Les granites sodiques et les roches associées de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et du groupe de Rioupéroux-Livet (Isère-France) - Pétrochimie et géochimie .

Denis Scarenzi

▶ **To cite this version:**

Denis Scarenzi. Les granites sodiques et les roches associées de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et du groupe de Rioupéroux-Livet (Isère-France) - Pétrochimie et géochimie .. Géochimie. Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, 1984. Français. NNT : . tel-00548437

HAL Id: tel-00548437

https://theses.hal.science/tel-00548437

Submitted on 20 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE

GEOLOGIE APPLIQUEE
OPTION: PETROLOGIE - METALLOGENIE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

21 FEV. 1985

Denis SCARENZI

*LES GRANITES SODIQUES ET LES ROCHES ASSOCIEES DE L'OPHIOLITE DE CHAMROUSSE-TABOR ET DU GROUPE DE RIOUPEROUX-LIVET (ISERE-FRANCE) _PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE_*

Thèse soutenue le 30 octobre 1984 devant la commision d'examen

MM. P. GIRAUD — Président
J.L. DUTHOU, R.P. MENOT, M. PIBOULE — Examinateurs

10095855

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à ceux qui m'ont dirigé, aidé ou conseillé au cours de ce travail.

Celui-ci a été réalisé grace à la collaboration des laboratoires de pétrologie de Grenoble, de St. Etienne, de Lyon et de Rennes.

"Rien de ce qui s'est passé sur cette terre, aussi profondément enfoui que soit l'événement, n'est caché à l'homme."

Henry Miller

SOMMAIRE

PREMIERE PARTIE: INTRODUCTION

A/ Présentation géologique du secteur de l'étude.....p. 2

I - Les Massifs Cristallins Externes .....p. 2
II - Cadre géographique du secteur étudié .....p. IO
III - Géologie du secteur étudié .....p. IO
IV - Conclusions .....p. 19

B/ Les granites sodiques .....p. 22

I - Introduction .....p. 22
II - Définitions et classifications .....p. 22
III - Principaux modes de gisement .....p. 28
IV - Pétrographie .....p. 35
V - Géochimie .....p. 39
VI - Genèse des granites sodiques .....p. 51
VII - Comparaison avec les autres granitoïdes .....p. 56
VIII - Conclusions .....p. 58

DEUXIEME PARTIE: PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES PLAGIOGRANITES ET DES ROCHES ASSOCIEES DU MASSIF UB-B de CHAMROUSSE-TABOR

A/ Pétrographie .....p. 59

I - Introduction .....p. 59
II - Modes de gisement .....p. 60
III - Description pétrographique .....p. 71
IV - Conclusion .....p. 94

B/ Géochimie .....p. 97

I - Introduction .....p. 97
II - Etude des éléments majeurs .....p. 97
III - Etude des éléments en traces .....p. 113
IV - Etude des terres rares .....p. 122
V - Conclusions .....p. 129

TROISIEME PARTIE: PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES GRANITES SODIQUES ET DES ORTHO-LEPTYNITES DU GROUPE DE RIOUPEROUX-LIVET

A/ Pétrographie .....p. 132

I - Introduction .....p. 132
II - Modes de gisement.....p. 132
III - Description pétrographique .....p. 142
IV - Conclusions .....p. 161

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: pistour@ujf-grenoble.fr
27 AOUT 2003

B/ Géochimie

I - Introduction.....p.164
II - Etude des éléments majeurs p.164
III - Etude des éléments en traces p.179
IV - Etude des terres rares p.191

QUATRIEME PARTIE: CONCLUSIONS GENERALES

A/ Comparaison entre les plagiogranites du groupe de Séchilienne et ceux du massif UB-B Chamrousse-Tabor; caractères principaux de ces plagiogranites p.195
I - Différences présentées p.195
II - Points communs p.196
III - Résumé des caractères des plagiogranites de ces deux groupes p.197

B/ Comparaison entre les plagiogranites ophiolitiques du groupe de Chamrousse-Tabor et les trondhjémites de Rioupéroux-Livet p.199
I - Différences générales entre les deux groupes p.199
II - Différences présentées par les termes de composition intermédiaire et acide p.199
III - Conclusions p.201

C/ Comparaison avec les granites sodiques modernes et hercyniens p.203
I - Les plagiogranites du groupe de Chamrousse-Tabor p.203
II - Les granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet p.203

BIBLIOGRAPHIE p.205

ANNEXES

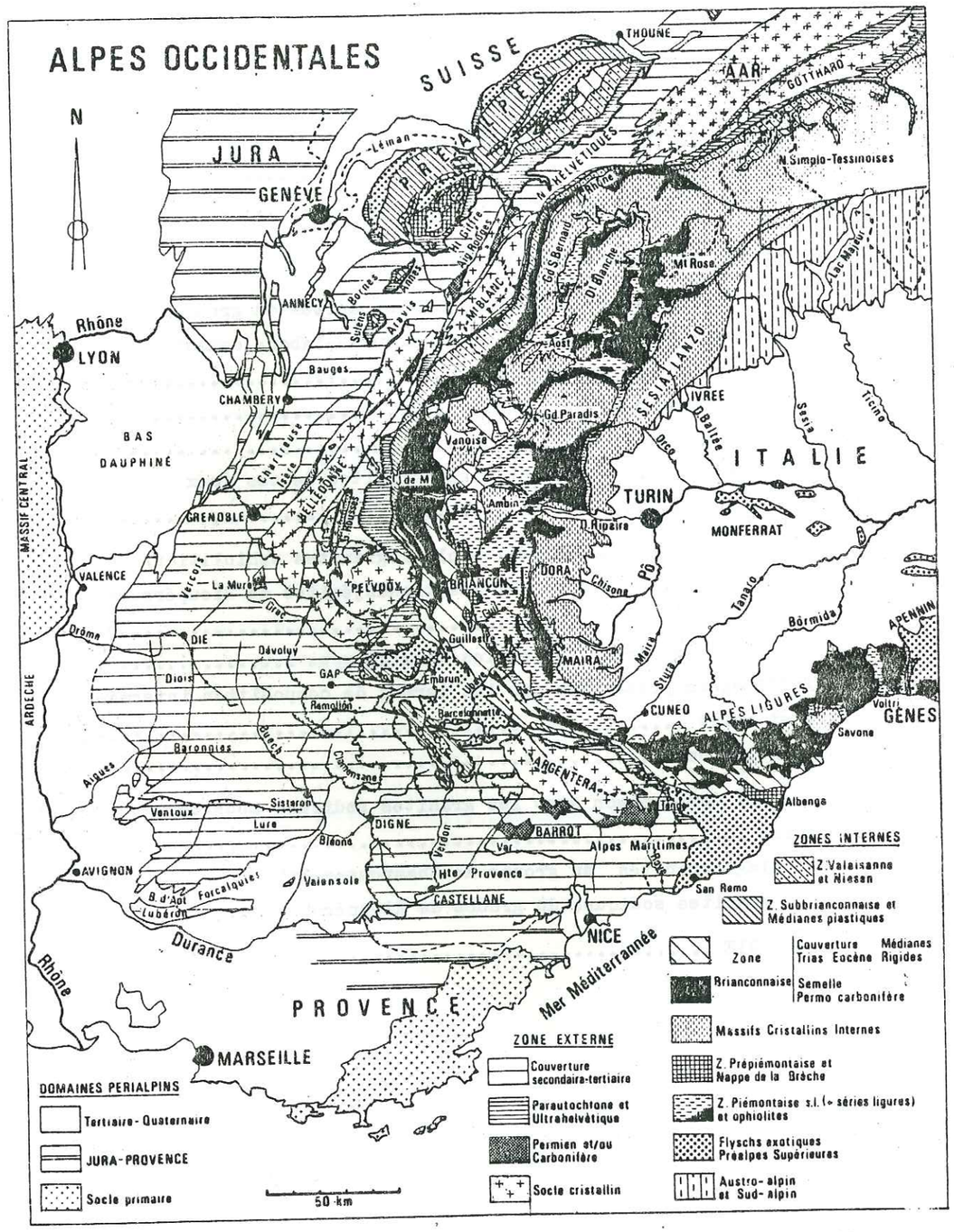


Figure n° 1 - Schéma structural des Alpes franco-italiennes, in J. DEBELMAS et Cl. KERCKHOVE (1980).

PREMIERE PARTIE

A/ PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE DU SECTEUR DE L'ÉTUDE

I/ LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

1) Définition et situation

Les Massifs Cristallins Externes se rapportent au socle antémésozoïque de la chaîne alpine. Ils sont bordés à l'Ouest par les chaînes subalpines qui représentent leur couverture sédimentaire parautochtone (fig. n° 1). Ils dessinent du Nord au Sud un "L" dont la branche verticale est formée par une succession de couples de massifs : Aar-Gotthard (massifs centraux), Aiguilles Rouges - Mont-Blanc, Belledonne - Grandes Rousses et dont la branche horizontale est constituée de massifs simples : Pelvoux (Haut Dauphiné), Argentera (Mercantour).

2) Problèmes de datation et de corrélations

Les terrains les plus anciens sont formés de schistes cristallins et d'orthogneiss granitiques. Leur structuration est antéhouillère, comme en témoigne la présence de Westphalien C, pincé dans les accidents "fini-hercyniens": synclinaux houillers du Servoz (Aiguilles Rouges), de l'Herpie (Grandes Rousses) et de la Mure (sud de Belledonne). Ces accidents ont souvent été rajeunis, lors de l'orogène alpin (présence d'écailles de Trias et de Lias). Les éléments de datation et de corrélation sont très rares. En effet, l'étude de ces terrains antéhercyniens est rendue difficile par l'absence de repères chronostratigraphiques (rareté des fossiles, difficultés d'interprétation des données géochronologiques consécutives aux multiples réajustements isotopiques hercyniens et alpins, réorganisation à l'échelle régionale des unités lithostratigraphiques).

Ces terrains anciens sont recoupés par de nombreux massifs de granitoïdes d'âges et de nature variés (fig. n° 2).

2.a) Lithostratigraphie des schistes cristallins

Différents travaux (P. et C. BORDET, 1952 ; R. MICHEL et P. BERTHET, 1958 ; P. et C. BORDET, 1960 ; P. BORDET, 1961, D. KRUMMENACHER et al., 1965; R. LAURENT, 1968 ; P. LEFORT et C.E. EHRSTROM, 1969) ont permis de mettre en évidence plusieurs unités qui se relaient de massif en massif.

Ces unités sont, de bas en haut : "la série à pinite", "la série brune", "la série verte" et "la série satinée" (fig. n° 3 et tab. n° 1, annexes).

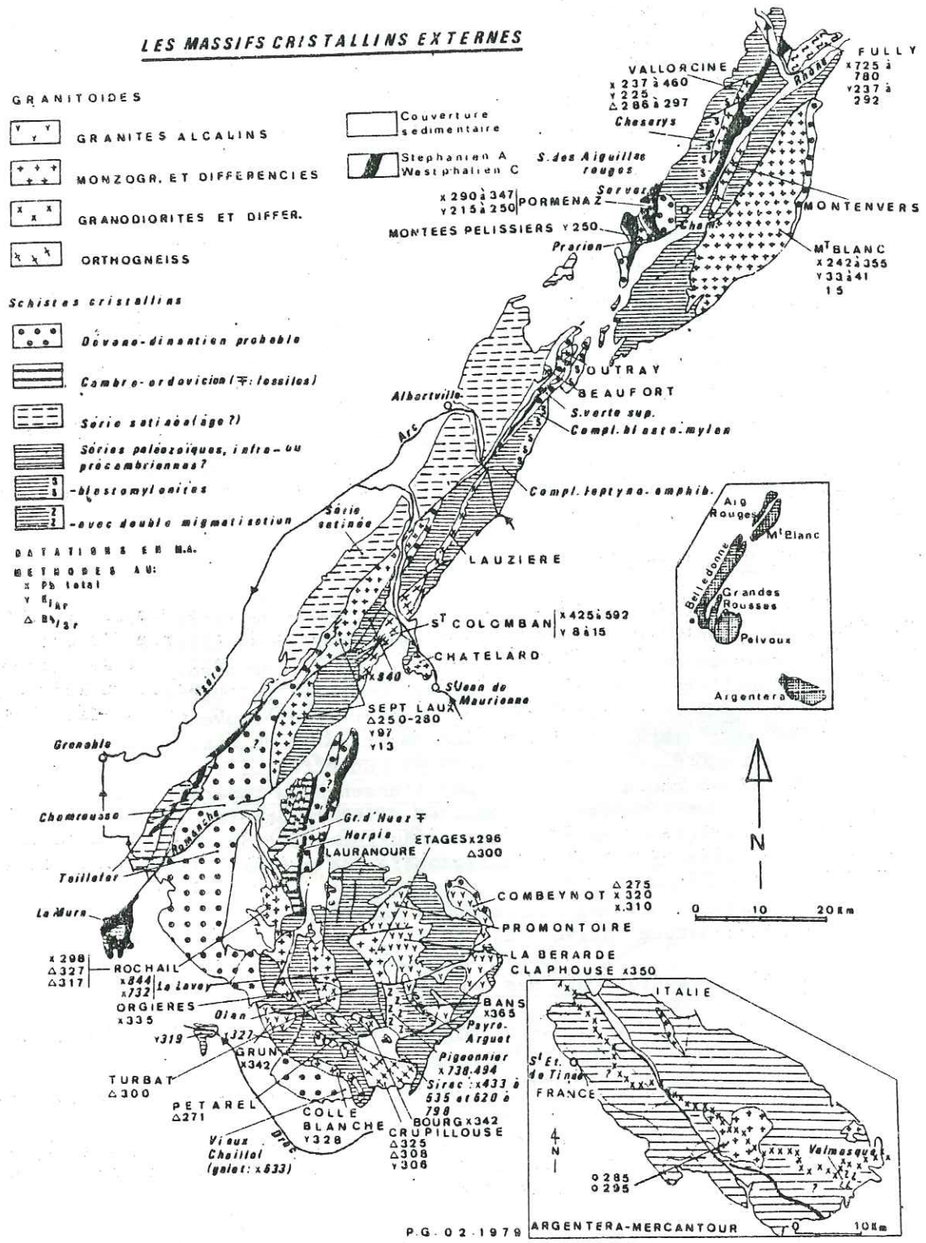


Figure n° 2 - Les Massifs Cristallins Externes, in J. DEBELMAS et C. KERCKHOVE (1980).

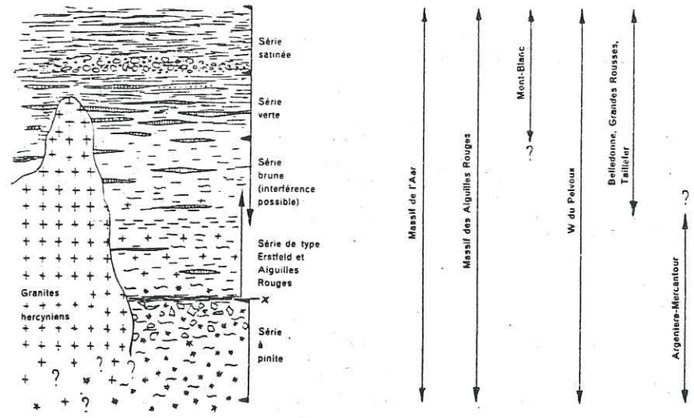


Figure n° 3 - Constitution des Massifs Cristallins Externes suisses et français in D. KRUMMENACHER et al., 1965.

- La série à pinite

Celle-ci a d'abord été décrite à l'Est des Aiguilles Rouges (D. KRUMMENACHER, 1959 : "Série de Fully"). Elle est constituée de granodiorites migmatitiques à pinite. Elle affleure également dans le massif de l'Aar (granitoïdes de Lauterbrunnen et d'Innertkirchen) et à l'Ouest du massif du Pelvoux (série de Rif du Sap, D. KRUMMENACHER et al., 1965), ainsi qu'au Sud-Est de Belledonne (Lance d'Allemont, F. CARME, 1970 c).

- La série brune

Ce sont des micaschistes et des gneiss intercalés de lits amphibolitiques. Les roches sont caractérisées par la présence de disthène et de staurotide. Cette formation s'individualise mal de la suivante (la série verte).

- La série verte

Elle se subdivise en deux unités principales :

- une masse amphibolique basale d'une épaisseur de 500 m ("série verte inférieure");
- un ensemble de schistes volcanosédimentaires ("série verte supérieure").

La compilation de P. LEFORT et C.E. EHRSTROM (1969) indique quelles sont les formations des Massifs Cristallins Externes qui sont affectées à ces séries vertes inférieures et supérieures (tab. n° 1, annexes).

Un épisode conglomératique sépare la série verte de la série satinée : conglomérat de la Sambuis, P. BORDET et P. et C. BORDET (1952, 1963) et conglomérat du Vieux Chaillol, P. LEFORT (1964). Ce conglomérat serait présent dans l'ensemble des Massifs Cristallins Externes (D. KRUMMENACHER et al., 1965).

- La série satinée

C'est un ensemble de micaschistes à passées graphiteuses ou quartzeuses, à bancs de cipolins. Cette série satinée est représentée par le rameau externe de Belledonne, la série de St Gervais (Aiguilles Rouges).

2.b) Les granitoïdes des Massifs Cristallins Externes

Les travaux de P. LEFORT et A. PECHER (1971), dans le massif du Pelvoux établissent à partir des âges des granites intrusifs du Haut-Dauphiné, l'existence de trois phases de granitisation principales :

- une phase "A" ancienne, probablement précambrienne ;
- une phase "B" hercynienne précoce ou beaucoup plus ancienne ;
- une phase "C" hercynienne.

Les travaux récents (cf. compilation P. DEMEULEMEESTER, 1982, tab. n°2, annexes), confirment en partie cette chronologie.

Les gneiss anciens seraient d'âge calédonien : gneiss de Crupillouse (Pelvoux), granitoïde de St Colomban (Belledonne). La phase principale de granitisation dans les Massifs Cristallins Externes est hercynienne, les granites sont soit syn-tectoniques (granite des Bans, granite de Claphouse), soit, et c'est le cas le plus général, post-tectoniques.

Parmi ces granitoïdes, trois grands types pétrographiques se distinguent : le premier type correspond à des monzogranites : c'est le cas dans les massifs du Mont-Blanc et des Etages ; le deuxième type est représenté par des granodiorites qui se manifestent dans les massifs d'Orgières, de la Lauzière ; le dernier type, plus marginal correspond au massif de granite hypovolcanique "alcalin" du Combeynot (fig. n°2).

2.c) Interprétations

Les roches constituant les séries vertes, brunes et satinées sont interprétées de deux façons différentes : D. DONDEY considère que ces séries épaisses, flyschoïdes, se sont déposées dans un "géosynclinal hercynien", tandis que des travaux plus récents (F. CARME, 1970a) attribuent dans les Massifs Cristallins Externes ces séries à un "cycle cadomien". J.F. VON RAUMER (1981) reprend les travaux de D. DONDEY (1960) et évoque l'existence d'un "cycle varisque".

- Hypothèse du "géosynclinal hercynien"

En prenant en compte cette hypothèse, P. LEFORT et C.E. EHRSTRÖM (1969) mettent en évidence deux cycles majeurs au-dessus des séries anciennes (à pinite) qui représenteraient le socle.

Le premier cycle, antéhercynien, volcanosédimentaire, est caractérisé par des termes spilito-kératophyriques et ultra-basiques. Le second cycle est essentiellement sédimentaire et de type Culm (constitué d'alternances gréso-schisteuses). Il serait d'âge dévono-dinantien. Cette attribution repose sur l'analogie avec le faciès Culm du Massif Central français et des Vosges, où cette formation est transgressive sur le socle avec manifestation d'un conglomérat basal qui marque la phase bretonne. Le conglomérat qui se trouve à la base de la série satinée aurait la même signification.

- Hypothèse du "cycle cadomien"

Parallèlement aux travaux précédemment cités, F. CARME, dès 1970 (a), détaille pour le massif de Belledonne la stratigraphie des séries satinée, verte et brune. Il en donne une autre interprétation qui est étendue à l'ensemble des Massifs Cristallins Externes (1970, c). D'après cet auteur, la série verte inférieure correspondrait au Briovérien inférieur, en raison des analogies avec des formations attribuées à cet âge dans la zone sud-armoricaine. La série brune, ainsi que la série satinée correspondraient au Briovérien moyen, car elles sont similaires à des formations rutènes attribuées à cet âge par P. COLLOMB (1969).

Seule la série verte supérieure (dite également "série du Taillefer") serait dévono-dinantienne. Le complexe de Belledonne ("série verte moyenne d'une part, séries brune et satinée d'autre part", F. CARME, 1970 a) en est séparé par une discontinuité majeure. Ce complexe a été plissé et métamorphisé lors de la phase orogénique cadomienne. Des arguments structuraux confirment l'existence d'une orogenèse cadomienne. L'interprétation des données de la géophysique justifie l'hypothèse du rajeunissement carbonifère d'une série ancienne briovérienne (échelonnement des âges "plomb total" entre l'Infracambrien et le Carbonifère ; regroupement au Carbonifère moyen des âges Rb/Sr).

- Hypothèse du "cycle varisque"

Pour J.F. VON RAUMER (1981), l'évènement métamorphique le plus ancien est marqué par une phase de haute pression calédonienne (450 MA). Il correspond à la formation des granulites du Mont Gothard et des éclogites des Aiguilles Rouges. L'étude des schistes anciens révèle l'existence d'une phase régionale d'anatexie I, également d'âge calédonien. Elle induit la formation de granites à grain grossier qui correspondent aux Streifengneiss du Gothard, aux gneiss du Brévent et d'Emosson dans les Aiguilles Rouges, aux gneiss de Crupillouse dans le Pelvoux, aux gneiss d'Iglière dans l'Argentera. Il succède à cette anatexie I un épisode blastomylonitique (420-400 MA ; faciès schistes verts supérieurs à amphibolite).

Une anatexie régionale II est ensuite marquée par la présence de mobilisats et de granitoïdes à cordiérite abondante. Cette phase II correspond aux séries à pinite. Elle pourrait être soit tardi-calédonienne, soit varisque précoce : cette phase est celle des anatexites hercyniennes. Elle pourrait correspondre à une diminution de la pression consécutive à une remontée du bâti cristallin.

Cette ceinture de granitoïdes à cordiérite peut correspondre dans le socle cristallin d'âge calédonien à une zone de basse pression située au Nord d'une zone de subduction plus ancienne. Cette interprétation paléogéographique semble être la plus adéquate à rendre compte de la position des Massifs Cristallins Externes entre la zone moldanubienne au nord, et le craton africain au sud.

La notion de "série de Fully", basée sur la datation de zircons détritiques à 770 MA ("plomb total") doit être abandonnée selon J.F. Von Raumer, car on ne dispose d'aucune indication d'âges plus anciens que 700 MA dans le domaine alpin.

Il apparaît à l'examen des différents travaux que l'interprétation des séries constituant les Massifs Cristallins Externes est extrêmement délicate : les repères chronostratigraphiques sont rares, les corrélations souvent aléatoires, les interprétations contradictoires.

Toutefois, les travaux récents mettent en place plusieurs repères chronologiques dans les massifs de Belledonne, du Pelvoux et des Grandes Rousses, grâce à des mesures radiométriques sur minéraux.

2.d) Données de la géochronologie

Par dosage des rapports K/Ar et Rb/Sr dans des biotites et K/Ar dans des amphiboles sont confirmés,par P. DEMEULEMEESTER (1982) , certains des résultats obtenus précédemment. C'est ainsi que des âges calédoniens précoces (500 MA, orthogneiss de St Colomban) ont été déterminés dans les massifs étudiés. (*)

Une phase métamorphique tardi-calédonienne ou hercynienne précoce est mise en évidence ; elle est datée à 370 ± 30 MA dans les Grandes Rousses.

Un métamorphisme tardi-hercynien accompagne diverses granitisations telles que celle du Rochail (331 MA), celle des Sept-Laux (322 MA) et celle de la Lauzière (254 MA).

2.e) Conclusion

A l'exception de quelques datations correspondant au Cambrien terminal, peu d'âges anciens ont été déterminés dans Belledonne. En particulier aucune formation n'a pu y être rapportée au Briovérien, alors que des âges franchement protérozoïques ont été obtenus par des dosages "plomb total" sur la série de la Fully (Aiguilles Rouges) et sur la série de Rif du Sap (Pelvoux).

Les données de la géochronologie semblent donc valider les travaux de J.F. VON RAUMER (1981) et les conclusions de F. CARME (1970 a, b, c) ne peuvent pas être vérifiées au niveau de la chaîne de Belledonne.

3) Evolution post-paléozoïque des Massifs Cristallins Externes

La tectonique "fini-hercynienne" qui affecte le Westphalien supérieur et le Stéphanien basal dans les synclinaux houillers est à l'origine d'une surrection du socle qui semble maximale au Permien. Consécutivement, la pénéplanation conduit à l'établissement d'une surface structurale anté-triasique. Les formations dolomitiques ("dolomie capucin") du Trias sont transgressives sur ce socle.

Les événements alpins sont révélés par les données de la géochronologie obtenues par P. DEMEULEMEESTER (1982) : la tectonique alpine se manifeste d'abord par une phase précoce (126 à 81 MA dans le massif de Belledonne, 130 à 52 MA dans le Pelvoux). Cette phase éo-alpine (Crétacé supérieur à Paléocène) est bien marquée par le rejeu des principaux accidents du socle. Elle est suivie d'une phase méso-alpine (35 MA). Au Miocène moyen, une phase néo-alpine (15 MA) correspond à la surrection des massifs.

* Ces ages anciens sont également mis en évidence par la paléontologie. Des reitlingerellidés permettent de déterminer un age cambrien pour les schistes d'Huez-Vaujany (Grandes Rousses; L. GIORGI, 1979).

4) Les déformations dans les Massifs Cristallins Externes

Trois grands types d'accidents peuvent être définis :

- failles verticales qui découpent le socle en "clavaux" ;
- failles inverses qui résultent d'un jeu compressif marqué par des traces d'écrasement dans le matériel cristallin ou sa couverture ;
- failles chevauchantes qui délimitent des écailles à déversement nord-ouest. Ces accidents pincent des écailles de terrains mésozoïques (synclinal de Chamonix, synclinal médian de Belledonne, synclinal de Bourg d'Oisans, synclinal des Deux-Alpes...).

D'après les données de la géophysique, ces accidents chevauchants sont très développés (G. PERRIER et P. VIALON, 1980). C'est ainsi que les retards de propagation des ondes sismiques sous Belledonne suggèrent l'existence d'un "coin" sédimentaire mésozoïque chevauché localement par ce massif. Des résultats analogues montrent que le massif du Mont Blanc serait totalement déraciné.

Les données du paléomagnétisme révèlent également une rotation du Pelvoux par rapport au Massif Central français.

G. MENARD (1979) démontre l'existence d'un épaississement de la croûte continentale au niveau des Massifs Cristallins Externes. Cet épaississement résulterait d'un mécanisme de chevauchement d'écailles de socle. De plus, ces travaux font état d'un mouvement général de remontée du bâti cristallin à une vitesse d'environ un millimètre par an (fig. n° 4).

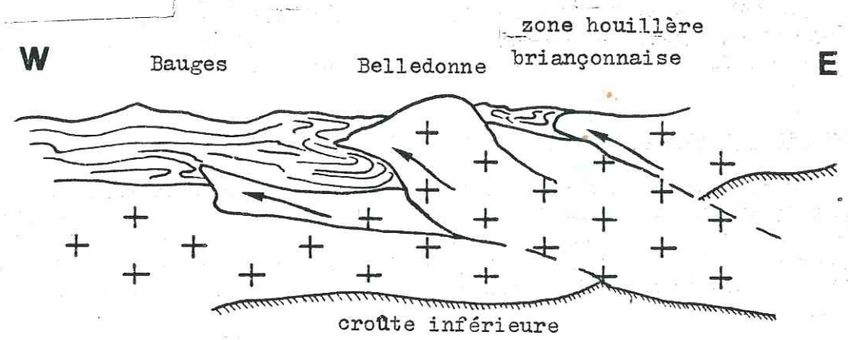


Figure n° 4 - Structure du massif de Belledonne (in G. MENARD, p. 134, 1979).

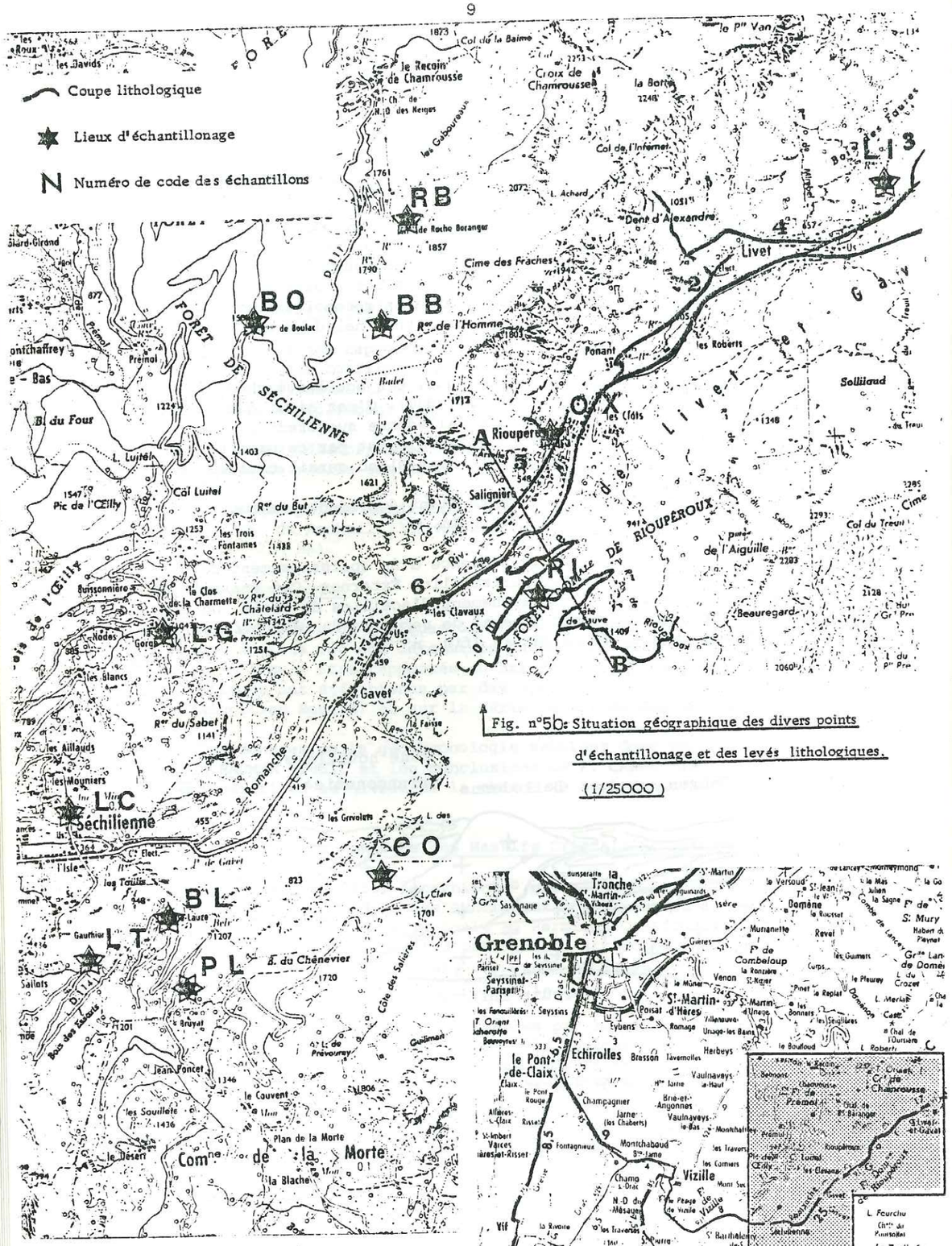
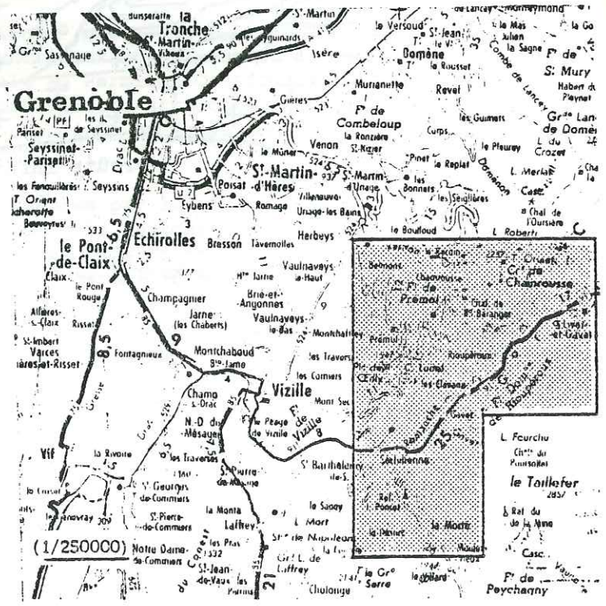


Fig. n°5b: Situation géographique des divers points d'échantillonage et des levés lithologiques.

(1/25000)



5a: Localisation du secteur de l'étude

II/ CADRE GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE

Le secteur étudié (fig. n° 5a) correspond à la partie méridionale du massif de Belledonne et au versant septentrional du massif du Taillefer.

Les limites naturelles du terrain sont, le long de la vallée de la Romanche :

- au sud-ouest : les portes de l'Oisans, contreforts cristallins situés en amont du village de Séchilienne ;
- au nord-est : les cônes de déjection torrentiels de l'Infernet et de la Grande Vaudaine, qui ont constitué jusqu'au XIIème siècle le barrage naturel de retenue du lac St Laurent dont les alluvions forment l'actuelle plaine de Bourg-d'Oisans.

Dans le massif de Belledonne, le terrain étudié s'étend jusqu'à la station de Chamrousse. Dans la partie septentrionale du massif du Taillefer, c'est la commune de La Morte qui en marque la limite.

Les échantillons pétrographiques étudiés ont été collectés aux lieux suivants (fig. n° 5b : du nord au sud : Livet (LI), Roche-Béranger (RB), Bacha-Bouloud (BB), Barraque de Boulac (BO), Rioupéroux (OX), La Gorge (LG), route forestière de Rioupéroux (RI), Le Château (LC), Combe-Oursière (CO), Belle-Lauze (BL), La Trémoulat (LT), Plansonet (PL).

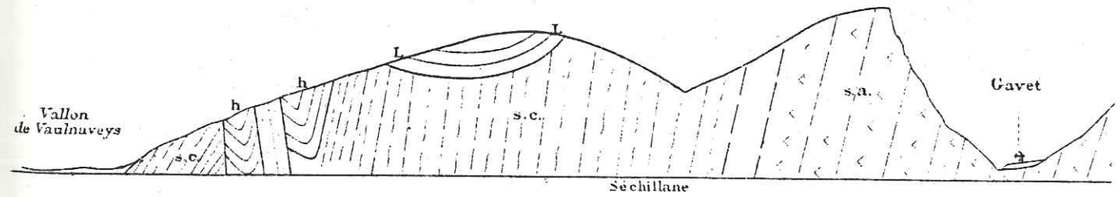
Une coupe lithologique a été levée le long de la vallée de la Romanche, entre les villages de Livet et de Gavet (5 - 6). Cette coupe a été complétée de quelques levés : le long de la route forestière de Rioupéroux (1), le long de la piste Livet-Dent d'Alexandre (2-4) et au nord du village de Livet (lieu-dit "La Balme") (3).

