.09	0.22	0.14	0.10
PF	11.53	10.81	8.45	7.52	7.69	10.59	11.31	12.40	11.38	12.56	12.01	10.21	6.70	12.66	11.75	12.52	12.15	7.80
TOTAL	99.32	99.22	99.37	100.10	99.04	99.51	99.06	98.41	99.01	98.02	99.05	99.03	99.01	99.06	99.07	98.00	97.84	99.11
ZR		23	61	73		15			14			16	15			16		
NB		3.0	3.0	3.1		3.0			2.0			3.7	0.4			2.0		
Y		5	15	26		8			7			5	0			4		
NI		398	274	253		1400			1635			2300	2320			1386		
CR		505	465	450		2060			1600			910	1129			3000		
RB		8	13	2		2			2			5	6			1		
SR		0	81	10		8			9			23	26			8		
CU																		
V																		
BA													1					
CO																		
MI	0.17	0.19	0.27	0.27	0.31	0.40	0.15	0.17	0.18	0.19	0.19	0.22	0.22	0.22	0.23	0.25	0.26	0.27
MG	0.91	0.90	0.85	0.85	0.82	0.75	0.92	0.91	0.90	0.90	0.90	0.88	0.88	0.88	0.87	0.86	0.86	0.85

Serp1 = S1

Serp2 = S2

/ Dunites et wehrlites (méta.)

Tableau 6B : Pyroxénolites et hornblendites - Chamrousse

	211-2	200-8	207-4	198-2 a_1	211-11	51-1	203-1	200-10	277-1	114-2	114-5
TYP	PYR2	PYR2	PYR2	PYR2	PYR2	PYR2	PYR1A	PYR1A	PYR1A	PYR1A	PYR1A
LOC	CUMUB	CUMUB	CBLAS	CBLAS	CUMUB	CBLAS	CBLAS	CUMUB	CUMBAS	CBLAS	CBLAS
SIO2	49.00	48.80	51.32	50.20	51.77	49.14	44.50	46.61	46.49	45.45	42.48
AL203	3.60	6.40	6.08	6.60	2.54	5.93	10.15	15.21	14.90	13.26	15.55
FE203	2.04	1.54	0.52	2.03	2.23	2.04	1.15	1.18	1.88	3.14	2.59
FEO	3.46	3.33	4.33	5.03	6.97	7.05	7.85	7.15	5.72	7.28	9.39
MGO	25.20	21.90	18.40	18.22	22.40	17.48	21.59	13.73	11.97	12.79	13.01
CAO	9.88	11.46	15.80	11.86	8.80	14.38	8.24	7.10	9.28	11.68	9.68
NA2O	0.13	0.98	0.66	0.93	0.13	0.56	0.49	2.15	2.13	1.98	1.90
K2O	0.00	0.10	0.04	0.15	0.01	0.08	0.05	1.36	1.70	0.52	0.79
TIO2	0.30	0.36	0.29	0.49	0.31	0.38	0.41	0.30	0.66	0.83	0.91
P2O5	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.19	0.02	0.01	0.02	0.03
MNO	0.09	0.11	0.12	0.16	0.07	0.15	0.17	0.15	0.12	0.18	0.19
PF	5.71	2.76	1.43	2.47	3.83	2.46	5.64	4.47	4.49	1.97	3.23
TOTAL	99.42	97.76	99.01	98.16	99.08	99.65	100.43	99.43	99.35	99.10	99.75
ZR	24	10	16	9	21		19	10	18	11	15
NB	3.0	2.6	2.0	2.2	5.0		2.7	3.0	2.4	2.1	3.4
Y	11	11	3	6	8		10	9	3	29	21
NI	583			421			569		400		112
CR	455			1626			1290		380		390
RB	2	1	8	7	1		1	47	100	13	18
SR	30	44	0	97	14		15	119	221	201	121
CU				541							
V				193							
BA				30							
CO				103							
MI	0.17	0.18	0.21	0.27	0.29	0.34	0.29	0.37	0.38	0.44	0.47
MG	0.91	0.90	0.89	0.84	0.84	0.80	0.83	0.77	0.77	0.72	0.69

Pyr2 = P2 Cumulats pyroxéniques (méta.)

Pyr1A = P1A " " à plagioclase (méta.)

Tableau 6B (suite 1) : Pyroxénolites et hornblendites - Chamrousse

	111-3	205-20	189-12 a1	205-26	150-1	206-6	213-6	208-3	112-1	213-5	183	110-2	192-4	213-4 a1	203-3	151-1	155-1	198-4
TYP	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B	PYR1B
LOC	CUMBAS	CUMMED	CUMTOP	CUMBAS	CBLAS	CUMMED	CBLAS	CUMUB	CUMBAS	CBLAS	CUMBAS	CUMBAS	CUMTOP	CBLAS	CUMBAS	CUMBAS	CBLAS	CBLAS
SIO2	49.28	44.18	45.85	45.37	48.71	40.30	42.70	43.12	43.50	42.60	43.29	47.98	43.10	41.00	48.30	45.47	49.81	43.07
AL203	13.26	11.48	11.40	8.30	13.80	12.08	15.60	9.30	9.97	14.90	15.09	12.32	12.40	15.30	14.40	15.87	16.30	14.10
FE203	1.62	1.99	1.98	1.08	1.81	1.28	2.50	2.39	2.91	3.12	3.24	3.48	1.80	3.80	1.53	3.25	3.00	3.28
FEO	4.33	7.13	7.33	9.59	6.03	7.59	6.80	9.74	9.36	7.54	7.87	7.33	10.33	7.00	8.56	8.44	6.15	10.85
MGO	14.77	18.91	16.58	19.00	13.48	14.43	14.55	18.86	16.67	14.10	11.55	11.15	12.70	10.80	9.64	9.13	7.05	10.45
CAO	8.44	9.00	10.36	8.38	8.14	13.18	10.24	7.50	9.98	9.52	9.76	9.20	9.65	11.93	8.68	7.15	8.75	7.76
NA2O	2.39	1.32	1.62	0.54	3.06	1.53	2.11	1.74	1.87	2.10	2.68	3.30	2.47	1.38	2.71	2.78	3.66	1.56
K2O	1.46	0.12	0.30	0.10	0.18	0.14	0.72	0.18	0.13	0.86	0.40	0.40	0.36	1.32	0.80	1.38	0.72	1.05
TIO2	0.35	0.69	0.58	0.78	0.91	1.22	1.28	1.50	1.73	1.26	3.05	1.10	2.57	1.16	1.27	1.71	1.13	2.40
P2O5	0.04	0.08	0.27	0.21	0.13	0.13	0.03	0.02	0.03	0.03	0.06	0.10	0.45	0.35	0.01	0.16	0.14	0.27
MNO	0.10	0.15	0.20	0.33	0.13	0.18	0.12	0.36	0.16	0.13	0.14	0.19	0.17	0.17	0.16	0.20	0.16	0.26
PF	3.03	3.97	2.65	5.37	3.11	7.63	2.40	4.40	2.78	2.87	2.65	3.33	3.09	4.83	3.08	4.06	2.30	4.06
TOTAL	99.07	99.02	99.12	99.05	99.49	99.69	99.05	99.11	99.09	99.03	99.78	99.88	99.09	99.04	99.14	99.60	99.17	99.11
ZR	33	54	64	31	174	59	42	161	34	38	35	39	181	56	18	11	86	31
NB	3.0	3.0	2.4	4.0	7.9	7.0	4.0	20.0	5.0	3.0	4.5	4.0	25.5	6.0	9.7	5.8	5.7	4.8
Y	11	14	11	20	28	21	13	377	26	17	25	37	20	22	19	16	14	28
NI	195	497	500	97			300	514	288					402				
CR	1050	1270	1396	175			210	406	410					306				
RB	42	2	10	0	18	9	22	2	2	29	11	7	5	42	28	49	20	24
SR	115	55	135	0	249	66	202	16	123	139	238	126	365	379	211	414	311	76
CU			10											173				
V			187											309				
BA			51											262	403		150	
CO			78											84				
MI	0.28	0.32	0.35	0.36	0.36	0.38	0.38	0.39	0.42	0.42	0.48	0.48	0.48	0.49	0.51	0.55	0.56	0.57
MG	0.84	0.81	0.79	0.79	0.78	0.77	0.77	0.76	0.74	0.74	0.69	0.69	0.69	0.68	0.67	0.62	0.62	0.61

Pyr1B = P1b - Pyroxénites (méta.) et hornblendites

Tableau 6C : Cumulats gabbroïques – Chamrousse

	53-1	135-2	205-11	86-1	10-3	207-8	207-12	86-2	203-2 a_1	211-15	211-16	131-1	278-1	15-2	213-3	15-3	189-9	205-25	205-24	205-10	206-3	192-6	118-1 a_1	191-2 a_1	192-1	205-12
TYP	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM
LOC	CUMBAS	?	CUMTOP	CUMBAS	CUMTOP	CUMBAS	CUMBAS	CUMBAS	CUMBAS	CUMBAS	CUMBAS	TRANS	CUMBAS	CUMTOP	CUMBAS	CUMTOP	CUMTOP	CBLAS	CUMMED	CUMTOP	CUMMED	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP
SIO2	48.72	48.57	47.92	48.50	48.14	48.44	45.42	48.93	50.55	47.56	50.50	48.84	49.30	50.30	51.03	48.60	49.64	49.77	48.95	48.54	48.09	48.35	49.90	49.40	48.21	49.78
AL203	16.42	17.04	18.15	19.75	16.98	17.19	18.63	19.76	20.25	19.10	16.80	14.52	17.10	16.55	14.41	20.75	17.72	14.10	12.45	15.08	20.32	16.00	18.47	26.10	21.20	13.68
FE203	0.99	1.84	0.89	1.25	5.28	0.62	0.86	1.59	1.50	0.91	1.49	1.55	1.04	0.82	0.00	1.22	0.81	0.47	0.85	0.82	0.96	1.00	1.32	0.49	0.98	1.55
FEO	4.27	2.77	3.67	3.44	0.39	5.60	4.64	3.28	2.96	4.92	4.85	6.41	4.41	3.87	6.76	3.21	5.03	7.18	6.44	6.77	4.95	5.67	4.85	2.17	4.28	6.03
MGO	12.53	10.66	10.46	10.12	10.62	12.70	11.06	9.08	8.28	10.57	10.94	13.61	9.11	7.75	11.09	6.85	8.85	11.56	10.75	11.05	8.52	9.27	8.45	3.65	7.10	10.21
CAO	7.41	10.66	9.65	7.49	12.65	4.50	8.72	7.78	4.31	6.97	7.20	7.21	11.92	10.46	13.12	10.60	11.66	9.03	13.49	10.84	5.39	10.98	8.24	8.11	9.82	12.76
NA20	2.30	2.41	2.72	1.78	2.38	2.14	1.98	1.80	4.33	2.24	2.53	2.48	2.48	2.18	1.90	2.52	2.55	2.28	1.86	2.15	3.29	2.30	3.26	3.41	2.78	2.00
K20	2.70	1.48	1.42	3.67	1.26	2.84	2.68	3.20	1.95	2.07	1.62	0.80	0.69	1.99	0.90	2.01	0.78	1.00	0.82	0.64	1.75	1.10	2.48	2.45	1.44	0.56
TI02	0.44	0.27	0.20	0.37	0.38	0.23	0.33	0.41	0.17	0.52	0.42	0.40	0.49	0.33	0.53	0.57	0.38	0.61	0.85	0.61	0.21	0.52	0.36	0.18	0.35	0.65
P205	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.07	0.03	0.01	0.01	0.05	0.04	0.03	0.04	0.01	0.08	0.03
MNO	0.11	0.07	0.10	0.09	0.09	0.13	0.12	0.08	0.10	0.09	0.13	0.14	0.12	0.09	0.13	0.07	0.12	0.19	0.22	0.15	0.13	0.12	0.11	0.07	0.09	0.15
PF	3.59	3.31	3.83	2.83	1.17	4.61	4.66	3.14	4.63	4.11	2.60	3.07	2.35	2.26	0.00	2.59	1.66	2.92	2.36	2.38	5.53	3.77	1.54	3.64	2.78	1.82
TOTAL	99.49	99.10	99.04	99.29	99.46	99.04	99.11	99.05	99.05	99.10	99.11	99.05	99.04	98.63	99.90	99.06	99.23	99.12	99.05	99.08	99.18	99.11	99.02	99.68	99.11	99.22
ZR			17	23	20				8		20		19	31	21	38	20	26	33	31	22	14	20	10		21
NB			2.0	4.0	2.0				1.4		5.7		3.2	3.0	2.0	3.8	2.0	3.0	3.0	3.0	5.0	2.9	2.4	1.5		0.3
Y			2	9	7				0		11		12	5	7	3	10	12	20	7	8	3	0	0		8
NI				127					65				536			590		73	107	78	111	180	126	103		
CR				550					247				40			410		713	1270	1330	340	450	624	73		
RB			70	112	48				39		49		17	80	27	88	29	64	39	26	70	45	54	107		25
SR			286	204	240				294		341		266	265	221	318	251	268	156	194	242	243	173	437		241
CU									10														82	84		
V									124														165	62		
BA									332							172						127	180	349		36
CO									27														32	22		
MI	0.29	0.29	0.30	0.31	0.33	0.33	0.33	0.34	0.34	0.35	0.36	0.36	0.37	0.37	0.38	0.39	0.39	0.40	0.40	0.40	0.41	0.41	0.42	0.42	0.42	0.42
MG	0.83	0.83	0.83	0.82	0.81	0.81	0.81	0.80	0.80	0.79	0.78	0.78	0.78	0.78	0.77	0.77	0.76	0.76	0.75	0.75	0.75	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74

TABLEAU 6C (suite 1) : Cumulats gabbroïques – Chamrousse

	189-10	205-21	189-3	13-2	211-13	189-5	130-2	189-11	11-3	189-4	189-1	169-9	205-9	192-7	190-3	199-6	169-7	205-15	205-5	124-1 a_1	205-27	145-3	205-23 a_1	198-5	141-3	190-2 a_1	205-16	169-1 a_1
TYP	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM	GABCUM
LOC	CUMTOP	CUMMED	CUMTOP	CUMTOP	CHLAS	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMMED	CUMTOP	CUMMED	CUMTOP	CUMTOP	CHLAS	THANS	CUMMED	CHLAS	CUMVAS	CUMTOP	CUMMED	CUMTOP
SIO2	47.19	50.98	47.89	44.05	49.40	49.42	50.25	46.23	47.35	47.90	49.20	44.95	48.22	45.62	47.89	47.55	45.58	52.08	49.44	47.84	48.49	49.49	49.70	41.25	47.06	46.17	50.08	50.40
AL2O3	16.43	18.25	18.52	20.40	16.00	15.50	19.58	14.66	19.45	19.96	17.06	17.60	16.26	16.80	16.49	17.71	21.16	18.98	17.24	15.63	13.25	15.88	17.17	17.55	14.60	16.26	18.94	14.10
FE2O3	1.29	0.85	0.79	1.27	1.38	1.26	1.09	2.19	0.91	0.87	1.07	1.43	1.15	1.58	1.80	0.79	1.91	0.57	1.32	2.25	1.77	2.36	1.00	3.32	3.47	0.00	1.17	2.79
FEO	7.39	4.92	6.21	6.80	6.41	6.44	5.28	7.54	6.16	6.28	6.54	8.67	6.95	8.46	7.36	7.85	6.80	5.99	6.74	7.90	8.85	6.97	9.00	10.13	7.77	11.71	8.44	10.18
MNO	11.67	7.59	9.13	10.41	9.80	9.61	7.80	11.77	8.45	8.50	8.95	11.77	9.42	11.65	9.95	9.38	9.17	6.80	8.26	10.25	10.77	8.89	9.11	11.17	8.77	7.16	5.38	5.58
CAO	8.89	8.30	11.26	7.37	8.72	10.53	6.98	10.76	10.84	10.16	9.49	9.31	10.08	8.47	9.37	8.64	9.89	7.25	10.02	8.06	9.39	9.00	6.87	5.69	9.25	9.25	6.89	7.26
NA2O	2.38	2.81	2.33	2.09	2.80	2.60	3.10	1.55	2.45	2.67	2.80	1.81	2.12	2.47	2.26	2.48	2.32	3.72	2.77	2.22	2.02	2.13	2.75	2.28	2.46	2.72	3.72	2.99
K2O	0.60	1.86	0.22	1.74	1.12	0.62	2.12	0.23	0.90	0.65	0.82	0.28	1.18	0.74	1.18	0.76	0.50	0.70	0.75	1.60	1.18	1.42	0.47	1.47	1.36	0.74	0.28	1.00
TIO2	0.19	0.57	0.38	0.19	0.82	0.61	0.29	0.39	0.75	0.28	0.48	1.18	1.33	0.33	0.57	0.82	0.61	0.52	0.51	0.74	0.91	0.66	0.45	1.20	1.22	5.56	2.81	2.44
P2O5	0.05	0.02	0.01	0.01	0.02	0.08	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.03	0.03	0.48
MNO	0.14	0.16	0.11	0.12	0.16	0.15	0.11	0.12	0.11	0.13	0.14	0.15	0.14	0.14	0.18	0.14	0.12	0.13	0.14	0.18	0.19	0.16	0.26	0.18	0.21	0.20	0.17	0.29
PF	2.81	2.94	2.95	4.78	2.40	2.58	2,26	3.70	2.13	1.76	2.95	2.67	2.22	2.84	2.31	3.82	1.93	2.23	1.82	2.43	3.05	2.10	4.53	4.98	2.48	0.00	2.92	2.29
TOTAL	99.03	99.25	99.80	99.23	99.03	99.40	98.89	99.16	99.51	99.19	99.53	99.03	99.10	99.12	99.38	99.96	100.02	99.03	99.04	99.12	99.88	99.07	99.34	99.73	98.89	99.80	100.63	99.80
ZR	14	20	17	14	24			19	27	20	17	30	33	12	18		8	14	17	15	8	13	0	32	25	16	14	5
NB	3.0	1.7	2.0	3.0	3.0			2.0	3.0	3.0	1.1	3.0	4.0	0.5	3.0		3.0	2.0	2.1	0.9	2.5	1.7	2.2	5.0	1.2	6.0	2.4	1.3
V	5	1	10	5	7			8	10	5	4	11	14	0	9		7	0	3	4	16	0	0	24	22	4	0	0
NI			109		95								109	317						123	363		269			136		168
CR			498		314								520	390						202	295		200			179		70
MN	19	102	5	81	37			9	30	28	41	9	35	27	52		16	27	28	39	51	51	12	28	39	26	10	21
SR	229	323	190	259	219			141	268	271	287	205	212	191	183		138	343	254	121	164	161	226	155	227	245	285	360
CU																				17			90			62		121
V																				227			278			408		69
PA		172									64			48				90	86	90	403	193	94		156	138	135	56
CO																				48			60			83		73
MI	0.42	0.43	0.43	0.43	0.44	0.44	0.45	0.45	0.45	0.45	0.46	0.46	0.46	0.46	0.47	0.48	0.48	0.49	0.49	0.49	0.49	0.51	0.52	0.54	0.55	0.62	0.64	0.69
MG	0.74	0.73	0.73	0.73	0.72	0.72	0.72	0.72	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.69	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68	0.68	0.67	0.65	0.64	0.62	0.56	0.56	0.47

TABLEAU 6D - Gabbros s.l. - Chamrousse

	201-2	188-6	199-2	201-1	192-2	278-2	188-4	11-5	281-4 a	10-8	204-15	189-8	100-1	9-5	204-14	200-1	15-9	188-7	206-5 a1	156-3	197-3	197-3	207-3	187-10	129-5	192-5
TYP	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAP	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB
LOC	CUMBAS	TRANS	CUMMED	CUMBAS	CUMMED	CUMBAS	TRANS	TRANS	CUMTOP	TRANS	TRANS	CUMTOP	CUMBAS	TRANS	TRANS	CBLAS	CUMTOP	CUMTOP	CUNNED	CBLAS	TRANS	CUMTOP	CBLAS	SECH	SECH	CUMTOP
SIO2	46.67	49.95	47.88	50.85	49.30	49.50	49.25	49.15	47.73	49.80	49.84	48.50	50.42	52.43	49.71	50.31	49.05	47.36	49.26	50.43	49.11	47.92	50.33	50.75	51.10	50.25
AL203	10.08	14.97	18.50	16.68	17.40	16.60	18.75	14.95	16.93	16.80	15.10	19.91	21.00	15.10	16.55	15.30	17.75	17.17	16.90	16.80	16.09	15.40	16.43	19.95	15.24	16.45
FE203	2.18	1.37	1.06	0.68	1.05	1.44	1.73	1.67	8.93	1.45	1.43	0.80	0.98	1.87	1.59	1.19	1.73	1.91	1.63	2.17	0.84	1.67	0.78	0.79	1.78	0.00
FEO	5.31	5.18	5.08	5.10	5.36	5.19	3.82	6.14	0.00	5.48	6.64	5.69	4.51	5.62	6.51	7.26	5.77	6.82	6.05	5.56	7.54	7.31	7.00	4.91	6.35	7.73
MGO	17.73	11.36	10.65	9.70	9.62	9.51	7.63	10.40	10.49	8.67	9.98	7.89	6.55	8.77	9.03	9.38	8.08	9.33	8.20	8.18	8.91	9.23	7.95	5.80	8.20	7.96
CAO	12.58	10.84	6.61	8.08	7.75	10.90	11.97	10.69	9.10	9.74	9.26	10.22	9.61	8.64	9.74	7.04	9.26	8.07	8.13	7.88	8.53	8.75	9.59	7.57	9.39	9.34
NA20	1.57	2.12	1.22	2.91	2.83	2.70	2.24	1.88	1.66	3.11	2.74	2.72	3.34	3.55	3.39	3.46	3.59	1.90	3.57	3.56	2.92	2.47	3.60	3.96	3.35	2.86
K20	0.43	0.80	4.07	1.64	1.74	0.67	1.31	0.90	2.06	1.22	1.09	0.77	0.90	0.97	0.28	0.77	0.77	2.30	1.27	1.06	0.96	1.91	0.54	1.12	0.94	1.16
TIO2	0.81	0.51	0.26	0.67	0.32	0.68	0.59	0.91	0.78	0.81	0.73	0.28	0.38	0.87	0.61	1.22	1.04	0.84	1.35	0.96	1.23	1.89	0.80	1.16	0.91	0.99
P205	0.23	0.07	0.04	0.07	0.00	0.05	0.01	0.03	0.07	0.03	0.12	0.04	0.04	0.06	0.17	0.17	0.32	0.05	0.33	0.11	0.14	0.15	0.02	0.74	0.17	0.13
MNO	0.14	0.13	0.12	0.11	0.18	0.13	0.10	0.15	0.15	0.13	0.14	0.11	0.08	0.13	0.13	0.12	0.13	0.15	0.13	0.13	0.15	0.16	0.15	0.09	0.14	0.14
PF	1.29	1.75	3.57	2.62	3.50	1.69	1.92	2.17		2.14	1.99	2.16	1.65	2.12	1.31	2.98	1.55	3.17	2.52	2.78	3.00	2.86	2.38	2.31	1.47	1.84
TOTAL	99.02	99.05	99.06	99.11	99.06	99.06	99.32	99.04		99.35	99.06	99.09	99.66	100.13	99.02	99.24	99.04	99.07	99.34	99.62	99.42	99.72	99.57	99.15	99.04	98.85
ZR	47	46		64		61	30	31	37	46	62			69	103	114	74		76	61	103	90	54	134	74	74
NB	12.9	4.4		2.9		5.9	3.6	3.0	3.0	3.3	2.3			6.6	1.9	5.5	7.3		9.3	8.1	3.6	5.6	2.9	7.6	2.5	4.3
V	19	13		8		17	13	15	17	13	14			14	21	20	23		22	13	23	22	6	20	16	21
NI						146		90	220										120			194				
CR						46		470	639										133			234				
RB	5	30		53		15	50	31	78	38	45			32	12	22	24		48	32	32	75	18	34	16	36
SR	554	204		265		273	337	245	162	263	268			289	400	233	338		341	237	188	206	366	328	232	300
CU									13										48							
V									195										197							
BA				364					373	161	158			107	123	117	164		290	140	191	114		350	258	148
CO									57										52							
MI	0.29	0.36	0.36	0.37	0.40	0.41	0.41	0.42	0.43	0.44	0.44	0.45	0.45	0.45	0.47	0.47	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49
MG	0.83	0.78	0.78	0.78	0.76	0.75	0.74	0.74	0.73	0.72	0.72	0.72	0.71	0.71	0.70	0.70	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68

Tableau 6D (suite 1) : Gabbros s.l. - Chamrousse

	187-14	206-2	204-7	300-6	187-8 a1	213-2	10-7	6-8	206-8	175-1	187-9 a1	187-1	204-10	206-12	206-4	129-1 a1	187-12	1-10B	188-5	186-2	207-2	173-1	125-1	204-9	10-11	190-1
TYP	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB
LOC	TRANS	CUMMED	CUMBAS	CUMTOP	TRANS	CUMBAS	TRANS	SECH	CUMMED	CUMTOP	SECH	TRANS	TRANS	CBLAS	CUMMED	TRANS	TRANS	TRANS	TRANS	TRANS	CBLAS	TRANS	TRANS	TRANS	TRANS	CUMTOP
SIO2	46.70	45.54	50.87	48.77	51.15	50.60	51.98	51.60	51.73	49.08	51.25	46.10	47.20	46.92	45.81	52.70	47.52	48.73	48.36	49.65	47.39	43.67	46.99	47.45	45.85	48.62
AL203	15.85	17.33	15.52	18.00	19.60	17.55	18.76	16.85	15.56	15.16	20.25	15.96	17.20	16.23	19.45	18.10	16.60	17.55	16.01	21.83	14.05	16.55	14.66	15.10	16.75	17.12
FE203	1.30	0.69	1.65	2.36	0.66	1.80	1.55	2.51	0.70	2.31	0.58	1.40	1.93	0.86	1.35	0.86	1.56	2.63	2.41	0.85	0.92	3.68	2.23	2.28	4.18	2.21
FEO	8.26	7.33	6.69	6.08	5.23	6.10	4.54	5.55	7.08	8.64	4.90	9.64	7.90	9.00	8.10	6.56	7.39	6.38	6.44	5.85	11.85	11.00	9.79	9.64	8.54	8.82
MGO	9.63	8.06	8.76	8.11	5.69	7.48	5.74	7.43	7.10	9.49	4.54	8.93	7.88	7.71	7.33	5.66	6.66	6.66	6.35	4.34	8.24	9.21	7.47	7.14	7.41	6.43
CAO	11.09	8.00	8.27	8.28	7.24	8.02	7.17	7.91	7.60	4.65	6.65	8.02	9.42	9.34	7.54	8.13	12.93	7.66	8.47	7.26	10.20	6.87	8.26	9.00	8.19	7.76
NA2O	2.37	2.56	3.46	2.94	3.99	3.63	4.73	3.09	3.50	2.74	5.35	2.63	2.58	2.80	2.86	3.95	2.59	3.74	3.95	4.16	2.31	2.68	2.72	2.81	3.30	2.66
K2O	0.80	0.70	0.96	1.48	1.18	1.14	1.15	1.52	0.57	2.18	1.13	1.11	1.27	0.30	1.87	0.39	0.85	1.17	1.09	0.85	0.32	0.68	1.08	0.81	0.66	0.82
TIO2	1.56	0.87	1.19	0.90	1.03	0.78	1.16	0.71	1.04	0.99	1.13	1.83	1.20	1.10	1.63	0.97	1.79	1.65	1.83	1.56	2.06	1.38	4.11	2.85	2.09	3.94
P2O5	0.16	0.11	0.16	0.09	0.80	0.06	0.11	0.10	0.26	0.14	0.82	0.31	0.24	0.06	0.07	0.32	0.28	0.38	0.33	0.85	0.08	0.12	0.23	0.38	0.06	0.25
MNO	0.17	0.18	0.14	0.14	0.11	0.14	0.10	0.15	0.14	0.17	0.09	0.15	0.17	0.14	0.15	0.13	0.16	0.15	0.13	0.13	0.19	0.20	0.23	0.23	0.15	0.17
PF	1.65	7.69	2.65	2.61	2.49	2.35	2.18	2.29	4.03	3.75	2.51	3.61	2.20	2.97	4.05	2.15	1.88	2.66	1.83	2.62	3.00	3.55	2.80	1.82	2.96	1.83
TOTAL	99.54	99.06	99.22	99.76	99.17	99.65	99.17	99.71	99.31	99.30	99.20	99.69	99.19	99.43	100.21	99.92	100.21	99.81	99.19	99.95	100.64	99.59	100.57	99.51	100.14	100.65
ZR	116	55	100	52	70	57		58	117	66	70	119	99	49	47	175	77	88	84	94	64	62		121	62	130
NB	8.1	4.0	3.4	5.6	7.6	3.0		1.5	4.0	6.9	6.7	15.6	9.0	4.2	5.0	7.3	10.7	9.0	7.1	6.5	4.0	4.5		10.9	5.2	11.9
Y	27	18	23	22	16	11		11	16	17	16	29	30	15	11	36	18	30	32	13	40	10		28	22	13
NI					60			85			65		120	50		95		61								
CR					48			260			47		360	196		132		226								
RB	18	37	38	33	39	42		63	23	70	31	32	49	12	99	10	31	37	39	27	11	25		29	22	27
SR	297	213	245	208	317	282		266	239	209	304	259	270	206	206	252	471	285	331	332	101	243		263	442	462
CU					10						10					17										
V					180						156					186										
BA			155		370			281		449	363					161	239	251	230	200				122	147	
CO					43						50					41										
MI	0.49	0.50	0.50	0.50	0.51	0.51	0.51	0.51	0.52	0.53	0.54	0.55	0.55	0.56	0.56	0.56	0.57	0.57	0.58	0.60	0.61	0.61	0.61	0.62	0.62	0.63
MG	0.68	0.68	0.67	0.67	0.67	0.67	0.66	0.66	0.65	0.64	0.63	0.63	0.63	0.62	0.62	0.61	0.61	0.60	0.60	0.57	0.57	0.57	0.56	0.56	0.55	0.55

Tableau 6D (suite 2) : Gabbros s.l. - Chamrousse

	276-4 a	128-4 a_1	212-2	10-2 a_1	206-13	273-8 a	14-4 a_1	162-1 a_1	145-2	173-4 a_1
TYP	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB	GAB
LOC	TRANS	CUMTOP	CUMBAS	TRANS	CBLAS	CUMTOP	TRANS	CBLAS	TRANS	TRANS
SIO2	46.86	44.75	46.35	47.36	46.38	45.56	48.00	44.88	46.68	42.07
AL203	19.36	13.68	16.43	15.24	17.16	16.93	21.15	13.70	14.41	14.01
FE203	11.01	5.11	2.47	5.49	1.40	14.71	2.64	2.83	5.84	0.00
FEO	0.00	8.92	9.56	8.54	11.41	0.00	9.74	13.10	7.00	18.87
MGO	5.73	7.78	6.77	7.54	7.06	5.85	5.06	6.43	4.33	4.23
CAO	7.59	10.94	6.65	7.88	8.67	8.45	3.62	7.96	12.23	9.51
NA20	3.48	2.00	3.59	3.19	2.85	3.09	3.14	2.64	1.38	2.37
K20	1.38	0.55	1.27	0.77	0.23	0.93	1.16	0.92	0.86	0.52
TIO2	2.54	5.50	2.67	1.81	2.93	3.69	1.31	3.48	2.67	2.79
P205	0.29	0.05	0.14	0.17	0.07	0.07	0.07	0.65	1.46	1.61
MNO	0.17	0.19	0.22	0.17	0.25	0.28	0.23	0.28	0.18	0.31
PF		1.46	2.91	2.68	2.41		4.02	2.47	2.66	2.36
TOTAL		100.93	99.03	100.84	100.62		100.14	99.34	99.70	98.65
ZR	89	56	80	69	34	43	200	272	375	99
NB	7.0	4.6	5.0	4.9	7.0	3.0	15.5	17.8	25.0	10.8
Y	15	8	32	20	3	5	43	63	93	32
NI	65	199		29		62	107	76	72	70
CR	90	437		19		49	198	185	96	44
RB	30	19	34	14	9	34	35	25	13	15
SR	333	225	221	500	199	260	444	175	774	237
CU	39	64		10		39	10	62		139
V	227	466		399		489	271	357		364
BA	211	134		127		146	447	182		141
CO	40	82		69		74	94	75		70
MI	0.63	0.63	0.64	0.64	0.64	0.69	0.71	0.71	0.74	0.82
MG	0.54	0.54	0.54	0.53	0.53	0.48	0.46	0.46	0.42	0.31

Tableau 6E - leptynites - Plagiogranites et R. leucocrates associées - Chamrousse

	187-15	173-2	187-13	15-10	177-3	177-4	204-2	146-4A	193-8	10-78
TYP	LEPT	LEPT	LEPT	LEPT	LEPT	LEPT	LEPT	LEPT	LEPT	LEPT
LOC	SECH	TRANS	SECH	TRANS	SECH	SECH	SECH	SECH	SECH	SECH
SI02	61.60	63.57	72.20	71.40	75.00	78.00	56.03	74.30	75.30	76.60
AL203	17.15	15.68	14.15	14.95	13.34	11.45	19.25	12.65	12.15	12.80
FE203	0.01	0.98	0.04	0.26	0.43	0.11	0.86	0.32	0.69	0.19
FEO	4.41	3.97	2.13	1.60	1.76	1.08	8.31	2.47	1.77	0.85
MGO	2.91	2.76	1.10	0.93	0.87	0.44	3.34	0.96	0.78	0.21
CAO	4.43	3.98	1.79	2.95	0.97	0.69	2.49	2.09	1.68	1.23
NA20	4.82	4.78	5.14	5.52	5.79	6.22	3.36	4.69	4.56	5.20
K20	1.03	1.00	1.30	0.31	1.40	0.56	1.32	0.34	0.54	1.82
TI02	0.68	0.60	0.33	0.30	0.34	0.17	1.15	0.24	0.31	0.09
P205	0.20	0.27	0.06	0.07	0.07	0.02	0.12	0.02	0.05	0.04
MNO	0.10	0.07	0.04	0.02	0.04	0.02	0.54	0.04	0.03	0.03
PF	1.86	1.53	1.02	0.93	0.82	0.49	2.87	0.92	1.47	0.61
TOTAL	99.20	99.19	99.30	99.24	100.83	99.25	99.64	99.04	99.33	99.67
ZR	189	209	163	109	790	244	201		258	93
NB	8.6	9.4	8.0	4.7	28.0	17.0	14.0		27.0	10.0
Y	22	28	17	0	92	81	34		67	36
NI										
CR										
RB	36	34	29	12	41	22	39		21	36
SR	392	338	227	295	232	123	439		214	62
CU										
V										
BA	615	215	731	415	271	262	1799		270	490
CO										
MI	0.60	0.64	0.66	0.66	0.71	0.73	0.73	0.74	0.75	0.83
MG	0.57	0.54	0.51	0.51	0.45	0.43	0.43	0.42	0.40	0.30

Lept. : Leptynites

Tableau 6E (suite 1) : Leptynites - Plagiogranites et R. leucocrates associées - Chamrousse

	188-11	169-8	169-10 a	169-6	273-4	276-1	276-3	276-5	114-6	12-4	274-10	114-7 a1
TYP	ALBIT	CUMPL	CUMPL	CUMPL	ALBIT	CUMPL	CUMPL	ALBIT	CUMPL	CUMPL	ALBIT2	ALBIT2
LOC	TRANS	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	TRANS	TRANS	TRANS	CBLAS	TRANS	CBLAS	CBLAS
SIO2	65.35	54.65	54.65	55.30	58.25	53.90	59.35	57.70	50.84	44.26	58.60	57.52
AL203	19.35	23.85	24.39	24.25	23.30	22.40	22.85	23.15	25.36	18.32	20.05	19.45
FE203	0.00	0.30	3.29	0.31	0.60	1.63	0.80	1.03	0.84	1.62	0.44	0.47
FEO	1.21	2.56	0.00	2.49	1.74	2.49	1.24	1.62	2.00	8.90	2.06	2.95
MGO	4.97	3.00	2.92	2.53	1.88	3.25	1.17	1.47	4.36	12.46	3.53	3.67
CAO	1.00	7.18	7.41	7.70	3.22	4.77	4.12	4.70	4.97	5.41	3.06	4.80
NA20	6.23	5.09	4.92	5.47	6.49	4.15	7.01	6.56	3.80	1.08	6.99	6.40
K20	0.42	0.74	1.02	0.72	2.33	3.24	2.22	1.84	3.05	2.44	1.98	1.44
TIO2	0.42	0.12	0.06	0.09	0.20	0.45	0.11	0.18	0.23	0.35	0.36	0.42
P205	0.09	0.02	0.01	0.02	0.08	0.26	0.15	0.15	0.05	0.00	0.38	0.34
MNO	0.03	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.03	0.04	0.07	0.16	0.07	0.08
PF	0.63	1.52		1.15	1.89	3.62	1.42	1.44	3.55	5.14	1.84	1.51
TOTAL	99.70	99.09		100.08	100.03	100.22	100.47	99.88	99.12	100.14	99.36	99.05
ZR	72	15	10	4	35	45	24	21	10	20	1553	932
NB	1.0	2.7	3.0	3.9	3.0	4.0	4.0	7.0	0.0	3.0	7.6	6.2
Y	6	3	4	4	6	5	9	11	0	5	76	39
NI			34						29	151		31
CR			29						100	340		20
RB	7	26	32	21	57	64	40	35	108	135	44	46
SR	384	487	505	486	470	426	449	432	402	60	520	465
CU			10									10
V			59									60
BA	258		185	140	380		320	364			393	246
CO			19									10
MI	0.20	0.49	0.50	0.52	0.55	0.55	0.63	0.63	0.39	0.45	0.41	0.48
MG	0.89	0.68	0.67	0.65	0.63	0.63	0.55	0.54	0.76	0.71	0.75	0.69

Albit + cumpl : cumulats plagioclasiques (méta.)

Albit2 : "Albitites", roches leucocrates du complexe blastomylonitique.

Tableau 6E (suite 2) - Leptynites - Plagiogranites et R. leucocrates associées - Chamrousse

	6-4C	1-10A	15-7	6-9	6-4 a_1	128-1	161-1 a_1	1-11	15-4	6-7	104-2 a_1	LC 1-2	201-3	281-3	273-9	194-8 a_1	273-6	273-12	73-05B a	188-8	273-05A a
TYP	PLAGR	PLAGR	TONAL	TONAL	TONAL	TONAL	TONAL	TONAL	TONAL	TONAL	TONAL	TONAL	LEUTON	LEUTON	LEUTON	LEUTON	LEUTON	LEUTON	LEUTON	LEUTON	KERAT
LOC	SECH	SECH	TRANS	SECH	SECH	TRANS		SECH	TRANS	SECH	CUMTOP	SECH	CUMBAS	CUMTOP	CUMTOP		CUMTOP	CUMTOP	CUMTOP	TRANS	CUMTOP
SIO2	56.80	68.80	66.80	63.65	69.40	62.32	68.56	65.20	68.35	66.45	66.36	65.60	73.50	72.85	74.90	73.20	72.44	68.37	77.63	73.60	71.14
AL203	20.10	16.20	15.60	15.75	15.05	15.51	15.35	15.90	15.70	16.05	15.36	16.40	14.35	14.90	13.65	14.10	14.53	14.72	13.29	14.55	15.85
FE203	0.88	0.72	0.44	1.01	1.02	1.15	0.73	1.56	0.55	0.78	1.09	0.97	0.22	0.32	0.59	0.18	0.42	0.84	0.45	0.02	1.32
FEO	3.36	1.16	2.95	3.24	2.15	4.97	1.33	2.76	3.13	2.86	3.62	3.12	1.24	1.09	0.79	1.54	1.69	2.46	0.00	1.49	0.00
MGO	2.56	0.98	2.66	2.86	1.87	3.47	1.12	2.04	1.69	1.60	1.77	1.50	1.00	0.95	0.86	0.98	1.18	1.71	0.17	0.20	0.62
CAO	5.26	2.15	2.93	3.76	2.69	4.85	2.63	3.50	3.72	3.50	3.73	4.02	2.53	0.80	1.40	1.10	2.03	2.66	1.16	1.54	1.17
NA2O	4.86	6.77	5.00	4.61	4.99	3.96	6.74	4.36	4.74	4.38	4.79	4.37	5.48	5.48	5.29	6.09	5.13	4.35	4.94	5.99	5.34
K2O	1.81	0.63	0.76	1.40	0.87	0.80	0.76	1.07	0.39	0.80	0.72	1.04	0.19	1.43	0.75	0.69	0.72	1.18	0.80	0.85	2.04
TIO2	0.72	0.42	0.31	0.57	0.40	0.55	0.52	0.65	0.45	0.67	0.66	0.65	0.10	0.14	0.24	0.21	0.28	0.42	0.17	0.19	0.81
P205	0.33	0.14	0.26	0.22	0.11	0.24	0.16	0.19	0.13	0.20	0.25	0.17	0.01	0.02	0.03	0.01	0.06	0.09	0.01	0.02	0.06
MNO	0.15	0.03	0.07	0.10	0.07	0.10	0.03	0.08	0.06	0.07	0.08	0.09	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02
PF	2.22	1.05	1.75	1.87	1.46	1.83	1.17	1.82	1.05	1.70	1.55	1.37	0.58	1.25	1.37	1.33	1.16	2.35		0.59	
TOTAL	99.05	99.05	99.53	99.04	100.08	99.75	99.10	99.13	99.96	99.06	99.98	99.30	99.23	99.26	99.90	99.48	99.66	99.18		99.08	
ZR	104	228	252	137	188	277	264	206	128	190	242	189	71	78	128	103	136	139	115	148	314
NB	6.0	13.8	7.0	5.2	6.0	7.0	10.0	7.5	6.0	7.4	8.0	7.0	4.0	6.0	6.0	4.6	6.0	5.0	14.0	19.7	8.0
Y	18	13	9	15	17	26	41	14	13	14	22	23	2	17	14	6	6	7	1	64	23
NI					41		10				33		50						10		12
CR					29		10				13		10						10		17
RB	79	23	42	55	27	26	11	40	16	36	21	33	11	41	15	20	19	34	27	15	74
SR	502	255	292	343	263	242	175	283	250	198	254	251	237	278	187	200	218	260	126	82	154
CU					53		10				29								10		10
V					53		65												23		70
BA	423	204	385	397	245	195	218	287	431	324		367	428	371	164	106	255	292	158	335	138
CO					24		13				26								14		11
MI	0.62	0.65	0.56	0.59	0.62	0.63	0.64	0.67	0.68	0.69	0.72	0.73	0.59	0.59	0.61	0.63	0.64	0.65	0.70	0.88	0.66
MG	0.56	0.53	0.62	0.59	0.56	0.54	0.54	0.50	0.49	0.48	0.44	0.44	0.59	0.59	0.57	0.54	0.54	0.52	0.46	0.21	0.52

PLAGR : granites plagioclasiques (méta-)

TONAL : tonalites (méta-)

LEUTON : leucotonalites (méta-)

KERAT : keratophyre (méta-)

Tableau 6F : Amphibolites et métabasaltes ou -dolérites - Chamrousse

	193-6	193-2	204-7	93-4	167-1	193-7	94-12 a_1	204-8	204-11	193-11 a_1	204-3	94-14
TYP	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF
LOC	SECH	SECH	SECH	TRANS	SECH	SECH	TRANS	SECH	TRANS	SECH	SECH	TRANS
SIO2	48.50	47.60	51.25	52.92	50.94	45.15	47.96	50.90	46.45	46.58	52.30	54.63
AL2O3	15.60	16.40	15.55	17.08	16.24	15.60	14.41	16.60	15.66	14.50	14.90	14.09
FE2O3	1.99	1.18	1.80	1.90	2.49	2.16	3.27	1.78	3.11	3.53	2.77	4.49
FEO	6.87	7.72	6.51	6.49	6.64	10.15	9.28	7.13	9.44	9.97	8.05	7.90
MGO	10.30	10.40	8.20	7.96	7.01	9.40	9.19	6.33	8.03	8.48	4.75	4.43
CAO	8.70	7.05	8.98	3.73	7.32	8.44	7.43	8.22	9.03	9.06	8.30	6.70
NA2O	2.90	3.14	3.48	3.89	4.30	2.28	2.22	3.69	3.02	2.95	3.45	3.88
K2O	0.85	1.50	0.87	0.67	0.80	1.21	0.67	1.08	0.59	0.57	0.45	0.70
TIO2	0.70	0.86	0.61	1.40	1.19	1.06	1.18	1.48	2.23	1.95	1.89	1.62
P2O5	0.13	0.12	0.18	0.33	0.26	0.16	0.27	0.22	0.30	0.31	0.39	0.36
MNO	0.16	0.16	0.17	0.15	0.17	0.15	0.18	0.16	0.21	0.21	0.27	0.15
PF	2.31	3.05	1.64	2.61	1.90	3.25	3.11	1.85	2.10	2.03	1.94	1.84
TOTAL	99.01	99.18	99.24	99.13	99.26	99.01	99.17	99.44	100.17	100.14	99.46	100.79
ZR	100	93	92	136	131	97	139	134	159	171	184	331
NB	2.9	2.6	5.8	6.1	9.0	7.0	8.9	4.3	9.3	12.1	12.3	21.0
Y	18	19	54	0	28	26	33	31	37	40	35	1
NI	293					190	101			241		
CR	450					438	296			338		
RB	35	54	32	24	29	38	17	41	23	22	16	14
SR	233	243	340	222	284	170	205	374	229	185	305	239
CU							10			10		
V							252			274		
BA	138	399		74	360	270	193	139	93	142	171	158
CO							71			76		
MI	0.46	0.46	0.50	0.51	0.56	0.56	0.57	0.58	0.60	0.61	0.69	0.73
MG	0.71	0.71	0.67	0.67	0.62	0.61	0.61	0.60	0.57	0.57	0.48	0.43

AMF : amphibolites schisteuses (Séchilienne)

Tableau 6F (suite 1) : Amphibolites et métabasaltes ou -dolérites - Chamrousse

	187-7	98-4	125-4	13-1	193-17 a_1	6-5	177-5 a_1	187-16	188-3	188-10	127-1	10-10	193-5	5-4	193-10	193-15	204-12	177-1 a_1	96-1 a_1	3-1	146-1	160.2	176-1 a_1	193-16	193-9
TYP	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH
LOC	TRANS	TRANS	SECH	CUMTOP	SECH	SECH	SECH	TRANS	TRANS	TRANS	SECH	SECH	SECH	SECH	SECH	SECH	TRANS	SECH	SECH	SECH	SECH	SECH	SECH	SECH	SECH
SIO2	48.45	50.09	50.62	49.45	50.14	50.90	48.14	49.66	50.55	50.20	52.28	48.85	49.10	49.17	48.07	45.94	47.05	49.85	51.39	49.65	51.53	50.40	44.08	51.61	53.02
AL203	17.07	16.15	14.90	16.45	15.60	18.04	15.38	16.68	15.65	16.80	14.37	16.70	16.80	16.21	14.90	14.50	14.80	12.55	14.76	15.34	14.34	14.10	14.70	16.49	13.80
FE203	1.09	1.77	2.48	1.66	1.44	2.69	1.72	1.11	1.50	0.79	2.23	2.57	2.11	3.42	2.05	2.52	2.53	1.68	3.26	1.92	1.40	2.79	3.43	2.51	2.87
FEO	7.15	6.50	6.36	6.79	7.23	5.56	9.03	7.33	7.44	7.48	6.80	7.05	7.23	6.92	9.36	10.46	9.77	11.36	8.97	11.10	10.39	10.18	10.94	9.21	12.39
MGO	9.40	8.63	8.36	7.91	8.00	7.16	9.33	7.31	7.59	7.04	7.44	7.59	7.02	7.48	8.04	8.34	7.66	6.99	6.25	6.19	5.60	5.58	5.52	4.16	3.20
CAO	8.47	7.99	9.61	9.42	10.73	7.48	9.23	9.65	10.50	9.37	8.50	7.54	9.90	7.82	9.09	9.23	9.08	9.14	7.12	7.31	7.99	7.26	11.60	7.11	7.10
NA20	2.82	3.70	2.72	3.20	3.16	3.11	2.50	3.20	3.57	3.45	2.80	3.71	2.88	3.00	2.75	2.18	2.99	2.54	2.78	2.02	3.40	2.96	2.05	4.38	1.95
K20	0.92	0.81	1.26	0.96	0.79	1.35	0.82	0.80	0.21	0.76	1.50	1.12	0.89	1.29	0.69	1.23	0.68	0.58	0.62	1.79	0.70	1.00	0.94	0.69	0.93
TIO2	1.25	1.04	0.81	1.27	1.09	0.79	1.20	1.32	1.42	1.40	1.14	1.45	1.07	1.05	1.73	2.21	2.11	2.59	1.83	2.68	1.70	2.44	3.64	2.20	2.65
P205	0.17	0.08	0.09	0.18	0.14	0.10	0.21	0.17	0.14	0.18	0.13	0.27	0.09	0.22	0.24	0.48	0.25	0.47	0.36	0.18	0.31	0.48	0.61	0.32	0.61
MNO	0.14	0.16	0.16	0.16	0.14	0.15	0.18	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.22	0.22	0.22	0.25	0.19	0.19	0.19	0.29	0.17	0.20	0.26
PF	3.56	2.68	1.74	1.76	1.50	2.53	2.10	1.76	1.35	1.88	1.91	2.51	1.87	2.50	2.32	2.29	2.04	1.76	3.08	2.47	1.69	2.29	2.97	1.52	2.07
TOTAL	100.49	99.60	99.11	99.21	99.96	99.86	99.84	99.15	100.08	99.53	99.26	99.51	99.12	99.23	99.46	99.60	99.18	99.76	100.61	100.84	99.24	99.77	100.85	100.40	100.85
ZR	94	81	49	111	72	0	98	101	111	121	74	132	74	151	125	209	131	168	192	203	472	236	300	179	409
NB	4.0	3.0	1.9	4.3	2.7	2.7	7.5	2.5	2.5	2.8	4.6	4.4	4.0	7.2	10.8	12.2	7.5	9.5	17.9	12.9	20.2	13.4	21.5	4.5	25.0
Y	23	18	16	22	15	9	25	23	27	28	20	30	16	26	34	42	33	39	50	49	61	49	80	39	94
NI					211		152								313	273	136	114	60				651		
CR					176		321								364	410	340	255	213				150		
RB	35	21	29	31	21	58	33	25	10	24	44	37	38	44	21	67	23	17	20	62	21	44	40	29	26
SR	150	253	239	310	390	249	182	267	220	263	204	393	328	362	200	172	229	255	305	155	225	179	324	308	131
CU					11		74											214	10				11		
V					236		236											290	239				356		
BA	161	157	227	319	145	256	126	149		122		203	143	379	149	304	76	151	137	379	114		117	187	288
CO					59		76											69	54				68		
MI	0.46	0.48	0.51	0.51	0.52	0.53	0.53	0.53	0.54	0.54	0.54	0.55	0.57	0.57	0.58	0.60	0.61	0.65	0.66	0.67	0.68	0.69	0.72	0.73	0.82
MG	0.70	0.69	0.67	0.66	0.66	0.65	0.64	0.64	0.64	0.64	0.63	0.62	0.61	0.61	0.60	0.57	0.57	0.53	0.52	0.50	0.50	0.47	0.45	0.43	0.30

AMPH : amphibolites (Séchilienne)

Tableau 6F (suite 2) : Amphibolites et métabasaltes ou -dolérites - Chamrousse

	169-5	189-2	136-1	206-10	187-5	189-6 a_1	189-6A	10-9	193-4	189-7	189-6C	7-7	14-3	188-2	204-16	189-6B	146-5	7-6	169-3	169-4 a_1	125-6	15-5	11-4	10-6 a_1	205-8 a_1	188-1 a_1	205-14 a_1	175-2	146-2 a_1
TYP	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL	BASDOL
LOC	TRANS	CUMTOP	SECH	CUMBAS	TRANS	CUMTOP	CUMTOP	TRANS	SECH	CUMTOP	CUMTOP	TRANS	CUMTOP	TRANS	CUMTOP	CUMTOP	SECH	TRANS	TRANS	TRANS	SECH	CUMTOP	TRANS	TRANS	CUMTOP	TRANS	CUMBAS	TRANS	SECH
SIO2	48.68	48.54	47.84	50.32	48.75	49.34	49.55	49.38	49.43	50.02	48.75	52.87	50.29	48.61	48.97	48.84	50.09	51.56	50.09	50.80	48.55	49.90	48.75	48.90	50.37	49.46	53.66	50.37	47.88
AL2O3	15.27	15.82	16.21	15.89	16.00	16.17	16.29	17.19	18.42	16.92	17.95	16.03	15.94	16.04	18.70	17.42	16.33	17.04	15.67	16.52	16.59	16.80	18.03	16.31	17.28	15.17	16.64	15.77	15.96
FE2O3	1.49	1.31	2.15	0.95	1.17	0.80	0.86	2.24	1.10	1.37	1.44	1.61	2.04	1.76	1.60	1.55	0.89	1.31	1.72	1.05	3.14	2.16	1.70	2.48	0.85	1.82	0.50	2.78	1.31
FEO	6.49	7.33	6.80	6.95	7.34	7.41	7.05	5.33	6.51	6.54	6.56	5.80	5.97	8.08	5.77	7.13	7.95	7.03	7.72	7.77	7.21	7.10	7.23	7.80	7.97	8.92	7.00	7.64	10.18
MGO	10.47	10.78	10.10	8.81	9.39	8.85	8.48	7.81	7.69	7.93	7.79	7.14	7.68	8.58	6.51	7.59	7.55	6.88	7.63	6.84	7.78	6.82	6.51	7.42	6.29	7.47	5.22	7.07	7.16
CAO	11.29	10.19	9.31	8.86	9.17	9.88	10.00	9.37	10.08	10.25	9.32	7.96	9.90	9.20	9.05	9.03	10.11	8.24	7.11	9.57	7.68	9.74	8.64	8.78	9.46	8.70	7.57	6.87	10.16
NA2O	2.22	2.37	3.08	3.27	2.94	3.29	3.20	2.95	3.21	2.90	3.45	3.38	3.56	3.00	2.88	3.31	2.97	3.13	4.10	3.36	2.95	3.50	3.62	3.88	3.38	3.30	4.40	3.62	2.55
K2O	0.58	0.72	0.76	0.66	0.64	0.36	0.47	1.63	0.93	0.91	0.60	1.23	1.06	0.68	2.00	0.57	0.50	1.13	0.42	0.41	1.58	0.49	1.00	1.04	0.75	0.64	1.03	1.08	0.81
TIO2	0.77	0.82	0.87	0.93	1.13	1.16	1.11	1.02	1.26	0.91	1.12	0.76	0.86	1.68	0.98	1.14	1.27	1.02	1.75	1.04	1.37	1.73	1.78	1.81	1.05	2.18	1.07	1.62	2.14
P2O5	0.15	0.05	0.19	0.14	0.18	0.05	0.16	0.14	0.16	0.18	0.07	0.22	0.14	0.28	0.15	0.24	0.21	0.08	0.28	0.17	0.24	0.22	0.12	0.28	0.09	0.25	0.18	0.26	0.27
MNO	0.15	0.16	0.17	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15	0.19	0.13	0.16	0.18	0.14	0.14	0.16	0.15	0.14	0.17	0.19	0.14	0.19	0.14	0.17	0.20
PF	1.40	2.29	1.61	2.12	2.30	2.50	1.76	2.07	1.57	1.75	2.54	1.99	1.50	1.88	2.33	2.36	1.42	2.12	3.13	1.56	2.71	1.52	2.23	2.00	1.65	2.33	1.69	2.84	1.82
TOTAL	99.06	100.38	99.09	99.04	99.16	99.96	99.08	99.27	100.50	99.83	99.73	99.13	99.09	99.48	99.07	99.34	99.47	99.68	99.76	99.25	99.95	100.12	99.78	100.89	99.28	100.43	99.10	100.09	100.46
ZR	50	51	119	57	109	81	87	68	89	67	93	111	69	153	68	126	116	80	161	74	141	142	148	148	55	156	147	152	121
NB	4.1	2.7	4.4	3.0	5.4	2.6	4.6	1.5	3.0	3.5	4.1	6.4	3.0	3.6	3.9	2.7	5.2	3.9	4.6	3.8	5.6	4.1	4.4	3.1	2.8	3.7	5.0	8.8	10.0
Y	11	15	24	15	24	19	23	17	0	12	23	18	13	35	18	30	23	18	36	19	28	35	33	34	15	40	28	28	33
NI						182														88				132	66	84	40		73
CR						338														42				179	36	188	91		248
RB	21	16	24	25	18	14	17	70	45	30	24	39	37	28	87	19	18	39	17	14	52	19	36	29	23	28	15	37	38
SR	285	236	236	224	257	227	234	236	228	419	294	460	258	218	361	257	282	253	274	234	235	230	223	306	345	273	360	278	240
CU						147														310				30	10	61	10		10
V						207														243				245	264	276	205		275
BA	199	86	150	155	165	61	71	147	111	147	73	382	114	111		70	90	211	49	101	241	54	273	136	199	77	230	175	182
CO						51														69				83	80	53	29		50
NI	0.43	0.44	0.46	0.47	0.47	0.48	0.48	0.48	0.49	0.50	0.50	0.50	0.50	0.52	0.53	0.53	0.54	0.54	0.55	0.56	0.56	0.57	0.57	0.57	0.58	0.59	0.59	0.59	0.61
MG	0.73	0.72	0.70	0.70	0.70	0.69	0.69	0.69	0.68	0.68	0.67	0.67	0.67	0.66	0.65	0.65	0.64	0.63	0.63	0.62	0.61	0.61	0.60	0.60	0.60	0.59	0.59	0.59	0.56

BASDOL : basaltes et dolérites (méta-) (Complexe filonien)

Tableau 7. Comparaison de différents groupes pétrographiques - Diagrammes de Harker (fig. 16) (Chamrousse).

	SiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	CaO	Na2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Zr	Nb	Y	Ni	Cr	Rb	Sr
Serpentinites																	
S1	40-43	15	10	30	5	1	-	1	0.1	0.25	20.80	4	5-25	400	500	10	0-80
S2	41-50	10	6-14	30-40	0-5	0-0.5	-	0.5	0	0.10	0	4	5	1400	900	0	0
Pyroxénites																	
P1	44-50	8	9-15	22	6-15	1.5-3.5	-	0.3-3	0-0.5	0.15-0.5	0-50	2-25	10	600	500	-	0-350
P2	50-54	8	10	15-30	4-17	0-2.5	-	1	0	0-0.20	0-20	2-5	10	400-800	500	-	150
Amphibolites	45-54	14-19	8-15	10	5-12	2-5	0-2	0.8-4	0-0.68	0.1-0.3	0-500	2-25	0-100	40-650	100-400	10-70	130-400
Basaltes-Dolérites	49-55	16-19	12	11	7	id.	id.	2.2	0.3	0.2	160	10	40	180	340	id.	280-460
R. leucocrates																	
G1	55-65	20-26	5	5	1-9	5-8	-	0.4	0.2		100	7	10			5-70	400
G2	58-80	12-20	0-10	id.	6	3-7	-	1	0-0.35		280	15	35			10-55	400
G3	70-80	id.	id.	id.	id.	id.	-	id.	id.		250-800	10-30	35-100			id.	id.
G4	60	20	3	id.	3-5	7	2	0.4	0-4		900	7	40-80			45	500

G2 et G3 id. lignées A et E respectivement in Ménot et al. ss presse (annexe B).
éléments majeurs en base anhydre.