III/ GEOLOGIE DU SECTEUR ETUDIE

1) Historique des travaux

Les premiers travaux remontent à la seconde moitié du XIXème siècle. Ils esquissent la structure du massif de Belledonne et en définissent la pétrographie.

C. LORY, dès 1881, distingue deux unités dans la chaîne de Belledonne au niveau de la vallée de la Romanche (fig. n° 6).



L. *Lias* h. *Terrain houiller, grès à anthracite* s.c. *Schistes chloriteux, talcschistes, etc.*
s.a. *Schistes amphiboliques*

Figure n° 6 - Rive droite de la Romanche, entre Vizille et Gavet.
In C. LORY (1881).

La première unité, entre Vizille et Séchilienne est constituée de "schistes onctueux, satinés, dits schistes talqueux". La seconde, à partir de Séchilienne est formée de schistes amphibolitiques qui,vers Rioupéroux, alternent avec des micaschistes.

Un âge anté-houiller est attribué à ces schistes cristallins.

Ce même auteur (C. LORY, 1860), décrit des roches vertes à Chamrousse et au Mont Tabor.

L. DUPARC, travaillant sur un échantillonnage réalisé par A.DELEBECQUE (1894) réalise une première étude pétrographique des roches éruptives basiques situées au milieu des amphibolites du secteur du lac Robert. Il identifie plusieurs types pétrographiques et en donne une description sommaire : ce sont des gabbros saussuritisés ou amphibolitisés et des serpentines. Lors de communications ultérieures, (L. DUPARC, 1896 a et b), les lieux d'affleurement sont précisés. De plus, sont décrits au sein des séries de roches vertes du Mont Tabor, des matériaux plus acides tels que des diorites et des kératophyres (baptisés "porphyrites micacées").

P. TERMIER (1901) affine les études précédentes avec une description des modes de gisement des matériaux du massif de Belledonne. Pour lui, les roches basiques sont intrusives dans des formations d'origine sédimentaire (cipolins et micaschistes). Dans cette série, des gneiss basiques alternent avec des leptynites. L'ectinisation des matériaux est antérieure à la mise en place des massifs granitiques hercyniens, eux-mêmes antérieurs au Stéphanien. Dans une note ultérieure, P. TERMIER (1911) reprend le problème de l'âge des roches vertes : celui-ci correspond à la phase de gneissification de la chaîne.Dans cette même publication, il montre que la partie sud de Belledonne forme un vaste anticlinal à flancs très raides, mais non déversés.

G. CHOUBERT (1934) précise les différents stades d'évolution du "massif hercynien de Belledonne". Il fait le lien entre le métamorphisme et l'expression de certaines phases minérales.

Pour la région considérée, le schéma proposé comporte cinq stades d'évolution du massif :

a) Intrusion d'un magma basique et différenciation du massif péridotitique au sein d'un massif de gabbros, antérieurement au métamorphisme général anté-houiller qui a donné naissance à la série cristallophyilienne ;

b) phase tectonique de serrage intense ;

c) manifestation d'un premier épisode métamorphique typé dans la mésozone de Grubenman ;

d) manifestation d'un second métamorphisme épizonal, supposé anté-alpin, mais qui ne peut être daté par rapport aux phases hercyniennes ;

e) chevauchement de la zone interne du massif sur la zone externe.

Un inventaire pétrographique des roches "accompagnant la serpentine du Tabor" est établi. Ces roches sont des diallagites (ouralitisées ou non), des gabbros, des amphibolites diverses. Elles sont accompagnées de termes leucocrates. Ceux-ci sont représentés par :

- des "diorites micacées" dont la description correspond à celle de cumulats plagioclasiques ;

- des "aplites" recristallisées et orthogneissifiées filoniennes, injectées dans des amphibolites, ces aplites étant formées de quartz et feldspaths alcalins accompagnés de chlorite, d'épidote et de sphène ;
- des niveaux gneissiques à texture en mortier, où le quartz est abondant et accompagné d'un plagioclase surtout albitique.

Les "diorites micacées" et les "aplites" seraient contemporaines et comagmatiques. La diorite se formerait par endomorphisme du magma aplitique qui traverserait les gabbros et les serpentines. Si l'état des recherches n'était pas suffisamment avancé pour permettre à cet auteur une interprétation correcte des phénomènes observés, il est remarquable que ses observations l'aient conduit à pousser son raisonnement jusqu'à énoncer : "ce magma, essentiellement sodique a subi un appauvrissement relatif en silice et en soude". Il caractérise ainsi l'existence de liquides magmatiques différenciés équivalents des liquides plagiogranitiques.

Les descriptions de ces termes leucocrates, quoique peu détaillées,permettent de les assimiler à des métatonalites ou des métaleucotonalites et à des métakératophyres.

R. MICHEL et P. BERTHET (1958) détaillent dans la vallée de la Romanche "une coupe remarquable des formations cristallophylliennes" entre Vizille et Rochetaillée. Ils distinguent trois ensembles principaux :

- Le groupe de Vizille qui affleure jusqu'à Séchilienne et qui est constitué de gneiss albitiques à passées de micaschistes à deux micas. Ces micaschistes résultent du métamorphisme de grès argileux et de schistes albitisés.

- Le groupe de Séchilienne qui affleure à l'amont de Séchilienne sur 1 km environ, et au delà du pont de Gavet (rive gauche de la Romanche) sur 2 km. Ce groupe est constitué d'amphibolites à hornblende et actinote, de gneiss amphibolitiques et chloriteux qui passent en continuité à des leptynites sous-jacentes.

- Le groupe de l'Aveyna qui affleure jusqu'à Rochetaillée, est constitué de migmatites amphiboliques. Il présente,dans la région de Livet, plusieurs affleurements d'un granite à grain fin, à plagioclases automorphes, très pauvre en feldspath potassique.

Le groupe de l'Aveyna passe en continuité vers son sommet au groupe de Séchilienne.

En résumé

Les travaux anciens individualisent une zone externe et une zone interne dans la chaîne de Belledonne (cf. coupe du "bord subalpin" au nord de Grenoble: L. MORET, 1940, fig. n° 7).

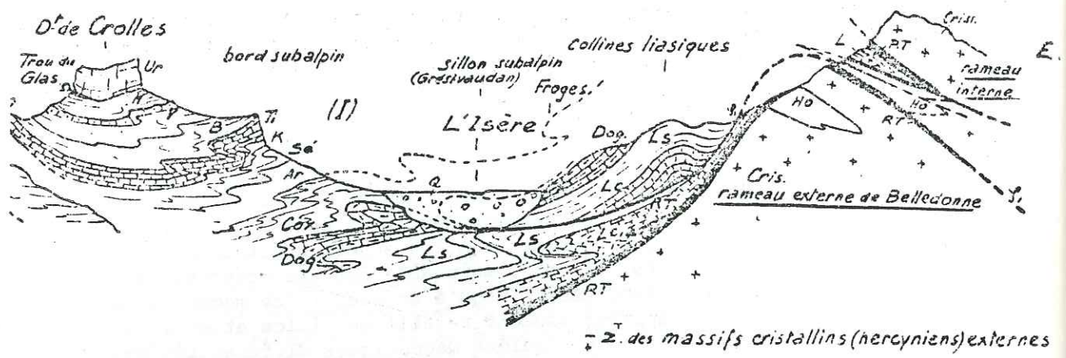


Figure n° 7 - Structure du "bord subalpin" au nord de Grenoble (in L. MORET, 1940).

Plusieurs séries cristallophylliennes sont caractérisées. L'une correspondant au massif Chamrousse-Tabor est interne. Elle comporte des roches basiques (serpentines, gabbros, amphibolites). La base est constituée de gneiss amphiboliques et de leptynites (groupes de Séchilienne et de l'Aveyna). L'autre correspondant au groupe de Vizille est externe et à dominance micaschisteuse.

Deux événements métamorphiques principaux sont définis : l'un est mésozonal et anté-hercynien, l'autre est épizonal et anté-alpin. Les séries affectées par ces métamorphismes sont anté-hercyniennes (R. MICHEL et P. BERTHET, 1958).

Plus récemment (P. BORDET, 1961), les roches vertes de Chamrousse et du Mont Tabor sont interprétées comme "une masse volcanique mise en place au cours de la sédimentation dans des séries ultérieurement métamorphisées et semblables à ce qui est connu par exemple dans les schistes lustrés du briançonnais".

P. et C. BORDET qualifient, en 1963, d'ophiolitique ce complexe ultrabasique et basique.

F. CARME (1965) complète l'interprétation de la série des roches vertes de Chamrousse et du Mont Tabor. La comparaison de ce massif avec les associations ophiolitiques classiques le conduit à envisager le renversement de la série pour expliquer la polarité inverse de ce complexe plutovolcanique.

2) Structure du Sud du massif de Belledonne

Deux conceptions de cette partie de la chaîne sont évoquées. Elles reflètent les deux interprétations concernant la genèse des Massifs Cristallins Externes résumées auparavant (chapitre I, § 2).

La première s'appuie sur l'idée développée par D. DONDEY (1960) du dépôt des unités lithostratigraphiques constituant ce secteur du massif de Belledonne dans un géosynclinal hercynien. La seconde conception considère la succession des séries comme un empilement d'écailles tectoniques juxtaposées (F. CARME, 1972, 1973 b).

Ces deux conceptions, qui n'admettent pas la même stratigraphie, qui ne rattachent pas les métamorphismes aux mêmes phases tectoniques majeures, aboutissent toutefois à une représentation graphique commune du Sud du massif de Belledonne (fig. n°8).

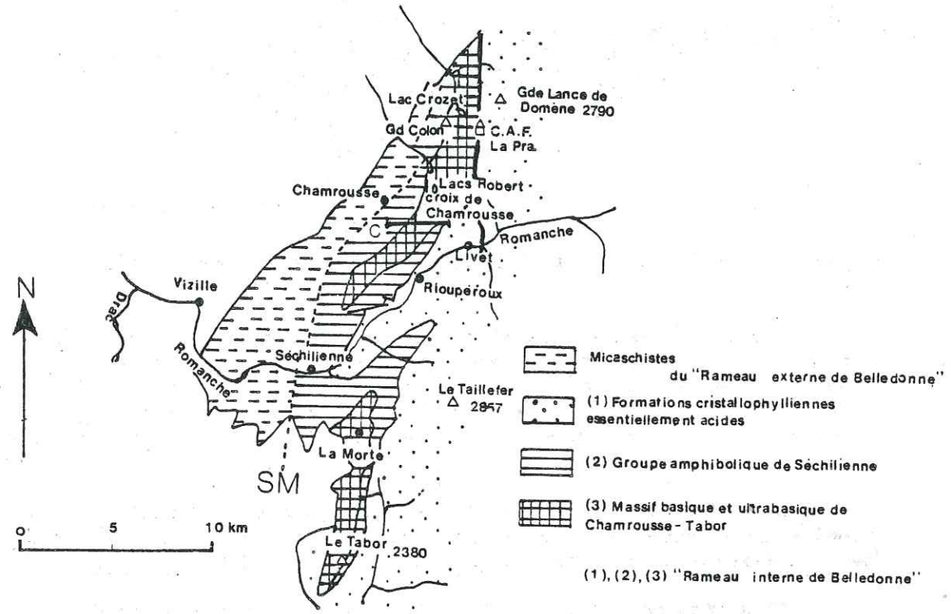


Figure n° 8 - Sud du massif de Belledonne d'après la carte géologique au 1/50 000 Vizille, 1972, modifiée, in R.P. MENOT, 1979.

2.a) Première interprétation

C'est P. BORDET (1952, 1960, 1961 a et b, 1972) qui élabore l'essentiel de ce modèle structural. Le groupe de Vizille défini par R. MICHEL et P. BERTHET (1958) représente le rameau externe du massif de Belledonne, il est constitué des séricitoschistes de la série satinée.

Le synclinal médian correspond à la zone de chevauchement du rameau interne de Belledonne sur le rameau externe. Il est comblé par des dépôts triasiques. Il se suit depuis La Boutiat (nord de Fond de France) jusqu'à la dépression de Séchilienne. Les groupes de Séchilienne et de l'Aveyna font partie du rameau interne de Belledonne, ce sont les schistes et les gneiss de la série brune, ainsi que les amphibolites, gneiss et roches vertes de la série verte.

Le rameau interne forme un vaste anticlinal surbaissé. Le sommet de cet anticlinal est jalonné par l'accident méridien de "La Pra". A l'Ouest de cet accident, la série est monoclinale et pentée vers le Nord-Ouest. La base de cet ensemble est constituée par la série brune (composée de conglomérats, de micaschistes à grenats, de gneiss rétromorphosés). Il lui succède une série volcanosédimentaire surmontée par des gabbros et des serpentinites. Cet ensemble forme la "série verte". Cette série verte est subdivisée à l'origine (P. et C. BORDET, 1960) en :

- micaschistes et gneiss de base (qui constitueront la "série brune") ;
- amphibolites (qui forment la "série verte moyenne") ;
- schistes verts supérieurs (ou "série verte supérieure").

A l'Est de l'accident de "La Pra", cette série se répète, mais elle est plissée en anticlinaux successifs déversés vers le Nord-Ouest.

2.b) Deuxième interprétation

Elle est progressivement mise en forme par F. CARME (1965, 1970, 1972, 1973 a et b).

- Définition des formations

F. CARME en 1965 retient le modèle structural de P. BORDET. Il individualise deux grands ensembles stratigraphiques superposés. Ce sont le "groupe de Chamrousse-Tabor" et le"groupe de Rioupéroux". Ces deux groupes forment le complexe de Belledonne.

- Le groupe de Chamrousse-Tabor est constitué d'une série basale surtout formée d'amphibolites, d'une série intermédiaire "progressivement envahie par les gabbros" et d'une partie sommitale "caractérisée par la stratification magmatique", à gabbros, pyroxénolites et serpentines. Il correspond à la série verte moyenne de P. et C. BORDET.

- Le groupe de Rioupéroux est situé sous le groupe de Chamrousse-Tabor. Il est constitué de leptynites, de gneiss albitiques, de métagranophyres, d'amphibolites et de micaschistes. Il s'agit d'une série spilito-kératophyrique où s'interstratifient d'anciens granophyres. Ce groupe correspond à la série brune de P. et C. BORDET.

F. CARME (1970 a,cf. § 1, 2 c), propose un âge briovérien inférieur pour le groupe de Chamrousse-Tabor et un âge briovérien moyen pour le groupe de Rioupéroux et la série satinée.

- Disposition structurale

Il a déjà été fait mention de la position stratigraphiquement renversée du complexe ophiolitique. D'autres arguments mettent en évidence des anomalies dans la succession des diverses formations :

- Il existe un désaccord entre la position structurale des séries et leur succession stratigraphique : la série brune, plus récente, se place sous la série verte moyenne.

- Il existe des anomalies dans la succession des isogrades du métamorphisme principal. En effet, une recherche systématique des paragenèses anciennes caractéristiques de ce métamorphisme montre dans les micaschistes et les paragneiss l'existence de trois zones. Celles-ci correspondent aux sous-faciès à staurotide-almandin, à disthène-almandin et à sillimanite-almandin (-orthose) d'un métamorphisme de type barrowien. Ces trois zones sont :

1-Une zone "C" à disthène sillimanite caractérisée par l'association labrador + hornblende verte à brune + diopside. Cette zone correspond aux amphibolites du groupe Chamrousse-Tabor.

2-Une zone "A" caractérisée par l'association oligoclase + hornblende vert-bleu + épidote. Cette zone est représentée par la formation de Rioupéroux.

3-Une zone "B" à grenat-staurotide qui s'exprime sous des micaschistes microplissés qui assurent l'intermédiaire avec ce que nous définirons comme la formation de Livet.

Dans la zone "C", le métamorphisme a une polarité normale : plus intense dans la série volcanosédimentaire de Séchilienne que dans l'ophiolite proprement dite, il y est marqué par la présence de clinopyroxènes.

Dans le groupe de Rioupéroux, le métamorphisme est également normal: il y a superposition de la zone A sur la zone B.

La zonéographie est donc normale dans ces deux ensembles. Il y a cependant inversion de celle-ci entre le groupe de Chamrousse-Tabor et le groupe de Rioupéroux (superposition d'une zone "C" sur une zone "A").

Le renversement du complexe ophiolithique, la disposition stratigraphique et zonéographique anormale des unités constituant le complexe de Belledonne, manifestent l'empilement d'éléments lithostratigraphiques divers. Cet écaillage est dû à l'action de la tectonique tangentielle hercynienne, postérieure au métamorphisme régional I.

- Conclusion

P. BORDET (1972) remarque que le hiatus relevé dans la succession zonéographique ne témoigne pas obligatoirement d'une différence importante du degré de métamorphisme, d'autant plus que cette zonéographie n'a pas été calée avec précision dans cette région. L'interprétation de F. CARME mène à une conception nouvelle de la chaîne : les séries ne sont plus redressées en un anticlinal à flancs très raides, mais superposées en une succession d'écailles ployées en anticlinal, postérieurement à la tectonique tangentielle hercynienne (fig.n°8 A et 8 B).

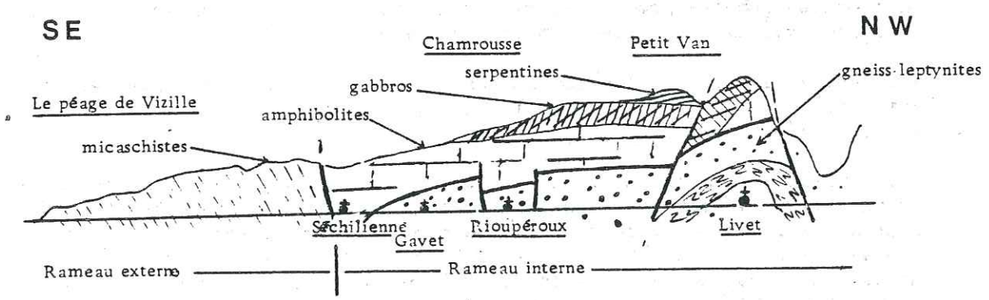


Figure n° 8 A - Coupe du massif de Belledonne au niveau de la vallée de la Romanche , in R.P. MENOT (1983).

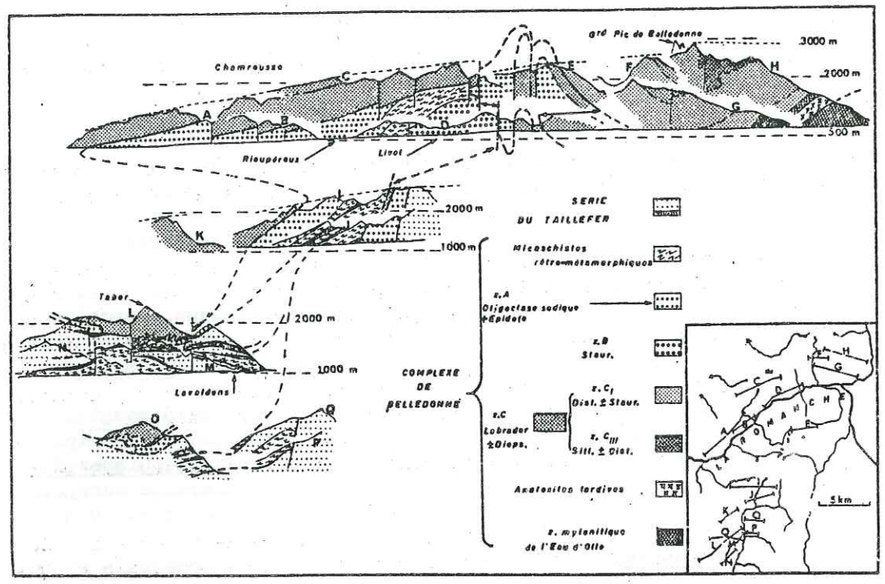


Figure n ° 8 B - Disposition des diverses unités lithostratigraphiques formant le "complexe de Belledonne" , in F.CARME (1973 b).

3) Pétrographie

3.a) Le groupe de Chamrousse-Tabor

R.P. MENOT (1979) reprend la description pétrographique et lithologique du massif UB-B* de Chamrousse-Tabor et du groupe de Séchilienne dont il confirme le renversement. L'évolution minéralogique du massif est précisée : quatre associations minérales principales sont distinguées dans les métamorphites qui sont :

- une association magmatique à pyroxènes (opx, cpx) , olivine (?) , plagioclase , chromite , titanomagnétite et hornblende ;

- une association métamorphique à hornblende vert-brun (souvent schillérisée) issue de l'ouralitisation du pyroxène magmatique , actino-trémolite, parfois spinelle alumineux et plagioclase (?).

  Cet assemblage correspond à une phase métamorphique I (anté à éo-hercynienne).

* = UB-B : ultra-basique et basique.

- des assemblages grano à nématoblastiques à hornblende verte , actinotrémolite , diopside , épidote , plagioclase , grenat , magnétite.

  Ces minéraux sont formés lors d'une phase métamorphique II (hercynienne).

- des assemblages tardifs à serpentine , chlorite , séricite , épidote, calcite, quartz. Ces minéraux, en plusieurs générations, relèvent de la fin de la phase métamorphique II.

Les minéraux des assemblages d'ouralitisation et des associations magmatiques ont subi une blastomylonitisation en climat mésozonal contemporaine d'une phase de plissement.

En 1981, R.P. MENOT signale la présence d'ortholeptynites au sommet des cumulats gabbroïques et dans le groupe de Séchilienne. Les caractères de gisement et de composition permettent de souligner les affinités existant entre ces leptynites et les "plagiogranites océaniques" (cf. pp. suivantes).

La présence de ces roches s'accorde avec les interprétations concernant le caractère ophiolitique du groupe de Chamrousse-Tabor.

Deux types de leptynites sont distingués par leur gisement et leur faciès. Ce sont :

- Des orthogneiss en sills, filons et filonnets associés à des ferro-gabbros. Ces orthogneiss sont cantonnés au sommet de la séquence gabbroïque stratifiée et dans la zone composite constituant le toit du massif.

- Des leptynites fines associées aux métadolérites, métabasaltes et amphibolites de la série de Séchilienne.

3.b) Le groupe de Rioupéroux-Livet

Ce groupe n'a par contre pas fait l'objet d'une étude pétrographique détaillée. Seules les amphibolites ont été concernées par une étude pétrographique précise visant à comparer leur degré de recristallisation métamorphique à celui des amphibolites de Chamrousse (F. CARME, 1973 a).

Des travaux plus généraux (F. CARME, 1965 ; J. DEBELMAS, Guide Géologique des Alpes, 1970, 1983) dressent un rapide inventaire pétrographique de ce groupe. On y révèle la présence, en plus des amphibolites déjà citées, de leptynites, de gneiss albitiques, de micaschistes, ainsi que de granophyres (tels que le granite de Livet).

Les travaux en cours (R.P. MENOT et al., 1983) permettent de mettre en évidence des métatrondhjémites. Celles-ci correspondent à la plupart des termes acides du groupe de Rioupéroux-Livet. Elles constituent de petits stocks hectométriques ou des horizons stratiformes représentant d'anciens filons et filons-couches puissants. Ces trondhjémites montrent malgré leur recristallisation métamorphique de fréquentes textures eutectoïdes granophyriques.

4) Géochimie

Dès 1973,les diagrammes de variations géochimiques (éléments majeurs) , élaborés par A. MIYASHIRO ont permis d'améliorer la typologie des lignées magmatiques basiques. Cette typologie se corrèle à la fois avec les sites tectoniques et les conditions de magmatogenèse initiale. Ce n'est qu'à partir de 1975 que les résultats de ces travaux ont été utilisés dans le massif de Belledonne (F. CARME, 1975 a). Les métabasites du groupe de Chamrousse-Tabor se rapportent à une lignée de tholéïtes abyssales, celles de Rioupéroux-Livet à une souche calco-alcaline. Des travaux plus détaillés sur le complexe UB-B (J.L. BODINIER et al., 1981) permettent de proposer un modèle de genèse de l'ophiolite. Le site géotectonique est celui d'une ride médio-océanique qui aurait suivi l'évolution suivante :

- fusion d'un diapir mantellique et alimentation continue d'une chambre magmatique ;
- production par cristallisation fractionnée des cumulats lités et mise en place des matériaux effusifs lors d'une phase de rifting ;
- mise en place d'une seconde génération de liquides et alimentation de petites chambres magmatiques éphémères ;
- cristallisation dans ces chambres de liquides résiduels sous forme de gabbros à grain fin ;
- injection d'une troisième phase de liquides très appauvris en éléments incompatibles dans des fractures tardives de la croûte océanique.

Dans ce schéma, la basaltogenèse est polyphasée : trois injections magmatiques chimiquement diversifiées sont distinguées par l'étude des spectres de terres rares. Le stade initial de la formation de l'ophiolite est caractérisé par la présence conjointe de "E" et de "T" "M.O.R.B." (I). Le stade intermédiaire (production d'une deuxième génération de liquides) est marqué par l'expression de "T" "M.O.R.B.". Le stade tardif correspond à l'injection de "N" "M.O.R.B.".

IV/ CONCLUSIONS

1) Questions en suspens concernant le groupe de Chamrousse-Tabor

La stratigraphie du massif UB-B de Chamrousse-Tabor est maintenant bien connue. Un schéma pétrographique de cette formation a été proposé (J.L. BODINIER et al., 1981). Toutefois, les leptynites à affinité de plagiogranite (R.P. MENOT, 1981 ; R.P. MENOT et al., 1983), présentes dans cet ensemble n'ont pas encore été décrites en détail. Leurs caractères géochimiques, les modalités de leur différenciation, le site géotectonique de leur élaboration restent à définir.

Le massif de Chamrousse-Tabor a été comparé à d'autres ensembles basiques et ultrabasiques briovériens : ceux de la Bretagne méridionale, du Nord-Ouest de l'Espagne et du Sud-Ouest de l'Angleterre. F. CARME introduit à ce propos le concept de "ceinture basique briovérienne" (1975 b) qui correspondrait à une suite de massifs ultrabasiques offrant la gradation entre les types ophiolitiques et lherzolitiques ; le massif de Belledonne y occuperait une position intermédiaire du fait du magmatisme à caractère hybride qui s'y exprime (I). Cette comparaison mérite d'être complétée au niveau des plagiogranites.

(I) : M.O.R.B. = Middle Ocean Ridge Basalts.
types "E", "T", "N" = types enrichis, transitionnels et normaux.
(J. TARNEY et al., 1980 ; S.S. SUN et al., 1979).

2) Questions en suspens concernant le groupe de Rioupéroux-Livet

Les différences d'interprétation pour ce groupe (P. BORDET, 1972 ; F. CARME, 1972) témoignent de la nécessité d'une meilleure définition stratigraphique de cette formation.

D'autre part, hormis le cas du granite de Livet et des amphibolites (très subordonnées), aucune description précise des différents termes pétrographiques constituant la série de Rioupéroux n'a été publiée. Les granites sodiques et les ortholeptynites de cette formation restent à typer précisément. Leur différenciation et le site géotectonique de celle-ci sont encore à définir.

Les trondhjémites de Rioupéroux-Livet sont à rapprocher d'autres granites sodiques présentant des caractéristiques de gisement, pétrographie et géochimie proche. Les trondhjémites de la Brévenne (M. PIBOULE et al., 1982) semblent être peu différentes des matériaux acides sodiques dont la présence est reconnue le long de la vallée de la Romanche.

3) Questions en suspens concernant les relations entre ces deux groupes

Les affinités existant entre le groupe de Chamrousse-Tabor et le groupe de Rioupéroux-Livet n'ont pas,à ce jour, fait l'objet d'études approfondies. Ces affinités permettent cependant une comparaison des processus de genèse des trondhjémites et de leur site géotectonique. Cette comparaison pourra permettre de vérifier une éventuelle appartenance de ces deux groupes à une même phase de l'évolution géotectonique du secteur ou d'établir leur indépendance. En effet, leur mise en contact tectonique est très tardive par rapport à leur formation : elle résulterait du jeu tectonique tangentiel hercynien, alors que ces groupes pourraient être briovériens (F. CARME, 1970 a).

Aucune publication ne fait état de datation radiométrique sûre. En effet, les méthodes utilisées dans les travaux les plus récents concernant le massif de Belledonne (K/Ar et Rb/Sr) ne permettent pas de s'affranchir des effets des métamorphismes successifs qui ont provoqués l'ouverture des minéraux utilisés (biotites ou amphiboles). Les seuls âges proposés dans la littérature reposent sur des analogies de faciès et sont donc incertains.

4) Objet du présent travail

La présence de trondhjémites dans les groupes de Chamrousse-Tabor et de Rioupéroux-Livet est établie. Ce travail a pour but de les décrire et les typer, de proposer un modèle génétique pour chacun des deux groupes constituant le "complexe de Belledonne". Cette étude permettra de mettre en évidence les

(I) : "Stratification magmatique qui s'apparente à celle des complexes stratiformes intracratoniques ; absence de produits différenciés évolués à hauts rapports Fe-Mg ; inexistence de matériel cratonique et par contre présence de grauwackes, spilites et kératophyres ; association à un volcanisme basalto-spilitique dont la lignée dominante est chimiquement proche de celle du plancher océanique (F. CARME, 1975 b)."

analogies et les différences entre les unités. Une comparaison avec les granites sodiques décrits dans la littérature pourra confronter les modèles génétiques et les sites tectoniques des plagiogranites de Belledonne avec ceux qui ont été établis dans des régions bien connues.

Pour ce faire, après un tour d'horizon des travaux consacrés aux granites sodiques, plusieurs points seront abordés :

- redéfinition des unités affleurant le long de la vallée de la Romanche ;
- description détaillée des modes de gisement des granites sodiques et des roches associées dans les formations de Chamrousse-Tabor, de Séchilienne et de Rioupéroux-Livet ;
- identification des paragenèses et textures magmatiques reliques, étude des paragenèses et des textures d'origine métamorphique ;
- typologie des zircons de granites sodiques du massif UB-B, de la série de Séchilienne, de la série de Rioupéroux-Livet ;
- étude géochimique des granites sodiques et des roches associées portant sur le dosage des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares ;
- confrontation des modèles génétiques établis avec d'autres formations où est relevée l'existence de matériaux semblables.
- datation des plagiogranites de l'ophiolite et du granophyre albitique de Livet.

B/ LES GRANITES SODIQUES

I/ INTRODUCTION

Les granites sodiques constituent un ensemble de roches leucocrates caractérisées à la fois par de fortes teneurs en soude et par de faibles teneurs en potassium. Plusieurs types de granites sodiques ont été distingués : c'est le cas des trondhjémites, des plagiogranites des associations ophiolitiques, des plagiogranites des croûtes océaniques, etc... A ces roches, sont souvent associées des rhyolites hypopotassiques effusives ou non, correspondant aux kératophyres.

Ces granites sodiques présentent divers modes de gisement. Les études géochimiques ont conduit à l'élaboration de plusieurs théories génétiques et à la définition des sites géotectoniques de mise en place de ces matériaux.

II/ DEFINITIONS ET CLASSIFICATIONS

1) Les trondhjémites

Ces roches ont été définies sur le site de Trondhjem , en Norvège (V.M. GOLDSCHMIDT, 1916). J.JUNG, en 1958, les classe dans la famille des diorites quartziques dont elles constituent le terme hololeucocrate, en opposition avec les gabbros quartziques qui en représentent le terme mésocrate. J.T. O'CONNOR, en 1965, propose une classification des roches ignées riches en quartz, basée sur les proportions des différents feldspaths coexistants . Les trondhjémites s'y distinguent des diorites quartziques par leur plus forte teneur en soude : le plagioclase est soit de l'albite, soit de l'oligoclase. Ce même critère permet de distinguer les trondhjémites des adamellites (granodiorites et granites monzonitiques). Dans cette classification, les trondhjémites et les granites occupent un champ voisin sur le plan albite-orthose. Les trondhjémites figurent les termes les plus hypopotassiques du clan des granites (Fig. n°9A).

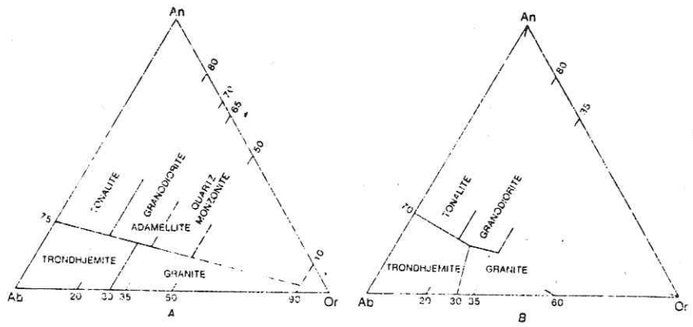


Figure n° 9 - Classification normative des roches plutoniques siliceuses.

A : d'après O'CONNOR (1965),
B : modification de F. BARKER (1979),
An : anorthite
Ab : albite
Or : orthose.

La classification modale établie par A.L. STRECKEISEN (1976, fig.n°10, A et B) définit les trondhjémites comme des leucotonalites à plagioclase acide (Ab > An). Le quartz représente au moins 20 % des minéraux clairs, et les minéraux colorés ne dépassent pas 10 % du volume total de la roche. F.BARKER (1979) précise cette définition en distinguant les trondhjémites à andésine (trondhjémites calciques) des trondhjémites sensu stricto où le plagioclase est de l'albite ou de l'oligoclase. Il présente une classification inspirée de celle d' O'CONNOR, dans laquelle les trondhjémites sont nettement distinguées des granites (fig. n° 9, B).

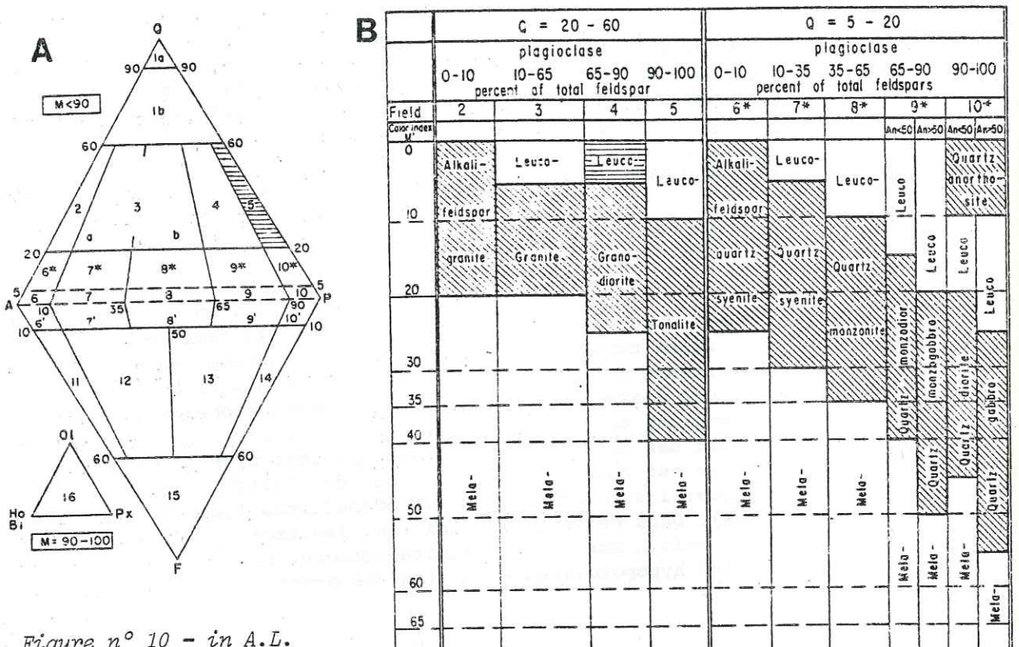


Figure n° 10 - in A.L. STRECKEISEN, 1976.
A : diagramme Q-A-F-P ,
B : contenu en minéraux mafiques des différents groupes,
Q : quartz,
A : feldspaths alcalins,
F : feldspathoïdes,
P : plagioclases.