Tableau 8 : Analyses de quelques roches associées du complexe blastomylonitique

types pétrographiques	"Albitites"		Hornblendites et "pyroxénolites"		Anorthosite	Cumulats gabbroiques	
n° échantillons	114-7	274-10	114-2	114-5	114-6	205-25	211-13
SiO2	57.52	58.60	45.45	42.48	50.84	49.77	49.40
Al2O3	19.45	20.05	13.26	15.55	25.36	14.10	16.00
Fe2O3	0.45	0.33	1.36	1.56	0.84	0.47	1.38
FeO	2.97	2.17	9.06	10.42	2.00	7.18	6.41
MgO	3.67	3.53	12.79	13.01	4.36	11.56	9.80
CaO	4.80	3.06	11.68	9.68	4.97	9.03	8.72
Na2O	6.40	6.99	1.98	1.90	3.80	2.28	2.80
K2O	1.44	1.98	0.52	0.79	3.05	1.00	1.12
TiO2	0.42	0.36	0.83	0.91	0.23	0.61	0.82
P2O5	0.34	0.38	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02
MnO	0.08	0.07	0.18	0.19	0.07	0.19	0.16
M.I.*	0.48	0.41	0.44	0.47	0.39	0.40	0.44
Cor.	-	1.75	-	-	6.89	-	-
Or	8.51	11.70	3.07	4.67	18.02	5.91	6.62
Ab	54.15	59.14	11.53	7.37	32.15	19.29	23.69
An	20.09	12.70	25.76	31.57	24.33	25.28	27.78
Cpx	1.22	-	25.89	13.17	-	15.67	12.38
Opx	6.72	5.40	-	-	8.58	14.69	7.76
Ol	4.62	4.79	24.47	30.96	4.50	13.89	15.32
Mt	0.65	0.47	1.97	2.27	0.54	0.68	1.47
Ilm	0.80	0.68	1.58	1.73	0.44	1.16	1.56
Apat.	0.81	0.90	0.05	0.07	0.12	0.02	0.05
Ne	-	-	2.83	4.72	-	-	-
somme Plagioclases	74	72	37	39	56	45	52
somme Fe-magnésiens	13	10	50	44	13	44	36
Zr	932	1553	11	15	10	8	24
Nb	6	8	2	3	0	3	3
Y	39	76	29	21	0	16	7
Ni	31	-	-	112	29	363	95
Cr	20	-	-	390	100	295	314
Rb	46	44	13	18	108	51	37
Sr	465	520	201	121	402	164	219

* M.I. : FeOt / FeOt. + MgO

Tableau 9 : Plagiogranites de fusion partielle, Karmoy (Norvège) in Pedersen et Malpas, 1984

	KAR0219	KAR0220	KAR0221	KAR0222	KAR0223	KAR0224	KAR0225	KAR0226	KAR0227	KAR0228	KAR0229	KAR0230	KAR0231	KAR0232	KAR0233	KAR0234
TYP	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON	TRON
LOC	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR	KAR
SIO2	76.16	80.89	77.45	77.74	76.64	73.77	76.05	71.64	77.31	50.76	49.86	45.69	52.13	50.70	52.89	50.34
AL203	14.28	11.79	13.73	13.18	12.60	13.46	12.92	14.56	12.23	15.53	16.36	25.00	12.09	14.98	15.52	17.82
FE203	0.33	0.93	0.81	1.13	1.05	0.89	0.38	1.05	0.60	5.20	5.61	3.96	2.75	2.64	2.06	4.16
FEO	0.20	0.29	0.31	0.54	0.61	0.51	0.88	0.53	0.46	4.90	5.10	2.79	6.59	6.49	5.29	1.70
MGO	0.34	0.40	0.20	0.02	0.48	0.72	0.58	0.40	0.17	10.53	9.15	7.87	13.53	9.71	7.87	8.86
CAO	4.12	2.71	1.65	1.52	4.60	3.84	3.19	3.02	2.11	9.39	11.66	11.85	9.18	10.39	10.38	14.60
NA2O	4.83	3.97	6.25	6.20	3.95	4.61	6.30	8.49	6.69	3.75	2.50	2.70	1.64	3.00	4.28	2.09
K2O	0.10	0.88	0.21	0.12	0.12	0.15	0.29	0.21	0.41	0.10	0.11	0.22	0.14	0.10	0.15	0.06
TIO2	0.12	0.17	0.12	0.11	0.42	0.10	0.18	0.21	0.14	0.26	0.41	0.09	0.18	0.35	0.20	0.50
P2O5	0.02	0.03	0.10	0.03	0.03	0.09	0.07	0.61	0.85	0.08	0.16	0.08	0.09	0.08	0.09	0.14
MNO	0.03	0.02	0.01	0.04	0.07	0.04	0.03	0.05	0.03	0.19	0.17	0.10	0.17	0.21	0.15	0.03
PF																
TOTAL																
ZR	390	189	286	196	175	240	79	220	80	28	25	19	10			35
NB	4.0	6.0	5.0	8.0	4.0	4.0	4.0	3.0	2.0	3.0	2.0		3.0	12.0	2.0	4.0
Y	5	14	16	54	4	5	7	9	6	13	13	3	4			8
NI	12	6	5	4	10	18	9	10	7	157	133	228	259	158	47	152
CR	20	10	11	15	14	42	10	9	7	813	613	65	978	515	207	371
RB																
SR	79	84	60	92	46	80	94	98	67	57	48	134	43	45	174	81
CU	146	141	149		129	135	52	52	54	128	124	102	37	38	42	50
V	8	7	16	5	12	5	16	18	8	13	202	20	4	213	159	120
BA																
CO																
MI	0.59	0.74	0.84	0.99	0.76	0.65	0.68	0.79	0.85	0.48	0.53	0.45	0.40	0.48	0.48	0.38
MG	0.58	0.42	0.28	0.03	0.39	0.53	0.49	0.36	0.26	0.69	0.65	0.72	0.75	0.69	0.69	0.77

Tableau 10 : Composition de quelques pyroxénites et pyroxénites plagioclasiques

type	P1b[1]	P1b	P1b	P2[1]	
n° échant.	213-4	110-2	150-1	198-2	7510[2]
SiO2	42.70	47.98	48.71	50.20	48.76
Al2O3	15.60	12.32	17.80	6.60	13.32
Fe2O3	2.50	3.48	1.81	2.03	2.33
FeO	6.80	7.33	6.03	5.03	6.98
MgO	14.55	11.15	13.48	18.22	10.98
CaO	10.24	9.20	8.14	11.86	12.84
Na2O	2.11	3.30	3.06	0.93	2.18
K2O	0.72	0.40	0.18	0.15	0.25
TiO2	1.28	1.10	0.91	0.49	1.40
P2O5	0.03	0.10	0.13	0.02	-
MnO	0.12	0.19	0.13	0.16	0.14
P.F.	2.40	3.33	3.11	2.47	1.02
[MG]	0.77	0.69	0.78	0.85	0.74
Al2O3/TiO2	12.2	11.2	13.5	13.5	9.5
CaO/TiO2	8.0	8.4	8.9	24.2	9.2
Zr	42	39	174	9	
Nb	4	4	8	2	
Y	13	37	28	6	
Ni	300			421	200
Cr	210			1626	1357
Rb	22	7	18	7	
Sr	202	126	249	97	147
Cu				541	65
V				193	336
Ba				30	28
Co				103	
La	17.39			2.38	1.05
Ce	52.36			7.91	3.96
Nd	38.47			6.45	
Sm	8.74			2.56	1.51
Eu	2.14			6.77	0.74
Gd	6.08			2.92	
Tb					0.42
Dy	4.53			2.01	
Er	2.13			1.04	
Yb	2.01			0.92	1.63
Lu	0.36			0.13	0.22
Zr/Nb	10.5	9.8	21.8	4.5	
Y/Nb	3.2	9.3	3.5	3.0	
La/SmN	5.79			1.73	0.43
La/YbN	1.23			0.57	0.43

(1) REE = I.C.P. - CRPG NANCY
(2) in Bodinier et al., 1981
[MG] = $Mg/Mg + Fe^{2+}$
avec Fe2O3/FeO = 0.15

Tableau 11A : Comparaison statistique des amphibolites de Séchilienne et des basaltes-dolérites du complexe filonien

	SiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Zr	Nb	Y	Ni	Cr	Rb	Sr	Cu	V	Ba	Co
AMF x	49.60	15.55	10.30	7.87	7.75	3.27	0.83	1.35	0.25	0.18	147	8.4	27	206	381	29	252	166	263	168	68
n=12 S	2.84	0.90	1.82	1.86	1.44	0.61	0.29	0.49	0.09	0.03	63	4.9	15	71	65	11	59	123	11	26	12
AMPH x	49.61	15.50	10.42	7.13	8.64	2.98	0.95	1.68	0.26	0.18	155	8.2	35	239	278	33	270	176	271	135	62
n=26 s	1.89	1.21	2.06	1.41	1.32	0.57	0.33	0.69	0.15	0.04	103	6.5	20	174	88	14	71	106	47	12	16
P	0.494	0.469	0.481	0.068	0.037	0.072	0.081	0.113	0.302	0.405	0.389	0.270	0.265	(1) 0.002	(1) 0.002	0.211	0.444	(3) 0.047	(3) 0.190	0.478	(3) 0.047
BASDOL x	49.67	16.57	8.58	7.80	9.15	3.23	0.85	1.25	0.18	0.16	105	4.3	23	95	160	30	275	130	245	141	64
n=29 s	1.30	0.88	1.03	1.22	1.00	0.46	0.38	0.40	0.07	0.02	36	1.7	9	44	103	17	60	91	27	60	15
P	0.234	0.001	0.000	0.114	0.052	0.035	0.067	0.005	0.052	0.001	0.026	0.036	0.010	(2) 0.001	(2) 0.000	0.117	0.085	(4) 0.005	(4) 0.319	0.052	(4) 0.001

(1) $n_1 = 4$, $n_2 = 8$

(2) $n_1 = 7$, $n_2 = 8$

(3) $n_1 = 2$, $n_2 = 5$

(4) $n_1 = 5$, $n_2 = 7$

P = probabilité pour que les deux groupes possèdent une distribution identique (Ho)

l'hypothèse Ho est rejetée, au seuil de confiance de 5 % si $P < 0.025$ (cas d'un test bilatéral) : les deux groupes n'appartiennent pas à la même population.

AMF = amphibolites schisteuses ; AMPH : amphibolites massives banale,

BASDOL : méta-basaltes et -dolérites

Tableau 11B : Composition moyennes des amphibolites, métagabbros et métabasaltes de Chamrousse, à caractère non cumulatif (SiO_2 : 47 << 54 %, Al_2O_3 : 13,5 << 17,5 %, TiO_2 : 0,8 << 2,1).

		SiO_2	Al_2O_3	FeOtot	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Zr	Nb	Y	Ni	Cr	Rb	Sr	Cu	V	Ba	Co
amphibolites	x	50.00	15.85	7.58	7.67	8.30	3.22	0.90	1.32	0.21	0.17	131	6.4	27	167	274	29	266	26	241	190	65
(AMF + AMPH)	s	1.46	0.90	1.06	1.24	1.51	0,45	0.31	0.28	0.08	0.03	80	4.8	12	89	5	10	68	27	6	91	9
n = 23															5	5			4	4		4
méta-gabbros	x	49.35	15.99	8.76	8.32	8.55	3.01	1.07	1.23	0.15	0.15	76	5,5	20	95	234	33	267	29	298	196	60
	s	1.50	0.90	1.67	0.92	1.57	0.55	0.52	0.40	0.10	0.02	22	2.4	7	52	136	17	68	19	101	21	9
n = 21												20	20		7	7	20	20	2	2	14	2
méta-basaltes	x	49.80	16.42	7.19	7.88	9.06	3.29	0.80	1.21	0.18	0.16	104	4.0	23	102	137	26	267	99	233	132	62
et dolérites	s	1.24	0.51	0.65	1.24	0.99	0.44	0.35	0.31	0.07	0.02	37	1.5	7	50	113	14	50	117	23	57	20
n = 21															5	5			5	5		5
MORB	N							0.20	1.40	0.12		90	4.6	33	(90)	251	(2)	121			(20)	
	T							(0.51)	1.39	0.18		96	16	25	(130)	411	(6)	196			(60)	
WPB	Th.							(0.5)	2.23	0.25		149	13	26	(70)	352	(7.5)	290			(100)	
	Alc.							(1.5)	2.90	0.64		213	84	25	(90)	536	(40)	842			(600)	
VAB	Th.							0.43	0.84	0.08		40	1.7	17	18	111	4.7	231			60	
	Calc-alc.							0.94	0.98	0.19		71	2.7	22	50	160	23	428			260	

MORB : basaltes des rides médio-océaniques — Valeurs proposées par Pearce 1982 ; (x) valeurs estimées

WPB : " intra-plaques

VAB : " des arcs volcaniques

Tableau 12 : Compléments géochimiques (REE) : amphibolites de Séchilienne, métabasaltes et -dolérites du complexe filonien de Chamrousse

	Amphibolites		Filons		
	177.1	3.1	189.6D	10.6	188.1
	c	a_1	a_1	a_1	a_1
La	8.9	20.57	4.53	5.83	6.43
Ce	24.53	39.49	14.31	19.10	21.25
Nd	13.69	27.73	9.77	14.93	16.25
Sm	5.07	7.81	3.26	4.88	5.53
Eu	1.71	2.38	1.20	1.54	1.85
Gd	-	7.94	3.55	4.89	5.84
Tb	1.07	-	-	-	-
Dy	-	9.12	4.05	6.28	7.30
Er	-	4.74	2.12	3.29	3.75
Yb	3.92	5.32	2.34	3.62	4.09
Lu	.58	.81	.39	.55	.62
Hf	3.41	-	-	-	-
Th	.56	-	-	-	-
Ta	.47	-	-	-	-
La/SmN	1.08	1.63	.86	.74	.72
La/YbN	1.52	2.59	1.29	1.08	1.06

a_1 : ICP, CRPG-Nancy

c : INRA, ILL-DOCOMIEU-Grenoble. cf. annexe 2.3

Tableau 13 : Résumé des caractères chimiques des amphibolites, métabasaltes et -gabbros de Chamrousse

	Amphibolites Séchilienne	Méta-basaltes et -dolérites	Méta-gabbros	MORB (2) N-type	MORB (2) T-type	MORB (2) P ou E-type	Sarmiento (2) SSZ ophiolite	Marge brésilienne (3) transition Continent-océan T	Marge brésilienne (3) transition Continent-océan P (E)
MG	70-30 (59) 70-40 *	73-56 (65) 67-54 *	74-53 (69) 69-52 *	69-35 (a) 67-52 (b)	64-53 (a) 64-44 (b)	61-8 (a) 65-40 (b)		70-53 (c) 56-52 (d)	35-28 (c) 52-44 (d)
La/Yb_N	1.52-2.59 1.14-2.97 *	1.06-1.29 0.88-1.95 *	- 1.32-2.03 *	0.8-1.1 (a) 0.3-1.1 (b)	1.4-2.7 (a) 1.7-4.3 (b)	6.6 (a) 4.8-6.9 (b)	1.9-2.9	1.5 (c)	5.3 (c)
La/Sm_N	1.08-1.63 0.94-1.69 *	0.72-0.86 0.71-1.36 *	- 0.92-1.24 *	0.6-1.0 (a) 0.5-1.0 (b)	1.1-1.5 (a) 1.2-2.0 (b)	2.4 (a) 2.1-2.6 (b)	1.4-1.6	1.6 (c)	2.9 (c)
Zr/Y	3.1-7.7 (4.5)	3.4-5.5 (4.5)	1.6-9 (4.2)	2.2-4.2 (a) 1.8-3.6 (b)	3.1-4.7 (a) 3.3-7.1 (b)	7.1 (a) 6.1-7.9 (b)	2.2-4.5	2-4 (c) 3.0-3.2 (d)	4.0-4.2 (c) 3.5-4.6 (d)
Zr/Nb	10.7-44.4 (22.5)	12.2-48 (26.6)	7.5-29.6 (16.0)	17-78 (a) 17-64 (b)	8.8-15.5 (a) 7.7-11.8 (b)	6.3 (a) 5.8-6.8 (b)	-	8-12 (c) 18-21 (d)	6.3-7.1 (c) 15-27 (d)
Y/Nb	2.8-11 (5.7)	1.6-10 (4.1)	3.2-11 (6.3)	4.6-23 (a) 8-22 (b)	1.9-4.3 (a) 1.3-3.0 (b)	0.9 (a) 0.9-1.2 (b)	-	3-5 (c) 6-6.6 (d)	1.6-1.7 (c) 3.6-6.5 (d)
Ti/Zr	43-100 (72)	45-117 (75)	56-200 (108)				71-97	40-87 (c) 74-87 (d)	72-91 (c) 44-57 (d)

$[\ MG\ ] = 100\ Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ avec $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0.15$

(x) = x

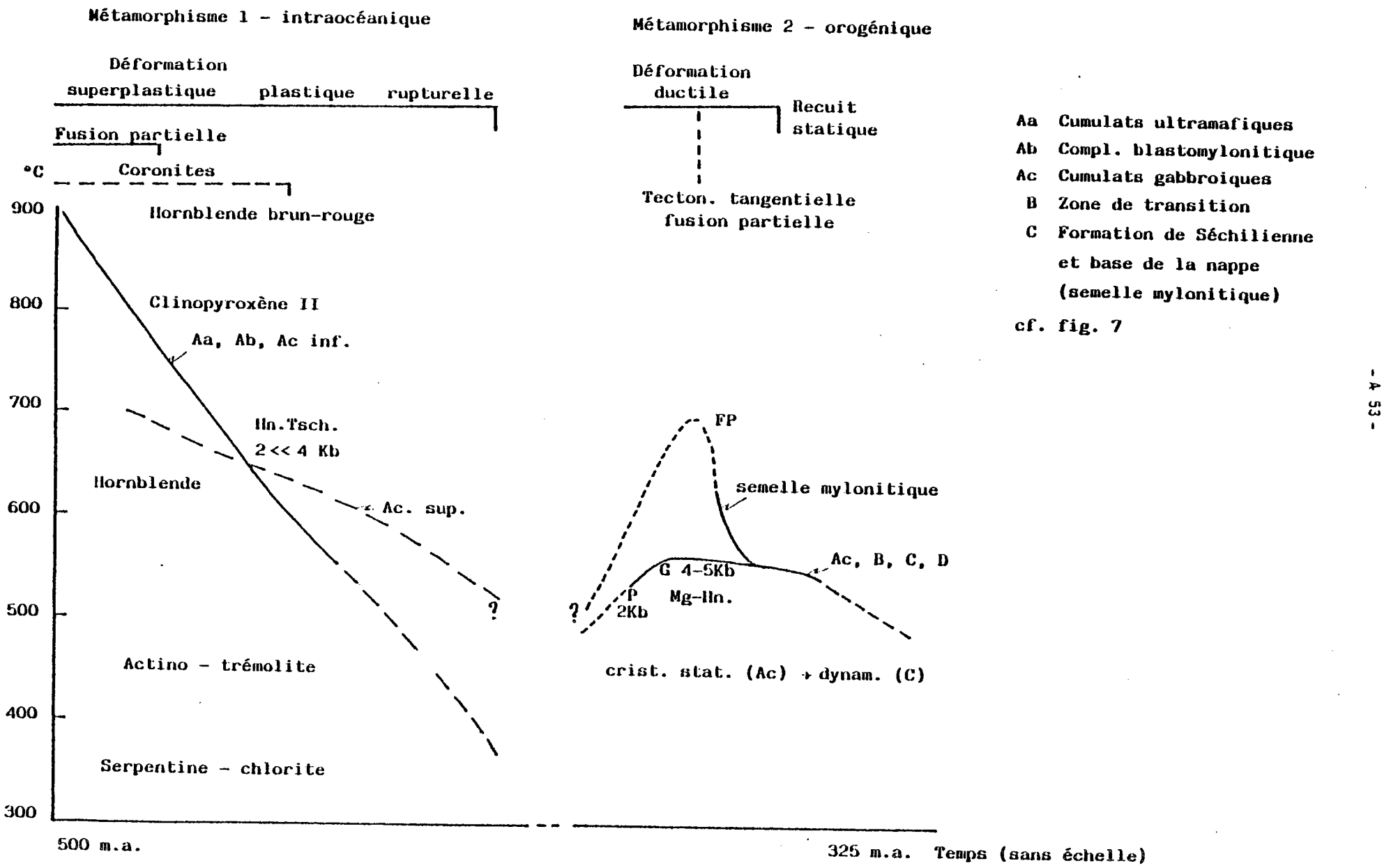
* Bodinier et al., 1981

1 - Le Roex et al., 1985 (avec références) a - Ride américaine - antarctique
b - Ride SW océan Indien.

2 - Stern, 1980.

3 - Fodor et Vetter, 1984 c - Esperito Santo Basin
d - Campos basin

Tableau 14 : Evolution tectonique et métamorphique schématique du complexe ophiolitique de Chamrousse.



Aa Cumulats ultramafiques
Ab Compl. blastomylonitique
Ac Cumulats gabbroiques
B Zone de transition
C Formation de Séchilienne et base de la nappe (semelle mylonitique)

cf. fig. 7

Tableau 15 : Formations de Rioupéroux et de Livet - Synthèse pétrographique - in Ménot (1986)

	Unités	Lithologie	Evolution tectono - métamorphique Déformation	D1	D2			
					P2a	P2b		
			Paragénèses magmatiques	Sn-1 ou éo-Sn	Sn	Sn + 1	Sn + 2	Statique
RIOUPEROUX		TRONDHJ + microdiorite	Alb.-olig. + Biot. + Ms (?)			Alb. Olig. + Chlor.+ Biot.		Qtz. + Plg.
	A	KERAT.	Alb. + Hn + Acc.			id.		
		Lept-amphibolites	Plg.			Hn. + Olig. + Epid.		id. + Hn.
		Gabbros	Plg. + Hn. (Cpx ?)			Hn. + Epid.	Chlorite	
		LEPT-MICASCHISTES	Plg. ?		Biot. + Ms + Epid./Biot.	Ms. + Chlor./Gt. + Ms. + Biot.		
	Bc	Kérat.	Alb. + Biot. (?) + Ms (?) + Acc.		+ Gt. + Ms.	Alb.-Olig.(?) + Ms. + Biot.	Chlorite	
		Irondhj.	Alb. + Acc. + Biot. + Hn. + Ms.		(éo. Sn + 1 ?)	Alb. Olig. + Biot.+ Ms.+ Epid.		
		LEPT.						
	Bd	Kérat-Irondhj	id.					
		Micaschistes			Biot. + Ms + Epid. + Gt.	Biot. + Ms. + Epid.	Chlorite	
					(éo. Sn. + 1 ?)			
		TRONDHJEMITES	Alb. + Biot. (?) + Ms. + Acc.					
	Ba	Kérat.	id.			Alb.- Olig.(?) + Ms.		
		Lept-amphibolites	Plg. + Hn. ?		Biot. + Ms./Hn. + Qtz.	Ms.+ Biot./Hn.+ Biot.+ Olig.+	Chlor.+Séricite	Qtz. + Plg.
					(éo. Sn + 1 ?)			
LIVET		LEPT-AMPHIBOLITES	Acc. + Plg. ?		Biot. + Ms.(?)+ Gt.+And.	Hn.+Biot.+Ms +Epid.+Olig.-And.	Ms.+Hn.+Biot.(?)	... id.+ Hn.
		Micasch-Gneiss (base)			Biot. + Gt.+ Olig.	Biot.+ Ms.+ Gt.+ St.(?)+Hn.	Chlor.+ Ms.+Hn.	Qtz.+Plg.
	C						+ Biot.	+ Biot.
		Irondhj, leucocrates	Alb.+ Biot.+ Hn. + Acc.			Alb.-Olig.+Biot.+Hn.+Epid.		Qtz.+Plg.+Hn.
		et mésocrates	Olig.+ Hn.+ Cpx.+ Biot.+ Acc.					
	D	MICASCHISTES		.?.....?.....		Ms.+ Biot.+ Gt.+ Qtz. + Alb.	Ms.+Chlor.+Alb.	
		TRONDHJ. Leucocrates	Alb.+ Hn.+ Acc.+ Biot. (?)			Alb.+ Olig.+ Biot.+ Hn.		Qtz. + Plg.
	E	Kérat. (filons)	Alb.+ Hn.+ Acc.			Hn (?) + Biot.(Chlorite)		
		leptynites.						

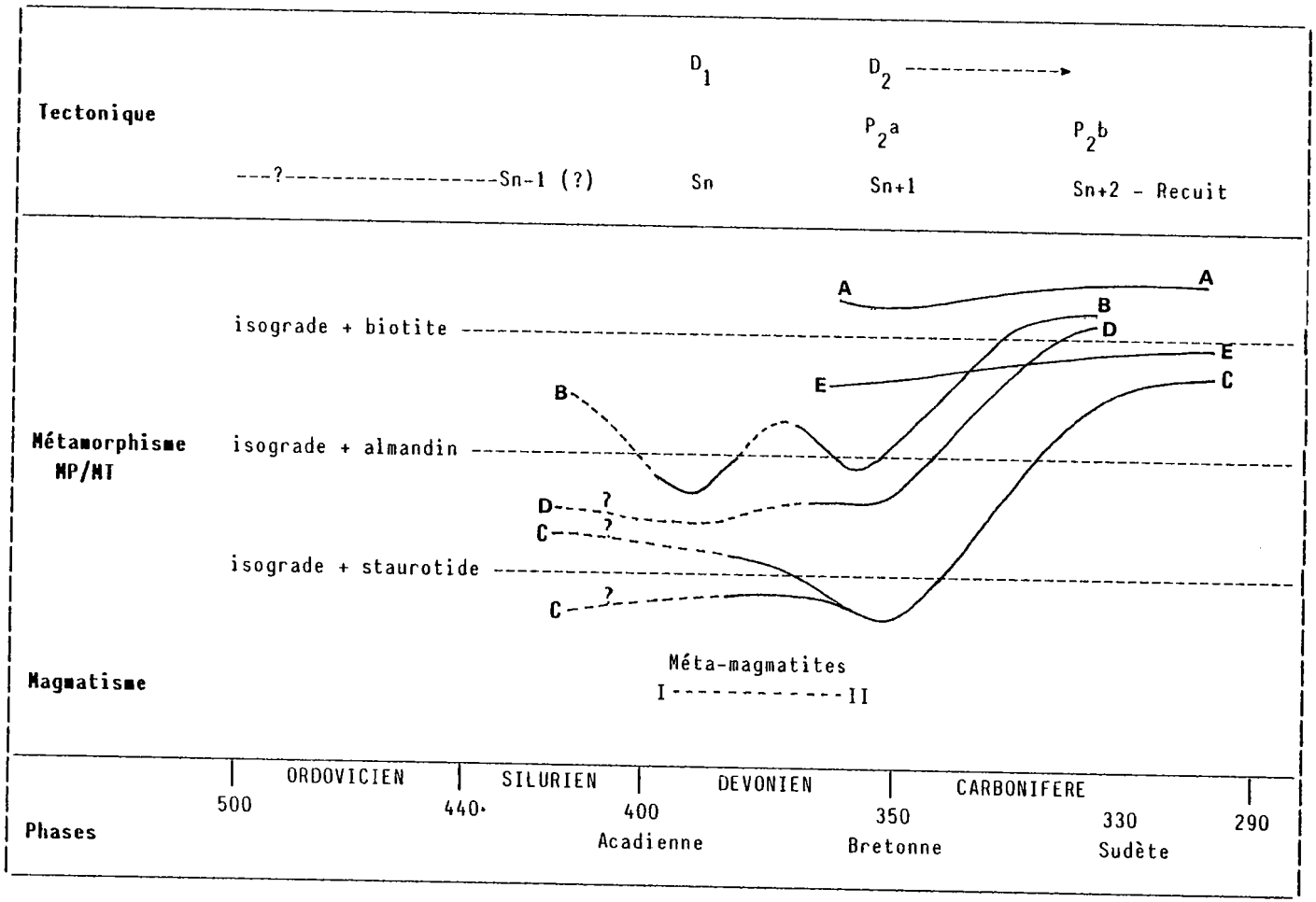
RIOUPEROUX
A : unité de Rioupéroux ss.
B : unité de la forêt de Rioupéroux

LIVET :
C : unité leptyno-amphibolique de la Balme
D : unité micaschisteuse des Roberts
E : unité trondhjénitique de Livet
LEPT. = faciès dominant
lept. = faciès subordonné.

Alb.-Albite Olig.-oligoclase And.-andésine
Plg.-plagioclase Biot.-biotite Ms.-muscovite
Hn.-hornblende Cpx.-clinopyroxène Epid.-épidote
Gt.-grenat St.-staurotide Chlor.-chlorite
Acc.= Zircon, Apatite, minéraux opaques.

Sn. foliation mylonitique
Sn+1 foliation. mylonitique ou schistosité de crénulation
Sn+2 schistosité de crénulation.
P2a plis isoclinaux dissymétriques
P2b plis en chevron ou Kinks.

Tableau 16 - Formations de Rioupéroux et de Livet
chronologie proposée des évènements magmatiques, métamorphiques et tectoniques, in Ménot (1986)



A = Unité de Rioupéroux ss.
B = Unité de la forêt de Rioupéroux
C = Unité de la Balme
D = Unité des Roberts (micaschistes)
E = Unité de Livet (trondhjémites)

Tableaux 17A à 17E - Analyses chimiques des métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet.

Légende commune :

AMPH	:	amphibolites
DOC	:	métadolérites
DIOR	:	métadiorites ou microdiorites
MELGPL	:	métatrondhjémites mésocrates
GPL	:	métatrondhjémites leucocrates
KER	:	métakératophyres
LEPT	:	leptynites
OLEPT	:	leptynites à reliques texturale ignées

$MI = Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ Normalisation $Fe^{3+} = 0,15\ Fe^{2+}$

$MG = Mg/Mg + Fe^{2+}$

Origine des analyses : a, a_1, b, c, d, cf. annexe 2.3

Tableau 17 A : Unité de Rioupéroux s.s. (RIA)

	286-3B	227-03	227-06	229-02	229-01	227-1	227-08	227-07	228-02	286-3A	229-03	227-09	227-2	228-01	227-12	227-10
		a	a	a	a		a	a	a		a	a		a	a	a
LOC	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA	RIA
TYP	DOL	DOL	DIOR	MELGPL	MELGPL	KER	KER	GPL	KER	GPL	GPL	KER	KER	KER	KER	GPL
SIO2	44.56	60.11	60.42	62.84	65.22	66.90	67.77	69.05	70.49	70.50	70.66	70.74	72.35	72.41	73.49	76.89
AL2O3	19.30	17.62	16.87	16.95	15.99	15.60	15.53	15.42	15.24	14.80	15.20	15.20	14.10	13.86	14.07	12.81
FE2O3	6.04	6.92	6.42	5.04	3.88	2.16	4.41	3.42	3.45	1.69	3.10	3.48	0.92	3.74	2.78	1.66
FEO	7.04	0.00	0.00	0.00	0.00	2.23	0.00	0.00	0.00	1.56	0.00	0.00	1.67	0.00	0.00	0.00
MGO	5.65	3.72	2.06	1.98	1.61	1.51	1.53	1.05	0.66	0.78	0.79	1.25	1.02	0.75	0.84	0.62
CAO	6.64	1.71	1.80	1.20	2.49	1.47	1.39	0.52	0.87	1.50	1.30	0.55	0.63	0.73	0.19	0.27
NA2O	3.65	5.28	4.54	5.68	6.43	6.60	5.59	6.08	6.74	6.86	6.63	5.25	6.90	4.78	4.51	5.40
K2O	0.81	0.92	2.61	1.35	0.53	0.63	1.26	1.20	0.47	0.31	0.49	1.74	0.24	1.56	2.17	1.12
TIO2	1.21	0.92	1.03	0.90	0.87	0.45	0.74	0.52	0.45	0.36	0.50	0.51	0.33	0.40	0.27	0.25
P2O5	0.11	0.26	0.25	0.23	0.01	0.13	0.17	0.17	0.01	0.09	0.12	0.01	0.07	0.01	0.63	0.01
MNO	0.22	0.16	0.09	0.04	0.06	0.07	0.07	0.07	0.03	0.04	0.04	0.08	0.05	0.03	0.05	0.04
PF	3.04					1.45				0.69			0.84			
TOTAL	98.27					99.20				99.18			99.12			
ZR	149	177	185	226	233	297	260	286	304	319	312	300	327	239	333	162
NB	8.0	7.0	7.0	8.0	11.0	9.4	9.0	14.0	11.0	11.0	11.0	10.0	13.5	13.0	17.0	11.0
Y	40	28	17	29	45	34	24	36	37	49	40	40	47	26	43	24
NI		34	35	10	10		10	10	10		10	10		10	15	10
CR		65	12	10	10		10	10	10		10	10		10	10	10
RB	28	17	113	36	10	25	38	27	10	8	10	37	5	31	38	25
SR	478	179	184	197	127	133	88	76	59	164	104	74	73	66	37	45
CU		10	10	10	10		10	10	10		10	10		10	421	10
V		151	163	66	86		60	46	21		38	29		36	18	18
BA		215	520	267	166	174	230	320	79		291	631	158	204	674	153
CO		24	39	10	10		10	10	10		10	10		15	17	10
NI	0.69	0.63	0.74	0.70	0.68	0.73	0.72	0.75	0.82	0.80	0.78	0.71	0.71	0.82	0.75	0.71
MG	0.48	0.55	0.42	0.47	0.49	0.43	0.44	0.41	0.30	0.34	0.37	0.45	0.46	0.31	0.41	0.46

Tableau 170 : Unité de la Forêt de Rioupéroux (RIB)

	281-6	279-24 a	279-17 a	281-10	281-11 a	279-23	279-8 a	272-03	272-04 a	279-20	168.1 a	279-22	279-11	279-9	279-10	279-7	279-4B	281-7	279-12	279-4A	279-1	279-16	279-5	279-15	279-21	281-9	165-2
LOC	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB	RIB
TYP	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	MELGPL	LEPT	GPL	LEPT	KER	OLEPT	LEPT	GPL	KER	GPL	KER	KER	GPL	GPL	GPL	KER	GPL	GPL	LEPT
SIO2	48.75	49.30	50.62	50.76	51.26	51.95	52.05	53.71	63.65	67.20	67.21	67.95	68.20	68.20	68.30	68.50	70.17	70.35	70.45	71.50	71.82	72.00	72.52	73.00	73.35	77.55	78.45
AL203	16.90	16.96	16.67	17.20	16.43	16.75	16.86	17.98	17.00	16.00	16.20	15.57	14.85	15.70	15.15	15.50	14.62	15.50	14.90	14.05	14.73	14.25	14.75	14.05	13.95	13.80	12.40
FE203	2.14	9.16	8.71	2.00	11.16	2.16	8.61	8.15	4.63	1.62	1.27	1.05	0.78	1.93	1.89	1.75	1.17	1.32	1.51	1.79	0.68	0.71	0.83	0.58	0.98	0.03	0.31
FEO	7.39	0.00	0.00	3.70	0.00	5.64	0.00	0.00	0.00	2.31	2.00	2.64	3.03	2.00	2.05	1.99	2.05	1.69	1.64	1.18	1.92	1.97	1.45	1.56	1.46	0.33	0.51
MGO	7.03	7.48	7.14	2.98	4.76	7.08	6.70	3.64	2.33	1.46	1.64	1.00	2.44	1.38	1.36	1.17	0.69	0.95	0.79	0.78	1.02	1.13	0.39	0.75	0.86	0.25	0.37
CAO	4.68	6.78	6.67	5.95	3.17	6.99	7.81	5.78	1.46	1.81	1.02	2.29	1.07	1.98	2.44	1.63	1.64	1.02	1.34	1.11	1.53	0.58	1.05	1.12	0.58	0.57	0.47
NA20	3.92	1.35	1.70	3.60	4.64	3.93	3.83	4.62	6.11	6.28	6.30	5.83	6.11	6.34	6.07	6.50	6.72	6.08	5.76	6.24	6.19	6.82	6.77	6.26	6.83	6.72	6.52
K20	1.23	2.77	2.12	4.00	1.14	1.56	1.38	0.71	1.04	1.28	1.51	1.42	0.85	0.66	0.97	1.32	1.03	1.68	2.03	1.29	0.79	0.70	0.65	0.98	0.86	0.53	0.14
TI02	1.47	1.08	1.12	0.72	2.04	0.90	1.09	1.90	1.26	0.59	0.56	0.61	0.57	0.51	0.55	0.57	0.45	0.55	0.43	0.40	0.39	0.32	0.31	0.31	0.32	0.22	0.09
P205	0.22	0.17	0.17	0.35	0.36	0.14	0.17	0.35	0.18	0.13	0.20	0.17	0.14	0.14	0.14	0.16	0.09	0.14	0.10	0.08	0.09	0.13	0.06	0.06	0.06	0.01	0.04
MNO	0.14	0.19	0.18	0.16	0.12	0.16	0.16	0.12	0.06	0.09	0.04	0.06	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.08	0.06	0.03	0.07	0.02	0.07	0.04	0.01	0.02
PF	4.34			7.20		1.24				1.00	1.27	0.79	1.62	0.67	1.05	0.78	0.96	0.97	0.83	0.94	1.01	1.05	0.67	1.05	0.72	0.50	0.44
TOTAL	98.21			98.62		98.50				99.77	99.22	99.38	99.74	99.59	100.05	99.95	99.65	100.31	99.86	99.42	100.20	99.73	99.47	99.79	100.01	100.52	99.76
ZR		96	93	98	119	96	94	107	188	236	327	247	257	295	221	249	247	346	281	244	226	250	268	277	251	205	157
NB		7.0	6.0	8.0	6.0	6.0	7.0	6.0	16.0	10.0	11.3	9.0	14.0	9.0	8.0	9.4	18.0	12.0	10.0	10.0	9.0	11.0	10.0	10.0	11.0	12.0	12.8
Y		15	13	19	26	18	16	27	17	28	35	29	38	1	33	36	44	39	33	40	27	35	31	31	36	39	25
NI		118	43	57	33		31	11	10		14																
CR		200	174	203	37		154	11	10		10																
RB		133	86	301	68	44	31	16	29	33	34	42	18	20	33	28	21	40	47	24	24	17	16	26	19	22	3
SR		129	135	126	220	258	254	336	122	193	129	148	97	182	179	123	57	156	126	59	156	58	106	55	49	81	55
CU		82	12		40		40	10	10		10																
V		232	233		298		222	179	90		28																
BA		604	522		312		335	91	85	410	535	425	567	195	278		371	736	630	710	269	281	387	346	273	128	130
CO		177	44		22		33	17	12		11																
MI	0.57	0.52	0.52	0.65	0.68	0.52	0.54	0.67	0.64	0.72	0.66	0.78	0.60	0.73	0.73	0.75	0.82	0.75	0.79	0.78	0.71	0.70	0.85	0.74	0.73	0.59	0.68
MG	0.61	0.65	0.65	0.53	0.49	0.66	0.64	0.50	0.53	0.44	0.52	0.36	0.57	0.43	0.43	0.40	0.31	0.40	0.35	0.36	0.45	0.47	0.27	0.42	0.43	0.59	0.49

Tableau 17C : Unité de la Balme (LIVC)

	222-2	222-15 a	280-21	222-10	237-08 a	222-7	222-12	238-7	235-5	237-03 a	235-3	238-1	294-3 b	222-11	237-7	222-4	222-17	222-6	238-2	280-18	235-2	222-3	237-2	234-4	236-04 a	234-7
LOC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC
TYP	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	MELGPL	AMPH	DIOR	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH
SIO2	53.10	53.65	53.81	54.71	54.88	55.70	55.96	56.40	57.00	57.40	57.40	57.50	57.59	46.65	48.36	49.97	50.10	50.39	50.40	51.10	51.22	51.41	51.44	51.86	52.79	52.86
AL2O3	17.35	20.40	16.52	16.05	16.34	16.80	15.95	16.10	17.00	16.92	15.80	16.10	16.67	16.67	17.15	16.10	16.45	18.30	16.55	18.20	17.45	17.15	16.35	17.10	17.01	16.55
FE2O3	1.68	7.24	3.87	4.33	10.52	2.33	3.90	2.81	2.20	7.60	4.92	2.51	0.70	2.74	2.78	2.81	3.29	2.67	3.38	3.16	2.58	1.80	2.48	2.92	9.62	2.75
FEO	6.28	0.00	5.87	4.87	0.00	5.49	4.74	5.08	4.23	0.00	3.69	5.35	5.97	5.09	7.92	5.33	6.65	5.03	7.41	5.40	5.11	6.26	5.87	5.97	0.00	5.51
MGO	5.40	3.60	3.90	3.84	4.10	4.20	3.62	3.67	4.83	3.87	3.19	3.86	4.24	11.09	6.00	8.20	6.53	6.60	6.15	5.58	4.79	6.66	6.93	5.85	5.14	5.76
CAO	6.22	1.45	6.48	5.51	4.87	5.11	4.58	5.92	5.59	4.49	3.87	5.03	6.09	9.10	3.56	8.82	7.70	6.87	5.85	6.34	5.48	6.72	6.53	6.89	8.46	6.70
NA2O	3.90	3.68	4.50	5.70	5.64	4.86	5.20	5.90	6.58	6.75	7.06	5.30	3.86	2.38	4.13	3.17	3.04	3.95	3.90	4.80	5.14	4.26	4.50	5.08	4.05	5.27
K2O	1.73	4.18	0.85	0.74	0.80	1.56	1.39	0.46	0.45	0.20	0.34	0.65	0.92	1.62	1.56	1.63	1.06	2.14	1.35	1.16	1.72	1.31	1.69	0.93	0.10	0.88
TIO2	1.08	0.84	1.39	1.64	1.51	1.51	1.54	1.08	0.71	1.52	1.48	1.07	1.10	0.67	1.60	0.85	0.73	0.56	1.46	0.96	1.31	1.05	1.00	1.30	1.45	1.21
P2O5	0.14	0.33	0.08	0.31	0.17	0.19	0.34	0.13	0.15	0.12	0.32	0.02	0.21	0.09	0.26	0.09	0.24	0.11	0.26	0.16	0.22	0.16	0.09	0.26	0.13	0.19
MNO	0.17	0.10	0.22	0.24	0.19	0.19	0.19	0.15	0.11	0.19	0.17	0.20	0.24	0.17	0.25	0.17	0.14	0.18	0.16	0.17	0.11	0.14	0.15	0.28	0.17	0.22
PF	2.07	4.49	1.19	0.82		1.71	1.73	1.52	1.14		0.95	1.44	3.06	2.87	5.43	1.74	3.10	1.95	2.26	1.48	4.39	2.46	1.48	1.37		1.72
TOTAL	99.12	99.96	98.68	98.76		99.65	99.14	99.22	99.99		99.19	99.03	100.85	99.14	99.00	98.88	99.03	98.75	99.13	98.51	99.52	99.38	98.51	99.81		99.62
ZR	137	74	98	135	108	127	137	140	129	173	142	137	61	59	93	66	83	74	120	118	111	103	73	118	108	107
NB	5.9	5.0	8.1	9.7	6.0	7.7	8.0	9.0	6.0	8.0	6.0	8.0	6.0	4.0	5.7	4.1	3.0	3.0	6.0	7.5	7.0	6.0	4.2	7.7	5.0	4.6
Y	25	7	28	32	22	25	35	35	19	29	33	38	24	11	32	18	18	23	37	26	22	20	22	29	26	21
NI	30	76	34	9	15	24	21		38	12				190			62		2	44	10	44		25	67	20
CR	130	27	50	115	12	140	132		130	15				414			235		42	8	148	180		165	44	148
RB	34	295	19	16	15	38	12	6	12	10	10	12	15	42	36	59	37	61	28	27	39	31	37	23	11	21
SR	324	141	259	201	189	277	92	231	254	151	191	210	226	205	125	357	433	375	182	272	271	254	226	129	322	284
CU		55			10					10															23	
V		216			280					204															252	
BA		343			204		421	271	257	111	153		630					890							233	
CO		61			25					10															131	
MI	0.59	0.64	0.71	0.70	0.70	0.64	0.70	0.67	0.56	0.64	0.72	0.66	0.62	0.41	0.63	0.49	0.60	0.53	0.63	0.60	0.61	0.54	0.54	0.60	0.63	0.58
MG	0.59	0.53	0.46	0.47	0.47	0.53	0.47	0.50	0.61	0.54	0.45	0.51	0.56	0.75	0.54	0.68	0.58	0.65	0.55	0.58	0.57	0.63	0.64	0.58	0.55	0.60

Tableau 17D : Unité de la Balme (LIVC)

	237.2	222.1	235-6	294-1 b	237-06 a	235-1	238-3	281-8	234-5	222-5B	222-5A	222-5C	238-5	237-5B	236.2 a_1	234-6	236-2 a_1	236.5	237.1 a_1	237.4	237-5	238-8	238-4	222-8 a_1	234-3
LOC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC	LIVC
TYP	AMPH	AMPH	MELGPL	MELGPL	LEPT	MELGPL	DIOR	LEPT	GPL	GPL	GPL	GPL	OLEPT	GPL	OLEPT	GPL	OLEPT	GPL	GPL	OLEPT	GPL	OLEPT	GPL	KER	LEPT
SIO2	58.03	58.13	59.21	59.64	59.69	60.20	61.52	64.36	66.20	68.15	68.25	68.25	68.35	68.60	69.24	69.30	69.95	70.04	71.15	71.64	71.86	72.90	72.95	73.30	73.60
AL203	16.45	16.90	16.23	15.82	16.06	16.50	15.60	15.35	15.30	15.65	15.45	15.45	15.25	15.95	15.00	14.65	14.45	14.90	14.55	14.70	14.40	13.75	14.25	14.35	13.15
FE203	2.50	1.45	2.82	1.16	8.66	1.35	1.97	1.96	1.21	0.00	0.00	2.12	0.78	1.29	1.57	1.77	1.38	1.15	1.82	1.28	1.24	1.27	0.96	1.01	1.28
FEO	4.82	4.62	3.77	7.72	0.00	3.17	3.59	3.38	2.95	4.21	4.19	1.86	3.00	1.66	1.87	1.99	2.05	1.59	1.49	1.21	1.13	1.38	1.86	1.10	1.49
MGO	2.28	3.43	2.76	2.90	2.50	2.74	3.75	2.44	1.92	1.20	1.32	1.32	1.36	1.65	0.79	1.07	0.82	0.97	0.89	1.04	0.89	0.51	0.72	0.68	0.76
CAO	7.36	4.86	3.56	3.61	3.67	4.44	5.58	2.54	1.82	1.16	1.27	1.27	1.73	1.20	1.56	1.47	1.28	2.20	1.30	1.60	1.13	1.86	1.82	1.32	0.76
NA20	2.92	4.38	5.58	5.73	6.57	6.20	4.63	4.96	6.47	6.99	6.96	6.96	6.00	7.04	5.48	6.83	5.42	6.74	6.65	7.06	6.87	5.90	5.63	6.43	6.39
K20	1.90	1.42	0.95	0.49	0.50	0.80	0.54	1.49	0.63	0.45	0.46	0.46	0.41	0.33	2.56	0.26	2.54	0.48	0.28	0.18	0.29	0.45	0.22	0.53	0.53
TI02	0.54	1.06	0.73	1.20	1.34	1.11	0.67	0.78	0.81	0.47	0.44	0.44	0.57	0.50	0.52	0.54	0.54	0.54	0.34	0.33	0.40	0.33	0.35	0.24	0.29
P205	0.15	0.19	0.23	0.12	0.14	0.29	0.09	0.12	0.20	0.18	0.09	0.09	0.15	0.11	0.14	0.15	0.08	0.15	0.07	0.07	0.11	0.04	0.04	0.08	0.07
MNO	0.15	0.18	0.07	0.14	0.17	0.08	0.20	0.10	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.04	0.07	0.04	0.01	0.04	0.01	0.01	0.05	0.03	0.05
PF	1.54	1.91	3.34	2.06		2.75	0.89	1.78	1.60	0.95	0.82	0.82	1.46	1.24	0.80	1.03	0.81	0.64	0.75	0.30	1.09	0.72	0.75	0.87	0.85
TOTAL	98.64	98.53	99.25	100.59		99.63	99.03	99.26	99.18	99.46	99.31	99.10	99.13	99.62	99.59	99.10	99.39	99.44	99.30	99.45	99.42	99.12	99.60	99.94	99.22
ZR		169	181	158	164	170	185	226	270	282			211			329		293	351	300	311	327	338	244	334
NB		8.6	7.0	6.0	6.0	7.0	8.0	12.0	10.5	12.0			11.0			11.2		11.9	15.0	11.5	8.0	8.0	7.0	18.0	16.0
Y		32	27	38	32	28	35	36	38	31			40			53		44	54	42	47	50	53	39	46
NI			18		10				0										10					10	
CR			78		12				110										10					10	
RB		27	36		9	26	10	47	19	32			6			8		5	9	2	11	7	4	16	13
SR		287	307	259	179	343	220	184	159	235			122			124		152	119	115	103	214	141	107	73
CU					11														10					10	
V					154														28					16	
BA		577	315	484	102	328	165	516	341	150			283			155		301	184	77	97	223	127	268	298
CO					13														16					15	
MI	0.76	0.63	0.70	0.75	0.76	0.62	0.59	0.68	0.68	0.78	0.76	0.74	0.73	0.63	0.81	0.77	0.80	0.73	0.78	0.69	0.72	0.83	0.79	0.75	0.78
MG	0.40	0.54	0.47	0.40	0.40	0.56	0.59	0.49	0.49	0.37	0.39	0.42	0.43	0.55	0.33	0.38	0.34	0.43	0.37	0.47	0.45	0.29	0.35	0.41	0.37

Tableau 17E : Unité de Livet (LIVE)

	280-8	280-19	280-2	280-22	280-01 a	280-11	280-9	LI-1A
LOC	LIVE	LIVE	LIVE	LIVE	LIVE	LIVE	LIVE	LIVE
TYP	AMPH	MELGPL	GPL	GPL	GPL	OLEPT	GPL	GPL
SIO2	56.57	64.30	69.05	69.25	70.21	72.20	75.05	76.20
AL2O3	16.60	17.55	15.55	14.50	15.56	14.10	13.85	13.55
FE2O3	2.11	2.29	0.31	2.40	2.76	0.85	0.03	0.34
FEO	3.33	1.64	1.14	2.23	0.00	1.64	0.57	0.56
MGO	4.92	1.37	1.45	1.18	0.81	1.46	0.55	0.64
CAO	6.34	3.10	3.00	2.62	1.72	1.15	1.60	0.96
NA2O	5.90	7.06	7.20	5.23	6.73	5.87	6.38	6.35
K2O	0.87	0.67	0.18	0.26	0.12	0.41	0.22	0.18
TIO2	1.20	0.75	0.64	0.50	0.61	0.34	0.19	0.20
P2O5	0.15	0.22	0.17	0.14	0.01	0.08	0.05	0.04
MNO	0.08	0.07	0.03	0.06	0.04	0.04	0.01	0.01
PF	0.93	0.65	0.45	1.03		1.25	0.47	0.36
TOTAL	99.00	99.67	99.17	99.40		99.39	98.97	99.39
ZR	97	186	261	255	237	217	260	295
NB	6.3	15.0	12.2	11.9	19.0	8.8	17.5	12.0
Y	33	61	48	40	46	29	40	53
NI	18				10		4	
CR	6				10		5	
RB	18	10	2	5	10	11	3	3
SR	289	300	136	235	164	117	140	94
CU					10			
V					34			
BA	412	386	159	360	160	236	230	185
CO					10			
MI	0.52	0.73	0.49	0.79	0.75	0.62	0.52	0.58
MG	0.66	0.43	0.68	0.36	0.40	0.55	0.65	0.60

Tableau 18 - Tableau des corrélations inter-éléments (Formations de Rioupéroux et de Livet

	SiO2	Al2O3	FeOtot.	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Zr	Nb	Y	Rb	Sr	Ba	PF
SiO2	1,00																
Al2O3	- 0,85	1,00															
FeOtot.	- 0,95	0,73	1,00														
MgO	- 0,93	0,70	0,85	1,00													
CaO	- 0,85	0,61	0,78	0,89	1,00												
Na2O	0,64	**-0,46**	-0,59	-0,73	-0,57	1,00											
K2O	**- 0,38**	**0,46**	**0,31**	**0,36**	**0,10**	-0,69	1,00										
TiO2	- 0,85	0,68	0,87	0,70	0,69	**-0,40**	**0,14**	1,00									
P2O5	**- 0,50**	**0,49**	**0,50**	**0,36**	**0,26**	**-0,34**	**0,38**	0,52	1,00								
MnO	- 0,84	0,62	0,87	0,82	0,78	-0,60	**0,30**	0,74	**0,38**	1,00							
Zr	0,79	-0,61	-0,73	-0,80	-0,77	0,60	**-0,30**	-0,67	**-0,28**	-0,73	1,00						
Nb	0,71	-0,58	-0,70	-0,67	-0,62	**0,45**	**-0,29**	-0,58	**-0,28**	-0,64	0,64	1,00					
Y	0,53	**-0,47**	-0,51	-0,55	**-0,39**	0,57	**-0,49**	**-0,38**	-0,22	**-0,48**	0,61	0,59	1,00				
Rb	**- 0,40**	0,53	**0,32**	**0,35**	**0,09**	-0,58	0,86	**0,16**	**0,31**	**0,22**	**-0,35**	**-0,32**	-0,51	1,00			
Sr	- 0,68	0,67	0,58	0,58	0,72	**-0,26**	**0,05**	0,55	**0,33**	**0,47**	-0,55	**-0,52**	**-0,26**	**0,05**	1,00		
Ba	**- 0,22**	**0,19**	**0,17**	**0,28**	**0,19**	**-0,50**	0,64	**-0,19**	**0,23**	**0,31**	**-0,11**	**-0,14**	**-0,10**	**0,32**	**0,14**	1,00	
PF	- 0,64	0,58	0,58	0,60	**0,34**	-0,74	0,63	**0,50**	**0,50**	**0,44**	-0,52	**-0,47**	**-0,50**	0,66	**0,29**	**0,30**	1,00

Tableau 19A : Comparaison statistique des métabasites des différentes unités des formations de Rioupéroux - Livet

	SiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Zr	Nb	Y	Ni	Cr	Rb	Sr	Cu	V	Ba	Co
Métabasaltes																					
RIA x	49.49	16.75	8.09	6.53	7.47	2.85	1.11	1.19	0.37	0.14	95	3.8	20	-	-	34	267	-	-	807	-
n = 6 s	3.80	0.78	0.22	1.99	1.79	0.90	0.53	0.31	0.34	0.04	41(c)	2.6(c)	13(c)	-	-	17(c)	85(a)	-	-	415(c)	-
Amphibolites																					
RIB x	51.05	16.97	7.95	5.85	5.98	3.45	1.86	1.29	0.24	0.13	100	6.6	19	49	130	97	208	-	-	373	-
n = 9 s	1.48	0.44	1.27	1.67	1.37	1.16	1.00	0.44	0.09	0.02	8.7(a)	0.7(a)	5(a)	34(b)	77(b)	90(b)	75(b)	-	-	179(c)	-
LIVC x	53.04	16.94	8.08	5.36	6.05	4.59	1.30	1.13	0.18	0.17	110	6.1	25	-	123	-	239	-	-	341	-
n = 24 s	3.04	0.95	1.06	1.81	1.66	1.11	0.81	0.34	0.08	0.04	28(d)	1.8(d)	8(d)	-	98(a)	-	44(d)	-	-	224(F)	-
Métadolérites																					
RIA x	52.34	18.48	9.36	4.68	4.18	4.47	0.87	1.07	0.15	0.19	163	7.5	34	34(g)	65(g)	23	329	-	-	215	-
n = 2 s	7.77	0.84	3.13	0.96	2.47	0.82	0.06	0.15	0.08	0.03	14	0.5	6			5	150	-	-	(g)	-
RIA/RIB											(1)	(2)	(1)				(1)			(3)	
P	> 0.025	id.	id.	id.	id.	id.	id.	id.	id.	id.	0.141	0.060	0.150	-	-	0.060	0.025	-	-	0.047	-
RIA/LIVC																				(1)	
P	0.026	0.302	0.284	0.060	0.028	0.003	0.339	0.339	0.250	0.045	0.141	0.011	0.233	-	-	0.153	0.123	-	-	0.000	-
RIB/LIVC														(4)	(4)						
P	0.029	0.460	0.492	0.073	0.272	0.007	0.067	0.198	0.046	0.245	0.235	0.293	0.103	> 0.02	> 0.02	0.003	0.0464	-	-	0.010	-
DOL/BAS																					
(RIA) P	0.571	0.071	0.571	0.143	0.071	0.071	0.321	0.571	0.429	0.107	0.071	0.107	0.143	-	-	0.214	0.429	-	-	0.036	-

n : (a) = 7 ; b = 6 ; c = 5 ; d = 23 ; e = 17 ; f = 8, g = 1

(1) $n_1 = 6$, $n_2 = 8$
(2) $n_1 = 6$, $n_2 = 7$
(3) $n_1 = 6$, $n_2 = 6$
(4) $n_1 = 6$, $n_2 = 17$

P = probabilité pour que 2 groupes possèdent une distribution identique (Ho)
L'hypothèse Ho est rejetée, au seuil de confiance de 5 % si $P < 0.025$ (cas du test bilatéral)
RIA : unité de Rioupéroux s.s. (A) ; LIVC : unité de la Balme (Livet C)
RIB : unité de la forêt de Rioupéroux (B).

Tableau 19B : Compositions moyennes des amphibolites et métabasaltes de Rioupéroux et de Livet à caractère non cumulatif (SiO_2 : 47 à 54 %, Al_2O_3 : 13,5 à 17,5 %, TiO_2 : 0,8 à 2,1).

	SiO_2	Al_2O_3	FeOtot	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Zr	Nb	Y	Ni	Cr	Rb	Sr	Cu	V	Ba	Co
Métabasaltes																					
RIA x	49.29	16.56	7.90	7.66	8.03	2.59	1.31	1.03	0.14	0.16	76	2	16	-	-	41	255	-	-	530	-
n = 4 s	1.58	0.23	0.07	1.26	0.36	0.69	0.47	0.13	0.05	0.03	13	1.6	9			16	71			147	
Amphibolites																					
RIB x	50.66	16.76	8.46	6.70	6.02	3.22	1.70	1.28	0.21	0.16	100	6.4	18	56	141	72	199	44	246	443	-
n = 6 s	1.26	0.18	0.91	0.90	1.58	1.24	0.57	0.38	0.07	0.02	10(a)	0.5(a)	4(a)	36(b)	62(b)	36(a)	56(a)	25(b)	30(b)	123(b)	
LIVC x	51.34	16.88	8.52	6.09	6.52	4.34	1.29	1.23	0.18	0.18	104	5.6	25	28	122	32	247	23(d)	252(d)	233(d)	-
n = 10 s	1.40	0.43	1.02	0.93	1.40	0.63	0.49	0.22	0.06	0.05	20	1.1	6	20(c)	52(c)	12	77				
MORB N							0.20	1.40	0.12		90	4.6	33	(90)	251	(2)	121			(20)	
T							(0.51)	1.39	0.18		96	16	25	(130)	411	(6)	196			(60)	
WPB Th.							(0.5)	2.23	0.25		149	13	26	(70)	352	(7.5)	290			(100)	
Alc.							(1.5)	2.90	0.64		213	84	25	(90)	536	(40)	842			(600)	
VAB Th.							0.43	0.84	0.08		40	1.7	17	18	111	4.7	231			60	
Calc-alc.							0.94	0.98	0.19		71	2.7	22	50	160	23	428			260	

MORB : basaltes des rides médio-océaniques — Valeurs proposées par Pearce 1982 ; (x) valeurs estimées

WPB : " intra-plaques

VAB : " des arcs volcaniques

n : a = 5 ; b = 4 ; c = 7 ; d = 1.