Q + A + P = 100, or A + P + F = 100.
1a, quartzolite (silexite); 1b, quartz-rich granitoids; 2, alkali-feldspar granite; 3, granite; 4, granodiorite; 5, tonalite, 6*, quartz alkali-feldspar syenite; 7*, quartz syenite; 8*, quartz monzonite; 9*, quartz monzodiorite/quartz monzogabbro; 10*, quartz diorite/quartz gabbro/quartz anorthosite; 6, alkali-feldspar syenite; 7, syenite; 8, monzonite; 9, monzodiorite/monzogabbro; 10, diorite/gabbro/anorthosite; 6', foid-bearing alkali-feldspar syenite; 7', foid-bearing syenite; 8', foid-bearing monzonite; 9', foid-bearing monzodiorite/monzogabbro; 10', foid-bearing diorite/gabbro; 11, foid syenite; 12, foid monzosyenite (syn. foid plagisyenite); 13, foid monzodiorite/foid monzogabbro (essexite = nepheline monzodiorite/monzogabbro); 14, foid diorite/foid gabbro (theralite = nepheline gabbro, teschenite = analcime gabbro); 15, foidolites; 16, ultramafic plutonic rocks (ultramafitolites).

2) Les plagiogranites océaniques

R.G. COLEMAN et Z.E. PETERMAN introduisent ce terme en 1975. Il répond à la nécessité de distinguer les roches sodiques leucocrates rencontrées dans les complexes ophiolitiques, des granophyres continentaux. Du fait de cette distinction, le terme de trondhjémite ne désigne plus que des roches non ophiolitiques.

Les plagiogranites océaniques se distinguent des trondhjémites continentales par leur caractère plus fortement hypopotassique et par leur teneur en calcium plus forte. Le champ de répartition des plagiogranites océaniques recouvre celui des tonalites. Le terme de plagiogranite océanique est "descriptif et collectif", il désigne des roches qui se répartissent sur le côté Q-P du diagramme de A.L. STRECKEISEN (fig. n° 10 A). Les teneurs très faibles en potassium (moins de 1 %) sont la marque d'une caractéristique primaire, mais les processus d'altération par l'eau de mer ne sont pas à exclure (R.G. COLEMAN et M.M. DONATO, 1979). Ces roches constituent une fraction mineure des assemblages ophiolitiques (moins de 5 % du volume des massifs).

M. et D. OHNENSTETTER (1980) considérant le terme d' "océanic plagiogranite" comme ambigü (puisque l'on peut comprendre : plagiogranite de croûte océanique), proposent de désigner ces matériaux par l'appellation "plagiogranites ophiolitiques" que l'on retiendra ici.

3) Les granitoïdes de croûte océanique

3.a) Similitude entre les ophiolites et la croûte océanique

Les différentes roches vertes reconnues dans les assemblages ophiolitiques sont formées de matériaux qui présentent des similitudes pétrographiques, stratigraphiques et géochimiques avec les roches de la croûte océanique.

Les travaux les plus anciens effectuant un rapprochement entre les ophiolites et les croûtes océaniques sont ceux de J.H. BRUNN (1959), de R.S. DIETZ (1963) et de T.P. THAYER (1969). J.P. N. BADHAM et G.A. KIRBY (1976) montrent que les ophiolites sont créés dans des zones d'accrétion, similaires aux rides médio-océaniques. L'irrégularité des émissions de matériel, la faible largeur des zones concernées, l'orientation des dykes et des déformations constituent autant de similitudes entre les rides médio-océaniques et les ophiolites. Les échantillonnages effectués directement sur la ride médio-océanique (E. BONATTI et al., 1970; E.BONATTI et al.1971) confirment que les roches prélevées sont les mêmes que celles des complexes ophiolitiques et que leur succession stratigraphique est comparable (fig. n° 11).

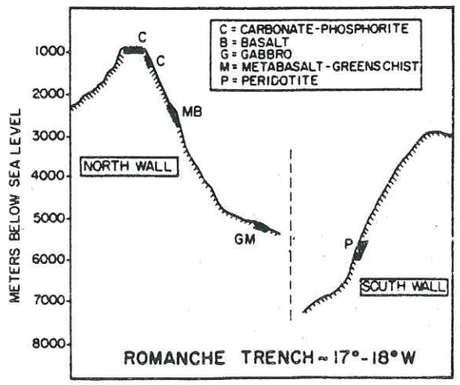


Figure n° 11 - Types de roches draguées sur une section nord-sud le long de la zone de fractures de la Romanche (ride médio-atlantique). Les sites de la ride nord sont à environ 17° W ; ceux de la ride sud se situent à environ 18° W. In E. BONATTI et al., 1970.

On reconnait en effet dans les croûtes océaniques, de bas en haut :
- des péridotites,
- des gabbros avec des quantités mineures de diorites quartziques,
- des dolérites et des basaltes en coussins,
- des sédiments pélagiques à radiolarites.

Cette séquence est celle observée dans les ophiolites. Une étude comparative des vitesses de propagation des ondes sismiques dans la croûte océanique apporte un argument supplémentaire à cette démonstration en y distinguant quatres couches qui correspondent aux différents termes rencontrés dans les ophiolites.

Il est de plus possible d'observer dans les complexes ophiolitiques,des structures propres aux planchers océaniques (failles transformantes, essaims filoniens : E.M. MOORES et F.J. VINES, 1971).

Le chimisme des croûtes océaniques et des massifs ophiolitiques confirme leur identité de nature : C.J. ALLEGRE et al. (1973), à l'aide de dosages de terres rares montrent l'existence d'une identité presque totale, terme à terme des différents spectres,et proposent un modèle génétique commun aux ophiolites et aux croûtes océaniques (fig. n° 12 A).

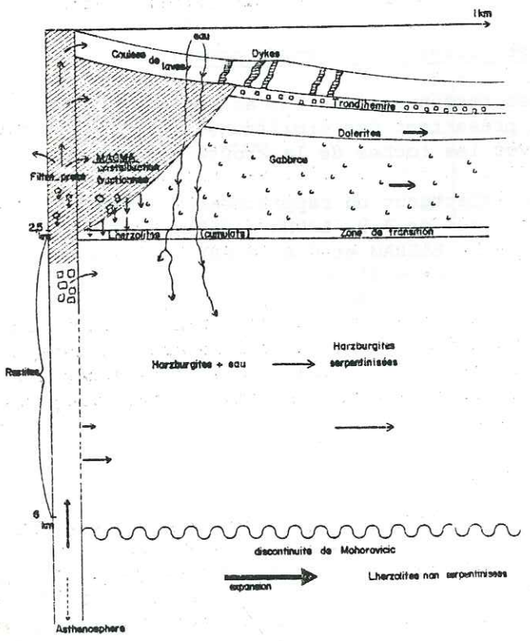


Figure n° 12 A - Mode de formation de la croûte océanique ou d'un massif ophiolitique. Les parties en état de fusion sont en grisé (in C.J. ALLEGRE et al., 1973).

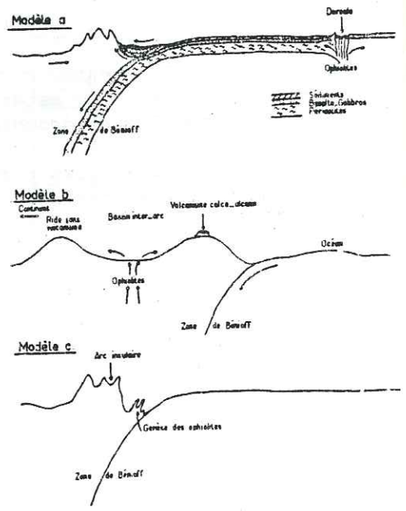


Figure n° 12 B - Diverses possibilités de genèse des ophiolites. In C.J. ALLEGRE et al. (1973).

3.b) Diversité des ophiolites

- Site de genèse

Les différents travaux consacrés aux ophiolites montrent que celles-ci peuvent être générées dans trois grands sites géotectoniques différents (fig. n° 12 B) : les rides médio-océaniques, les bassins d'arrière arc, les bords de fosse de subduction (modèle dit d'arc insulaire).

Phases	I	2	3	4
Type				
A	ol.	opx.	cpx.	plag.
B	ol.	opx.	plag	cpx.
C	ol.	cpx.	opx.	plag.
D	ol.	plag	cpx.	opx.

Tableau n° 1 - D'après C. RICCIO (1977).

- Pétrogenèse

L'étude de l'ordre de cristallisation des principaux minéraux cumulus (phases n° 1, 2, 3 et 4) permet à C. RICCIO en 1977 de distinguer quatre types d'ophiolites (A, B, C, D ; cf. tab. n° 1).

- Relation entre site et pétrogenèse

G. SERRI (1981) corrèle les différents types à des sites géotectoniques actuels. Les ophiolites du type D ont des roches basiques hautement titanées . Elles sont pétrologiquement et géochimiquement similaires à la plupart des croûtes océaniques de bassin d'arrière arc, aussi bien que des croûtes générées pendant les stades terminaux et intermédiaires d'ouverture de bassins intra-océaniques. L'ophiolite de Sarmiento (Sud-Chili) en est un exemple, ainsi que le massif de Bay of Island (Terre-Neuve).

Les ophiolites de type A, B et C ont un cachet hypotitané ; elles représentent les stades précoces d'ouverture des bassins d'arrière arc. Ce type est représenté par les ophiolites du Troodos et du Vourinos. Les différences entre les deux sortes d'ophiolites se manifestent sur un diagramme de type TiO_2 vs. M.I. (= mafic index : $FeO_t/FeO_t + MgO$).

3.c) Mise en place des ophiolites

R.G. COLEMAN (1971) s'intéresse au mécanisme de mise en place des ophiolites sur les continents, il met en évidence l'obduction des ophiolites de Nouvelle Calédonie et de Nouvelle Guinée. En 1981, cet auteur évoque ce même mécanisme d'obduction pour rendre compte de la mise en place de l'ophiolite de Samail (Oman). Ce mécanisme d'obduction est actuellement considéré comme le mécanisme privilégié de la mise en place des ophiolites sur les continents.

3.d) Les granitoïdes de croûte océanique

Ces roches ne sont rencontrées que très exceptionnellement et seuls quelques rares sites ont délivré des termes acides se rapportant aux granitoïdes. Les types suivants ont été collectés par dragage ou par forage : diorites, diorites quartziques, leucotonalites (F. AUMENTO, 1969), granitoïdes

(B.M. WALKER et al., 1972), monzonites quartziques (C.G. ENGELS et R.L. FISCHER, 1975), rhyodacites et andésites (G.R. BYERLY et al., 1976), rhyolites (H. SIGURDSON, 1977), amas granophyriques (J.M. SINTON et G.R. BYERLY, 1980). Cette rareté des granitoïdes collectés, même si l'on tient compte des difficultés d'échantillonnage et des faibles profondeurs d'investigation dans la croûte océanique, pourrait être liée au fait que les plagiogranites sont beaucoup plus rares dans la croûte océanique que dans les ensembles ophiolitiques. D'autre part, la diversité des granitoïdes est plus grande dans la croûte océanique que dans les ophiolites. On y trouve en effet, outre les plagiogranites océaniques comparables à leurs homologues ophiolitiques, des roches telles que des monzonites quartziques (C.G. ENGELS et R.L. FISCHER, 1975).

Enfin, les plagiogranites de croûte océanique peuvent parfois se distinguer (I) : par leur caractère plus potassique (la biotite y est fréquemment mieux développée que la hornblende et de l'allanite peut s'y exprimer), (2): par leur richesse en éléments incompatibles et en terres rares légères. Ces différences peuvent être attribuées à des compositions de magmas initiaux diversifiés ou à des différenciations suivant des processus variés. Le fait que les cortèges océaniques contiennent des roches qui ne figurent pas dans les massifs ophiolitiques conduit D.T. ALDISS (1981) à supposer que les ophiolites ne sont pas comparables à tous les types de croûte océanique.

4) Les kératophyres

Ces roches acides, effusives ou filoniennes, accompagnent fréquemment les granites sodiques, que ceux-ci soient continentaux ou non. J.T. O'CONNOR (1965) propose pour ces matériaux une classification normative qui définit les équivalences avec les termes grenus (fig. n° 13).

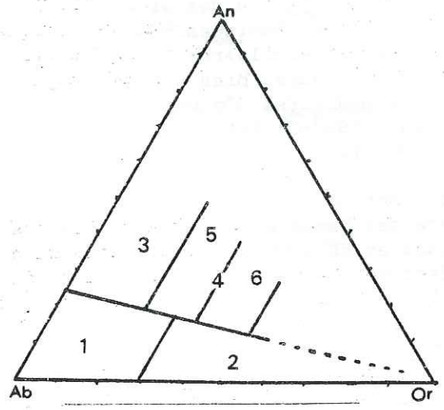


Figure n° 13 - Classification normative des roches volcaniques siliceuses, d'après J.T. O'CONNOR (1965)

1 : quartz kératophyre
2 : rhyolite
3 : dacite
4 : dellenite
5 : rhyodacite
6 : quartz latite

An : anorthite
Ab : albite
Or : orthose

Les kératophyres quartziques sont ainsi les équivalents laviques des trondhjémites. L.J.C. SCHERMERHORN (1973) distingue différents types de kératophyres :

- les kératophyres quartziques : "leucocratic sodic felsic , quartz-albite-phyric (first type) or albite-phyric (second type) volcanic rocks" ;
- les kératophyres : "leucocratic sodic intermediate albite-phyric volcanic rocks" ;

- les kalikératophyres, où le potassium est en teneur supérieure au sodium.

Les quartz-kératophyres se distinguent des kératophyres par la présence de quartz libre en quantité significative (non précisée par cet auteur).

Les phénomènes d'altération seraient très développés dans ces roches puisqu'elles sont entièrement constituées de minéraux correspondant à des assemblages de basse température.

Pour R.G. COLEMAN et M.M. DONATO (1979), le caractère hypersodique et hypopotassique de ces roches ne semble rien devoir aux processus d'altération et au métasomatisme. Il leur paraît néanmoins certain que "there are keratophyre and keratophyre" et que certains kératophyres peuvent être le résultat de la métasomatose de roches effusives plus potassiques.

L. PAVLIDES (1981), souligne le bien fondé de cette remarque en décrivant des kératophyres dérivés de rhyolites par altération hydrothermale et d'autres qui proviennent de la cristallisation d'un magma primaire.

5) Les albitites et les granites albitiques

C'est sous ce nom que J. GILLULY décrivait en 1933 à Sparta (Oregon) ce qu'il supposait être les produits d'altération et de silicification d'une diorite quartzique. Cette hypothèse métasomatique a été réfutée par D. PHELPS (1979) qui a démontré que ces granites albitiques dérivent de magmas différenciés. M. et D. OHNENSTETTER (1980) précisent le concept d'albitite et désignent par ce terme des roches plagioclasiques pauvres en quartz de la famille des syénites ou des diorites. En nous inspirant de la classification de A.L. STRECKEISEN (1976), nous nommerons "albitites" les anorthosites à plagioclase sodique (An inférieur à 50). Le terme de granite albitique correspondra aux "quartz anorthosites", où le quartz représente de 5 à 20 % de la roche et où le plagioclase est sodique (An inférieur à 50).

6) Conclusion

Les granitoïdes sodiques constituent un vaste ensemble où les premières distinctions minéralogiques peuvent être faites sur les proportions de quartz, de minéraux sombres, sur la basicité du plagioclase et le pourcentage de feldspath qu'il représente. C'est ainsi que sont distingués des leucotonalites, des tonalites, des granites albitiques et des albitites.

Ces roches se rencontrent en contexte continental (trondhjémites), ophiolitique (plagiogranites ophiolitiques), ou de croûte océanique. Les équivalents laviques se manifestent dans les mêmes environnements : ce sont des rhyolites, des rhyodacites et surtout des kératophyres.

III/ PRINCIPAUX MODES DE GISEMENTS

1) Inventaire des modes de gisements

Les granites sodiques se présentent à l'affleurement sous divers modes de gisements. Un premier type est constitué par les batholites archéens, associés à des kinzigites et/ou à des amphibolites diverses.

Nous distinguons ensuite des stocks, filons et filonnets, intrusifs dans des environnements variés (croûte continentale, ophiolite, croûte océanique). Un dernier type est représenté par les éléments dispersés dans une matrice sédimentaire ou volcaniclastique.

1.a) Les batholites archéens

Plusieurs caractéristiques se dégagent de l'observation de ces massifs.

- Leurs dimensions sont très importantes puisque les surfaces d'affleurement se chiffrent en centaines, voire en milliers de kilomètres carrés (J.G. ARTH et G.N. HANSON, 1972 ; F. BARKER et J.G. ARTH, 1976).

- Ils sont fréquemment orthogneissifiés (V.R. Mac GREGOR, 1979 ; D.R. HUNTER, 1979 ; K.C. CONDIE et al., 1982).

- Leur caractère grégaire, leur forme ronde ou ovale, les font considérer comme des nucléi de "protocroûte continentale" (A.Y. GLIKSON, 1972 ; A.Y. GLIKSON et J.W. SHERATON, 1972 ; D.R. HUNTER et al., 1978).

- Leur pétrographie est souvent monotone et homogène : ce sont pour la plupart des gneiss tonalitiques (F. BARKER et al., 1979). Elle peut néanmoins offrir des séries hautement différenciées à tonalite, leucotonalite, granite (J.G. ARTH et G.N. HANSON, 1975) où figurent des termes basiques (gabbros et diorites: J.G. ARTH et al., 1978 ; K.D. COLLERSON et D. BRIDGWATER, 1979).

Les gneiss des complexes archéens peuvent être interstratifiés avec des basaltes, formant ainsi des séries caractéristiques d'un magmatisme bimodal (F. BARKER et J.G. ARTH, 1976 ; D.R. HUNTER et al., 1978).

Ces granitoïdes sodiques archéens peuvent se mettre en place dans des kinzigites (J.G. ARTH et al., 1978), des séries de roches vertes (E.S.CHENEY et R.J. STEWART, 1975), plus rarement des gabbros et des roches ultramafiques (H.R. ROLLINSON et B.F. WINDLEY, 1980).

1.b) Les stocks

Les plus anciens datent du début du protérozoïque. Ils présentent encore certaines affinités (pétrographique , chimique, ...) avec les batholites archéens, mais sont de dimension plus réduite. Leur site tectonique est souvent mal défini. Certains de ces stocks de granites sodiques semblent se mettre en place dans des complexes de rides et bassins sans équivalents actuels (gneiss de Twillight, trondhjémites de Rio Brazos, granodiorites de Pitts Meadow et de Kroenke (Nouveau Mexique), F. BARKER et al., 1973 ; F. BARKER et al., 1976) ; d'autres semblent se développer sur des sites d'arcs insulaires (massif d'Elzevir -Ontario-, C. PRIDE et J.M. MOORE, 1983).

Au Cambrien, l'apparition de ces stocks semble dans certains cas également liée au fonctionnement d'arcs insulaires. Ces massifs, de dimension plurikilométrique, intrudent des séries de métasédiments et de métavolcanites basiques (formation de Chopawamsic -Virginie-, L. PAVLIDES, 1981 ; nappe de Trondhjem -Norvège-, G.H. GALE et D. ROBERT, 1974 ; pluton de Twillingate -Terre-Neuve-, J.G. PAYNE et D.F. STRONG, 1979).

La présence de stocks de granites sodiques est également signalée dans des ophiolites (formation silurienne de Coolac -Australie-, P.M. ASHLEY et al. 1983). Dans ce cas, le site évoqué est celui d'un bassin marginal. Des stocks

de granites sodiques sont également décrits dans des protorifts, associés à des gabbros et à des diorites d'origine cumulative (massifs d'Affoux, de Chindo, de St Vérand -Massif Central français- , J.M. PETERLONGO, 1960 ; M. BEURRIER et al., 1980 a et b ; M. PIBOULE et al., 1982).

La gamme des termes pétrographiques qui compose ces stocks de granites sodiques post-archéens est beaucoup plus étendue que celle des trondhjémites archéennes : elle va des albitites aux leucotonalites et comprend des granites albitiques et des leucodiorites quartziques.

1.c) Les filons

- Les sills

Ce type de gisement est fréquemment décrit (E.D. JACKSON et al.,1975 ; L. BECCALUVA et al., 1977 ; J. MALPAS, 1979 ; M. et D. OHNENSTETTER, 1980 ; D.C.GERLACH et al.,1981a,b). Les sills de granite sodique sont le plus souvent interstratifiés avec des sills de ferro-gabbros ou de dolérites et parfois avec des termes cumulatifs. Ce type est plus leucocrate que celui des autres gisements (batholites et stocks). En effet, la bibliographie rend essentiellement compte pour ce type de gisement de leucotonalites ou de granites albitiques, alors que des tonalites ne sont que rarement citées.

- Les dykes

C'est le gisement le plus souvent constaté pour les granites sodiques . Ces différenciats leucocrates participent en effet souvent aux "dykes swarm" ou aux "sheeted dyke complex", bien que leur volume ne représente qu'une faible fraction des matériaux filonniens(R.MASON,1981,K.ISHISAKA et T. YANAGI, 1975 ; J. PAMIC, 1977 ; A. DESMET et al., 1977 ; E.H. BROWN et al., 1979 ; A. SAUNDERS et al., 1979 ; C. STERN, 1979 ; H. FURNES et al., 1980 ; M. et D. OHNENSTETTER, 1980). Ces dykes sont constitués de termes grenus ou laviques. Ils sont pétrographiquement très variés (diorites, leucodiorites quartziques ou monzonitiques, albitites, tonalites, leucotonalites et kératophyres, quartz kératophyres, dacites). Ces essaims filoniens sont localisés en sommet de séquence ophiolitique, sous les "pillow lavas". Ils recoupent essentiellement des gabbros et des basaltes et/ou plus rarement les sédiments de la couverture supraophiolitique. Ces essaims filoniens sont beaucoup plus rarement visibles dans les séquences cumulatives gabbroïques et ultramafiques.

- Les filonnets

Il s'agit de filons de très faible volume et dont la puissance est de quelques centimètres. Ils accompagnent les dykes, ou se manifestent indépendamment (ophiolite du Mont Genèvre, J. BERTRAND et M. VUAGNAT, 1979). Ce type de gisement serait habituel au sein de la croûte océanique (C.G. ENGELS et R.L. FISCHER, 1975) et expliquerait la rareté des granitoïdes sodiques dans les sondages "off shore".

1.d) Les éléments

Les plagiogranites constituent assez fréquemment des éléments ou des enclaves dans diverses brèches sédimentaires ou magmatiques.

Ces gisements s'expliquent par des remaniements tectoniques et tardifs, ou magmatiques et précoces (brèches).

Ainsi, dans le premier cas, des granites sodiques ont été observés sous forme de galets inclus dans des séries sédimentaires (Tortonien du Sud-Est ibérique : P. BORDET et F.D. DE LAROUZIERE, 1982), ou d'olistolithes de taille variée intégrés à des olistostromes ophiolitiques (ophiolite d'Erzican, Est turc : O. BEKTAS, 1982).

D'autre part, des granites sodiques en enclaves anguleuses ou arrondies de brèches magmatiques ont été décrits en Islande (H. SIGURDSON, 1977) et dans le Sud-Est français (J.D. GIRAUD, 1983).

Parmi les fragments remontés lors des campagnes de dragage des fonds océaniques, les deux types de brèches (magmatique ou tectono-sédimentaire) peuvent être identifiés (P.J. FOX et al., 1971 ; G.R. BYERLY et al., 1976). Les relations avec le reste du cortège magmatique sont rarement observables. Pétrographiquement, ces enclaves et éléments sont variés (trondhjémites, diorites quartziques, andésites, rhyodacites, granophyres).

2) Typologie des granites sodiques, relations avec le site géotectonique

Hormis le cas particulier des granitoïdes archéens qui constituent des batholites appartenant à des noyaux protocrustaux, ou des massifs associés aux "greenstones belts", nous avons distingué selon leur contexte génétique trois grands types de granites sodiques : les plagiogranites des associations ophiolitiques, les plagiogranites des croûtes océaniques et les granites sodiques ensialiques. Chaque site tectonique est favorable à la genèse d'un type privilégié de granite sodique ou à un mode de gisement particulier.

2.a) Les plagiogranites ophiolitiques

- Rides médio-océaniques

Un exemple du type d'ophiolite attribuée à ce site tectonique est fourni par les ophiolites corses (séries de l'Inzecca et de Rospigliani, Jurassique moyen, décrites par L. BECCALUVA et al., 1977). D'autres massifs, parfois attribués à ce site (Vourinos, Grèce : E.D. JACKSON et al., 1975 ; Samail, Oman : J.S.PALLISTER et al.,1981a,b) ne correspondraient pas à des rides médio-océaniques, mais à des rides de bassin d'arrière arc (J.A. PEARCE et al.,1984).

Les ophiolites de ride médio-océanique sont génératrices de plagiogranites. Ceux-ci expriment les termes ultimes de la différenciation du magma basique dans la partie sommitale de la chambre magmatique (J. MALPAS, 1979). Ils constituent des dykes qui surmontent des cumulats gabbroïques, associés ou non à des diorites également d'origine cumulative. Les plagiogranites intrudent également sous forme de petits dykes l'essaim filonien supérieur de diabases. Ils peuvent aussi constituer des sills qui s'interdigittent avec les corps gabbroïques.

Accessoirement, les plagiogranites s'associent aux roches ultramafiques, mais ils n'y sont peut-être pas génétiquement liés (J.F. PARROT et E. RICOU, 1976).

- Arcs insulaires

Les travaux de T.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1968), de I.A. NICHOLLS et A.E. RINGWOOD (1972) montrent que les arcs insulaires peuvent être un lieu de

génération magmatique par fusion partielle des péridotites mantelliques. Cette fusion produit selon la nature du matériel concerné et les conditions thermodynamiques des différenciats acides variés.

La genèse et la mise en place de granites sodiques dans ces sites est reconnue (J.G. PAYNE et D.F. STRONG, 1979 ; L. PAVLIDES, 1981). Ce sont des plutons qui intrudent les séquences volcaniques d'arc ; ils peuvent être accompagnés de plutons gabbroïques (J.B. GILL et A.L. STORK, 1979).

Des ophiolites sont décrites comme autochtones dans ces sites d'arc. C'est notamment le cas de l'ophiolite de Canyon Moutain (Oregon), décrite par D.C. GERLACH et al. (1981 a et b). L'ophiolite peut se constituer dans la partie basale de l'arc insulaire. Dans cette zone, les processus de fusion partielle se développent (apports d'eau issue de la croûte océanique subductée sous l'arc) et permettent l'élaboration de chambres magmatiques. Les séquences ophiolitiques ainsi produites présentent deux caractéristiques principales :

1- Absence d'essaim filonien, de pillow-lavas et de couverture sédimentaire.

2- Présence par contre dans la partie supérieure du complexe d'un amas de plagiogranites. Ces plagiogranites intrudent une formation kératophyrique qui alimente le volcanisme de l'arc. Ce volcanisme se présente sous forme de coulées de quartz-kératophyres où s'intercalent des niveaux spilitiques (île de Virgin : T.W. DONNELLY, 1972).

Des matériaux effusifs, plus basiques, sont également produits, comme des dacites (îles Fidji, J.B. GILL et A.L. STORK, 1979 ; arc des Tongas, W.B. BRYAN, 1979) ou des andésites (Monts Klamaths, Oregon, F. BARKER et al.,1979). Ces matériaux peuvent produire lors de leur différenciation des liquides trondhjémitiques (D. PHELPS, 1979).

H. SAVU et al. (1981) montrent que l'association arc insulaire-ophiolite peut également résulter d'une transition temporelle avec installation d'un système d'arc sur une zone pré-existante de plancher océanique. Les séries ophiolitiques tholéïtiques se forment pendant le stade initial de spreading. Au cours d'un second stade se constitue un arc insulaire dont la différenciation est de type calco-alcalin et alcalin : les caractères pétrologiques et géochimiques sont distincts de ceux de la série ophiolitique. Deux types de plagiogranites peuvent alors coexister : les plagiogranites ophiolitiques sensu stricto et les granitoïdes issus de la fusion partielle de la croûte océanique dans la zone de subduction, en racine d'arc.

- Bassins marginaux

. Généralités

Dans ce site, peuvent également se constituer des ophiolites où se manifestent les plagiogranites. C'est un site d'origine privilégié des ophiolites par rapport aux classiques rides médio-océaniques. En effet, la croûte océanique de ces bassins marginaux est de largeur relativement faible, sa température est forte et sa densité peu élevée. Ces caractères en faciliteraient l'obduction. D'autre part, la probabilité de collision entre un arc et un continent ou entre deux arcs est plus importante que celle de la collision entre deux continents. Les ophiolites de Sarmiento et de Tortuga (Sud Chili), décrites par C. STERN (1979) et par A.D. SAUNDERS et al. (1979), ainsi que l'ophiolite de Coolac (Nouvelles Galles du Sud, Australie) décrite récemment par P.M. ASHLEY et al. (1983), constituent de bons exemples de ce type de site géotectonique.

Les séries se distinguent souvent des séquences de ride médio-océaniques par la présence de matériaux à cachet continental : produits de la fusion partielle d'éléments cratoniques voisins, matériel grauwackeux, schistes, ...

Ces bassins sont enfin caractérisés par une existence brève : s'ils arrivent à maturité, ils présentent rapidement tous les caractères magmatiques et structuraux des rides océaniques ; s'ils avortent,le serrage tectonique provoque généralement l'obduction de la croûte simique.

. Types de plagiogranites

Deux types de plagiogranites peuvent être définis : des plagiogranites autochtones et des plagiogranites allochtones.

1- Les plagiogranites autochtones

Ils se présentent sous forme de petits massifs hectométriques ou de dykes intrusifs dans la partie sommitale de l'ophiolite (sous le "sheeted dyke complex"). Ces plagiogranites présentent des faciès pétrographiques variés : albitites,diorites quartziques, leucotonalites.

2- Les plagiogranites allochtones

Ils proviennent du démembrement des plagiogranites précédents. Les roches sont surtout des albitites et des leucotonalites, elles se trouvent inclues dans les serpentines. Ce type de formation est provoqué par le serrage et l'obduction de l'ophiolite. Il s'agit donc de brèches tectoniques. Les albitites sont parfois interprétées comme des équivalents métasomatiques produits par dessilicification des leucotonalites (P.M. ASHLEY et al., 1983).

. Transitions spatiales et temporelles avec d'autres sites

Les travaux déjà cités portant sur les ophiolites de Sarmiento et de Tortuga montrent que ces ophiolites représentent deux stades différents d'océanisation d'un même bassin. L'ophiolite de Sarmiento correspond à une phase embryonnaire de l'océanisation (bassin marginal), tandis que l'ophiolite de Tortuga montre une océanisation réalisée (spreading caractérisé et marqué par une épaisse séquence de "sheeted dykes" et diabases, absence de tuffs, présence de sédiments pélagiques). Ce type de transition correspond donc à l'évolution du phénomène d'océanisation.

Une vive polémique portant sur le site géotectonique de l'ophiolite du Troodos (Chypre) attribuée d'abord à un arc insulaire (A. MIYASHIRO, 1973) , à une marge continentale active (I.G. GASS et al., 1975), puis à une ride médio-océanique (J.D. SMEWING et al., 1975) est conclue par R.W. KAY et R.G. SENECHAL en 1976. Ces derniers envisagent le développement de cette ophiolite dans un bassin d'arrière arc. Ils mettent en évidence le caractère très équivoque des données dont on dispose et l'impossibilité de trancher en faveur d'un site ou d'un autre.

En conclusion, il faut pour typer avec certitude les bassins marginaux, pouvoir observer leur environnement géographique (présence contemporaine d'arcs et/ou de bordure cratonique) ou leur évolution temporelle. Un arc insulaire accompagne souvent les bassins marginaux. Il peut être considéré comme antérieur au bassin marginal (cas de l'ophiolite de Betts Cove -Terre Neuve- , R.A.COISH et al., 1982, fig. n° 14). Dans d'autres cas, cet arc s'installerait sur des fragments cratoniques dérivant après un rifting intracontinental (H.D.UPADHYAY et al., 1979).

Les plagiogranites s'expriment à tous les stades d'évolution de ces bassins, depuis les phases précoces de rifting en croûte continentale jusqu'aux rides médio-océaniques. Dans le paragraphe qui suit, nous allons considérer le problème de ces plagiogranites dans les stades précoces du rifting.

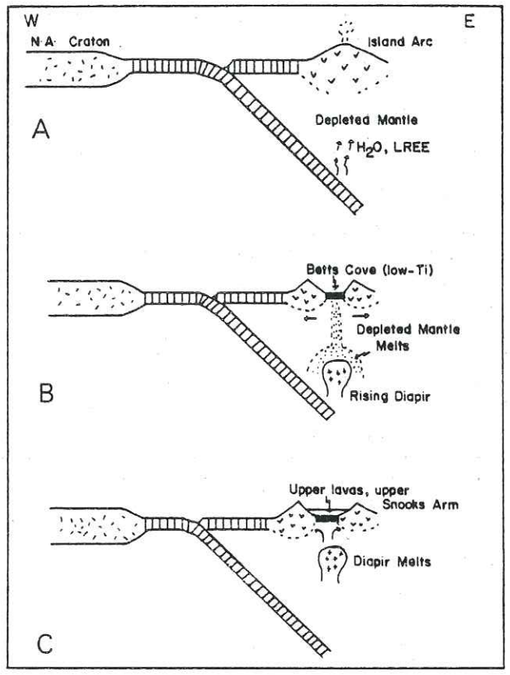


Figure n° 14 - Représentation schématique d'un modèle tectonique possible de genèse de l'ophiolite de Betts Cove. In R.A. COISH et al., 1982.

A : enrichissement d'un manteau très appauvri par des fluides riches en LREE.

B : formation d'un diapir mantellique.

C : fusion de basaltes de type hypotitané (MORB) et production de la partie supérieure de la séquence.

2.b) Les granites sodiques ensialiques

Dans leur étude de la trondhjémite ordovicienne de Douarnenez, A. COCHERIE et M. CARPENTER (1979) concluent à la mise en place de celle-ci lors d'une phase de riftogenèse précoce de la croûte continentale cadomienne. Ce type de site géotectonique est également évoqué par P. PAMIC (1977) pour les associations spilito-kératophyriques triasiques des dinarides.

M. BEURRIER et al. (1980), P. LACROIX (1980), C. DURAND (1981), M. PIBOULE et al. (1982), P. JOUCHOUX (1983), travaillant sur les séries dévono-dinantiennes de l'Est du Massif Central français concluent également à la mise en place de certains granites sodiques lors d'un rifting intra-continental.Les granites sodiques se présentent en massifs hectométriques à kilométriques, associés à des kératophyres. Ils recoupent le socle gneissique local ou forment un écran situé au sommet des complexes volcanoplutoniques gabbroïques. Ainsi, à l'échelle régionale, ces trondhjémites sont associées à des métakératophyres et à des métagabbros, ainsi qu'à de puissantes séries basaltiques différenciées.

2.c) Les plagiogranites de croûte océanique

Les relations entre ces roches et leur environnement magmatique sont difficiles à appréhender. Elles sont le plus souvent associées à des gabbros et à des serpentines (F. AUMENTO, 1969). On rencontre également en compagnie de ferro-basaltes et de tholéïtes hypopotassiques,des rhyodacites et des andésites. Tous les échantillons montrent des bordures figées (G.R. BYERLY et al., 1976). Quelques publications font état du gisement de ces granitoïdes de croûte océanique. C'est ainsi qu'est relatée l'observation d'un filonnet de monzonite quartzique intrusif dans des diabases (C.G. ENGELS et R.L. FISCHER, 1975 ; C.E. HEDGE et al., 1979).

3) Conclusion : modes de gisement et site géotectonique

Les granites sodiques sont caractérisés par un grand nombre de modes de gisement : batholites, massifs de dimension variée, filons (sills et dykes) , filonnets.

Leurs sites géotectoniques de mise en place sont également très variés puisqu'on les trouve à la fois dans les sites d'accrétion (rides, bassins marginaux, proto-rifts) et dans les sites de compression (arcs insulaires).

Les plagiogranites ophiolitiques semblent constituer plutôt des filons en contexte de ride, tandis que les granites sodiques forment souvent de petits massifs dans les arcs insulaires et les proto-rifts.

IV/ PETROGRAPHIE

1) Les textures

Les granites sodiques sont généralement grenus et porphyriques (J.MALPAS, 1979 ; D.C. GERLACH, 1981 a), ou grenus et hypidiomorphes (A.Y. GLICKSON et J.W. SHERATON, 1972 ; W.B. SIZE, 1979 ; ...). Ils montrent de fréquentes textures micropegmatitiques caractérisées par des intercroissances complexes entre le quartz et le plagioclase (J. GILLULY, 1933 ; R.G. COLEMAN et Z.E. PETERMAN, 1975 ; M. PIBOULE et al., 1982). Les termes microgrenus sont généralement granophyriques et dans ce cas, les intercroissances témoigneraient de la croissance eutectoïde de deux phases minérales (F. BARKER, 1979). Parce qu'ils renferment de telles textures, ces granitoïdes sodiques sont souvent qualifiés de granophyriques, bien que le feldspath potassique n'y cristallise pas, ou en très petite quantité (D. REYNOLDS, 1950 ; J.M. SINTON et G.R. BYERLY, 1980).Ces figures d'intercroissance sont ubiquistes et s'observent dans la plupart des granitoïdes sodiques (trondhjémites continentales, plagiogranites ophiolitiques, granitoïdes océaniques). Leur présence témoigne d'un refroidissement rapide et d'une mise en place hypovolcanique.

Les kératophyres présentent des textures glomérophyriques à syneusis , dans lesquelles les phénocristaux (plagioclases et plus rarement quartz) s'agglomèrent. La mésostase est constituée de microlites d'albite et de petits cristaux de quartz.

2) La minéralogie

Trois phases principales composent les granites sodiques : le quartz,le feldspath et les minéraux ferro-magnésiens.

- Le quartz

Dans les granites sodiques largement grenus, il peut se présenter en phénocristaux centimétriques (J. MALPAS, 1979), parfois automorphes. Mais, il est le plus souvent xénomorphe intersticiel et de petite taille.

- Le feldspath

Le feldspath potassique est rarement cité dans la littérature (D.T.ALDISS, 1980) et lorsqu'il est signalé, il apparaît toujours en très faible quantité. Il s'agit alors de microcline(J.G. ARTH et al., 1972 ; J.G. PAYNE et D.F. STRONG, 1979 ; C. DURAND, 1981 ; K.C. CONDIE et al., 1982).

Le plagioclase le plus fréquemment cité a une composition albitique,mais il peut tendre vers des pôles plus calciques : andésine (C.G. ENGELS et R.L. FISCHER, 1975 ; K. ISHISAKA et T. YANAGI, 1975), voire même labrador (les cristaux sont souvent zonés avec un coeur calcique et une périphérie plus sodique: J.G. ARTH et al., 1978).

La mobilité du potassium, du sodium et du calcium au cours des processus d'altération post-magmatique rend incertaine la détermination de la composition initiale du feldspath. Toutefois, dans certains cas le caractère primaire de l'albite est prouvé (P.M. ASLEY et al., 1983).

- Le pyroxène

Il est très rarement présent dans les granites sodiques du fait de sa résorbtion fréquente dans les assemblages d'ouralitisation. Il est pourtant cité dans les gneiss tonalitiques du Nord de l'Ecosse (H.R. ROLLINSON et B.F. WINDLEY, 1980), dans les albitites corses (pyroxène sodique : M. et D. OHNENSTETTER, 1980) et dans les plagiogranites de l'ophiolite de Coolac (P.M.ASHLEY et al., 1983).

- L'amphibole

C'est le minéral ferromagnésien banal des granitoïdes sodiques où il domine en proportion les autres minéraux mafiques. La hornblende primaire est fréquente, mais le métamorphisme est à l'origine de l'apparition de trémolite et d'actinote. Ces amphiboles secondaires dérivent soit d'une hornblende primaire, soit de clinopyroxènes ouralitisés.

- La biotite

Elle peut être abondante et est, comme l'amphibole, soit primaire soit associée aux assemblages tardifs de déstabilisation. Elle est fréquemment dégradée en chlorite.

- La chlorite

Elle constitue la plus large part des paragenèses secondaires des granitoïdes sodiques et plus particulièrement des faciès granodioritiques.

Il existe une corrélation évidente entre les fréquences du microcline et de la chlorite. Les termes plagiogranitiques les plus chloriteux sont les plus riches en feldspath potassique et en potassium. Le feldspath potassique et la chlorite seraient secondaires. Ils résulteraient d'une ancienne paragenèse magmatique à biotite par rétromorphose à cachet épizonal (hydrothermalisme tardimagmatique ou post magmatique, métamorphisme de rides, "spilitisation", etc...) (M. PIBOULE, com. pers.).

Parmi les minéraux accessoires, l'apatite et le zircon sont les plus fréquents. Ils peuvent être accompagnés de magnétite, d'ilménite et d'allanite.

Les associations minérales observées dans les granites sodiques comprennent diverses phases magmatiques (quartz, biotite, hornblende, plagioclase(albite ?), clinopyroxène, zircon, apatite) et métamorphiques (rétromorphoses à actinote, chlorite, albite (?), épidote ...). Aucune typologie précise utilisant les différences minéralogiques ne peut être envisagée en raison de l'extrême simplicité de ces associations minéralogiques.

En conclusion, les caractères minéralogiques et texturaux spécifiques des granites sodiques peuvent être résumés ainsi :

- Au niveau de la minéralogie

. absence ou très faible quantité de feldspath potassique (sauf peut-être dans des inclusions de zircons (M. OHNENSTETTER et al., 1981);

. plagioclase très albitique ;

. très faible quantité de biotite pour les termes différenciés ;

. quantité réduite de minéraux ferro-magnésiens dans les termes les plus différenciés ;

. absence totale de muscovite ;

. minéraux ferromagnésiens primaires surtout constitués de hornblende ou de clinopyroxène pour les termes peu différenciés.

- Au niveau du métamorphisme

Présence constante, en particulier dans les plagiogranites ophiolitiques et océaniques de minéraux d'altération se rapportant au faciès "schiste vert" (chlorite, épidote, albite, feldspath potassique, ...). Ce métamorphisme est directement lié aux gisements de ces granites qui correspondent à des sites distensifs où les phénomènes hydrothermaux sont très fréquents et où les gradients géothermiques sont anormalement élevés en raison de la proximité de chambres magmatiques en cours de refroidissement (R.G. COLEMAN et Z.E. PETERMAN, 1975).

- Au niveau des textures

. fréquence des intercroissances eutectoïdes quartz-albite ;

. absence de textures juxtaposant dans un même minéral deux phases potassiques et sodiques (myrmékites, textures vermiculaires, ...).

3) Place des granites sodiques dans la typologie des granitoïdes

Les travaux de J. LAMEYRE (1980), de J. LAMEYRE et P. BOWDEN (1982) mettent en évidence la diversité des comportements géochimiques des magmas granitiques.

Si l'on prend en compte pour l'ensemble d'un pluton les proportions de quartz, de plagioclase, de feldspath alcalin, il est possible de distinguer quatre familles de magmas :

- les mobilisats de migmatites et la plupart des leucogranites ;
- les associations tholéïtiques à granophyres et plagiogranites, principalement des ophiolites et des croûtes océaniques ;
- les associations alcalines caractérisées par des granites perthitiques hypersolvus ;
- les associations calco-alcalines, dont les granitoïdes sont les plus communs, des tonalites aux granodiorites et aux monzogranites.

Ces associations peuvent être d'origine crustale. C'est le cas des leucogranites et de certains granites alcalins.

Cependant, la source de certains granites alcalins et calco-alcalins mis en place dans les continents et leurs marges est controversée et pourrait être mantellique (C.G. BROWN et J. HENNESSY, 1978 : batholites costaux péruviens). D'autres associations magmatiques sont clairement d'origine mantellique. C'est le cas des granites tholéïtiques et alcalins présents dans la croûte océanique.

Plusieurs lignées de différenciation sont distinguées pour les granites sodiques : en particulier une lignée tholéïtique et une lignée calco-alcaline (fig. n° 15).

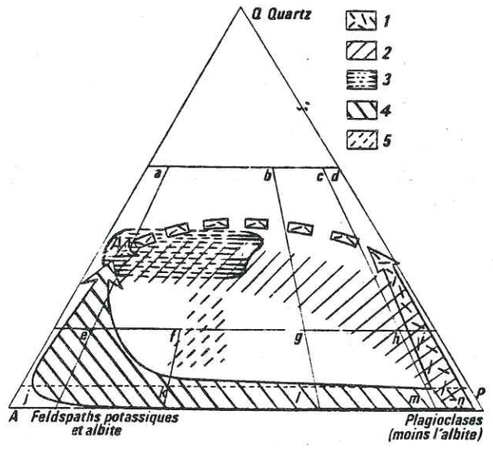


Figure n° 15 - Convergence des granitoïdes dans le système Q-A-P (in J. LAMEYRE , 1980).

1 : association tholéïtique,
2 : association calco-alcaline,
3 : leucogranites,
4 : association alcaline,
5 : association hyperpotassique.

A : granitoïdes résultant de la fusion partielle.

4) Problèmes pétrographiques posés par les granites sodiques

Dans le diagramme Q-A-P de A.L. STRECKEISEN (1976), les points représentatifs des plagiogranites se répartissent le long du côté Q-P. Ce fait démontre que le fractionnement plagioclasique est à l'origine du gain en silice dans les lignées de différenciation plagiogranitique. D'autres plagiogranites , strictement albitiques, se placent sur le côté Q-A de ce diagramme, en raison de la coupure arbitraire qui y est faite entre les plagioclases calciques et l'albite. Une difficulté majeure pour l'étude de ces roches est provoquée par les altération tardives (hydrothermales, métamorphiques) quasi systématiques qu'elles ont subies. Il s'en suit que l'origine des paragenèses observées est

parfois incertaine. Ainsi, l'albitisation des plagioclases provoquée par le métamorphisme "low grade" traduit une modification parfois très importante de ces matériaux : cette albitisation peut par ailleurs être suivie d'une potassification dont seraient responsables certaines altérations hydrothermales (B. LEMIERE, 1982 ; J. DELFOUR et al., 1982 ; M. PIBOULE et al., travaux en cours), ainsi que des circulations de fluides liées à la cataclase (S.S.ROY, 1977 a, b).

Les lignées définies par J. LAMEYRE (1980), prenant en compte les proportions de feldspath potassique, de plagioclase et d'albite peuvent être très perturbées par les processus d'altération tardifs. Il devient délicat de typer les granites sodiques et l'évolution des lignées à partir de leur seule composition minéralogique. La géochimie permet de préciser ce point.

V/ GEOCHIMIE

Pour l'interprétation des données géochimiques concernant les granites sodiques, il est nécessaire de tenir compte d'une éventuelle mobilité des éléments à la faveur des processus post-magmatiques.

1) Les éléments majeurs

1.a) La silice

Les compositions des granites sodiques montrent une gamme de teneurs en silice allant classiquement de 68 à 75 %. Elle peut s'étendre de 55 à 80 % pour les plagiogranites ophiolitiques. Cet étalement des teneurs en silice s'explique par une confusion fréquente qui résulte de l'attribution systématique de toutes les albitites au groupe des plagiogranites. Les termes albitiques les plus hyposiliceux ne correspondent pas obligatoirement à des liquides acides fractionnés, mais souvent à des cumulats anorthosiques albitisés.

1.b) L'alumine

F. BARKER et al. (1976 a) proposent une division des trondhjémites en deux grands types selon les teneurs en alumine. Cette division reflète l'existence de deux principaux processus de différenciation et correspond à des sites géotectoniques distincts (fig. n° 16).

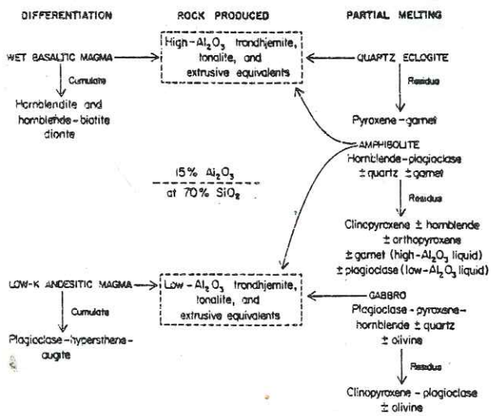


Figure n° 16 - Genèse des liquides trondhjémitiques hyper et hypo-alumineux par différenciation et fusion partielle.

In F. BARKER et al., 1979.

Pour une teneur en silice de 70 %, les trondhjémites sont du "low alumina type" lorsque la proportion d'alumine est inférieure à 15 %, et du "hight alumina type" lorsque cette proportion est supérieure à 15 %. Les trondhjémites riches en alumine correspondent aux trondhjémites continentales et se mettent en place sur les marges cratoniques. Les granites sodiques pauvres en alumine correspondent aux plagiogranites ophiolitiques et aux plagiogranites des croûtes océaniques (12 % d'alumine pour les plagiogranites océaniques des Galapagos : C.G. ENGELS et R.L. FISCHER, 1975 ; 13 % pour ceux des rides de l'océan indien : G.R. BYERLY et al., 1976).

Les granites sodiques qui se mettent en place dans les arcs insulaires et les rifts précoces ont des teneurs intermédiaires entre ces deux types.

1.c) Le fer et le magnésium

Leur somme dépasse rarement 3 à 4 % du pourcentage pondéral de la roche (F.B. BARKER, 1979). Le rapport fer/magnésium est étalé et oscille entre 1 et 3. Les fluctuations de ce rapport, dans les populations de granites sodiques ont permis de mettre en évidence des lignées différentes issues de liquides basaltiques distincts, mais ayant subi à un stade final le même type de fractionnement (M. PIBOULE et al., 1982).

1.d) La soude et la potasse

Elles sont d'une importance capitale dans la caractérisation des séries puisque leur teneur permet d'apprécier le degré d'alcalinité des magmas considérés. Toutefois, et c'est là que réside une difficulté majeure de l'étude des trondhjémites, on doit considérer avec prudence les dosages obtenus sur les alcalins. Ceux-ci sont en effet très facilement remobilisés lors des phénomènes d'altération tardi- et post-magmatiques.

En fonction de leurs teneurs en potassium, on a pu distinguer trois types de granites sodiques(R.G.COLEMAN et Z.E.PETERMAN, 1975 ; fig. n° 17). Ce sont les plagiogranites ophiolitiques ("océanic plagiogranite"), les trondhjémites continentales et les granophyres continentaux.

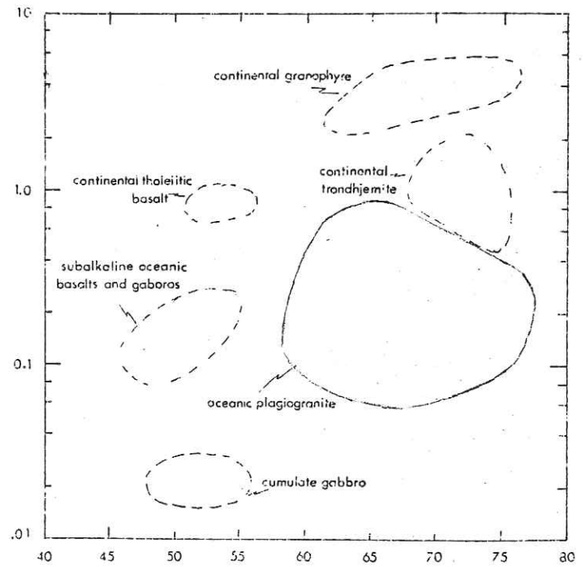


Figure n° 17 - Diagramme SiO_2 vs. K_2O comparant les plagiogranites ophiolitiques avec les granophyres continentaux, les trondhjémites, les tholéites, les basaltes subalcalins et les gabbros.

In R.G. COLEMAN et Z.E. PETERMAN, 1975.

Les taux de sodium varient entre 4 et 6 % , alors que le potassium a une teneur classiquement inférieure à 2 % , voire même inférieure à 1 % pour les plagiogranites ophiolitiques.

1.e) La chaux

Le calcium est également un élément mobile ; il permet néanmoins de classer les trondhjémites en deux types :

- type calcique où cristallise l'andésine, avec des teneurs en CaO de l'ordre de 4 à 5 % ;
- type à albite-oligoclase qui correspond aux trondhjémites sensu stricto avec une teneur en CaO variant de 1,5 à 3 %.

2) Les éléments en traces

2.a) Le rubidium et le strontium

En raison des lois d'enrichissement consécutives à la différenciation magmatique, il existe pour le potassium et le rubidium une forte corrélation positive. Le rapport K/Rb peut être perturbé par la présence de biotite à cause de l'intégration du rubidium dans son réseau. Cet élément entre difficilement dans le réseau des albites, car il a un fort rayon ionique par rapport à celui du sodium. Le strontium, dans les séries de différenciation calco-alcalines allant des basaltes aux rhyolites a une teneur constante ou ne manifeste que de faibles variations pour les termes mafiques et intermédiaires. Sa teneur augmente ensuite des stades intermédiaires aux termes les plus acides de la différenciation.

On peut mettre en évidence une forte différence de comportement de ces deux éléments entre les plagiogranites ophiolitiques et les trondhjémites (fig. n° 18). Les plagiogranites ophiolitiques ont des teneurs très inférieures en rubidium, et des teneurs en strontium plus faibles que les autres granitoïdes sodiques (R.G. COLEMAN et Z.E. PETERMAN, 1975).

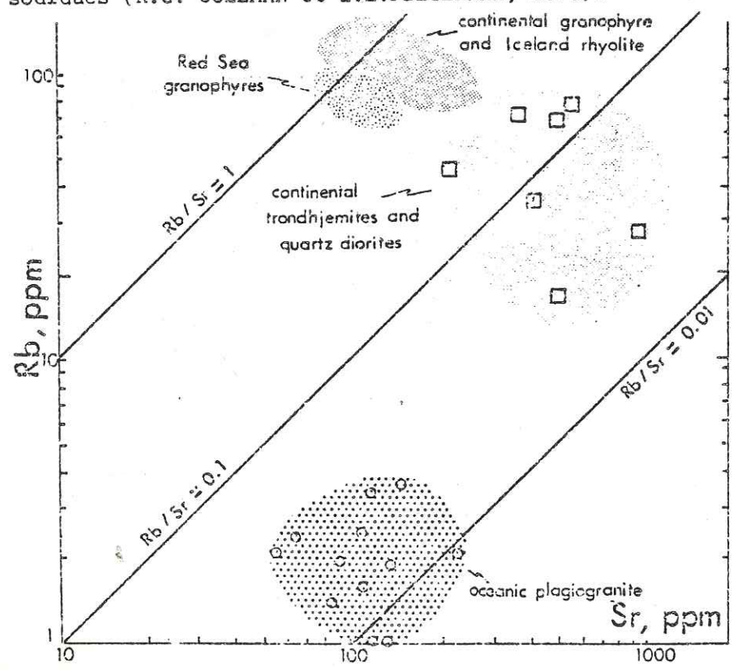


Figure n° 18 - Diagramme Rb vs.Sr

In R.G. COLEMAN et Z.E.PETERMAN, 1975.

2.b) Titane, yttrium, niobium, zirconium

. Généralités

Ces éléments sont considérés comme immobiles pendant le métamorphisme et l'altération hydrothermale, dans les roches basiques en particulier (J.R. CANN, 1970 ; L. PAVLIDES, 1981, ...). Ils sont en effet très difficilement mobilisables dans les phases fluides (J.A. PEARCE et M.J. NORRY, 1979). Ce résultat est également admis pour les roches acides. Il existe une partition importante pour ces éléments entre les liquides acides et les liquides basiques. Toutes choses étant égales, on peut en déduire que la même phase minérale cristallisant dans un bain basique contiendra moins de Ti, Y, Nb, Zr que si elle cristallise dans un bain acide. La concentration de ces éléments "incompatibles" augmentera donc dans les liquides résiduels au cours de la cristallisation fractionnée (J.A. PEARCE et M.J. NORRY, 1979).

Cette concentration est contrôlée pour ces éléments par la nature des phases minérales qui cristallisent.

. Caractéristiques principales de ces éléments

. le zirconium

C'est un bon indicateur de fractionnement, sa teneur augmente des termes basiques aux termes intermédiaires de la différenciation. Dès ceux-ci, elle peut diminuer en raison de la cristallisation du zircon dans le bain magmatique. Le liquide résiduel s'appauvrit d'autant plus en zirconium que le zircon et la biotite sont impliqués dans les phases minérales qui cristallisent.

. l'yttrium

Les liquides résiduels sont appauvris en Y lorsque cristallisent l'amphibole et (dans une moindre mesure) le clinopyroxène. Ceci se produit pour des compositions intermédiaires. La cristallisation de l'apatite appauvrit également en Y les liquides résiduels.

. le niobium

Les coefficients de distribution sont similaires à ceux du zirconium. La concentration de cet élément augmente donc au cours du fractionnement, sauf au niveau des compositions intermédiaires et acides lorsque cristallisent la biotite et le zircon.

. le titane

Cet élément est retenu lors de la cristallisation de la biotite, de l'amphibole et surtout des oxydes ferrotitanés (magnétite et ilménite).

L'évolution de la concentration de ces éléments dans les termes d'un même cortège pétrographique permet d'apprécier la nature et la quantité des phases minérales qui participent à la différenciation (J.A. PEARCE et M.J.NORRY, 1979).

. Typologie des granitoïdes

Les travaux récents de J.A. PEARCE et al. (1984, à paraître) montrent que l'on peut typer les granitoïdes au vu de leurs compositions en certains éléments traces, parmi lesquels Rb, Y et Nb.

Les plagiogranites océaniques et ophiolitiques correspondent aux "ocean ridge granites" (O.R.G., produits par tous les types de rides), ainsi qu'à certains des "volcanic arc granites" (V.A.G.), où les plagiogranites sont associés à des tholéites d'arc.

Pour les ORG : Y varie de 40 à 1000 ppm ;
Rb est inférieur à 20 ppm.

Pour les VAG : Y est inférieur à 50 ppm ;
Rb varie de 20 à 1100 ppm.

Le niobium,dans ces deux cas, varie de 1 à 20 ppm. Ce travail semble permettre une discrimination entre les sites d'arcs et de rides (fig. n° 19).Mais il ne permet pas d'obtenir d'éléments pour une approche fine de la nature du site géotectonique (distinction entre bassin marginal et RMO, protorift,...).

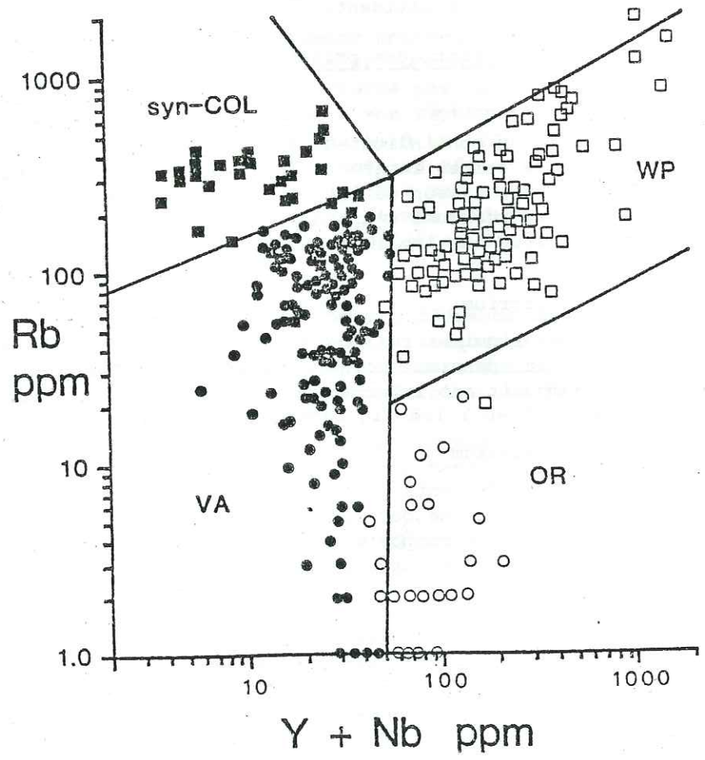


Figure n° 19 - Diagramme Rb vs. Y + Nb. In J.A. PEARCE et al. (1984, à paraître).
Syn. COL. : syntectoniques ; VA : Volcanic arc ;
WP : Within plate ; OR : Normal and transitional ocean ridge.

Les plagiogranites restent des roches que l'on ne peut typer qu'en fonction des roches basiques qui y sont associées, lorsqu'un lien génétique est démontré.

L'examen des spectres de terres rares permet toutefois d'améliorer de façon importante la connaissance de ces matériaux.

3) Les terres rares

3.a) Généralités

Ces éléments se classent dans le groupe des lithophiles, ils sont de taille voisine et ont des potentiels d'ionisation et d'électronégativité très proches. Ils sont caractérisés par le phénomène de la contraction lanthanidique qui correspond à une diminution progressive des rayons ioniques de ces éléments du lanthane au lutécium.

Les terres rares sont séparées en deux groupes selon leurs masses atomiques :

- les terres rares légères ("LREE"): lanthane, cérium, praséodyme, néodyme , prométhéum (qui n'existe pas à l'état naturel), samarium,europium, gadolinium;
- les terres rares lourdes ("HREE"): terbium, dysprosium, holmium, erbium, thulium, ytterbium, lutécium.

3.b) Caractéristiques géochimiques

Ces éléments sont caractérisés par une faible électronégativité, ce qui facilite le départ de leurs électrons périphériques. Ils auront donc, avec les autres éléments, des liaisons ioniques (ces liaisons sont des liaisons fortes).

Lorsque les terres rares sont intégrées à un édifice moléculaire, elles y sont très peu sensibles aux phénomènes d'altération post-magmatiques (K.C. CONDIE et al., 1977). Cependant, P.L. HELLMAN et al. (1979) font état d'une certaine mobilité des terres rares pendant le métamorphisme d'enfouissement , les LREE semblant plus sensibles que les HREE.(*)

Ces éléments sont des éléments incompatibles : leur teneur augmente dans les liquides résiduels au cours d'un processus de cristallisation fractionnée.

Les coefficients de partage de ces éléments entre les minéraux qui cristallisent et le bain magmatique (liquide résiduel) sont mesurés sur des assemblages naturels (C.C. SCHNETZLER et J.A. PHILPOTTS, 1970) ou déterminés par le calcul et l'étude expérimentale (M.J.DRAKE et D.F. WEILL, 1975) Ces coefficients de partage sont beaucoup plus faibles pour les roches basiques que pour les roches acides ; ce qui est à l'origine du caractère incompatible de ces éléments.

3.c) Distribution dans les minéraux

Les travaux de G.N. HANSON (1978) mettent en évidence les coefficients de distribution des REE pour les principaux minéraux. Les roches considérées sont des roches acides (dacite et rhyolite). Plusieurs minéraux ont une forte influence sur l'aspect des spectres, car ils intègrent préférentiellement certains éléments des terres rares. C'est en particulier (fig. n° 20 A et B) le cas pour :

(*): Cette mobilité des REE peut s'exprimer dès le métamorphisme de bas degré (cas des spilites des îles Virgin).

- le grenat et le zircon qui sont très riches en HREE ;
- l'apatite qui est un bon piège des REE et qui présente un spectre convexe, avec une petite dépression au niveau de l'europium ;
- le plagioclase qui fixe préférentiellement l'europium.

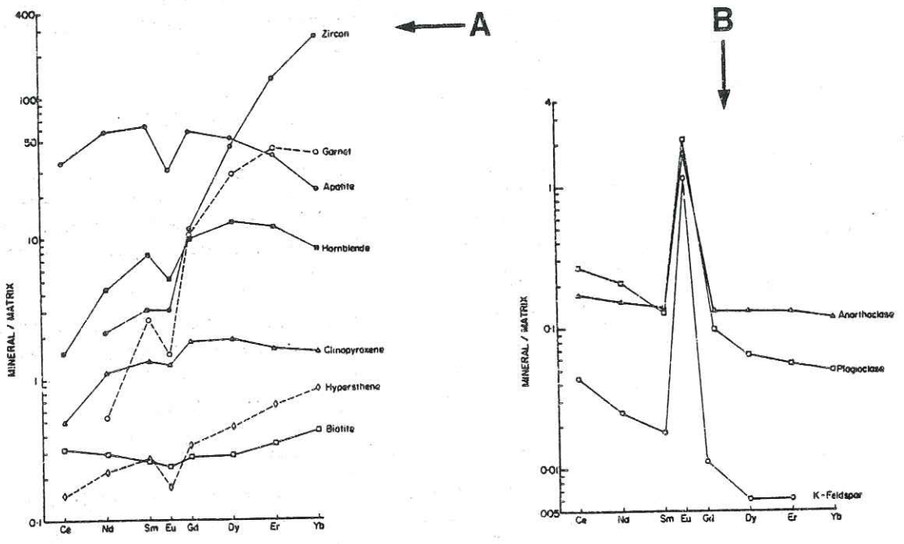


Figure n° 20 - Coefficients de partage minéral/liquide pour les REE de dacites et de rhyolites. In G.N. HANSON (1978).

Conséquemment, les liquides résiduels qui succèdent à la cristallisation de ces minéraux seront appauvris des éléments fixés. Les spectres montreront les dépressions d'autant mieux marquées que ces minéraux représentent une fraction importante du liquide initial.

La hornblende provoque, dans les spectres de liquides résiduels, une concavité au niveau du gadolinium, sans que son abondance dans le résidu de cristallisation (ou comme produit de fusion) soit importante. Son effet est le plus accentué dans les roches acides. Les minéraux mafiques absorbent en général plutôt les HREE, tandis que les minéraux felsiques fixent plutôt les LREE.

3.d) Utilisation des dosages de REE

- Représentation

Les diagrammes sont ceux proposés par A. MASUDA (1962) et C.D.CORRYEL et al. (1963). Ces diagrammes représentent le logarithme décimal des teneurs normalisées en fonction du numéro atomique.

Cette normalisation se fait par rapport aux valeurs relevées dans les chondrites (A. MASUDA et al., 1973).

- Modélisation des processus pétrogénétiques

Les équations de D.M. SHAW (1970) rendent compte de l'évolution des valeurs du coefficient de partage entre une roche et le liquide magmatique avec

lequel elle se trouve à l'équilibre lors du développement d'un processus de fusion partielle.

Dans le cas d'une cristallisation fractionnée, les formules dérivent de celles proposées par J.W.S. RAYLEIGH (1896). Ces équations sont énoncées et commentées par A. COCHERIE (1978). Leur utilisation nécessite la connaissance des paramètres géochimiques définissant le liquide initial.

Les profils de terres rares permettent de quantifier le rôle d'un ou plusieurs minéraux lors du fractionnement des terres rares.

L'étude des REE dans une série magmatique donnée peut permettre également de préciser les filiations entre les différents termes d'une même série magmatique. Les travaux de G.N. HANSON (1978) montrent que lorsque la fusion partielle se produit à l'équilibre, les LREE s'enrichissent plus que les HREE dans le liquide formé.

Les anomalies négatives en europium sont les témoins d'une cristallisation fractionnée au cours de laquelle les feldspaths ont précipité. Une répartition continue des spectres dans un même cortège pétrographique est un bon indice de l'existence d'une cristallisation fractionnée.

3.e) Différents types de spectres des granites sodiques

Les divisions typologiques déjà présentées des granites sodiques doivent se vérifier au niveau des terres rares. Les processus aboutissant aux différenciats acides (cristallisation fractionnée, fusion partielle, ...), les minéraux qui y participent, produisent selon leurs coefficients de partage, des spectres de REE différents.

- Spectres des trondhjémites archéennes

L'homogénéité de ce groupe de granites sodiques est vérifiée au niveau des spectres de REE. Ceux-ci sont en effet semblables pour tous les massifs étudiés : tonalite de Saganaga et gneiss de Northern Light (NW Ontario, J.G. ARTH et G.N. HANSON, 1972), tonalites et trondhjémites de l'Uusikaupunki-Kalanti (SW Finlande, J.G. ARTH et al., 1978), gneiss granitiques et tonalitiques de la province de Karnataka (S.de l'Inde, K.C. CONDIE et al., 1982).

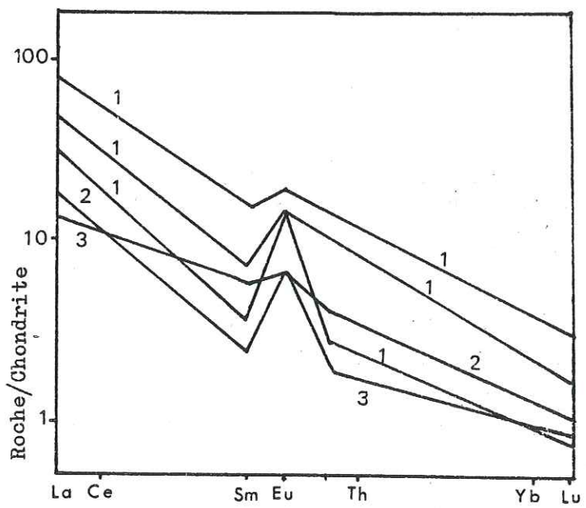


Figure n° 21 - Spectres de REE des granites sodiques archéens.

1 : gneiss tonalitiques de Karnataka, S.de l'Inde,

2 : trondhjémite du SW de la Finlande,

3 : tonalite de Saganaga NE Minesota.

Les spectres (fig. n° 21) montrent un fort enrichissement des LREE : jusqu'à 100 X chond. dans le cas général et exceptionnellement jusqu'à 300 X chond. (gneiss de Karnataka). Une anomalie positive en europium s'y dessine, ainsi qu'une légère concavité au niveau des HREE. Ces spectres ont une pente négative, avec des valeurs de l'Yb allant de 1 à 10. Ces profils de REE mettent en évidence une magmatogenèse où la fusion partielle a probablement joué un rôle prépondérant.

- Spectres des plagiogranites ophiolitiques

Etant donnée la diversité de ces matériaux, nous examinerons les spectres de plagiogranites produits dans quelques sites géotectoniques bien définis : les arcs insulaires, les bassins marginaux,les rides médio-océaniques.

. Spectres des plagiogranites d'arcs insulaires

On peut distinguer trois types de spectres :

Le premier type est proche de ceux obtenus avec les granites archéens (fig. n° 22). Toutefois, l'enrichissement en HREE y est plus fort,les spectres sont moins fractionnés et une anomalie négative en europium s'y dessine. Ce type de spectre correspond à des granites sodiques anciens (d'âge Algonkien).