Tableau 20 : Résumé des caractères chimiques des métabasites, à caractère non cumulatif, des formations de Rioupéroux et de Livet

	Amphibolites et Méta-basaltes			Dolérites	MORB (1)			WPB-thol. continentale		VAB-Marges actives	
	RIB	RIA (1)	LIVC	RIA	N-Type	T-Type	E(P)-type	Maroc (3)	Arizona(4)	IAT (5)	
n	6	4	10	2							
MG x (s)	66-49 62(7)	72-48 60(10)	68-54 59(4)	55-48 52(5)	69-35(a) 67-52(b)	64-53(a) 64-44(b)	61.8(a) 65-40(b)	68-54	52	54-48	
La/Yb_N			1.51-3.14 2.42(0.68) (a)	1.79	0.8-1.1(a) 0.3-1.1(b)	1.4-2.7(a) 1.7-4.3(b)	6.6(a) 4.8-6.9(b)	2.1-7.5	2.5	1.5-2.5	
La/Sm_N			1.10-2.22 1.75(0.46) (a)	1.30	0.6-1.0(a) 0.5-1.0(b)	1.1-1.5(a) 1.2-2.0(b)	2.4 (a) 2.1-2.6(b)	2.2-3.0	1.4	-	
Zr/Y	4.6-7.2 5.8(0.9)	3.0-4.2 3.7(0.5)	2.9-5.5 4.2(0.9)	3.7-6.3 5.0(1.8)	2.2-4.2(a) 1.8-3.6(b)	3.1-4.7(a) 3.3-7.1(b)	7.1 (a) 6.1-7.9(b)	2.4-4.6	4.0	3.1-3.9	
Zr/Nb	13.4-19.7 15.1(2.7)	18.8-21.6 20.1(1.4)	15.3-23.3 18.5(3.1) (1.2)	18.6-25.3 21.9(4.7)	17-78(a) 17-64(b)	8.8-15.5(a) 7.7-11.8(b)	6.3 (a) 5.8-6.8(b)	12.7-15.4	23.1	-	
Y/Nb	2.1-4.3 2.8(0.9)	4.8-5.5 5.1(0.4)	3.1-6.4 4.6(0.9)	4.0-5.0 4.5(0.7)	4.6-23(a) 8-22(b)	1.9-4.3(a) 1.3-3.0(b)	0.9 (a) 0.9-1.2(b)	2.1-6.5	5.8	-	
Ti/Zr	56-103 74(17)	81-89 86(3)	61-103 73(15)	31-49 40(12)				60-75	64	51-66	

[MG] = 100 $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ avec $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0.15$

(1) analyses D. Scarenzi 1984.

(2) " Le Roex et al., 1985 a = Ride américaine - antarctique
b - Ride SW océan Indien.

(3) " Bertrand et al., 1982

(4) " Condie et al., 1985

(5) " Meijer et Reagan, 1981

(a) = n = 4

Tableau 21 - Composition (REE et éléments en traces) de quelques échantillons représentatifs des formations de Rioupéroux et de Livet

	Amphibolites				Dolérite	Trondhjémites mésocrates		leucocrates						Keratophyre	Leptynites		
	LIVC		LIVC (Avena)		RIA	LIVC		LIVE		LIVC	RIA	RIB		RIB	LIVC		RIB
	222-4	236-4	238-2	238-7	286-3B	235-1	280-19 (al)	LI 1-2	LI 1-A (d)	238-4	286-3A	168-1	279-5	RI-2.12	LI-6	238-8	RI-3
La	8.22	9.38	7.45	13.00	10.09	18.54	23.26	16.57	24.23	23.05	22.17	25.72	23.73	27.19	21.39	24.06	24.37
Ce	17.96	18.86	22.89	33.06	24.48	39.45	50.66	46.38	51.89	48.98	53.49	53.86	56.17	56.01	41.56	49.04	46.05
Nd	11.28	10.79	18.22	18.52	17.28	22.12	27.02	25.39	23.35	26.76	22.77	29.81	26.26	25.49	20.96	27.93	16.60
Sm	2.76	3.22	4.11	3.60	4.63	5.58	7.28	5.88	6.05	6.04	5.35	5.65	3.84	5.60	5.25	5.97	3.00
Eu	1.09	1.52	1.79	1.51	1.73	1.63	2.20	0.99	0.953	1.16	1.22	1.39	1.13	1.18	1.32	1.16	0.56
Gd	3.15	3.71	-	-	5.34	5.22	7.21	-	6.64	6.79	-	-	-	-	-	6.76	-
Tb	0.58	0.74	1.02	0.79	1.06	-	-	0.93	-	1.12	0.85	0.82	0.69	0.78	0.86	1.19	0.39
Dy	-	-	-	-	-	5.48	8.48	-	7.29	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	3.02	4.88	-	4.52	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.75	2.51	3.30	3.42	3.85	3.32	5.60	5.31	4.34	5.35	5.09	4.62	4.37	4.63	4.28	5.71	2.34
Lu	0.36	0.43	0.54	0.49	0.57	0.55	0.91	0.96	0.66	0.71	0.75	0.70	0.69	0.75	0.63	0.77	0.39
Hf	1.52	2.63	3.56	4.12	3.61	4.80*	5.31*	8.44*	8.42*	8.07	3.82	8.24	7.87	9.26*	7.05*	8.47	5.64*
Th	1.04	1.74	1.45	3.70	2.32	-	-	10.64	-	6.98	5.82	7.76	8.61	7.15	4.45	7.14	7.56
Ta	0.17	0.30	0.40	0.51	0.42	0.43*	0.93*	0.75*	0.75*	0.63	0.50*	0.75	0.90	0.69*	0.69*	0.68	0.58
U	-	-	0.86	5.87	-	-	-	-	-	1.79	-	2.44	4.30	-	-	2.52	-
Sc	-	-	32.7	23.9	-	-	-	-	-	-	-	8.5	5.5	-	-	-	-
Cs	-	-	1.1	0.5	-	-	-	-	-	-	-	1.7	0.5	-	-	-	-
La/Sm_N	1.84	1.80	1.12	2.22	1.34	2.05	1.97	1.74	2.47	2.35	2.56	2.81	3.81	3.00	2.51	2.49	4.80
La/Yb_N	3.14	2.50	1.51	2.54	1.75	3.73	2.78	2.09	3.73	2.88	2.91	3.72	3.63	3.93	3.34	2.82	6.96

(al) ICP = CRPG-Nancy, autres INAA = ILL-DOLOMIEU-Grenoble.
(d) Dilution isotopique. Rennes (J.L. Paquette).

* Valeurs estimées d'après les teneurs en Zr et Nb, selon les rapports Zr/Hf = 39 et Nb/Ta = 16 d'après Wood et al. (1979).

Tableau 22 : Compositions moyennes des métamagmatites acides des unités de Rioupéroux et tests statistiques de comparaison.

		SiO_2	Al_2O_3	FeOtot	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Zr	Nb	Y	Rb	Sr	Ba
RIA																	
GPL																	
n = 8	x	71.67	14.44	2.25	0.80	1.43	6.34	0.54	0.47	0.09	0.04	277	10.8	35	17	100	250
	s	3.64	1.28	1.15	0.39	0.76	0.56	0.37	0.17	0.05	0.02	59	2.3	9	8	47	72
KER																	
n = 10	x	71.08	14.74	3.14	1.01	0.82	5.77	1.10	0.41	0.11	0.05	312	10.7	39	24	76	394
	s	2.18	0.72	0.54	0.32	0.36	0.92	0.64	0.13	0.18	0.02	40	4.2	8	12	24	315
RIB																	
GPL																	
n = 11	x	71.66	14.78	2.46	0.92	1.14	6.35	0.94	0.42	0.11	0.04	274	10.6	33	25	123	374
	s	3.21	0.99	0.96	0.38	0.68	0.43	0.42	0.14	0.05	0.02	44	1.8	13	8	69	178
KER																	
n = 12	x	69.94	14.85	3.04	1.10	1.15	6.35	1.35	0.44	0.10	0.06	286	15.3	31	65	105	569
	s	2.31	0.77	0.94	0.54	0.50	0.54	0.60	0.18	0.05	0.02	47	9.9	17	99	50	202
LEPT																	
n = 8	x	69.40	15.05	3.07	1.24	1.88	6.14	0.98	0.52	0.06	0.06	219	9.4	31	30	166	328
	s	4.66	1.37	1.14	0.54	0.74	0.24	0.45	0.23	0.03	0.03	$32_{(a)}$	$2.0_{(a)}$	$6_{(a)}$	$14_{(a)}$	$66_{(a)}$	$112_{(a)}$
OLEPT																	
n = 7	x	72.06	14.19	2.23	0.78	1.27	6.32	0.53	0.38	0.09	0.03	264	10.1	26	22	120	266
	s	3.74	1.67	0.96	0.39	0.44	0.76	0.26	0.13	0.04	0.02	56	4.8	14	5	45	58

n = (a) = 5

1) Au seuil de confiance de 90 % (P(Ho) < 0.02, test bilatéral), les compositions :
- a - des granites sodiques et des kératophyres dans chacune des unités,
- b - des granites sodiques et des leptynites de l'unité RIB,
- c - des kératophyres appartenant aux deux unités (RIA/RIB),

ne sont pas significativement différentes.

2) Comparaison des compositions des granites des différentes unités, au seuil de 95 % (P(Ho) < 0.05)

GPL																	
RIA	n = 8	19.7*	16.1	15.4	12.6	17.4	15.2	17.4	18.0	15.9	17.6	15.9	14.3	13.0	16.8	12.3	15.5
RIB	n = 11	19.6	17.1	15.7	16.5	12.7	14.2	25.9	15.4	17.8	17.3	14.2	13.6	11.3	23.0	14.0	19.5
LIVC	n = 10	12.4	20.0	23.8	23.3	19.5	23.7	14.9	19.6	20.2	19.9	22.0	14.9	21.9	12.4	19.6	9.4
LIVE	n = 5	19.5	15.8	12.2	15.8	24.2	16.2	4.4	17.2	13.9	13.0	11.8	25.6	22.8	4.4	21.2	13.2
P(Ho)		0.293	0.819	0.104	0.133	0.153	0.134	0.001	0.819	0.661	0.653	0.206	0.077	0.022	0.001	0.201	0.111

* Rang moyen de chaque groupe pour la variable condidérée.

Tableau 23 : Compositions moyennes des métamagmatites acides des unités de Livet

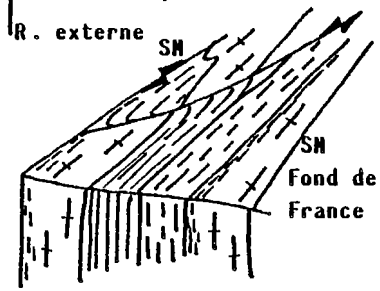
		SiO_2	Al_2O_3	FeOtot	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Zr	Nb	Y	Rb	Sr	Ba
LIVC																	
GPL																	
n = 10	x	69.48	15.05	3.33	1.20	1.46	6.71	0.39	0.48	0.12	0.04	311	10.8	46	13	148	194
	s	1.93	0.55	0.68	0.35	0.34	0.40	0.12	0.13	0.05	0.02	28(a)	2,5(a)	8(a)	9(a)	40(a)	85(a)
KER																	
n = 2	x	73.23	14.41	2.29	0.53	1.53	6.49	0.31	0.32	0.09	0.03	295	9.5	45	15	155	221
	s	0.06	0.06	0.28	0.15	0.21	0.06	0.22	0.08	0.05	0.00	51	8.5	6	1	48	47
LEPT																	
n = 4	x	63.95	15.37	5.37	2.28	2.96	5.58	0.99	0.87	0.13	0.13	223	10.7	37	24	181	373
	s	6.03	1.39	1.84	0.96	1.51	0.93	0.47	0.39	0.04	0.05	68	3.8	6	15	76	188
OLEPT																	
n = 5	x	70.42	14.63	3.03	0.90	1.61	5.97	1.22	0.46	0.10	0.05	279	10.2	44	5	150	194
	s	1.66	0.52	0.51	0.28	0.19	0.59	1.08	0.11	0.04	0.02	50(a)	1.5(b)	4(b)	2(b)	45(b)	86(b)
MELGPL																	
n = 4	x	59.11	16.09	6.89	2.90	3.87	6.14	0.65	1.13	0.14	0.12	163	6.5	32	24	275	320
	s	1.04	0.29	1.71	0.18	0.35	0.58	0.24	0.27	0.06	0.04	14(c)	0.5(c)	4(c)	11(b)	57(c)	117(c)
DIOR																	
n = 2	x	59.56	16.13	6.07	4.00	5.84	4.25	0.73	0.89	0.22	0.22	123	7.0	30	12	223	398
	s	1.97	0.54	0.71	0.24	0.25	0.39	0.19	0.22	0.02	0.02	62	1.0	6	3	3	232
AMPH*																	
n = 5	x	57.27	16.51	7.07	3.70	5.68	5.49	0.73	0.98	0.18	0.16	145	7.8	30	10	212	213
	s	0.55	0.39	0.52	0.82	0.97	1.38	0.60	0.34	0.02	0.03	17(c)	1.1(c)	7(c)	2(c)	38(c)	72(b)
LIVE																	
GPL																	
n = 5	x	71.95	14.60	1.95	0.93	1.98	6.38	0.19	0.43	0.08	0.03	262	14.5	45	5	154	219
	s	3.05	0.84	1.38	0.34	0.74	0.65	0.05	0.20	0.06	0.02	19	3.1	5	3	46	75
MELGPL																	
n = 1		64.30	17.55	3.70	1.37	3.10	7.06	0.67	0.75	0.22	0.07	186	15.0	61	10	300	386

n = (a) : 7 ; (b) : 3 ; (c) = 4

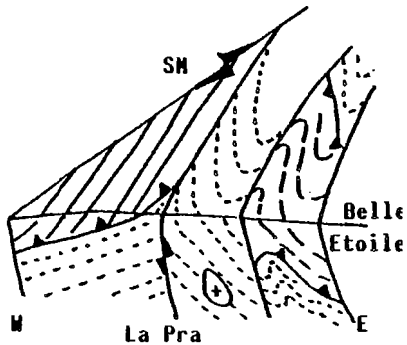
* AMPH = amphibolites plagioclasiques et siliceuses (SiO_2 56 à 59%).

Tableau 24 : Evolution schématique de la chaîne de Belledonne

		S	S_1 ---------→	S_2 ----------→	S_3 ----------→
R. EXTERNE	Série satinée (Paléozoïque inf.) ?	?	épi-mésozone atypique	épizone atypique	Albite + Biot + Ms sch. de crénulation ? + - - Déversement - → ? Décrochements ductiles et plis plurikilométriques NW
RAMEAU INTERNE	Domaine Nord-oriental F. gneissiques et amphiboliques (Cambro-ordovicien)	HP Eclogites	MP - - → anatexie Staur Disth Orthogneiss	Méso-épizone - - - - - → atypique	Biot (Est) Actin. Chlor. (Ouest) Sept Laux - Lauzière - → Foliation mylonitique pénétrative sub-verticale Décrochements ductiles localisés Zone de cisaillement
	Domaine Sud-occidental F. d'Allemont-Rochetaillée (Cambro-ordovicien) ?	?	+ - - - Disth - - → Staur. Gt. anatexie localisée (cord.)	Epi à mésozone Biot + Ms + Hn Chevauchement tardimétamorphe	Biot + Ms Chlor. Hn. sch. de crénulation Décrochements ductiles et plis associés
	F. de Chamrousse Séchilienne (Cambro-ordovicien)		Recrist. ? + - - statiques (Hn + Plg)	Mésozone Hn + Plg + Gt) Chevauchement tardimétamorphe	Hn/Actin. sch. de crénul. Recrist. statique Accidents longitudinaux
	F. de Rioupéroux et de Livet (Dévonien) cf. Tabl. 16		Sn Mésozone	Sn + 1 Epi-à mésozone (selon unités)	Sn + 2 (Actin-Biot Chlor.) Recrist. statiques Trondhj. et volcan. associé Ecaillage interne (?) et chevauchement tardimétamorphe
	F. du Taillefer (Carbonifère infer.)				? + - - (Biot - Ms Actin - Chlor)
	Repères chronologiques	≈ 400 Ma éclogites Beaufortin Aig. Rouges	367 - 352 Ma Trondjémites Rioup-Livet		324 ± 12 tecton. tangentielle Romanche 323 ± 18 métam. mylonique, Belledonne Nord Est 322 ± 43 mise en place du granite des Sept Laux



Belledonne N-E



Belledonne S-W

3 - CONDITIONS ANALYTIQUES

3.1 - Préparation des échantillons

En fonction de la granulométrie, la masse des échantillons traités varient entre 1 et une vingtaine de kg. Après élimination par sciage des patines d'altération et des filonnets de quartz, épidote et calcite, ils sont concassés à la masse et au broyeur à machoire. A la suite du quartage, la poudre finale est obtenue après passage dans un broyeur à disques avec des jarres en agate (éléments en traces) ou en "colmonoy" (éléments majeurs).

3.2 - Les éléments majeurs

La très grande majorité des dosages a été éffectuée au laboratoire de Pétrographie de l'Université Claude Bernard-Lyon 1 par N. Rimet et J.C. Capiez. Quelques analyses proviennent du C.R.P.G.-CNRS à Nancy, elles sont indicées (a) dans les tableaux 6 et 17 (annexe 2).

3.2.1 - Méthodes de dosages LYON I

La procédure a été mise au point (tableau ci-joint) et exposée par M. Piboule (1979, annexe 12) et B.Briand (1986). Le texte suivant est repris de ce dernier auteur.

Opérations			
Fusion alcaline $Na_2CO_3 + K_2CO_3$	Reprise chlorhydrique HCl	* précipité — dosage par gravimétrie ^{oo}	SiO_2
		* solution des chlorures — dosage par complexométrie (RB)^{o}	CaO
		— dosage par Abs. Atom. (RA)^{o}	MgO
		— dosage par Abs. Atom.^{oo}	Al_2O_3
		— dosage par colorimétrie^{oo}	Fe_2O_3
Attaque nitrofluorhydrique $NO_3H + HF$	Reprise nitrique NO_3H	* solution des mitrates — dosage par colorimétrie^{oo}	TiO_2-P_2O_5
		— dosage par Abs. Atom.^{oo}	MnO
		— dosage par photométrie de flamme^{oo}	Na_2O-K_2O
Attaque sulfofluorhydrique $SO_4H_2 + HF$		— dosage par potentiométrie^{oo}	FeO
Grillage		— dosage par gravimétrie^{oo}	PF 110°C PF 1050°C

Schéma général d'organisation et de déroulement des méthodes d'analyses d'après M. Piboule, 1979 et B. Briand, 1986.

^{oo} : démarche adoptée pour toutes les roches.
("RA", "RB") : démarche spécialisée pour un type de roche.
^{o} : pour autre type de roche que "RA", "RB". cf texte.

a) Fusion alcaline (Na_2CO_3 et K_2CO_3) (1g. d'échantillon).

Les minéraux silicatés sont transformés en carbonates métalliques et silicates alcalins par fusion (> 700°c) en atmosphère oxydante, avec un échange équimoléculaire de carbonate de sosium et de potassium. Une reprise chlorhydrique permet la mise en solution de la plupart des éléments constutifs ("solution des chlorures") et la précipitation de la silice.

a1 - Dosage de la silice

Après évaporation de la solution des chlorures et une reprise à l'eau régale diluée, la silice précipitée est filtrée, grillée puis pesée.

a2 - Dosage de l'alumine

Quelle que soit la nature des échantillons analysés ("RA" et "RB" : acides et basiques), l'alumine est dosée par Absorption Atomique (A.A.), avec flamme protoxyde d'azote-acétylène (coube d'étalonnage construite pour chaque série de dosages, n=15, à partir d'étalons naturels).

a3 - Dosage de Fe_2O_3

La totalité du fer de l'échantillon est oxydée au cours de la fusion carbonatée en atmosphère oxydante et se trouve donc à l'état ferrique dans la "solution des chlorures". Le fer forme avec l'acide sulfosalicylique, en milieu ammoniacal, un complexe de teinte jaune dont on mesure la densité optique à 4200 A par spectrophotométrie (Philips Pye Unicam SP6, courbe d'étalonnage établie à partir d'étalons naturels) pour des valeurs allant jusqu'à 25% de Fe_2O_3.

a4 - Dosages de CaO et MgO

La méthode utilisée diffère ici selon la nature de l'échantillon :

* Pour les roches avec CaO < 2.5 % et MgO <2.5 % ("RA"): CaO et MgO sont dosés par la même méthode, par "A.A", avec flamme protoxyde d'azote-acétylène (courbe d'étalonnage établie pour chaque série d'échantillons à partir d'étalons naturels).

* Pour les roches avec CaO > 2.5 % et MgO > 2.5 % ("RB") :

- CaO est dosé par complexométrie : à PH 13, obtenu par ajout de KOH, les ions Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Ti, Al sont complexés par la triéthanolamine. A ce PH, les alcalinoterreux ne sont pas complexés. Ils seront complexés par l'EDTA (complexification du calcium suivie par celle du magnésium) ; la réaction de complexification est suivie à l'aide de la calcéine : à PH 13, cet indicateur donne avec Ca^{2+} un complexe moins stable que le complexe EDTA ; l'ion Ca^{2+} quitte le complexe calcéine-Ca pour le complexe EDTA-Ca. Le dosage est éffectué en photométrie (λ =542A) sur un titrimètre à enregistrement graphique (Titromatic III Jouan).

- MgO est également dosé par complexométrie : à PH 10.5 (solution tampon de NH4Cl et NH4OH), Fe^{3+}, Fe^{2+}, Ti, Mn et Al sont, comme précédement, complexés par la triéthanolamine. A ce PH, le magnésium et le calcium ne sont pas complexés et pourront l'être par l'EDTA. L'indicateur de coloration est ici le bleu de méthylthymol (teinte bleue en présence de Mg^{2+}). Les complexes méthylthymol-Mg et méthythymol-Ca sont moins stables que les complexes EDTA-Mg et EDTA-Ca. La solution d'EDTA complexe d'abord le calcium puis le magnésium : le dosage obtenu concerne CaO+MgO, la teneur en CaO ayant été précédemment déterminée, la teneur en MgO sera obtenue par différence. Le dosage est pratiqué en photométrie (λ = 440A) sur le titrimètre (Jouan).

* Pour les roches à CaO élevé (> 2.5 %) et MgO faible (< 2.5 %), ces dosages sont effectués par complexométrie, comme pour les roches basiques.

* Pour les roches à CaO faibles (> 2.5 %) et MgO élevé (< 2.5 %), le dosage de CaO est éffectué par "A.A." et le dosage de MgO par complexométrie.

b) Attaque par "voie humide" HF-HNO3 (1g. d'échantillon)

Cette attaque, éffectuée à l'aide de l'acide fluorhydrique et l'acide nitrique conduit à la formation de fluorures volatils et de silico-fluorures métalliques. Ces derniers, en présence de HNO3, donnent des nitrates métalliques et des composés fluorés gazeux (HF, SiF4). L'attaque est poussée jusqu'à évaporation à sec après reprise fluorhydrique. La solution utilisée pour l'analyse de TiO2, P2O5, Na2O, K2O, et MnO est obtenue par une reprise finale des résidus de nitrates à l'acide nitrique.

b1 - Dosage de TiO2 (spectrométrie d'absorption moléculaire : Philips Pye Unicam SP6)

Le titane en solution, en présence d'eau oxygénée, donne un complexe jaune en milieu sulfurique : $TiO\,SO_4 + H_2O_2 + H_2SO_4 \rightarrow H_2(TiO_2(SO_4)_2) + H_2O$. La méthode consiste en une mesure colorimétrique du complexe formé par le titane et l'acide sulfurique, ce complexe titané absorbant la longueur d'onde 4000A. L'addition de H_3PO_4, formant avec Fe^{3+} un complexe incolore, permet d'éviter les interférences du fer dans le dosage de TiO2. U, Mn, Nb et Cr peuvent aussi donner des complexes colorés, mais leurs teneurs demeurent généralement trop faibles pour interférer sensiblement avec la teinte du complexe titané.

La densité optique est mesurée au spectrophotomètre avec courbe d'étalonnage (étalons naturels) construite pour des teneurs de 0.05 à 4 %.

Dans le cas de roches riches en rutile (éclogites "bi-minérales", pyrigarnites), TiO2 est dosé en procédant à une attaque particulière :

- la fusion de 100mg. de roche en présence d'environ 1g. de soude en pastille est réalisée dans un creuset de nickel, sur bec bunsen ;
- le creuset refroidi est placé dans un bécher téflon et recouvert d'eau chaude ;
- le bécher téflon est placé sur bain de sable jusqu'à dissolution complète de la fusion. On retire alors le creuset en le rinçant soigneusement et on porte la solution à évaporation complète ;
- mettre sur le résidu d'évaporation environ 3cc d'HNO3 et environ 10cc de HF ;
- porter à évaporation complète ;
- reprendre avec 10cc de HNO3 et 50cc environ d'eau (chauffer suffisament pour dissoudre le résidu sans déteriorer le téflon) ;
- jauger la solution à 100cc et observer TiO2 par la méthode habituelle.

b2 - Dosage de P2O5 (spectrophotométrie d'absorption moléculaire sur appareil Philips Pye Unicam SP6).

Le dosage de P2O5 est éffectué par la mesure colorimétrique à 4600A de son complexe molybdovanadophosphorique. En effet, en présence de V et Mo, l'acide phosphorique donne en milieu acide un complexe coloré jaune. On opère en milieu nitrique (0.5 à 0.9 N), afin d'éliminer les effets de Bi, As, Cl^- et F^- qui pourraient retarder la coloration. La densité optique est mesurée au spectrophotomètre avec la courbe d'étalonnage (étalons naturels) construite pour des teneurs de 0.05 à 1.10 %.

b3 - Dosage des alcalins Na2O et K2O

Les alcalins sont dosés par spectrophotométrie d'émission de flamme (spectrophotomètre d'absorption atomique Beckman 1272 avec adaptation "émission de flamme"). Il n'est pas procédé ici à une précipitation de la solution de nitrates, cette solution est simplement diluée au 1/20ème et les dosages sont réalisés à partir d'étalons artificiels (0.1 à 7 % pour chacun des alcalins). Toutes les manipulations sont éffectuées en matériel téflon.

b4 - Dosage de MnO

Il est réalisé par absorption atomique avec flamme air-acétylène. L'étalonnage est réalisé pour des valeurs de 0.02 à 0.25 % de MnO.

c) Attaque sulfofluorhydrique

Le dosage de FeO nécessite l'attaque de 250mg. ("RB") ou de 500mg. ("RA") d'échantillon par un mélange H2SO4-HF (élimination de la silice). L'ajout d'acide borique permet de complexer les ions fluorés en excès. Le dosage de FeO est éffectué par potentiométrie avec des étalons de référence au calomel et une électrode de mesure à fil de platine. On titre Fe^{2+} par un oxydant (bichromate de potassium) et la courbe de mesure du potentiel d'oxydo-réduction est enregistrée sur titrimètre (Jouan).

En fait, FeO n'est que rarement utilisé en tant que tel pour les échantillons de métabasites : pour le calcul de la norme, le rapport FeO/Fe2O3 est normalisé et pour les approches géochimiques classiques, l'ensemble du fer est exprimé sous la forme FeO (FeO tot.), de ce fait, les habituelles difficultés rencontrées pour ce dosage précis de FeO (A. Reays, 1981) ne seront ici d'aucune importance.

d) Grillage - Perte au feu "L.O.I.", $H2O^-$.

Pour les échantillons non carbonatés et non sulfurés, les valeurs de $H2O^-$ sont déterminées par simples pesée, après passage à l'étuve, 110°c pendant 12h et après grillage à 1050°c pendant 1h. Le grillage s'effectuant en atmosphère oxydante, $H2O^+$ ne peut être assimilé à "L.O.I." ("PF 1050°c").

Les résultats obtenus sur des échantillons de référence sont exprimés sur le tableau ci-joint (p. 174).

3.2.2 - Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.) - CNRS , Vandoeuvre les Nancy

Les éléments majeurs et les éléments en traces Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu, et Zn ont été dosés par spectrométrie d'émission sur plasma suivant la méthode mise au point par Govindaraju et al., 1976.

GOVINDARAJU K., MEVELLE G., CHOUARD C. (1976) - Automated optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with microwave plasma excitation. Anal. Chem. USA, 48, 1325-1331.

DR - N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Moyen.	σ (n-1)	coef. variat.	valeur recom.
SiO2	52.76	53.08	53.09	53.16	52.45	53.10	52.60	52.97	53.30	52.50	52.90	0.30	0.60 %	52.85
Al2O3	17.04	17.20	17.09	17.52	17.27	17.45	17.30	17.55	17.60	17.35	17.34	0.19	1.10 %	17.52
Fe2O3T	9.82	10.26	10.34	9.90	9.82	9.41	9.52	9.54	9.55	9.68	9.78	0.31	3.20 %	9.70
MnO	0.21	0.23	0.22	0.22	0.25	0.24	0.23	0.22	0.20	0.23	0.23	0.01	6.20 %	0.22
MgO	4.17	4.21	4.23	4.31	4.19	4.24	4.30	4.39	4.16	4.40	4.26	0.09	2.10 %	4.40
CaO	7.12	6.95	6.98	6.79	6.84	7.08	7.00	6.91	6.93	7.04	6.96	0.10	1.50 %	7.05
Na2O	2.96	2.96	2.96	2.98	3.00	2.77	3.06	3.05	2.92	2.90	2.96	0.08	2.80 %	2.99
K2O	1.80	1.76	1.77	1.73	1.77	1.71	1.86	1.86	1.76	1.76	1.78	0.05	2.80 %	1.70
TiO2	1.10	1.01	1.00	0.98	1.04	1.13	1.10	1.05	1.01	1.12	1.05	0.06	5.20 %	1.09
P2O5	0.23	0.19	0.22	0.22	0.25	0.23	0.23	0.19	0.22	0.24	0.22	0.02	9.40 %	0.25
L.O.I.	1.77	1.60	1.73	1.97	1.84	1.71	1.71	1.57	1.72	2.04				2.22
H_2O^-	0.25	0.28	0.25	0.25	0.35	0.16	0.23	0.25	0.20	0.26				0.25
Total	99.23	99.73	99.88	100.03	99.07	99.23	99.14	99.55	99.57	99.52				

DR - N	1	2	3	4	5	6	7	Moyen. obtenue	σ	coef. variat.	valeur recom.
SiO2	38.60	38.92	38.62	38.75	38.50	38.60	38.55	38.65	0.14	0.40 %	38.20
Al2O3	9.70	9.80	9.70	9.98	9.86	10.25	9.83	9.87	0.19	1.90 %	10.07
Fe2O3T	12.82	12.96	13.28	12.96	12.92	12.98	12.48	12.91	0.24	1.80 %	12.84
MnO	0.18	0.18	0.18	0.20	0.19	0.20	0.21	0.19	0.01	6.40 %	0.20
MgO	13.43	13.17	13.13	13.00	13.01	13.02	12.96	13.10	0.16	1.20 %	13.15
CaO	13.83	13.72	13.82	13.79	13.89	13.88	13.96	13.84	0.08	0.60 %	13.87
Na2O	3.10	3.07	3.16	3.10	3.14	3.18	3.18	3.13	0.04	1.40 %	3.18
K2O	1.45	1.14	1.48	1.44	1.43	1.48	1.52	1.46	0.03	2.20 %	1.39
TiO2	2.69	2.71	2.66	2.76	2.63	2.73	2.80	2.71	0.06	2.10 %	2.61
P2O5	0.94	0.95	0.80	0.96	0.91	0.95	1.10	0.94	0.09	9.40 %	1.05
L.O.I.	2.30	2.31	2.26	2.25	2.24	2.26	2.29				2.24
H_2O^-	0.57	0.54	0.45	0.41	0.44	0.46	0.48				0.50
Total	99.71	99.77	99.54	99.60	99.16	99.99	99.28				

Résultats des dosages effectués sur quelques échantillons de référence, pour la période 1977-1985 (échantillons 1 à 10 pour DR - N, 1 à 7 pour BE - N).
Les valeurs recommandées sont extraites de Géostandarts Newletter, vol. VIII, volume spécial, juillet 1984 (appendice I - p 7 pour DR - N, appendice I - p 8, pour BE - N).

3.3 - Les éléments en traces, autres que les REE.

Les analyses proviennent de deux laboratoires : lab. de pétrographie de l'Université Claude Bernard-Lyon I et C.R.P.G.-CNRS Nancy. Ces dernières analyses sont distinguées par l'indice (a1) dans les tableaux 6 et 17.

3.3.1 - Zr, Nb, Y, Sr, Rb, Ba, Cr et Ni, LYON I.

a) Fluorescence X :

Zr, Nb, Y, Sr, Rb. : la méthode analytique et les résultats obtenus sur des échantillons de référence ont été publiés par Germanique et Briand (1985)(*).

Ba : dosage également sur pastille de poudre pressée avec un tube Rhodium, à 50 Kv et 50 mA, un cristal analyseur Lif 100 et un compteur à flux gazeux. Le comptage dure 100 s.

On trouvera ci dessous les moyennes et déviations standard pour deux autres échantillons de références :

BCR-1					G-2			
Moyenne (n = 10)	Standard déviation	Coef. variation	Valeur° recom.		Moyenne (n = 10)	Standard déviation	Coef. variation	Valeur° recom.
184	± 3.6	1.96	185	Zr	302	± 3.8	1.26	300
14	± 0.7	5.00	14	Nb	13	± 0.6	4.60	13
38	± 0.9	2.37	40	Y	13	± 0.6	4.62	11
332	± 5.0	1.51	330	Sr	483	± 6.5	1.35	480
49	± 1.8	3.67	47	Rb	170	± 3.1	1.84	170
19	± 1.0	5.26	14	Pb	31	± 1.1	3.52	30
138	± 1.6	1.16	125	Zn	87	± 0.8	0.86	84
710			680	Ba	1900			1850

° : ref (5) in Germanique et Briand 1985.

(*) GERMANIQUE J.C. et BRIAND B. (1985) - XRF determination of Zr, Nb, Y, Sr, Rb, Zn, Pb, in fifteen international geochemical reference samples. Geost. Newslett., 9, 1, 31-34.

b) Absorption atomique : Cr et Ni.

Mise en solution par attaque de 1g de roche par mélange nitro-fluorhydrique, ajout de lanthane pour tamponner et homogénéiser les effets de matrice. Dosages avec flamme air-acétylène à 3575 A pour Cr et 2320 A pour Ni.

Dosages pour quelques étalons :

	ANG	BEN	GA	MAN
Cr	70 - 50*	368 - 360*	13 - 12*	5 - 3*
Ni	20 - 35*	267 - 267*	8 - 7*	5 - 3*

*** : Valeur recommandée**

3.3.2 - Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu, et Zn : Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CNRS) Nancy.

Ces éléments ont été dosés par spectrométrie d'émission sur plasma suivant la méthode mise au point par Govindaraju et al., 1976. GOVINDARAJU K., MEVELLE G., CHOUARD C. (1976) - Automated optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with microwave plasma excitation. Anal. Chem. USA, 48, 1325-1331.

3.4. - Les Terres Rares (REE).

Elles ont été dosées par activation neutronique (INAA) à l'institut Laue -Langevin de Grenoble et par spectrométrie d'émission sur plasma au C.R.P.G.- CNRS de Nancy. Un seul échantillon a été analysé par dilution isotopique au laboratoire de géochimie du C.A.E.S.S. de l'Université de Rennes.

3.4.1- Activation neutronique : Institut Laue-Langevin et Institut Dolomieu (Grenoble).

La procédure complète est en cours de publication (Vittoz, 1988 et Vittoz et al., sous presse)(*).

On dose les éléments suivants La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Tm, Yb, Lu, U, Th, Hf, Sc, Cs, Ta. Les valeurs obtenues et les écarts analytiques de deux échantillons de références sont publiés ci-dessous :

GA					BR			
Moyenne (n = 9)		σ	Valeur recom.		Moyenne (n = 5)		σ	Valeur° recom.
41.09	+/-	0.74	38.00	La	80.51	+/-	2.90	30.00
71.36	+/-	1.79	70.00	Ce	140.38	+/-	4.27	140.00
29.06	+/-	1.09	25.00*	Nd	63.00	+/-	0.73	50.00*
5.12	+/-	0.15	5.00*	Sm	11.36	+/-	0.50	12.00*
1.01	+/-	0.03	-	Eu	3.55	+/-	0.08	3.70*
0.53	+/-	0.06	-	Tb	1.44	+/-	0.10	-
0.26	+/-	0.02	-	TM	0.55	+/-	0.08	-
2.26	+/-	0.28	2.00*	Yb	2.11	+/-	0.30	2.00*
0.31	+/-	0.03	-	Lu	0.25	+/-	0.02	0.24*
1.56	+/-	1.17	4.00*	U	2.12	+/-	0.47	3.00*
16.70	+/-	0.92	17.00	Th	10.73	+/-	0.62	12.00*
1.18	+/-	0.31	-	Hf	5.70	+/-	0.48	-
6.86	+/-	0.29	7.00*	Sc	21.98	+/-	0.68	26.00*
6.34	+/-	1.37	6.00	Cs	0.71	+/-	0.17	1.30*
1.32	+/-	0.08	-	Ta	5.55	+/-	0.16	-
817.00	+/-	64.00	850.00	Ba	103.00	+/-	105.00	1050.00

(*) VITTOZ P. Thèse Université de Grenoble (février 1988).

(*) VITTOZ P., OLIVER R.A., VIVIER G., KERR S.A.
(sous presse) - Instrumental neutron and prompt gamma activation analysis of 16 elements in twenty international standard reference materials.

3.4.2 - Spectrométrie d'émission : C.R.P.G.-CNRS (Nancy).

Les éléments suivants sont déterminés par ICP : La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu et Y. La méthode analytique et les valeurs obtenues sur des échantillons de référence ont été publiées récemment (*)

(*) GOVINDARAJU K. and MEVELLE G. (1987)- Fully automated dissolution and separation methods for ICP-AES rock analysis. Application to the determination of REE. Preleminary lecture. J. of analitycal atomic spectrometry, 2, 6, 615-622.

3.4.3 - Dilution isotopique : CAESS-CNRS, Université de Rennes I.

Les concentrations en REE ont été déterminées par J.L.Paquette, avec la participation de J.Cornichet et J.Mace.

La méthode et la précision des analyses sont décrites par H.Martin (1985)(*).

(*) H.MARTIN (1985)- Thèse d'Etat, Université de Rennes. Mém. et Doc. du Centre Armoricain d'Etudes Structurales des Socles n°1, 324p. et ann.

4 - INDEX DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Pl. I - Relations entre les termes pétrographiques au sein de la séquence plutonique

Pl. II - Relations entre les différents termes pétrographiques du Complexe Blastomylonitique

Pl. III - Quelques exemples des ultramylonites du Complexe Blastomylonitique

Pl. IV - Déformations dans les cumulats gabbroiques et relations entre filons basaltiques et flasergabbros

Pl. V - Relations entre filons basaltiques et flasergabbros et textures relictuelles dans les filons

Pl. VI - Relations entre les termes pétrographiques, gabbros orientés, gabbros isotropes et plagiogranites au sommet de la séquence cumulative. Déformations dans la semelle tectonique des formations de Chamrousse-Séchilienne

PLANCHE I

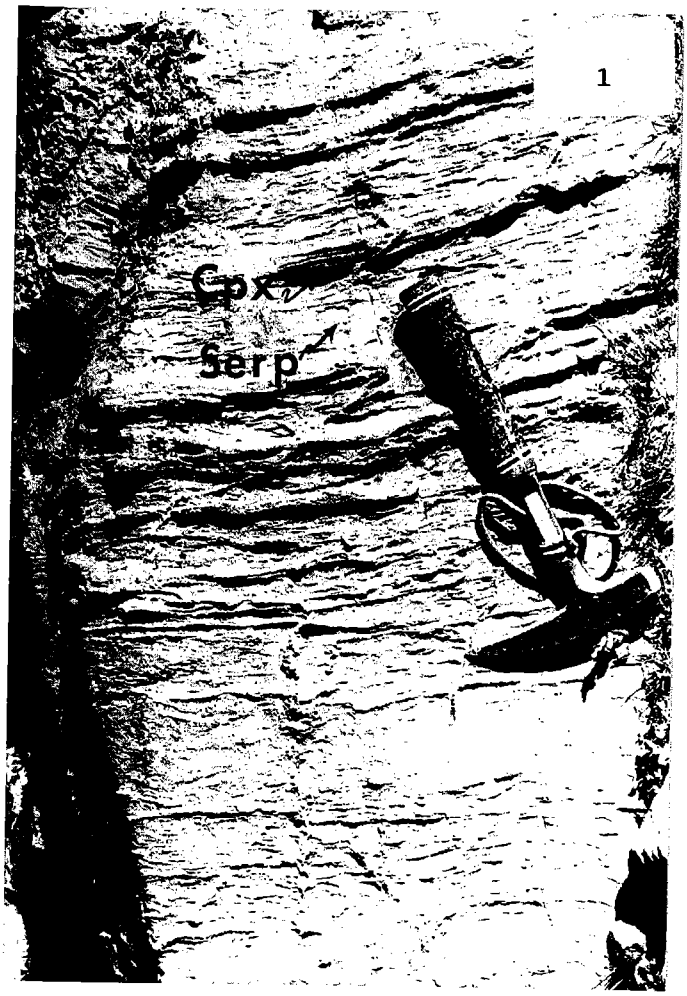
Photo. 1 : Alternance de cumulats péridotitiques et pyroxènolitiques (en relief) dans la zone ultramafique (Aa) (secteur du lac Merlat)

Photo. 2 : Filonet de clinopyroxènite intrusif intrusif dans l'alternance des cumulats péridotitiques et pyroxènolitiques. Zone des cumulats ultramafiques (Aa) (secteur du lac Merlat).

Photo. 3 : Evidence d'un magmatisme polyphasé et de déformations contemporaines : Gabbros sub-isotropes (Gi) et filon doléritique (B) intrusif dans un flaser-gabbros (F-Gab.). Zone des cumulats gabbroïques (Ac).

Photo. 4 : Filon basique (D) présentant une différenciation interne sécant sur la foliation du flasergabbro (F-Gab.). Da : bordure aphyrique ; Dp : zone interne à phénocristaux et fluidalité primaire préservée). Zone des cumulats gabbroïques (Ac)

Pl. I



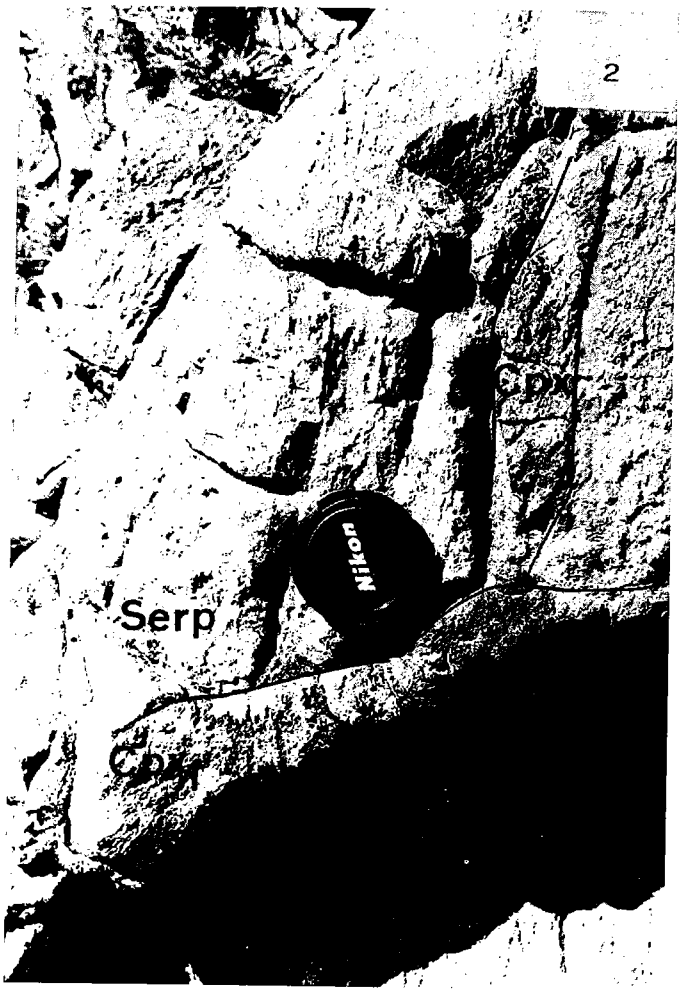


PLANCHE II

Photo. 1 : Plis aigus dans les flasergabbros et foliation mylonitique du CB. complexe blastomylonitique (Ab), zone rubannée.

Photo. 2 : "Boudin" de flasergabbro dans le complexe blastomylonitique. La foliation interne se raccorde à la foliation et au rubannement du CB. Zone mélanocrate du CB (secteur du lac de l'Infernet).

Photo. 3 : Caractère précoce des déformations au sein du CB : filon basique (complexe filonien) sécant sur la foliation mylonitique plissée. Complexe blastomylonitique (Ab), zone rubannée (secteur du lac de l'Infernet).

Photo. 4 : "Albitites" en ségrégations dans les amphibolites sombres associées à une auréole mélanocrate. Zone mélanocrate du CB, secteur du lac de l'Infernet.

Pl. II

PLANCHE III

Photo. 1 : Echantillon d'ultramylonite du CB. Les lits feldspathiques soulignent des microplis dissymétriques et les clastes très arrondis présentent des figures de rotation.

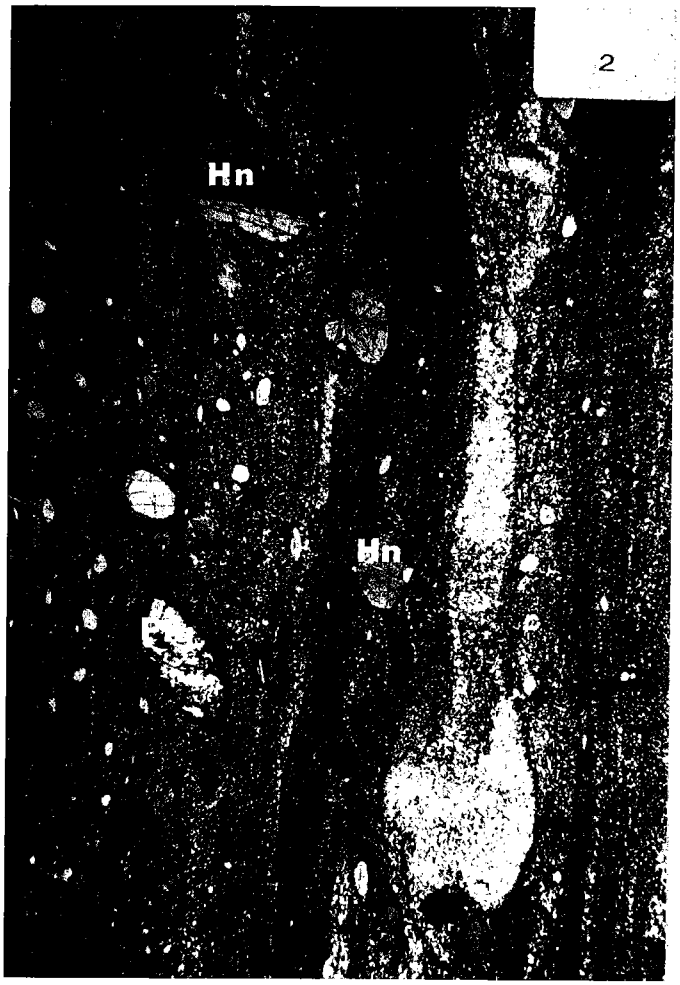
Photo. 2 : Détail des microlits plagioclasiques à plis fortement anisopaques et des clastes amphiboliques (Hn brune) et plagioclasiques totalement restaurés. (LM 211-12L ; nicols croisés, gross. x10) (secteur du Gd Colon).

Photo. 3 : Idem. (LM 211-12L ; nicols croisés, gross. x10).

Photo. 4 : Relations de terrain entre les différents termes du Complexe blastomylonitique. Certains filonets "albitiques" sont syn- et post-cinématiques. Le filon basique (B), sub-horizontal, postdate la déformation et la génèse des "albitites". Zone mélanocrate du CB, secteur du lac de l'Infernet.

Pl. III

1



2

3

4

PLANCHE IV

Photo. 1 : Déformations précoces dans les cumulats gabbroïques : le filon basique (B) recoupe le flasergabbro (F-Gab) et la zone de cisaillement (SZ). La foliation du cumulat se raccorde tangentiellement sur cette dernière. (Zone des cumulats gabbroïques (Ac).

Photo. 2 : Relations entre filons basiques et flasergabbros : le filonet est ici boudiné et concordant avec l'orientation tectonique. Zone des cumulats gabbroïques (Ac).

Photo. 3 : Litage minéralogique (niveau plagioclasique) et foliation mylonitique concordants (?) sont affectés par des plis en chevrons. Le filon basique (B) est postérieur à la déformation. Zone des cumulats gabbroïques (Ac).

Photo. 4 : Détail des relations géométriques entre le foliation des flasergabbros et les zones de cisaillement. Zone des cumulats gabbroïques (Ac).

Pl. IV

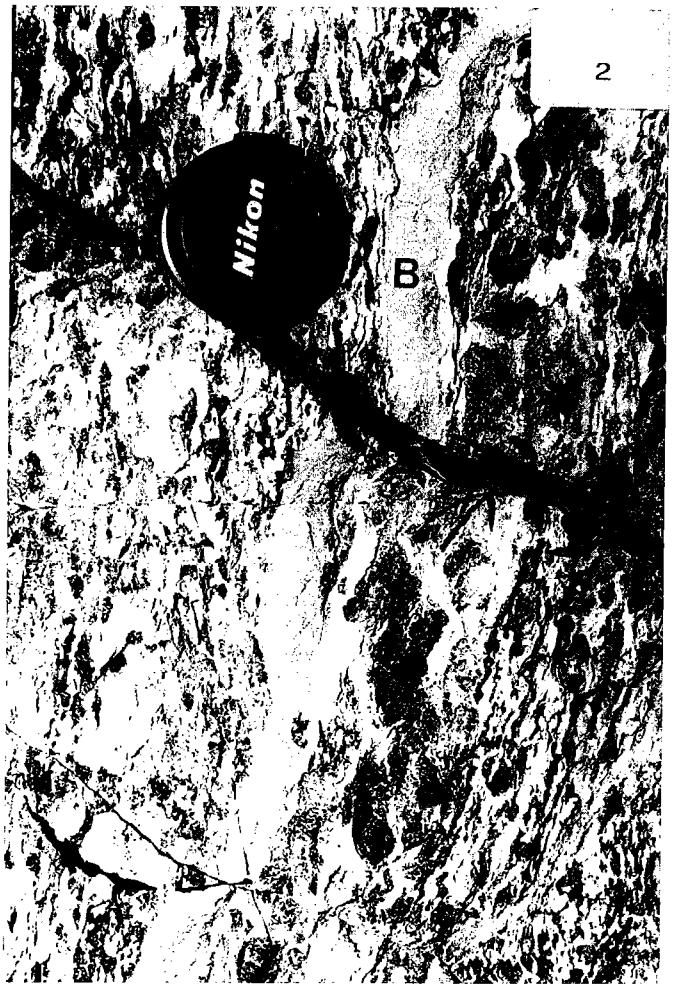


PLANCHE V

Photo. 1 : Contact entre un filon basique (B) et un flasergabbro. La foliation mylonitique "S" est marquée par des agrégats amphiboliques. (LM BG ; nicols croisés, gross. 2x10). Zone des cumulats gabbroïques (Ac).

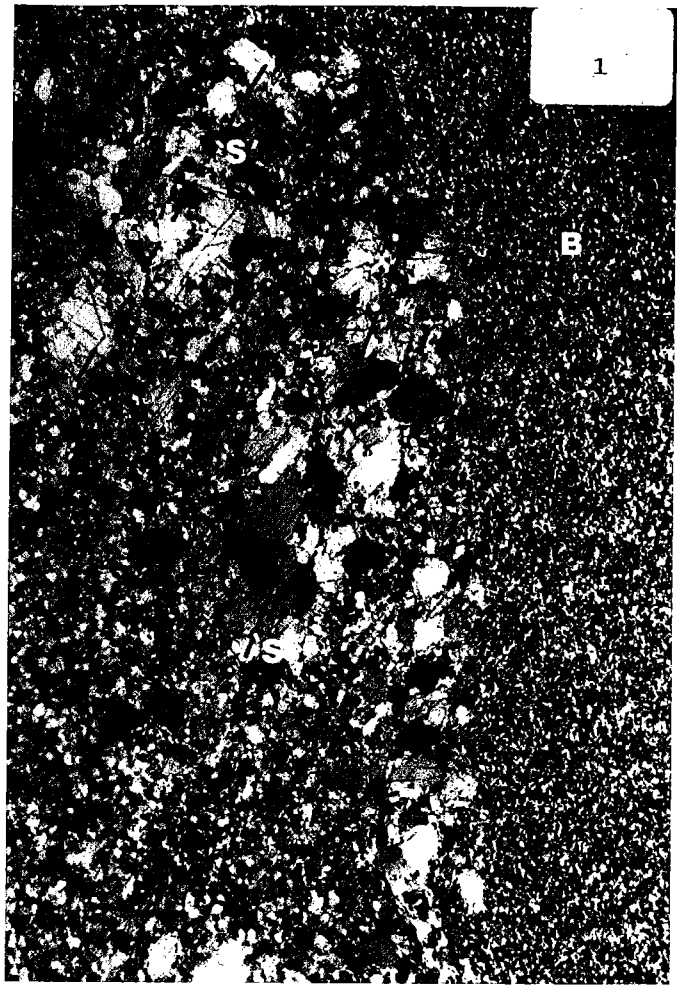
Photo. 2 : Superposition de la foliation métamorphique S2 sur l'orientation précoce S1 des flasergabbros. Les orientations sont discrètes du fait des "recuits" tardifs généralisés. (LM 15.8 ; nicols croisés, gross. 2x10). Sommet de la zones des cumulats gabbroïques (Ac), route Séchilienne - La Morte.

Photo. 3 : Textures magmatiques préservées dans les filons basiques totalement amphibolitisés. (LM 189.6A ; lum. polarisée, gross. 4x10).

Photo. 4 : Idem. avec phénocristal plagioclasique relique. (LM 189.6D ; nicols croisés, gross. 4x10).

Les photos 3 et 4 proviennent respectivement de la bordure et du coeur d'un filon de 3,5m. d'épaisseur dans la zone des cumulats gabbroïques (secteur de La Morte).

Pl. V



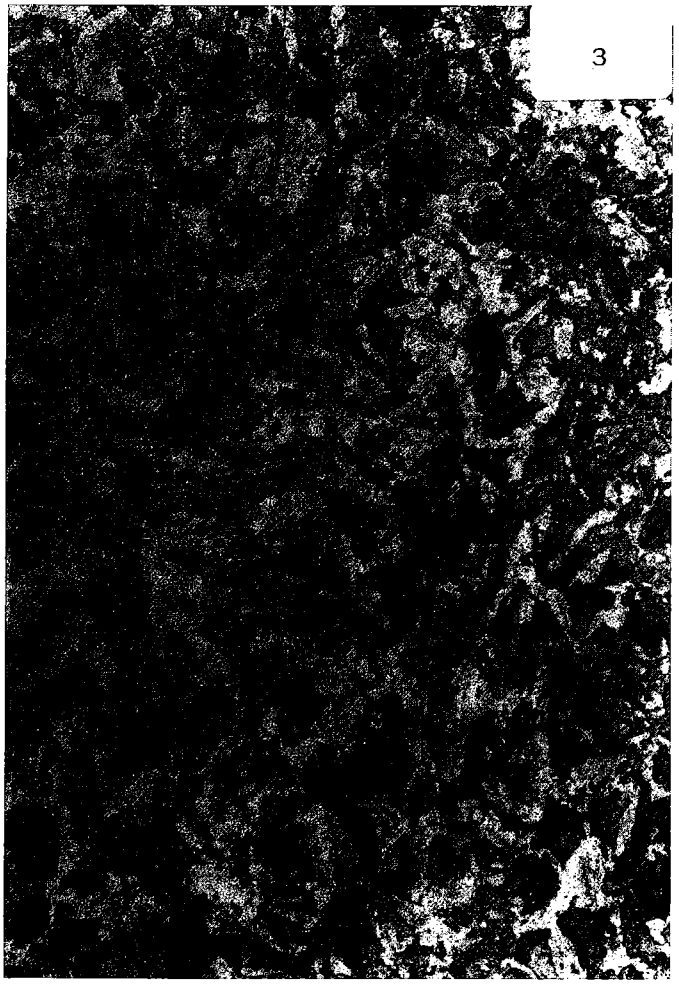


PLANCHE VI

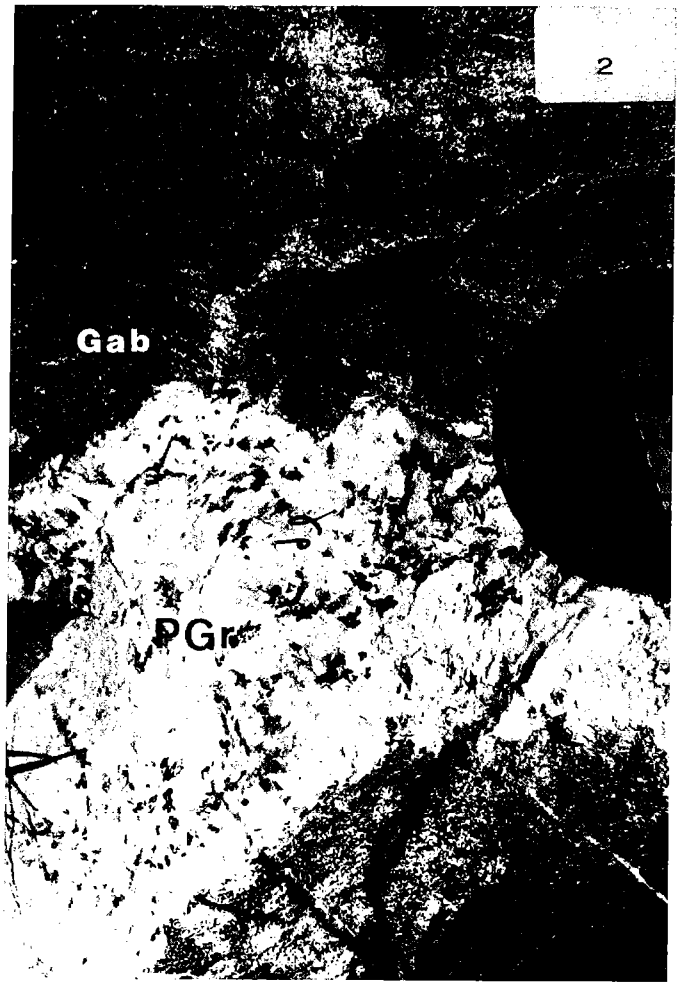
Photo. 1 : Brèche magmatique au sommet de la séquence plutonique (Roche Béranger). Les gabbros isotropes "emballent" des éléments de gabbros montrant une structuration précoce.