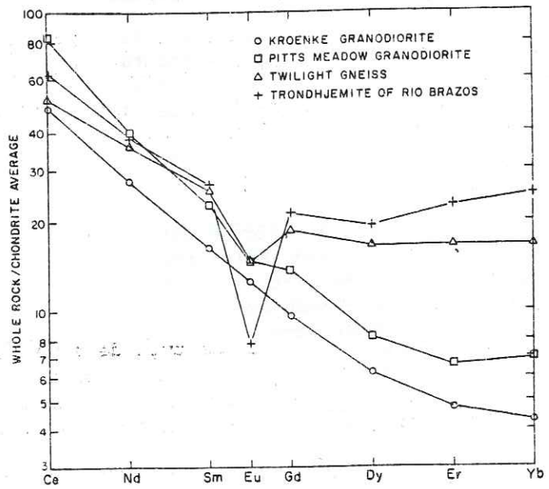


Figure n° 22 - Spectres de REE de granitoïdes sodiques d'arcs insulaires, type 1. In F. BARKER et al. (1976).

Ce type de spectre correspond à des sites géotectoniques encore mal définis : les auteurs parlent de système de ride et bassin sans équivalents actuels (F. BARKER et al., 1976) ou supposent l'existence d'un arc insulaire(C. PRIDE et J.M. MOORE, 1983). Les massifs sont les trondhjémites du Colorado et du Nouveau Mexique (granodiorite de Kroenke et de Pitts Meadow, gneiss de Twilight, trondhjémite de Rio Brazos) et le batholite d'Elzevir (Ontario).

Le second type est représenté par les granites sodiques de Canyon Mountain (Oregon),décrits par D.C. GERLACH (1981). Les spectres (fig. n° 23) sont plats, horizontaux avec une légère anomalie négative en europium. L'enrichissement est de l'ordre de 10 à 20 X chond. L.PAVLIDES (1981) en fournit un

autre exemple avec les plagiogranites de la zone de Fredericksburg (Virginie). Ce type de spectre peut traduire une fusion partielle d'un matériel mantellique appauvri en LREE (D.C. GERLACH, 1980).

Le troisième type de spectre(fig.n°23)montre une pente négative,des LREE peu ou pas fractionnées, mais un fractionnement plus important des HREE. Ce type de spectre peut correspondre à une refusion de matériel déjà issu de la fusion d'un manteau appauvri en LREE (W.B. SIZE, 1979) ou plus probablement à un type intermédiaire entre les trondhjémites continentales et les plagiogranites océaniques (ce caractère intermédiaire étant vérifié avec d'autres critères). Ce type intermédiaire correspond à un caractère transitionnel entre un site continental et un site océanique (L. PAVLIDES, 1981). Ce type de spectre peut être plus accusé du fait d'une certaine mobilité des LREE au cours des processus d'altération post-magmatiques.

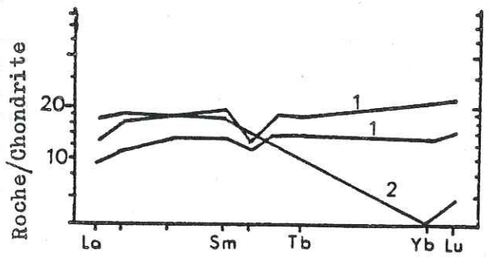


Figure n° 23 : Spectres de terres rares dans les granites sodiques d'arcs insulaires.

1 : spectres du second type, d'après D.C. GERLACH et al.,1981 a et b,

2 : spectres du troisième type, d'après W.B. SIZE (1979).

. Spectres des plagiogranites de ride

La variété des ophiolites générées dans ce type de site et les transitions observées entre bassins marginaux et rides médio-océaniques, sont reflétées au niveau des terres rares.Les spectres diffèrent sensiblement les uns des autres, selon le site d'échantillonnage des plagiogranites considérés.

Cas des bassins marginaux. Les travaux de C. STERN (1979)montrent les spectres obtenus sur les plagiogranites de la série déjà évoquée de Sarmiento. Les profils sont plats (fig. n° 24, spectres 1 a et b). Ils accusent une pente faible et négative. Une anomalie bien marquée en europium s'y manifeste. Les LREE sont plus enrichies dans ces liquides de fin de différenciation que les HREE ; cet enrichissement est de 60 à 80 X chond. (contre 45 à 50 pour les HREE).

Ce type de spectre correspond à une cristallisation fractionnée avec un enrichissement progressif en terres rares. Le milieu de cristallisation est considéré comme étant fermé pendant le déroulement de la différenciation.

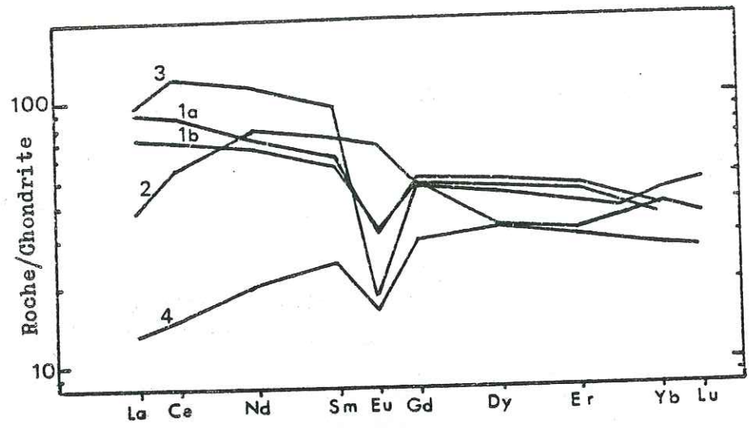


Figure n° 24 - Types de spectres des plagiogranites de bassins marginaux et de rides médio-océaniques.
1 a et b : plagiogranites de Sarmiento (d'après C. STERN, 1979),
2 et 3 : albitites et leucotonalite de l'Inzecca (d'après A. COCHERIE, 1978),
4 : diorite quartzique du Troodos (d'après R.W. KAY et R.G. SENECHAL, 1976).

Cas des rides médio-océaniques. Une partie des analyses d'A.COCHERIE (1978) portant sur les plagiogranites de l'Inzecca (Corse) donne les profils obtenus sur deux albitites et une leucotonalite (fig. n° 24, spectres 2 et 3). Les spectres d'albitites (n° 2) sont peu fractionnés et sub-horizontaux. Il ne s'y manifeste pas d'anomalie négative en europium, ce qui témoigne de la forte quantité de plagioclase présente dans la roche. Les albitites considérées sont des produits de fin de différenciation : la richesse en terres rares (environ 50 X chond.) en témoigne.

La leucotonalite présente un spectre original par rapport aux spectres déjà décrits :

- une forte anomalie négative en europium s'y manifeste (n° 3) ;
- les LREE sont légèrement enrichies par rapport aux HREE, le profil en est quelque peu convexe, alors qu'il est marqué d'une concavité nette au niveau des HREE. Une différenciation où le plagioclase, l'apatite et le zircon s'expriment en quantité de plus en plus faible peut expliquer ce type de spectre (M. et D. OHNENSTETTER, 1980). Lorsque le zircon et l'apatite sont présents dans le plagiogranite, le spectre montre une allure inverse : la pente en est positive (les HREE sont plus enrichies que les LREE) et le profil est convexe et non plus concave au niveau des HREE. Un plagiogranite du Troodos (R.W. KAY et R.G. SENECHAL, 1976) illustre ce type de spectre (fig.n° 24 , spectre 4). Ce plagiogranite étant une diorite quartzique, l'enrichissement en terres rares reste faible en raison du caractère peu différencié de ces matériaux.

. Spectre des plagiogranites de croûte océanique

Les plagiogranites de croûte océanique, bien qu'encore peu étudiés, présentent des spectres assez divers (fig. n° 25). Les diorites quartziques (spectres 1, a et b) et la monzonite quartzique (spectre 2) analysées (D. T. ALDISS, 1981 ; C.E. HEDGE et al., 1979), permettent néanmoins de dégager quelques caractéristiques communes :

- fort enrichissement en REE (80 à 150 X chond.),
- anomalie négative en europium pouvant être très développée (2),
- fractionnement faible des HREE, qui peuvent présenter une concavité dans leur profil (terbium, dysprosium).

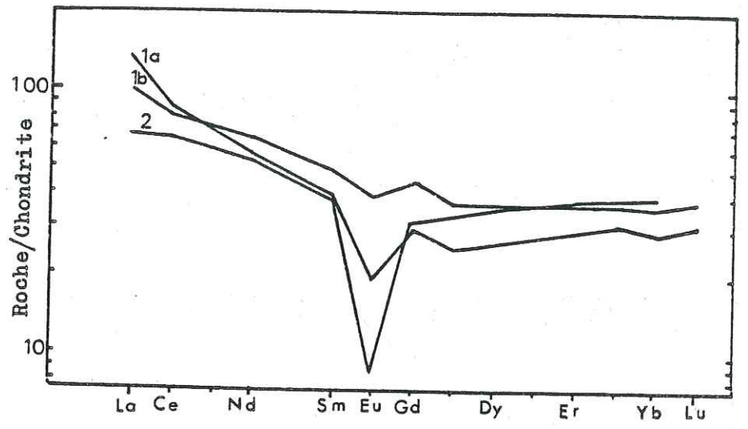


Figure n° 25 - Types de spectres des plagiogranites de croûte océanique.
1 a et b : diorites quartziques, MAR 45° (d'après D.T. ALDISS, 1981),
2 : monzonite quartzique, ride de l'océan Indien (d'après C.E. HEDGE et al., 1979).

3.f) Conclusions

Sans aborder l'utilité des REE dans l'élaboration des modèles pétrogénétiques (cf. pp. suivantes), il est possible de constater les possibilités qui sont offertes dans la caractérisation du site géotectonique.

Une compilation des données géochimiques des granites sodiques montre une corrélation nette entre les teneurs en REE et l'environnement (fig. n° 26).Il faut se garder néanmoins d'une généralisation trop hâtive : l'examen de plusieurs cas simples démontre que les spectres de REE sont pour les granites et granitoïdes sodiques d'une très grande variété.

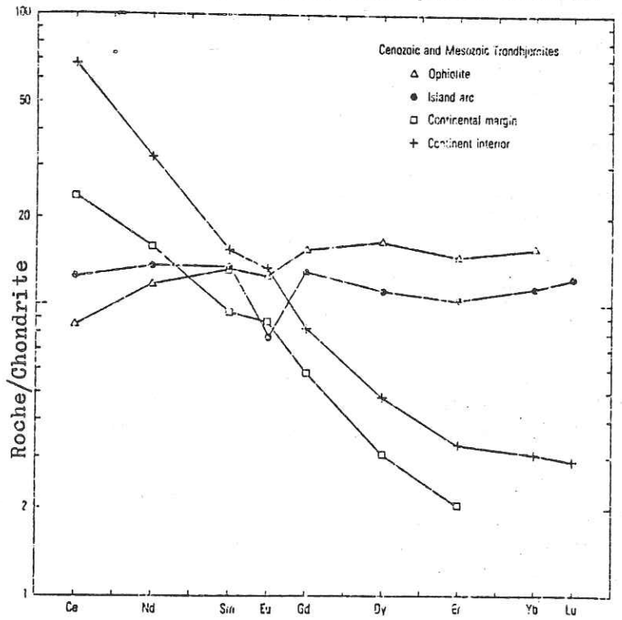


Figure n° 26 - Spectres de terres rares pour des granites sodiques et dacites de divers sites tectoniques.
In J.G. ARTH, 1979.

Un élément de corrélation entre la teneur en REE et le site semble fiable. Il s'agit de la teneur en ytterbium, corrélée avec la teneur en alumine. Sur ce diagramme (fig. n° 27), les trondhjémites continentales se distinguent nettement des plagiogranites ophiolitiques.

Cependant, la coupure fixée à 1,5 ppm d'Yb est à considérer avec prudence, car les granites sodiques d'arcs insulaires matures, ainsi que les trondhjémites qui se manifestent aux stades précoces du développement d'une marge continentale ont des teneurs en Yb proches de cette valeur (J.G. ARTH, 1979).

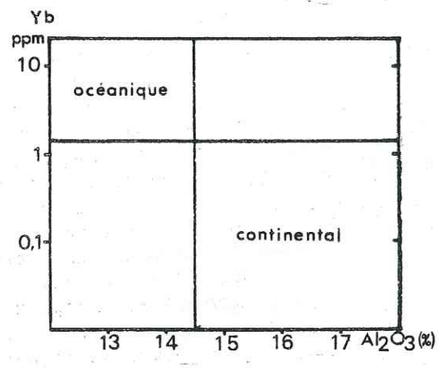


Figure n° 27 - Diagramme Yb vs.Al_2O_3

Ce diagramme oppose les trondhjémites alumineuses aux plagiogranites hypo-alumineux. D'après J.G. ARTH, 1979.

VI/ GENESE DES GRANITES SODIQUES

Divers processus rendent compte de la genèse des granites sodiques. Ce sont : la cristallisation fractionnée, l'immiscibilité et la fusion partielle. Dans certains cas, des processus tardi-magmatiques confèrent à des matériaux divers un cachet hyper-sodique qui les apparente aux plagiogranites ou aux trondhjémites, mais ce n'est pas là à proprement parler un mécanisme à l'origine des granites sodiques.

1) Cristallisation fractionnée

1.a) Description du processus

Les roches résultant de la cristallisation fractionnée s'élaboreraient par précipitation au liquidus de certains minéraux. Ainsi, le liquide s'appauvrit des éléments participant au fractionnement. Différentes modalités sont possibles : ce liquide peut rester en place et continuer son évolution jusqu'au solidus, ou bien migrer (entièrement ou pour partie). En fonction des conditions de pression et de température et pour une composition magmatique donnée, il est possible de connaître l'ordre de cristallisation des minéraux et la composition des différents liquides résiduels.

1.b) Traduction géochimique du processus

F. SHIDO et A. MIYASHIRO (1971) dégagent de l'observation de la cristallisation de tholéites à olivine et à plagioclase, l'existence d'un enrichissement marqué en fer et en titane. Ils soulignent que le rapport FeO/MgO peut être considéré comme un indicateur du degré de fractionnement. Les teneurs en terres rares augmentent des termes basiques aux termes acides ; les gabbros qui sont riches en plagioclase provoquent l'apparition d'une anomalie négative en europium dans les termes les plus différenciés de la série (cf. pp. précédentes).

1.c) Magmatogenèse des granites sodiques

Exemple des plagiogranites ophiolitiques corses. L. BECCALUVA et al. (1977) reprennent les données acquises sur les ophiolites corses. Ils montrent la production possible de granites sodiques à partir d'un magma tholéitique à olivine en étudiant le comportement des divers éléments au cours des processus de différenciation par cristallisation fractionnée (fig. n° 28). Dans un premier temps et jusqu'à 15 % de cristallisation fractionnée (F = 0,85), à la précipitation de plagioclase, d'olivine, de spinelle correspond une décroissance corrélative en aluminium et en magnésium, et plus rapide encore, en nickel et en chrome. La teneur en silice du bain reste constante. Puis, de 15 à 55 % de cristallisation (F = 0,45), ce sont les concentrations en titane, fer, zirconium, vanadium, yttrium, phosphore qui augmentent, marquant ainsi une différenciation de type tholéitique. Dans le liquide résiduel, les teneurs en aluminium, nickel et cuivre continuent de décroître. Ces variations traduisent la cristallisation de cumulats gabbroïques contenant du plagioclase, du clinopyroxène et en quantité mineure de l'olivine.

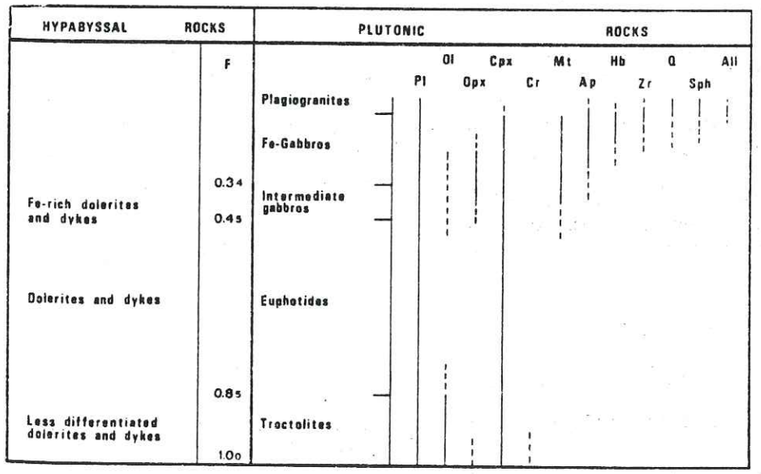


Figure n° 28 - Apparition et disparition des principaux minéraux magmatiques des ophiolites corses. In L. BECCALUVA et al. (1977).

F = % de liquide fractionné.

Les stades terminaux (F = 0,15) voient leurs teneurs en titane, fer, vanadium, zinc, diminuer dans le liquide en raison de la cristallisation de magnétite titanifère dans les ferro-gabbros.

Les derniers produits du fractionnement sont les granites sodiques. Leur cristallisation intervient dans des conditions physiques proches de l'eutectique quartz-albite (P.M. ASHLEY et al., 1983). C.E. ENGELS et R.L. FISCHER (1975) interprètent un filonnet de monzonite quartzique échantillonné sur la croûte océanique comme un terme extrême de ce type de différenciation. Cette roche est riche en apatite, zircon et magnétite, pour une teneur en silice de 75 % , ce qui témoigne effectivement d'une différenciation très poussée. On retrouve cet enrichissement ultime dans des filonnets granophyriques du Skaergaard et également dans certains complexes archéens (D.R. HUNTER, 1970).

2) Immiscibilité

Ce phénomène correspond à l'individualisation de deux liquides de composition différente, immiscibles, au cours de la cristallisation au lieu d'une cristallisation de phases minérales successives.

Les travaux concernant l'intervention de ce processus dans la genèse des granites sodiques sont surtout ceux de S. DIXON et de M.J. RUTHERFORD (1979), S.DIXON et al.(1980),JF.BENDER et al. (1980) montrent que peuvent également être obtenues par ce processus des diorites et des granodiorites.

Dans les séries ophiolitiques et le plancher océanique, il existe un hiatus de composition entre les basaltes et ferrobasaltes et les granites sodiques. Un mécanisme d'immiscibilité entre un liquide silicaté générateur de plagiogranites et un liquide enrichi en fer produira une association plagiogranites - ferrogabbros. Ce modèle rend compte du "gap" qui se manifeste entre 50 et 60 % de silice. Pour le tester, ces auteurs ont observé expérimentalement la succession des phases minérales et liquides qui apparaissent au cours du refroidissement d'une tholéite abyssale hypopotassique. En partant d'une température proche du liquidus et par diminution de celle-ci d'environ 2° par heure, ils analysent les produits successifs. Les compositions du liquide résiduel sont caractérisées par une augmentation des teneurs en fer, titane, phosphate et potassium. Enfin, après cristallisation de 95 % de l'échantillon, ils obtiennent deux liquides immiscibles : un liquide à composition de ferrobasalte, et un liquide à composition granitique, enrichi en aluminium et en alcalins. Un tel processus pourrait se produire dans les ophiolites où un enrichissement en fer se manifeste. M. OHNENSTETTER et al., en 1979, reprenant les travaux de E. ROEDDER (1951) montrent que les compositions des roches étudiées se situent le long des champs d'immiscibilité définis par cet auteur.

Néanmoins, des expériences de refroidissement d'un même type de liquide initial, menées dans un milieu saturé en eau,montrent que le liquide granitique peut s'individualiser sans qu'il y ait immiscibilité (S. DIXON et M.J. RUTHERFORD, 1982). De plus, il est souvent difficile de prouver l'existence d'un processus d'immiscibilité au cours de la différenciation magmatique : l'observation simultanée des deux liquides individualisés ne semble pas avoir été faite de façon probante entre les ferrogabbros et les plagiogranites.

3) Fusion partielle

Cette théorie génétique est souvent évoquée pour rendre compte de la genèse des granites sodiques. Les travaux expérimentaux de T.H. GREEN et A. E. RINGWOOD (1968 a) constituent la base principale des schémas évoqués.Ces travaux portent sur l'étude expérimentale à différentes pressions des champs de fusion partielle de matériaux divers (tholéites à olivine, tholéites quartziques, andésites basaltiques, rhyodacites). L'étude est menée soit en condition anhydre, soit avec du matériel hydraté. Elle vise à déterminer l'origine possible des séries calco-alcalines. A une pression de 9 à 10 Kb les tholéites et les andésites basaltiques ont pour phase au liquidus l'amphibole et le pyroxène, près du solidus apparaissent les plagioclases calciques et le grenat. Les séries calco-alcalines peuvent être générées par fusion partielle à faible profondeur à partir d'amphibolites. C'est ce modèle qui est le plus souvent évoqué pour rendre compte de l'existence des plutons trondhjémitiques archéens et des granites sodiques d'arcs.

3.a) Les trondhjémites archéennes

J.G. ARTH et G.N. HANSON (1972), A.Y. GLICKSON (1972), F. BARKER et al. (1979), K.C. CONDIE et al. (1982) présentent plusieurs arguments pour confirmer la validité de l'application du modèle de fusion partielle dans la genèse de ces roches.

- Les faibles rapports 87 Sr/86 Sr initiaux, excluent la croûte continentale comme matériel source de ces roches.

- Les teneurs en Rb et K y sont plus faibles que dans les grauwackes archéennes. De plus, les concentrations en REE de ces tonalites sont inférieures à celles relevées dans les grauwackes : elles ne peuvent en dériver par fusion car le liquide résiduel s'enrichirait en éléments incompatibles.

- Le faible taux de HREE (environ celui de la chondrite) suggère un résidu riche en grenat. Des clinopyroxènes altérés dans les tonalites laissent penser que le quartz et le pyroxène sont proches du liquidus.

- Les équations de D.M.SHAW sur les éléments traces rendent compte de l'obtention de ces tonalites avec un taux de fusion de 20 % d'éclogites au niveau du manteau.

3.b) Les plagiogranites d'arcs insulaires

J. MALPAS (1979) en décrit un exemple : la formation de Little Port Complex (W de Terre-Neuve).

- Les trondhjémites ne sont pas associées à des diorites ou granodiorites.

- Les roches plagiogranitiques constituent de grands corps intrusifs ou de petites poches dans les amphibolites.

- Le chimisme est caractérisé par une teneur en sodium supérieure à 5 % et un rapport Rb/Sr voisin de zéro. Ces roches sont relativement enrichies en potassium et ont de faibles teneurs en yttrium, barium, zirconium.

Pour J. MALPAS (1979), les granites sodiques de Little Port Complex résultent de la fusion partielle d'amphibolites en racine d'arc insulaire.

J.G. PAYNE et D.F. STRONG (1979) localisent également la fusion partielle à la base d'un arc insulaire selon un schéma désormais classique.Le matériel source des trondhjémites est constitué de basaltes hypopotassiques. Cet environnement de convergence de plaques est aussi évoqué par F.BARKER et al. (1979) comme site de fusion partielle pour les roches jurassiques des monts Klamath. C'est ce schéma qui est adopté par J.B. GILL et A.L.STORK (1979) pour expliquer la genèse des vastes plutons de trondhjémites miocènes des îles Fidji.

4) Modèles mixtes

Ces modèles impliquent la cristallisation fractionnée d'un magma primaire produit par fusion partielle. Ce type de processus est supposé intervenir lorsque :

- Les spectres de terres rares sont peu fractionnés et ne sont pas corrélés avec les compositions en éléments majeurs correspondants (D. C. GERLACH et al., 1980 ; 1981 a, b).

- Des roches correspondant à un résidu de fusion coexistent avec une série différenciée dont le magma parent est de nature tonalitique et non pas basaltique (A. COCHERIE et al., 1979).

- On observe une diminution des LREE lors d'une augmentation de la teneur en silice, ce qui traduit le fractionnement d'une phase accessoire.

- Les "trends" de différenciation sont calco-alcalins et non pas trondhjémitiques (C. PRIDE et J.M. MOORE, 1983).

- Les gabbros et les roches ultramafiques associées ne sont pas reliés directement au schéma de cristallisation fractionnée et qu'il n'existe pas de résidu cristallin au magma tonalitique (H.R. ROLLINSON et F.WINDLEY, 1980).

Ce type de modèle explique également la formation de produits plus différenciés que les granites sodiques : ceux-ci peuvent eux-mêmes être fondus et donner lieu à une génération de produits magmatiques encore plus différenciés tels que des rhyolites (H. SIGURDSON, 1977).

5) Remplacements, transports post-magmatiques

L'albitisation de diorites quartziques et la production consécutive de roches de composition trondhjémitique ont été évoquées anciennement par J. GILLULY (1933). Le principal argument évoqué à l'appui de cette thèse du remplacement post-magmatique était la variation de composition des plagioclases du coeur calcique à la périphérie plus sodique. Les éléments dont nous disposons actuellement sur la croissance cristalline et sur la variation de composition du bain magmatique réfutent cet argument. Néanmoins,la réflexion reste valable pour les plagioclases qui montrent une auréole clairement secondaire. Des travaux plus récents prouvent l'importance des processus d'altération et de déplacement des éléments, lorsqu'il y a contact avec l'eau de mer. J.M. SINTON et G.R. BYERLY (1980) suggèrent que l'appauvrissement en potassium par une phase fluide serait universelle dans les derniers stades de la cristallisation des roches océaniques et ne s'appliquerait que dans les magmas à faible teneur initiale en potassium. Ces derniers liquides magmatiques doivent de plus être à une température suffisamment faible pour que puisse se produire le fractionnement sodium-potassium. Ces conditions ne sont remplies qu'avec des magmas océaniques abyssaux.

M. OHNENSTETTER et al. (1981) apportent un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse de dépotassification du magma primaire. Les zircons des albitites corses contiennent des inclusions qui ont une composition potassique. Comme les zircons sont une phase cristalline précoce des matériaux acides, les inclusions contenues dans ces minéraux possèdent probablement la composition du bain magmatique où les zircons se sont formés. Ces inclusions blindées auraient échappé à la dépotassification tardive de la roche.Cette dépotassification n'est cependant pas systématique puisque l'on a échantillonné dans la croûte océanique des roches acides potassiques (monzonite quartzique : C.G. ENGELS et R.L. FISCHER, 1975).

Comme le font remarquer P.M. ASHLEY et al.(1983), on ne peut déterminer si ces changements chimiques résultent d'une action hydrothermale contemporaine de la mise en place du magma granitique ou de réactions métasomatiques associées à un métamorphisme ultérieur. Il est d'autant plus difficile de trancher que les publications font état de l'action conjointe des deux types d'altération. C'est donc cas par cas que l'on peut conclure.Lorsque les roches sont peu déformées, elles ont un caractère hypopotassique net, dû à des échanges avec l'eau de mer (E.H. BROWN et al., 1979). Des potassifications sont ensuite possibles (J. DELFOUR et al., 1982 ; B. LEMIERE,1982) et liées à l'action de divers mécanismes d'altération hydrothermale.

Ces modifications post-magmatiques ne paraissent pas être à proprement parler des processus générateurs de granites sodiques : les divers types d'échanges apportent des modifications au contenu en alcalins des granites sodiques et compliquent leur typologie. Ils ne sont en aucun cas responsables de leur élaboration.

6) Conclusion

Pour ne retenir que le cas des plagiogranites ophiolitiques, il apparaît que deux processus peuvent être responsables de la genèse de ces matériaux : la différenciation de liquides de plus en plus acides par fractionnement et la manifestation au cours d'un processus de fusion partielle de liquides ayant une composition proche de celle de l'eutectique quartz-albite.

Le processus d'immiscibilité reste un modèle possible, mais demande à être chaque fois mis en évidence sur le terrain par une étroite et constante association entre les granites sodiques et les ferrogabbros. Cette association n'implique pas obligatoirement le phénomène d'immiscibilité.Les échanges post-magmatiques restent très marginaux, même si localement les remplacements observés sont importants.

VII/ COMPARAISON AVEC LES AUTRES GRANITOIDES

Les travaux déjà évoqués de J. LAMEYRE (1980) soulignent, au-delà des différences de composition minéralogique, les différences d'évolution des lignées (fig. n° 29).

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

27 AOUT 2003

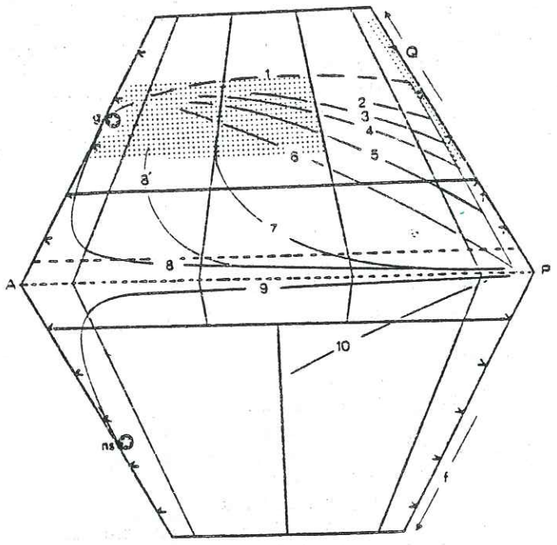


Figure n° 29 - Diagramme Q-A-P-F, tendances moyennes de différenciation dans des séries plutoniques variées.

(In J. LAMEYRE et P. BOWDEN, 1982)

1 : tholéïtique (Troodos, Skaergaard),
2 : calco-alcaline (S.W. Finlande),
3,4,5, 6 : calco-alcaline granodioritique
3 : Corse,Sardaigne,
4 : Chili,
5 : Pérou,
6 : Sierra Nevada
7 : calco-alcaline monzonitique (Vosges,Corse),
8 : alcaline sursaturée (Kerguelen),
8' :tendance alumineuse,
9, 10 : alcalines sous-saturées.

- Les plagiogranites sont les seuls différenciats acides associés aux ophiolites et aux croûtes océaniques, leur origine est donc clairement mantellique, même si certains travaux montrent qu'une source sédimentaire peut être invoquée (E.S. CHENEY et R.J. STEWART, 1975). Les lignées pétrographiques s'interrompent sur le diagramme de A. STRECKEISEN : il n'existe pas d'enrichissement en potassium de ces lignées et l'enrichissement en sodium s'exprime sur ce diagramme par un "saut" des points représentatifs lorsque le plagioclase devient très albitique (An inférieur à 5).

- Les roches différenciées dans les lignées calco-alcalines suivent une évolution semblable à celle des plagiogranites ophiolitiques, mais l'enrichissement en quartz y est plus tardif et moins marqué. Les granitoïdes alcalins voient d'abord leurs proportions s'enrichir en alcalins, puis en quartz.

- Les plagiogranites ophiolitiques constituent un groupe de granitoïdes bien distincts, dont l'évolution ne semble pas tendre vers le point de convergence des granitoïdes : le plus souvent, ces roches se placent directement sur le côté Q-P du diagramme Q-A-P, et leur évolution se limite à un enrichissement en quartz (R.G. COLEMAN et M.M. DONATO, 1979).

- Les phases fluides ne semblent pas avoir joué un rôle important dans la genèse de ces lignées et ne semblent pas avoir altéré de façon perceptible les roches encaissantes : le magmatisme acide des croûtes océaniques ou des ophiolites ne s'accompagne pas de dégagements fluides importants , soit parce que ce magma n'est pas assez riche en fluides, soit parce qu'il représente des quantités de matériel trop faibles pour que les effets d'une phase hydrothermale puissent être perceptibles.

- Au niveau des terres rares, les profils obtenus à partir des plagiogranites ophiolitiques se différencient nettement de ceux des autres granitoïdes : les concentrations en REE sont faibles (IO X chond.), avec un fractionnement original des spectres et des anomalies négatives en europium le plus souvent bien marquées. Les spectres des leucogranites miment ceux des granites sodiques archéens (en raison de leur origine par anatexie), mais l'enrichissement en LREE est plus faible. Il faut également noter la pente positive des spectres caractéristiques de certains granites ophiolitiques.

VIII/ CONCLUSION

Une étude de plagiogranites doit s'articuler sur :

- un certain nombre d'observations de terrain :
  - examen des modes de gisement,
  - détermination des matériaux associés,
  - caractérisation des relations géométriques.

- l'obtention de données pétrographiques :
  - détermination des paragenèses magmatiques,
  - détermination des paragenèses métamorphiques,
  - relevé des textures magmatiques résiduelles et des textures métamorphiques.

- une étude géochimique abordant :
  - les éléments majeurs,
  - les éléments en traces,
  - les terres rares.

Ce n'est qu'à partir de ces données que l'on peut parvenir à une bonne typologie des séries de différenciation et des matériaux. Cette typologie permet ensuite l'élaboration d'hypothèses rendant compte de la genèse des granites sodiques ainsi que du site d'élaboration de ces roches.

La démonstration peut être appuyée par une confrontation du modèle établit avec les travaux concernant le même type de matériel.

DEUXIEME PARTIE

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES PLAGIOGRANITES OPHIOLITIQUES DU MASSIF BASIQUE ET ULTRA-BASIQUE DE CHAMROUSSE-TABOR ET DE LA SÉRIE VOLCANOSÉDIMENTAIRE DE SÉCHILIENNE

A/ PÉTROGRAPHIE

I/ INTRODUCTION

Le massif de Chamrousse a été subdivisé en plusieurs unités (F.CARME, 1975 a; R.P. MENOT, 1979 ; J.L. BODINIER et al., 1981). La pétrographie de celles-ci a été décrite en détail (R.P. MENOT, 1979). Nous donnerons ici un aperçu de ce travail afin de replacer stratigraphiquement la zone d'échantillonnage des granites sodiques (plagiogranites présumés, R.P. MENOT, 1981 ; R.P. MENOT et al., 1983) que nous étudions ici.

Ces unités lithologiques sont les suivantes, de haut en bas, suivant la géométrie actuelle du massif.

A : La zone des cumulats ultramafiques

Ces cumulats sont constitués de serpentinites associées à des métapyroxénolites. Les premières recèlent quelques minéraux relictuels tels que la chromite (en imprégnation diffuse dans la roche, en lits minces et continus ou en "mouches"), la magnétite, des pyroxènes (surtout du clinopyroxène) et une clinoamphibole. L'olivine n'y est jamais préservée. Les métapyroxénolites, en niveaux cumulatifs dans les serpentinites ou en filonnets discordants, contiennent du diallage, de la barkévicite, des oxydes ferrotitanés, et accessoirement un plagioclase intercumulus.

B : La zone de transition blastomylonitique

Elle est formée d'un ensemble rubané de métacumulats gabbroïques flasérisés, de métapyroxénolites, de métagabbros isotropes, de métagranophyres, de métabasaltes, de métadolérites et de leptynites s.l.

C : La zone des métacumulats gabbroïques

Ces métacumulats se diversifient par leur granulométrie, les proportions relatives de leurs constituants et leurs degrés de déformation. Du point de vue de leur minéralogie, les gabbros les plus fréquents sont à clinopyroxènes et à clinopyroxènes-amphiboles. Ils sont injectés de termes pétrographiques divers représentant tous d'anciens liquides magmatiques (métabasaltes porphyriques, gabbros isotropes, leucodiorites, etc...).

D : La zone de contact

Elle assure la transition entre la série volcanosédimentaire de Séchilienne et le massif UB-B. Dans cette zone composite plus ou moins brèchique, se succèdent "sans ordre rigoureux, ni continuité latérale" (R.P. MENOT , 1981), des gabbros lités et isotropes, des dolérites et des basaltes porphyriques ainsi que des roches acides.