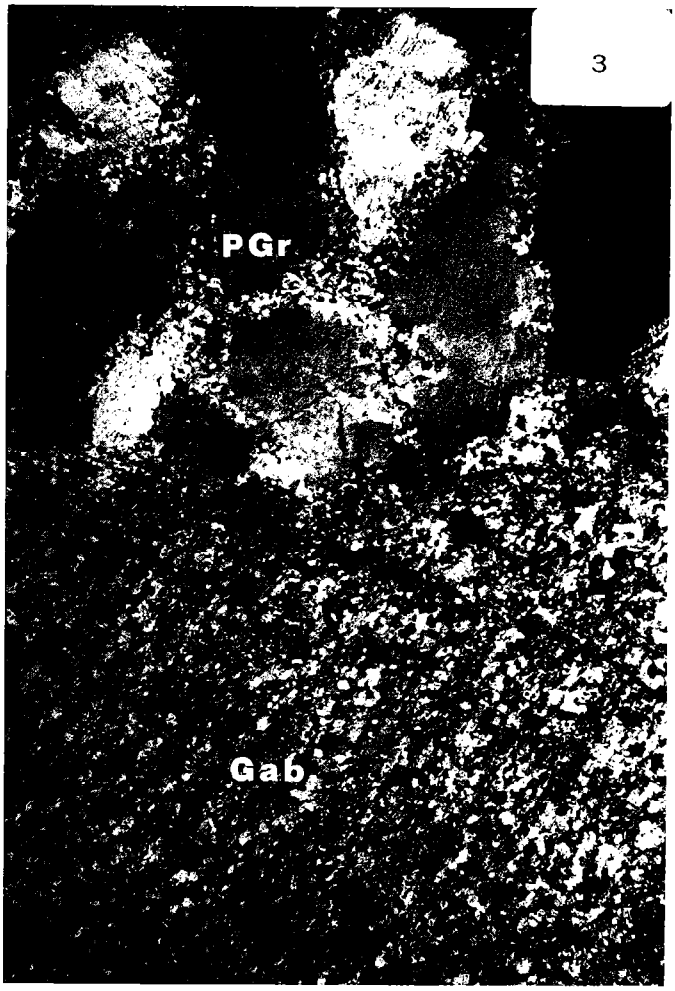
Photo. 2 : Filonet de plagiogranite intrusif dans un gabbro orienté. Sommet de la séquence plutonique (Bachat Bouloud)

Photo. 3 : Contact entre le plagiogranite protoclastique et le gabbro préalablement orienté. (LM BB3.3 ; nicols croisés, gross. 2x7.5). Sommet de la séquence plutonique, Bachat Bouloud).

Photo. 4 : Plis dissymétriques (P2b, Ménot, 1986) dans les amphibolites schisteuses de la semelle jalonnant le contact entre les formations de Séchilienne-Chamrousse et de Rioupéroux-Livet. Les Puntis, massif du Taillefer.

Pl. VI





5 - INDEX DES PUBLICATIONS

NOTES EN COURS DE PUBLICATION ET RESUMES DE COMMUNICATIONS

Titres abrégés

A- Datation U/Pb des plagiogranites de Chamrousse. Ménot et al., soumis à Earth Planet. Sc. Letters.

B- Pétrogénèse des plagiogranites de Chamrousse. Ménot et al., soumis au Bull. de Minéralogie.

C- Datation U/Pb des granites sodiques de Rioupéroux et Livet. Communication (résumé Ofioliti 1984) note en préparation.

D- Architecture de la chaîne de Belledonne, Ménot et Vivier, RAST 1986 et note jointe soumise à Geodynamica Acta.

E- Les associations acide-basique paléozoïques : l'exemple du massif de Belledonne. Séance spécialisée S.G.F. Rennes, 1986, soumis au Bull. Soc. géol. France.

F- Datation U/Pb des éclogites du Beaufortin et des Aiguilles Rouges. Peucat et al., 1985, communication 2ème Conf. Eclogites, Vienne (résumé).

G- Datations U/Pb des éclogites et problème des ages anciens. Paquette et al., 1986, communication ECOG Cambridge, 1986.

F et **G** font l'objet de notes en préparation en aval de la thèse de J.L. Paquette (juin, 1987).

ANNEXE A
Soumis à Earth Planet. Sci. Lett.

496 My AGE OF PLAGIOGRANITES IN THE CHAMROUSSE OPHIOLITE COMPLEX

(External Cristalline Massifs in the French Alps) :

EVIDENCE OF A LOWER PALEOZOIC OCEANIZATION

R-P. Ménot (1), J.J. Peucat (2), D. Scarenzi (3), M. Piboule (3).

(1) Dept. Géologie, U.A. 10, CNRS, Université, 42023 - Saint Etienne CEDEX 02, France.

(2) Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles-CNRS, Université, 35042 - Rennes CEDEX, France.

(3) Institut Dolomieu, LA 69, CNRS, Université, 38031 - Grenoble CEDEX, France.

ABSTRACT

Genuine ophiolitic series are extremely rare in the Variscan orogenic belt and the Chamrousse formation appears as an exception. The main lithological and geochemical characters of the ophiolite are summarized and a special attention is paid to the field relationships and the magmatic filiation of the leucocratic rocks. The time evolution of the mafic magmas is considered to express the transition of attenuated continental lithosphere to oceanic lithosphere. The silicic rocks represents the final products from a multisequence fractional crystallization of a tholeiitic LIL - enriched magma and their compositional diversity results from the local increase of the H_2O partial pressure during synaccretion tectonic. Dating the plagiogranites, using the U/Pb method on zircons, also give the date of the oceanization.

The resulting age of 496 +/- 6 Ma is closely comparable (1) to the accretion age of ophiolites from peri-Atlantic Paleozoic belts and (2) to the protolith crystallization age of the "leptyno-amphibolitic groups" (L.A.G.s) from Western Europe. But these relics (ophiolites and L.A.G.s) of the Cambro-Ordovician distensional event later undergo very different tectonometamorphic evolution. The distinct postmagmatic evolutions may be related to their rather distinct original geodynamic significance and to their primitive location with respect to the subsequent zonation of the Hercynian belt.

INTRODUCTION

Ophiolite complexes in the Western European Hercynian Belt are extremely rare. These relics of oceanic lithosphere have always been transformed during metamorphic events and have often reached eclogite facies in the Mid-Paleozoic. The Chamrousse formation is one of the best examples, without noticeable orogenic dismembering and devoid of any high grade recrystallizations. Establishing its age, witherto unknown, is important in order to establish the place of the ophiolite complex in the Paleozoic geodynamic context. The purpose of this paper is to describe this formation and then, following a geochronological study, to compare it with the ophiolitic series of the periatlantic belts. We conclude, by attempting to explain why this ophiolitic belt did not experience the overall high pressure (H.P.) events in Western Europe.

The basic and ultrabasic (B-UB) Chamrousse complex belongs to the External Cristalline massifs (E.C.M.) of the Western Alps. These E.C.M. make up segments of pre-Triassic basement in the outer area of the Alpine Belt. They are, from south to north : Argentera, Haut Dauphiné, Belledonne - Grandes Rousses, Mt Blanc - Aiguilles Rouges, and Aar - Gothard. These massifs are separated from each other by Alpine terranes from the Dauphiné zone. Correlations among the different massifs have been proposed, based on locally detailed geological studies (**1, 2, 3, 4, 5**). On the one hand, they point to the lithologic continuity of the various formations which make up the E.C.M. massifs and on the other hand they point to similarities in their tectonometamorphic evolution (**4**).

Howewer, the situation occuped by the E.C.M. in the Variscan belt of Western Europe is still largely hypothetical (**4, 6**) and recent syntheses have not been able to resolve this question (**7, 8, 9, 10**). These uncertainties are largely due to the absence of reliable geochronological data for this region. So far, the Chamrousse ophiolite complex has been successively attributed to the Brioverian (**11, 12**) and then, by analogy with the leptyno-amphibolitic groups of the Ibero-Armorican arc (**7**), to the Upper Proterozoic or the Lower Paleozoic periods (**13**).

The isotopic data presented here for the Chamrousse ophiolite complex allow us to propose a period of oceanization in the E.C.M. extending to the Cambrian-Ordovician boundary. The data also provide a comparison with the recognized pieces of evidence of this major distensional event from other Paleozoic areas.

GEOLOGICAL AND PETROGRAPHIC CONTEXT

1. - Geological context.

The Chamrousse complex is located at the extreme southern end of the Belledonne Massif (30 km southeast of Grenoble) (fig. 1). It forms a generally monoclinal foliated series dipping towards the west, and forming an exposure of about 25 km in length and 5 km in width. It corresponds to a metaplutonic sequence (Chamrousse formation s.s.) progressing without any apparent discontinuity to a leptyno-amphibolitic formation of volcano- sedimentary origin (Séchilienne formation) (**14, 15, 16, 20, 13**) (fig. 2).

Metamorphic recrystallizations involves green-brown hornblende, diopside, andesine (An 30-35), clinozoisite and locally garnet.

From a structural point of view, the ophiolite is actually overturned and is overthrusted onto the Devonian (**18**) metafelsic formations of Rioupéroux and Livet (**12, 14, 16, 17**). The overthrust may be linked to a late Visean synmetamorphic tectonic event, as deduced by K/Ar data on amphiboles (**19**).

[fig. 1 - 2 here]

2. - Lithostratigraphy and petrography.

The Chamrousse complex shows the following sequence (from bottom to top, after re-establishing the normal "stratigraphy") (fig. 2) :

A. Plutonic sequence :

a - Ultramafic cumulates (**Aa**) : there only remains a thin section (maximum 100 m), consisting of

* serpentinites, rich in scattered or bedded spinels (chromite and magnetite)
* alternate layers of serpentinites and pyroxenites.

Because of subsequent recrystallization, the original nature of the various ultrabasic rocks is difficult to determine. A few contain relict crystals and may be identified as dunites and wherlites. Some clinopyroxenites occur as thin layers or as dykelets in the ultrabasites.

b - The banded blastomylonitic complex (**Ab**) : for 10 to 30 m, it commonly provides the transition from ultramafic to gabbroic cumulates. It consists of flasered gabbroic cumulates, pyroxenites, fine-grained gabbros, basalts and dolerites. Extreme deformation is evident and results in a fine banding of blastomylonites and ultramylonites. This tectonic is related to an early intraoceanic event as revealed by its synmagmatic timing and its high-temperature characters (**27**). Some basalts of the dyke complex transect the sheared domain and are undeformed. Ultramylonic bands contains porphyroclasts of Cpx and pargasite and their microstructures suggest the extent of superplastic flow deformations.

c - The gabbroic pile (250 m) (**Ac**). It is made up of coarse-grained gabbroic cumulates with flaser textures. These leucocumulates include beds of clinopyroxenites and conformable layers of dolerites. Isotropic gabbros occur in the upper cumulates as small intruding masses and sills. The igneous mineralogy is still easily recognisable : clinopyroxene and labradorite being the most abundant minerals and lesser amounts of olivine and orthopyroxene occuring in the lower and upper cumulates respectively. Finally some brown calcic-amphibole and Fi-Ti oxydes appear in the higher cumulates.

The cumulate textures (ortho-, ad-, and heteradcumulates) are rather well-preserved.

B. Roof assemblage (transition zone, **B**).

This assemblage marks the contact with the Séchilienne volcano-sedimentary formation, and includes cumulates or isotropic gabbros, dolerites, porphyritic basalts, diorites and various leucocratic rocks. This composite zone is highly complex and appears to be locally brecciated ; the different petrographic types are found in a variable order with no lateral continuity. The upper part of this zone consists of a relatively continuous layer of orthoamphibolites (metadolerites and -basalts).

The roof-assemblage has generally undergone a complete metamorphic recrystallization.

C. The dyke complex (**D**) :

It cross-cuts both the plutonic sequence, ultrabasic cumulates excepted, and the volcano-sedimentary formation, and consists of metabasalts and metadolerites. Dykes show an internal differentiation with a porphyritic core and chilled margins. They always include screens of surrounding rocks and never make up a 100 % dyke complex.

The plutonic sequence contains some other intrusive facies :

- metapyroxenolites, specially in the lower part (**Aa, Ab, Ac**)
- meso- to melanocratic metagabbros in the upper part of the cumulates (**Ac**) and in the roof assemblage (**B**)
- some scarce felsic rock (keratophyres and sodic granites) in the upper gabbroic cumulates (**Ac**), in the transition zone (**B**) and in the volcano-sedimentary formation (**C**). They are more specially concerned by geochronological study.

D. Volcano-sedimentary sequence (**D**) :

The Sechilienne formation represents the higher part of the ophiolite complex. Igneous, volcanoclastic and pelitic rocks have been wholly recrystallized as amphibolites, metafelsites (leptynites) and gneisses. The base, near the plutonic sequence, and the top of this banded formation are enriched in mafic and silicic intrusives and in clastic and sedimentary layers respectively.

Some of the characteristic facies of the ophiolite sequences have not yet been recognized at Chamrousse, such as basal harzburgitic tectonites, pillow-lavas and overlying pelagic sediments.

3. - Situation of the plagiogranites and associated leucocratic rocks

Plagiogranites have recently been discovered in the Chamrousse complex (**20, 23**). They are contemporaneous with and genetically related to the mafic rocks as evidenced by their situation in the ophiolite sequence, their field relationships and their chemical characteristics.

Three main petrographic types have been distinguished :

a - Various plutonic rocks as (i) plagiogranites of quartz-dioritic, tonalitic and leucotonalitic compositions with respect to the Streckeisen classification (**54**) and as (ii) plagioclase-rich cumulates subdivided into albitites and anorthosites according to the An content of the normative feldspars.

The leucotonalites appear as dykes and veinlets, closely associated with ferrogabbros, in the higher part of the gabbro cumulates. Quartz-diorites, tonalites and some leucotonalites are interbedded with the Séchilienne amphibolites as decimetric to decametric sills. Plagioclase cumulates principally occur as patches and veinlets of centimetric to decimetric size within the upper gabbros. They become scarce in the roof assemblage (B) and are absent in the Séchilienne formation.

b - Rare keratophyric effusive facies. They are extremely difficult to recognize owing to recrystallization. However, they have been described in the roof assemblage (B).

c - Abundant leptynites resulting from the metamorphic transformation of the above mentioned leucocratic rocks. They form centimetric shear zones in the plagiogranites and decimetric to metric layers of leucotonalitic composition, alternating with amphibolites in the Séchilienne formation.

The preserved igneous field relationships between mafic and leucocratic rocks allow us to define the following relative chronology.

The anorthosites and albitites seem to be contemporaneous with the upper gabbros cumulates (diffuse contacts). The plagiogranites, always closely associated with isotropic ferrogabbros are interbedded with and intrusive into the cumulates, with locally chilled margins. All these facies, gabbros and silicic rocks, but also the leptyno-amphibolitic (Séchilienne formation) are intersected by the basaltic and doleritic complex. Mafic dykes represent the last magmatic event of the ophiolite accretion and exhibit a N-Morb composition (**13, 27, 58**).

The field setting characteristics suggest that the felsic rocks are genetically linked to the mafic-ultramafic complex and must be considered as true ophiolite plagiogranites. Silicic samples from the top of the cumulate sequence have been chosen for dating. Amongst all the metafelsites of the Chamrousse complex, these plagiogranites remain the least recrystallized and sheared and they exhibit well-preserved and significant igneous relations with the mafic rocks (cumulates, ferrogabbros, and late basic dykes).

Dating them should also allow the dating of the period of oceanization.

4. - Structural and metamorphic characteristics

The Chamrousse ophiolite has undergone a multiphased tectonic activity. The earliest events consist of intraoceanic synaccretion deformations. They occured prior to and during the emplacement of some members of the ophiolite association : plagiogranites (**21, 23**), isotropic gabbros and basaltic dyke complex (**13, 15, 16, 29**). This early tectonics induced the flasering and the shear zones of the gabbro cumulates sequence (**Ac**) and the HT mylonites of the banded complex (**Ab**). The high strain deformation and the high grade metamorphic recrystallizations suggest that this tectonics is more probably linked to transform or pre-obduction faults than to common ridge crest deformation and metamorphism (**27**).

Only the last tectonic event was related to the hercynian orogenic activity and the ophiolite was finally overthrusted onto Devonian and Lower Carboniferous terranes (**19**). The associated dynamic mesozonal recrystallizations are extensive in the Séchilienne formation and the transition zone, but less marked to absent in the plutonic sequence.

In summarize :

a - No direct evidence of the obduction or uplift can still be observed. The early deformations could perhaps be related to the compressive stress preluding to the continental accretion.

b - Despite the conspicuous preservation of the successive parageneses, no relict of an H.P. orogenic metamorphic event has been observed (**12, 13, 15, 19**).

c - There is no noticeable disruption of the ophiolite sequence during its tectonometamorphic evolution and its lithological continuity has been preserved.

5. - Chemical characteristics

The tholeiitic nature of the complex (**15**) is clearly indicated by the following diagrams (fig. 3A et 3B). The composition and the differentiation trend of the metabasites can be compared to that of the oceanic tholeiites. There is however a greater complexity as the existence of several magmatic groups becomes apparent (fig. 3B) (**27**). Several models have been set up : Pin and Carme's datas (**58**) favour a mixing model between three end-members of N-Morb, E-Morb and "supra-subduction zone" basalt affinities. Bodinier et al. (**13**) pointed out three successive basaltic influxes which correspond to E-Morb, T-Morb and N-Morb compositions respectively. This compositional change has been explained by an increasing rate of partial melting (**13**). In addition, the evolution is also marked by a decrease of the Th (and lithophile elements) contents (**27**). From a geodynamic point of view, such chemical characters may express the transition from attenuated continental lithosphere to oceanic lithosphere (**27**).

[fig. 3A and 3B here]

The chemistry of sodic granites also points to the transitional nature of the original setting. The plagiogranites are considered as the ultimate differentiated members of the E-and T-Morb sources. The evolution from basic to silicic rocks is mainly controlled by fractionnal crystallization processes (**21, 22, 24**). Thus, granites are related to the earliest stages of the ophiolitic accretion.

On the discrimant diagram of Pearce et al. (**28**) (fig. 4A), they plot in the fields of both volcanic arc (VAG) and oceanic ridge granites (ORG), and more specially in the transitional ORG domain. This transitional field include silicic differentiates from "anomalous" ridges (e.g. M.A.R. 45° N) and from attenuated continental crust (Skaergaard, Mull) basalts (**28**).

The distribution can be explained by two specific processes : continental contamination and particular ways of fractional crystallization mechanisms.

In a transitional, continental to oceanic, tectonic setting, crustal contamination could cause the representative points to shift from the ORG towards the VAG fields (**28**).

According to a recent study of the sodic granites geochemistry (**24**) two types of silicic rocks have been defined (fig. 4B). The first one (E- plagiogranites) mainly includes the leptynites of the Séchilienne formation. They have high rare earth elements (REE) and incompatible elements(Zr, Nb, Y) contents. Their REE distribution patterns closely resemble to the sub-horizontal profiles described for most of the ophiolitic plagiogranites. The second type (A-plagiogranites) includes silicic rocks spacially related to higher part of the plutonic sequence. Their REE and incompatible elements contents are distinctly lower, and the REE profiles show calc-alkaline affinities with higher $(La/Yb)_N$ ratios.

[fig. 4A and 4B here]

This chemical diversity can be explained by a petrogenetic modelling that considers (i) the specific location of the E-type and A-type granites in the overlying volcanic series and in small residual chambers of the uppermost cumulates respectively, (ii) the field evidence of periodical expulsion of more or less differentiated magmas in the volcano-sedimentary formation, (iii) the close association of A-plagiogranites with hornblende ferrogabbros and (iv) the evidence of the late and spacially restricted crystallization of igneous Ca-amphiboles. Our model involves two sequences of fractional crystallization :

a - Segregation of olivine, clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxides causes evolution from basaltic (E-Morb) to dioritic and granitic (E-type) composition.

b - Cristallization of hornblende, plagioclase, Fe-Ti oxides and accessory phases causes the transition from tonalitic liquids to A-type granites in residual magma chambers. The modal fractionated assemblage is consistent with the mineral composition of the associated ferrogabbros.

The transition from "dry" to "wet" mineral assemblages during fractionation implies an increase of H_2O partial pressure which can be correlated with the synaccretion tectonics.

Despite their atypical composition, samples of A-type plagiogranites have been dated with respect to their well-preserved igneous petrographic characters and to their obviously original relationships with the mafic ophiolitic members.

GEOCHRONOLOGY

Using the U/Pb method on zircons, it was possible to date a plagiogranite associated with the ferrogabbros included in the top level of the cumulative sequence.

The zircons are sub-automorphic, colourless and rich in inclusions. Their typology has been described elsewhere (**22**). Internal structures belying inherited cores were generally absent.

Five fractions of a sample were analysed (Table, fig. 5), which enabled the establishment of a discordia between 508 $\pm$ 24/-18 Ma and 122 $\pm$ 44/-50 Ma with an MSWD of 0,3. The zircons show a relatively high rate of discordance (= 25 %) ; this is probably linked to their high uranium content (1000 ppm).

To eliminate a part of this discordance, we have abraded one zircon fraction using the procedure published by T. Krogh (57). The abraded fraction (80-69 µ m, table) plots closer to the Concordia and the six points discordia ages between 496 + 6/-1 Ma and 90 $\pm$ 13 Ma for a MSWD of 0.2 (fig. 5).

496 Ma is considered as being the time when the zircons crystallized in the plagiogranite. 90 Ma may be the moment when there was an episodic loss of radiogenic lead during early alpine events or it could be simply an artefact resulting from a continued diffusion of the lead (fig. 5).

According to these results, a Proterozoic or even a Brioverian age for the Chamrousse complex (**11, 13, 17**) can be ruled out. Thus the ophiolite of Chamrousse must be considered as one of the rare pieces of evidence of an Eo-variscan oceanization in Western Europe.

DISCUSSION : GEODYNAMIC HYPOTHESES

This Cambro-Ordovician age is exactly comparable to the ages obtained on Appalachian ophiolites (Betts Cove, Bay of Island, etc.) by Mattinson (**30, 31**) and by Dunning and Krogh (**32**) or on Scottish ophiolites (Ballantrae, **33** in Dewey and Shackleton, **34**). A Lower Ordovician age may also be estimated for the Norwegian ophiolites (Karmoy, Leka, **36**). Finally, fragments of the oceanic crust from the Cambrian period (500 My U/Pb) were observed in the Penninic region of the Eastern Alps (**36**).

It is, however, necessary to distinguish the Chamrousse ophiolitic series from other complexes with which it has often been compared in the past (**15**) ; these latter are either younger (Lizard, 375 Ma ; **26**) or older (Audierne, 1250-1300 Ma : **37** ; or even Belle Ile en Terre, 602 Ma : **38**).

Elsewhere at this time, in the Western European segment of the Variscan belt, a bimodal magmatism was developing, as shown in the "leptyno-amphibolitic groups" (L.A.G.s). Theses series reveal a major extensional episod, and even a genuine oceanization, and are considered as remnants of a suture zone (**6, 7**). There are numerous ages for these L.A.G.s (520 to 480 Ma) which cover various regions : the French Massif Central (Limousin : **39** ; Rouergue : **40** ; Haut Allier : **42** ; Lyonnais : **43**), cristalline Provence (**41**) ; Bavaria (**44**) ; etc.

A closer comparison of the L.A.G.s and the ophiolite complexes reveals that the magmatism is comparable in (i) age, (ii) plutono-volcanic activity, (iii) bimodal character and tholeiitic chemistry with oceanic affinities (**45, 46, 47**). On this basis, the two types of formations have the same geodynamic significance and bear evidence of crustal extension. The L.A.G.s, however are distinguished by (i) more abundant felsic rocks, (ii) greater chemical variation including alkaline and calc-alkaline rocks and (iii) a frequent metasedimentary component (**46, 47, 48, 59**). These petrological differences suggest an ensialic or transitional location for the magmatism within the L.A.G.s.. In addition, the L.A.G.s are distinguished by a totally different postmagmatic evolution from that of the ophiolites : they have been greatly deformed by tectonic activity, are disrupted ("tectonic melanges", **49**) and show traces of an H.P. metamorphic recrystallization. The L.A.G.s are in fact involved in infracrustal thrusts leading to the generation of B-type eclogites (**50**), coronitic gabbros and pyrigarnites and to the incorporation of mantle rocks (**51**). This tectonics related to continent-continent collision (**10**) take place from the Lower to Mid Devonian period (420 to 380 My) (Acadian event).

The tectonometamorphic history of the Chamrousse complex has been discussed and compared to the evolution of L.A.G.s in a recent paper (**55**). To sum up, two main events have been defined.

a - The Chamrousse ophiolite was accreted onto the continental domain, very soon after formation and probably during Lower to Mid-Ordovician times. This assumption is supported (i) by the obviously synmagmatic tectonics related to thrust or transform faults and considered as pre-obduction or pre-uplift constraints and (ii) by the existence of localized compressive systems during Ordovician (**53**).

It is commonly assumed that most of the ophiolite complexes have been obducted, or uplifted, as "hot" fragments of oceanic crust (**52,56**) . Such an evolution has been particularly pointed out for the Paleozoic ophiolites from the Appalachians and Scottish belts, where the obduction occur 10 Ma after accretion (**34, 52**). This early tectonometamorphic evolution is radically different from that of Groix, where the "Acadian" obduction of an old and "cold" oceanic crust involves the crystallization of C-type eclogites (**50**).

b - The orogenic tectonics and metamorphism only occur during the Upper Devonian and Lower Carboniferous. The ophiolite is devoid of any "Acadian" HP parageneses and exhibits a single phase of recrystallization. This facts imply that Chamrousse ophiolite was emplaced within a continental domain which remained orogenically inactive during the Lower Devonian period, probably in the inner side of the Mid-European continent (Saxo-Thuringian zone) (**27**).

According to its 496 Ma age, the Chamrousse ophiolite can be considered as a significative witness of a Cambro-Ordovician episod of rifting and spreading. The important igneous activity linked to this distensional tectonics leads either to accretion zones where oceanization clearly occurred (Appalachians, Scotland, Austro-Alpine Penninic region, South Armorican area, E.C.M Chamrousse) or either to else areas where crustal influence persists (various L.A.G.s). In the French Paleozoic domain, the L.A.G.s represent domains of sheared or attenuated continental lithosphere as Chamrousse provides evidence of new oceanic crust, even if of limited extension (**27**).

The contrasting postmagmatic evolution between L.A.G.s and the Chamrousse ophiolite mainly depends on their respective primitive location with regard to spatio-temporal zonation of the Paleozoic tectogenesis. The ophiolitic complex probably belong to a more internal domain (Saxo-thuringian ?), than the "Moldanubian" L.A.Gs. Moreover, as response to the early compressive tectonics, the presence of a still-warm ophiolitic crust favours obduction or uplift processes, but the L.A.Gs, as weak crustal segments, are preferentially involved in underthrusting.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to Dr. J.A. Pearce for helpful discussions and suggestions and to anonymous reader for useful criticism. We also thank N. Morin for technical assistance and M. Lemoine for the abrasion device making.

REFERENCES

1 Krumnacher,D., Bordet,P. et Lefort,P., Les massifs cristallins externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. Schweiz.Mineral. Petrog., 45, (1965),855-874.

2 Laurent,R. et Chessex,R., Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv., 61, (1968) 1-18.

3 Von Raumer,J.F., Variszikum in den Zentral- und Westalpen : Nova Acta Leopoldina,N.F.224, 45, (1976) 119-144.

4 Von Raumer,J.F., Variscan events in the Alpine region : Geol. Mijnbouw, 60, (1981) 67-80.

5 Von Raumer,J.F., The External massifs, relics of variscan basement in the Alps : Geol. Rundsch., 73/1, (1984), 1-31.

6 Bard,J.P., Burg,J.P., Matte,P. et Ribeiro,A.,, La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques : Int.Geol.Congr., 26th., Paris, C6, (1980) 234-246.

7 Burg,J.P. and Matte,P., A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan Geodynamic evolution. : Z. Dtsch. Geol. Ges., 129 (1978), 429-460.

8 Behr,H.J., Engel,W., Franke,W.,Giese,P. and Weber,K., The variscan belt in central Europe : Main structures, geodynamic implications, open questions : Tectonophysics, 109, (1984), p.15-40.

9 Ziegler,P.A., Caledonian and Hercynian crustal consolidation of western and central Europe - A working hypothesis: Geol. Mijnbouw, 63, (1984), 93-108.

10 Matte,P., Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophys., 126, (1986), 329-374.

11 Carme,F., Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique antéhercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises) : C.R.Acad.Sci., Paris, 271, D, (1970) 631-633.

12 Carme,F., Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne : C.R.Acad.Sci., Paris, 277, D, (1973b) 2309-2312.

13 Bodinier,J.L., Dupuy,C., Dostal,J. and Carme,F., Geochemistry of ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne massif, Alps) : Contrib. Mineral. Petrol., 78, (1981), 379-388.

14 Carme,F., Sur deux formations d'origine volcanique des schistes cristallins antéhouillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises): C.R.Acad.Sci., Paris, 260, D, 656-659.

15 Carme,F., 1975, Le massif de Chamrousse et du Tabor (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales) : Une variante originale du complexe alpinotype et un jalon de la ceinture basique "briovérienne": C.R.Acad.Sci., Paris, 281, D, (1965), 223-226.

16 Ménot,R.P., Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales françaises) : Géologie Alpine, 55, (1979), 99-110.

17 Carme,F., Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne, essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche: C.R.Acad.Sci.,277, D, (1973), 2133-2136.

18 Ménot,R.P., Peucat,J.J., Scarenzi,D. and Piboule,M., A (continental?) volcanic arc of devono-carboniferous age in the French Alpine External Massifs: The Rioupéroux and Livet formations (Romanche valley, Belledonne massif) : 3rd Ophiolite meeting, Abstracts, (1984), p.44.

19 Ménot,R.P., Bonhomme,M. et Vivier,G., Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. Bull. Suisse Minéral. Pétrog., 67, 3, (1987), in press.

20 Ménot,R.P., Présence d'ortholeptynites à caractères de plagiogranites au sein du complexe ultrabasique et basique de Chamrousse-Tabor (Massif de Belledonne, France) : C.R.Acad.Sci., Paris, 293, II, (1981) 1073-1078.

21 Scarenzi,D., Etude des méta-plagiogranites et des méta-trondhjémites de l'ophiolite de Chamrousse et du groupe de Rioupéroux-Livet (Isère, France) : Thèse Univ. Grenoble 1, (1984), 221p.

22 Scarenzi,D., Hermitte,D., Ménot,R.P. et Piboule,M., Les zircons des plagiogranites du complexe ophiolitique de Chamrousse-Tabor et des granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes, Alpes françaises) : morphologie, typologie et implications pétrogénétiques, C.R.Acad.Sci., Paris, 301, II, 16, (1985), 1189-1192.

23 Scarenzi,D., Ménot,R.P. et Piboule,M., Diversité du gisement des granites sodiques : deux exemples au Sud du massif de Belledonne (Isère, France), Géologie Alpine, 61, (1985), 145-163.

24 Ménot,R.P., Piboule,M. et Scarenzi,D., Diversité et origine des plagiogranites de l'ophiolite paléozoïque de Chamrousse (Alpes occidentales françaises). Bull. Mineral. submitted.

25 Kirby,G.A., The petrology and geochemistry of dykes of the Lizard ophiolite complex, Cornwall : J. geol. Soc. London, 141, (1984) 53-59.

26 Davies,G.R., Isotopic evolution of the Lizard complex: J. geol. Soc. London, 141, (1984), 3-14.

27 Ménot R-P., Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-européenne. Thèse d'Etat, Univ. LyonI, (1987), 364 p et annexes. Mém. CAESS-CNRS, Rennes, in press.

28 Pearce,J.A., Harris,N.B.W., Tindle,A.G. and Aldiss,D.T., Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: J. Petrol., 25, 4, (1984), 956-983.

29 Den Tex,E., Les roches basiques et ultrabasiques des lacs Roberts et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne) : Thèse Leiden, (1950), 203p..

30 Mattinson,J.M., Early Paleozoic complexes of Newfoundland. Isotopic ages of zircon : Geology, 3, (1975), 181-183.

31 Mattinson,J.M., Age of zircons from the Bay of Island ophiolite complex, western Newfoundland : Geology, 4, (1976), 393-3.

32 Dunning,G.R. and Krogh,T.E., Geochronology of ophiolites of the Newfoundland Appalachians: Canad. J. Earth Sci., 22, 11, (1985), 1659-1670.

33 Harris,P.M., Farrar,E., McIntyre,R.M. and York,D., Potassium-Argon age measurements on two igneous rocks from the Ordovician system of Scotland : Nature, 205, (1966), 352-353.

34 Dewey,J.F. and Shackleton,R.M., A model for the evolution of the Grampian tract in the early Caledonides and Appalachian: Nature, 312, (1984), 115-121.

35 Stephens,M.B., Furnes,H., Robins,B. and Sturt,B.A., Volcanism and plutonism in the Caledonides of Scandinavia : in "Regional trends in the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide orogen", P.E. Schenk Ed., Reidel Publish., (1983), 163-165.

36 Quadt,A.V., Pb/Pb and U/Pb data from the Habach-serie of the lower Penninic unit (Eastern Alps): ECOG VIII, Abstract: Terra Cognita, 4/2, (1984), p.205.

37 Peucat,J.J., Vidal,P., Godard,G. and Postaire,B., Precambrian U/Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): An old oceanic crust in the West European Hercynian belt: Earth Planet. Sc. Lett., 60, (1982), 70-78.

38 Peucat,J.J., Hirbec,Y., Auvray,B., Cogné,J. and Cornichet,J., Late Proterozoic zircon ages from a basic-ultrabasic complex : A possible Cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of western Europe: Geology : 9, (1981) 169-173.

39 Gebauer,D., Bernard-Griffith,J. and Grunenfelder,M., U-Pb zircon and monazite dating of the mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example: Sauviat sur Vige, French Central Massif.Contrib. Mineral. Petrol. : 76, (1981), 292-300.

40 Pin,C. and Lancelot,J., U/Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution: Contrib. Mineral. Petrol. : 79, (1982), 1-12.

41 Ducrot,J., Allegret,A. and Lancelot,J.R., Prevariscan evolution of the western Europe at the light of U/Pb zircon dating of orthogneiss and eclogites: Abstract 5th Int. Conf. Geochr. Cosmoch. Isot. geol.,Nikko, USA, (1982), p.83.

42 Roques,M., Vachette,M. et Vialette,Y., Géochronologie du socle du massif Central, in Symp. J.Jung, "Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français", Plein Air serv. Ed. : (1971), 269-289.

43 Duthou,J.L., Piboule,M., Gay,M. et Dufour, E., Datations radiométriques Rb-Sr sur les orthogranulites des Monts du Lyonnais (Massif Central Français): C.R.Acad.Sci., Paris, 292, (1981), 749-752.

44 Gebauer,D. and Grunenfelder,M., U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Examples: Munchberg gneiss massif, northeast Bavaria: Earth Planet. Sci. Lett., 42, (1979), 35-44.

45 Piboule,M., L'origine des amphibolites: Approches géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central Français : Thèse d'Etat, Univ. Lyon1, (1979), 1003p..

46 Briand,B. and Piboule,M., Les métabasites de la série de Marvejols : témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière d'arc ? : Bull.B.R.G.M., I, 2, (1979), 131-172.

47 Giraud,A., Marchand,J., Dupuy,C. and Dostal,J., Geochemistry of leptyno -amphibolite complex from Haut Allier (Massif Central Français) : Lithos, 17/3, (1984), 203-214.

48 Seyler,M., Géologie de la partie centrale des Maures (Provence cristalline, France).: Thèse d'Etat, Univ. Lyon1, (1984), 580p.

49 Lasnier,B., Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français (Haut Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'Etat, Univ. Nantes, (1977), 351p..

50 Coleman,R.G., Lee,D.E., Beatty,L.B. and Brannock,W.W., Eclogites and eclogites : Their differences and similarities: Geol. Soc. Am. Bull., 76, (1965), 478-508.

51 Pin,C. and Vielzeuf,D., Granulites and related rocks in Variscan median Europe: A dualistic interpretation: Tectonophysics, 93, (1983), 47-74.

52 Searle,M.P. and Stevens,R.K., Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites, in "Ophiolites and Oceanic Lithosphere", Geol.Soc. Spec.Pap. n°13, I.G.Gass, S.J.Lippard and A.W.Schelton Eds., (1984), 303-319.

53 Jegouzo,P., Peucat,J.J. et Audren,C., Caractérisation et signifiaction géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale : Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 5 (1986), 839-848.

54 Streckeisen,A.C., To each plutonic rocks its proper name : Earth Sci. Rev., 12, 1, (1966), 1-33.

55 Ménot,R.-P., Peucat,J.J. et Paquette,J.L., Les associations magmatiques acides-basiques paléozoïques et les complexes leptyno-amphiboliques. L'exemple du massif de Belledonne (Massifs cristallins externes alpins) : Bull. Soc. géol. Fr., (1988), in press.

56 Pearce,J.A., Lippard,S.J. and Robert,S., Characteristics and significance of supra-subduction zone ophiolites, in "Marginal basin geology", Geol. Soc. Spec. Pap. n° 16, B.P. Kokelaar and M.F. Howell Eds., (1984), 77-93.

57 Krogh,T.E., Improved accuracy of U-Pb zircon ages by creation of more concordant systems using an air abrasion technique : Geochim. Cosmochim. Acta, 46, (1982), 637-649.

58 Pin,C. and Carme,F., A Sm-Nd isotropic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe : The Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). Contrib. Mineral. Petrol. : 96, (1987), 406-413.

59 Santallier,D., Briand,B., Ménot,R.P. et Piboule,M., Les complexes leptyno-amphiboliques : définitions et implications. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, IV, 1, (1987), in press.

TABLES and FIGURES - EXPLANATIONS

Table : U|Pb data for zircons from Chamrousse ophiolite (n° 7208)

Figure 1 : Situation and geological sketch map.

1 : Post-Paleozoic

2 to 6 : Paleozoic basement
- **2** : "série Satinée", mainly micaceous schists, lower paleozoic (?)
- **3** : "Rioupéroux and Livet formations", mainly metafelsic rocks and subordinate amphibolites, Devonian.

4, 5, 6 : Chamrousse ophiolite", Lower Ordovician :
- **4** : Séchilienne formation, metavolcanosedimentary series.

5 and 6 : Chamrousse plutonic sequence, metagabbros (**5**) and metaultramafites (**6**).

7 : Main thrust contacts (Visean)
8 : Facies boundaries
9 : Main faults
10 : Mid-Carboniferous megashear zone, S.M. : "Synclinal Médian".

Figure 2 : Schematic recontruction of the Chamrousse ophiolite with the primitive lithostratigraphic polarity (actually overturned) :

1 : Metapelites
2 : Amphibolites and leptynites of igneous (Na-granites and keratophyres) and of sedimentary (arenites) origin.
3 : Metabasalts and -dolerites.
4 : Metagabbros isotropic (fine-grained and pegmatoid).
5 : Metaplagiogranites and related rocks.
6 : Metacumulates, **a** : massive ; **b** : layered.
7 : Metapyroxenites, dykelets and cumulates.
8 : **a** : Serpentinites, **b** : with Ca-pyroxenes ; **c** : with spinels.

A : Plutonic sequence :
- **Aa** : Ultramafites
- **Ab** : Blastomylonitic zone
- **Ac** : Gabbroic cumulates

B : Transition zone or roof assemblage
C : Volcano-sedimentary series (Séchilienne formation)
D : Dyke complex (no scale for the dykes).

Figure 3 et 4 : Geochemical diagrams :

3 : Basic rocks :

3A : Diag. Ti vs. Zr, after Pearce and Cann (1973) : OFB : Ocean floor basalts ; LKT : Low K2O tholeiites ; CAB : Calc-alkaline basalts.

3B : Diag. TiO2 vs. FeOt./MgO, after Miyashiro (1973) :
- **1** : Gabbro cumulates
- **2** : Isotropic gabbros
- **3** : Amphibolites, dolerites and basalts

4 : Plagiogranites and related rocks :

4A : Diagr. Nb vs. Y, after Pearce et al. (1984) :
Syn-col. G. : Syn-collision granites
VAG : Volcanic arc granites
WPG : Within-plate granites
ORG : Ocean ridge granites

: Leptynites ; **K** : Keratophyres ; : Tonalites and Quartz-diorites ;

: Leucotonalites

4B : Chondrite-normalized REE distribution (Nakamura, 1974)
a- E-type plagiogranites (leucotonalites) (146-4, 177-3, 193-8)
b- A-type plagiogranites (tonalites and leucotonalites) (6-4, 15-4, 173-2, 273-9)
Sample 273-9 has been used for dating.

Chemical datas and analytical procedures are available in (**29**) and by request to R.P.M.

Figure 5 : Concordia plot of the zircon points from the Chamrousse plagiogranite (273-9).

TABLE :

Size fractions	Concentrations		Measured ratios			Calculated ratios			Apparent ages (Ma)		
(µm)	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
> 120	1173	67.7	3623	0.06040	0.04950	0.06131	0.47684	0.05640	384	396	468
80-69	1351	77.6	8877	0.05815	0.04314	0.06095	0.47501	0.05652	381	395	473
69-53	1225	72.4	6694	0.05874	0.04435	0.06275	0.48955	0.05658	392	405	475
53.37	1088	64.8	5644	0.05914	0.04616	0.06315	0.49264	0.05657	395	407	475
<37	1227	73.4	7489	0.05852	0.04521	0,06342	0.49491	0.05659	396	408	476
80-69 abraded	760	52.7	1711	0.06534	0.06908	0.07307	0.57310	0.05688	455	460	487

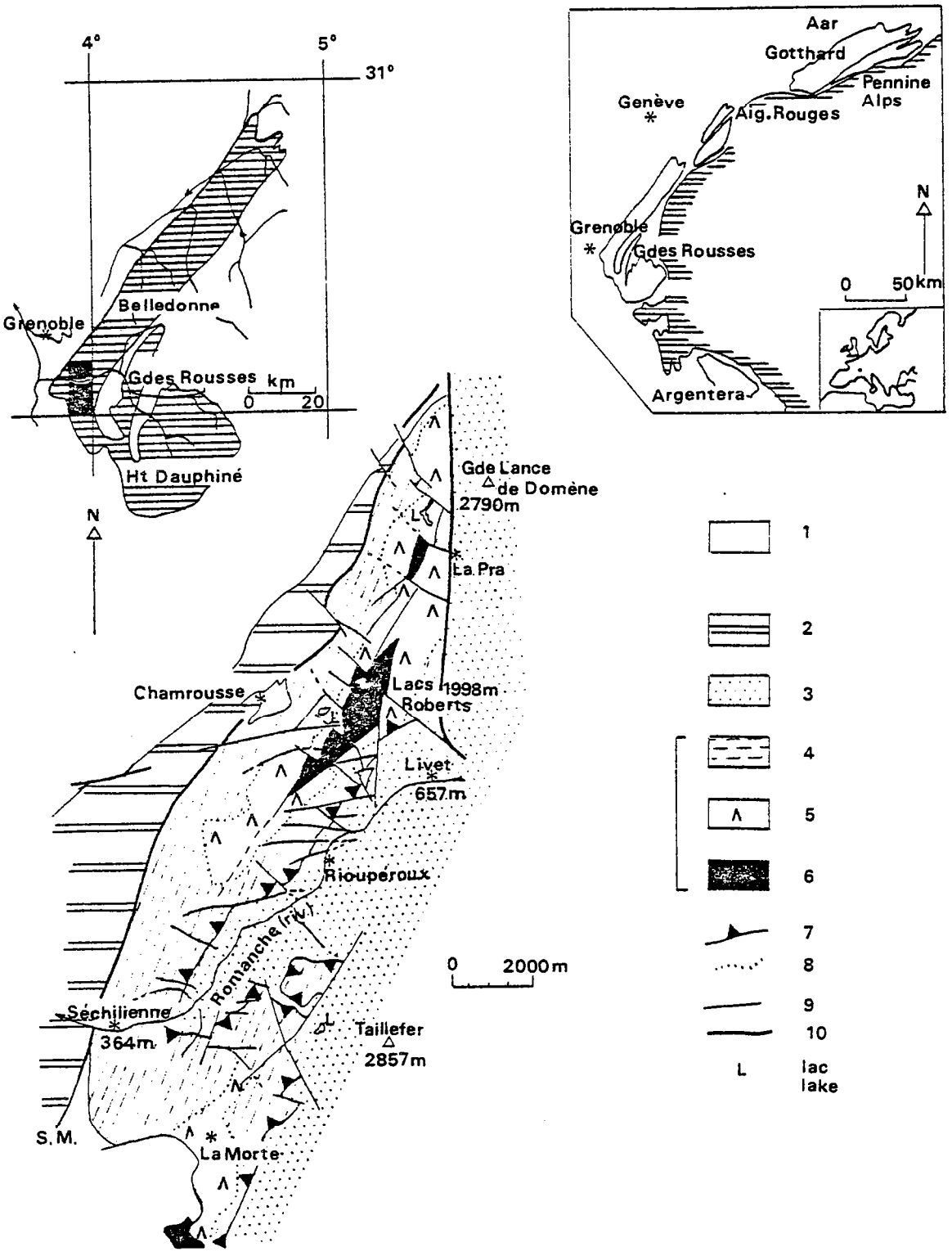

4°
5°
31°
Grenoble
Belledonne
Gdes Rousses
km
0 20
Ht Dauphiné
N
Aar
Gotthard
Pennine Alps
Genève
Aig.Rouges
N
Grenoble
Gdes Rousses
0 50km
Argentera
Gde Lance de Domène
2790m
La Pra
Chamrousse
Lacs Roberts
1998m
Livet
657m
Rioupéroux
Romanche (riv.)
0 2000m
Séchilienne
364m
Taillefer
2857m
S.M.
La Morte
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
L
lac
lake

Figure : 1

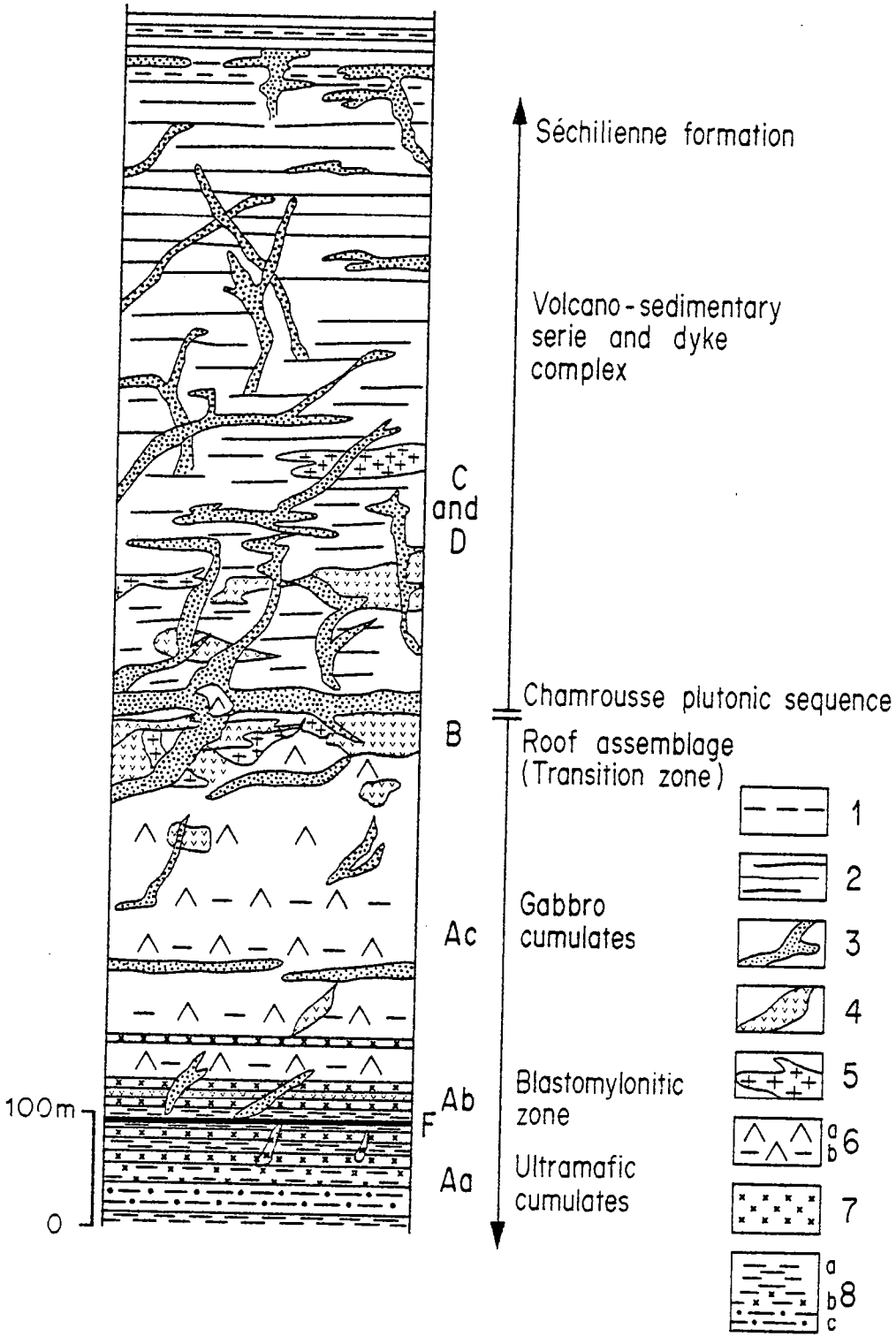

Séchilienne formation
Volcano-sedimentary serie and dyke complex
C and D
Chamrousse plutonic sequence
B
Roof assemblage (Transition zone)
Ac
Gabbro cumulates
Ab
F
Blastomylonitic zone
Aa
Ultramafic cumulates
100m
0
1
2
3
4
5
a b 6
7
a b c 8

Figure : 2

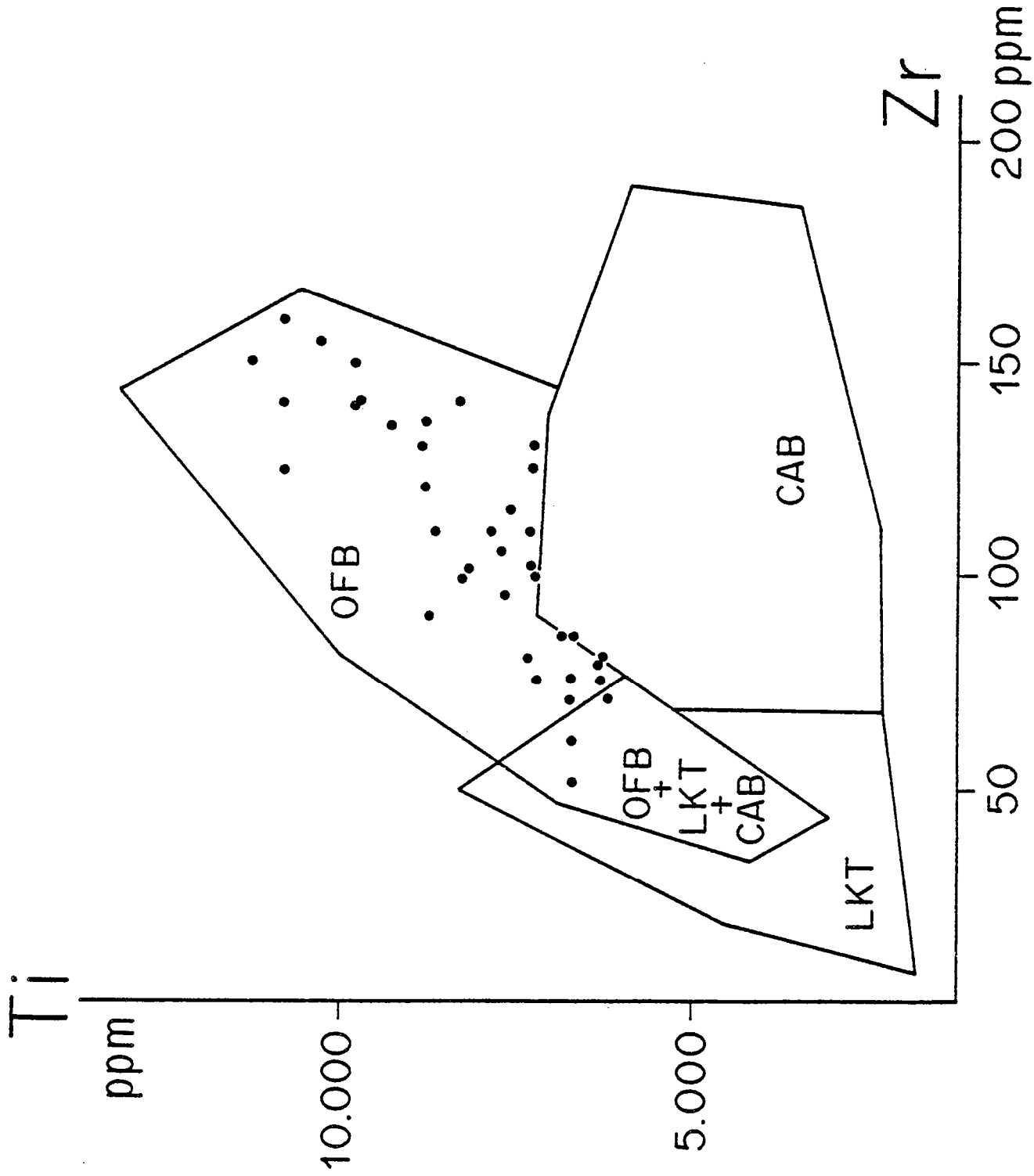


Figure : 3A

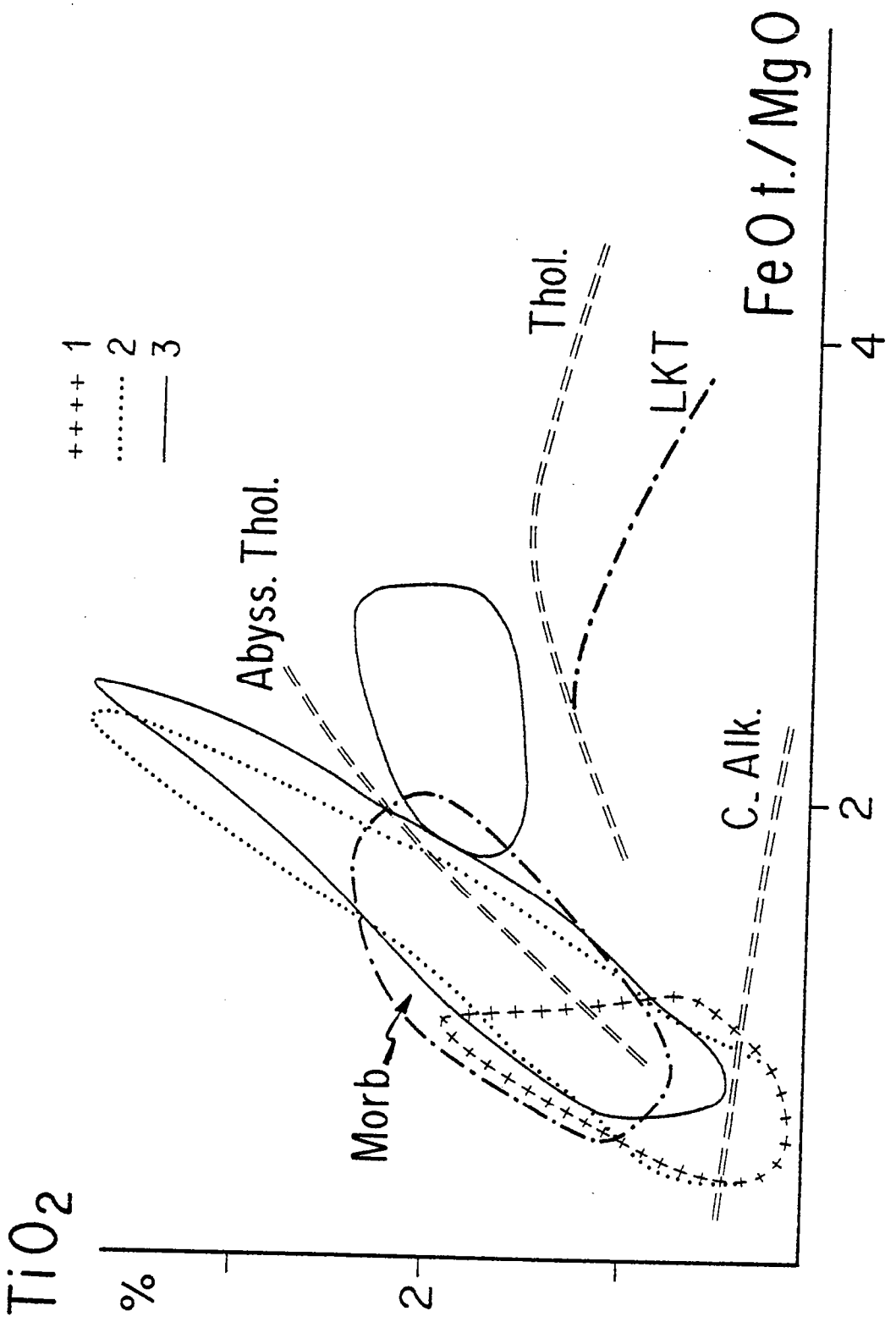


Figure : 3B

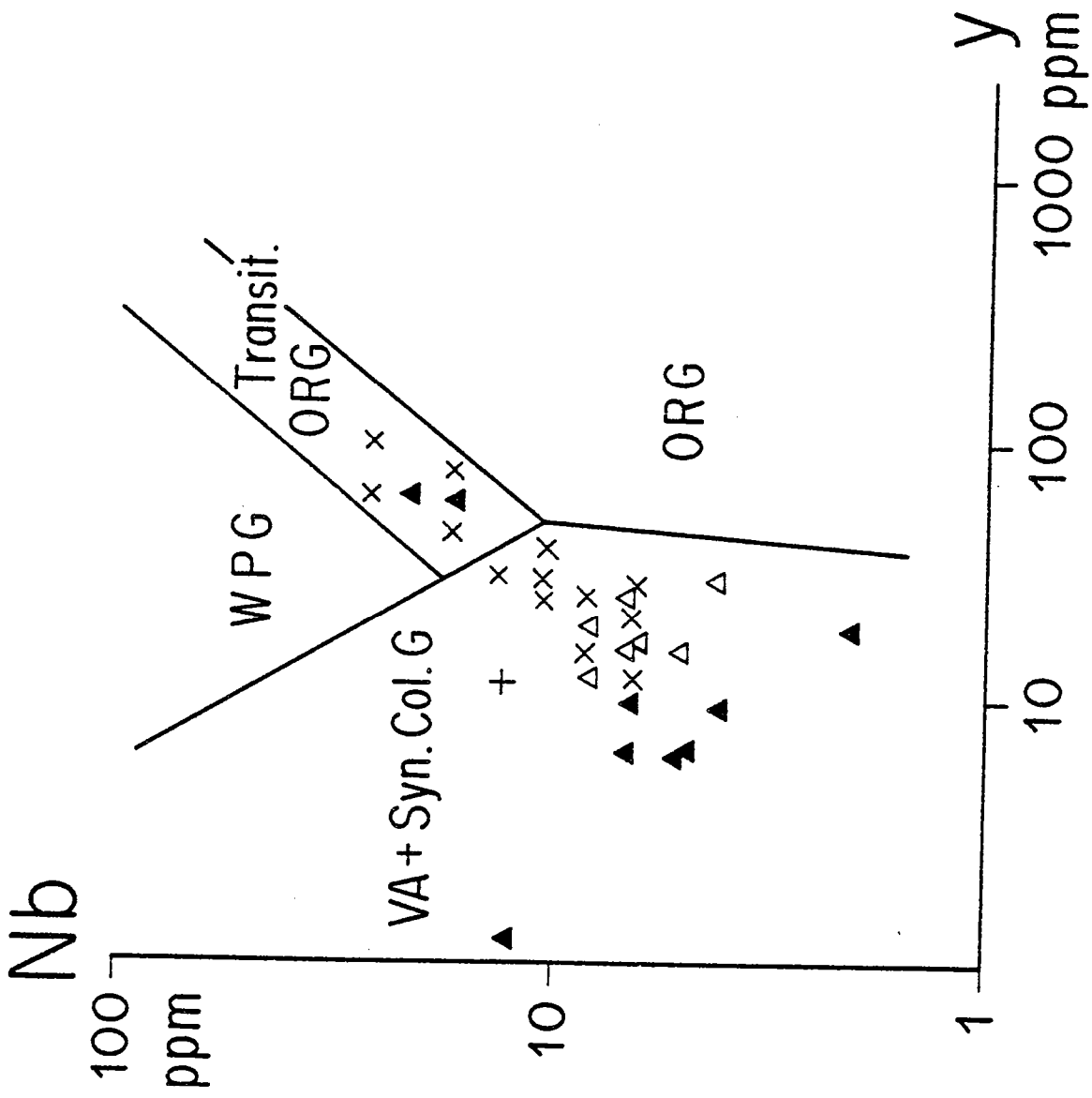


Figure : 4A

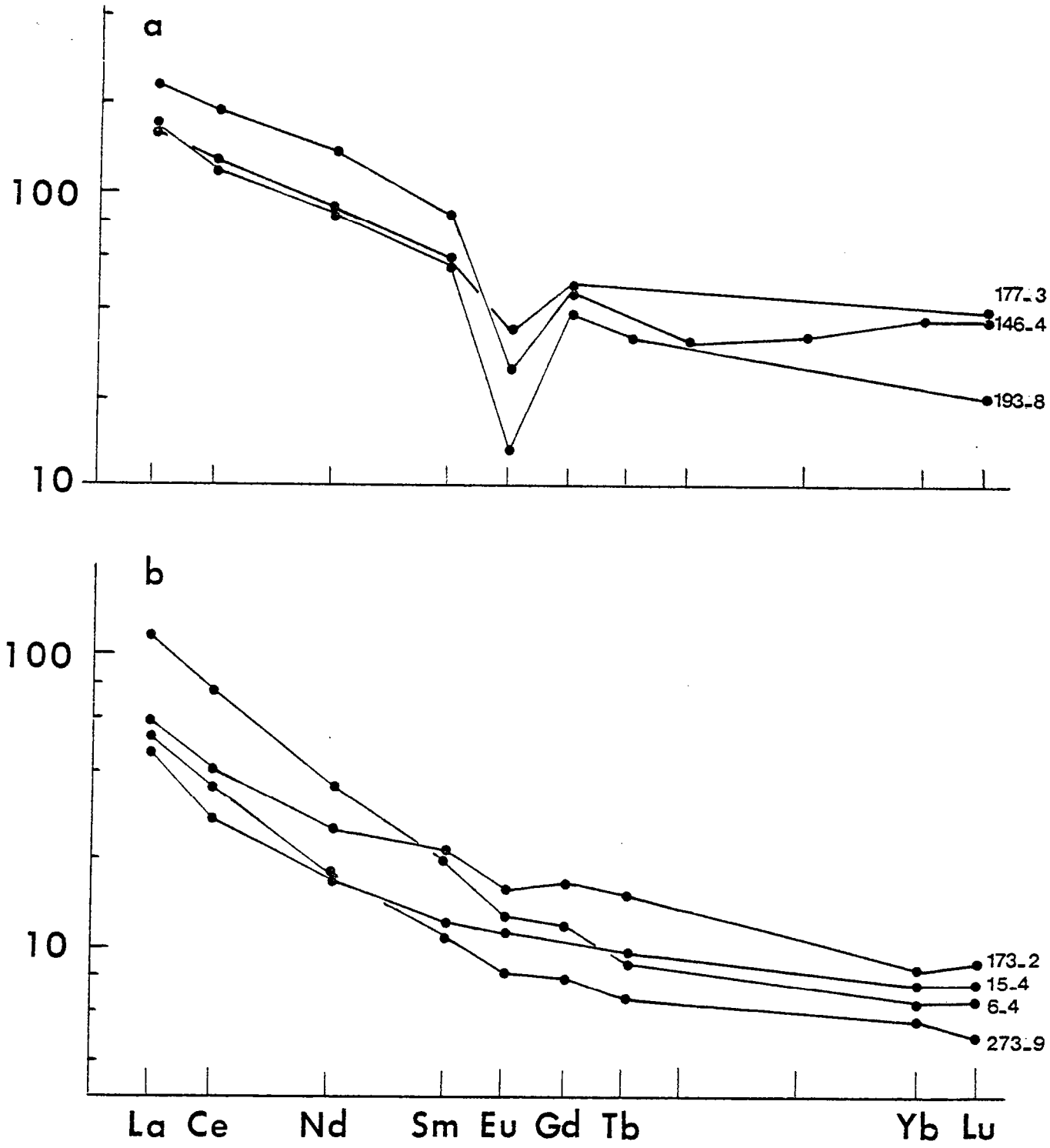

a
100
10
177_3
146_4
193_8
b
100
10
173_2
15_4
6_4
273_9
La Ce Nd Sm Eu Gd Tb Yb Lu

Figure 4B

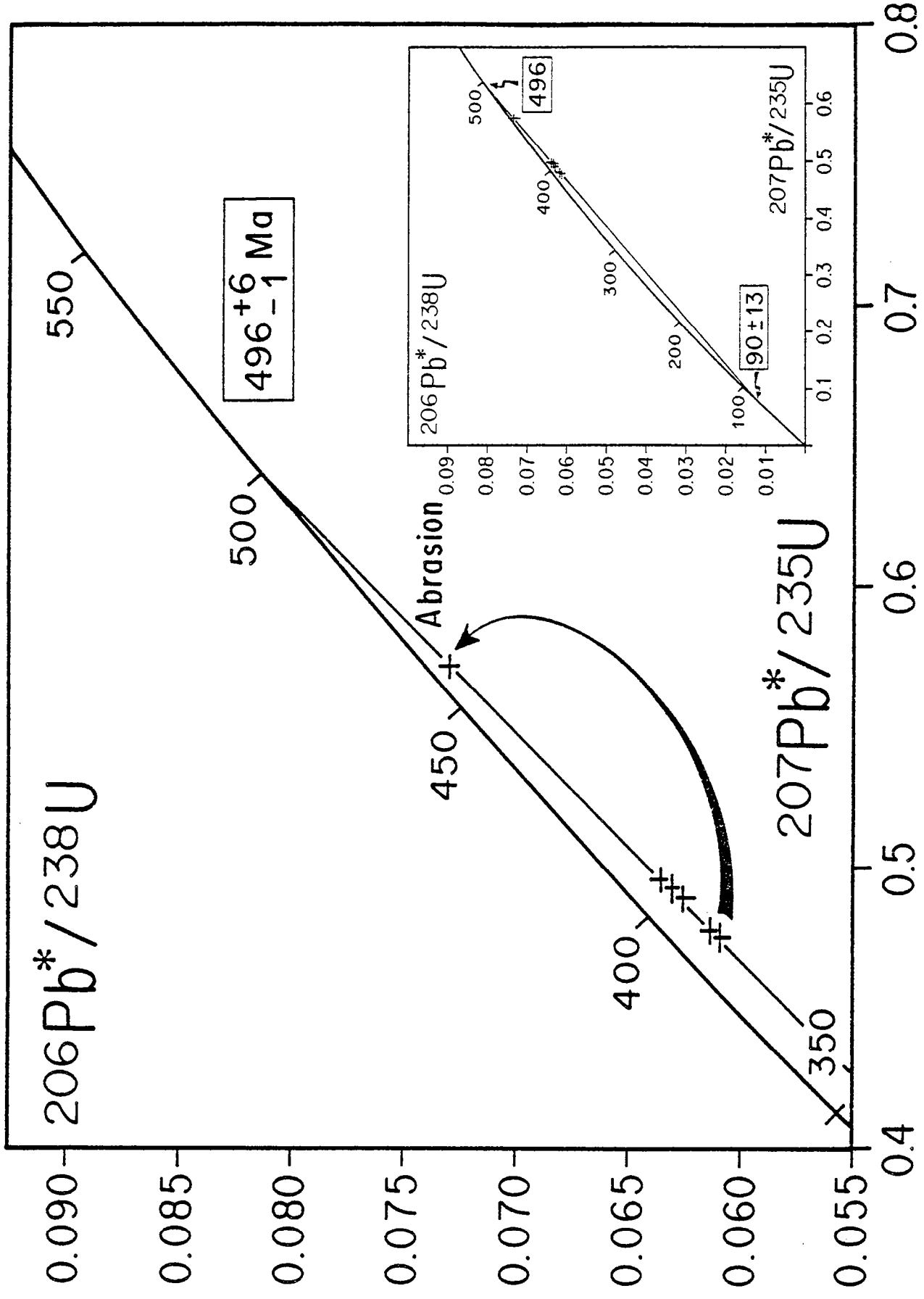


Figure :5

ANNEXE B

Soumis à Bull. Mineral. Cristallog.

DIVERSITE ET ORIGINE DES PLAGIOGRANITES DE L'OPHIOLITE PALEOZOIQUE DE CHAMROUSSE (ALPES OCCIDENTALES FRANCAISES)

par René-Pierre MENOT*, Michel PIBOULE** et Denis SCARENZI**.

* Faculté des Sciences et Techniques et U.A.10 CNRS, Université, 42023 - SAINT-ETIENNE Cedex 02, France.
** Institut Dolomieu et L.A.69 CNRS, Université de Grenoble 1, 38031 - GRENOBLE Cedex, France.

RESUME : Dans le complexe ophiolitique ordovicien de Chamrousse, les plagiogranites se différencient en deux lignées principales géochimiquement distinctes. Cette diversification chimique va de pair avec une localisation spécifique au sein de la pile ophiolitique : au toit de la séquence cumulative gabbroïque et dans la formation volcano-sédimentaire sus jacente. Ces roches acides représentent les différenciats d'une même souche basaltique tholéitique au sein de chambres isolées. La diversification est contrôlée par des variations des conditions physico-chimiques (P_{H_2O} essentiellement), associées à des contraintes tectoniques affectant très précocement l'ophiolite. La diversité potentielle des différenciats tholéïtiques, ainsi mise en évidence, pose le problème des la typologie des plagiogranites dans les ophiolites.

I. - INTRODUCTION

La présence de roches granitiques associées aux séquences plutono-volcaniques basiques des complexes ophiolitiques et de la croûte océanique est très diversement interprétée. Si la majorité des auteurs s'accordent sur l'origine primaire et cogénétique des plagiogranites, les processus de filiation invoqués sont variés : (1) différenciation par cristallisation fractionnée à partir d'une souche sub-alcaline (Shido et Miyashiro, 1971 ; Beccaluva et al., 1975 ; Engel et Fischer, 1975 ; Aldiss, 1978 ; Coleman et Donato, 1979 ; Saunders et al., 1979 ; Aschley et al., 1983 ; Spulber et Rutherford, 1983 ; Pedersen et Malpas, 1985) ou (2) par immiscibité entre un liquide très enrichi en fer et un liquide silico-sodique (Philpotts, 1978, 1981, 1982 ; Sato, 1978 ; Dixon et Rutherford, 1979 ; Ohnenstetter et al., 1979).

Dans d'autres cas, les roches acides ne seraient pas cogénétiques de la séquence plutono-volcanique basique, mais elles en dériveraient par fusion partielle (Payne et Strong, 1979 ; Size, 1984 ; Pedersen et Malpas, 1985). De même certaines enclaves résultent de la fusion d'un éventuel encaissant sialique (Stern, 1979 ; Saunders et al., 1979). Il ne s'agit plus alors de plagiogranites s.s., mais de trondhjémites.

D'un point de vue géochimique, le caractère hypopotassique de ces roches pourrait être acquis lors de métasomatoses impliquant les éléments alcalins et liées à l'hydrothermalisme océanique. Ces échanges s'effectueraient soit dans les derniers stades de la cristallisation (phénomène magmatique) (Taylor, 1977 ; Sinton et Byerly, 1980), soit secondairement (phénomène métamorphique) (Brown et al., 1979 ; Bloxam, 1981).

La discussion pétrogénétique repose sur deux types d'arguments, d'une part la composition chimique des roches acides, dérivant, selon les interprétations, d'une source basaltique ou d'une source dioritique s.l., et d'autre part, leur gisement et en particulier leurs relations intimes avec les matériaux encaissants (bordures figées ou passage graduel, figures d'immiscibilité, etc...).

Dans les formations anciennes et métamorphiques, la résolution de ce problème pétrogétique est rendu plus ardue par une oblitération plus ou moins extensive des caractéristiques primaires : accordance tectonique des contacts, destruction des textures magmatiques, banalisation et homogénéisation de la granulométrie mais également dérive géochimique liée à la mobilité de certains éléments. C'est en particulier le cas des éléments alcalins et alcalino-terreux sur lesquels est fondée la typologie des granitoides sodiques (K_2O vs. SiO_2 ; Rb vs.Sr) (Coleman et Peterman, 1975).

Nous discuterons ici de l'origine des méta-plagiogranites et des leptynites présents au toit de la séquence plutonique ophiolitique de Chamrousse et dans la formation amphibolo-leptynique rubanée sus-jacente (Ménot, 1981 ; Scarenzi et al., 1985). La texture originelle de ces roches est totalement effacée, roches mylonitiques à blastomylonitiques, par contre les relations et les associations entre les différents matériaux demeurent significatives.

II. - CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le complexe ophiolitique de Chamrousse forme la terminaison SW du massif de Belledonne (30km à l'Est de Grenoble) et s'observe de part et d'autre de la basse vallée de la Romanche (fig.1). Le massif de Belledonne appartient au socle pré-triasique de la chaîne alpine constituée dans ce secteur par les massifs cristallins externes (M.C.E.) (de l'Aar-Gotthard au Nord jusqu'à l'Argentera-Mercantour au Sud). Ces M.C.E. se caractérisent par une certaine continuité lithologique et par une évolution métamorphique similaire (Krumenacher et al., 1965 ; Laurent et Chessex, 1968). Ils sont constitués de formations cristallophylliennes à structuration dévono-carbonifère, associées à des fragments plus anciens réactivés (Von Raumer, 1981, 1984, 1985) et par des plutons granitiques calco-alcalins d'âge carbonifère (Le Fort, 1973).

Le complexe de Chamrousse forme une unité lithotectonique grossièrement monoclinale et pentée vers l'Ouest : elle se subdivise en une séquence méta-plutonique (formation de Chamrousse s.s.) passant sans discontinuité apparente à une formation amphibolo-leptynique, à caractère originel volcano-sédimentaire (formation de Séchilienne) (Carme, 1965, 1975a ; Ménot, 1979 ; Bodinier et al., 1981). Son âge longtemps considéré comme précambrien (Carme, 1970, 1973) puis protérozoique supérieur à paléozoique inférieur (Bodinier et al., 1981) a été récement rapporté à la limite cambro-ordovicien (496+/-6 m.y.) par datation U/Pb sur les zircons des plagiogranites (Ménot et al., 1984a et à paraître). Le complexe de Chamrousse serait ainsi un témoin de l'épisode distensif majeur reconnu aussi bien en Europe occidentale (Groupes leptyno-amphiboliques : Piboule, 1979 ; Burg et Matte, 1978 ; Pin et Vielzeuf, 1983), qu'en Amérique du Nord et en Ecosse (Dewey et Shackleton, 1984) ou en Europe extrême-orientale (Ivanov et al., 1979).

III. - LITHOSTRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE

1 - Caractères généraux

Les caractères stratigraphiques et pétrographiques, déjà décrits par ailleurs (Carme, 1965, 1975a, Ménot, 1979, 1981 ; Bodinier et al., 1981), se résument ainsi : on observe, sur le terrain la superposition suivante, de haut en bas (fig.2) :

- Les cumulats ultramafiques (zone Aa, 100m. maximum) formés d'une alternance irrégulière de dunites et wehrlites serpentinisées, localement riches en chromite, et de meta-diallagites. Ces dernières s'observent également en filonets et "poches" dans les ultrabasites.

- Un ensemble peu épais (complexe rubané blastomylonitique : zone Ab, 10 à 30m.) assurant le passage aux méta-cumulats gabbroïques et constitué par des matériaux blastomylonitiques et ultramylonitiques dérivant de gabbros, de pyroxènolites, de dolérites et de trondhjémites.

- Une pile gabbroïque (zone Ac, 250m.) composée de leuco-cumulats, généralement lités et à grain grossier ; incluant des bancs de diallagites et des filons-couches de dolérites. S'y injectent ensuite des bouffées et des masses de gabbros isotropes. La minéralogie peu diversifiée est dominée par le labrador et le diallage. L'olivine se cantonne aux cumulats inférieurs. L'orthopyroxène est subordonné et l'amphibole cristallise tardivement. Des textures cumulatives (ortho-, ad- et hétérad-cumulats) sont encore discernables.

- Une zone composite (zone B de transition) marquant le toit de la séquence plutonique. Elle est composée de gabbros cumulats et isotropes, de dolérites et de basaltes porphyriques, de diorites quartziques et de roches leucocrates diversifiées. L'architecture est complexe et d'allure souvent bréchique. Les divers types pétrographiques montrent des intrusions réciproques et une absence de continuité latérale. Cette zone assure la transition avec la série volcano-sédimentaire de Séchilienne et se termine par un épais niveau de méta-basaltes et dolérites (ortho-amphibolites).

- La formation de Séchilienne (C) dont l'alternance amphibolo- leptynique est enrichie en sills et filons basiques et acides à proximité de la séquence ophiolitique et en niveaux méta-pélitiques et volcano- sédimentaires au delà.

- Un complexe filonien (D) se développe dans la séquence plutonique et dans la formation de Séchilienne. Il comprend (1) des pyroxènolites dans les cumulats inférieurs, (2) des gabbros méso et mélanocrates dans la partie supérieure de la séquence plutonique et son encaissant immédiat, (3) des basaltes, dolérites et roches acides très subordonnées, dans les cumulats et dans la formation de Séchilienne.

Le complexe ophiolitique de Chamrousse se présente ainsi en position renversée. Il est amputé de sa base harzburgitique et est surmonté d'une couverture volcano-sédimentaire apparement autochtone.

L'évolution tectono-métamorphique est polyphasée. Les premières déformations sont post-dotées par le complexe filonien basique (Den Tex, 1950 ; Carme, 1975) et plagiogranitique (Scarenzi, 1984). Ces déformations intra-océaniques (Menot, à paraître) sont complexes et sont en relation avec une tectonique en extension mais aussi avec des cisaillements dans une zone de failles transformantes ou de découplage, préludant à l'obduction (Boudier et Michard), 1981, Michard et al., 1985). Elles sont matérialisées par des flaser gabbros, par des shear-zones dans la séquence gabbroique (Ac) ainsi que par les blastomylonites de haute température du complexe rubané (Ab).

Une tectonique tangentielle, tardi-métamorphe et d'âge Viséen supérieur (Ménot et al., 1985) entraîne le charriage de l'ensemble du complexe sur les formations pro parte dévono-carbonifères de Rioupéroux et de Livet (Ménot et al., 1984b et à paraître).

En dépit de ces déformations successives, la continuité de la pile ophiolitique est peu altérée.

Chacun de ces évènements s'accompagnent de recristallisations métamorphiques à caractère mésozonal, et dont l'extension est, selon les phénomènes, localisée (shear zones précoces) ou généralisée (foliation régionale). Aucune relique d'un stade métamorphique de haute pression n'a été relevé.

Les relations pétrogénétiques entre les divers matériaux basiques ont été évaluées par Bodinier et al. (1981). Ces auteurs montrent d'une part que la cristallisation fractionnée contrôle les processus de différenciation et, d'autre part qu'il existe une diversité, et une succession dans le temps, des sources basaltiques tholéitiques. Trois magmas parentaux sont invoqués : ils se caractérisent, pour le premier par un enrichissement en LREE (E-MORB), alors que le plus tardif présente une composition typique de MORB (déprimé en LREE). Ces différents magmas seraient produits par un mécanisme de fusion partielle dynamique et caractériseraient un magmatisme de ride océanique.

Dans le complexe ophiolitique, les cumulats ultramafiques et gabbroïques lités, ainsi que les amphibolites de la formation de Séchilienne (équivalent effusif) dériveraient des basaltes enrichis. A la seconde intrusion, de caractère transitionnel (T-MORB), seraient affiliés certains cumulats gabbroïques et les gabbros isotropes à grain fin. Enfin la troisième venue magmatique (N-MORB) serait matérialisée par les filons doléritiques et pyroxènolitiques.

Dans ce schéma évolutif, les roches acides (leptynites de la formation de Séchilienne et métagranites sodiques) ne sont pas prises en compte.

2 - Gisement et pétrographie des plagiogranites et des roches associées.

Ces roches leucocrates ont été décrites et comparées à des plagiogranites tout récement (Ménot, 1981) et elles ont fait l'objet d'une étude détaillée (Scarenzi, 1984; Scarenzi et al., 1985).

Ces roches se distribuent dans la partie sommitale de la séquence plutonique (Ac) dans la zone de transition (B) et la série volcanosédimentaire.
Les faciès sont diversifiés:

- faciès cumulatifs: anorthosites et albitites
- faciès grenus: plagiogranites s.l.
- faciès effusifs : kératophyriques rares
- leptynites dérivant de la recristallisation des types précédents.

Chaque faciès se caractérise par une répartition spatiale et un gisement spécifique (tabl.I). L'évolution tectono-métamorphique tardive a oblitéré la plupart des textures magmatiques ; il s'agit de matériaux protoclastiques à ultramylonitiques.

a - **Les cumulats plagioclasiques** montrent une granulométrie grossière. Leur minéralogie est dépourvue de quartz et se compose essentiellement de feldspath (An40-50 pour les anorthosites et An5-12 pour les albitites). Les minéraux ferro-magnésiens représentent

moins de 10% du volume ; il s'agit de clinopyroxène souvent totalement altéré en hornblende brun-vert. Les albitites renferment aussi quelques zircons et apatites.

Les cumulats se distribuent au sommet de la pile des gabbros cumulatifs (Ac) et dans la zone de transition. Ils s'y expriment en bouffées centimétriques à décimétriques passant graduellement aux gabbros et en filons, à bords nets sinueux ou denticulés dans ceux ci. Ces filonets, parfois anastomosés, constituent un réseau bréchifiant le matériel basique. Les anorthosites possèdent ces deux types de gisement alors que les albitites sont exclusivement filoniennes. L'observation, sur un même site, de bouffées diffuses et de filons suggère l'extraction, à partir des cumulats gabbroiques en cours de cristallisation, du matériel plagioclasique et sa migration.

b - **Les plagiogranites s.l.** correspondent à une suite de roches dont les compositions évoluent d'un pole dioritique à un pole leucotonalitique.

- Les diorites quartziques sont très peu abondantes et largement recristallisées. Les plagioclases relictuels (An40) sont auréolés d'une couronne néoblastique, finement grenue et sont fréquement saussuritisés. Des pseudomorphoses à hornblende et quartz ocellaire remplacent le pyroxène primaire. Les minéraux accessoires sont abondants. Ces roches relativement sombres se localisent principalement dans la zone de transition, sous forme de sills métriques et de filons et filonets recoupants les cumulats gabbroiques. Les contacts, nets et peu sinueux soulignent la nette postériorité du matériel dioritique.

- Les tonalites et leuco-tonalites sont riches en quartz et plagioclase (90% dans les termes hololeucocrates). Les minéraux sombres, clinopyroxènes et amphiboles, sont largement dégradés en actino-trémolite et chlorite. La biotite apparait sporadiquement. La basicité du plagioclase varie de An10 à An30.

Ces matériaux se présentent en filon-couches et en sills intercalés dans les leptynites et les amphibolites de Séchilienne, alors que seules des leucotonalites s'associent étroitement à des ferrogabbros en filons et filonets intrusifs dans les cumulats gabbroiques supérieurs. Les contacts ferrogabbros-leucotonalites sont tranchés, faiblement sinueux et localement soulignés de bordures figées, ce qui semble exclure l'hypothèse d'un processus d'immiscibilité entre deux phases silicatée et férrifère. Par contre, sur certains affleurements des tonalites et des leucotonalites coexistent et sont séparées par des surfaces bien définies et lobées, évoquant la possibilité d'un téléscopage de deux liquides magmatiques.

- Les kératophyres sont très difficiles à déterminer par suite des recristallisations. Quelques filonets préservés sont observés au toit de la séquence plutonique, où ils recoupent les cumulats gabbroiques et les plagiogranites. Il s'agit de roches porphyriques à oligoclase (An10-12) et mésostase à quartz,plagioclase, épidote et actino-trémolite aciculaire.

c - **Les leptynites** représentent l'essentiel des roches acides observables dans la formation de Séchilienne et la zone de transition. Les textures et la minéralogie primaire sont totalement oblitérées. Parfois la nature originelle peut être déduite du gisement (shear zones dans les plagiogranites ou kératophyres recoupant les roches grenues). Il s'agit de blastomylonites à quartz en rubans, dont la granulométrie et la minéralogie sont variables. Certaines sont essentiellement plagioclasiques (méta-anorthosites ou albitites), d'autres plus riches en quartz (méta-granites sodiques ou kératophyres).

d - **Les roches basiques** associées sont des cumulats gabbroiques et des gabbros isotropes. Les premiers sont foliés et possèdent des proportions variables d'augite et de labrador. Ces minéraux sont respectivement remplacés par une hornblende vert-brun chargée en inclusions opaques et par une mosaique d'andésine et d'épidote. L'agencement de ces minéraux correspond à divers types de cumulats (ortho-, ad-, et hétérad-cumulats).

Les métagabbros isotropes, souvent à composition ferrogabbroique, sont intimement associés aux granites sodiques. Ils montrent également des caractères cumulatifs mais la phase intercumulus est ici abondante. La minéralogie, diversifiée, comprend de l'augite, de la hornblende brune, du labrador, un peu de quartz et une quantité notable d'oxydes ferro-titanés et de minéraux acessoires (apatite essentiellement). Le pyroxène et le plagioclase appartiennent à la phase cumulus.

En résumé, les caractères de gisement et de distribution des granites sodiques suggèrent certaines hypothèses pétrogénétiques :

- Les anorthosites et les albitites se différencient à partir des cumulats gabbroïques. Les albitites migrent, sous forme filonienne, dans la partie supérieure de la séquence plutonique. Des processus de filtre-presse sont envisageables au sein de ces filons.

- Les granites sodiques sont intimement associés aux gabbros sombres et aux ferro-gabbros, sans que l'on puisse confirmer l'existence de phénomènes d'immiscibilité. Ces granites montrent une polarité de distribution au toît de la pile gabbroïque et de son environnement immédiat. Des injections multiples et réciproques entre les divers bains acides sont évidentes.

- Les leptynites représentent, soit des faciès tectono- métamorphiques équivalents des matériaux précédents, soit des roches interstratifiées dans les amphibolites de la formation de Séchilienne. Dans ce dernier cas, aucune relation génétique ne peut être évoquée.

- Toutes ces roches ont une origine précoce dans l'histoire de l'ophiolite, et sont post-datées par le complexe filonien doléritique et basaltique à composition de tholéiites abyssales. Aucun gisement particulier (enracinement dans des shear-zones, distribution dans toute la séquence plutonique) n'incite à envisager une origine par fusion partielle. Une différenciation par cristallisation fractionnée semble probable, compte tenu de la diversité des matériaux acides coexistant (diorites quartziques à leucotonalites).

VI. - CARACTERES CHIMIQUES

1 - Procédures analytiques

Les analyses chimiques d'éléments majeurs ont été réalisées soit par fluorescence X à dispersion de longueur d'Onde (X.R.F.) à l'Institut Dolomieu à l'USTM Grenoble, soit par voie humide et absorption atomique au Laboratoire de Pétrographie de l'Université Claude Bernard à Lyon - Villeurbanne selon la méthode décrite par Piboule (1979). Les éléments traces Rb, Sr, Y, Zr, Nb ont été dosés par fluorescence X à Lyon par la technique détaillée par Germanique et Briand (1985). Les autres dosages d'éléments traces (Terres Rares, Th, Ta,...) ont été effectués par Activation Neutronique (INAA) à l'Institut Dolomieu - ILL à Grenoble selon la méthode détaillée par Vittoz (Thèse à paraître) et appliquée à des prises de 0,2 gramme.

2 - Typologie

Le spectre chimique des roches acides offre un large éventail de teneurs en silice: de 55% pour les cumulats plagioclasiques jusqu'à 80% pour les granites sodiques et les kératophyres. Cette variation montre une corrélation négative avec les teneurs en alumine et pour 70% de SiO2, Al2O3 dépasse le seuil de 15% qui définit le domaine des trondhjémites alumineuses (Barker, 1976) (fig. 3a). Na2O augmente de 4% environ dans les diorites quartziques et les tonalites jusqu'à 6% dans les termes les plus différenciés, il peut atteindre 8% dans les albitites. Les teneurs de K2O sont inférieures à 2%, et plus généralement même à 1%.

Dans le diagramme normatif Ab-An-Or, ces matériaux appartiennent aux champs des trondhjémites et des tonalites: Ils se disposent parallèlement à la ligne des plagioclases, le pourcentage en An décroissant des cumulats plagioclasiques jusqu'aux kératophyres et leucotonalites. Toutefois, cette classification n'est pas satisfaisante car les éléments chimiques pris en compte (alcalins) ont été mobilisés par des phénomènes tardi et post-magmatiques comme le montre leur faible degré de corrélation avec des éléments plus inertes (MgO, Zr) (Scarenzi, 1984). Une grande variabilité des teneurs en K2O et un lessivage du sodium ont ainsi été démontrés. Ces transferts chimiques sont d'ailleurs courants dans les plagiogranites qui ont fréquement subi un hydrothermalisme tardi à post magmatique. Pour la même raison, l'indice de Peacock est difficile à déterminer et varie entre 53 et 60, ce qui correspondrait à des matériaux alcalin-calciques et calco-alcalins. De tels caractères d'alcalinité se retrouveraient, d'après Pearce et al. (1984), dans les plagiogranites générés respectivement au niveau des rides médio-océaniques (normales ou non) et des bassins d'arrière d'arc.

Dans le diagramme de Coleman et Peterman (1975) (fig. 3b), les granites sodiques de Chamrousse se placent à proximité de la droite Rb/Sr=1, ils sont ainsi comparables aux trondhjémites continentales. En fait selon Aldiss (1978) , le champ des plagiogranites océaniques peut être élargi vers de telles teneurs plus élevées en Rb par suite des processus d'altération affectant ces matériaux.

Pour tenter de remédier à ces difficultés de typologie des granitoides, J.A. Pearce et al. (1984) ont proposé des diagrammes géotectoniques (fig. 4) qui prennent en compte des éléments réputés plus inertes aux principaux phénomènes d'altération et de recristallisation. Les roches de Chamrousse se distribuent dans les champs des granitoïdes d'arcs volcaniques et des granites des rides océaniques anormales (différenciats acides des E- et des T-Morbs). L'examen plus détaillé de cette répartition montrent que seules des leptynites appartenant à la formation de Séchilienne et quelques leucotonalites de la séquence plutonique se placent dans le champ des rides océniques et à la transition ride océanique- domaine intrapaque.

Cette observation se retrouve sur les diagrammes de différenciation utilisant les éléments "hygromagmaphiles" (fig.5). Ainsi, on peut distiguer deux types :

- un premier type (E), à faible effectif, de roches hypotitanées et enrichies en Zr,Y et Nb, et formé essentiellement par les leptynites de Séchilienne.

- un second type (A), mieux représenté et composé par la majorité des roches acides du complexe plutonique (diorites quartziques, tonalites, leucotonalites). Ces matériaux sont riches en TiO2, par contre leurs teneurs en Zr, Y et Nb croissent conjointement jusqu'à un maximum (250ppm de Zr) pour décroître ensuite rapidement (Nb et Y) ou plus modérément (Zr).

De même, les deux groupes s'alignent suivant des droites distinctes sur des diagrammes du type La vs. La/Yb ou Zr vs. Y. Un tel comportement souligne l'importance de la cristallisation fractionnée dans la différenciation, mais également la diversité des modalités de fractionnements.

Dans les plagiogranites océaniques et ophiolitiques, la distribution des REE montre une importante variabilité : Un bon nombre de granites sodiques se caractérisent par des profils plats ou à faible pente positive ($(Ce/Yb)_N < 1$) (Troodos : Aldiss, 1978 ; Antalya et Vourinos : Cocherie, 1978 ; Oman: Pallister et Knight, 1981 ; Karmoy : Pedersen et Malpas, 1984 etc...). D'autres granites sodiques, plus rares, montrent un profil à pente nettement négative ($(Ce/Yb)_N > 1$). Ils appartiennent à des rides océaniques "anormales" (MAR 45°N: Aldiss,1978) ou "normales" (Indian Ridge : Hedge et al., 1979), ainsi qu'à certains ensembles ophiolitiques (Sarmiento : Brunn et al., 1978 ; Saunders et al., 1979).

La distribution des REE dans les roches acides de Chamrousse est assez comparable à ce second type. Toutefois, cette distribution est clairement diversifiée suivant les faciès pétrographiques (fig. 6) :

- Les CUMULATS PLAGIOCLASIQUES, (fig. 6A) se caractérisent par un profil concave, enrichi en LREE ($(Ce/Yb)_N$ = 4.5 à 9) et en Eu (10 à 20 X chond.). L'albitite 188-11 possède des teneurs globales supérieures à celle de l'anorthosite (169-20). L'appauvrissement très marqué de 169.10 en HREE traduit la présence de hornblende magmatique dans les gabbros qui lui sont strictement associés. Les deux autres profils de la figure 6A se distinguent de ceux des cumulats par des teneurs en REE plus élevées (super. à 10 chond.) et comparables aux teneurs des tonalites et des leucotonalites de la lignée A. Il s'agit de liquides cumulatifs à plagioclase comme le montre leur nette anomalie positive en Eu et leur enrichissement en LREE. Sur le terrain, ces matériaux se différencient au sein des tonalites et leucotonalites (6-4/6-4c ; 15-4/15-7). Ces différenciations se superposent à la tendance majeure de différenciations due à la cristallisation fractionnée : elles pourraient être liées à des mécanismes de filtre presse. Sur les diagrammes 5 et 7, la dérive géochimique entraînée par les phénomènes cumulatifs apparaît clairement.

- Les GRANITES SODIQUES DE TYPE A montrent des profils très diversifiés :

- Les DIORITES QUARTZIQUES (128.1, LG2.2) (fig. B), présentent un profil relativement plat ($(Ce/Yb)_N$ = 2 à 2.5) et une légère anomalie positive en Eu.

- Les TONALITES (173.2, 6.4) (fig. 6C) se caractérisent par des profils légèrement concaves à faible anomalie négative en Eu. Leurs rapports $(Ce/Yb)_N$ sont élevés et évoluent de 5 à 11.

- Les LEUCOTONALITES (15.4 273.9) (fig. 6C) se distinguent des tonalites par un fractionnement des LREE, les teneurs en HREE demeurant constantes, ($(Ce/Yb)_N$ = 6). L'anomalie négative en Eu s'estompe et un enrichissement apparaît même pour les matériaux les plus acides.

- Les LEPTYNITES ET LEUCOTONALITES de type E (146.4, 177.3, 193.8) (fig. 6D) forment un groupe distinct, à teneurs élevées en REE, à anomalie négative marquée en Eu et dont les rapports $(Ce/Yb)_N$ sont voisins de 5. L'échantillon 177.3 se distingue toutefois par un enrichissement en HREE.

D'un point de vue typologique, la distinction établie à partir des éléments hygro-magmaphiles est évidement confirmée : les types E et A se distinguent par des teneurs contrastées en REE. De plus leur évolution se trouve précisée :

1 - La différenciation des granites de type A ne s'accompagne pas d'une augmentation des teneurs globales en REE mais se traduit par contre par une forte variation du rapport LREE/HREE.

2 - L'évolution vers les leucotonalites de type E est marquée par un enrichissement global en REE. En l'absence de termes intermédiaires, le problème de leur origine se pose. Ces leptynites et leucotonalites possèdent toutefois des rapports $(Ce/Yb)_N$ (tab. IIA, fig. 7) voisins de ceux des diorites quartziques.

On sait que pour les matériaux de composition basaltique, de telles variations du rapport $(Ce/Yb)_N$ peuvent être expliquées (1), soit par des sources mantelliques distinctes (Langmuir et al., 1977 ; Wood et al.,1979 ; Stern, 1980) (2), soit par des mécanismes de cristallisation fractionnée impliquant clinopyroxènes, amphiboles et grenat (O'Hara, 1977 ; Saunders et al., 1979 ; Perfit et al., 1983). Pour les basaltes, l'efficacité du second processus serait toutefois limitée (Saunders et al., 1979, Perfit et al., 1983). Par contre, il en va différement au niveau des termes de composition intermédiaire et acide, où une forte augmentation du rapport $(Ce/Yb)_N$ peut être envisagée lors de la différenciation. En effet dans ces liquides, (1) d'une part, le Kd des clinopyroxènes est nettement plus élevé que dans les bains basaltiques, (2) d'autre part, les fractionnements cristallins intéressent des minéraux cardinaux (hornblende) et surtout accessoires (apatite, zircon) riches en HREE. Enfin, la précipitation massive de ces phases (hornblende et accessoires) provoque une chute des teneurs globales en REE, dans les termes différenciés par rapport aux matériaux-parent. Elle produit également une anomalie positive en Eu dans les différenciats les plus acides (Cullers and Graf, 1984).

Les deux types de granites sodiques (E et A) de Chamrousse appartiennent à deux lignées distinctes. Cette diversification pourrait être due à des sources basiques différentes mais elle est plus vraisemblablement causée par la diversité des fractionnements cristallins lors de la différenciation.

Il convient de souligner que cette dualité de composition s'accompagne d'une répartition spatiale spécifique : les matériaux de type E se localisent uniquement dans la formation de Séchilienne, ceux du type A au sommet des cumulats, en association avec les ferrogabbros, et également dans la zone zone de transition.

3 - Pétrogenèse

La partie supérieure du complexe plutono-volcanique de Chamrousse présente une importante diversité de faciès pétrographiques acides. Leurs caractères de gisement et leurs relations géochimiques mutuelles ou avec les roches basiques associées (Fe-gabbros) (fig. 5) incitent à privilégier, pour leur génèse, des processus de cristallisation fractionnée. Des

mécanismes particuliers, tels que le filtre-presse (génèse des albitites) ou immiscibilité entre liquides ferro-titanés et siliceux, ne peuvent être totalement exclus (Scarenzi, 1984). Leur incidence paraît toutefois localisée et mineure par rapport au processus dominant.

Sur un diagramme $(Ce/Yb)_N$ vs. Yb_N, (fig. 7) les deux lignées de roches acides sont clairement discriminées. La différenciation de la lignée E se traduit par une augmentation des deux variables. Par contre, l'évolution de la lignée A correspond à une forte croissance du rapport Ce/Yb et à une décroissance des teneurs en Yb. Les termes les moins différenciés (diorites quartziques) se situent à "l'intersection" des deux lignées.

En tenant compte de ces observations, une modélisation de ces processus de cristallisation fractionnée a été tentée. Une première démarche teste la filiation entre les diorites et les magmas basiques. Ensuite, on envisage l'hypothèse d'une origine commune des deux lignées, à partir de ces diorites quartziques, et au travers de modalités de fractionnements distinctes.

L'étude géologique et les hypothèses pétrogénétiques concernant le massif de Chamrousse (Bodinier et al., 1981 ; Scarenzi, 1984 ; Scarenzi et al., 1985 ; Ménot, 1981 et à paraître) imposent des contraintes sur le choix des sources basiques. Une affiliation aux venues basiques les plus récentes, matérialisées par les filons doléritiques et basaltiques (N-MORBs) peut être exclue d'emblée : ces filons postdatent très clairement la mise en place de tous les différenciats acides (Ménot, 1981 ; Scarenzi, 1984 ; Scarenzi et al., 1985).

Les gabbros isotropes, qui témoignent de la seconde venue magmatique (T-MORBs), ne montrent aucune relation particulière avec les plagiogranites et se distribuent dans des sites distincts. Ils représentent de plus une suite faiblement différenciée.

Par contre, nous avons souligné les étroites relations entre, d'une part les granites sodiques de la lignée A et les ferro-gabbros, intimement mêlés au toît de la séquence cumulative et d'autre part les leptynites de la lignée E et les amphibolites, alternant dans la formation de Séchilienne. Ces matériaux basiques dérivent du magma basaltique précoce, riche en LIL (E-MORBs). D'un point de vue pétrogénétique, Saunders et al., (1979) ont démontré que de tels liquides (E-MORBs) peuvent générer, par différenciation, des plagiogranites dont les caractères chimiques sont proches des leptynites de la lignée E.

3.1. - Origine des diorites

Les amphibolites de Séchilienne possèdent des compositions de basaltes relativement différenciés : les 2 échantillons étudiés ici ont des valeurs de (MG) voisines de 0,50 et des teneurs en Zr et SiO_2 respectivement de 160-200 ppm. et 50 %. Leurs profils de distribution des REE montrent un enrichissement en LREE ($(Ce/Yb)_N$ = 1,6 à 1,9). Ils sont comparables aux tholéiites enrichies en LIL (E ou P Morbs : Sun et al., 1979 ; Woods et al., 1979) (fig. 8A).

Le passage aux diorites quartziques implique une brutale diminution des teneurs en TiO_2, $P2O_5$ et en REE. L'allure générale des spectres est toutefois conservée. Une telle évolution peut être consécutive à la précipitation brutale de titanomagnétite et d'apatite s'ajoutant aux fractionnements de plagioclase et de pyroxènes (D1). Des taux de cristallisation de 50 à 60 % conduisent à des liquides résiduels proches des diorites quartziques LG2.2 et 128.1 (fig. 8A). De même, on retrouve, au niveau des cumulats correspondants, des profils comparables à ceux des ferros-gabbros (173.1 et 173.4) (fig.9). Ceci confirme les calculs effectués selon la méthode des moindres carrés qui montrent que la composition des amphibolites (3.1), pour les éléments majeurs, représente un mélange de 60 % de ferro-gabbro (173.4) et 40 % de diorite quartzique (128.1).

3.2. - Origine des leptynites et leucotonalites de la lignée "E"

Après la précipitation massive d'oxydes ferro-titanés, la poursuite des fractionnements de plagioclase et pyroxène (D1) entraîne une augmentation importante des teneurs en REE. La figure 8B montre les compositions obtenues pour les liquides résiduels après 70 à 90 % de cristallisation. Ces compositions sont en accord avec celles des matériaux de la lignée "E".

3.3. - Origine des tonalites et leucotonalites de la lignée "A".

Ces roches se caractérisent par des rapports $(Ce/Yb)_N$ élevés. L'évolution des tonalites aux leucotonalites se traduit par une décroissance des teneurs globales en REE et par la disparition de l'anomalie négative en Eu. De tels caractères expriment la cristallisation importante d'amphibole, de magnétite et d'apatite (Cullers et Graf, 1984). A partir des liquides résiduels différenciés selon le modèle D1, la figure 8C montre la bonne adéquation des compositions obtenues par un fractionnement parfait (D2b et D2c) de plagioclase, hornblende, titano-magnétite, apatite et zircon avec celles des matériaux de la lignée A.

Les différentes figures 8A, B, C schématisent les grands traits de l'évolution des différents granites sodiques. On notera toutefois des écarts entre les profils obtenus et ceux des roches de Chamrousse. Les causes de ces écarts sont multiples : (1) les granitoïdes ne sont pas des liquides parfaits et des tendances cumulatives induisent des enrichissements par rapport au modèle (Eu en particulier), (2) la précipitation de phases accessoires à coefficients de partage très élevés entraîne, pour de faibles variations de volume, des dérives importantes (cf. D2b et D2c pour des variations de 1 % du volume du zircon), (3) les fluides, abondants, dans ces stades ultimes de la différenciation, peuvent également appauvrir les liquides résiduels en HREE (Collerson et Fryer, 1978), (4) enfin, à la multiplicité des sources (liquides plus ou moins différenciés selon D1) correspond une variété de différenciats selon D2.

V. - CONCLUSIONS

Les termes acides qui s'injectent au toît du complexe ophiolitique de Chamrousse se caractérisent par une large diversité de gisement et de composition. Il existe pourtant une étroite corrélation entre ces deux caractères.

Les cumulats plagioclasiques (anorthosites et albitites) sont associés aux termes cumulatifs basiques dont ils pourraient dériver par des phénomènes de filtre-presse.

Les liquides résiduels, de composition intermédiaire à acide (des diorites aux leucotonalites), se différencient en deux lignées distinctes qui dérivent d'une même souche dioritique dont les amphibolites de Séchilienne matérialisent les termes basiques précurseurs.

Les processus de différenciation sont clairement dominés par un mécanisme de cristallisation fractionnée. Mais ce mécanisme est complexe:

(1) il comporte plusieurs séquences de cristallisation différentes induites par des variations importantes du contexte physico- chimique (précipitation massive de titano-magnétite, puis substitution de l'amphibole au pyroxène et apparition de phases accessoires).

(2) il s'exprime au sein de chambres indépendantes dans lesquelles l'évolution des liquides résiduels sera "perturbée" plus ou moins tôt par les variations du milieu physico-chimique. La multiplicité des sources potentielles à l'origine des séquences de cristallisation D1 puis D2 entraîne une diversification importante des différenciats ultimes.

L'expulsion périodique de liquides à des stades de différenciation variés est attestée par le gisement des plagiogranites :

a) Les diorites, termes les moins évolués, se distribuent en sills homogènes, dans la zone de transition séquence plutonique - série volcano-sédimentaire.

b) Les leptynites de la lignée E, termes ultimes de la séquence de cristallisation anhydre D1, sont intercalées avec les amphibolites dans la série volcano-sédimentaire.

c) La plupart des granites sodiques de la lignée A, produits des séquences successives D1 puis D2, se localisent au sommet de la séquence cumulative. Ils y sont associés aux ferro-gabbros, cumulats de la séquence D1, et ils matérialisent vraisemblablement les petites chambres magmatiques résiduelles.

L'existence de chambres isolées a déjà été évoquée à Chamrousse par Bodinier et al. (1981), elle est ici confirmée, par d'autres voies. Enfin les différentes séquences de cristallisation envisagées s'intègrent dans l'histoire du complexe ophiolitique. La précipitation d'oxydes ferro-titanés, éventuellement accompagnée d'orthopyroxène, qui débute la séquence D1 est banale à ce stade d'évolution. Elle marque l'augmentation de la pression des fluides dans le bain résiduel (Perfit et al.,1983). Par contre l'apparition de l'amphibole aux dépens du pyroxène est plus spécifique du complexe de Chamrousse. On sait en effet que ce complexe a été tectonisé très précocement, vers la fin des premieres venues magmatiques (Bodinier et al.,1981 ; Ménot, à paraître). Aux contraintes bien marquées dans les cumulats gabbroïques est vraisemblablement associée, dans la partie supérieure de l'ophiolite, une fracturation qui entraîne une perméabilité et une hydratation brutale des bains résiduels.

Ainsi, l'éventail de composition des plagiogranites de Chamrousse permet de souligner la diversité potentielle de ces différenciats en fonction de contextes cristallogénétiques différents. Cette possibilité revêt une très grande importance pour la typologie des plagiogranites ophiolitiques. En effet, s'il est possible d'envisager la génèse d'un plagiogranite "canonique" (O.R.G., Pearce et al.,1984) au sein d'une ride océanique où les conditions de cristallisation sont peu fluctuantes. Il n'en est pas de même dans les ophiolites, qui représentent souvent des fragments de croûte océanique de sites "transitionels" tectoniquement actifs, où l'histoire cristallogénétique peut être plus complexe (bassins d'avant et arrière arc, rifts ensialiques) (Upadhyay and Neale, 1979 ; Spray, 1984). Dans de tels sites, la tectonique peut perturber la cristallogenèse (Bébien, 1982) mais également la géométrie des chambres magmatiques. De petites chambres isolées, où évoluent de façon indépendante les différenciats terminaux, favorisent leur diversification. Or, l'existence de telles chambres semble liée à des secteurs particuliers où l'accrétion se développe dans un environnement lithosphérique rigide et froid. Ces sites peuvent être océaniques (cold edge sur le rift des Galapagos, Christie et Sinton, 1981) ou ensialiques (Sarmiento, Stern,1979).

Pour ce qui concerne l'ophiolite de Chamrousse elle-même, l'étude des plagiogranites, jusqu'alors négligés, permet de conforter l'idée d'une accrétion polyphasée du complexe (Bodinier et al., 1981). Elle confirme également, de manière indirecte, l'instabilité de son environnement. Elle constitue enfin un argument supplémentaire pour situer la génèse de ce complexe dans un bassin marginal relativement étroit plutôt qu'au niveau d'un océan franc.

REFERENCES

ALDISS, D.T. (1978) - Granitic rocks of ophiolites. Unpubl.Ph.D. Thesis, Open Univ., Birmingham, 135p.

ARTH, J G. (1976) - Behavior of trace elements during magmatic processes-A summary of theoretical models and their applications. J. Research U.S. Geol. Surv., 4, 1, 41-47.

ASHLEY P.M., FRANKLIN B.J., RAY A.S. (1983) - Plagiogranites in the Coolac ophiolite suite, New South Wales, Australia. Geol. Mag., V.120, n°1, 1-20.

BARKER, F. (1979) - Trondhjemite : definition, environment and hypothesis of origin. 1-12, in "Trondhemites, dacites and related rocks", Development in petrology n° 6, F.BARKER Ed., Elsevier, 659p.

BARKER, F., ARTH, J.G (1976) - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemite-basalt suites. Geology, 4, 596-600.

BEBIEN, J. (1982) - L'association ignée de Geogueli (Macédoine Grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse, Université de Nancy I, 467 p.

BODINIER, J.L., C., DUPUY, J., DOSTAL, and F., CARME (1981) - Geochemistry of ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne massif, Alps). Contrib. Mineral. Petrol., 78, 379-388.

BRUHN, R.L., C.R., STERN and M.J., DE WIT (1978) - Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southern South America. Earth Planet. Sci. Lett., 41, 32-46.

BOUDIER, F. and A., MICHARD (1981) - Oman ophiolites. The quiet obduction of oceanic crust. Terra Cognita, 1, 109-118.

BURG, J.P. and P., MATTE (1978) - A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. Z. Dtsch. Geol. Geo., 129, 429-60.

CARME, F. (1965) - Sur deux formations d'origine volcanique des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, D, 260, 6401-6404.

(1970) - Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaine de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, D, 271, 631-633.

(1973) - Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaine de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, D, 277, 2309-2312.

(1975a) - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 281, 89-92.

(1975b) - Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (chaine de Belledonne, Alpes occidentales) : une variante originale de complexe alpinotype et un jalon majeur d'une ceinture basique briovérienne. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 281, 223-226.

(1975c) - Essai d'interprètation unitaire des corps de roches basiques et ultrabasiques et de leur contexte gneissique dans la partie moyenne du Massif Central et dans les Massifs Cristallins Externes alpins. C.R. Acad. Sci., Paris, 281 D, 351-354.

CHRISTIE, D.M. and J.M., SINTON (1981) - Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center, 85° to 86°W.. Earth Planet. Sci. Lett., 56, 321-335.

COCHERIE, A. (1978) Géochimie des terres rares dans les granitoides. Thèse 3ème cycle, Rennes, 207p.

COLLERSON, K.D. and B.J., FRYER (1978) - The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. Contrib. Mineral. Petrol, 75, 151-167.

COLEMAN, R.G. and Z.E.PETERMAN (1977) - Oceanic plagiogranite. J. Geophys. Res., 80,8 1099-1108.

COLEMAN, R.G. et DONATO, M.M. (1979) - Oceanic plagiogranite revisited : In "Trondhjemites, dacite and related rocks" - Development in Petrology n°6, F. Barker Ed., Elsevier, 149-168.

CULLERS, R.L. and J.L., GRAF (1984) - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust : Intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. 274-316, in "Rare Earth Element geochemistry" Development in geochemistry n° 2, P. HENDERSON Ed., Elsevier, 510p.

DEN TEX, E. (1950) - Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Roberts et le Trias de Chamrousse (Massif de Belladonne). Leidse Geol. Med., XV, 1-204.

DEWEY, J.F. and R.M., SHACKLETON (1984) - A model for the evolution of the Grampian tract in the early Caledonides and Appalachian. Nature, 312, 115-121.

ENGEL C.G., FISCHER R.C., (1975) - Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 1553-78.

GERMANIQUE, J.C. and B., BRIAND (1985) - XRF determination of Zr, Nb, Y, Sr, Rb, Zn, Pb in fifteen international geochemical reference samples. Geostandards Newslett. 9, 1, 31-34.

HEDGE, C.E., A., FUTA, C.G., ENGEL and R.L., FISCHER (1979) - Rare earth abundances and Rb-Sr systematics of basalt, gabbro, anorthosite, and minor granitic rocks from the Indian ridge system, Western Indian ocean ; Contrib. Mineral. Petrol., 68, 373-376.

IVANOV, S.N., A.S., PERFILIEV, V.N., PUCHKOV, S.V., RUZHENTSEV and S.G., SAMYGIR (1979) - The tectonic positions of ophiolites in the Urals. Memorial Univ. of Newfoundland, Dept. of geol., Rep n° 8, 109-114.

KRUMNACHER, D., P. BORDET et P., LE FORT (1965) - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. Schwei. Miner. Petrol. Mitt., 65, 855-874.

LANGMUIR, C.H., J.F., BENDER, A.E., BENCE, G.N., HANSON and S.R., TAYLOR (1977) - Petrogenesis of basalts from the Famous area : Mid-Atlantic ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 133-156.

LAURENT, R. and R., CHESSEX (1968) - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv., 61, 1-18

LE FORT, P. (1973) - Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Sciences de la Terre, mém. n° 25, 373 p. et annexes photographiques.

MENOT, R-P. (1979) - Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolitique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales). Géologie Alpine, 55 93-110.

(1981) - Présence d'ortho-leptynites à caractères de plagiogranites au sein du complexe ultrabasique et basique de Chamrousse-Tabor. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 516-520.

MENOT, R-P. (1987) - Thèse à paraître

MENOT, R.P. ; BONHOMME, M.G., VIVIER, G. (1985) - Upper visean cooling ages of amphiboles : Isotopic evidence of a late variscan nappe tectonics in the Belledonne massif (French external Alpes). EUG III, Strasbourg, résumé in : Terra Cognita, 5, 2-3, 251 et soumis au Bull. Soc. Géol. Fr.

MENOT, R.P., J.J., PEUCAT, M., PIBOULE and D., SCARENZI (1984A) - Cambro- ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, French external alpine domain). Meet."Ophiol. through time", Nancy, Abstract in Ofioliti, spec.vol., n°9, 43.

MENOT, R.P., J.J., PEUCAT, D., SCARENZI and M., PIBOULE (1984B) - A continental(?) volcanic arc of devono-carboniferous age in the French alpine external massifs : The Rioupéroux and Livet formations (Romanche valley, Belledonne massif). Meet."Ophiolites through time", Nancy. Abstract in Ofioliti, spec.vol.n°9, 44.

MICHARD, A., TH., JUTEAU et H., WHITECHURCH. (1985) - L'obduction : revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman. Bull. Soc. Geol. France, 8, I, 2, 189-198.

NAKAMURA, N. (1974) - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757-775.

O'HARA, M. (1977) - Geochemical evolution during fractionnal crystallization of a periodically refilled magma chamber. Nature, 266, 503-507.

PALLISTER, J.S. and R.J., KNIGHT (1981) - Rare earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. J. Geophys. Res. 86, B4, 2673-2697.

PAYNE J.G. STRONG D.F. (1979) Origin of the Twillingate trondhjemite, north-central Newfoundland: partial melting in the roots of an island arc. in "Trondhjemites and related rocks", F. barker Ed., Elsevier, 489-516.

PEARCE, J.A. and M.J., NORRY (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33-47.

PEARCE, J.A., N.B.W., HARRIS, A.C., TINDLE and D.T., ALDISS (1984) - Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 4, 956-983.

PEDERSEN, R.B. and J., MALPAS (1984) - The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite (Western Norway). Contrib. Mineral. Petrol., 88, 36-52.

PERFIT, M.R., D.J., FORNARI, A., MALAHOFF and R.W., EMBLEY (1983) - Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from Eastern Galapagos rift, Inca transform, and Ecuador rift. 3- Trace element abundances and petrogenesis. J. Geophys. Res., 88, 10551-10572.

PIBOULE, M. (1979) - L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central français. Thèse, Université de LYON I, 1003 p.

PIN, C. and D., VIELZEUF (1983) - Granulites and related rocks in Variscan median Europe : A dualistie interprétation. Tectonophys.,93, 47-74

RAUMER, VON J.F. (1981) - Variscan events in the Alpine region. Geol. Mijnbow, 60, 67-80.

(1984) - The External Massifs, relics of Variscan basement in the Alps. Geol. Rundsch., 73, 1, 1-31.

SAUNDERS, A.D., J., TARNEY, C.R., STERN, and I.W.D., DALZIEL (1979) - Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. Geol. Soc. Amer. Bull., part 1, 90, 237-258.

SCARENZI, D. (1984) - Les granites sodiques et les roches associées de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et du groupe de Rioupéroux-Livet (Isère, France): Pétrographie et Géochimie. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 258p.

SCARENZI, D., R.P., MENOT et M., PIBOULE (1985) - Diversité du gisement des granitoides sodiques : Deux exemples au sud du massif de Belledonne (Isère, France). Géologie Alpine, 61, 145-163.

SINTON J.M., BYERLY G.R. (1980) - Mineral compositions and crystallization trends in Deep Sea Drilling Project holes 417D and 418A. In Donelly T., Francheteau J., Bryan W., Robinson P., Flower M., Salisbury M. Init. Rep. DSDP, LI, LII, LIII,1039-1054.

SIZE, W.B. (1984) - Polygenetic trondhjemites. Proc. 27 th I.G.C., Moskow sect 9 "Petrology (igneous and metamorphic rocks)", VNU Sci. Press. 543-559.

SPRAY, J.G. (1984) - Possible causes of upper mantle decoupling and ophiolite displacement. in "Ophiolites and oceanic lithosphere", I.G. GASS, S.J. LIPPARD and A.W. SHELTON ed., Geol. Soc. Spec. Publ., 13, 255-268.

STERN, C.R. (1979) - Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and the tectonic implications. Contrib. Mineral. Petrol., 68, 243-259.

(1980) - Geochemistry of chilean ophiolites: Evidence for the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts. J. Geophys. Res., 85, B2, 955-966.

SUN, S.S., R.W., NESBITT and A.Y., SHARASKIN (1979) - Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 44, 119-138.

UPADHYAY, H.D. and E.W.R., NEALE (1979) - On the tectonic regim of ophiolite genesis. Earth Planet. Sci. Lett., 43, 93-102.

VITTOZ, P. Thèse Grenoble à paraître.

WOOD, D.A., J., TARNEY, J., VARET, A.D., SAUNDERS, H., BOUGAULT, J.L., JORON, J., TREUIL and J.R., CANN (1979) - Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD leg 49 : implications for mantle heterogeneity. Earth Planet. Sci. Lett., 42, 77-97.

LEGENDE

Figure 1 : Carte de localisation et schéma structural.

1 : Post-paléozoique
2 à 6 : Socle paléozoique :
2 : "Série satinée", essentiellement micaschisteuse, d'âge paléozoïque inférieur (?)
3 : "Formations de Rioupéroux et de Livet", ortholeptynites, métatrondhjémites et amphibolites, d'age dévonien et carbonifère inférieur.
4, 5, 6 : "Ophiolite de Chamrousse, d'âge ordovicien inférieur :
4 - Formation de Séchilienne d'origine volcanosédimentaire.
5 et 6 - Séquence plutonique de Chamrousse, métagabbros (5) et méta-ultramafites (6)
7 : Contacts tectoniques majeurs, d'age viséen.
8 : Limites de faciès
9 : Principales failles
10 : Cisaillements d'âge carbonifère moyen, S.M.: "Synclinal Médian"

Fig. 1 : Situation and geological sketch map

1 : Post-paleozoic
2 to 6 : Paleozoic basement :
2 : "Série satinée", mainly micaceous schists, lower Paleozoic.
3 : "Rioupéroux and Livet formations", mainly metafelsic rocks and subordinate amphibolites, Devonian and lower Carboniferous.
4, 5, 6 : "Chamrousse ophiolite", lower Ordovician.
4 - Séchilienne formation, metavolcanosedimentary serie.
5 and 6 - Chamrousse plutonic sequence, metagabbros (5) and meta-ultramafites (6)
7 : Main thrust contacts, Visean
8 : Facies boundaries
9 : Main faults
10 : Mid-Carboniferous mega-shear zones, S.M.: "Synclinal Médian".

Figure 2 : Coupe lithostratigraphique de l'ophiolite de Chamrousse, avec sa polarité originelle reconstituée (actuellement en position retournée).