E : Le groupe de Séchilienne

Sa lithologie montre une certaine polarité. Si l'essentiel du groupe est constitué d'amphibolites et de leptynites, son sommet géométrique s'enrichit en sills métagabbroïques et doléritiques, alors que sa base est surtout constituée de micaschistes, chloritoschistes et leptynites.

F : Le complexe filonien

Il est constitué de métagabbros, de métadolérites et de métapyroxénolites. Il intrude le groupe de Séchilienne et le massif UB-B. Des métabasaltes recoupent les zones B, C, D , ainsi que le groupe de Séchilienne. Ils s'expriment en filons et en couches de puissance métrique à décamétrique. Les métapyroxénolites, en filons de dimensions plus modestes,sont localisées dans les zones A, B et C.

Les roches leucocrates sont présentes essentiellement dans la partie sommitale de la masse métagabbroïque (zone C), la zone de contact (zone D) et dans le groupe de Séchilienne. Une distinction est donnée par R.P.MENOT (1981) qui isole,en fonction de leur pétrographie et de leur gisement,deux types de leptynites :

- les premières correspondent à "des roches massives, à granulométrie millimétrique, foliation fruste et texture orthogneissique évidente".Elles sont cantonnées au sommet de la séquence gabbroïque stratifiée ;

- les secondes sont "des leptynites fines et bien foliées,alternant avec des métadolérites, des basaltes et des amphibolites". Ce type de roches leucocrates existe surtout dans le groupe de Séchilienne, mais il peut être présent dans la partie sommitale du massif UB-B (zones C et D).

II/ MODES DE GISEMENTS DES ROCHES LEUCOCRATES ET DES TERMES BASIQUES ASSOCIES AU SOMMET DU MASSIF UB-B ET DANS LE GROUPE DE SECHILIENNE

L'existence d'une relation, même grossière, entre la nature et le mode de gisement des roches leucocrates et leur distribution lithostratigraphique, nous suggère de détailler l'étude des différents gisements. Ils sont examinés dans la partie sommitale de la masse gabbroïque (zone C),au niveau de la transition entre la série de Séchilienne et le complexe UB-B (zone D) et enfin dans la série de Séchilienne elle-même (zone E).

1) Le sommet de la masse métagabbroïque

Nous avons introduit trois subdivisions dans la superposition lithologique assurant la transition entre les cumulats gabbroïques et la zone de contact D. Leur définition lithostratigraphique ne peut toutefois être rigoureuse, la transition verticale étant en effet très progressive et la continuité latérale très faible. Des secteurs géographiques distincts matérialisent ces subdivisions.

Une présentation du macrofaciès de chaque type pétrographique est donnée avant son mode de gisement. Celle-ci permet de définir le plus précisément possible des matériaux d'aspect similaire et d'éviter des confusions entre certains termes de faciès proches (ex. : cumulats plagioclasiques et plagiogranites, granites sodiques et leptynites).

1.a) Bacha-Bouloud

Dans ce secteur, les affleurements examinés n'ont pas livré de différenciats acides leucocrates. Par contre, deux types de cumulats plagioclasiques y ont été identifiés.

Le premier type correspond à des "bouffées" de cristaux feldspathiques individualisés dans les cumulats gabbroïques. Le second type se manifeste sous forme de filonnets et de filons sécants sur les autres termes pétrographiques.

Le complexe filonien est peu développé dans cette partie de la séquence ophiolitique.

- Les cumulats gabbroïques

. Macrofaciès : Les minéraux ferromagnésiens y constituent des amas centimétriques à polycentimétriques, dont le contour est sinueux et lobé. Ces amas ferromagnésiens sont anastomosés ou "flottent" dans une matrice feldspathique dont le grain est millimétrique à centimétrique.Dans certains cas, la faible abondance des minéraux ferromagnésiens permet de distinguer des leucocumulats gabbroïques.

Ces cumulats gabbroïques montrent pour la plupart une foliation d'origine magmatique. Cette foliation est fréquemment interrompue ou recoupée de façon quelconque par les cumulats plagioclasiques.

Lorsque la flasérisation est poussée, le grain de la roche diminue,la foliation est plus apparente et plus serrée, la roche acquiert une teinte homogène grise. Le terme ultime de la déformation produit des amphibolites feldspathiques.

Cette flasérisation semble pour partie contemporaine de la mise en place et de l'histoire précoce des gabbros. Nous avons en effet échantillonné une amphibolite recoupée par un filonnet anorthositique non déformé (A 2 photo.n°1) Les plagioclases constitutifs de cette anorthosite sont eux-mêmes non orientés et seulement affectés d'une légère cataclase cantonnée à la périphérie des cristaux. Néanmoins, l'amphibolitisation du matériel peut être postérieure à l'injection des cumulats plagioclasiques : les déformations engendrées par le métamorphisme régional sont parfois très peu pénétratives et ont pu respecter les termes riches en feldspath, tout en affectant fortement les gabbros. Les métabasaltes et métadolérites, tardifs par rapport aux gabbros et aux cumulats plagioclasiques, sont eux-mêmes amphibolitisés et foliés.

. Gisement : Ces cumulats gabbroïques constituent une assise de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, formée par la superposition de sills d'épaisseur métrique.

- Les cumulats plagioclasiques

. Macrofaciès : Ces roches,d'un blanc laiteux, contiennent de rares amas centimétriques de minéraux ferromagnésiens noirs ou brun vert sombre. Des cristaux plagioclasiques se distinguent parfois dans la masse feldspathique. Dans certains filonnets, le coeur des plagioclases se détache par sa teinte bleutée.

. Gisement :

Gisement en "bouffées" : Ces cumulats plagioclasiques constituent des poches de dimension variable (quelques centimètres carrés à plusieurs dizaines de centimètres carrés) qui s'individualisent au sein des cumulats gabbroïques par diminution des teneurs en minéraux ferromagnésiens (photo 2) . Le contact progressif avec les cumulats gabbroïques est diffus et mal défini. Il présente une forme irrégulière et lobée.

Gisement en filons et filonnets : Ces unités d'épaisseur centimétrique à décimétrique présentent des contacts tranchés avec l'encaissant. Ils recoupent des cumulats gabbroïques leuco- à mélanocrates. Ces gabbros peuvent être déplacés sous forme de petites enclaves (photo 3).

- Les faciès tectoniques

La tectonisation transforme l'aspect des cumulats plagioclasiques.Le caractère diffus du contact avec l'encaissant est effacé. Le matériel leucocrate constitue alors des niveaux de quelques décimètres d'épaisseur.Ces niveaux peuvent se suivre à l'affleurement sur quelques mètres de longueur. Ils alternent alors avec une amphibolite feldspathique disposée en bancs massifs, d'épaisseur métrique (photo 4).

1.b) Zone intermédiaire

Elle se situe stratigraphiquement au-dessus du secteur précédent. Du point de vue géographique, elle correspond à la base des pistes de ski de la station de Roche Béranger (RB 4-n et RB 3-n). Ce secteur, peu affecté par les divers épisodes de déformation recèle des cumulats gabbroïques bien conservés (hétéradcumulats, cf. partie minéralogie-textures). Ces cumulats sont recoupés par des filons de gabbros sombres, isotropes, eux-mêmes recoupés par des plagiogranites (photo 5). Des termes porphyriques et aphyriques du complexe filonien intrudent et disloquent cet ensemble.

- Les cumulats gabbroïques

. Macrofaciès : Les minéraux ferromagnésiens sont centimétriques, isogranulaires. Ils sont de forme arrondie, mais ne sont pas ou peu cataclasés. Noirs ou brun sombre, ils se distinguent nettement des feldspaths intersticiels. Le grain de ces feldspaths est fin (inframillimétrique).

. Gisement : Les cumulats gabbroïques sont ici aussi le terme pétrographique dominant. Ils se présentent en gros bancs massifs d'épaisseur métrique à pluri-métrique, empilés sur une quinzaine de mètres.

- Les gabbros sombres

. Macrofaciès : Ces roches sont isotropes, noires, leur grain est millimétrique.

. Gisement : Ils constituent là des filons d'épaisseur faible (quelques décimètres) qui intrudent les cumulats gabbroïques. Les contacts sont nets, sub-rectilignes, ils marquent une nette postériorité de ces gabbros sur les cumulats (pl. 1, photo et croquis 5).

- Les plagiogranites

. Macrofaciès : Ils sont gris beige clair. Le grain est millimétrique. Les minéraux ferromagnésiens, rares, constituent de minces aiguilles qui sont le plus souvent orientées selon un plan de foliation.Dans ces filons plagiogranitiques, s'observe une différenciation interne avec formation d'une bordure plus leucocrate où se trouvent des minéraux sombres de taille centimétrique.

. Gisement : Ces plagiogranites se manifestent en filons d'épaisseur assez faible (10 à 20 centimètres). Ils recoupent les gabbros cumulats et sont intriqués à des gabbros sombres : ils sont postérieurs aux premiers et contemporains ou postérieurs aux seconds. Les contacts sont nets et droits (photo 5) . Le bord différencié de ces filons plus leucocrates, à granulométrie plus fine, s'injecte sous forme de filonnets d'épaisseur plurimillimétrique à centimétrique dans les cumulats gabbroïques (photo 6) . Ils pourraient correspondre à des bordures figées. Lorsque les déformations sont intenses, ces plagiogranites se présentent sous forme de leptynite claire, de grain fin en niveaux boudinés ayant subi un plissement complexe (photo 7).

- Le complexe filonien

Il se manifeste sous forme de gros filons métriques qui désorganisent complètement les formations qui lui sont antérieures. Il est représenté au niveau des affleurements observés dans ce secteur par une première génération de basaltes porphyriques, recoupés par une seconde génération de basaltes aphyriques.

1.c) Secteurs de Roche Béranger et de Combe-Oursière

Les relations entre les différents termes pétrographiques y sont rendues difficilement observables par la fréquence et le volume des venues basaltiques et doléritiques. Celles-ci recoupent l'ensemble des formations et les bréchifient parfois, perturbant considérablement la géométrie primaire des gisements.

Les termes basiques sont représentés par des cumulats gabbroïques et plagioclasiques, ainsi que par des gabbros isotropes sombres. Les roches leucocrates plagiogranitiques et kératophyriques leur sont nettement subordonnées en volume.

- Les cumulats gabbroïques

Ils ne diffèrent pas sensiblement de ceux déjà décrits à Bacha-Bouloud ou dans le secteur intermédiaire. Ils semblent cependant plus métamorphisés. Ces gabbros constituent un ensemble massif où sont superposés de gros sills d'épaisseur plurimétrique.

- Les gabbros sombres et isotropes

Ils ont un chimisme de ferrogabbros et sont plus abondants que dans le secteur précédemment décrit. On peut y relever la présence fréquente de grains pyriteux millimétriques. Ils constituent des filons d'épaisseur polydécimétrique ou des sills de puissance métrique (secteur de Combe-Oursière).

- Les cumulats plagioclasiques

Dans ce secteur, deux faciès se distinguent :

. Macrofaciès

Le premier est proche des bouffées déjà décrites. Le macrofaciès en est similaire (roche très claire contenant des "mouches" de minéraux ferromagnésiens centimétriques). Le gisement est composite : ces cumulats plagioclasiques intrudent un gabbro sombre, mais montrent quelques zones de transition avec celui-ci. Ils lui sont contemporains à postérieurs. Lorque le contact entre les deux termes est net, il est caractérisé par un parcours irrégulier : sinueux, lobé ou denticulé. Ces figures évoquent d'éventuelles interpénétrations à l'état plastique des deux magmas, au cours d'un mélange mécanique. Les cumulats plagioclasiques emballent parfois les gabbros et englobent des enclaves anguleuses, pluricentimétriques de ce matériel (photo 8 et 9).

Le second faciès est représenté par des roches hololeucocrates à grain fin (photo 10). Les minéraux ferromagnésiens sont en petits cristaux millimétriques.

. Gisement : Les cumulats plagioclasiques constituent des filons d'épaisseur décimétrique et des filonnets centimétriques qui recoupent des leuco-cumulats gabbroïques. Ils les bréchifient et remobilisent des phénoclastes amphibolitiques. Ces filonnets ont un bord franc, leur orientation est quelconque par rapport à la foliation des cumulats gabbroïques.

- Les plagiogranites

. Macrofaciès : Ces roches leucocrates ont généralement un grain millimétrique. Les minéraux ferromagnésiens, le plus souvent de dimension infra-millimétrique, sont dispersés dans la matrice quartzo-feldspathique. Ils révèlent fréquemment une foliation (d'origine métamorphique). Ils se groupent parfois en amas de quelques millimètres carrés (Combe-Oursière).

Des différenciations internes sont observables. Certaines correspondent à des bordures figées, hololeucocrates, à grain fin (photo 11). Elles se différencient à partir d'un matériel plagiogranitique dont la composition tend vers celle d'une tonalite.

D'autres différenciations sont d'origine tectonique (photo 12). Des rubans hololeucocrates alternent avec des zones tonalitiques plus riches en minéraux ferromagnésiens. Ces rubans centimétriques se manifestent par places,dans un filon à pétrographie homogène (photo 14).

. Gisement : C'est dans ce niveau terminal de la séquence ophiolitique que les plagiogranites sont le plus souvent abondants. Ils s'y présentent sous la forme de gros sills, de filons et de filonnets (photo 13 et 14).

- Les sills : Ils sont d'épaisseur métrique à plurimétrique (photo 13). Les affleurements,où ils sont observés, sont recoupés par les métavolcanites basiques tardives du complexe filonien. Celles-ci masquent les relations entre ces sills, les cumulats gabbroïques et les gabbros sombres associés.

- Les filons : Ceux-ci sont d'épaisseur pluridécimétrique ; ils recoupent des ferrogabbros en bancs d'épaisseur métrique. Les contacts sont francs , faiblement sinueux ou rectilignes. Le plagiogranite est ici encore tardif par rapport aux gabbros (affleurement de Combe-Oursière) (photo 14).

- Les filonnets : Ils sont beaucoup plus rares et d'épaisseur centimétrique. Leur distribution est la même que celle des sills et des filons et ils recoupent les gabbros avec un contact net. Les filonnets représentent des apophyses de filons,plutôt qu'un mode d'expression original des plagiogranites.

- Les kératophyres

Apparemment très rares en règle générale dans l'ophiolite (R.P.MENOT, 1981), leur présence ne peut être démontrée avec certitude, le métamorphisme ayant oblitéré les textures primaires. Ils correspondent à certaines des leptynites fines décrites par R.P. MENOT en 1981. Ces leptynites pourraient en fait dériver aussi bien de plagiogranites que de kératophyres. Néanmoins, un affleurement (Chalet de Roche Béranger) permet d'identifier des produits effusifs acides (photo 15).

. Macrofaciès : Ces roches sont hololeucocrates, de couleur beige clair. Quelques rares phénocristaux feldspathiques y sont discernables. On n'y observe pas, à l'oeil nu, de minéraux ferromagnésiens.

. Gisement : Ces kératophyres se présentent sous forme de filonnets d'épaisseur pluricentimétrique, obliques sur la foliation des cumulats gabbroïques qu'ils recoupent. Le contact est net, tranché sub-rectiligne, avec dans le détail un tracé de baïonnette révélant une microfracturation contemporaine de l'intrusion.

- Les leptynites

Des leptynites sont également visibles au sein de sills plagiogranitiques. Elles y apparaissent comme des roches plus claires, à grain plus fin que l'encaissant. Ces rubans sont d'épaisseur centimétrique et oblique sur la foliation métamorphique. Dans ce cas, ces leptynites représentent vraisemblablement des "shear-zones" à l'intérieur des sills plagiogranitiques. Cependant, des filonnets d'un matériel à grain fin recoupent les plagiogranites et peuvent correspondre à des kératophyres.

2) La zone de contact D

La transition avec le groupe de Séchilienne correspond aux affleurements suivants : Plansonnet (PL), les Baraques de Boulac (BO), Belle-Lauze (BL).

Dans cette zone, affleurent des gabbros isotropes, des gabbros cumulats (leuco- et mélanocrates), des cumulats plagioclasiques et de très rares plagiogranites. Des leptynites felsitiques alternent avec des amphibolites. Elles constituent l'essentiel des matériaux acides de ce secteur.

2.a) Les gabbros isotropes

Ces roches isotropes sont rarement identifiables car elles présentent fréquemment une recristallisation et ne sont plus discernables des amphibolites.

. Macrofaciès : Ce sont des matériaux sombres, à grain millimétrique. Les minéraux ferromagnésiens se détachent d'un fond plagioclasique intersticiel. De très rares grains pyriteux sont discernables.

. Gisement : Ces gabbros se présentent sous forme de gros sills plurimétriques qui constituent des horizons puissants (décamétriques à pluridécamétriques ?).

2.b) Les cumulats gabbroïques

. Macrofaciès : C'est un matériel gris clair, qu'une foliation bien marquée peut étirer. Les minéraux ferromagnésiens constituent des rubans gris vert , d'un ou deux millimètres d'épaisseur, de quelques centimètres de longueur. Ces rubans sont séparés les uns des autres par des plages feldspathiques où se distinguent des cristaux feldspathiques millimétriques (photo 17).

. Gisement : On en trouve quelques niveaux d'épaisseur métrique dans le secteur de Plansonnet . La tectonique les remodèle cependant très fréquemment en amphibolites feldspathiques.

2.c) Les gabbros cumulats sombres

. Macrofaciès : Ces roches sont largement grenues et leur couleur est vert sombre. Elles se caractérisent par une richesse importante en minéraux ferromagnésiens groupés en amas de dimension pluricentimétrique ("châtaignes"). Une foliation discrète peut les étirer.

. Gisement : Ils constituent, dans le secteur de Belle-Lauze, une assise pluridécamétrique.

2.d) Les cumulats plagioclasiques

. Macrofaciès : Il est identique à celui des cumulats plagioclasiques décrits précédemment. Toutefois, la taille des cristaux feldspathiques est plus importante et la teinte bleutée du coeur des plagioclases plus accentuée.

. Gisement : Ces cumulats se présentent sous forme de filons, filonnets et bouffées, plus ou moins enchevêtrés dans certains secteurs (BL). Les filons recoupent des gabbros sombres, isotropes. Le contact entre les deux termes pétrographiques est localement net et plus ou moins lobé, mais le plus souvent, il est diffus.

Ces filons ont une épaisseur pluridécimétrique (BO, 276-5 ou PL 1-4: photo 16).

Les filonnets sont formés de cumulats plagioclasiques leucocrates. Leur épaisseur est millimétrique à centimétrique.
Le contact avec le gabbro est droit ou sinueux, mais toujours tranché. L'orientation de ces filonnets est quelconque par rapport à la foliation des cumulats gabbroïques (photo 17).

Les bouffées et filonnets associés se présentent dans les gabbros cumulats mélanocrates de Belle-Lauze. La masse gabbroïque peut être complètement bréchifiée par les filonnets associés aux bouffées. Il se développe un véritable chevelu filonien (photo 18) de dimension réduite. Ici, les cumulats plagioclasiques sont très intimement associés les uns aux autres , ainsi qu'à l'encaissant sub-contemporain. Il est possible d'observer tous les types de faciès depuis des bouffées de cristaux feldspathiques incluant quelques cristaux de minéraux ferromagnésiens, jusqu'à des filonnets remobilisant de petites enclaves gabbroïques centimétriques (photo 19).

Les teneurs en minéraux ferromagnésiens de ces roches plagioclasiques sont très variables et tous les types pétrographiques entre les anorthosites et les gabbros peuvent être définis. Ces types intermédiaires sont enchevêtrés en filons individualisés ou passent de l'un à l'autre, progressivement.

2.e) Les leptynites felsitiques

Elles représentent la plupart des termes acides présents dans la zone de transition avec la série de Séchilienne.

. Macrofaciès : Ces roches hololeucocrates ont un grain fin. De rares cristaux aciculaires de minéraux ferromagnésiens de dimension nettement inframillimétrique soulignent la foliation.

. Gisement : Les leptynites constituent des niveaux d'épaisseur décimétrique alternant avec des amphibolites en bancs massifs (photo 20). Ces niveaux peuvent être suivis sur une longueur de plusieurs mètres. Un boudinage discret les affecte. Cette formation leptyno-amphibolique forme un ensemble pluridécamétrique au-dessus des cumulats gabbroïques mélanocrates.

2.f) Les diorites quartziques

. Macrofaciès : Ce sont des roches sombres, à grain millimétrique. Peu de phénoclastes sont visibles à l'oeil nu, seuls certains coeurs de cristaux plagioclasiques sont bleutés. Les minéraux ferromagnésiens se répartissent de façon régulière dans la roche.

. Gisement : Les termes dioritiques les plus leucocrates constituent des filons et filonnets qui recoupent des gabbros cumulats plus ou moins flasérisés, avec un contact tranché. L'orientation de ces filons est quelconque par rapport à la foliation des gabbros. Ils sont en certains endroits comprimés en enclaves dans une matrice amphibolitique issue de métagabbros. Certains termes dioritiques plus mésocrates constituent quelques niveaux épais (pluridécimétriques) qui s'individualisent mal dans les cumulats gabbroïques flasérisés encaissant.

2.g) Les plagiogranites

Ils sont très rares dans cette zone et affleurent dans des secteurs très tectonisés.

. Macrofaciès : Ces roches sont finement grenues, assez sombres. Les minéraux ferromagnésiens y constituent un réseau anastomosé, associé au quartz. Dans les mailles de ce réseau se développent de larges plages plagioclasiques centimétriques. Ce faciès semble correspondre à une fracturation et à une silicification tardive de cumulats plagioclasiques.

. Gisement : Ils constituent des filons décimétriques dans les gabbros cumulats plus ou moins amphibolitisés de ce secteur.

3) Le groupe de Séchilienne

Cette série est constituée de chloritoschistes, micaschistes et gneiss, leptynites et quartzoleptynites, cipolins et amphibolites diverses (R.P.MENOT, 1979).

On y rencontre de rares bancs métriques de gabbros cumulats leucocrates, des sills de gabbros isotropes et mélanocrates, de gros filons-couches et des filons de plagiogranites. Ici encore, les affleurements sont recoupés par de nombreux filons de volcanites basiques tardives porphyriques ou aphyriques, appartenant au complexe filonien.

3.a) Les cumulats gabbroïques

Ils sont très peu développés dans ce groupe. Il est cependant possible d'en observer un banc d'épaisseur métrique au sommet structural de la série (LC). Son faciès ne présente pas de différence avec ceux précédemment décrits.

3.b) Les gabbros sombres

Certains d'entre eux correspondent à des ferrogabbros (cf. chimie , LT 3-4). Ils constituent des sills d'épaisseur métrique, mais il n'est pas possible de déterminer avec précision leur extension en raison de l'amphibolitisation qui affecte une partie importante des affleurements étudiés.

3.c) Les plagiogranites

Ceux-ci se présentent à l'affleurement sous forme de filons-couches et de filons. Les niveaux leptyniques sont abondants dans cette partie de la série.

. Macrofaciès : Ces plagiogranites sont similaires à ceux déjà décrits dans l'ophiolite. Néanmoins, il apparait dans le groupe de Séchilienne des termes filoniens à tendance plus ou moins tonalitique, en quantité plus importante que dans le massif UB-B. Ces roches ont un grain millimétrique. Les minéraux ferromagnésiens y forment de petites plages (millimétriques) brun-vert ; leur densité est plus importante que dans les plagiogranites décrits précédemment.

. Gisement :

Les filons-couches sont massifs, d'épaisseur métrique, superposés à l'affleurement de La Gorge, en une assise puissante d'amplitude décamétrique ou pluridécamétrique (1). Ces filons-couches sont séparés les

(1) : Le couvert végétal ne permet pas de suivre cette unité à l'affleurement et d'affirmer qu'il existe une continuité entre les sills plagiogranitiques rencontrés).

uns des autres par de minces niveaux décimétriques de matériel basique amphibolitique. Cette unité plagiogranitique est intégrée à une série à dominante amphibolitique.

Les filons sont de dimension décimétrique à pluridécimétrique (La Trémoulat). Ils peuvent constituer des unités plus importantes assez continues pour pouvoir être suivies sur plusieurs mètres (ex. : affleurement du Château). Sur ces deux affleurements, les plagiogranites sont intrusifs dans des amphibolites.

Ces filons s'interdigittent et montrent localement des mélanges entre des termes pétrographiques plus ou moins clairs (tonalitiques et leucotonalitiques) (photo 21).

Sur l'affleurement du Château, ces filons plagiogranitiques semblent reposer sur un "sill" de cumulat gabbroïque. Cette relation n'est toutefois pas certaine car l'affleurement comporte d'importantes venues basaltiques tardives appartenant au complexe filonien et qui en rendent l'interprétation délicate.

3.d) Les niveaux leptyniques

Ils sont présents dans cette partie de la série sous forme de niveaux d'épaisseur plurimillimétrique à centimétrique alternant avec des amphibolites (photo 22).

4) Conclusions

4.a) Inventaire des différents types de roches leucocrates

Nous avons pu mettre en évidence dans le massif de **Chamrousse** : (1) des cumulats plagioclasiques de deux types : en bouffées et en filonnets ; (2) des plagiogranites dont la pétrographie s'étend des diorites quartziques aux tonalites et aux leucotonalites ; (3) de rares kératophyres ; (4) des leptynites qui pour partie peuvent correspondre à des dérivés tectoniques et métamorphiques de plagiogranites.

4.b) Répartition des différents types

Cette répartition est visualisée dans le tableau n° 2.

- Dans l'ophiolite : Les plagiogranites sont cantonnés au sommet de la séquence des cumulats gabbroïques. Ils y sont associés à des ferrogabbros et à des cumulats plagioclasiques.

De rares kératophyres se manifestent également dans ce secteur, ils recoupent les cumulats gabbroïques.

- Dans le groupe de Séchilienne : Les plagiogranites forment d'épaisses assises de filons-couches et des filons.

Dans cette série, ils présentent plus souvent que dans les niveaux inférieurs de la pile ophiolitique des termes tonalitiques, associés à des cumulats gabbroïques.

	Partie sommitale de la masse métagabbroïque			Zone de contact			Groupe de Séchilienne		
	A	B	C	D	E	F	G	H	I
	BB	RB 4-n	RB+ CO	PL	BO	BL	LT	LG	LC
Amphibolites	5	10	15	60	15	20	25	10	5
Complexe filonnien	1	10	15	10	10	5	15	10	45
Cumulats gabbroïques	90	70	25	20	40	25	25	10	35
Ferrogabbros	/	5	25	/	30	40	25	/	/
Cumulats plagioclasiques	4	/	5	5	5	5	/	/	/
Diorites quartziques	/	/	tr.	2	/	/	tr.	/	/
Tonalites	/	/	4	1	/	/	tr.	20	10
Leucotonalites	/	5	10	1	/	/	5	40	5
Leptynites	tr.	tr.	1	1	tr.	5	5	10	/

A: Site de Bacha-Bouloud.

B: Zone intermédiaire: base des pistes de Roche-Béranger.

C: Site de Roche-Béranger et de Combe Oursière.

D: Site de Plansonnet.

E: Site des Baraques de Boulac.

F: Site de Belle-Lauze.

G: Site de la Trémoulat.

H: Site de la Gorge.

I: Site du Château.

Tab. n° 2: Estimation des pourcentages relatifs des différents matériaux présents à l'affleurement.

Les leptynites sont fréquentes dans le groupe de Séchilienne, par contre, nous n'y avons pas observé de cumulats plagioclasiques.

- La zone de transition entre ces deux groupes comporte de rares filons de plagiogranites (diorites quartziques et plagiogranites correspondant peut-être à des cumulats plagioclasiques silicifiés). Il s'y manifeste des cumulats gabbroïques sombres, associés à d'abondants cumulats plagioclasiques. Des leptynites y sont également présentes, associées à des amphibolites.

Cette répartition ne tient compte que des affleurements observés et la représentativité des différents termes pétrographiques, à l'échelle des différents termes de la série, n'est pas nécessairement la même. Ainsi,tandis que les affleurements étudiés au sommet de la séquence ophiolitique reflètent bien la pétrographie globale de ce secteur, ceux étudiés dans le groupe de Séchilienne ne sont pas représentatifs de toute la série : ils ne comportent par exemple qu'une quantité faible d'amphibolites par rapport au pourcentage réel de ce matériel.

4.a) Chronologie

Par l'examen des contacts entre les différents termes pétrographiques et des relations d'intrusion qu'ils présentent, il est possible d'établir une chronologie relative des diverses intrusions magmatiques.

1- Mise en place des cumulats gabbroïques

- différenciation de poches de cumulats plagioclasiques,
- développement d'un réseau filonien à partir de ces poches, bréchification des cumulats gabbroïques.

2- Injection sub-contemporaine dans le toit de la chambre magmatique

- de ferrogabbros,
- de plagiogranites,
- de kératophyres.

Dans le groupe de Séchilienne, les travaux de J.L. BODINIER et al.81) montrent que le magmatisme est accompagné d'émissions basaltiques précoces (E. M.O.R.B.) qui seraient synchrome de la mise en place des gabbros cumulats.

Les gabbros isotropes (ferrogabbros) et gabbros lités du sommet de la série cumulative correspondent à un deuxième épisode magmatique caractérisé par la manifestation d'un volcanisme basaltique du type T M.O.R.B.

Le complexe filonien correspond à une troisième phase magmatique tardive dont les basaltes sont des N M.O.R.B.)

III/ DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

1) Introduction

1.a) Généralités

Le chapitre porte sur l'étude de la minéralogie et des textures des roches du massif UB-B (zones B, C et D). Ce travail tente de reconstituer les caractères primaires des matériaux rencontrés, de typer la nature des transformations et d'en établir une chronologie relative.

La paragenèse magmatique est rarement observable, elle peut cependant être déduite de la nature des minéraux et textures reliques, ainsi que des paragenèses métamorphiques.

L'étude minéralogique micrographique a été complétée de colorations sélectives des feldspaths (D. LADURON, 1966), d'analyses modales (R.BROUSSE et J. JUNG, 1959), de l'étude de diffractogrammes de rayons X. L'écart entre le mode et la norme, vérifié faible pour les termes acides et intermédiaires, permet d'utiliser les résultats fournis par le calcul d'une norme CIPW. Celui-ci permet de mieux cerner certains traits de la pétrographie des roches étudiées.

1.b) Classification des roches cataclastiques

Les roches du massif UB-B et du groupe de Séchilienne étant toutes plus ou moins affectées par des déformations cataclastiques ou mylonitiques, il est utile de rappeler les classifications auxquelles il sera fait référence et de définir les terminologies utilisées.

La classification de M.W. HIGGINS (1971 ; tab. n° 3) distingue les roches où la néoformation minérale et la recristallisation l'emportent sur la cataclase (schistes et gneiss mylonitiques) de celles où la cataclase domine (phyllonites).

Approximate volume percent porphyroclasts in rocks *with* fluxion structure. or Approximate volume percent fragments in rocks *without* fluxion structure.	Rocks *without* primary cohesion	Rocks *with* primary cohesion				Approximate size of *most* porphyroclasts in rocks *with* fluxion structure. or Approximate size of *most* fragments in rocks *without* fluxion structure.
		Cataclasis dominant over neomineralization-recrystallization			Neomineralization-recrystallization dominant over cataclasis	
		Rocks *without* fluxion structure	Rocks *with* fluxion structure		Rocks *with* fluxion structure	
>50	Fault breccia	Microbreccia	Protomylonite		Mylonite gneiss (mylonite schist)	Visible to naked eye
<50						
30			Mylonite	Phyllonite (variety)		
>10	Fault gouge	Cataclasite			Blastomylonite	>0.2mm
<10			Ultramylonite			<0.2mm
All rocks are gradational						

Tableau n° 3 - Classification des roches cataclastiques. In M.W. HIGGINS (1971).

Selon cette classification, la cataclase est un phénomène qui produit des protomylonites, mylonites et ultramylonites. Ces roches résultent d'un morcellement régulier du tissu rocheux (granulation).

Faciès métamorphique	Degrés	Roche engendrée	Evolution minérale
Faciès zéolite	Epizone supérieure	Cataclasite	- fracturation
Faciès schistes verts	Epizone inférieure et mésozone supérieure	Schistes mylonitiques	- granulation du quartz - nombreux porphyroblastes feldspathiques résiduels
Faciès amphibolite	Mésozone moyenne et inférieure	Blastomylonite	- granulation d'environ tous les feldspaths - blastèse . quartz . amphibole (actinote vert bleu ou trémolite)

Tableau n° 4 - Faciès cataclastiques et degrés de métamorphisme (d'après J. BALLIERE, 1971).

Les travaux de J. BELLIERE (1971) et de P.M. ANTHONIOZ (1971) lient la description des matériaux blastomylonitiques à leurs conditions de genèse et aux différentes phases du métamorphisme général (tab. n° 4). Les travaux ultérieurs se focalisent sur la dynamique des processus concourants de blastèse et de fragmentation et les prennent en compte dans une classification où l'épisode de la cataclase est distingué de celui de la recristallisation (H.P. ZECK, 1974). R.H.SIBSON (1977) étudie les facteurs physiques inférant sur la genèse des différents types rocheux (propriétés frictionnelles, cisaillement effectif, température) et leurs relations avec le budget énergétique des fractures. La classification résultant de ces travaux reprend et valide celle d'H.W. HIGGINS que nous utiliserons ici pour typer les roches cataclasées.

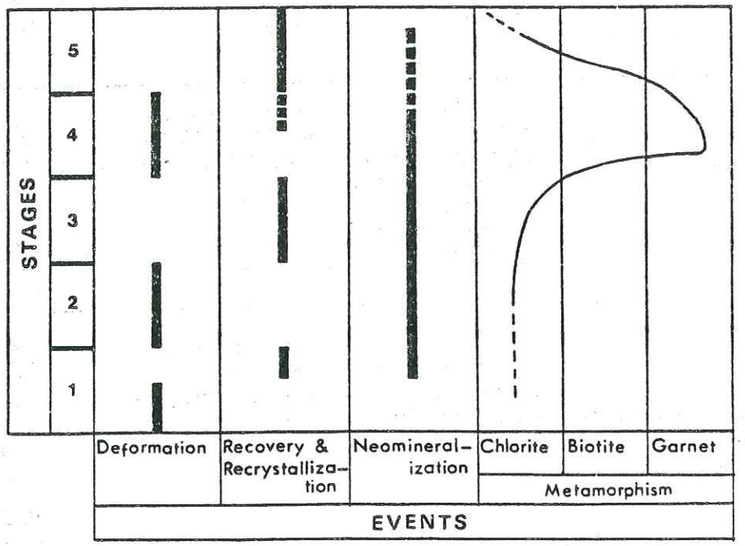
1.c) Les déformations cataclastiques dans les trondhjémites

S.S. ROY (1977, a) montre que la mylonitisation des trondhjémites du Sud-Ouest des calédonides norvégiennes comporte deux stades principaux :

- un stade précoce de cisaillement ("shear"),
- un stade postérieur d' aplatissement qui s'accompagne de la formation de microtextures mylonitiques ductiles. Ce même auteur montre le caractère transitionnel des divers types de la mylonitisation (1977 b). Il distingue cinq phases d'évolution du matériel (tab. n° 5) allant d'une cataclase initiale jusqu'à une recristallisation/relaxation finale, qui produit la blastomylonite. Ce schéma s'accorde avec l'analyse de J. BELLIERE.

Tableau n° 5 - Succession des événements en relation avec les stades d'évolutions microstructurales dans les mylonites. In S.S. ROY (1977, a).

1 : Cataclase initiale,
2 : cisaillement,
3 : recristallisation,
4 : aplatissement,
5 : relaxation finale et recristallisation.



2) Les roches basiques

2.a) Les métavolcanites du complexe filonien

On se reportera à la publication de R.P. MENOT (1979) pour une description minéralogique détaillée de cet ensemble. Toutefois, les observations sont ici rappelées et résumées dans un tableau (n° 6) qui présente les différentes phases minérales magmatiques et métamorphiques. Les métabasaltes , métadolérites et métagabbros filoniens s'y rangent en deux catégories d'orthoamphibolites (fines et massives).

Tableau n° 6 - Phases minérales, magmatiques et métamorphiques du groupe amphibolique de Séchilienne et du massif UB-B de Chamrousse-Tabor (d'après R.P. MENOT, 1979).

Type pétrographique	Faciès	Texture	Minéralogie
Orthoamphibolites fines	mélanocrate, peu orienté, grain fin (les faciès porphyriques ont des cristaux centimétriques)	granoblastique et nématoblastique, porphyrique ou non	trame : .hornblende vert olive-bleuté (ng-c : 15°) .oligoclase : An 25-30 .épidote . titanomagnétite
Orthoamphibolites feldspathiques massives	sombres isotropes grain apparent millimétrique	ophitiques reliques granoblastiques	phénoclastes : .amphibole vert brun .clinopyroxène (rare) .plagioclase (varie de An 28 à An 60) minéraux tardifs : .chlorite .épidote (p.p.) .leucoxène .calcite

2.b) Les métagabbros

Trois types principaux ont été distingués :

- des gabbros isotropes sombres, dont certains sont des ferrogabbros ; caractérisés (cf. chimie),
- des gabbros cumulats plus ou moins leucocrates,
- des gabbros cumulats riches en minéraux ferromagnésiens,

- Les gabbros isotropes

. Texture : Les échantillons les moins recristallisés sont grenus (photo 23), légèrement granoblastiques, poecilitiques. Ce sont des protomylonites. Dans certains échantillons, la cataclase est très développée . Cependant, la néoformation et la recristallisation dominent fréquemment la cataclase et le matériel obtenu est une amphibolite (photo 24). On ne peut souvent plus conclure sur l'origine de ces amphibolites qui peuvent aussi bien dériver de cumulats gabbroïques que de gabbros isotropes.

La texture primaire de ces roches est gabbroïque, de grandes amphiboles incluent des plagioclases. Certains de ces gabbros sont caractérisés par la présence abondante de phases intercumulus opaques représentant l'ancien liquide intercristallin. Elles définissent des "structures" que nous appellerons ici inter-granulaires.

. Minéralogie : Le pyroxène, l'amphibole, les plagioclases, constituent l'essentiel de la roche; il leur est associé des minéraux accessoires (apatites, zircons) et de nombreux minéraux correspondant aux paragenèses métamorphiques successives.

. Pyroxène : Quelques clinopyroxènes sont présents à l'état de reliques dans ces gabbros. Ils sont xénomorphes, de dimension millimétrique à plurimillimétrique. Leurs clivages sont très chargés en granulations opaques (oxydes ferrotitanes). Leur détermination optique est malaisée, néanmoins, leurs caractères les rapprochent de l'augite (ng ^ c = 45°). Ces cristaux de clinopyroxène sont entourés d'une couronne d'amphibole verte en petits cristaux.Cette amphibolitisation correspond à une réaction coronitique précoce (photo 25)où le plagioclase voisin est impliqué (cette réaction ne se développe pas au contact d'autres minéraux tels que l'amphibole).

. Amphibole : Dans les faciès les moins recristallisés, elle présente deux habitus distincts : en grands cristaux bruns et en cristaux verts de taille variable.

. Les amphiboles brunes (pléochroïsme : brun clair à brun vert) sont des cristaux trapus, arrondis à sub-automorphes. Ils mesurent plusieurs millimètres de longueur. Les inclusions opaques qu'ils contiennent ne dessinent pas de clivage. Ils correspondent peut-être à une hornblende primaire (intercumulus ?).Toutefois, la majorité des amphiboles brunes paraît d'origine secondaire. Des produits opaques y dessinent en palimpseste l'ancien clivage 010 du pyroxène primaire. Le clivage 100 oblique du diallage est parfois identifiable. L'angle ng-c est de 23°, il caractérise une hornblende. Celle-ci dérive directement de l'ouralitisation des augites primaires.

. Les amphiboles vertes : Les cristaux sont de petite taille. Ils correspondent à la recristallisation des phénoclastes ferromagnésiens (amphiboles et pyroxènes). Leur pléchroïsme varie du vert olive au vert bleu.L'angle maximum d'extinction des sections allongées est de 17°. Ces caractères optiques permettent de rapporter ces amphiboles à la série trémolite-actinote ou à des hornblendes s.l.

Dans le groupe de Séchilienne, sont présentes de grandes amphiboles de plusieurs millimètres de long, vert bleu à vert olive. Elles correspondent à une néoformation qui modifie peu les caractères du minéral primaire. Les indices du remplacement d'un pyroxène primaire par cette hornblende (ng-c = 19°) sont nombreux (clivages du pyroxène conservés, forte densité de magnétite fine, granulaire, "ophiclastes" plagioclasiques, etc...(photo 26).

. Plagioclase : Il montre deux types de cristaux : des phénoclastes qui sont accompagnés d'éléments plus petits, correspondant à des fragments de feldspaths primaires. Les phénoclastes sont plurimillimétriques, arrondis. Les fragments inframillimétriques sont xénomorphes, à contours anguleux.

Ces plagioclases ont une basicité variable d'un échantillon à l'autre. Les phénoclastes sont plutôt basiques (An 38 à 48), alors que les petits fragments sont franchement albitiques (An 5). La cataclase semble donc accompagnée d'une phase d'albitisation (contemporaine ou plus tardive).

La macle de l'albite est constante dans ces plagioclases, exceptionnellement, elle se conjugue avec la macle du péricline. Les individus sont souvent déformés.

La séricite envahit abondamment les plages de feldspath, parfois elle constitue des plages de muscovite franche. De l'épidote granulaire fine se rencontre également dans ces plagioclases (saussuritisation).

Une coloration montre que si le plagioclase domine très largement la fraction feldspathique de la roche, de petits grains de feldspath potassique sont présents. L'étude de diffractogrammes de rayons X montre que la présence de microcline est probable (elle n'est pas certaine, ce minéral constitue une fraction trop faible des plagioclases pour être identifié absolument). Le calcul de la norme CIPW fournit une indication complémentaire. Le plagioclase virtuel est beaucoup plus basique que ne le sont les phénoclastes observés : sa composition peut dépasser An 80. Ceci est en accord avec des paragenèses primaires très calciques (augite, hornblende,plagioclase) et l'abondance de plagioclases très altérés. On sait que la séricitisation et la saussuritisation affectent préférenciellement les plagioclases très calciques. Les compositions actuelles de ces plagioclases,beaucoup moins calciques, confirment l'existence vraisemblable d'une importante albitisation post-magmatique.

. Minéraux opaques : Ils correspondent au remplissage des cavités existant entre les feldspaths et les minéraux ferro-magnésiens (phases cumulus). Ces minéraux opaques participent, au contact avec le plagioclase,à des réactions de recristallisation : il se forme de petites hornblendes vertes (photo 25). Ces réactions qui ne se manifestent pas au contact des minéraux ferromagnésiens sont significatives par la présence de sphène associé de la déstabilisation d'une ilménite primaire.

. Minéraux accessoires : L'apatite est le plus abondant de ces minéraux ; peu fréquente dans ces roches, elle forme de petits bâtonnets de 0,1 à 0,2 mm de long. Quelques rares zircons l'accompagnent.

. Minéraux secondaires : Il s'agit surtout de chlorite et d'épidote. Ces minéraux peuvent se manifester dans la roche en filonnets qui, tardifs, sont probablement liés à l'orogène alpin. Ces filonnets recoupent les minéraux et les textures acquis lors du métamorphisme régional antérieur. Ils sont d'épaisseur millimétrique à inframillimétrique. Ce cas de filonnets tardifs excepté, les minéraux secondaires forment des plages qui correspondent au remplacement de minéraux ferromagnésiens ou calciques antérieurs.

. La chlorite : Elle est très rare dans les échantillons les mieux préservés où elle se manifeste sous forme de petits bouquets à la périphérie des amphiboles. Sa quantité augmente avec le degré de recristallisation de la roche. Elle forme de larges plages vert clair, limpides dans les mylonites. C'est un des minéraux de rétromorphose épizonale des ferromagnésiens : des produits opaques soulignent d'anciens clivages visibles dans certaines des plages. Ils attestent le remplacement des inosilicates par la chlorite tardive.

. L'épidote : Dans les faciès les moins recristallisés, quelques grains de pistachite se manifestent dans les plagioclases ou entre les cristaux d'amphibole, ainsi que dans les plages chloriteuses (photo 27 a et b), entourés de minéraux opaques. Dans les faciès cataclastiques,des grains de pistachite sont présents, dispersés dans la trame des plages amphibolitiques. On peut également relever la présence de lits discontinus de clinozoïsite, de longueur plurimillimétrique qui incluent des amphiboles et des minéraux opaques, les isolant des plagioclases. Cette épidote absorbe l'excès de calcium qui est libéré par l'albitisation du plagioclase et l'ouralitisation du clinopyroxène. C'est également un minéral de rétromorphose épizonale des paragenèses magmatiques.

. Le leucoxène : Il est en petits grains sub-opaques associés à la chlorite, l'épidote et les minéraux opaques. Il provient de la rétromorphose d'une ilménite primaire.

. La calcite : Elle n'apparaît que très rarement au sein des plages chloriteuses. Elle y forme de petits cristaux automorphes.

. Minéralogie des blastomylonites : Seules deux phases minérales principales y subsistent : l'amphibole et le plagioclase. Elles sont accompagnées par des minéraux opaques et de la clinozoïsite. (photo 24).

. L'amphibole constitue, avec les produits opaques qui chargent son réseau, la principale phase ferromagnésienne. Les cristaux sont : subautomorphes, de petite taille (0,1 mm). Ils sont groupés en agrégats millimétriques. Cette amphibole est vert bleu à vert jaune, son angle ng^c est de 19°.

. Les plagioclases sont isogranulaires, inframillimétriques et limpides. Ils montrent cependant quelques plages où se développe une légère séricitisation. Ces plagioclases sont groupés en plages plurimillimétriques. Les macles polysynthétiques sont très rares. Lorsqu'elles autorisent une détermination optique, le plagioclase est toujours très albitique.

- Les gabbros cumulats leucocrates

Ils présentent une fréquence variable en minéraux ferromagnésiens. Certains d'entre eux sont assez leucocrates, d'autres sont plus mésocrates. Ils sont diversement affectés parle métamorphisme.

. Texture : Les échantillons les moins cataclasés sont des protomylonites. Quand la déformation est plus développée, s'observent des mylonites franches. La blastèse se manifeste également. Il est alors impossible de différencier les amphibolites résultant des cumulats de celles résultant des gabbros, sauf dans certains où la néoformation minérale n'occulte pas une cataclase faible de ces cumulats gabbroïques.

Les recristallisations ne permettent pas, dans le cas général, de typer ces cumulats. Nous avons cependant identifié des textures primaires reliques ophitiques. Les cristaux cumulus amphiboliques (remplaçant des pyroxènes primaires) incluent des petits cristaux plagioclasiques très séricitisés, non jointifs. Un affleurement livre un gabbro à texture primaire d'hétéradcumulat (photo 28). De grands cristaux d'amphibole (correspondant à des augites primaires paraissent"s'insinuer" entre les cristaux cumulus plagioclasiques. Cette texture est interprétée comme résultant d'une diffusion de résidu magmatique ferromagnésien en sommet de chambre, vers de rares noyaux de cristallisation. Il implique une croissance minérale continue, à température relativement constante (L.R. WAGER et al., 1960).

. Minéralogie :

. Pyroxène (Augite) : Il est le plus souvent complètement ouralitisé. Cependant, quelques échantillons permettent de l'observer. C'est un clinopyroxène plurimillimétrique. Les cristaux sont arrondis. Leur coeur est parfois bastitisé. Ils sont entourés d'une auréole amphibolique limpide. L'angle ng^c est de 44°. Le pyroxène est également révélé par de la magnétite diffuse qui pigmente les sections de nombreuses amphiboles. Cette magnétite est associée à de la clinozoïsite. Dans d'autres cas s'observent les clivages du diallage.

. Amphibole : 4 types de cristaux peuvent être notés :
- gros phénoclastes qui correspondent à l'ouralitisation du pyroxène et/ou d'une amphibole primaire,
- petits cristaux provenant de la granulation des phénoclastes,
- auréoles limpides de recristallisation autour des clinopyroxènes relictuels et de certains phénoclastes d'amphibole ,
- cristaux néoformés, de petite taille, groupés en rubans dans les blastomylonites ou parfois dispersés en baguettes dans les phénoclastes.

. Les phénoclastes sont plurimillimétriques, arrondis, et correspondent à une hornblende (ng^c = 24°). Son pléochroïsme varie du brun clair au brun vert.

. Les petits cristaux, issus d'une granulation, sont groupés en essaim autour des phénoclastes antétectoniques relictuels. Ils forment parfois des plages continues correspondant à la granulation totale des cristaux d'amphibole. Leurs caractères optiques ne traduisent pas de différence de nature avec les amphiboles phénoclastiques.

. Les cristaux des auréoles de recristallisation sont de même orientation optique autour des phénoclastes. Ils forment une bordure mince (0,1 mm). Leur pléochroïsme va du vert pâle au jaune clair. L'angle ng^c max. = 17°.

. Les cristaux de néoformation sont toujours de dimension infra-millimétrique (la taille moyenne variant entre 0,1 et 0,3 mm). Ils se groupent en plages millimétriques lorsque la néoformation est totale ou en couronnes de petits cristaux automorphes disposés sans orientation préférentielle autour des phénoclastes. Ces amphiboles ont un pléochroïsme allant du vert olive au vert clair. Ce sont des actinotrémolites (ng^c = 17°).

Dans la série de Séchilienne, les gabbros cumulats montrent des amphiboles vert-bleues, dont certaines ont un coeur plus brun. L'orientation des axes optiques est la même pour les plages brunes et vertes (ng^c = = 24°). Ces amphiboles sont riches en minéraux opaques granulaires, de petite taille et conservent parfois les clivages du diallage (photo 26). Les différences de couleur ne traduisent que des variations très faibles de la nature cristalline et du chimisme de ces amphiboles.

Ces observations sont en accord avec l'évolution décrite par R.P. MENOT en 1979. Nous en retiendrons les principaux traits. L'ouralitisation du clinopyroxène produit une hornblende vert brun, schillérisée ou non, accompagnée de spinelle alumineux.

Une phase de granulation remplace les minéraux précédents par une mosaïque de cristaux de hornblende vert d'eau à limpide (actinote-trémolite) ng^c = 14 - 17°. Celle-ci est associée, seulement dans les anciens clinopyroxènes, à de la magnétite et de la clinozoïsite.

. Feldspath : De gros phénoclastes plagioclasiques (5 mm à 1 cm) sont entourés de petits cristaux issus de la fragmentation d'un plagioclase primaire. La macle la plus fréquente est celle de l'albite, parfois, elle se conjugue avec celle du péricline. Les phénoclastes sont intensément séricitisés : il peut s'y développer des plages homogènes de muscovite. De l'épidote, granulaire dans les cristaux plagioclasiques et en

plages périphériques à ceux-ci, traduit, outre la déstabilisation du clinopyroxène, une saussuritisation des plagioclases. L'identification de la nature originelle de ces phénoclastes plagioclasiques est difficile : les déterminations optiques n'y étant pas sûres en raison d'un début d'effacement des macles et de leur déformation, ainsi qu'en raison de l'altération intense qui les affecte (les mesures effectuées révèleraient une composition d'oligoclase-andésine : An 30-35 ?).

Les cristaux tardifs issus de la cataclase sont souvent plus limpides, mais les macles y sont généralement absentes. Néanmoins, dans un échantillon, les mesures optiques permettent d'identifier une andésine (An 45) pour ces plagioclases cataclastiques.

Le calcul de la norme CIPW détermine un plagioclase virtuel beaucoup plus basique que celui qui est mesuré (labrador : An 75). R.P. MENOT (1979) cite l'existence dans ces cumulats gabbroïques de labrador primaire qui recristallise en andésine sodique et épidote lors de la phase métamorphique cataclastique qui succède à l'ouralitisation des pyroxènes. Nos résultats sont en accord avec cette observation.

Le calcul de la norme met également en évidence l'existence d'un feldspath potassique virtuel qui peut représenter jusqu'à 16 % du feldspath total. Une coloration sélective de sections polies de roche ne permet pas d'isoler de phénoclastes potassiques. Par contre, dans les faciès les plus recristallisés, le feldspath potassique pourrait se manifester sous forme de très petits grains diffus (teinte jaunâtre de certaines plages). Les diffractogrammes de rayons X ne permettent pas de mettre en évidence le feldspath potassique. La teneur importante de ces roches en feldspath potassique virtuel est donc à rapporter au développement parfois très important dans le plagioclase de muscovite et hydromuscovite.

Les séricites, qui n'intègrent que très peu de potassium dans leur réseau peuvent correspondre à la recristallisation d'une phase feldspathique potassique primaire ; celle-ci provenant du stock d'orthose (jusqu'à 10 %) inclus en solution solide dans la maille du plagioclase.

Les muscovites qui révèlent un apport potassique plus important peuvent correspondre à la déstabilisation d'un feldspath potassique primaire. Néanmoins, ce mica est observé dans les faciès les plus intensément cataclasés. Il y est secondaire, contemporain de la granulation ou postérieur à celle-ci (les muscovites se développent sur la mosaïque plagioclasique qu'elles recoupent). La cataclase semble donc s'accompagner d'une potassification.

. Minéraux secondaires : Ce sont les mêmes que dans les gabbros isotropes. La chlorite est inexistante ou très peu développée dans les gabbros du sommet de l'ophiolite. Elle est plus fréquente dans ceux de la série de Séchilienne.

Les minéraux ferromagnésiens opaques sont rares.

Dans certains de ces cumulats gabbroïques, un développement très important de l'épidote témoigne d'une albitisation importante du plagioclase et/ou de la recristallisation d'un pyroxène très calcique (diopside-hedenbergite). La clinozoïsite constitue des rubans continus entre les phénoclastes plagioclasiques muscovitisés et les clastes de hornblende développés en périphérie des amphiboles résultant de l'ouralitisation des pyroxènes.

- Les gabbros cumulats mésocrates

. Texture : Ces roches sont très hétéroblastiques et poecilitiques. Ce sont des protomylonites, le seul affleurement les ayant livré(BLA 2) ne montre pas de variation dans le faciès de ce matériel initialement grenu (photo 29).

. Minéralogie : Le clinopyroxène est très rarement préservé , lorsqu'il se manifeste c'est sous forme de reliques bastitisées. Les amphiboles issues de son ouralitisation montrent ici encore le clivage 100,caractéristique de l'habitus du diallage.

. L'amphibole : Elle se présente sous deux formes : grands cristaux bruns et petites aiguilles incolores.

Les cristaux bruns présentent les mêmes caractéristiques que les hornblendes précédemment décrites. Elles sont de taille plurimillimétrique et leur pléochroïsme va du brun vert au vert olive (n_g-c = 23°).

Les petites baguettes incolores sont de dimension très réduite. Leur angle d'extinction (n_g-c de 17°) les range parmi les actinotrémolites.Elles forment une auréole de recristallisation autour des plages chloriteuses allongées.

. Le plagioclase : Il est en gros phénoclastes limpides où se conjuguent fréquemment les macles de l'albite et du péricline. Les déterminations optiques révèlent une composition de labrador (An 55). Ce plagioclase est subordonné aux assemblages à chlorite-amphibole. La norme CIPW indique une composition plus calcique (An 70). Une partie de l'épidote et de la muscovite, dont la présence est relevée dans la roche, provient probablement de la déstabilisation des plagioclases.

. L'apatite : Elle se manifeste en rares petits cristaux.

. Les rétromorphoses épizonales : Elles sont bien développées dans ces roches : des plages plurimillimétriques correspondant au remplacement d'un ferromagnésien montrent la zonation suivante :

- coeur constitué d'un enchevêtrement de cristaux aciculaires de chlorite, d'actinotrémolites associés à de très petits grains de minéraux opaques et à quelques phénoclastes de hornblende;
- première auréole à cristaux amphiboliques prismatiques disposés sans orientation préférentielle ;
- deuxième auréole, développée au contact avec le plagioclase, mixte, formée d'aiguilles d'actinotrémolite radiaire et muscovite.

La réaction"act. + Clinoz. donne Chlo." semble ici largement développée, elle type le passage du faciès amphibolite au faciès schistes verts (W.A. DEER et al., 1974). Dans ces plages zonées, l'épidote est rarement observée.

3) Les cumulats plagioclasiques

3.a) Texture

Les roches les moins affectées par les métamorphismes sont grenues, légèrement hétérogranoblastiques et légèrement poecilitiques (photo 30). La

cataclase provoque une granulation des cristaux feldspathiques. Cette granulation, d'abord périphérique des cristaux (photo 31), gagne la totalité du tissu rocheux (photo 32). Les textures de recuit, où les joints granulaires constituent des points triples, sont communes.

3.b) Minéralogie

Ces roches, essentiellement feldspathiques, contiennent quelques mouches de minéraux ferromagnésiens recristallisés à des degrés divers. Elles ne contiennent pas de quartz.

. Le feldspath : Une détermination optique des phénoclastes plagioclasiques permet de distinguer deux groupes de cumulats :

- les cumulats à plagioclases calciques, où la composition des phénoclastes varie selon les échantillons de An 40 à An 70 , et est le plus souvent celle d'un labrador (An 55). Ces cumulats plagioclasiques sont des anorthosites.

- les cumulats où le plagioclase est surtout albitique (An 5 à An 12). Ceux-ci sont des albitites.

Ces mesures optiques sont confirmées par le calcul de la norme : les roches définies précédemment comme des anorthosites ont des compositions virtuelles qui peuvent aller jusqu'aux bytownites. Les albitites ont un plagioclase virtuel dont le taux d'anorthite est inférieur à 45 et est fréquemment de 10 à 20.

Les colorations sélectives au cobaltinitrite montrent qu'une potassification peut accompagner la cataclase. Les coeurs plagioclasiques restent incolores ou se teintent en rose, tandis que les cristaux d'origine clastique ont une teinte mixte intermédiaire entre le rose et le jaune.

Un voile de séricite et de saussurite se développe dans les deux faciès. Il est le mieux développé dans les roches qui montrent des figures de recuit (apparition selon les cas de paillettes de muscovite et de grains d'épidote (photo 32).

. Les minéraux ferromagnésiens : Ils sont en très petite quantité (moins de 10 % de la composition modale totale). Leur cortège est celui qui est décrit dans les gabbros.

Certaines albitites contiennent des clinopyroxènes (photo 33 a et b) ou des plages de bastite. Ces clinopyroxènes sont auréolés d'une amphibole actinotrémolitique aciculaire ou de cristaux de chlorite. Les albitites et les anorthosites contiennent des hornblendes vert brun/vert clair à $ng^c = 24°$. Ces hornblendes conservent le clivage d'un pyroxène primaire et se présentent sous forme de phénoclastes auréolés de cristaux de même nature, d'origine cataclastique.

Certaines albitites peuvent contenir un faible pourcentage de quartz (276-5, photo 34). Ce quartz est en petits grains polygonaux. Il est un indice de différenciation. Les albitites à quartz exprimé sont difficiles à distinguer des granites albitiques.

Ces roches contiennent quelques zircons et quelques apatites (plus particulièrement dans les albitites).

Dans la série de Séchilienne, la chlorite peut se substituer presque totalement aux ferromagnésiens primaires.

4) Les plagiogranites

4.a) Les diorites quartziques

Il existe un "diorite gap" dans le groupe de Chamrousse-Tabor, et les diorites quartziques n'y sont que très occasionnelles. Deux échantillons cependant, permettent de typer ces roches (photo 35).

- Texture : L'un des échantillons est une mylonite, l'autre est une blastomylonite. Les textures sont hétérogranoblastiques poecilitiques.

- Minéralogie : Trois phases minérales principales constituent ces roches : plagioclase, amphibole, et quartz (très subordonné).

. Plagioclase : Il n'existe que peu de phénoclastes relictuels. Ceux-ci sont arrondis, de petite taille (inframillimétriques). Les déterminations optiques, quoique malaisées (rareté des cristaux maclés), permettent de définir une composition d'albite/oligoclase (An 12). Ces phénoclastes sont accompagnés de fragments de très petite taille (10 µ), issus de la cataclase.

L'échantillon LG 2-2, blastomylonitique a des plagioclases isogranulaires, de composition albitique (An 8-10) qui montrent de fréquentes jonctions triples. La norme donne pour ces diorites quartziques une composition virtuelle d'andésine. Ces plagioclases sont sériciticés et saussuritisés de façon diffuse. Dans ces faciès recristallisés, la séricite souligne les limites intergranulaires.

. Amphibole : Trois habitus ont été identifiés : porphyroclastes arrondis, petites aiguilles ou, dans la blastomylonite, grands cristaux allongés plurimillimétriques.

. Les porphyroclastes arrondis sont millimétriques, leur pléochroïsme varie du vert brun au vert olive clair. Ils sont entièrement recristallisés en amphibole aciculaire et chlorite. Ces derniers minéraux s'orientent le plus souvent dans la foliation. La périphérie de ces porphyroclastes est constituée d'une couronne vert bleu étroite, d'actinotrémolite en petits prismes.

. Les aiguilles sont fines (0,01 mm), assez allongées (0,3 à 0,5 mm). Elles sont pléochroïques : vert clair à incolores. Ce sont également des actinotrémolites ($ng^c = 17°$).

. Les grands cristaux allongés des blastomylonites sont polychroïques : vert bleu, vert jaune, beige clair. Cette amphibole est également une actinotrémolite ($ng^c = 17°$). Elle inclut de nombreux ocelles de quartz souvent coalescents. Elle est associée à une épidote brune (allanite ?) très développée dans cet échantillon, ainsi qu'à des minéraux opaques xénomorphes.

. Le quartz : Il constitue de petites plages millimétriques (0,5 mm) ou des petits grains isolés dans le faciès mylonitique.

Dans la blastomylonite, outre les ocelles associés à l'amphibole, il forme de petites lanières polycristallines.

. Les minéraux accessoires sont abondants dans ces roches (zircons et apatites).

. La chlorite est très développée dans la mylonite,en petits bouquets ou en aiguilles associées aux actinotrémolites dans les porphyroclastes amphiboliques.

4.b) Les granites albitiques

Quelques échantillons caractérisent ce type pétrographique. Néanmoins, la composition de certains d'entre eux ne paraît pas refléter celle du magma primaire : les caractéristiques géochimiques (positions anormales dans les séries de différenciation) et les faciès suggèrent qu'ils proviennent de la silicification d'anciennes albitites. Cette hypothèse d'une silicification post-magmatique est confortée par le caractère tectonisé des affleurements où les échantillons ont été collectés.

- Texture : Hétérogranoblastique poecilitique.

- Minéralogie : Le quartz est présent dans ces roches dont il constitue un faible pourcentage. Il est accompagné de feldspath et de quelques minéraux ferromagnésiens.

. Le feldspath : C'est un plagioclase. Les phénoclastes sont peu nombreux, très arrondis, très altérés, à contours diffus et peu nets. La mésostase feldspathique est formée de petits cristaux équigranulaires , séricitisés. Les déterminations optiques révèlent une composition d'albite/oligoclase (An 10).La norme indique une composition d'oligoclase (An 20) et la présence d'orthose. Ceci s'accorde avec la présence de séricite et de saussurite remplaçant tardivement ces plagioclases.

. Le quartz : Il recristallise,sous forme de cristaux lobés , xénomorphes, parfois groupés en plages polycristallines à orientation optique sub-homogène. Il est limpide, à extinction roulante.

. L'amphibole : Elle présente quelques cristaux de hornblende, des clastes de même composition et des baguettes actinotrémolitiques. Elle est accompagnée d'amas fibreux de chlorite, d'épidote et de minéraux opaques.

. Les minéraux accessoires sont surtout représentés par des zircons.

. De la calcite et du sphène sont également présents. Ces minéraux révèlent l'existence probable d'un pyroxène et d'ilménite primaire.

4.c) Les tonalites

Dans les tonalites, trois phases minéralogiques sont présentes : quartz, plagioclase et minéraux ferromagnésiens. Ces matériaux sont assez sensibles à l'action du métamorphisme régional qui provoque des recristallisations fréquentes (photo 37 a et b). Certains sont très proches des leucotonalites (photo 38).

- Texture : Les faciès les moins recristallisés sont des protomylonites. La texture est hétérogranoblastique, poecilitique. La cataclase peut s'intensifier jusqu'à réalisation d'ultramylonites. La blastèse se manifeste également et des blastomylonites franches peuvent apparaître à la faveur de cette néoformation.

- Minéralogie :

. Le feldspath : Il forme des phénoclastes arrondis, parfois subautomorphes, millimétriques et de petits grains (0,1 à 0,05 mm), jointifs, dont les bordures présentent de nombreux points triples. Ce sont des plagioclases où la séricite est bien développée. Il se forme parfois des paillettes de muscovite franche. Cette séricite souligne parfois une zonation du plagioclase, avec un bord plus limpide que le coeur. De l'épidote granulaire peut être présente dans ces plagioclases, en quantité parfois importante, dans les faciès mylonitiques en particulier. Les petits blastes feldspathiques ne permettent pas de détermination optique; par contre, les phénoclastes sont des albites/oligoclases (An 10). La norme annonce une composition d'oligoclase (An 23), ce qui est sensiblement en accord avec la composition observée et la présence d'épidote et de plages de calcite témoignant une légère altération du plagioclase.

. Le quartz : Il forme des plages millimétriques, polycristallines, xénomorphes. Avec le développement de la blastomylonitisation, ces plages s'étirent dans la foliation où elles tendent à constituer de minces rubans polycristallins.

. Les minéraux ferromagnésiens : Il est possible de déterminer, dans les faciès les mieux préservés, l'existence d'un ancien clinopyroxène primaire : il s'y trouve en effet des assemblages prismatiques à calcite , amphibole, chlorite, opaques.

L'amphibole est en rares phénoclastes millimétriques, pléochroïque vert bleu, vert jaune clair. Son angle ng^c max. est de 19°. Elle se présente également en petits cristaux trapus épars dans les plages de chlorite, calcite , opaques.

. La biotite : Ce minéral se manifeste sporadiquement en cristaux larges (0,25 mm), peu abondants, jouxtant les phénoclastes amphiboliques. Elle se développe plus largement dans les faciès mylonitiques, où elle forme la phase mafique principale.

. Les minéraux accessoires : Ils sont surtout représentés par des zircons qui sont de grande taille (0,5 mm), fréquemment cassés. Il existe également des minéraux opaques en plages xénomorphes inframillimétriques.

. La chlorite : Elle constitue : (1) des plages limpides associées aux minéraux et à la calcite ; (2) des petits bouquets de cristaux aciculaires, sans orientation particulière ; (3) des petits cristaux disséminés dans la mésostase feldspathique.

4.d) Les leucotonalites

Le quartz et le plagioclase constituent plus de 90 % de ces roches (photo 39). Ils sont accompagnés par la chlorite.

- Texture : Toutes ces roches sont mylonitisées ; les textures sont hétérogranoblastiques, parfois très poecilitiques.

- Minéralogie :

. Le feldspath est très séricitisé. Les faciès les mieux préservés (273-9) contiennent des phénoclastes arrondis, fréquemment millimé-

triques. Ce sont des albites (An 6-10). La mésostase feldspathique est constituée de petits grains albitiques, où les jonctions triples sont fréquentes. Les grains ne sont pas déterminables optiquement. Cependant, le calcul de la norme indique des compositions d'albites (An 4) ou d'oligoclase (An 25). Les diffractogrammes de rayons X confirment cette nature du plagioclase.Les colorations ne mettent pas en évidence de feldspath potassique.

. Le quartz forme de larges plages millimétriques, xénomorphes, polycristallines, fréquemment anastomosées. Quand la blastèse se développe, ce minéral forme des rubans polycristallins.

. Les minéraux accessoires sont représentés par des zircons (relativement abondants), des apatites (rares), quelques sphènes.

. La chlorite constitue de rares petits amas dont les fibres se groupent en fuseaux flexueux. Les cristaux de chlorite sont accompagnés de petits minéraux opaques granulaires (0,05 mm ; photo 40). Cette chlorite peut être associée à de la biotite, qu'elle remplace. On relève la présence de petits grains de leucoxène, en périphérie des amas chloriteux.

4.e) Les kératophyres

L'échantillon RB 4-1A en est un bon exemple : son gisement permet de le typer avec certitude.

La texture est hétérogranoblastique porphyrique. Elle correspond à une roche primaire microgrenue porphyrique. Les phénoclastes feldspathiques sont très arrondis. Ce sont des oligoclases (An 10-12). La mésostase,très finement granoblastique, est constituée de quartz et de feldspaths. L'épidote y est présente sous forme de clinozoïsite granulaire et de pistachite. Il s'y trouve de petits bouquets d'amphibole aciculaire, ainsi que des petites aiguilles isolées. Cette amphibole est vert clair à incolore, son angle ng^c est de 17°. Il s'agit d'une actinotrémolite.

4.f) Les leptynites

L'examen pétrographique permet de distinguer deux types de leptynites: des roches très feldspathiques (métacumulats plagioclasiques) et des roches de composition leucotonalitiques à grain moyen ou fin.

. Les leptynites plagioclasiques : Ces roches sont constituées presque exclusivement de plagioclase. Celui-ci n'est pas déterminable optiquement. Le calcul de la norme montre que ces leptynites plagioclasiques sont soit des méta-albitites, soit des méta-anorthosites.

Dans les anorthosites examinées, le plagioclase est totalement séricitisé et saussuritisé : il n'est pas possible de distinguer les cristaux plagioclasiques les uns des autres.

Les albitites sont fortement séricitisées, contiennent de la chlorite, des zircons, de l'apatite. Dans certains cas, du quartz fait tendre ces roches vers des compositions de granite albitique. Le feldspath est en petits grains polygonaux, les points triples sont fréquents. Il existe quelques phénoclastes albitiques relictuels. Le quartz constitue des petites plages polycristallines.

. Les leptynites à grain "grossier" : Ce sont souvent des blastomylonites où le quartz constitue des lanières de longueur centimétrique à pluricentimétrique et d'épaisseur inframillimétrique (0,5 mm). Il est accompagné de cristaux plagioclasiques séricitisés,rarement déterminables. Quand ils le sont, la composition correspond à une albite ou à un oligoclase selon les échantillons (An 8-12).

Dans certains cas, s'observent des textures en mortier, où quartz et feldspath sont étroitement intriqués (photo 41). Les cristaux ont des dimensions variant entre 0,1 mm et 0,5 mm.

Ces faciès leptyniques, à texture en mortier, contiennent de petits clastes de grenat. Du microcline y est révélé par coloration et déterminé par diffractogrammes de rayons X. Il est très développé dans la roche (15 à 20 %).

. Les leptynites à grain fin : Dans les faciès blastomylonitiques, les lanières de quartz sont moins longues et plus fines que dans les leptynites précédentes : elles sont de longueur infracentimétrique et leur épaisseur est inframillimétrique (0,1 à 0,2 mm ; photo 42). Les cristaux plagioclasiques sont également beaucoup plus petits. Le matériel initial semble avoir un grain plus fin. Les faciès non blastomylonitiques ont des textures en mortier, mais le grain est très fin (les cristaux ont une dimension moyenne de 0,03 mm). Ceci évoque une nature rhyolitique (ou kératophyrique) du matériel initial.