1 : Métasédiments
2 : Amphibolites et leptynites d'origine ortho- et paradérivées.
3 : Métabasaltes et dolérites
4 : Métagabbros
5 : Métaplagiogranites et roches leucocrates associées
6 : Métacumulats gabbroiques, a : massifs, b : lités.
7 : Métapyroxènolites, cumulats et filons
8 : Serpentinites, a : riches en clinopyroxènes, b : riches en spinelles

A : Séquence plutonique
Aa : cumulats ultramafiques
Ab : complexe blastomylonitique
Ac : cumulats gabbroiques
B : Zone de transition
C : Série volcano-sédimentaire (formation de Séchilienne)
D : Complexe filonien (sans échelle)

Fig. 2 : Schematic reconstruction of the Chamrousse ophiolite with the primitive lithostratigraphic polarity (actually overturned) :

1 : Metapelites
2 : Amphibolites and leptynites of igneous (Na-granites and keratophyres) and sedimentary (arenites) origin.
3 : Metabasalts and -dolerites.
4 : Metagabbros (isotropic fine-grained and pegmatoid facies)
5 : Metaplagiogranites and related rocks.
6 : Metagabbro cumulates, a: massive, b: layered.
7 : Metapyroxenites, dykelets and cumulates.
8 : Serpentinites, a: with Ca-pyroxenes, b: with spinels.

A : Plutonic sequence :
  Aa : Ultramafites
  Ab : Blastomylonitic zone
  Ac : Gabbroic cumulates
B : Transition zone or roof assemblage
C : Volcanosedimentary serie (Séchilienne formation)
D : Dyke complex (no scale)

Figures 3a et b : Diagrammes SiO2 vs. Al2O3 (Barker, 1979) et Rb vs. Sr (Coleman et Peterman, 1975).

Fig. 3a and b : SiO2 vs. Al2O3 (Barker, 1979) and Rb vs. Sr (Coleman and Peterman, 1975) diagrams.

Figures 4a et b : Diagrammes (Nb+Y) vs. Rb and Y vs. Nb (Pearce and al., 1984).

Fig. 4a and b : (Nb+Y) vs. Rb and Y vs. Nb diagrams (Pearce and al., 1984).

Figures 5a, b et c : Diagrammes TiO2, Y, and Nb vs. Zr (Pearce et Norry, 1979).

: Amphibolites (E-MORBs), : Fe-Ti gabbros, : Diorites quartziques, : Tonalites et leucotonalites (lignée A), : id. à tendances cumulatives, : Cumulats plagioclasiques, : Leptynites et leucotonalites (lignée E).

Fig. 5a, b and c : TiO2, Y and Nb vs. Zr (Pearce and Norry, 1979).

: Amphibolites (E-MORBs), : Fe-Ti gabbros, : Quartz-diorites, : Tonalites and leucotonalites (trend A), : id. with cumulative features, : Plagioclase-cumulates, : Leptynites and leucotonalites (trend E).

Figure 6 : Profils de distribution des REE, normalisées aux chondrites (Nakamura, 1974) :

6a : Cumulats plagioclasiques (169.10 et 188.11) et tonalites et leucotonalites à tendances cumulatives (lignée A) (6.4c et 15.7).
6b : Diorites quartziques (128.1 et LG2.2)
6c : Tonalites et leucotonalites de la lignée A (6.4, 15.4, 173.2 et 273.9).
6d : Leptynites et leucotonalites de la lignée E (146.4, 177.3 et 193.8).

Fig. 6 : Chondrite-normalized REE abundances (Nakamura, 1974) :

6a : Plagioclase-cumulates (169.10 and 188.11) and cumulitic tonalites and leucotonalites (trend A) (6.4c and 15.7).
6b : Quartz-diorites (128.1 and LG2.2).
6c : Tonalites and leucotonalites (trend A) (6.4, 15.4, 173.2 and 273.9).
6d : Leptynites and leucotonalites (trend E) (146.4, 177.3 and 193.8).

Figure 7 : Diagramme (Ce/Yb)N vs. YbN.

Symboles id. figures 5. D1a, D1b et D2 :séquences de cristallisation (cf. fig.8 et texte).

Fig. 7 : (Ce/Yb)N vs. YbN.

Symbols as fig. 5. D1a, D1b and D2 : crystallization trends (cf. fig.8 and text).

Figure 8 : Modélisation de la génèse des plagiogranites de l'ophiolite de Chamrousse par cristallisation fractionnée multi-séquencielle d'un magma basaltique.

A et B : séquence de cristallisation D1 : origine des diorites et des plagiogranites de la lignée E. Profils calculés pour un fractionnement parfait de 30% de plagioclase, 30% de clinopyroxène, 25% d'orthopyroxène, 13% de titanomagnétite et 2% d'apatite. Entre 0 et 60% de cristallisation, tout l'assemblage est extrait (D1a). Après 60%, seuls cristallisent le clinopyroxène et le plagioclase (D1b). Bain initial de composition équivalente à l'amphibolite 3.1.

C : Séquence de cristallisation D2 : origine des plagiogranites de la lignée A. Profils calculés pour des fractionnements parfaits impliquant :
D2b : 40% de plagioclase, 40% de hornblende, 12% de titanomagnétite, 5% d'apatite et 2% de zircon.
D2c : assemblage identique sauf 13% de titanomagnétite et 1% de zircon.

Le bain initial, choisi pour le calcul, possède la composition du liquide résiduel correspondant à la cristallisation de 70% du magma (3.1) selon la séquence de fractionnement D1. Les coefficients de partage utilisés sont issus de Arth (1976) et de Perfit et al. (1983).

Fig. 8 : Model calculation for the petrogenesis of the Chamrousse plagiogranites by multisequence fractional crystallization of a basaltic parent magma.

A and B : D1 sequence : origin of quartz-diorites and of plagiogranites E. Calculated REE abundances for a fractionate composed of 30% plagioclase, 30% clinopyroxene, 25% orthopyroxene, 13% titanomagnetite and 2% apatite.
D1a : segregation of the whole fractionate from 0 to 60% crystallization.
D1b : only clinopyroxene and plagioclase fractionation after 60%.
Initial basaltic source : 3.1 : E-Morb amphibolite.

C : D2 sequence : origin of the plagiogranites A. Calculated REE abundances for fractionates composed of :
D2b : 40% plagioclase, 40% hornblende, 12% titanomagnetite, 5% apatite and 2% zircon.
D2c : same mineral proportions with the exceptions of titanomagnetite (13%) and zircon (1%).

The initial batch, we used for this calculation, is the residual liquid produced by 70% crystallization of a basaltic magma (3.1) according to the D1 fractionation trend.
Partition coefficients of Arth (1976) and Perfit et al. (1983).

Tableau I : Répartition spatiale des différents faciès de plagiogranites sl. et des cumulats plagioclasiques.

Table I : Location of the various types of plagiogranites sl. and of the plagioclase cumulates within the Chamrousse ophiolite.

Tableau IIa : Composition des métaplagiogranites et des roches leucocrates associées.

Table IIa : Chemical composition of the metaplagiogranites and leucocratic related rocks.

Tableau IIb : Composition des métabasaltes et des metaferrogabbros associées aux métaplagiogranites.

Table IIb : Chemical composition of the metabasalts and of the metaferrogabbros associated with metaplagiogranites.

Tableau I

Types pétrogr.	Plagiogranites				Anorthosites et Albitites	Ferro-gabbros	Amphibolites
	Leptynites	Leuco-tonalites	Tonalites	Quartz-diorites			
Formation de Séchilienne	146-4 (E) 177-3 (E) 198-3 (E)						3-1
Zone de Transition				128-1 LG-2-2			
			6-4 (A)		188-11		
Sommet de la séquence cumulative		273-9 (A) 15-4 (A) 15-7 (A)	173-2 (A)		169-10	173-1 173-4	

Tableau II A

	169-10	188-11	128-1	LG2-2*	173-2	6-4	6-4c	15-7	15-4	273-9	193-8	146-4	177-3
SiO_2	54.65	65.35	62.32	59.79	63.57	69.40	56.80	66.80	68.35	74.90	75.30	74.30	75.00
Al_2O_3	24.39	19.35	15.51	18.21	15.68	15.05	20.10	15.60	15.70	13.65	12.15	12.65	13.34
Fe_2O_3	3.29	0.33	1.15	0.73	0.98	1.02	0.88	0.44	0.55	0.59	0.69	0.32	0.43
FeO	-	0.79	4.97	4.88	3.97	2.15	3.36	2.95	3.13	0.79	1.77	2.47	1.76
MgO	2.92	4.97	3.47	2.69	2.76	1.87	2.56	2.66	1.69	0.86	0.78	0.96	0.87
CaO	7.41	1.00	4.85	5.29	3.98	2.69	5.26	2.93	3.72	1.40	1.68	2.09	0.97
Na_2O	4.92	6.23	3.96	5.02	4.78	4.99	4.86	5.00	4.74	5.29	4.36	4.69	5.79
K_2O	1.02	0.42	0.80	0.60	1.00	0.87	1.81	0.76	0.39	0.75	0.54	0.34	1.40
TiO_2	0.06	0.42	0.55	0.93	0.60	0.40	0.72	0.31	0.45	0.24	0.31	0.24	0.34
P_2O_5	tr.	0.09	0.24	0.29	0.27	0.11	0.33	0.26	0.13	0.03	0.05	0.02	0.07
MnO	0.06	0.03	0.10	0.10	0.07	0.07	0.15	0.07	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04
Zr	10	72	277	251	209	188	104	252	128	128	258	557	790
Y	4	6	26	38	28	17	18	9	13	14	67	55	92
Nb	3	1	7	9	9	6	6	7	6	6	27	26	28
Rb	32	7	26	28	34	27	79	42	16	15	21	17	41
Sr	505	384	242	250	338	263	502	292	250	187	214	203	232
Ba	185	258	195	-	215	245	423	385	431	164	270	161	271
La	2.29	-	9.42	10.90	19.56	36.47	11.80	29.17	13.43	16.69	53.18	75.51	53.03
Ce	2.07	7.67	21.92	23.55	34.04	65.53	22.02	54.15	23.97	31.14	102.85	162.38	108.67
Nd	1.13	2.49	12.76	15.38	15.74	22.84	12.14	21.81	10.78	10.90	53.31	85.08	52.48
Sm	1.58	0.48	3.57	4.43	4.35	4.13	2.34	4.07	2.42	2.11	11.52	16.59	12.20
Eu	1.54	0.63	1.27	1.46	1.27	0.99	1.24	1.42	0.89	0.63	1.02	1.94	2.57
Gd	-	-	-	4.63	-	-	2.45	-	-	-	-	13.19	-
Tb	-	-	0.50	-	0.78	0.47	-	0.27	0.50	0.34	1.72	-	2.51
Dy	-	-	-	5.14	-	-	1.97	-	-	-	-	10.74	-
Er	-	-	-	2.74	-	-	1.22	-	-	-	-	7.41	-
Yb	0.06	0.43	2.31	3.13	1.85	1.46	1.11	1.03	1.69	1.26	5.07	8.45	9.46
Lu	0.021	0.06	0.41	0.50	0.30	0.23	0.17	0.15	0.25	0.17	0.74	1.31	1.45
$(Ce/Yb)_N$	8.85	4.55	2.41	1.91	4.68	11.41	4.90	13.38	3.61	6.28	5.16	4.89	2.92

I88-11, 169-10 = Cumulats plagioclasiques ; 128-1, LG2-2 = Diorites quartziques ; 173-2, 6-4, 6-4c, 15-4, 15-7, 273-9 = Tonalites et leucotonalites (lignée A) ; 193-8, 146-4, 177-3 = leptynites (lignée E)

Eléments majeurs = Laboratoire de pétrographie, Université LYON 1 sauf 169-10, CRPG Nancy

Y, Zr, Nb, Rb, Sr, Ba = XRF, Lab. de Pétrographie, Université LYON 1

REE = INA Institut Laue-Langevin - Institut Dolomieu, Grenoble et (*) ICP CRPG Nancy.

Tableau II B

	173-1	173-4	3-1*	177-1
SiO_2	43.67	42.07	49.65	49.85
Al_2O_3	16.55	14.01	15.34	12.55
Fe_2O_3	3.68	4.19	1.92	1.68
FeO	11.00	15.10	11.10	11.36
MgO	9.21	4.23	6.19	6.99
CaO	6.87	9.51	7.31	9.14
Na_2O	2.68	2.37	2.02	2.54
K_2O	0.68	0.52	1.79	0.56
TiO_2	1.38	2.79	2.68	2.59
P_2O_5	0.12	1.61	0.18	0.47
MnO	0.20	0.31	0.19	0.25
Zr	62	99	203	168
Y	10	32	49	39
Nb	5	11	13	10
Rb	25	15	62	17
Sr	243	237	155	255
Ba	83	141	379	151
La	19.74	21.52	20.57	8.90
Ce	53.27	52.47	39.49	24.53
Nd	38.52	36.13	27.73	13.69
Sm	11.75	11.82	7.81	5.07
Eu	3.51	3.56	2.38	1.71
Gd	-	-	7.94	-
Tb	1.49	2.14	-	1.07
Dy	-	-	9.12	-
Er	-	-	4.74	-
Yb	4.74	4.85	5.32	3.92
Lu	0.67	0.77	0.81	0.58
$(Ce/Yb)_N$	2.86	2.75	1.89	1.59
[Mg]	0.57	0.31	0.50	0.53

[Mg] $= Mg/Mg + Fe^{2+}$; $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0.15$

Eléments majeurs et traces (XRF) = Lab. de pétrographie, Université LYON 1
REE = INA Institut Laue-Langevin - Institut Dolomieu, Grenoble sauf 3-1 = ICP CRPG Nancy.

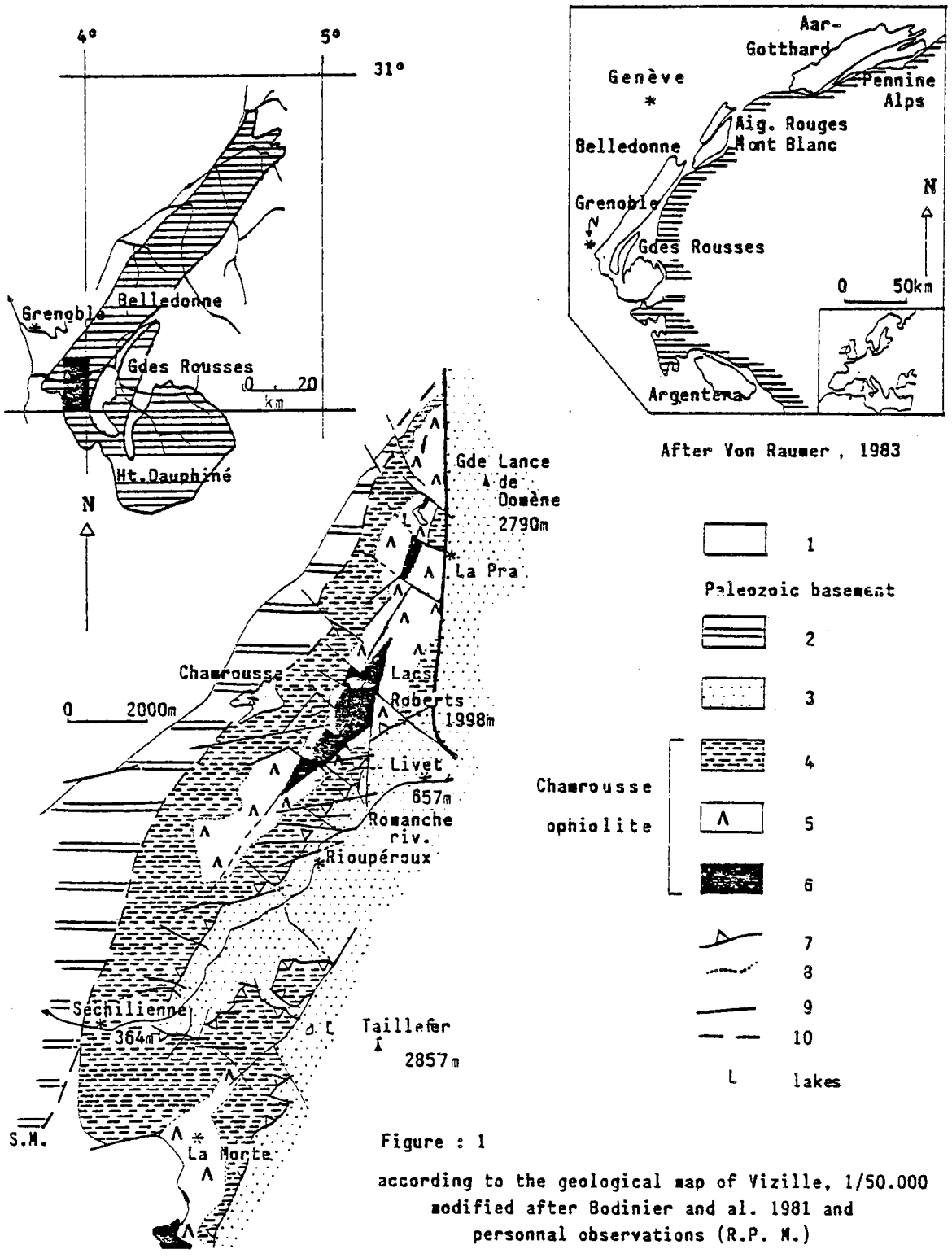
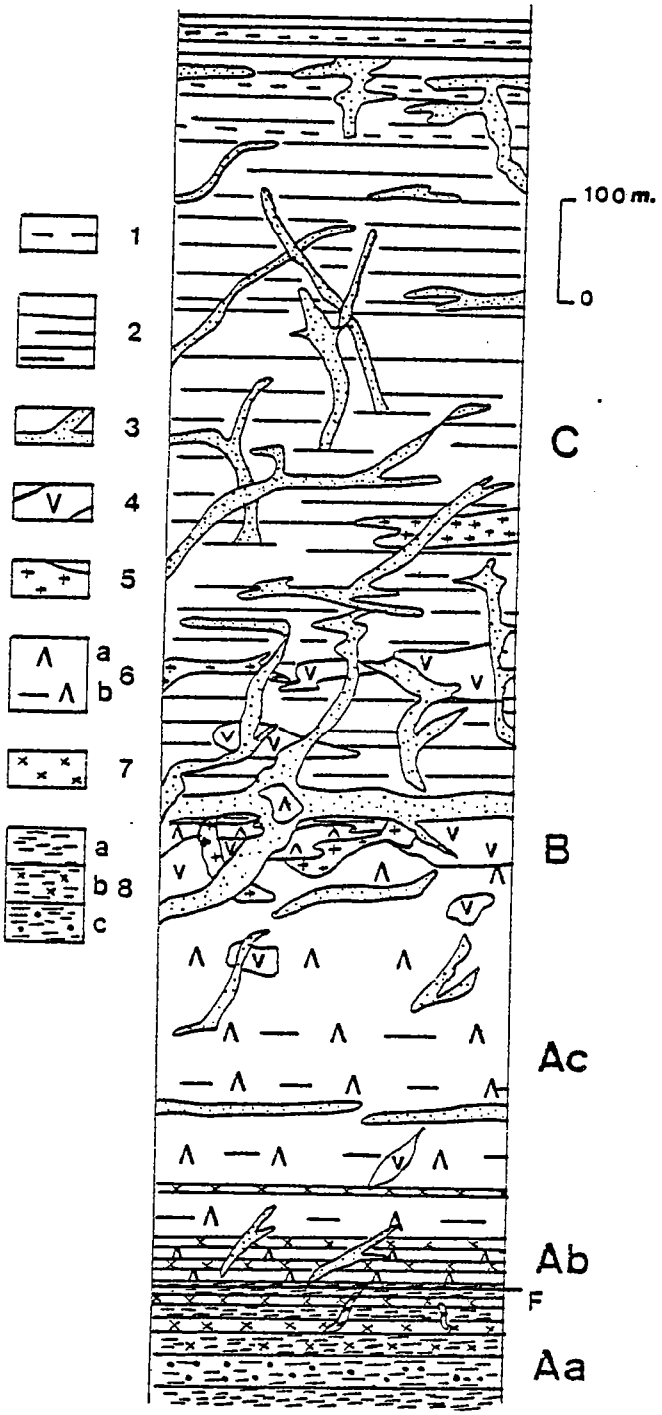
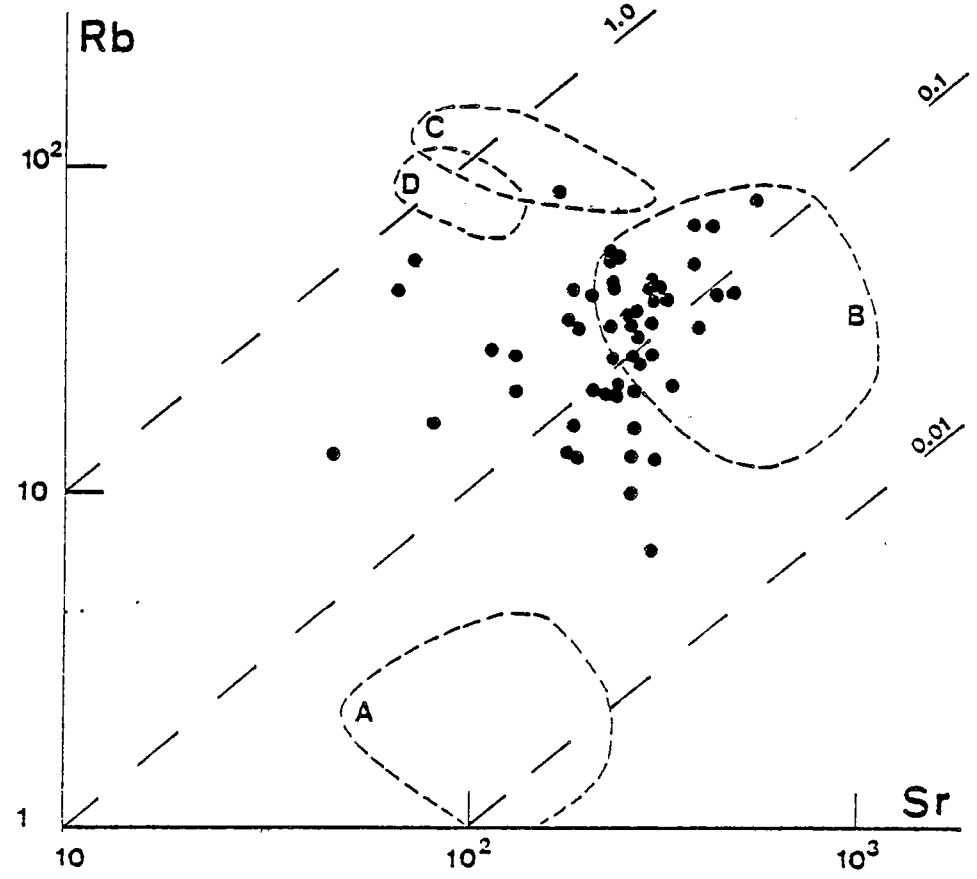


Figure : 1

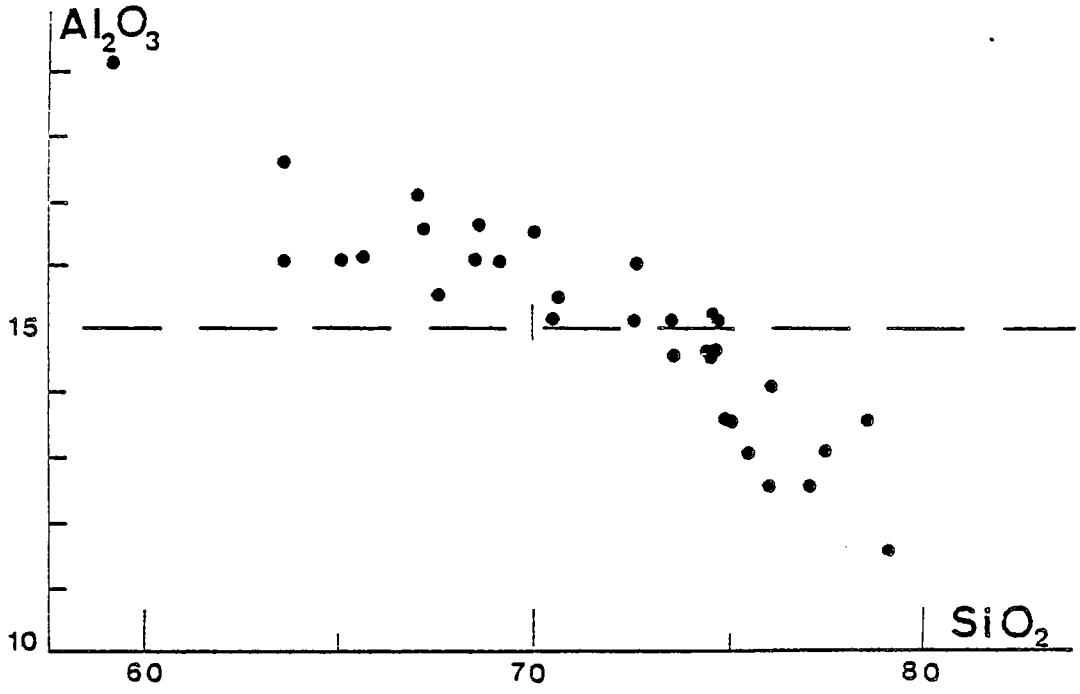
according to the geological map of Vizille, 1/50.000
modified after Bodinier and al. 1981 and
personnal observations (R.P. M.)

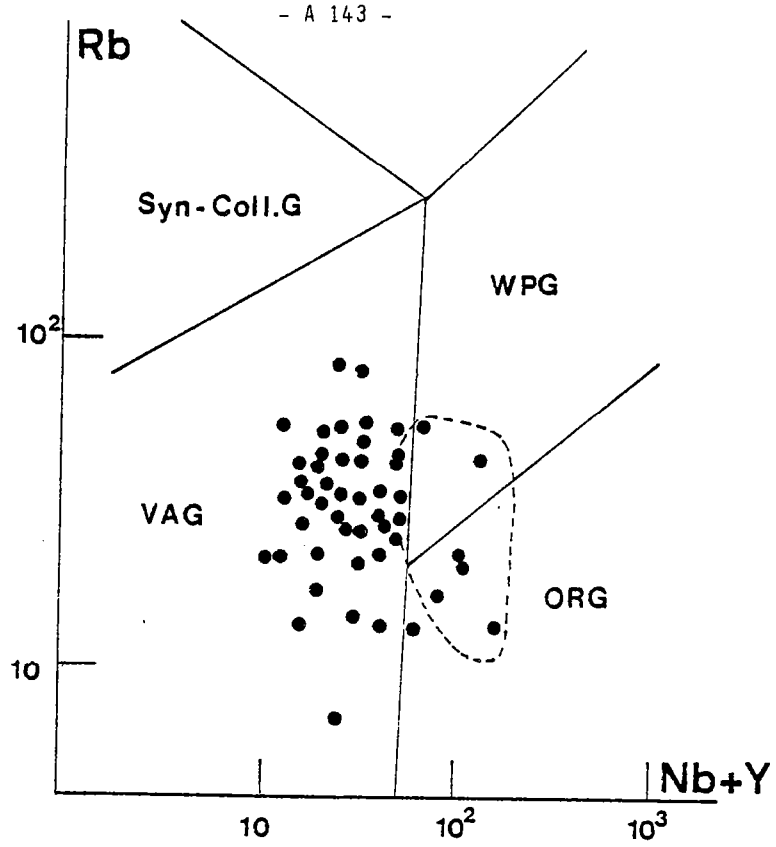
FIgure : 2



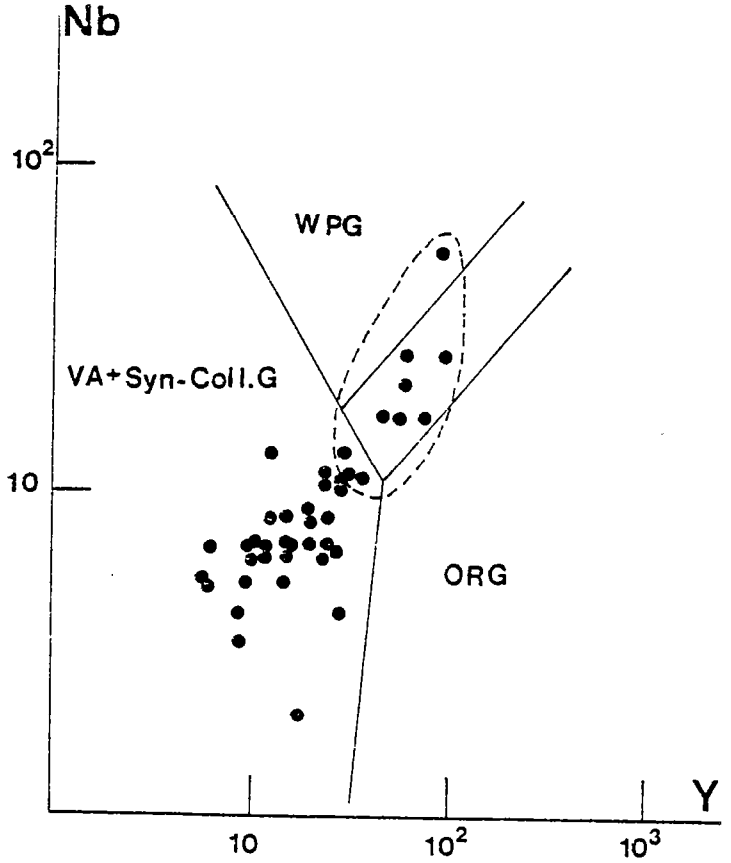


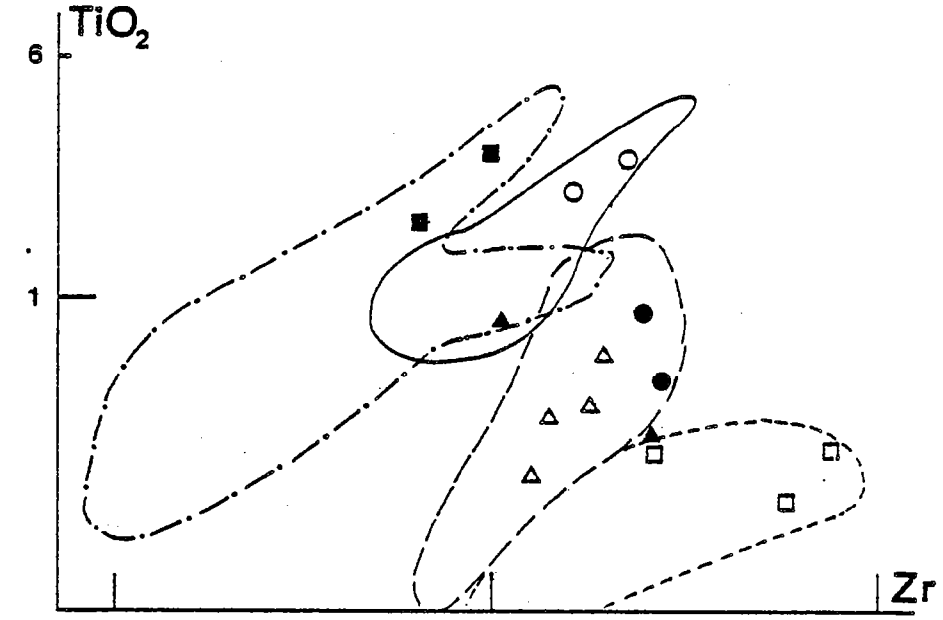
Figures 3a et 3b

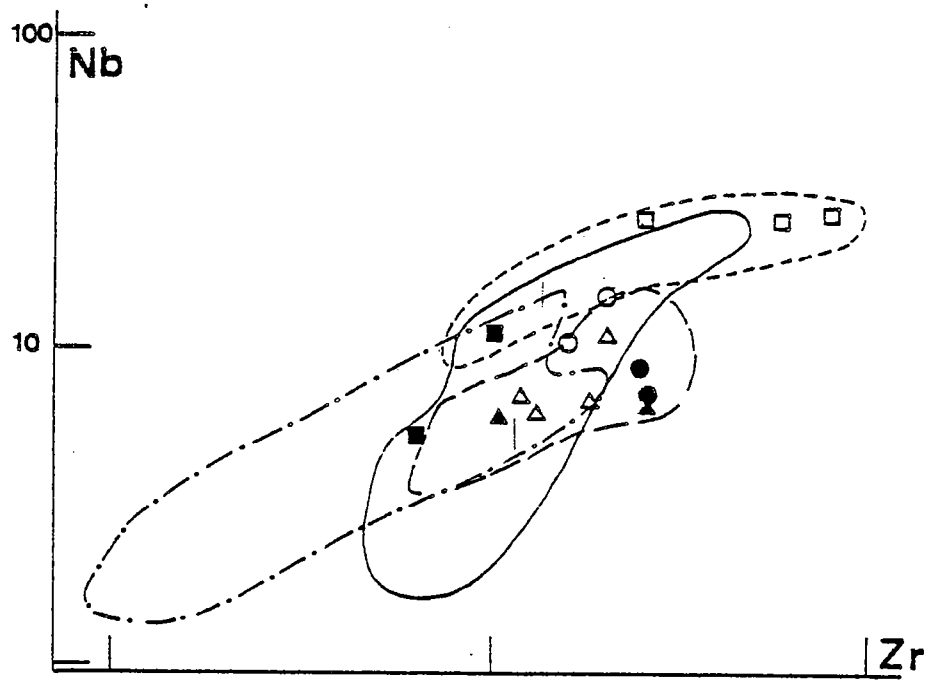


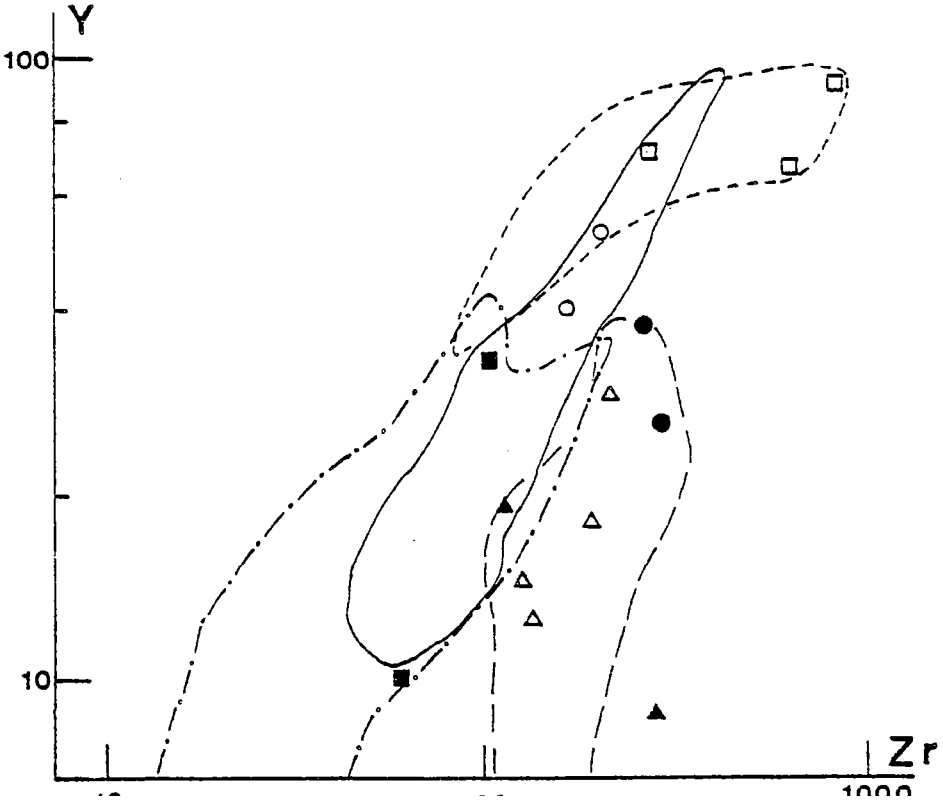


Figures : 4a et 4b



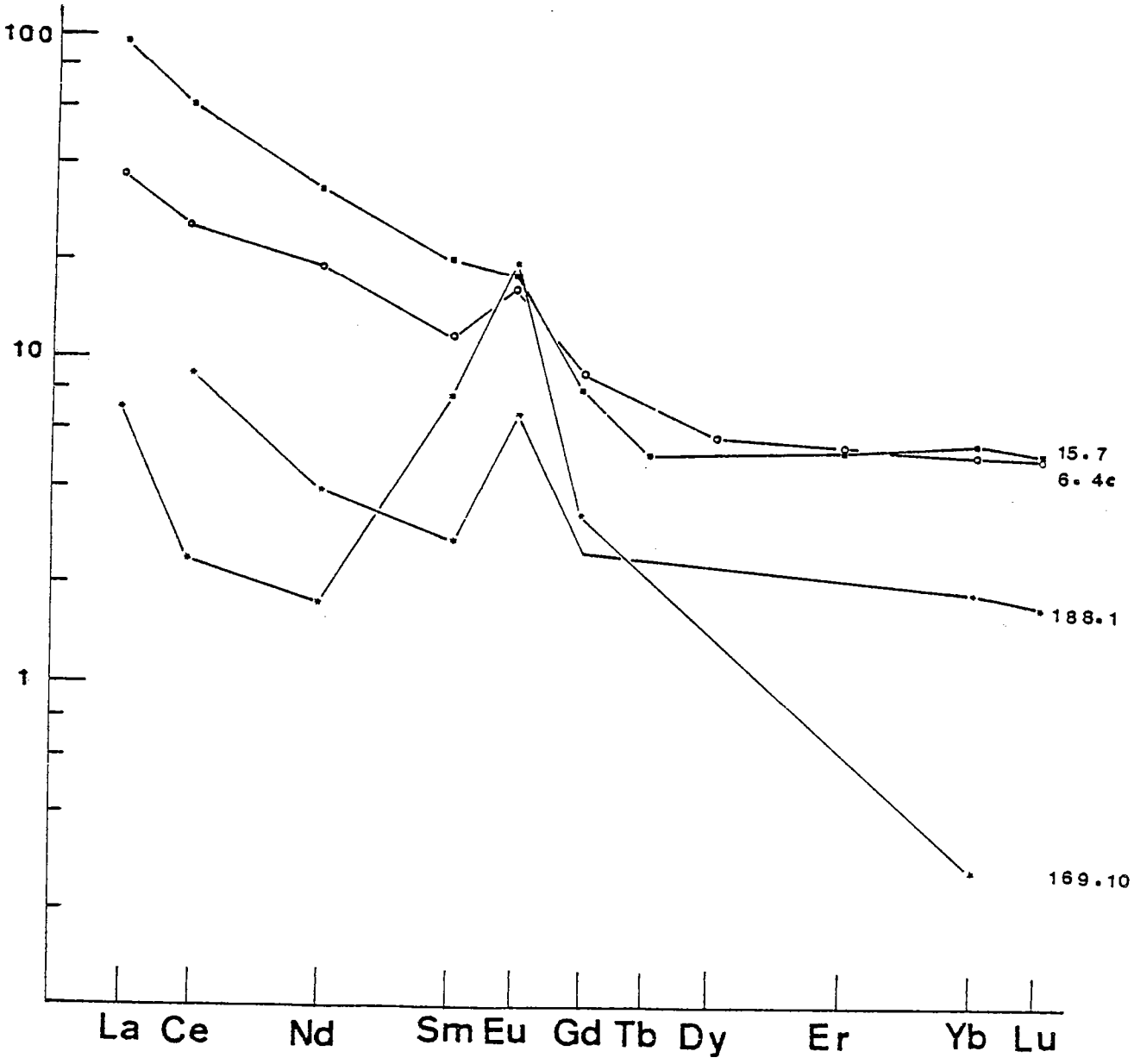


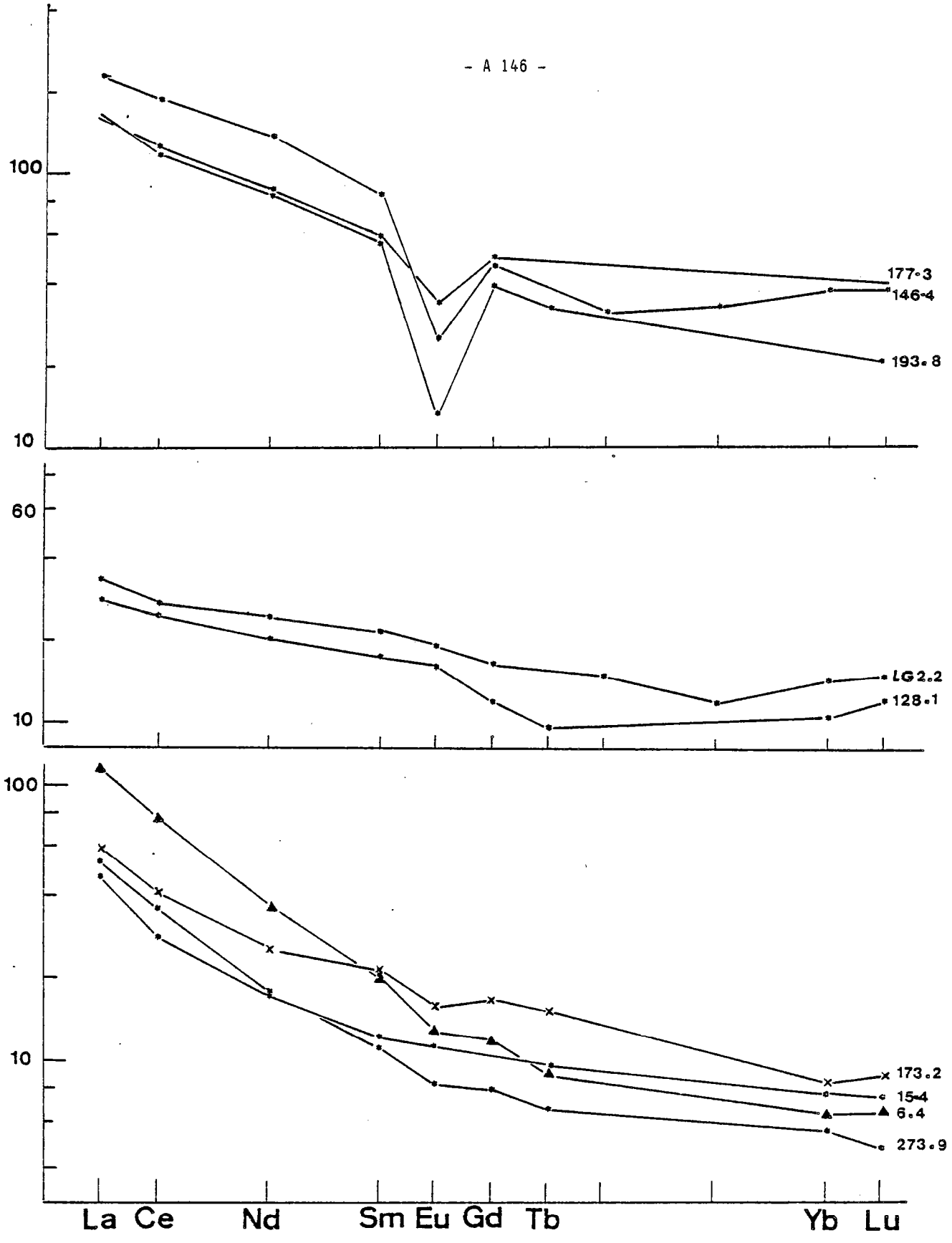




Figures : 5a, 5b et 5c

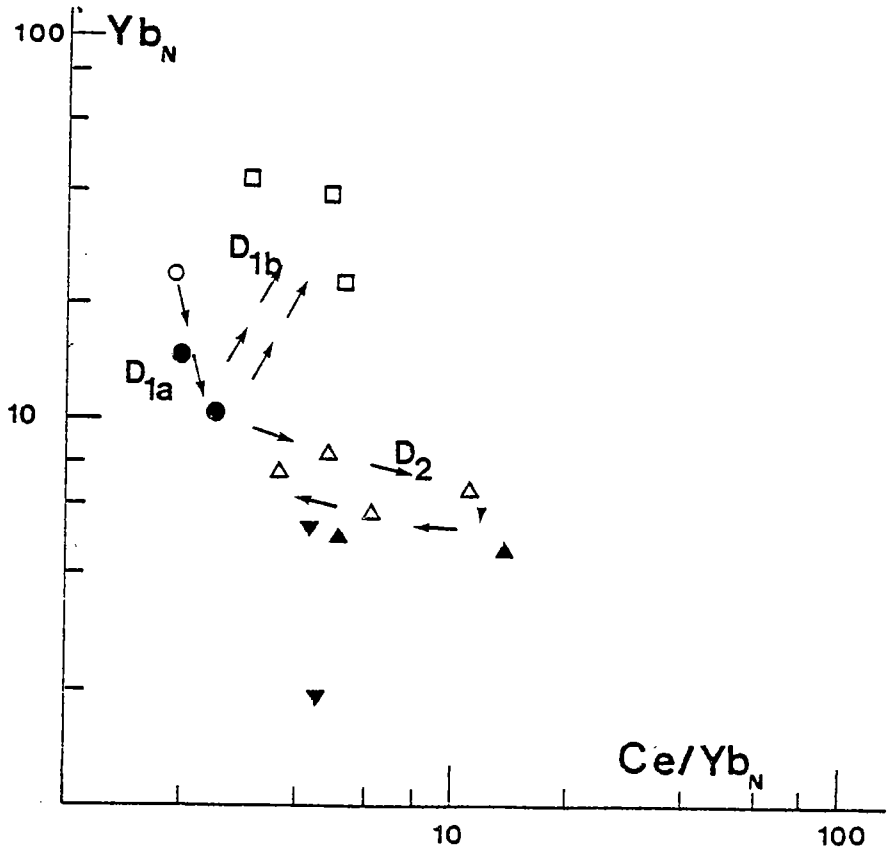
Figure : 6 a



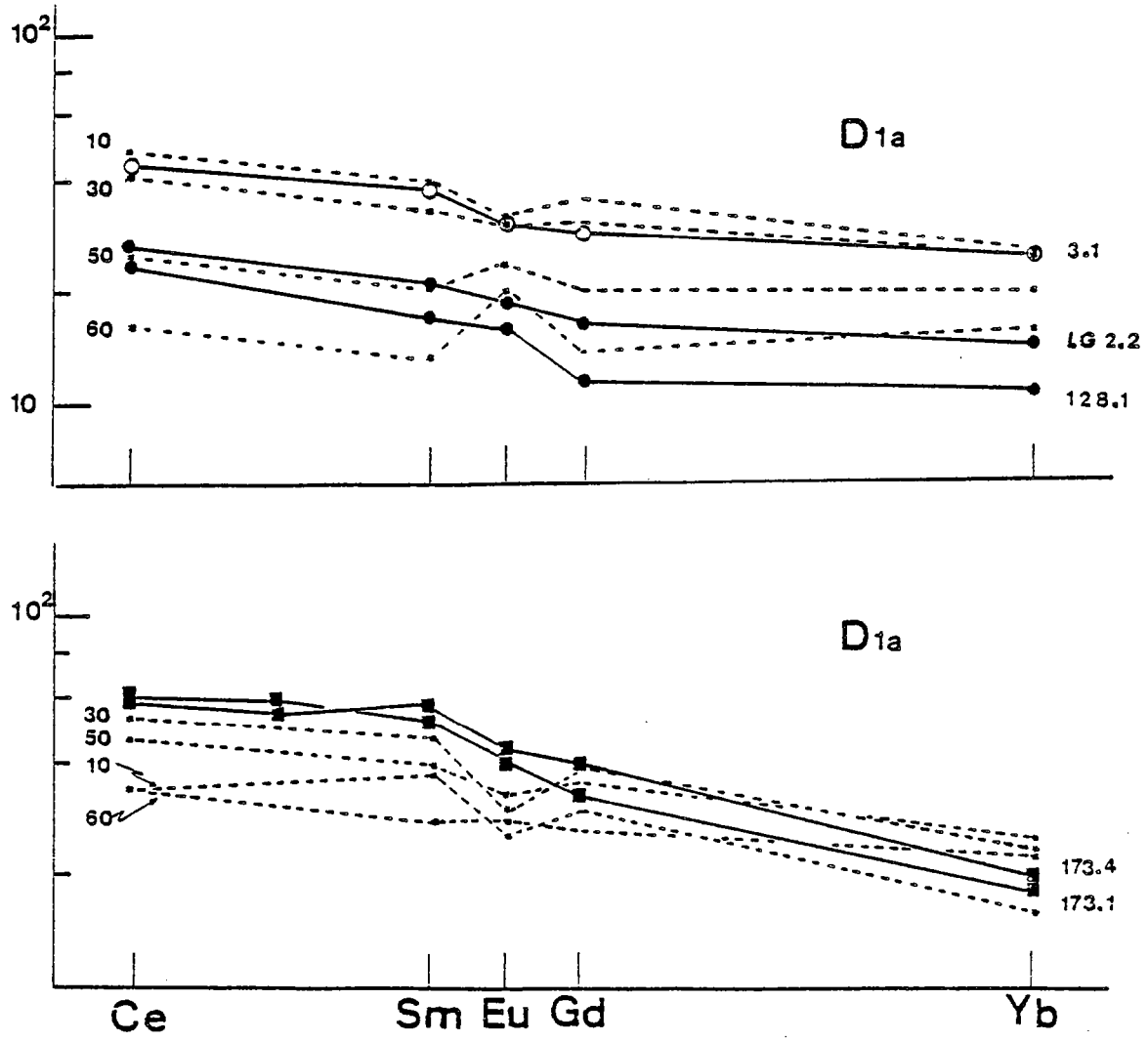


Figures : 6b, 6c et 6d

Figure : 7



Figures : 8a et 8b



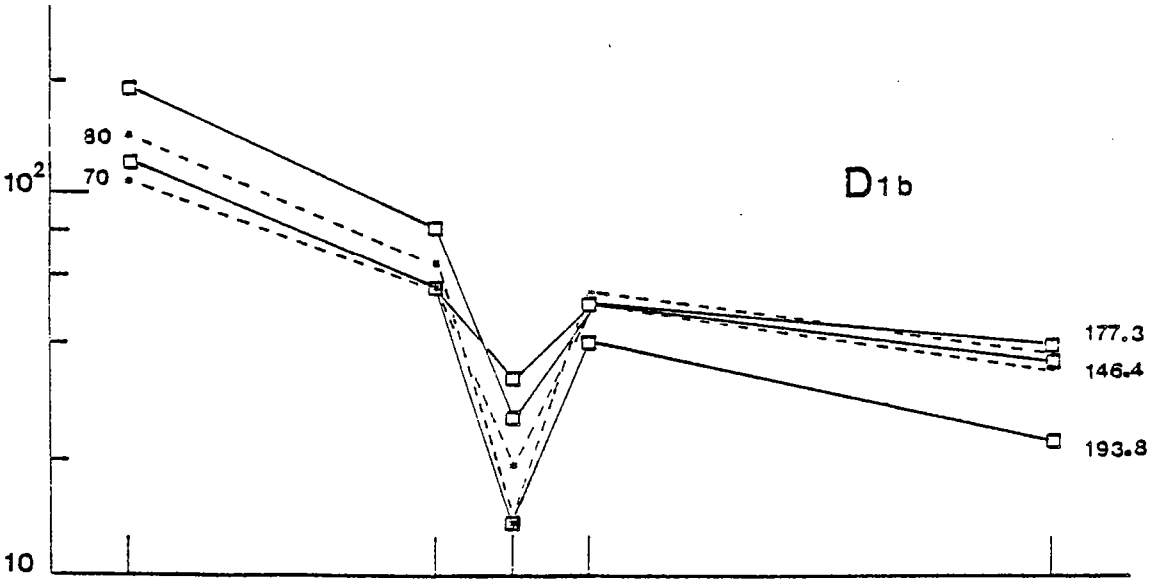
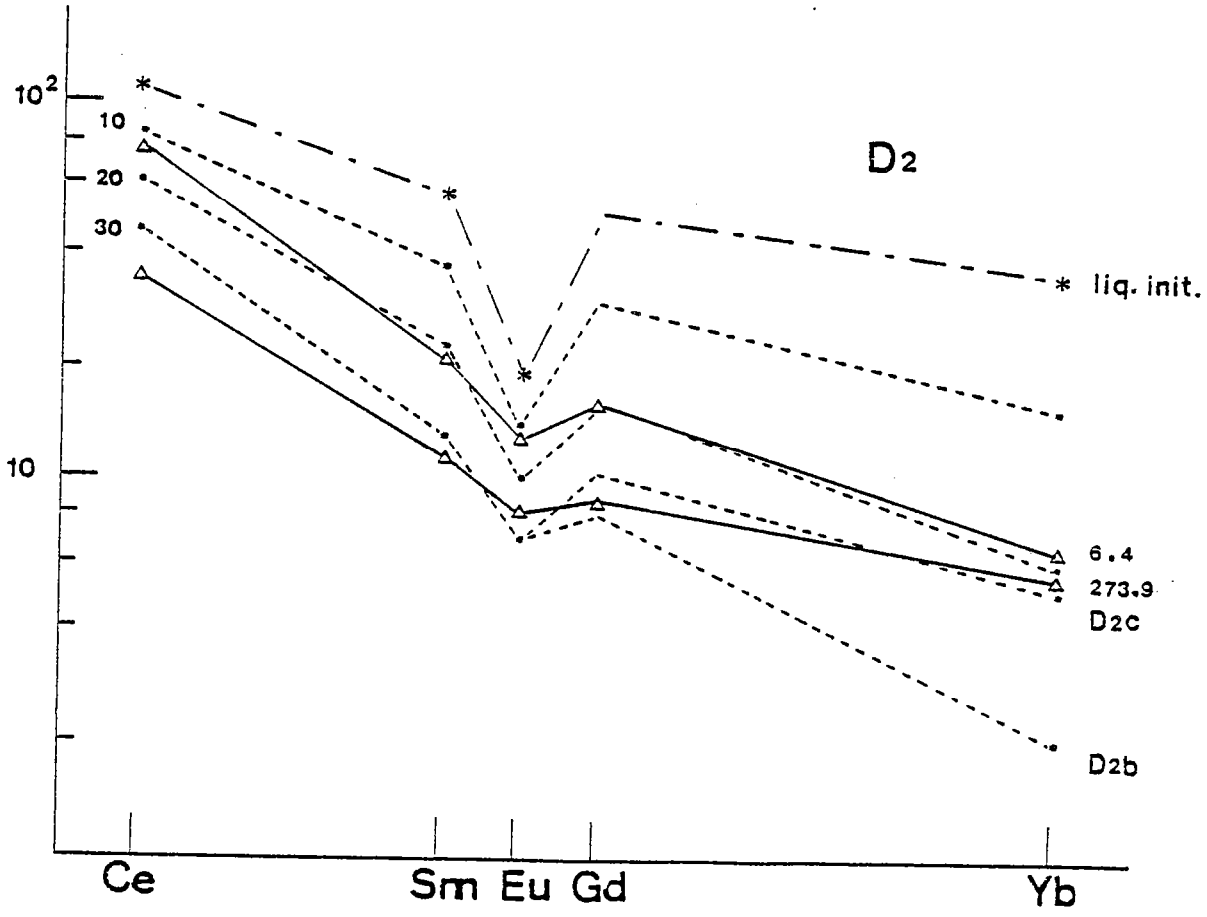


Figure : 8c



DE SAINT-ETIENNE
SCIENCES

ofioliti

BOLLETTINO DEL GRUPPO DI LAVORO
SULLE OFIOLITI MEDITERRANEE

Periodico quadrimestrale

ANNEXE C

Volume 10 - N. 2/3
Dicembre 1985
PP. 97-560

SPECIAL ISSUE
OPHIOLITES THROUGH TIME
J. DESMONS (EDITOR)

Special issue
OPHIOLITES THROUGH TIME
Proceedings of the meeting "Ophiolites through time", held in Nancy on 13-15 November, 1984

A (CONTINENTAL?) VOLCANIC ARC OF DEVONO-CARBONIFEROUS AGE IN THE FRENCH ALPINE EXTERNAL MASSIFS: THE RIOUPEROUX AND LIVET FORMATIONS (ROMANCHE VALLEY, BELLEDONNE MASSIF)

Menot R.P.[+], Peucat J.J.[++], Scarenzi D.[+++] and Piboule M.[+++]

[+] Département de Géologie, Université, St.-Etienne, France
[++] Institut de Géologie, Université, Rennes, France
[+++] Institut Dolomieu, Jniversité, Grenoble, France

The Rioupéroux and Livet formations are built up by a succession of tectonic units, later folded within a large anticline structure. These formations are overlain by the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor of Cambro-Ordovician age (Ménot et al., this volume).

The Livet formation is formed by a spilite-keratophyre series (now polyphased leptynites and amphibolites, including some gneisses at the bottom), which is intruded by granophyric trondhjemites and diorites. The plutonic rocks only show protoclastic textures. A metapelitic tectonic slice is coupled up within the Livet formation, but it seems to be genetically unrelated to the volcano-plutonic series (micaschistes microplissés polymétamorphiques de Livet, Carme).

The Rioupéroux formation consists dominantly of metakeratophyres, trondhjemites and graywackes, associated with minor metabasalts and andesitic basalts. These rocks exhibit a monometamorphic structuration.

According to their chemical features, these formations respectively represent the lower and the higher parts of a volcanic arc.

U/Pb datations have been carried out on zircons from a large trondhjemitic sill, the so-called "granite de Livet". The Discordia line defines an upper intercept of 2717 ± 12 Ma and a lower one of 352 $\pm^{50}$ Ma. The value of 352 Ma, in spite of its important deviation, allows some major inferences to be made as to the regional pattern:

1) It allows to assign a younger age to these formations, that were formerly considered as pre-Devonian (Bodinier et al., 1981). Thus, a Late Devonian-Eo-Carboniferous age can be reasonably attributed to the trondhjemitic intrusives of the Livet formation and to their subvolcanic equivalents (Rioupéroux formation).
2) It suggests, according to the 2717 Ma inherited age, the possible extension of an ancient crustal basement in this area.
3) It antedates the later tectonic events, responsible for the thrusting of the Rioupéroux and Livet formations, and for the probably contemporaneous overlapping of the Chamrousse ophiolitic complex. A Visean age is reliable for this tectonic event.

ANNEXE D

CHEVAUCHEMENTS ET DECROCHEMENTS VARISQUES DANS LE MASSIF DE BELLEDONNE (ALPES OCCIDENTALES).

par René-Pierre MENOT (1) et Gérard VIVIER (2)

(1) Faculté des Sciences, U.A 10, CNRS, Université de Saint Etienne, 42023-SAINT ETIENNE Cedex 02, France.
(2) Institut Dolomieu, U.A 69, CNRS, Université de Grenoble 1, 38031- GRENOBLE Cedex, France.

RESUME

La tectonique tardivarisque se manifeste dans le massif de Belledonne par des cisaillements de grande ampleur, s'accompagnant de recristallisations. Ces accidents sont associés en réseau et déterminent le découpage des unités lithologiques en blocs grossièrement losangiques et la juxtaposition d'ensembles à structuration tectonométamorphique différente. Ces ensembles appartiennent à des domaines structuraux plus ou moins internes (ou profonds) de la chaine varisque.

L'évolution tectonique tardive des ensembles internes est caractérisée par de grands décrochements succédant à une reprise métamorphique accompagnée d'une mylonitisation pénétrative. Dans les ensembles externes, cette même évolution est matérialisée par des chevauchements tardimétamorphes qui précèdent la tectonique cassante. Un secteur de transition montre la superposition des deux styles de déformations, les décrochements sont associés à des mégaplis, à axes subverticaux, affectant les contacts anormaux.

Ces mouvements sont datés du Carbonifère moyen (330-320 Ma environ) et accompagnent la dernière reprise métamorphique hercynienne.

Ceci confirme la juxtaposition tardivarisque, dans le massif de Belledonne, de domaines relativement externe (saxo-thuringien) et interne (moldanubien).

Des évolutions tectoniques comparables ont été décrites dans des orogènes récents : elles caractérisent des contextes de collision et d'hypercollision de blocs lithosphériques continentaux (Hte chaîne Himalayenne : Mattauer, 1985, 1986 ; Japon septentrional, Hokkaido : Cadet et Charvet, 1983 ; Jolivet, 1984).

INTRODUCTION

Le massif de Belledonne, sl., compris entre les vallées de l'Isère au Nord et de la Romanche au Sud, appartient au chapelet de fragments occidentaux du socle antétriasique alpin. Ces fragments correspondent aux Massifs cristallins externes (M.C.E.) (fig. 1).

On connaît depuis longtemps la juxtaposition, au sein du massif de Belledonne, d'ensembles structuraux très différents (P. et C. Bordet, 1960-63, 1961) : les secteurs orientaux et septentrionaux possèdent des structures isoclinales et subverticales, qui caractérisent l'ensemble des M.C.E.. Ils s'opposent ainsi à l'extrémité Sud-Ouest du massif (basse vallée de la Romanche), où les formations sont impliquées dans une large voute anticlinoriale dont le flanc occidental est monoclinal alors que le flanc oriental est lui-même replissé. Cette disposition évoque "le style relativement souple d'une couverture décollée sur un substratum rigide" et "apparaît comme aberrante" dans les M.C.E. (P. et C. Bordet, 1960-63, 1961).

Cette opposition est encore renforcée par les travaux de Carme, qui considère l'ensemble Nord-oriental comme une zone de cisaillement crustale (1970d) alors qu'il met en évidence une tectonique tangentielle de grande ampleur au Sud-Ouest (1971). En comparant les séquences de déformation, il estime que ces deux tectoniques sont contemporaines et d'âge varisque.

Les observations de ces auteurs seront complétées par les travaux effectués sur le rameau interne depuis 1979 et exposés dans des mémoires de Thèses de l'Université de Grenoble, ainsi que par nos propres données inédites. Nous nous proposons d'insérer dans un schéma global les épisodes de déformations et de recristallisations, afin (1) de comparer cette évolution tectonométamorphique avec celle décrite dans d'autres points de la chaine varisque et (2) d'interpréter cette évolution à l'aide de modèles élaborés dans l'étude des chaînes récentes.

LE MASSIF DE BELLEDONNE : SUBDIVISIONS LITHOLOGIQUES ET STRUCTURALES

La subdivision majeure en "rameaux externe et interne" est reconnue depuis Ch. Lory. Ces rameaux sont séparés par un accident longitudinal, le "Synclinal médian" (S.M.) (fig. 2).

Conformément aux observations de Bordet et de Carme, on distinguera dans le rameau interne les secteurs Nord-Est et Sud-Ouest, limités par l'accident de Font de France relayé au Sud par celui de Belle Etoile.

Trois domaines sont ainsi définis : ils sont séparés par des contacts tectoniques majeurs anté-alpins, mais ayant rejoué ultérieurement et ils possèdent des caractères lithologiques et structuraux tout à fait particuliers (tableau I).

I - Le rameau externe

1 - Définition

Il correspond à une bande comprise entre les terrains mésozoiques du Grésivaudan à l'Ouest et le "Synclinal médian" (S.M.). Le socle est chevauchant sur la couverture par l'intermédiaire des failles bordières occidentales de Belledonne (Ménard, 1979 ; Perrier et Vialon, 1980).

La signification du S.M. a beaucoup évolué : considéré d'abord comme un repli synclinal (Ch. Lory) puis comme un fossé d'effondrement à remplissage stéphanien à liasique (Bordet), il représente maintenant un accident décrochant (Carme, Siméon) ou décro-chevauchant (Gasquet). Cet accident se prolonge au Nord par le couloir de Chamonix.

Le rameau externe est chevauché par le rameau interne. La présence d'écailles de Carbonifère supérieur et de lias, ainsi que les déformations de la couverture mésozoique (Gourlay, 1986) montrent que le S.M. a été réactivé par les mouvements alpins.

2 - Lithologie

Le rameau externe est constitué par une formation unique, la série satinée, ensemble flyschoide essentiellement pélitique a passées gréseuses et rares niveaux de tuffs ou de coulées basiques. L'ensemble représente une épaisseur apparente de 8000 m. dans le tunnel Arc-Isère (Gasquet, 1979).

3 - Structure

La série satinée plissée isoclinalement, est considérée, selon les auteurs, comme un synclinal (Bordet) ou un anticlinal (Siméon). Au Nord, dans la région d'Albertville, où elle affleure plus largement, elle est ployée dans un grand pli cylindrique à axe vertical, dont le flanc oriental est laminé par un décrochement parallèle au S.M. (Carme).

4 - Relations chronologiques

Deux paragénèses successives sont observées. La première, à deux micas hornblende et grenat, est remplacée par un assemblage rétromorphique à chlorite, muscovite, actinote et albite porphyroblastique. Cette recristallisation est contemporaine d'un continuum de déformations (Carme, 1970d) s'exprimant à l'échelle de la formation par des structures déversées vers l'Ouest et le Nord-Ouest, puis par des couloirs de décrochement dextres (SSW-NNE) (S.M. ; Albertville-Hte Luce). Dans le domaine externe NW, le décrochement est associé à un pli plurikilométrique d'axe vertical. A l'échelle microscopique, Carme décrit une succession de microplis déversés vers l'Ouest, avec transposition locale de foliation, et de microplis en échelons, localisés dans les couloirs de cisaillements.

Le caractère syn à tardimétamorphe des déformations liées au jeu du S.M. est également démontré plus au Sud (Kalsbeeck, 1962 ; Gasquet et al., 1981).

Dans la série satinée, domaine le plus externe de Belledonne, les recristallisations tardives syn-cinématiques s'effectuent en climat franchement épizonal.

II - Domaine septentrional du rameau interne

1 - Définition

Il recouvre l'essentiel du massif de Belledonne et inclut toute la ligne de reliefs des Sept Laux au Sud jusqu'au Beaufortin. Ses limites tectoniques sont :

- à l'Ouest, le S.M.
- à l'Est, les failles bordières orientales de Belledonne qui soulignent le contact avec le "synclinal" mésozoique qui s'étire de Bourg d'Oisans jusqu'au col du Bonhomme (Sud du Mt. Blanc).
- au Sud, le décrochement sénestre de Belle Etoile - Eau d'Olle.

Ce domaine est lui-même subdivisé par des décrochements multiples respectivement NNE-SSW, et sub-parallèles aux limites des formations, et NE-SW. Ces derniers tranchent les unités lithologiques mais n'affectent pas les accidents longitudinaux auxquels ils se raccordent. Ce faisceau délimite des blocs grossièrement losangiques et possède une composante globale dextre (Carme, 1970a et d ; Aumaitre et al., 1985). Les relations entre cette tectonique en cisaillement et la mise en place des granitoïdes carbonifères est évidente (Bordet, 1957 ; Carme, 1970b et c ; Poncerry, 1981 ; Aumaitre et al., 1985).

2 - Lithologie

La continuité lithologique est préservée malgré les décalages et on retrouve sur l'ensemble du domaine septentrional les formations suivantes :

a - des formations gneissiques et amphiboliques, plus ou moins migmatitiques, à caractère originel volcano-sédimentaire (grauwackes) (Bois des Ravères, Montagne des Plans, Pussy - Plan du Col Est, St-Remy, Argentière - Puy Gris, Bourg d'Oisans?

Elles constituent l'encaissant des granitoïdes.

Du point de vue métamorphique, l'évolution est polyphasée (polycyclique ?). Trois épisodes successifs sont représentés :

- un évènement ancien de haute pression, attesté par la présence de reliques éclogitiques. (R.P. Ménot, sous presse).
- un épisode de pression intermédiaire, à staurotide (Bordet, Carme, Poncerry, 1981), disthène (Carme, 1970a) et cordièrite (Gasquet, 1979) qui s'achève par une migmatisation.
- une rétromorphose épi à mésozonale (biotite, muscovite, hornblende, actinote) accompagne une déformation mylonitique dont l'intensité varie suivant les secteurs.

. b - des formations orthogneissiques qui comprennent des gneiss à mégacristaux de feldspaths alcalins, faciès dominant, associés à des métadiorites et des métagranites. (Pussy - Plan du Col Ouest, Montjoré, complexe de Saint Colomban, Alpetta). Siméon, Poncerry, Gasquet, Bonnet.

Les granitoïdes carbonifères sont localement intrusifs dans les orthogneiss. La structuration métamorphique est peu marquée et vraisemblablement à rattacher à la dernière phase.

c - Des formations schisteuses qui correspondent à la série verte supérieure. Il s'agit de chloritoschistes, de schistes amphiboliques, de leptynites et de schistes amphiboliques, de leptynites et de schistes quartzeux issus de la recristallisation d'une série argilo-pélitique à niveaux volcaniques. Cette bande présente des contacts tectoniques avec toutes les formations voisines. Les formations schisteuses semblent n'avoir subi que le dernier évènement métamorphique.

d - Une formation assimilable à un mélange tectonique où sont mêlés des gneiss, éventuellement migmatitiques, et des roches détritiques variées, conglomérats, peu recristallisés (Carme, 1977 ; Poncerry, 1981 : série de Villard-Benoit).

e - Les complexes granitiques

Ils sont également structurés en bandes NNE-SSW découpées par le faisceau d'accidents décrochants. Deux axes sont distingués :

- à l'Ouest, l'axe Sept Laux-Epierre est encaissé dans les formations gneissiques. Le contact est tectonique à l'Ouest et intrusif, avec un cortège filonien à l'Est (Carme, 1970a ; Gasquet, 1979 ; Verjat, 1980 ; Aumaitre et al., 1985). Les bordures montrent une schistosité marquée, concordante avec la foliation des gneiss.
- à l'Est, cet axe granitique de Saint Colomban-Lauzière est souvent composé de trois épisodes successifs : le granitoïde St-Colomban associé aux migmatites est recoupé par des granites leucocrates type Sept Laux déformés puis par le granite de la Lauzière s.s.

Les granites intrusifs sont contemporains, voire postérieurs, au dernier évènement métamorphique (Lauzière en particulier) mais ils sont affectés par les décrochements.

3 - Structure

L'ensemble des formations cristallophyliennes et des plutonites schistosées montrent une disposition isoclinale sub-verticale (65 à 80°) à faible déversement vers l'Ouest (cf. tunnel EDF Arc-Isère : Gasquet, 1979). La série schisteuse occuperait une position en synclinal pincé au sein des gneiss (Gasquet, 1979 ; Verjat, 1979).

Dans ce domaine septentrional, aucune mégastructure plissée n'est décrite. Par contre, la foliation mylonitique des gneiss se "raccorde" aux accidents décrochants par des "flexures" (Carme, 1970) ou des "courbures" (Poncerry, 1981) à axes verticaux.

4 - Relations chronologiques

Dans ce secteur du rameau interne sont juxtaposées des formations polymétamorphiques (gneiss para-dérivés) et monométamorphiques (orthogneiss, série schisteuse) ainsi que des granitoïdes tardifs.

Le dernier épisode métamorphique accompagne une mylonitisation pénétrative généralisée. Il correspond à une rétromorphose des séries gneissiques migmatisées. Les conditions en sont épi- et mésozonales (deux micas, hornblende. Elles sont moins sévères dans la série schisteuse (contact anormal ??). Cet épisode métamorphique et mylonitique est daté à 320 M.a. (K/Ar sur amphiboles, Demeulemeester, 1982).

Le granite des Sept Laux possède des bordures foliées, avec recristallisation planaire des micas qui est en relation avec cette dernière phase métamorphique et/ou avec la tectonique cassante qui lui succède. Au niveau des accidents décrochants, on note, à l'Est du granite des Sept Laux, la néoformation de biotite avec développement possible d'une schistosité secondaire (Carme, 1970d ; Verjat, 1979 ; Poncerry, 1981 ; Gasquet et al., 1981).

A l'Ouest de ce même axe granitique, à proximité du synclinal médian, une rétromorphose importante des gneiss conduit à la formation de schistes, à chlorite, muscovite, actinote, albite ocellaire et tourmaline (Kalsbeek, 1962 ; Carme, 1970a ; Gasquet et al., 1981). Ces chloritoschistes sont très comparables aux schistes de la série satinée, avec lesquels ils ont parfois été confondus. L'habitus des minéraux néoformés y est identique, et en particulier, l'albite porphyroblastique y apparait syncinématique et "fossilise" des microplis liés aux mouvements de cisaillement.

Cette tectonique est donc bien datée et contemporaine à tardive par rapport à l'intrusion du granite des Sept Laux estimée à 322+/-42 m.a. (Demeuleemester, 1982). Elle semble succéder, en continuité, au métamorphisme mylonitique. Des dosages K/Ar sur amphiboles précisent la fin d'un évènement thermique associé à une surpression (excès d'Argon, à 320 M.a.).

Les recristallisations associées sont épizonales sur la bordure Ouest (chlorite, albite, muscovite) et plus profondes à l'Est (biotite, hornblende (?)).

III - Le domaine méridional du rameau interne

Il s'agit d'un secteur grossièrement triangulaire incluant dans sa partie orientale le point culminant de Belledonne (Gd Pic, 2978m). La profonde entaille de la bassa vallée de la Romanche permet une observation détaillée de la lithologie. Par contre, les structures sont souvent masquées par des cataclasites issues du rejeu alpin des discontinuités anciennes.

Ce domaine est limité :

- à l'Ouest par le S.M.
- à l'Est par l'accident de Belle Etoile, puis par les failles bordières orientales de Belledonne et les recouvrements mésozoiques.
- au Sud par la couverture post-paléozoique.

Le domaine méridional est subdivisé en deux secteurs par l'accident méridien de la Pra. Cet accident, bien individualisé au Nord de la Romanche, se sépare en plusieurs branches au Sud, dans le massif du Taillefer. Ces deux secteurs correspondent à des entités structurales distinctes (Bordet, 1961b).

2 - Lithologie

Quatre formations sont distinguées :

a - La formation de Séchilienne-Chamrousse correspond à un ensemble amphibolique, à intercalations leptyniques subordonnées, passant en continuité à un complexe métaophiolitique (Bordet, 1960-63 ; Carme, 1965, 1975, Ménot, 1979, 1981 ; Bodinier et al., 1981).

Du point de vue métamorphique, on relève la succession de deux épisodes dont le dernier est polyphasé. Ceci traduit une évolution polycyclique (Carme, 1973a) ou plus vraisemblablement monocyclique (Ménot, 1987), le premier évènement étant rattaché à un métamorphisme diastrophique dans la croûte océanique. Le second épisode, responsable de la foliation régionale exprime un contexte mésozonal (hornblende vert-brun et épidote - grenat).

b - Les formations de Rioupéroux et de Livet forment un ensemble composite associant une série leptyno-amphibolique polymétamorphique et un ensemble pluto-volcanique acide monométamorphique.

La série leptyno-amphibolique basale est intrudée par des sills de trondhjémites à texture granophyrique. Le sommet est constitué par une alternance volcano-sédimentaire de niveaux pélitiques et grauwackeux, de coulées et de filons de dolérites (rares) et de kératophyre à texture trachytique préservée.

Cette association primaire est ensuite compliquée par un écaillage interne et l'insertion de copeaux tectoniques de micaschistes polymétamorphiques et microplissés (Ménot, 1986). Les recristallisations sont, de la base au sommet, méso- à épizonales.

c - La formation volcanosédimentaire du Taillefer comprend des méta-sédiments diversifiés, pélitiques à conglomératiques, et une série spilito-kératophyrique. Elle n'a subi qu'un métamorphisme de faible degré et est peu recristallisée (Carme, 1972).

d - Les formations gneissiques et amphiboliques d'Allemont - Rochetaillée sont lithologiquement comparables aux formations gneissiques du domaine nord-oriental. Elles s'en distinguent toutefois par l'absence d'une rétromorphose mylonitique généralisée : on retrouve dans les roches des reliques texturales magmatiques et des paragénèses méso- à catazonales. Les faciès migmatitiques (anatexites à cordièrite) sont peu affectés. Les éclogites semblent absentes.

3 - Structures

Elles sont nettement différentes dans les deux secteurs Est et Ouest (Bordet, 1961b, 1972).

A l'Ouest de l'accident de la Pra, la structure est monoclinale avec un pendage faible vers l'Ouest. On observe également la superposition anormale de la formation de Séchilienne mésozonale sur les termes épizonaux des formations de Rioupéroux-Livet (Carme, 1973a). Dans ce chevauchement, sont impliquées des écailles de la formation du Taillefer.

A l'Est, la structure est plus complexe, avec une succession d'anticlinaux et de synclinaux. Certains de ces plis plurikilométriques sont dissymétriques avec un flanc subvertical et laminé par des décrochements. Leurs plans axiaux sont verticaux (Gde Lance d'Allemont, Pic de la Gravelle). Ces plis tardifs reprennent des surfaces tectoniques marquant les contacts entre la formation d'Allemont-Rochetaillée et celle de Livet. Par leur géométrie et par leurs relations avec les accidents décrochants, ils peuvent être comparés aux plis décrits par Carme dans la série satinée et qui sont associés aux zones de cisaillement (fig. 3).

L'écaillage interne des formations de Rioupéroux et Livet est probablement contemporain des grands chevauchements (Ménot, 1986).

4 - Relations chronologiques

La superposition anormale des formations métamorphiques implique une tectonique tangentielle syn à tardimétamorphe. L'analyse isotopique K/Ar d'un lot d'amphiboles prélevées au niveau du plan de chevauchement et de part et d'autre de celui-ci, dans les formations de Séchilienne-Chamrousse, de Livet, et d'Allemont-Rochetaillée a été effectuée : une isochrone peut être déterminée et donne un âge de 324 +/-12 Ma., avec un excès d'argon (Menot et al. 1985).

Ce résultat met en évidence l'existence d'un épisode commun de métamorphisme au Dinantien et confirme l'âge du chevauchement majeur qui suit la culmination métamorphique, mais précède le refroidissement marqué par le fermeture du système isotopique. (Ménot et al., 1985 et à paraître).

Ces conclusions sont confirmées par les observations microtectoniques suivantes : les linéations minérales portées par la foliation principale possèdent des orientations divergentes dans les formations respectivement sus et sous-jacentes de Séchilienne et de Rioupéroux-Livet. D'autre part, la tectonique tangentielle s'exprime, au niveau des contacts, par des microplis dissymétriques et par une schistosité de crénulation reprenant la foliation majeure (Carme, 1971b, 1973 ; Ménot, 1986).

CONCLUSIONS

Les descriptions précédentes et le tableau synthétique permettent de souligner les résultats suivants :

1 - L'évolution anté-carbonifère des différents domaines est symptomatique de zones orogéniques radicalement différentes.

Dans le domaine interne, nord-oriental, la structuration orogénique est précoce et débute avec un épisode de haute pression (reliques éclogitiques) d'âge siluro-dévonien inférieur (Peucat et al., 1985; Paquette, 1987). Au Dévonien, le métamorphisme barrovien (disthène, staurotide) s'achève par une anatexie et par la mise en place de plutons granitiques qui s'échelonne jusqu'au Carbonifère inférieur (orthogneiss-granites des Sept Laux et de la Lauzière).

Dans le domaine interne sud-occidental, l'évolution dévonienne est limitée à des recristallisations statiques (Chamrousse) ou en relation avec un contexte particulier de rift continental (Rioupéroux-Livet) (Ménot, 1987). Seule les formations gneissiques et amphibolitiques d'Allemont-Rochetaillée semblent porter les traces de la tectogénèse (paragénèses à sillimanite,disthène, staurotide et anatexie localisée à cordièrite). Elles présentent des affinités lithologiques et pétrogénétiques avec les formations de Belledonne Nord Est, mais sa structuration s'effectue dans des condtions moins sévères (absence d'éclogites) et peut être plus tardivement.

Le "rameau" externe, réputé polycyclique, témoigne d'une histoire anté-carbonifère en contexte superficiel.

Ces contrastes expriment l'appartenance des différents secteurs constitutifs de la chaine de Belledonne à des domaines totalement distincts de la zonation orogénique pendant la période dévonienne. Le secteur Nord-Est est impliqué dans la ceinture orogénique ligérienne ou acadienne. Les formations de la basse vallée de la Romanche (secteur Sud-Est, sont faiblement (Allemont-Rochetaillée, série satinée) ou pas encore affectés par la tectogénèse (Rioupéroux - Livet et Séchilienne-Chamrousse). Les premières pourraient correspondre à des zones crustales moins profondes ou plus marginales par rapport à la ceinture acadienne. Les secondes appartiennent à un domaine orogéniquement inactif comparable aux zones saxo-thuringienne et centre-armoricaine.

2 - L'évolution carbonifère est également différenciée dans les trois secteurs structuraux.

Dans le rameau interne, elle correspond à une tectonique tangentielle au Sud et à des décrochements subverticaux au Nord. Ces déformations sont, dans les deux cas, tardimétamorphes et affectent des niveaux structuraux relativement peu profonds, épi-à mésozonaux. Elles sont contemporaines et antérieures à la fermeture isotopique des hornblendes (327 +/- 14 Ma., Ménot et al., 1985 et 323 +/-18 Ma., Demeulemeester, 1982).

De plus, dans le domaine sudoccidental, on note une succession dans le temps des chevauchements puis des décrochements : les contacts anormaux résultant des premiers sont repris par les accidents verticaux et les mégaplis qui les accompagnent (fig.3).

Il pourrait en être de même dans le secteur nord-oriental si l'on considère, comme il est classiquement admis dans les domaines comparables de la chaîne paléozoïque, que le métamorphisme barrovien est contemporain de chevauchements et d'écaillage intracrustaux (Bard et al., 1980; Santallier, 1983). Cette tectonique tangentielle serait ainsi plus précoce, dévonienne, que dans la basse vallée de la Romanche et à rapporter à la structuration anté-carbonifère.

Dans le rameau externe, les grands accidents longitudinaux et les structures plicatives associées constituent les témoins de la tectonique carbonifère.

Au Carbonifère inférieur, les secteurs du Nord-Est et du Sud-Ouest du "rameau" interne représentent respectivement une zone de cisaillement et une zone d'empilement de nappes. Leur structuration résulte des mécanismes de compression qui dominent les stades tardifs de l'orogène.

En résumé, le massif de Belledonne est constitué par la juxtaposition tectonique, à la fin du Carbonifère inférieur, de fragments issus domaines appartenant jusqu'alors à des zones orogéniques distinctes de l'orogène hercynien. D'autre part, il est significatif de souligner que se trouvent superposées deux zonalites tectono-métamorphique d'ages dévonien et carbonfère. Les formations à structuration précoce, donc en position interne (zone ligérienne ou moldanubienne), sont impliquées dans des cisaillements verticaux associés à une rétromorphose. Les autres formations à métamorphisme prograde au Carbonifère sont le siège d'une tectonique tangentielle, tardivement relayée par les décrochements.

DISCUSSION

Les observations effectuées sur le "rameau" interne de Belledonne peuvent s'intégrer dans les modèles de collision intracontinentale tels qu'ils ont été observés dans les orogènes récents et actuels.

Ainsi Cadet et Charvet (1983); Jolivet (1984, 1986) ont décrit dans la presqu'ile d'Hokkaido (Japon septentrional) des caractères comparables à ceux de la chaîne de Belledonne. Dans cette région, la structuration résulte de l'affrontement des plaques américaine et eurasiatique. On onserve :

(i) la juxtaposition de terrains différant par leur age et leur histoire géologique, depuis des formations sédimentaires faiblement recristallisées jusqu'à des gneiss anatectiques et catazonaux.

(ii) la concommitance des décrochements et des chevauchements respectivement dans les domaines interne et externe de la ceinture orogénique. Dans la zone interne les cisaillements verticaux reprennent les contacts plats et induisent une déformation généralisée et pénétrative.

Cette évolution de la tectonique est expliquée par la transition d'un contexte de collision continentale à un contexte d'hypercollision. Le raccourcissement crustal est assuré par les coulissages et l'expulsion latérale des compartiments.

Un mécanisme comparable explique, selon Mattauer (1983, 1985, 1986), la tectonique de la chaine himalayenne. Dans le processus de convergence entre les plaques indienne et asiatique, la subduction océanique est relayée par des subductions continentales se traduisant par un épaississement crustal. Décrochements et chevauchements sont alors géométriquement associés, mais, dans ce cas, leur chronologie relative semble variable. La déformation se propage de manière centrifuge, à partir de la (ou des) suture(s) océanique(s) et affecte progressivement des domaines crustaux encore stables (non orogéniques).

Ces processus tectoniques ont déja été évoqués dans le cas de la chaîne varisque par Mattauer (1985) et Matte (1986).

IMPLICATIONS

Elles se situent à deux échelles (i) au niveau régional, dans les Massifs cristallins externes et (ii) au niveau de la chaîne paléozoïque.

1 - Le problème des corrélations au sein des M.C.E.

a) Certaines formations considérées dans cette étude, complexe méta-ophiolitique de Chamrousse-Séchilienne, formations de Rioupéroux-Livet et d'Allemont-Rochetaillée et ensembles gneissiques et amphibolitiques du Nord-Est de Belledonne, étaient classiquement assimilées à une même entité lithologique (Bordet, 1960-63) ou lithtectonique (Carme, 1970a, 1971a). Il est clair que cette assimilation, sur la base d'analogies de faciès, doit être écartée dés lors que l'on admet l'évolution distincte de ces différentes formations dans des zones orogéniques fondamentalement étrangères. Leur rapprochement résulte du seul effet de la tectonique fini-orogénique. Cette interprétation, basée sur l'histoire tectonométamorphique est de plus confortée par les données géochronologiques maintenant disponibles(Ménot et al., 1986 et à paraître) : structuration très différente pour des formations d'âge paléozoïque inférieur (Chamrousse-Séchilienne et Belledonne Nord-Est) ou, au contraire, comparable pour des terrains d'âge différent, cambro-ordovicien (Chamrousse) et dévonien (Rioupéroux-Livet).

b) Les grands accidents longitudinaux qui jalonnent le contact entre les différents secteurs structuraux de Belledonne représentent ainsi des discontinuités lithosphériques majeures. On sait qu'ils ont été réutilisés par les déformations alpines (Gourlay, 1986). Il s'agit peut être de la trace superficielle des plans de cisaillements mis en évidence par Ménard (1979) et qui permettent un écaillage profond et des découplages au sein du socle cristallin de la chaine alpine.

2 - Tectogénèse de la chaine hercynienne et localisation des M.C.E..

a) Le massif de Belledonne constitue un bon exemple de la migration des processus orogéniques au cours du temps et de l'intégration progressive de domaines crustaux "externes" par rapport à la zone de collision. Dans la chaîne varisque, la progression de la tectogénèse est bien connue sur les marges Nord et Sud de l'orogène (zones des nappes externes) (Matte, 1986 ; Behr et al., 1984 ; Franke et Engel, 1986), mais elle s'effectue aussi au détriment du continent médio-européen (zone centre armoricaine, Rolet et al., 1986 ; socle du bassin de Paris, Matte et al., 1986).

b) Les grands décrochements carbonifères controlent largement l'architecture de la chaîne hercynienne (Arthaud et Matte, 1977 ; Matte, 1986). Leur période d'activité est très variable, du Dévonien inférieur au Carbonifère pour la zone broyée sud-armoricaine (ZBSA) mais souvent aussi plus ponctuelle, au Carbonifère inférieur à moyen (Marche, Lerouge et al., 1985 ; Cévennes, Anthonioz, 1985 ; Lyonnais-Brévenne, Autran et al., 1980). Ils séparent souvent, des domaines orogéniques différents et représentent de véritables "sutures" carbonifères.

L'étude récente des formations de Belledonne propose de voir respectivement dans les secteurs sud-occidental et nord-oriental les temoins des zones saxo-thuringienne (centre-armoricaine) et moldanubienne (sud-armoricaine) (Ménot, 1987). Les autres M.C.E. sont à rattacher vraisemblablement au second domaine (Von Raumer, 1986). Dans cette optique, le massif de Belledonne pourrait représenter un jalon entre le Nord-Est du Massif central et les Vosges.

AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E., VIVIER G. **(1985)** - Les granitoïdes sub-alcalins potassiques de la Lauzière, massif cristallin externe de Belledonne. Géol. Alpine, 61, 17-32.

BODINIER J.L. **(1981)** - Les massifs basiques et ultrabasiques de Najac (Aveyron) et Chamrousse (Alpes). Etude géologique et géochimique. Thèse 3ème cycle, Univ.Montpellier, 112 p.

BORDET P. **(1961a)** - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne ss.. Bull.S.G.F., 59, 269, 161-172.
(1961b) - Sur la géologie du massif de Belledonne (s.s.). C.R. Acad. Sci. Paris, 252, 3, 434-436.
(1972) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Vizille (XXXIII-35) 35p.
(1960-1963) - Belledonne - Gdes Rousses et Aiguilles Rouges- Mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. in Livre à la mém. Prof. Fallot, Mém. SGF., 311-316.

CADET J.P., CHARVET J. **(1983)** - From subduction to paleosubduction in Northern Japan. In "Accretion tectonics in the Circum Pacific regions". M. Hashimoto et S. Uyedo (Eds) 135-148.

CARME F. **(1970b)** - Successions granitiques et caractères spécifiques de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, 271 D, 696-699.
(1970c) - Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes : arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des schistes cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C.R. Acad. Sci., Paris, 271 D, 1733-1736.
(1970d) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R. Acad. Sci., Paris, 271 D, 2232-2235.
(1971a) - Le problème de l'âge des séries cristallophyliennes das massifs cristallins externes : corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sci., Paris, 273 D, 1671-1674.
(1971b) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). C.R. Acad. Sci. Paris, 273, D, 1771-1774.
(1973) - Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne ; essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche. C.R. acad. Sci. Paris, 277, D, 2133-2136.
(1975a) - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 281, 89-92.
(1977) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50000, feuille de Saint-Gervais les Bains, (XXXV-31), 38 p.

DEMEULEMEESTER P. **(1982)** - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massifs cristallins externes (Alpes françaises): Thèse Univ.Grenoble I, 227p..

GASQUET D. **(1979)** - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère, Alpes françaises. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 230p.

GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A., VIVIER G. **(1981)** - Géochimie de mylonites et relations entre les Rameaux Internes et Externes du massif de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, 292, II, 607-610.

GOURLAY P. **(1986)** - La déformation du socle et des couvertures delphino- helvétiques dans la région du Mont Blanc (Alpes occidentales). Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 1, 159-170.

JOLIVET L. **(1984)** - La chaîne centrale d'Hokkaïdo (Japon), une chaîne alpine sur la limite des plaques Amérique-Eurasie. Thèse Univ. P et M. Curie, 189 p. et biblio.

JOLIVET L. **(1986)** - La chaîne centrale d'Hokkaïdo, Japon du Nord : succession de phases tectoniques. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 2,311-328.

KALSBEEK F., KONING H., DEN TEX E. **(1962)**- Complementary wrench faults and related structures in the crystalline rocks of the Belledonne massif (French Alps). Geol. Mijnb., 7, 241-249.

MATTAUER M. **(1985)** - Intracontinental subduction, crustal-mantle decollement and crustal stocking wedge in the Himalaya and other collision belts. In "Collision Tectonics", Geol. Soc. London, spec. publ.

MATTAUER M. **(1986)** - Les subductions intracontinentales des chaines tertiaires d'Asie ; leurs relations avec les décrochements, Bull. Soc. Geol. Fr., 8, II, 1, 143-157.

MENARD G. **(1979)** - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 177p.

MENOT R-P. **(1979)** - Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolitique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales). Géologie Alpine, 55 93-110.
(1981) - Présence d'ortholeptynites à caractères de plagiogranites au sein du complexe ultrabasique et basique de Chamrousse-Tabor. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 516-520.

MENOT R.P., BONHOMME M.G., VIVIER G. **(1985)** - Upper visean cooling ages of amphiboles : Isotopic evidence of a late variscan nappe tectonics in the Belledonne massif (French external Alpes). EUG III, Strasbourg, résumé in : Terra Cognita, 5, 2-3, 251.

MENOT R.P., VIVIER G. **(1986)** - Décrochements et cisaillements varisques dans les Massifs cristallins externes alpins. 11ème RAST, Clermont Ferrand, résumé, et à paraître.

PERRIER G., VIALON P. **(1980)** - Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. 26ème Cong. Géol. Intern., G 18-4, 13-20.

PONCERRY E. **(1981)** - Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées, Alpes françaises. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 316p.

VERJAT J-L. **(1980)** - Etude petrologique et structurale des terrains cristallins du Sud-Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 285p. et ann..

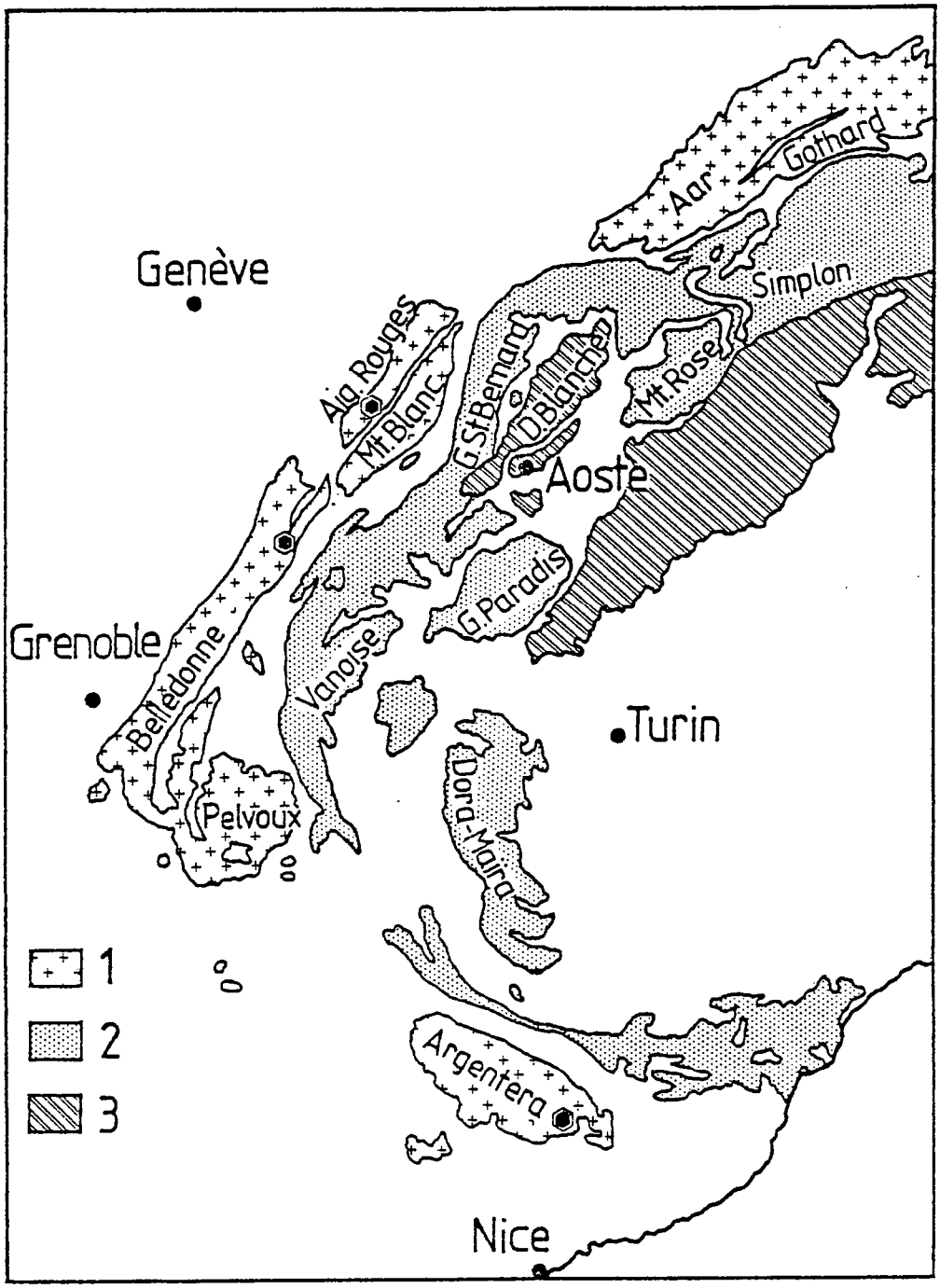


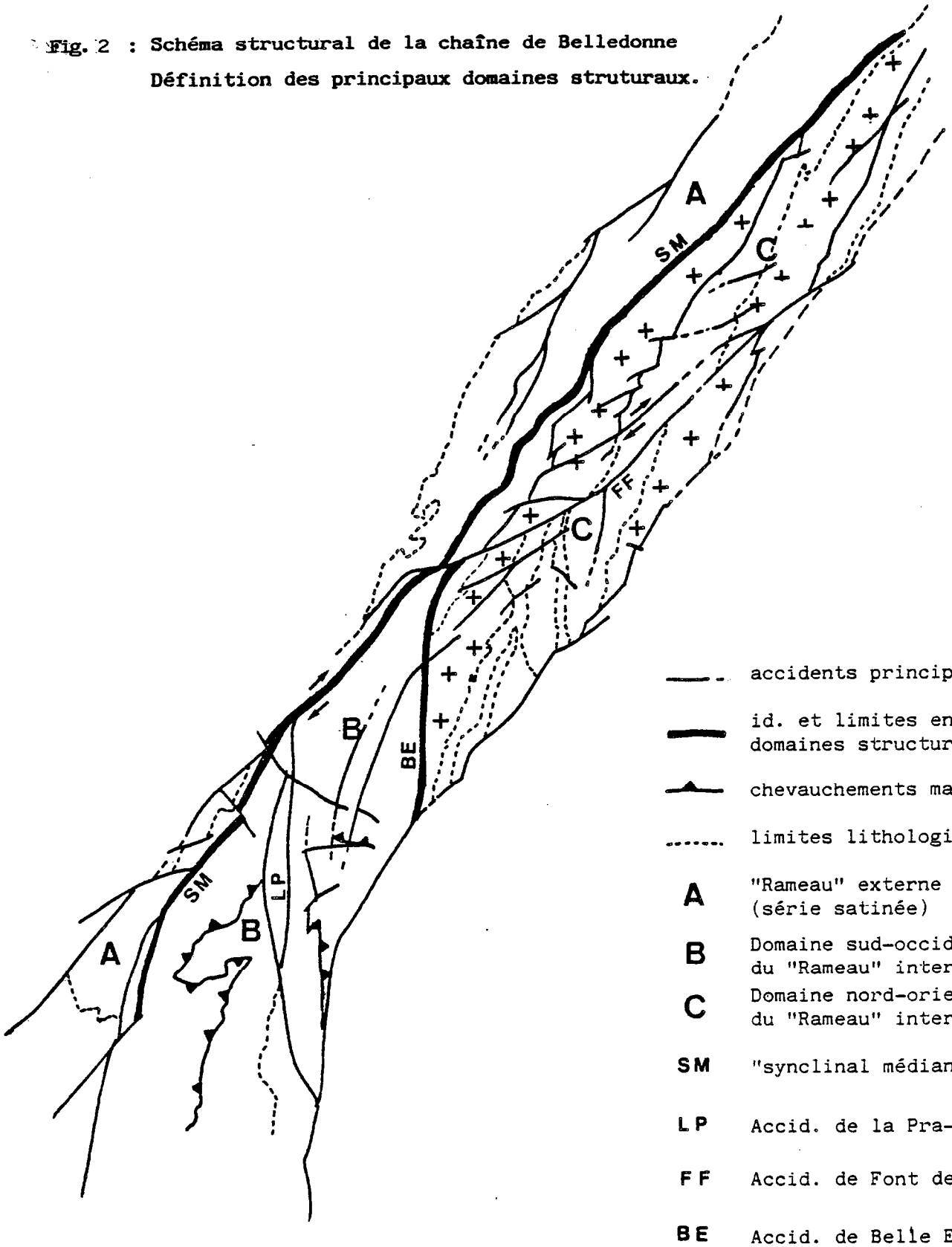
Fig 1: Localisation de la chaîne de Belledonne dans l'ensemble des Massifs cristallins externes alpins (in Paquette, 1987).

1 – Massifs cristallins externes

2 – Massifs cristallins internes

3 – Zone d'Ivrée

Fig. 2 : Schéma structural de la chaîne de Belledonne
Définition des principaux domaines struturaux.



accidents principaux

id. et limites entre domaines structuraux

chevauchements majeurs

limites lithologiques

A "Rameau" externe (série satinée)

B Domaine sud-occidental du "Rameau" interne

C Domaine nord-oriental du "Rameau" interne

SM "synclinal médian"

LP Accid. de la Pra-Livet

FF Accid. de Font de France

BE Accid. de Belle Etoile

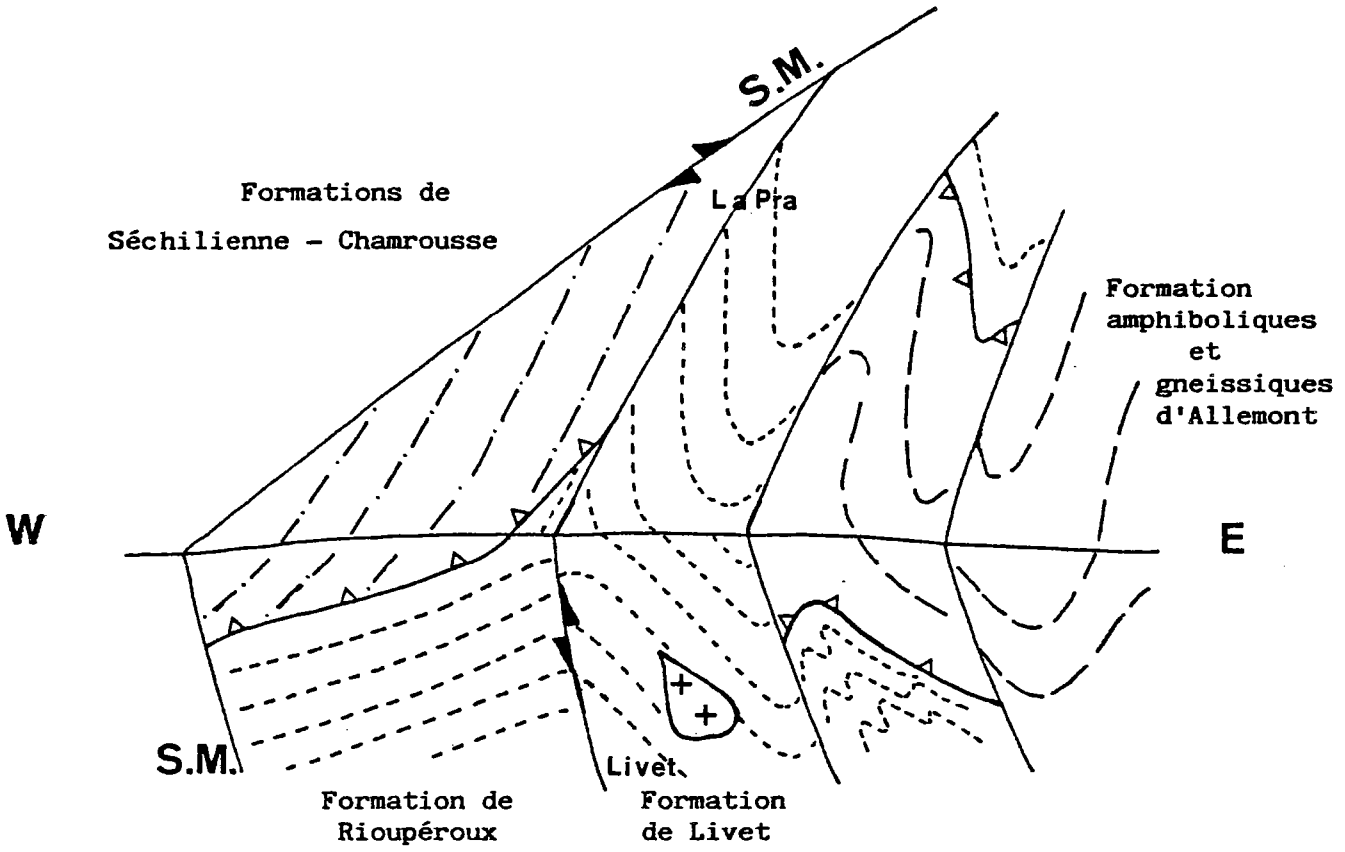
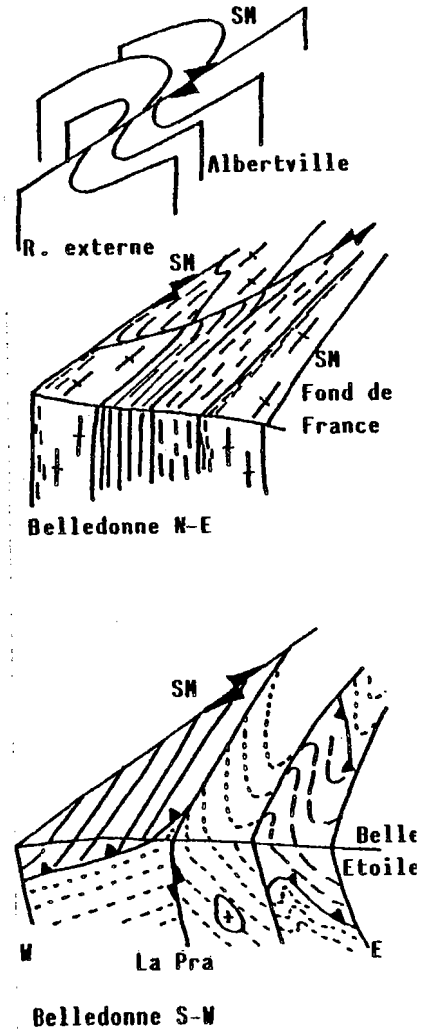


Fig.3 : Schéma structural du domaine sud-occidental du "rameau" interne de Belledonne.

Tableau 1 : Evolution schématique de la chaîne de Belledonne in Ménot 1987.

		S	S_1 - - - - - - - - →	S_2 - - - - - - - - - - →	S_3 - - - - - - - - - - →
R. EXTERNE	Série satinée (Paléozoïque inf.) ?	?	épi-mésozone atypique	épizone atypique	Albite + Biot + Ms sch. de crénulation ? + - - Déversement - → ? Décrochements ductiles NW et plis plurikilométriques
RAMEAU INTERNE	Domaine Nord-oriental F. gneissiques et amphiboliques (Cambro-ordovicien)	HP Eclogites	MP - - → anatexie Staur Disth Orthogneiss	Méso-épizone - - - - - → atypique	Biot (Est) Actin. Chlor. (Ouest) Sept Laux - Lauzière - → Foliation mylonitique pénétrative sub-verticale Zone de cisaillement Décrochements ductiles localisés
	Domaine Sud-occidental F. d'Allemont-Rochetaillée (Cambro-ordovicien) ?	?	+ - - - Disth - - → Staur. Gt. anatexie localisée (cord.)	Epi à mésozone Biot + Ms + Hn Chevauchement tardimétamorphe	Biot + Ms Chlor. Hn. sch. de crénulation Décrochements ductiles et plis associés
	F. de Chamrousse Séchilienne (Cambro-ordovicien)		Recrist. ? + - - statiques (Hn + Plg)	Mésozone Hn + Plg + Gt) Chevauchement tardimétamorphe	Hn/Actin. sch. de crénul. Recrist. statique Accidents longitudinaux
	F. de Rioupéroux et de Livet (Dévonien) cf. Tabl. 16		Sn Mésozone Trondhj. et volcan. associé	Sn + 1 Epi-à mésozone (selon unités) Ecaillage interne (?) et chevauchement tardimétamorphe	Sn + 2 (Actin-Biot Chlor.) Recrist. statiques
	F. du Taillefer (Carbonifère infer.)				? + - - (Biot - Ms Actin - Chlor)
	Repères chronologiques	≈ 400 Ma éclogites Beaufortin Aig. Rouges	367 - 352 Ma Trondjémites Rioup-Livet		324 ± 12 tecton. tangentielle Romanche 323 ± 18 métam. mylonique, Belledonne Nord Est 322 ± 43 mise en place du granite des Sept Laux



ANNEXE E
Soumis au Bull. Soc. Géol. France

LES ASSOCIATIONS MAGMATIQUES ACIDE-BASIQUE PALEOZOIQUES ET LES COMPLEXES LEPTYNO-AMPHIBOLIQUES :

LES CORRELATIONS HASARDEUSES. EXEMPLE DU MASSIF DE BELLEDONNE (ALPES OCCIDENTALES).

par René-Pierre MENOT*, Jean-Jacques PEUCAT et Jean Louis PAQUETTE****

Mots-clés : Méta-magmatites, Distension crustale, orogénèse hercynienne, Europe de l'Ouest, Massifs cristallins externes alpins, Belledonne.

Résumé : Des unités leptyno-amphiboliques de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale ont souvent été rapidement assimilées aux Complexes du même nom. Elles ont acquis de ce fait une signification particulière de sutures marquant d'anciennes zones océaniques d'âge paléozoïque inférieur. L'étude de la chaîne de Belledonne soulignent les erreurs qui peuvent être induites par des corrélations parfois hatives.

Abstract : The "Complexes Leptyno- Amphiboliques" of the french hercynian domain are commonly considered as orogenic sutures arising from ancient oceanic crust of lower Palaezoic age. Many formations including amphibolitic and felsitic rocks have been integrated in the C.L.A. concept, in spite of their poorly defined lithological, petrological and geochronological features. The example of the Belledonne massif, in the Palaeozoic basement of the Alps is used to point out the hazardous meaning of so badly founded correlations.

Exposé présenté à la séance spécialisée de la Soc. géol. France, Rennes, 27 et 28 octobre 1986.

* U.A. CNRS n°10, Faculté des Sciences et Techniques, Université, 42023-SAINT ETIENNE Cédex 02

** C.A.E.S.S.-CNRS, Institut de géologie, Universite de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042-RENNES cedex

A - INTRODUCTION

Le concept de complexe leptyno-amphibolique (CLA) recouvre des définitions qui ont varié ou varient selon les époques et selon les auteurs. Un historique plus complet de la notion de CLA est proposé, avec l'analyse bibliographique correspondante, par Santallier et al. (sous presse). En résumé, la définition initiale par Forestier (1961) s'appliquait à une formation métamorphique de haut grade associant des termes ortho-dérivés acides et basiques et des gneiss encaissants à biotite-sillimanite. Cette formation était interprétée comme résultant d'un magmatisme syn-sédimentaire géosynclinal. Les définitions ultérieures vont privilégier certains traits de la définition originelle :

(i) caractères tectoniques : unités litho-tectoniques allochtones matérialisant des chevauchements crustaux majeurs.

(ii) cachet métamorphique : formations incluant des faciès éclogitiques et/ou granulitiques

(iii) nature des protolites : séries éruptives, généralement (?) bimodales associées à une composante sédimentaire parfois abondante.

Ce dernier type de caractérisation des CLA a été largement utilisé, à la suite notamment des travaux géochimiques mettant en évidence la relation souvent étroite entre la nature du magmatisme et son contexte géodynamique de mise en place. De ce point de vue, les CLA sont couramment considérés comme des marqueurs de sites en extension, océaniques ("paléo-sutures hercyniennes") ou ensialiques, d'âge cambro-ordovicien (Pin et Lancelot, 1982) : ils ont ainsi acquis, de fait, une quasi valeur "stratigraphique" et une signification géodynamique.

Ainsi des associations métamagmatiques leptyno-amphiboliques ont pu être assimilées aux CLA, sur la base de leur signification géologique postulée et en tenant compte d'une partie seulement de la définition originelle (formation sans reliques de HP (Chamrousse) (Bodinier et al., 1981), ou à composante sédimentaire dominante (Limousin), ou sans méta-magmatites acides (Burg et al., 1985).

Il semble dès lors impératif de réattribuer aux CLA une définition précise et admise par l'ensemble des "hercynologues".

Nous soulignerons les dangers des corrélations par analogies de faciès et la nécéssité de controler ces corrélations "hasardeuses" par des repères géochronologiques. Dans ce but, nous utiliserons trois exemples d'associations magmatiques bimodales, au sens descriptif du terme, appartenant à la chaîne de Belledonne. Elles font ainsi partie intégrante du socle anté-stéphanien représenté dans ce secteur des Alpes par les Massifs cristallins externes (M.C.E.) (fig.1).

Ces formations à forte composante amphibolitique étaient jusqu'à présent regroupées au sein d'une même entité lithostratigraphique connue dans l'ensemble des M.C.E. sous la dénomination de Série verte moyenne et inférieure (Bordet, 1960-63 ; Krummenacher et al., 1965). Dans la terminologie de Carme (1970a, 1971) elles appartiennent au "Complexe de Belledonne" polycyclique.

B - TRAITS STRUCTURAUX ET LITHOLOGIQUES MAJEURS DU MASSIF DE BELLEDONNE

La chaîne de Belledonne est constituée par trois domaines structuraux majeurs (P. et Cl. Bordet, 1960-63, P. Bordet 1961a et b ; Carme, 1970d, 1971 ; Ménot et Vivier, 1986 ; Ménot, 1987). Une proposition de synthèse, à partir de données originales et d'une revue bibliographique critique, est en cours de publication dans deux notes (Ménot et Vivier, 1986 ; Vivier et al., 1987). Les principaux résultats sont brièvement rappelés ici afin d'offrir une vue globale du massif et de replacer les ensembles métamagmatiques dans leur cadre. Ces trois domaines structuraux se caractérisent par des évolutions tectono-métamorphiques différentes jusqu'au Carbonifère, et sont juxtaposés en fin de cycle orogénique, au Carbonifère moyen (Ménot et Vivier, 1986 ; Ménot, 1987). Les grands accidents ont enfin enregistré un rejeu alpin (Ménard et Thouvenot, 1984 ; Gourlay, 1986).

La définition de ces trois domaines recoupe l'ancienne subdivision en Rameau externe et Rameau interne de Ch. Lory, (1891) : le Rameau externe correspond à l'un de ces ensembles structuraux, alors que le Rameau interne sera ici divisé en secteurs Nord-oriental et Sud-occidental (fig.2).

I- LE RAMEAU EXTERNE

Il s'agit d'une bande continue chevauchant les terrains mésozoiques du Grésivaudan à l'Ouest (Ménard, 1979 ; Perrier et Vialon, 1980) et limitée tectoniquement à l'Est par l'accident décro-chevauchant du "Synclinal Médian"(SM) (Ménard, 1979 ; Gasquet, 1979). Le Rameau externe est lithologiquement formé par une série essentiellement métapélitique, la Série Satinée.

2 - LE DOMAINE SUD-OCCIDENTAL DU RAMEAU INTERNE

Il correspond à un secteur grossièrement triangulaire limité (i) à l'Ouest, par le SM, (ii) à l'Est par l'accident de Belle Etoile et les failles bordières orientales de Belledonne au contact du bassin liasique de Bourg d'Oisans et (iii) au Sud par la couverture post-paléozoique. Les diverses unités sont bien visibles dans la basse vallée de la Romanche et de part et d'autre de celle ci, et sont intégrées dans un édifice de nappes superposées (Carme, 1973a et b ; Ménot et al., 1985 et soumis). En particulier quatre formations contenant des métamagmatites acides et basiques y sont représentées :

(i) Chamrousse-Séchilienne
(ii) Rioupéroux-Livet
(iii) Allemont-Rochetaillée
(iv) Taillefer

Les trois premières représentent la Série verte inférieure et moyenne et le Série brune p.p. (Allemont) d'après Bordet ou le Complexe de Belledonne de Carme. La formation du Taillefer est un fragment de la Série verte supérieure (Bordet).

La structuration tectono-métamorphique de ce domaine méridional est comparable à celle des zones "externes" ou saxo-thuringienne de l'orogène hercynien (tabl.1) :

a) on n'y observe pas de migmatisation et d'anatexie dévoniennes ni de granitisation carbonifère.

b) l'épisode métamorphique majeur est polyphasé et d'âge strictement varisque (Dévonien supérieur et Dinantien) (Ménot et al., 1985 et en lecture). Ses caractères sont de type moyenne pression et d'intensité épi- à mésozonale (Carme, 1973a ; Ménot, 1986).

c) ce métamorphisme s'accompagne d'une tectonique tangentielle importante datée à 324 +/- 12 Ma par isochrone K/Ar sur amphiboles (Ménot et al., 1985 et à paraître).

Dans ce secteur sud-occidental, la formation d'Allemont-Rochetaillée se distingue des autres unités par son évolution métamorphique qui s'apparente à celle que l'on observe dans le domaine nord-oriental. Elle se caractérise par la présence de paragénèses de grade plus élevé (sillimanite, disthène) (Tobi, 1959 ; Carme, 1970a, 1974 et observations personnelles) et de phénomènes anatectiques limités. Cette évolution pourrait débuter plus précocément que dans les autres unités (Ménot, 1987 ; Ménot et Vivier, soumis).

3 - LE DOMAINE NORD-ORIENTAL DU RAMEAU INTERNE

Il constitue l'essentiel du massif de Belledonne. Il est tectoniquement limité : (i) à l'Ouest par le SM, (ii) à l'Est par les failles bordières marquant le contact avec le "synclinal mésozoique", (iii) au Sud par le décrochement de Belle Etoile. Du point de vue lithologique, ce compartiment inclue (Aumaitre et al., 1985) :

* des formations gneissiques et amphibolitiques, plus ou moins migmatitiques, dont un ensemble métamagmatique acide et basique.
* des orthogneiss
* des séries schisteuses et conglomératiques avec schistes verts et noirs, quartzo-leptynites, métaconglomérats.
* des complexes granitiques carbonifères (granites des Sept Laux - Epierre et de Saint Colomban-Lauzière).

L'ensemble des formations cristallophylliennes et des plutonites schistosées possède une disposition isoclinale subverticale. L'association lithologique de ce domaine témoigne de son histoire complexe (tableau 1) et cette évolution peut être comparée à celle des zones internes, ligériennes ou Moldanubiennes, de la chaîne hercynienne (Von Raumer, 1984, 1986). Ainsi :

* La structuration des formations les plus anciennes, gneissiques et amphibolitiques est polymétamorphique et s'étale du Silurien-Dévonien inférieur au Carbonifère moyen. Elle se décompose en (i) un stade ancien de HP, à reliques éclogitiques, (ii), un épisode de pression intermédiaire, à staurotide et disthène, associé à une migmatisation et une anatexie à cordiérite, (iii) une rétromorphose épi- à mésozonale contemporaine d'une déformation mylonitique générale mais d'intensité variable selon les secteurs. Les formations schisteuses et les orthogneiss ne sont affectés que par cette dernière reprise métamorphique, dont la localisation dans le temps peut être précisée : une isochrone K/Ar sur hornblendes précise la fin d'un épisode thermique associé à une surpression tectonique (excès d'Ar) aux environs de 320 $\pm$ 18 Ma. (Demeuleemester, 1982). De plus la mylonitisation est contemporaine à tardive par rapport à l'intrusion du granite des Sept Laux estimée à 322 +/- 42 Ma. (Rb/Sr sur roche totale, Demeuleemester, 1982).

Le domaine nord-oriental de Belledonne présente une évolution silurodévonienne de croûte profonde (Vivier et al., 1987) et se comporte comme une importante zone de cisaillements crustaux au Carbonifère inférieur (Carme, 1970, Ménot et Vivier, 1986)

C - LE MAGMATISME D'EXTENSION CRUSTALE DANS LE MASSIF DE BELLEDONNE

Les formations considérées ici ont récement fait l'objet d'études pétrographiques, géochimiques et géochronologiques détaillées. Il s'agit d'une part du complexe ophiolitique de Chamrousse-Tabor, de l'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux-Livet et des formations gneissiques et amphibolitiques du Nord Est de Belledonne. Ces travaux ont permis de différencier ces terrains autrefois regoupés dans une même entité (Série verte, complexe de Belledonne) et de montrer l'existence de deux épisodes distensifs au Cambro-Ordovicien et au Dévono-Dinantien.

Le complexe de Chamrousse a souvent été considéré comme un témoin de la suture orogénique et à ce titre comparé aux C.L.A et aux ensembles à affinités ophiolitiques du Massif Central, et de l'arc ibéro-armoricain (Carme, 1975b ; Bard et al., 1980 ; Matte, 1986 ; Bodinier et al., 1986).

1 - LE COMPLEXE ULTRABASIQUE ET BASIQUE DE CHAMROUSSSE-SECHILIENNE

Il s'agit d'une séquence ophiolitique, en position actuelle inversée : Les cumulats ultramafiques puis gabbroiques sont sus-jacents à un assemblage complexe de termes cumulatifs et effusifs (roof assemblage) qui marque la transition avec une série à caractère volcano-sédimentaire (fig.3) (Bordet P., 1961a et b ; Carme, 1965, 1975b ; Bodinier et al., 1981 ; Ménot, 1979, 1981, 1987). Ses caractéristiques géochimiques et son évolution tectonique précoce suggérent une origine au niveau d'un bassin marginal.

a) Comparaison avec les CLA

* Lithologie : Le complexe ophiolitique est un édifice essentiellement basique. La séquence plutonique de Chamrousse est formée de cumulats ultrabasiques à ferro-gabbroiques, et les plagiogranites apparaissent en faibles proportions au toit des cumulats gabbroiques (Ménot, 1981 ; Scarenzi, 1984 ; Scarenzi et al., 1985). La formation amphibolo-leptynique de Séchilienne représente la séquence volcanique et volcano-sédimentaire du complexe ophiolitique (Ménot, 1979 ; Bodinier et al., 1981). Les termes basiques y sont largement dominants (amphibolites, métabasaltes, -dolérites et -gabbros) par rapport aux leptynites et métagranites sodiques. Les niveaux volcano-détritiques représentant la composante sédimentaire sont peu abondants et se localisent dans la partie supérieure de la formation de Séchilienne, la plus éloignée de la séquence plutonique (Ménot, 1979).

* Age : l'âge de l'ophiolite a été déterminé récemment par la méthode U/Pb sur des zircons extraits d'un plagiogranite congénère de la séquence plutonique (Ménot, 1987 ; Ménot et al. à paraître). La cristallisation des différenciats acides est datée à 496 +/- 1 Ma (Ménot et al., 1984a) et la génèse du complexe ophiolitique peut être rapporté à la limite Cambrien-Ordovicien.

* Caractères tectono-métamorphiques : L'ophiolite représente une unité allochtone chevauchante sur les formations de Rioupéroux et Livet plus récentes (voir §2) (Ménot et al., 1985). L'évolution tectono-métamorphique est polyphasée et d'apparence seulement polycyclique. Le premier épisode est typiquement intra-océanique : des déformations associées à des recristallisations en climat mésozonal affectent les termes précoces de l'ophiolite et sont cachetées par les influx magmatiques plus tardifs(Bodinier et al., 1981 ; Ménot et al., 1984a ; Ménot, 1987). Le second épisode peut seul être rattaché au cycle orogénique hercynien. Les paragénèses traduisent un contexte mésozonal. Ce métamorphisme "régional" est contemporain du chevauchement de l'unité ophiolitique sur les formations dévono-dinantiennes (Ménot et al., 1985).

* Caractères géochimiques : La nature cogénétique des différents termes de l'ophiolite, séquences plutonique et effusive, a été démontrée (Carme, 1975a et b ; Bodinier et al., 1981 ; Ménot, 1981, 1987 ; Scarenzi, 1984). Le chimisme des métabasites évolue au cours du temps d'une composition de MORBs "enrichis" (E ou T-type) à une composition de tholéiites de rides banales (N-type). Cette évolution matérialise un processus de fusion partielle dynamique du manteau (Bodinier et al., 1981). En fait, les caractères chimiques des faciès effusifs sont atypiques par rapport aux basaltes de rides médio-océaniques : des "anomalies" sur certains éléments, TiO2, Nb, Th, en particulier, suggèrent les influences successives d'une croûte continentale et peut être d'une zone de subduction sur la génèse des laves respectivement précoces et plus récentes (Ménot, 1987). Cette évolution géochimique des magmas basiques exprime la transition d'un domaine ensialique amingi à une lithosphère à affinités océaniques. Les plagiogranites dérivent des souches tholéiitiques de type E et T-MORB. Ils correspondent à deux lignées de chimisme contrasté. Cette diversification s'explique par une modification des mécanismes de cristallisation fractionnée après hydratation des derniers bains résiduels (Ménot, 1987 ; Ménot et al., à paraître).

b) Conclusions

L'ophiolite de Chamrousse est souvent rattachée aux CLA (Bard et al. 1980 ; Bodinier et al., 1981 ; Matte, 1986). Elle matérialise en effet un épisode de distension d'âge comparable à celui des CLA "canoniques" et s'observe en situation allochtone sur des terrains plus récents. Par contre, elle s'en différencie par sa lithologie et son évolution tectono-métamorphique : (i) absence d'un véritable pole magmatique acide, (ii) rareté des faciès sédimentaires, (iii) structuration métamorphique "orogénique" tardive et relativement superficielle. Ces différences peuvent s'expliquer par sa localisation originelle dans une zone de la future chaîne hercynienne affectée au Carbonifère seulement par la tectogénèse (zone saxo-thuringienne ou centre armoricaine) et/ou par son caractère plus franchement océanique que celui des C.L.A.. Une croûte océanique juvénile sera obductée précocément lors de compressions localisées. Nous estimons qu'à Chamrousse cette obduction est un phénomène précoce, probablement ordovicien, antérieur à la collision continentale siluro-dévonienne (Ménot et al., 1984a ; Ménot, 1987).

2 - LES FORMATIONS PLUTONO-VOLCANIQUES DE RIOUPEROUX-LIVET

Elles sont constituées par un empilement d'unités tectonique appartenant à des niveaux plus ou moins profonds d'un édifice magmatique. La lithostratigraphie et l'évolution métamorphique de cet ensemble ont fait l'objet d'une récente mise au point (Ménot, 1986) dont les résultats sont résumés ci-dessous. Ces formations sont considérées comme un ensemble plutono-volcanique dont le magmatisme évolue depuis un pole bimodal (leptynites et amphibolites) vers un pole franchement acide (méta-trondhjémites et -kératophyres avec des métabasaltes subordonnés).

a) Comparaison avec les CLA

* Lithologie : Elle se compose d'amphibolites, de leptynites, de gneiss ainsi que de matériaux partiellement recristallisés, méta-trondhjémites granophyriques, -kératophyres, -basaltes et andésites, -grauwackes. Les unités les plus profondes sont constituées d'une alternance leptyno-amphibolique contenant des sills de méta-trondhjémites. Les unités plus superficielles montrent soit des séries volcano-sédimentaires riches en métakératophyres et méta-tuffs et -grauwackes, soit des ensembles sub-volcaniques associant des rubanements spilito-kératophyriques, des métagranites sodiques et des métagabbros. Les amphibolites et leptynites totalement banalisées y sont peu abondantes.

* Caractères tectono-métamorphiques (tableau 1) : Deux phases métamorphiques sont observées dans les amphibolites et leptynites des unités tectonique profondes. Les conditions P-T ne dépassent jamais le faciès amphibolite. Les métatrondhjémites, quelle que soit leur localisation, et la majorité des roches des unités superficielles n'ont subi que la dernière de ces deux phases. Les relations entre paragénèses successives suggèrent une évolution continue polyphasée. L'écaillage des formations de Rioupéroux-Livet et le chevauchement du complexe ophiolitique de Chamrousse sont contemporains des dernières recristallisations datées à 324 Ma. (Ménot et al., 1985). La mise en place des sills trondhjémitiques est clairement syn-métamorphe : (i) les granitoïdes sont intrusifs dans des amphibolites structurées par la phase précoce et (ii) ils induisent un climat thermique élevé qui perdure au-delà des ultimes contraintes. La structuration majeure des formations de Rioupéroux-Livet est donc dévono-dinantienne.

* Age : L'âge de cristallisation des trondhjémites a été déterminé par dosages U/Pb sur zircons. Les résultats préliminaires obtenus sur un granite sodique (352 +/- 55 Ma. : Ménot et al., 1984b) ont été affinés et complétés et la mise en place des sills est estimé à 367 +/- 17 Ma. (Ménot et al., en préparation). L'âge de la formation leptyno-amphibolique de Livet, envahie par les trondjémites, est antérieur au Dévonien supérieur et ne peut en toute rigueur être précisé. Toutefois, la nature de ce magmatisme (cf. caractères chimiques), sa similitude avec les alternances spilitokératophyriques préservées dans les unités superficielles, incitent à considérer cet épisode magmatique comme un stade précurseur du plutonovolcanisme trondjémitique.

* Caractères géochimiques : L'ensemble des métabasites, amphibolites polymétamorphiques et métabasaltes faiblement structurés, montrent une composition relativement homogène. Il s'agit de tholéiites transitionelles (T-Morb) enrichies en Terres rares légères et en éléments lithophiles. Une contamination crustale leur confère un cachet de tholéiites continentales caractéristiques d'un site de mise en place ensialique (Ménot, 1987). L'important magmatisme acide qui succède présente un caractère sodique marqué. Il est composite et inclue des termes issus (i) de la différenciation des souches basiques, (ii) de la fusion partielle d'amphibolites et (iii) de processus de mélange (Ménot, 1987). Cet ensemble plutono-volcanique témoigne de l'existence d'une zone de rifting ensialique d'âge dévonien comparables aux séries de la Brévenne (Piboule et al., 1982 ; Sider et Ohnenstetter, 1987) ou des bassins centre-armoricains (cf. Rolet et al., 1986).

b) Conclusions :

Par la présence d'associations magmatiques acides et basiques, comparables aux séries bimodales et par leur signification géotectonique, en tant que zone de distension, les formations de Rioupéroux et Livet peuvent, elles aussi, être assimilées aux CLA s.l.

Par rapport à la définition originelle, elles s'en différencient (i) par des recristallisations métamorphiques souvent peu intenses et matérialisant des conditions supra-crustales, (ii) par l'importance du magmatisme acide qui témoigne de la nature nettement ensialique de ce secteur (croûte amincie), et (iii) par son âge clairement postérieur au paléozoïque inférieur.

3 - LES FORMATIONS GNEISSIQUES ET AMPHIBOLITIQUES DE SECTEUR NORD ORIENTAL DE BELLEDONNE

Elles constituent une entité lithologique dont la continuité est remarquable sur l'ensemble des Massifs cristallins externes (Krummenacher et al., 1965 ; Von Raumer, 1984, 1986). Les horizons riches en amphibolites et en leptynites ne se différencient pas franchement des séries gneissiques auxquelles elles passent graduellement par inversion des proportions relatives en amphiboles et micas. Il s'agit d'un puissant ensemble essentiellement grauwackeux à niveaux pélitiques, où s'intercalent des épisodes magmatiques (Aumaitre et al., 1985, Vivier et al., 1987).

a) Comparaison avec les CLA

* Lithologie : Dans les formations gneissiques, les secteurs les plus amphibolitiques correspondent à des alternance d'amplitude variable, centimétrique à métrique, d'amphibolites mélanocrates ou feldspathiques, de leptynites, plus ou moins grossières, de termes intermédiaires à biotite et/ou amphibole. Des éclogites amphibolitisées, à nodules plagioclasiques, sont préservées dans les niveaux basiques moins déformés. La rétromorphose généralisée des éclogites s'explique par les recristallisations syn-mylonitiques varisques qui caractérisent l'évolution ultime du massif de Belledonne (Carme, 1970b ; Vivier et al., 1987).

Ailleurs, dans le Beaufortin, les Aiguilles Rouges et l'Argentera, la rétromorphose est moins intense et les éclogites sont mieux représentées (Liégeois et Duchesne, 1981 ; Bogdanoff et Latouche, 1986). Amphibolites et leptynites sont, dans ces formations, dépourvues de toute relique magmatique, minéralogique ou texturale.

* Caractères tectonométamorphiques (tabl.1) : En accord avec l'évolution tectonique et métamorphique décrite par Von Raumer (1981, 1984), on relève dans les horizons amphiboliques de Belledonne Nord-Est et dans leur encaissant gneissique des reliques (i) d'un stade précoce de HP (éclogites), (ii) d'un épisode de moyenne pression (disthène-staurotide) évoluant vers des conditions migmatitiques et anatectiques (cordiérite) et préludant à la mise en place des premiers granitoides dévono-carbonifères (orthogneiss). Un dernier évènement métamorphique, à caractère épizonal, entraine une rétromorphose extensive du bati gneissique. Il s'accompagne d'une mylonitisation pénétrative généralisée. L'ensemble du domaine oriental de Belledonne représente ainsi une zone majeure de cisaillement crustal (Carme 1970b). Cet évènement tectono-métamorphique est d'âge carbonifère inférieur à moyen (Demeuleemester, 1982 ; Ménot et Vivier, 1986).

* Age : Aucune datation des protolites n'est disponible dans ce domaine gneissique de Belledonne Est. Par contre, ces séries se prolongent au Nord dans le Beaufortin et les Aiguilles Rouges où des données sur les éclogites sont disponibles (Paquette, 1987 ; Peucat et al, 1985). Un âge ordovicien inférieur est proposé pour les protolithes, avec un épisode d'éclogitisation à la limite siluro-dévonien.

* Caractères chimiques : La caractérisation des amphibolites et des leptynites doit être abordée avec prudence : d'une part, ces roches sont totalement banalisées et l'origine éruptive de certaines n'est pas assurée, d'autre part, elles peuvent être associées à un encaissant migmatitique. Les échantillons basiques, sélectionnés dans les secteurs les plus favorables, possèdent des compositions de T- et de N-MORBs. Il semble illusoire de typer les leptynites et de préciser leur relations avec les méta-basites: dans un tel environnement, il est difficile de distinguer les termes issus de la différenciation tholéiitique, des leucosomes migmatitiques.

Les éclogites du Beaufortin et des Aiguilles Rouges sont interprétées comme les produits d'un magmatisme distensif au niveau d'une croûte continentale amincie (Liégeois et al., 1981 ; Paquette, 1987 ; Von Raumer et al., à paraître). Un résultat comparable est obtenu sur les amphibolites du secteur nord oriental de Belledonne (Ménot, données préliminaires et en préparation).

b) Conclusion

Par sa lithologie, alternance leptyno-amphibolique, son environnement détritique et volcano-détritique, son histoire tectono-métamorphique siluro-dévonienne et l'âge paléozoïque inférieur des protolithes basiques, les formations gneissiques et amphibolitiques de Belledonne Nord Est correspondent bien à la définition originelle des C.L.A.. Il s'agit là d'une ancienne zone en distension affectant un domaine continental alors qu'une océanisation, même limitée (bassins marginaux), est postulée pour les C.L.A. du Massif central (Briand et Piboule, 1979 ; Piboule et Briand, 1985 ; Giraud et al., 1985 ; Bodinier et al., 1986).

D - CONCLUSIONS ET DISCUSSION

Les conclusions portant sur l'évolution tectonique et métamorphique et sur l'âge des trois formations leptyno-amphiboliques étudiées permettent deux niveaux de discussion :

1- A l'échelle des MCE, il est clairement démontré la faiblesse des corrélations par simple analogie de faciès. La Série verte antérieurement définie ne peut plus se concevoir comme une unité lithostratigraphique (Bordet, 1960-63), ou lithotectonique (Carme, 1971) commune à l'ensemble des M.C.E. Elle regroupe en effet des formations d'âges différents, ou appartenant à des domaines orogéniques distincts (tabl.2) :

Les formations de Belledonne Nord Est et de Chamrousse représentent des zones de distension cambro-ordoviciennes appartenant respectivement aux domaines orogéniques précoces et tardifs de la chaine hercynienne.

L'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux-Livet est plus récent que les deux autres formations, mais il matérialise également un site distensif. Dans ce dernier cas, la distension dévonienne est plus typiquement ensialique.

En résumé, le seul caractère commun à ces trois associations magmatiques est constitué par leur signification géodynamique globale de zones en extension ainsi que l'atteste la nature de leurs protolithes magmatiques respectifs. Ces formations diffèrent par contre par des évolutions tectonométamorphiques nettement contrastées. Il est particulièrement intéressant de noter que ces évolutions distinctes ne résultent pas seulement de l'âge des phénomènes distensifs (cambro- ordovicien et dévonien), mais également de leur localisation spatiale par rapport à la migration centrifuge de la tectogénèse hercynienne (Matte, 1986). Ils se localisent soit dans le domaine ligérien ou moldanubien (Belledonne Nord Est), soit dans le domaine centre-armoricain ou saxo-thuringien (Chamrousse et Rioupéroux-Livet) (fig. 4) (Ménot, 1987).

2- A l'échelle de l'orogène hercynien, de nombreuses études géochimiques sur les protolithes ont montré que les différentes formations leptyno-amphiboliques du secteur occidental (Massif Armoricain, Massif central français, Maures) possèdaient la même signification de zones distensives (paléosutures de Matte, 1986). L'exemple des M.C.E. implique que toute corrélation entre ces secteurs doit prendre en compte à la fois leur âge et leur histoire tectonométamorphique ultérieure. Ils peuvent ainsi être rapportés aux deux épisodes distensifs majeurs respectivement cambro- ordovicien et dévonien (tabl.3). A ce titre, la plupart des CLA du Massif central appartiennent, comme l'ophiolite de Chamrousse et les formations gneissiques et amphibolitiques de Belledonne Nord-Est, à l'évènement ancien. On peut adjoindre à ce groupe les ensembles ophiolitiques d'Espagne (Cap Ortegal). Les séries magmatiques de la Brévenne et du Morvan, de Bretagne centrale (bassins dévono-carbonifères), mais aussi les les ophiolites du Lizard (Davies, 1984) et de Pologne (Pin, 1986) matérialisent, comme les formations plutono-volcaniques de Rioupéroux-Livet, la distension dévonienne.

De plus l'utilisation conjointe des deux critères précédents permet d'appréhender l'évolution de la zonéographie orogénique paléozoique. Le tableau 3 ébauche un parallèlisme entre ces deux périodes et souligne la migration spatio-temporelle des zones orogéniques, lors des mécanismes de collision continentale. La tectogénèse affecte des domaines, jusqu'alors orogéniquement inactifs, situés de part et d'autre de la ceinture orogénique initiale (Matte, 1986, Mattauer, 1985).

B I B L I O G R A P H I E

AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E., VIVIER G. **(1985)** - Les granitoïdes sub-alcalins potassiques de la Lauzière, massif cristallin externe de Belledonne. Géol. Alpine, 61, 17-32.

BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph., RIBEIRO A. **(1980)** - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In "géologie de l'Europe", 26e Cong. Géol. Int., Coll. C6, Paris, 1980, 234-246.

BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J., CARME F. **(1981)** - Geochemistry of ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne massif, Alps) : Contrib. Mineral. Petrol., 78, 379-388.

BODINIER J.L., GIRAUD D., DUPUY C., LEYRELOUP A., DOSTAL J. **(1986)** - Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridionale hercynienne : Massif Central français et Chamrousse (Alpes). Bull. Soc. Géol. Fr., 8, II, 1, 115-123.

BOGDANOFF S., LATOUCHE L. **(1986)** - Les roches basiques de l'ouest du massif de l'Argentera. 11e R.S.T. - Clermont-Ferrand, S.G.F. édit., p. 20.

BORDET P. **(1961a)** - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne ss.. Bull.Soc. Géol. Fr.
(1961b) - Sur la géologie du massif de Belledonne (s.s.). C.R. Acad. Sci. Paris, 252, 3, 434-436.

BORDET P., BORDET Cl. **(1960-1963)** - Belledonne - Gdes Rousses et Aiguilles Rouges- Mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. In "Livre à la mém. Prof. Fallot", Mém. Soc. Géol. Fr. 311-316.

BRIAND B., PIBOULE M. **(1979)** - Les métabasites de la série de Marvejols : témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière d'arc ? - Bull. B.R.G.M., I, 2, 131-172.

BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE Ph. **(1983)** - Inverted métamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt : an example in the french Massif Central. In "variscan tectonics of the North Atlantic region", Hulton D.H.W. and Sanderson D.J. Eds. - Geol. Soc. London Spec. Pap., 14, 47-61.

CARME F. **(1965)** - Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises) C.R. Acad. Sci., Paris, 260, 9, 6401-6404.
(1970a) - Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, 271, D, 631-633.
(1970b) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R. Acad. Sci., Paris, 271 D, 2232-2235.
(1971) - Le problème de l'âge des séries cristallophyliennes des massifs cristallins externes : corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sci., Paris, 273 D, 1671-1674.

CARME F. **(1973a)** - Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne ; essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche. C.R. acad. Sci. Paris, 277, D, 2133-2136.
(1973b) - Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne - C.R. Acad. Sci., Paris, 277, D, 2309-2312.

CARME F. **(1974)** - Sur une paragénèse tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoizite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (Chaîne de Belledonne) : essai d'interprétation pétrogénétique. C.R. Acad. Sci., Paris, 278, D, 565-568.
(1975a) - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 281, 89-92.
(1975b) - Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales) : une variante originale de complexe alpinotype et un jalon majeur d'une ceinture basique briovérienne. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 281, 223-226.

DAVIES G.R. **(1984)** - Isotopic evolution of the Lizard complex - J. Geol. Soc. London, 141, 3-14.

DEMEULEMEESTER P. **(1982)** - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massifs cristallins externes (Alpes françaises): Thèse Univ. Grenoble I, 227p..

FORESTIER F.H. **(1961)** - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut Allier (Massif central français). Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 2 vol., 300 p.

GASQUET D. **(1979)** - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère, Alpes françaises. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 230p.

GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY Cl., DOSTAL J. **(1985)** - Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut Allier (Massif Central français) - Lithos, 17/3, 203-214.

GOURLAY P. **(1986)** - La déformation du socle et des couvertures delphino- helvétiques dans la région du Mont Blanc (Alpes occidentales). Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 1, 159-170.

KRUMMENACHER D., BORDET P., LE FORT P. **(1965)** - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. Bull. suisse Miner. Petrog., 65, 855-874.

LIEGEOIS J.P., DUCHESNE J.C. **(1981)** - The lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges Massif, Western Alps, France) : evidence of crustal origin and metasomatic alteration. Lithos, 14, 35-48.

LORY Ch. **(1891)** - Etude sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales. Mem. Int. Géol. Cong., Londres, 86-103.

MATTE Ph. **(1986)** - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri- atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. France, 8, II, 1, 9-24.

MATTAUER M. **(1985)** - Intracontinental subduction, crustal-mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts. In "Collision Tectonics", Coward, M.P., and Ries A.C. (Eds). Geol. Soc. London, spec. publ. n° 19, 37-50.

MENARD G. **(1979)** - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 177p.

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., 7, XXVI, 5, 875-884.

MENOT R-P. **(1979)** - Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolitique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales). Géologie Alpine, 55 93-110.

MENOT R-P. **(1981)** - Présence d'ortho-leptynites à caractères de plagiogranites au sein du complexe ultrabasique et basique de Chamrousse-Tabor. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 516-520.
(1986) - Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes des Alpes françaises) : nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. Bull. Suisse. Mineral. Petrogr., 66, 2, 227-256.
(1987) - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. Thèse Etat. Univ. Lyon I, 364 p. + annexes.

MENOT R.P., PEUCAT J.J., PIBOULE M., SCARENZI D. **(1984a)** - Cambro-ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, French external alpine domain). Meet. "Ophiol. through time", Nancy, Abstract in Ofioliti, 10, 2-3, 527 et soumis à Earth. Planet. Sci. Lett.

MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. **(1984b)** - A continental (?) volcanic arc of devono-carboniferous age in the French alpine external massifs : The Rioupéroux and Livet formations (Romanche valley, Belledonne massif). Meet. "Ophiolites through time", Nancy. Abstract in Ofioliti, 10, 2-3, 528, et en préparation.

MENOT R.P., BONHOMME M.G., VIVIER, G. **(1985)** - Upper visean cooling ages of amphiboles : Isotopic evidence of a late variscan nappe tectonics in the Belledonne massif (French external Alpes). EUG III, Strasbourg, résumé in : Terra Cognita, 5, 2-3, 251, et soumis au Bull. Suisse. Miner. Petrog..

MENOT R.P., VIVIER G. **(1986)** - Décrochements et cisaillements varisques dans les Massifs cristallins externes alpins. 11ème RAST, Clermont Ferrand, résumé, et soumis à Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.

MENOT R.P., PIBOULE M., SCARENZI D. **(1987)** - Diversité et origine des plagiogranites de l'ophiolite paléozoïque de Chamrousse (Alpes occidentales françaises), soumis à Bull. Soc. Fr. Minéralogie.

PERRIER G., VIALON P. **(1980)** - Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. 26ème Cong. Géol. Intern., G 18-4, 13-20.

PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., PAQUETTE J.L., MENOT R.P., IGLESIAS M., CORNICHET J. **(1985)** - U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and REE systemactic of hercynian eclogites. IInd. Int. Eclogite Conf., Vienne, Résumé in "Terra Cognita", 1985, 5/4, 435.

PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. **(1982)** - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central français. N. Jb. Miner. Abh., I43, 3, 279-308.

PIBOULE M., BRIAND B. **(1985)** - Geochemistry of eclogites and associated rocks of the South Eastern area of the French massif central : origin of the protoliths. Chemical Geol., 50, 189-199.

PIN Ch. **(1986)** - Variscan ophiolites. Sm-Nd evidence for two main generations. ICOG VI - Abstract in Terra Cognita, 6, 2, 254.

PIN Ch., LANCELOT J. **(1982)** - U/Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 1-12.

RAUMER VON J.F. **(1984)** - The External Massifs, relics of Variscan basement in the Alps. Geol. Rundsch., 73, 1, 1-31.
(1986) - The Hercynian basement in the Helvetic Realm (Western and Central Alps). in "Alpi Occidentali", G.V. Dal Piaz (Ed.), in press.

ROLET J., LEGALL B., DARBOUX J.-R, THONOM P., GRAVELLE M. **(1986)** - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, II, 1, 43-54.

SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R-P., PIBOULE M. **(1987)** - Les complexes leptyno-amphiboliques : définitions et implications - Bull. Soc. géol. Fr., sous presse.

SCARENZI D. **(1984)** - Les granites sodiques et les roches associées de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et du groupe de Rioupéroux-Livet (Isère, France) ; pétrographie et géochimie. Thèse 3ème cycle, U.S.M. Grenoble, 259p.

SCARENZI D., MENOT R.P., PIBOULE M. **(1985)** - Diversité du gisement des granitoïdes sodiques : Deux exemples au sud du massif de Belledonne (Isère, France). Géologie Alpine, 61, 145-163.

SIDER H., OHNENSTETTER M. **(1987)** - Field and petrological evidences for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynion orogeny in the North eastern Massif Central. Geol. Rundsch., 75-12.

TOBI A C. **(1959)** - Petrological and geological investigation in the Merdaret-Lac Crop region (Belledonne massif). Thèse Leiden, Leidse Geol. Meded., 24, 182-281.

VIVIER G., MENOT R.P., GIRAUD P. **(1987)** - Magmatisme et évolution tectono-métamorphique paléozoïque du domaine nord-oriental de la chaîne de Belledonne. (Massifs cristallins externes, Alpes françaises), Géologie Alpine, sous presse.

LEGENDE DES FIGURES

Fig. 1 - Localisation de la chaîne de Belledonne dans l'ensemble des massifs pré-triasiques du domaine ouest-alpin.

- Situation of the Belledonne massif within the pre-triassic basement relics from the western Alps.

Fig. 2 - Structure de la chaîne de Belledonne.

- Structural sketch map of the Belledonne massif.

Fig. 3 - Coupe lithostratigraphique de l'ophiolite de Chamrousse, avec sa polarité originelle reconstituée (actuellement en position retournée).

1 : Métasédiments.
2 : Amphibolites et leptynites d'origine ortho et para-dérivées.
3 : Métabasaltes et dolérites.
4 : Métagabbros.
5 : Métaplagiogranites et roches leucocrates associées.
6 : Métacumulats grabbroiques, **a** : massifs, **b** : lités.
7 : Métapyroxènolites, cumulats et filons.
8 : Serpentinites, **a** : riches en clinopyroxènes, **b** : riches en spinelles.
A : Séquence plutonique
  Aa : cumulats ultramafiques
  Ab : complexe blastomylonitique
  Ac : cumulats gabbroiques
B : Zones de transition
C : Séries volcano-sédimentaire (formation de Séchilienne)
D : Complexe filonien (sans échelle)

Fig. 3 - Schematic reconstruction of the Chamrousse ophiolite with the primitive lithostratigraphic polarity (actually overturned) :

1 : Metapelites.
2 : Amphibolites and leptynites of igneous (Na-granites and keratophyres) and sedimentary (arenites) origin.
3 : Metabasalts and -dolerites.
4 : Metagabbros (isotropic fine-grained and pegmatoid facies).
5 : Metaplagiogranites and related rocks.
6 : Metagabbro cumulates, **a** : massive, **b** : layered.
7 : Metapyroxenites, dykelets and cumulates.
8 : Serpentinites, **a** : with Ca-pyroxenes, **b** : with spinels.
A : Plutonic sequence :
  Aa : Ultramafites
  Ab : Blastomylonitic zone
  Ac : Gabbroic cumulates
B : Transition zone or roof assemblage
C : Volcano-sedimentary serie (Séchilienne formation)
D : Dyke complex (no scale)

Fig. 4 - Schéma d'évolution de la chaîne varisque, complété d'après Matte (1986) et Mattauer (1985) et situation des différentes formations méta-magmatiques à caractères de zones distensives.

- Evolutionary schematic cross section of the french. Variscan. Belt, after Matte (1986) and Mattauer (1985) and possible location of the Paleozoic meta-igneous formations as evidences of distensional tectonics events.

LEGENDE DES TABLEAUX

Tableau I : - Evolution tectonique et métamorphique synthétique des principales formations de la chaîne de Belledonne (in Ménot, 1987).

- Tectonic and metamorphic evolution of the main pre-triassic formations from the Belledonne massif (in Ménot, 1987).

Tableau II : - Synthèse des caractéristiques majeures des associations méta-magmatiques paléozoïques de la chaîne de Belledonne.

- Summary of the more significant characteristics of the Paleozoic meta-igneous associations from the Belledonne massif.

Tableau III : - Relations spatiales et temporelles de quelques séries magmatiques paléozoïques et relations entre phénomènes de distension crustale et phénomènes orogéniques.

- Space and time relationships of some Paleozoic igneous formations and implications for the timing of successive lithospheric extensional and compressive events.

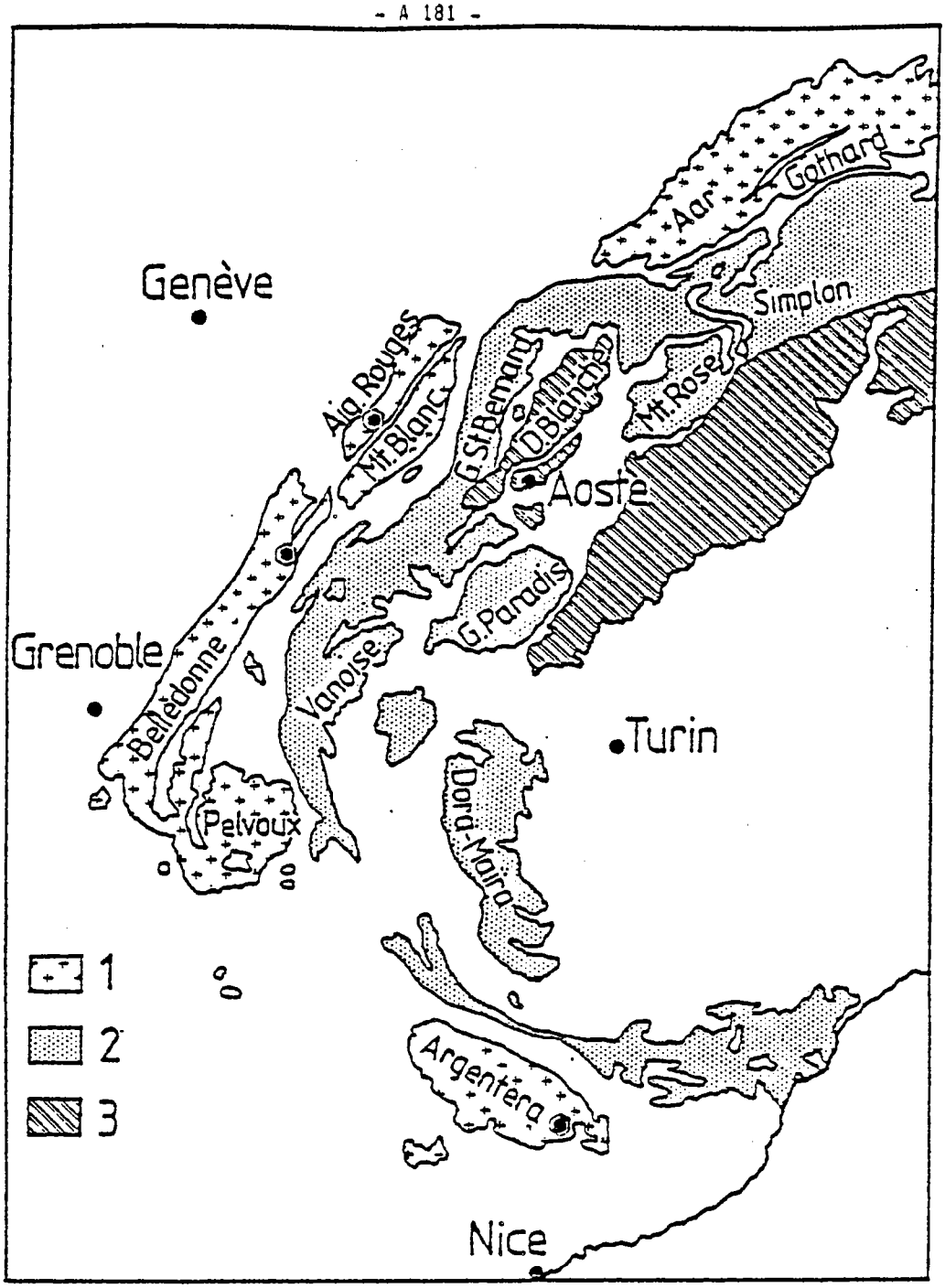


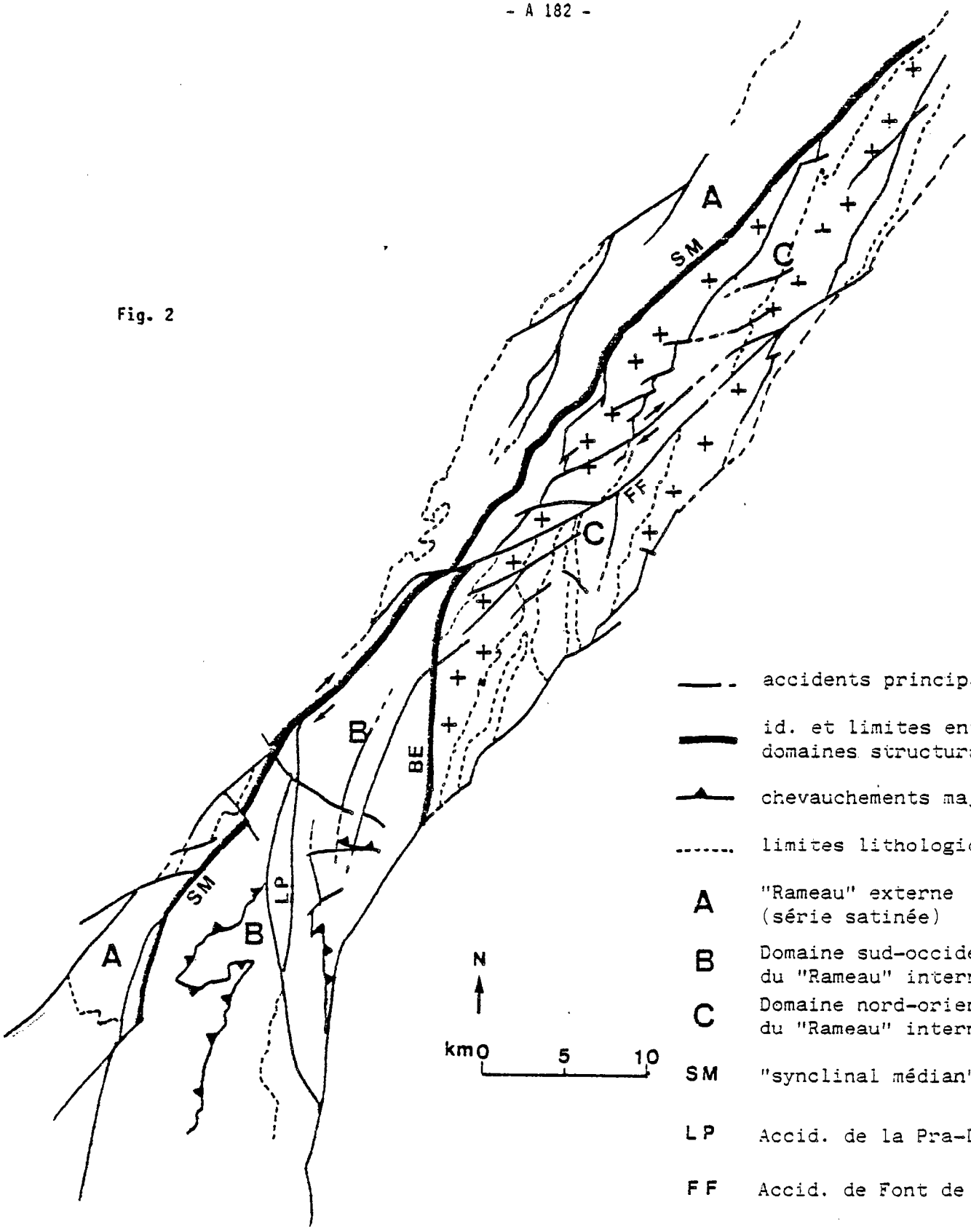
Fig 1 : Localisation de la chaîne de Belledonne dans l'ensemble des Massifs cristallins externes alpins (in Paquette, 1987).

1 - Massifs cristallins externes

2 - Massifs cristallins internes

3 - Zone d'Ivrée

Fig. 2



accidents principaux

id. et limites entre domaines structuraux

chevauchements majeurs

limites lithologiques

A "Rameau" externe (série satinée)

B Domaine sud-occidental du "Rameau" interne

C Domaine nord-oriental du "Rameau" interne

SM "synclinal médian"

LP Accid. de la Pra-Livet

FF Accid. de Font de France

BE Accid. de Belle Etoile

Fig. 3

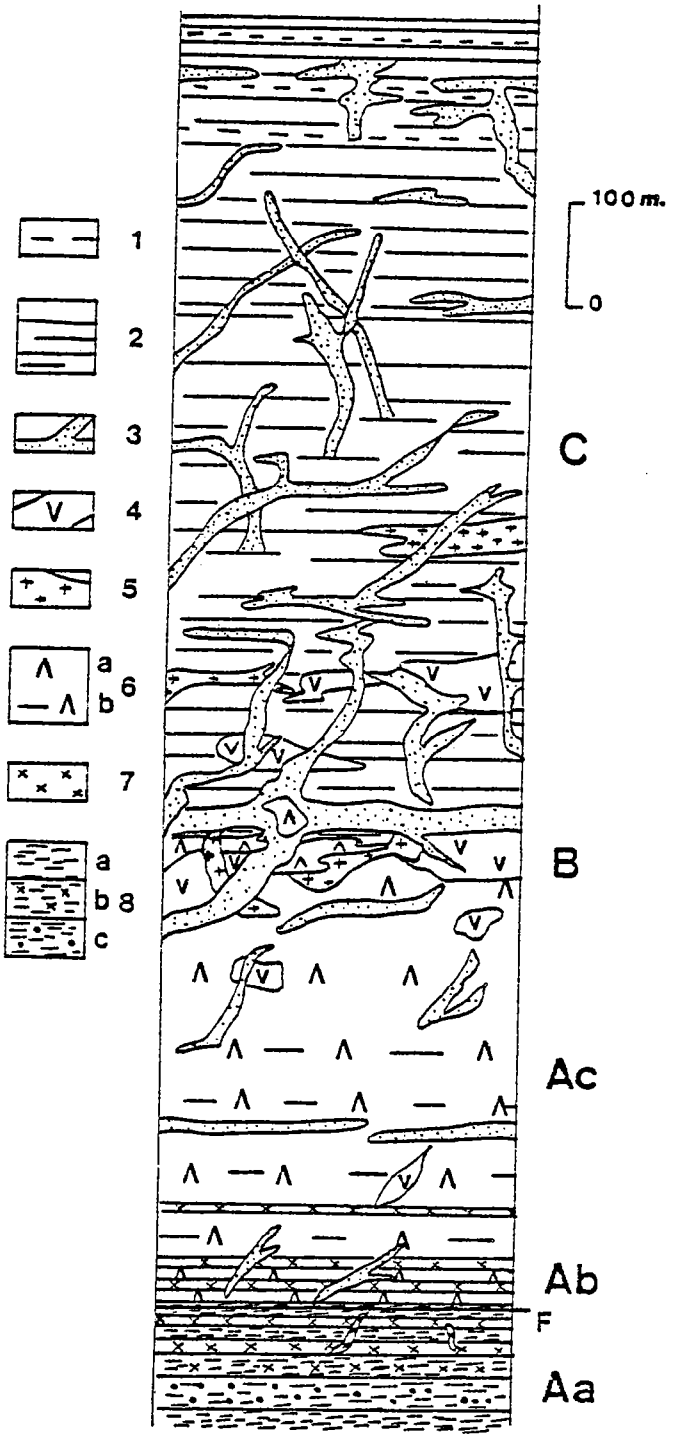
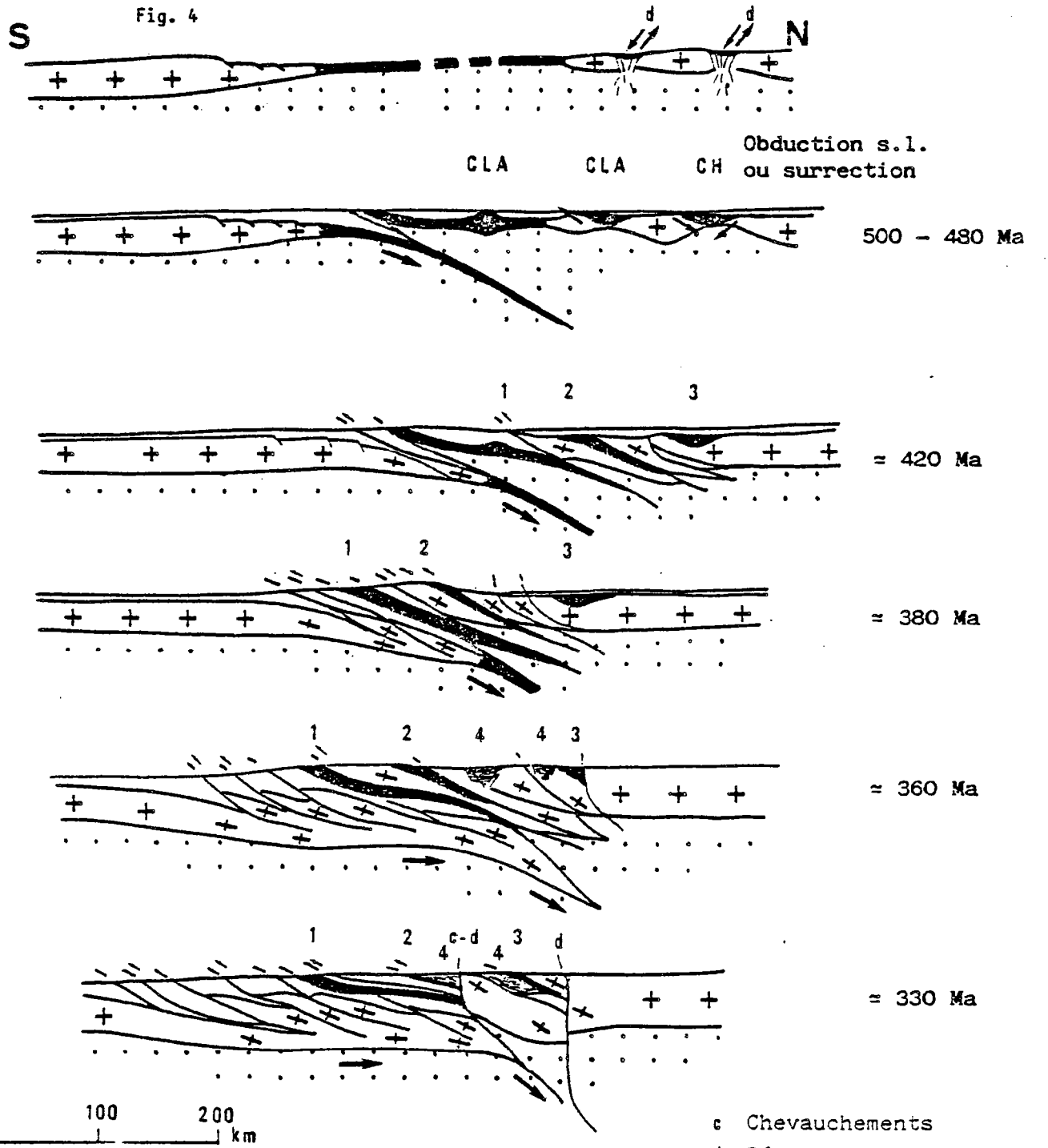


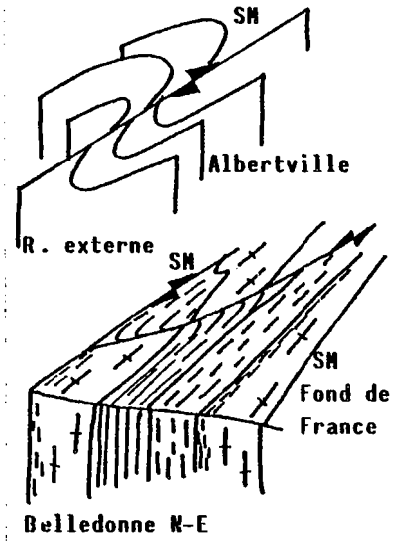
Fig. 4



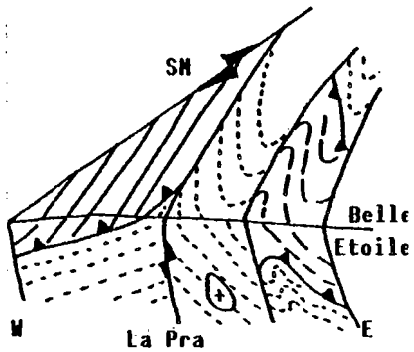
d'après Matte, 1986

Tableau 1 : Evolution schématique de la chaîne de Belledonne in Ménot 1987.

		S	S_1 - - - - - - - - →	S_2 - - - - - - - - - - →	S_3 - - - - - - - - - - →	
R. EXTERNE	Série satinée (Paléozoïque inf.) ?	?	épi-mésozone atypique	épizone atypique	Albite + Biot + Ms sch. de crénulation	
				? + - - Déversement NW - → ?		Décrochements ductiles et plis plurikilométriques
RAMEAU INTERNE	Domaine Nord-oriental F. gneissiques et amphiboliques (Cambro-ordovicien)	HP Eclogites	MP - - → anatexie Staur Disth Orthogneiss	Méso-épizone atypique - - - - - →	Biot (Est) Actin. Chlor. (Ouest) Sept Laux - Lauzière	
				Foliation mylonitique pénétrative sub-verticale Zone de cisaillement		Décrochements ductiles localisés
	Domaine Sud-occidental F. d'Allemont-Rochetaillée (Cambro-ordovicien) ?	?	+ - - - Disth - - → Staur. Gt. anatexie localisée (cord.)	Epi à mésozone Biot + Ms + Hn Chevauchement tardimétamorphe	Biot + Ms Hn. sch. de crénulation	Chlor. Décrochements ductiles et plis associés
	F. de Chamrousse Séchilienne (Cambro-ordovicien)		Recrist. statiques ? + - - (Hn + Plg)	Mésozone Hn + Plg + Gt) Chevauchement tardimétamorphe	Hn/Actin. sch. de crénul.	Recrist. statique Accidents longitudinaux
	F. de Rioupéroux et de Livet (Dévonien) cf. Tabl. 16		Sn Mésozone	Sn + 1 Epi-à mésozone (selon unités)	Sn + 2 (Actin-Biot Chlor.)	Recrist. statiques
			Trondhj. et volcan. associé	Ecaillage interne (?) et chevauchement tardimétamorphe		
	F. du Taillefer (Carbonifère infer.)				? + - - (Biot - Ms Actin - Chlor)	
	Repères chronologiques	≈ 400 Ma éclogites Beaufortin Aig. Rouges	367 - 352 Ma Trondjémites Rioup-Livet		324 ± 12 tecton. tangentielle Romanche 323 ± 18 métam. mylonique, Belledonne Nord Est 322 ± 43 mise en place du granite des Sept Laux	



Belledonne N-E



Belledonne S-W

	Ophiolite de Chamrousse	Formations de Rioup.-Livet	Formation de Belledonne Nord-Est
Lithologie	Ubasites - Gabbros Amphibolites Plagiogranites-Leptynites Volcano-sédim.	Gabbros - basaltes Amphibolites Trondjémites-Kératophyres Leptynites Grauwackes	Eclogites-amphibolites Leptynites Volcano-sédim. Grauwackes
Chimisme	Tholeitique E-N MORB	Tholeitique E-MORB Calco-alcalin	Tholeitique (T-N-MORB)
Age des protolite	496 ± 6 Ma.	365 Ma.	≃ 440 - 470 Ma.
Métamorphisme	Mono. mésozonal Dev. sup. - Viséen	Mono. épi. à mésozonal Dev. sup. - Viséen	poly. HP-MT, MP-Anatexie épizonal Silvro. Dev on.
Tectonique	Tectonique tangentielle tardi métam. 327 ± 13 Ma.		Tecton. tangentielle (?) Décrochements régionaux
	Unité supérieure	Unité inférieure	tardi.-Viséens. 320 ± 18 Ma
Site originel	Bassin marginal	Distension ensialique	Zone océanique ou ensialique (?)

Tabl. 2 : Synthèse des caractéristiques principales des associations méta-magmatiques de la chaîne de Belledonne

Tableau 3 - Relations spatiales et temporelles entre quelques séries magmatiques paléozoïques et relations entre phénomènes de distension crustale et phénomènes orogéniques.

Magmatismes et épisodes distensifs	Zone interne*	Structuration tectono-métamorphique	Zone externe*	Structuration tectono-métamorphique
Cambro Ordovicien	CLA (MCF) Belledonne Est (MCE) Aig. Rouge (MCE) Argentera (MCE)	Siluro-dévonienne Cata-mésozonale HP-MT MP-MT	Chamrousse (MCE)	Dévono-carbonifère Mésozonale MP-MT
Dévonien	Brévenne-Morvan (MCF) Rioupéroux-Livet (MCE) Centre Armorique	Dévono-carbonifère méso-épizonale MP-MT	Lizard (GB) Nowa Ruda (Pologne)	Dévono-carbonifère épizonale

* position interne ou externe définie par rapport à l'extension de la ceinture orogénique pour la période considérée

TERRA cognita Volume 5 number 4 Autumn 1985

ANNEXE F

Second International ECLOGITE Conference

E ISOTOPE AND REE – GEOCHEMISTRY

E 1

Sm-Nd STUDY OF SOME ECLOGITES FROM TOGO (WEST AFRICA)

J. BERNARD-GRIFFITHS*, J.J. PEUCAT*, R.P. MENOT**, K.F. SEDDOH*** and L. LAWSON†

* C.A.E.S.S., 35042 Rennes Cedex, France.

** Université de Saint-Etienne, 42023 Saint-Etienne Cedex, France.

*** Université du Bénin, BP 1515, Lomé, Togo.

† B.N.R.M., Lomé, Togo.

Eclogitic occurrences from the central part of the 500 km large Pan-African orogenic belt running along the Eastern side of the West African Craton have been described (Hoggar, Togo). A complementary geochemical (REE) and geochronological (U-Pb, Sm-Nd) project has been build up after the P.I.R.C. (1982), starting with the Togo (Mt Lato and Kabre area) eclogites. So far, 5 samples (3 from the Mt Lato, 2 from Kabre area) have been analysed for their Sm and Nd characteristics.

With regard to the Mt Lato eclogites, two samples yield similar positive εNd_0 values (= +6) and near chondritic Sm-Nd ratios, suggesting a similar LREE depleted mantle source. Their T_{DM} ages (700-900 Ma) are compatible with postulated Pan-African ages of their protoliths. By contrast, the third sample, a strongly mylonitised eclogite, has a very high εNd_0 value (+20) as well as a very high Sm/Nd ratio. Its young T_{DM} Cambrian age (510 Ma) may be tentatively ascribed either to the eclogitic metamorphism or to the mylonitisation event which is close to the culmination of eclogitic metamorphism. Work is in progress in order to evaluate the possible LREE mobility in this case. The eclogites from Kabre area yield lower ε_{Nd_0} (= +2.5) and older T_{DM} ages and more data are necessary to evaluate the meaning of these differences.

E 6

U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb AND REE SYSTEMATIC OF HERCYNIAN ECLOGITES

J.J. PEUCAT*, J. BERNARD-GRIFFITHS*, J.L. PAQUETTE*, R.P. MENOT**, M. IGLESIAS* and J. CORNICHET*

* C.A.E.S.S., 35042 Rennes Cedex, France

** Université de Saint-Etienne, 42023 Saint-Etienne Cedex, France.

Eclogites from Spain, Brittany and French external alpine domain have been investigated. From REE data they generally turned out to be of oceanic affinities. From the U-Pb zircon data, they can be divided into the two main following groups.

The first group can be characterized by upper intercept with the concordia curve yielding ages ranging between 360-480 Ma. These ages are related to the eclogite facies metamorphic event but can be also in some cases be ascribed to the protolith emplacement.

The second group provide upper intercept ages close to 1300-2000 Ma and lower intercept in the range of 380-480 Ma. Taking into account REE, Pb-Pb and Nd isotopic data these upper intercept ages are tentatively related to the emplacement ages of protoliths rather than inherited ages and the lower intercept ages to H.P. metamorphic events. A geodynamical model involving eclogites isotopic data is proposed.

ANNEXE G

Terra Cognita, 1986, 6/2, 245

ARE ZIRCONS IN ECLOGITES OF CRUSTAL ORIGIN ?

J.L. PAQUETTE, J.J. PEUCAT and R.P. MENOT
(C.A.E.S.S. 35042 RENNES CEDEX FRANCE)

Geochemical and isotopic study (REE, Sm-Nd, Pb-Pb) of eclogites collected in the southern part of the Armorican Massif (Champtoceaux Complex) and in the Alpine massifs (Aiguilles Rouges - Belledonne - Argentera) is presented together with U-Pb zircon analysis of zircon extracted from the same samples. In both areas, when plotted in a Concordia Discordia diagram, the zircon data are found to follow two distinct features : (1) discordia with upper intercept indicating ages ranging between 360-460 Ma, (2) discordia with two intercepts : lower intercept ages of average 400 Ma and upper intercept ages bracketed between 2.2 and 2.7 Ga. The REE and Sm-Nd data clearly suggest an oceanic origin for the protoliths of these rocks.

Whereas the Palaeozoic ages (400 Ma) can be easily related to wellknown hercynian tectonometamorphic events, the Archean ages (2.2 - 2.7 Ga) are ambiguous. The first hypothesis is to consider Archaean ages as the crystallization ages for the eclogites protoliths. In this case, we have to consider important difficulties such as : (1) the occurrence of the two types of geochronological models in similar rocks from the same outcrops, (2) the non evidence of zircon occurrence in equivalent modern oceanic basalts.

An alternative hypothesis propose a very small crustal contamination (1 - 2 %) which may explain U-Pb zircon data without significantly disturbing the geochemical and isotopic characteristics. Thus we propose that the U-Pb zircon upper intercept ages may result of a very small amount of crustal contribution.

SIXTH INTERNATIONAL CONFERENCE

GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY

AND

ISOTOPE GEOLOGY

CAMBRIDGE

1986

UNIVERSITÉ DE GENÈVE
BIBLIOTHÈQUE

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.

N°2 - G. QUERRE - Palingenèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95F.

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). 100F.

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). EPUISE

N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). **195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987).** **110F.**

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. **204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987).** **90F.**

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. **263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1987).** **140F.**

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). **340 p., 146 fig., 10 tabl., (1986).** **145F.**

N°20 - J.P. GRATTIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. **165 p., 82 fig., 2 tabl. (1987).** **85F.**

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaine varisque ouest-européenne. **465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1987).** **200F.**

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM .....

ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL

Frais d'envoi :
1 volume : 15,00 F.

Total	
Frais d'envoi	
Montant total	

Veuillez établir votre chèque au nom de l'Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au CAESS

Dépôt Légal

2ème trimestre 1988

RESUME.

Les Massifs cristallins externes (M.C.E) des Alpes occidentales sont des témoins de l'orogène hercynien s.l., repris dans la chaîne alpine. Leur place et leur signification dans le cadre varisque sont mal cernées. Cette méconnaissance résulte essentiellement de la rareté des données pétrologiques, géochimiques et géochronologiques disponibles.

L'étude concerne la chaîne de Belledonne et plus spécialement son extrémité méridionale. Ce secteur Sud-Ouest présente en effet une lithologie et une structuration atypiques par rapport à celles du secteur Nord-Est dont les caractères sont proches de ceux de l'ensemble des M.C.E.

L'analyse peut être schématisée par les étapes suivantes :

1 - Le domaine méridional (basse vallée de la Romanche) est constitué par un empilement de formations différant par leur âge et par leur histoire tectonométamorphique. Des datations soulignent (i) la juxtaposition de terrains cambro-ordoviciens et dévono-carbonifères et(ii) l'âge carbonifère inférieur de la tectogenèse.

Deux formations d'origine ignée permettent de caractériser le paléomagnétisme paléozoïque et d'en préciser le site originel :

* A la limite Cambro-Ordovicien, une distension crustale conduit à l'ouverture d'un bassin marginal (complexe ophiolitique de Séchilienne-Chamrousse). L'extension crustale est balisée par l'évolution géochimique des métabasites. Ce site originel particulier induit divers processus pétrogénétiques qui se traduisent par la diversité des produits basiques et acides. Les déformations et les recristallisations appartiennent à deux stades, intra-océanique et orogénique. Une évolution polycyclique est de ce fait écartée.

* Au Dévonien, une seconde période d'amincissement crustal conduit à la genèse des formations de Rioupéroux et de Livet. Elle se matérialise par un magmatisme de nature bimodale puis trondhjémitique. La pétrogenèse est complexe et implique des sources mantelliques et crustales ainsi que des phénomènes de contamination et de mélanges.

2 - Dans l'ensemble de la chaîne de Belledone, une comparaison des domaines Nord-Est et Sud-Ouest montre que le domaine septentrional représente un fragment lithosphérique à structuration plus ancienne siluro-dévonienne, et à caractères de zone profonde (métamorphisme de haute pression siluro-dévonien, anatexie dévonienne et granitisations carbonifères). Le dernier épisode métamorphique, carbonifère, y est rétromorphique et associé au fonctionnement d'une zone de décrochements majeurs, alors que le métamorphisme de même âge est prograde et contemporain de chevauchements dans le domaine méridional.

La structure de la chaîne de Belledone est interprétée dans le cadre des serrages tardifs lors de la collision intracontinentale. On souligne la progression centrifuge des phénomènes tectoniques et métamorphiques et l'extension de la ceinture orogénique.

3 - Des corrélations sont proposées avec d'autres segments de la chaîne hercynienne ouest-européenne afin (i) de replacer les diverses pièces du "puzzle" de Belledonne dans la zonation orogénique pré-carbonifère et (ii) de retrouver les secteurs présentant une évolution similaire au Dinantien.

Mots-Clés = Alpes occidentales, Massifs cristallins externes , Belledonne, Hercynien s.l., distension continentale, collision intracontinentale, ophiolite, croûte amincie, métabasites, métaplagiogranites, métatrondhjémites, géochronologie (U/Pb, zircons, K/Ar, amphiboles), géochimie (majeurs, traces, REE) reconstitution géodynamique.

Editions du C.A.E.S.S.
Université de Rennes I
F-35042 - RENNES Cédex