Des phénoclastes feldspathiques très arrondis flottent dans la mésostase. La coloration montre que les coeurs des phénoclastes feldspathiques sont potassiques . Ces phénoclastes offrent des vermicules qui évoquent des perthites en cours d'effacement. De rares biotites figurent également dans ces roches.

Le calcul de la norme fait état d'environ 10 % d'orthose virtuelle. Comme il n'est pas identifié (hormis quelques rares biotites) de minéraux potassiques, il faut admettre que les phénocristaux feldspathiques sont potassiques. Les diffractogrammes de rayons X montrent la présence de microcline.

Un échantillon montre l'existence des faciès leptyniques fins intrusifs dans une trame leptynique plus sombre, à grain plus grossier,et permet de caractériser l'existence de matériel initial d'origine effusive, intrusif dans des faciès plus grenus.

5) Morphologie et typologie des zircons*

5.a) Méthodologie

Le protocole d'extraction des zircons est décrit en annexe n° A3.

- Etude morphologique

Celle-ci est basée sur la description de la couleur, de la limpidité et du degré de cristallinité des zircons. Dans l'étude morphologique,sont également pris en compte les zonages, les inclusions (couleur, forme et dimension), les surcroissances et les fracturations éventuelles des cristaux.

* Je tiens tout particulièrement à remercier D. HERMITTE pour l'aide qu'il m'a apportée dans ce travail.

- Etude typologique

La méthode d'étude typologique des zircons est progressivement élaborée par J.P.PUPIN et al. depuis 1969 (1969, 1972 a, b et c , 1974, 1976, 1978, 1980, 1981).

Une classification des différents cristaux est proposée par cet auteur (fig. n° 30). Les types et les sous-types sont définis par le développement relatif des faces prismatiques et pyramidales des zircons. Les déterminations typologiques sont effectuées sur des individus automorphes et sub-automorphes. Cette classification est corrélée aux caractéristiques physico-chimiques du bain magmatique. L'indice "IA" correspond à l'agpaïcité (rapport Al/alcalins). Il est déterminé à partir du développement des faces pyramidales (surtout 211 et 101, accessoirement 301).

L'indice "IT" est un indicateur thermique. Il est déterminé à partir du développement des faces prismatiques (110 et 100).

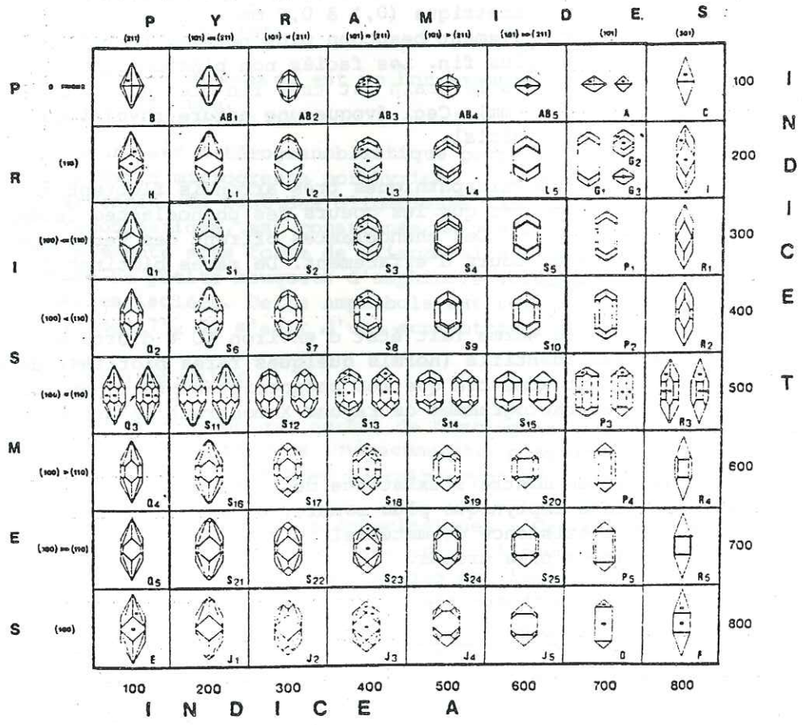


Figure 30 : - Types et sous-types fondamentaux de la classification typologique du zircon. In M. TESSIER et al. (1978).

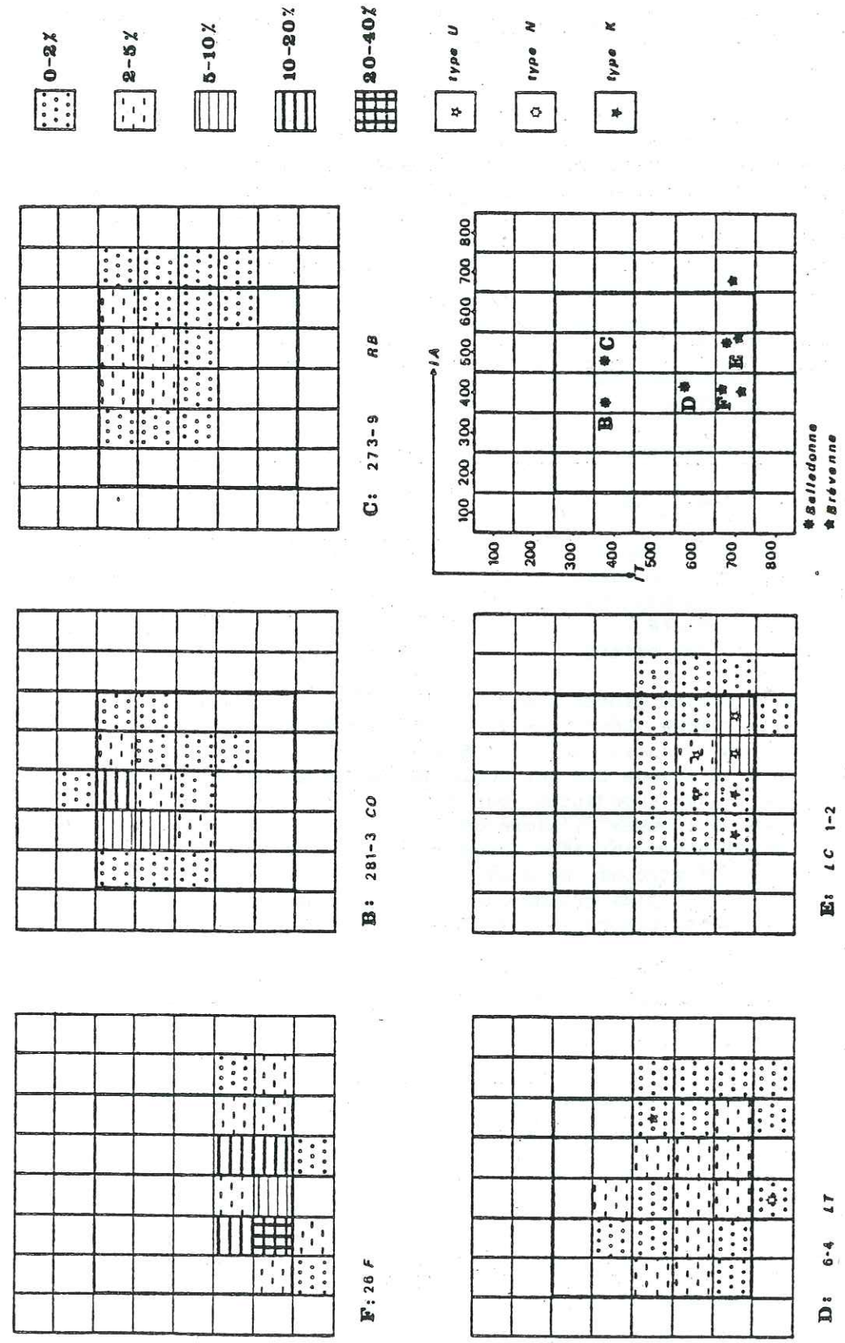


Fig. 31 : Grilles de répartition typologique des zircons des plagiogranites du groupe de Chamrousse - Tabor (B et C) du groupe de Séchilienne (D et E) et de la vallée de la Brevenne (F).

L'étude porte sur :

- deux leucotonalites qui se manifestent en filons au sommet des cumulats stratifiés du toit du massif intimement associées à des cumulats gabroïques, des cumulats plagioclasiques et des ferrogabbros . Elles proviennent respectivement des secteurs de Combe-Oursière (281-3) et de Roche-Béranger (273-9);

- une albitite de la zone transitionnelle entre l'ophiolite et le groupe de Séchilienne, en filon dans des gabbros cumulats. Elle provient du site de Boulac (276-5);

- une tonalite et une leucotonalite du groupe de Séchilienne. Ces roches sont en filons recoupant des métadolérites et des amphibolites (leucotonalite 6-4, site de La Trémoulat) ou associées à des cumulats gabbroïques (tonalite LC 1-2, site du Château).

Les types recensés dans les divers échantillons, leurs pourcentages, les valeurs des indices IA et IT figurent en annexes.

5.b) Leucotonalites du sommet de la séquence cumulative

- Echantillon n° 281-3 (fig. n° 31, B, cf.annexe n°A_2).

La roche a une composition normative qui la rapproche des leucogranodiorites. Cependant ce cachet,légèrement potassique,semble lié au métamorphisme cataclastique subi par ces matériaux (cf. § géochimie). Les textures magmatiques ont été totalement oblitérées au sein d'une trame quartzo-feldspathique protomylonitique.

Les zircons sont généralement incolores, mais une minorité présente une teinte brun sombre. Leur limpidité est très variable. Les cristaux sont subautomorphes ou arrondis (environ 55 % de la population) et ils sont parfois affectés d'un zonage discret souligné par de minuscules inclusions . Ces inclusions, assez abondantes sont de deux types : les plus fréquentes sont sombres et "bulleuses" , alors que les autres, incolores et moins nombreuses, adoptent divers habitus (baguettes, massues et goutelettes). Dans cette population de zircons, nous avons observé ses surcroissances (3,5 %), dont la limpidité est plus grande que celle du coeur du cristal. Une légère fracturation perpendiculaire à c se développe dans les cristaux.

La typologie montre une répartition large et continue des types de cristaux. Cette distribution est centrée sur le type S3. On y remarque :

- une dominance forte du type 110 sur le prisme 100,
- une légère dominance de la pyramide 211.

Deux interprétations sont possibles pour expliquer cette répartition. Celle-ci est en effet proche des champs des zircons appartenant soit à des roches issues d'une anatexie, soit aux granodiorites. Dans le premier cas, les indices IA et IT sont faibles (360 et 370), de plus les zircons sont incolores, leur cristallinité moyenne et leurs faces arrondies : ces zircons seraient comparables à ceux des stocks 1, 2 et 3, décrits par J.P.PUPIN (1976, pp. 212-214). A l'appui de la seconde interprétation, on constate un étalement du champ de répartition de nos zircons, similaire de celui de la diorite de Patada (Corse, D. HERMITTE, 1975) et des enclaves granodioritiques du massif de l'Estérel (J.D. GIRAUD, 1983). Les zircons sont également riches en inclusions et possèdent un zonage et des surcroissances.

Dans la mesure où l'échantillon étudié ne montre pas d'indice de migmatisation, ni à l'échelle de l'affleurement, ni à l'échelle de la lame mince, la seconde interprétation nous semble préférable. Elle pose toutefois le problème de l'existence de zircons typiques des termes acides des séries calco-alcalines dans des granitoïdes intimement associés à des roches basiques tholéitiques (J.L. BODINIER et al., 1981).

- Echantillon n° 273-9 (fig. n° 31 , C ; cf. annexe n°A_2)

Cet échantillon est pétrographiquement proche du précédent. Toutefois, moins déformée, la roche n'est pas potassifiée et montre une composition de leucotonalite franche.

Les zircons sont souvent arrondis et sub-automorphes. Il est fréquent d'y observer un zonage. La couleur est brun clair à beige sombre et la limpidité est très variable selon la densité des inclusions : ces dernières peuvent opacifier totalement le cristal. Ces inclusions se présentent généralement en globules sombres,alors que les formes en baguettes et en gouttelettes sont plus rares. Les surcroissances sont fréquentes (7 %).

La répartition typologique est large et homogène, sans maximum.Il y a, comme dans l'échantillon 281-3, dominance des prismes 110 sur les formes 100. Les grilles ne sont toutefois pas identiques, car, dans l'échantillon 273-9, la présence de quelques cristaux de type "P" marque le caractère dominant des pyramides 101 sur les pyramides 211. Ce caractère révèle une évolution vers le type "G" plus accentuée que pour l'échantillon 281-3. Cette évolution se traduit également par : 1-le développement plus important des surcroissances, 2-la plus grande abondance des inclusions, par ailleurs plus sombres, 3-une fréquence plus élevée de cristaux plus arrondis.

Ici encore, les observations de terrain, comme les critères micrographiques n'étayent pas l'hypothèse de zircons d'origine anatectique.

- Conclusion

La répartition typologique des zircons de ces roches est des plus surprenante : les plagiogranites ophiolitiques étudiés jusqu'à ce jour, ont des indices IT supérieurs à 500, or ici les indices sont inférieurs à 400. Les échantillons sont typés pétrographiquement et chimiquement avec certitude, leur mode de gisement conforte leur similitude avec les plagiogranites ophiolitiques.

Nous sommes donc amenés, à ce stade de l'étude, soit à envisager un cachet nettement calco-alcalin pour des roches par ailleurs différenciées selon une lignée tholéitique, soit à poser le problème de la définition du champ de répartition des zircons des plagiogranites ophiolitiques sur le diagramme IA/IT et de son éventuel agrandissement vers le haut (vers de plus basses températures).

5.c) Albitite de la zone de contact

Cette roche est constituée de plus de 80 % de feldspath normatif,dont 50 % d'albite et 5 % de quartz.

Les zircons sont incolores et limpides. Très peu de cristaux sont automorphes ou sub-automorphes. Les corrosions sont extrêmement développées (plus de 90 % de cristaux indéterminables). On y relève la présence de quelques inclusions peu nombreuses. Ces inclusions sont des gouttelettes limpides et de fines baguettes.

Il n'a pas été possible d'effectuer une typologie des zircons de cet échantillon en raison de l'extrême développement des corrosions. Seuls 13 cristaux ont pu être déterminés. Les types identifiés permettent de constater un large étalement des pyramides. Le prisme 100 semble dominer la population (présence d'un type "U"). Ces zircons seraient révélateurs d'un milieu de cristallisation plus chaud que celui des deux échantillons examinés précédemment. Toutefois, ces résultats doivent être considérés avec la plus grande prudence : le nombre de déterminations n'est pas statistiquement suffisant pour établir des conclusions suffisamment fondées.

5.d) Leucotonalite et tonalite du groupe de Séchilienne

- Echantillon n° 6-4 (fig. n° 31,1,D ;cf. annexe n°A_2)

Les zircons sont automorphes à sub-automorphes, très corrodés (45 %) et extrêmement assymétriques. Incolores et limpides, ces cristaux sont très pauvres en inclusions. Celles-ci, souvent trapues, se présentent quelquefois en gouttelettes. Enfin, nous n'avons observé dans cette population, ni zonage, ni noyau, ni surcroissance.

La typologie montre ici encore un large étalement, sans que se manifeste un maximum net de fréquence. Les pyramides de type 101 peuvent se manifester seules (manifestation de types "P" et "D"), marquant ainsi une légère dominance sur les pyramides de type 211.

Cette grille typologique montre une répartition plus conforme à celle qui a été définie pour les plagiogranites. Elle est en particulier comparable à celle de granites sodiques de la vallée de la Brévenne (N.E. du Massif Central ; fig. n° 31 , A (26 F) ; P. JOUCHOUX, 1983). Les comparaisons avec les albitites corses (P. JAUZEIN, 1979 ; M. OHNENSTETTER et al., 1980) montrent que cet échantillon 6-4 présente un indice IT légèrement plus faible, et un indice d'agpaïcité beaucoup plus faible.

- Echantillon n° LC 1-2 (fig. n°31,1,E ; cf.annexe n° A_2)

Il s'agit d'une tonalite qui est assez proche des leucotonalites (M = 13).

Les zircons sont très fréquemment arrondis (72 %), ce qui ne permet pas de faire une typologie représentative de l'ensemble des différents types de cet échantillon. Les cristaux pris en considération sont subautomorphes, incolores et limpides. Les inclusions, peu fréquentes, forment de petites baguettes incolores ou des bulles sombres. Elles n'opacifient jamais le cristal.

La typologie révèle une population bien groupée, centrée sur les types S 24 et S 25. Elle se caractérise par : 1-une nette dominance du type 100, 2-une dominance de la pyramide 101, manifestée par l'existence de types "P", 3-une notable proportion de type "U" (3 %) et l'existence de quelques cristaux monoprismés "J". Ce type de répartition est similaire à celui de l'échantillon 6-4.

- Conclusion

Dans les plagiogranites du groupe de Séchilienne, les zircons présentent de fortes analogies avec ceux des granites sodiques de la Brévenne et ceux des albitites corses.

La répartition typologique est strictement comparable à celle des granites sodiques de la Brévenne (Fig.n°31,F) (P.JOUCHOUX,1983). Elle se différencie par contre de celle des albitites corses par un étalement marqué de l'indice IA. Ce caractère pourrait être lié à la présence de hornblende primaire dans ces plagiogranites (J.P. PUPIN, 1980).

5.e) Implications

Si les plagiogranites du groupe de Séchilienne présentent des zircons proches de ceux classiquement attribués aux plagiogranites (encore que, caractérisés par un fort étalement de l'indice IA et une population sans maximum de fréquence net), les plagiogranites associés aux cumulats gabbroïques du sommet de la séquence ophiolitique présentent une typologie beaucoup plus énigmatique. Il n'est pas possible, à ce stade de l'étude, de trancher de façon décisive en faveur d'une des deux hypothèses proposées (anatexie superficielle ou caractère franchement calco-alcalin du magma leucotonalitique). Cependant, les observations de terrain et l'examen pétrographique valideraient plutôt la seconde hypothèse. L'étude géochimique (§ suivants) permettra de proposer une explication à cette répartition typologique originale des zircons des plagiogranites du groupe Chamrousse-Tabor.

6) Conclusion de l'étude minéralogique

6.a) Associations magmatiques

- Dans les roches basiques, nous avons pu reconstituer une paragenèse magmatique à clinopyroxène, hornblende, ilménite, magnétite et labrador-bytownite. Quelques cristaux d'apatite et de zircon complètent cette association.

- Dans les cumulats plagioclasiques, les feldspaths relictuels sont , selon les échantillons, albitiques et anorthositiques. Des clinopyroxènes relictuels ont pu être identifiés dans une albitite. De la hornblende,quelques minéraux opaques, apatites et zircons complètent cette paragenèse magmatique des cumulats plagioclasiques.

- Dans les plagiogranites, la paragenèse magmatique est constituée (en proportions variables selon le type pétrographique) de plagioclase sodique, de quartz, de minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène et/ou hornblende) dont les reliques sont rares, de quelques minéraux opaques, d'apatite et de zircons.

. Les diorites quartziques sont très riches en apatite et zircons.

. Des granites albitiques ont été échantillonnés, ils pourraient correspondre à des cumulats plagioclasiques silicifiés. L'étude géochimique permettra de mieux définir ces roches.

. Dans certaines tonalites, l'existence d'un clinopyroxène primaire est mise en évidence par la présence d'assemblages prismatiques à amphibole, chlorite, calcite, minéraux opaques.

. Les leucotonalites ne présentent pas de reliques de minéraux ferromagnésiens primaires déterminables (amphiboles ou pyroxènes). Les zircons sont relativement nombreux, les apatites, rares.

6.b) Diverses réactions métamorphiques

Une première réaction, précoce, correspond à une hydratation des clinopyroxènes (ouralitisation). Celle-ci produit une première association minérale à hornblende, chlorite, épidote.

Le métamorphisme régional provoque la cataclase des assemblages précédemment obtenus. Cette cataclase est suivie d'une recristallisation (amphibolite faciès) partielle ou totale des amphiboles. Elle est suivie de l'épisode de séricitisation et de saussuritisation des plagioclases et de la bastitisation des pyroxènes résiduels. Il peut exister une albitisation précoce des plagioclases (résultant de l'altération hydrothermale des pyroxènes). Ce phénomène peut être également plus tardif et correspondre aux rétromorphoses qui succèdent au métamorphisme régional.

La réaction minérale est du type : anorthite donne albite + épidote. La hornblende, déstabilisée,donne une actinotrémolite (sommet de l'amphibolite faciès). Cette actinotrémolite réagit avec l'épidote libérée par les processus d'ouralitisation et de saussuritisation pour donner des assemblages à chlorite et opaques (passage au facès schistes verts).

La chlorite peut résulter également lorsqu'elle est associée avec du sphène et du leucoxène, de la déstabilisation d'une titanomagnétite primaire.

6.c) Evolution texturale

Les recristallisations sont largement développées dans les roches basiques. Quelques textures primaires ont cependant été observées. Des cumulats gabbroïques ont livré des textures ophitiques relictuelles et nous avons pu typer des hétéradcumulats. Dans les roches acides, le métamorphisme principal s'accompagne de la blastomylonitisation du quartz et de l'amphibole sous le faciès amphibolite. Les granulations qui succèdent à cette blastèse sont peu perceptibles, ce qui met en évidence le caractère discret (ou peu prolongé) des déformations engendrées lors des rétromorphoses. Le maximum du métamorphisme régional dans ces roches correspond à une phase d' aplatissement (stade n° 4, S.S. ROY, 1977) : cette phase est bien perceptible dans les leptynites à texture en mortier. Aucune texture primaire relictuelle n'a pu être observée dans les termes acides.

IV/ CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

L'étude pétrographique du massif UB-B Chamrousse-Tabor et du groupe de Séchilienne précise la nature des roches leucocrates qui s'y trouvent et leurs relations avec les roches associées.

Nous avons en effet identifié,au sommet de la séquence gabbroïque stratifiée, dans la zone de contact avec le groupe de Séchilienne et dans ce groupe de Séchilienne :

- Des métacumulats plagioclasiques qui s'expriment en "bouffées", filons et filonnets dans des cumulats gabbroïques leuco- et mésocrates et dans des ortho-amphibolites. Ces cumulats plagioclasiques sont des anorthosites et des albitites.

- Des métadiorites quartziques, des métatonalites et des métaleucotonalites, ainsi que quelques rares métakératophyres qui constituent des filons, filonnets (et filons-couches dans le groupe de Séchilienne) étroitement associés à des métacumulats gabbroïques, des métacumulats plagioclasiques et des métaferrogabbros. Ces roches correspondent aux "leptynites massives à texture orthogneissique évidente" décrites par R.P. MENOT (1981).

Dans le groupe de Séchilienne, associées à des amphibolites, ont été échantillonnées les "leptynites fines et bien foliées",décrites par cet auteur (R.P. MENOT, 1981).

Une étude typologique des leucotonalites du sommet de la séquence gabbroïque stratifiée pose le problème de l'écart relevé entre la distribution observée et celle qui est classiquement attribuée à ce type de roche. L'étude typologique des zircons d'une tonalite et d'une leucotonalite du groupe de Séchilienne révèle le caractère plus conforme de leur répartition, avec toutefois un étalement plus marqué de l'indice IA.

Les roches leucocrates du groupe de Séchilienne se distinguent de celles de l'ophiolite par : 1-l'absence de cumulats plagioclasiques, 2-le plus grand nombre de tonalites, 3-la présence fréquente de leptynites en niveaux minces.

Nous n'avons pas mis en évidence une différence nette du degré de métamorphisme entre ces deux groupes. Celui-ci est un métamorphisme régional de faciès amphibolite, suivi de rétromorphoses épizonales (faciès schistes verts).

B/ GÉOCHIMIE DES PLAGIOGRANITES ET DES ROCHES ASSOCIÉES DU GROUPE CHAMROUSSE - TABOR

I/ INTRODUCTION

Les termes basiques de l'ophiolite et de la série volcanosédimentaire de Chamrousse-Tabor ont fait l'objet d'une étude géochimique détaillée (J. L. BODINIER et al., 1981). Les spectres de terres rares publiés permettent de distinguer : 1-des "N" M.O.R.B., sous forme de dykes tardifs qui recoupent l'ensemble des termes pétrographiques de l'ophiolite, 2-des "T" M.O.R.B., 3-des "E" M.O.R.B. qui correspondent à des amphibolites, des dolérites et des gabbros fins en sills.

Les observations de terrain nous ont montré l'antériorité des roches leucocrates (cumulats plagioclasiques et plagiogranites) par rapport aux dykes. Ces dykes révélant la réalisation effective de l'océanisation, les plagiogranites ophiolitiques du groupe de Chamrousse-Tabor sont antérieurs à celle-ci. Il faudra, pour rendre compte de leur présence, prendre en compte le matériel qui leur est associé et le définir aussi précisément que possible. L'étude géochimique vise donc plusieurs objectifs :

- la typologie des termes magmatiques directement associés aux plagiogranites,
- la caractérisation de ces plagiogranites,
- l'élaboration d'un modèle génétique et la définition du site géotectonique correspondant.

J'ai donc échantillonné systématiquement les roches leucocrates et les roches basiques associées. Sur ces échantillons, les éléments majeurs et les éléments en tracesont été dosés par fluorescence X (annexe n°A_3).

Sur quelques échantillons, les terres rares ont été dosées par activation neutronique. Ces analyses complètent ainsi celles de R.P. MENOT(1981 et inéd.) et de J.L. BODINIER et al. (1981).

II/ ETUDE DES ELEMENTS MAJEURS

(Les analyses sont groupées en tableaux, classés selon les divers types pétrographiques ; un tableau complémentaire indique la moyenne et la variance des éléments dosés, annexe n° A_3).

1) Typologie de la série de différenciation

1.a) Evolution des teneurs

SiO_2 : Cet oxyde contrôle,dans une certaine mesure, la concentration des autres éléments (A. HARKER, 1909). Un premier diagramme (fig. n° 32)permet de visualiser dans l'échantillonnage les teneurs en silice des divers termes pétrographiques. La fréquence des échantillons y est pointée en fonction de leur teneur en silice.

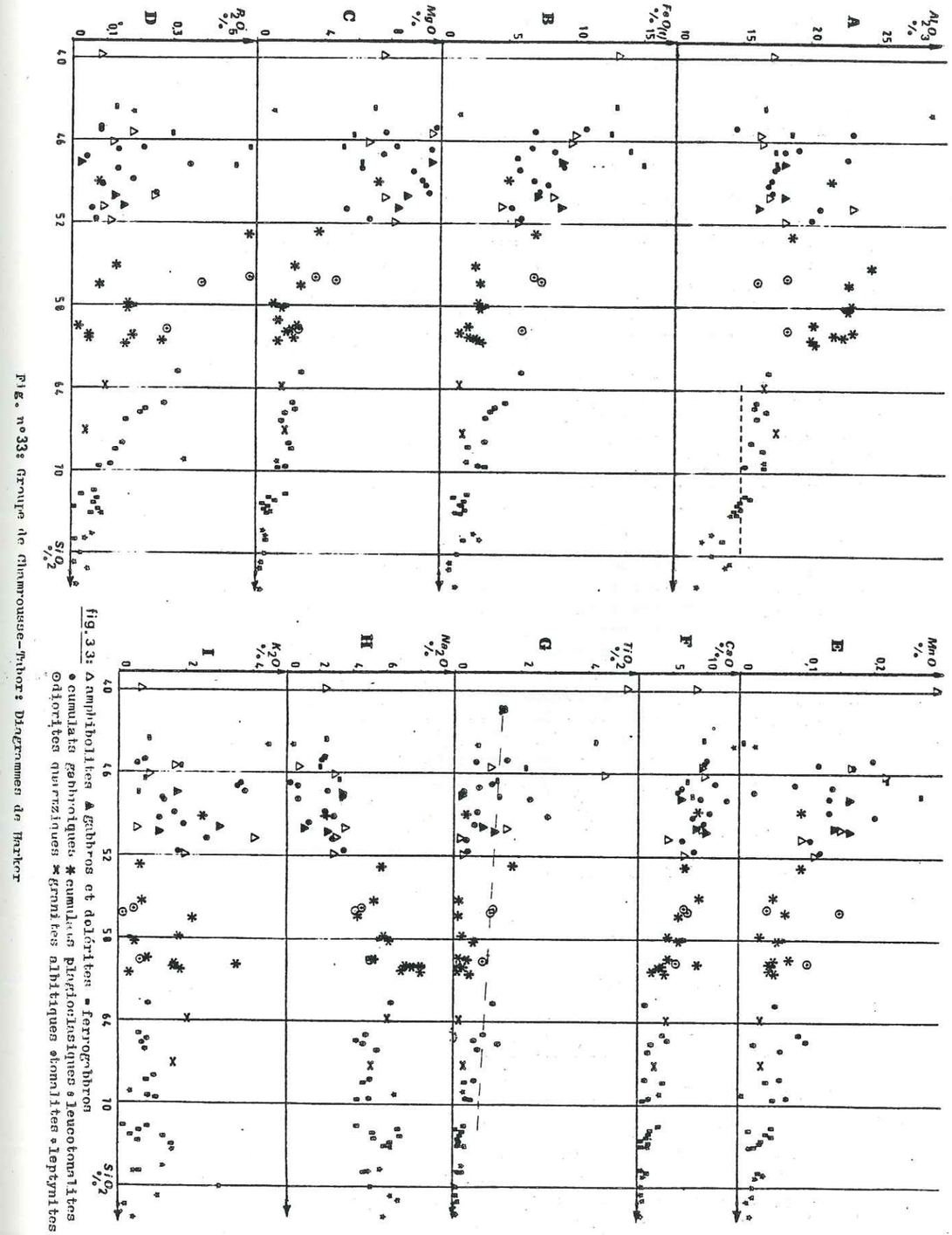


fig.33: Groupe de Chamrousse-Tabor: Diagrammes de Harker

▲ amphibolites ▲ gabbros et dolérites - ferrogabbros
• cumulats gabbroïques ✱ cumulats plagioclasiques ◦ leucotonalites
⊙ diorites quartziques ✱ granites albitiques ✱ tonalites ✱ leptynites

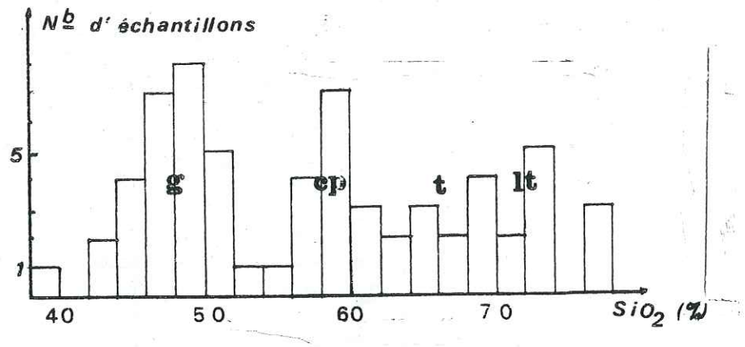


Figure n° 32 - Fréquence des échantillons en fonction de leur teneur en silice.

G : gabbros, amphibolites ; CP : cumulats plagioclasiques ; T : tonalites ; LT : leucotonalites.

Les termes basiques (amphibolites, ferrogabbros, cumulats gabbroïques) constituent un premier pic (G). Un second pic (CP) correspond aux cumulats plagioclasiques et aux rares diorites quartziques collectées. A ces deux pics principaux succèdent les plagiogranites qui sont marqués par un enrichissement en silice (des tonalites aux leucotonalites). Un dernier pic isolé correspond à des leptynites fines. Ce diagramme met en évidence un "diorite gap" : les termes de composition dioritique (52 % de silice pour J. F. FLANAGAN, 1972) font défaut. Ce hiatus, compris entre 52 et 60 % de SiO_2 est d'autant plus marqué que les termes pétrographiques succédant aux roches basiques sont des cumulats plagioclasiques, qui ne constituent qu'un très faible pourcentage des roches présentes à l'affleurement.

Al_2O_3 : Cet oxyde est réputé peu mobile (M. PIBOULE, 1979 ; B. MOINE et al., 1982). Ce fait est ici vérifié par la très bonne corrélation existant entre les types pétrographiques et les analyses. Il a dans les roches basiques une teneur supérieure à 15 % (fig. n° 33, A). Ceci semble exclure un caractère hypo-alumineux de la série. Cependant, il faut noter que les roches basiques échantillonnées sont le plus souvent d'origine cumulative et, conséquemment, riches en plagioclase.

Les analyses disponibles pour les roches non cumulatives (J.L.BODINIER et al., 1981) indiquent pour les roches non cumulatives des teneurs variables en alumine (16,72 à 13,39 %), la teneur moyenne étant de 15,3 %. Ces valeurs caractériseraient une série intermédiaire entre le type calco-alcalin et le type tholéitique.

Le "diorite gap" est bien perceptible sur le diagramme Al_2O_3 v.s. SiO_2 (fig. n° 33 A). Les termes intermédiaires ne sont pas représentés dans la série, à l'exception des cumulats plagioclasiques qui s'y groupent pour des teneurs en alumine de l'ordre de 20 %.

L'alumine permet enfin de classer les plagiogranites dans le groupe des trondhjémites alumineuses (fig. n° 33 A) ou intermédiaires d'après la subdivision indiquée par F. BARKER (1976 a). La teneur en Al_2O_3 est en effet supérieure ou égale à 15 % pour une teneur en silice voisine de 70 %.

$FeO_{(t)}$: De fortes teneurs (13 à 15 %) caractérisent des ferrogabbros et ferrodolérites (fig. n° 33 B). Elles expriment l'aboutissement d'un enrichissement en fer au cours des processus magmatiques ("fenner trend"), qui s'accorde avec le caractère tholéitique de la série de différenciation. Il existe une très bonne corrélation entre le fer, le titane et le manganèse. Les fortes valeurs initiales, observées dans certains gabbros et ferrogabbros , correspondent à la cristallisation et à l'accumulation de la magnétite. Dans les magmas calco-alcalins (conditions oxydantes), la magnétite titanifère cristallise à un stade précoce et conduit à l'absence d'une enrichissement en fer de type "fenner trend" dans les liquides résiduels. Ces derniers ne montrent qu'un enrichissement en silice et éléments alcalins. Par contre, dans les séries tholéitiques, où le fractionnement se produit dans des conditions de fO_2 moins oxydantes, la cristallisation des oxydes ferrotitanés ne se fait pas précocement : les liquides résiduels basiques s'enrichissent progressivement en fer et en titane.

Dans le cortège des plagiogranites, s'individualisent des tonalites, dont la teneur en fer (3 à 5 %) est supérieure à celle des leucotonalites (1 % et moins).

MgO : Les valeurs fournies par le dosage de cet élément (fig. n° 33 C) soulignent la nature cumulative de la plupart des matériaux basiques échantillonnés : les teneurs en magnésium y sont fortes (8 à 10 %). Il existe une faible dispersion de ces teneurs. Elle peut être consécutive à une mobilité de cet élément, due à la spilitisation.

CaO : La teneur en calcium est liée à la présence de minéraux calciques (amphibole, épidote, plagioclase, ...), elle varie entre 5 et 10 % pour les roches basiques et diminue progressivement lorsque SiO_2 augmente (fig. n° 33 F). Cet élément est l'objet d'un lessivage important par l'eau de mer (ce en particulier dans les basaltes) (S.E. HUMPHRIS et G.THOMPSON, 1978).

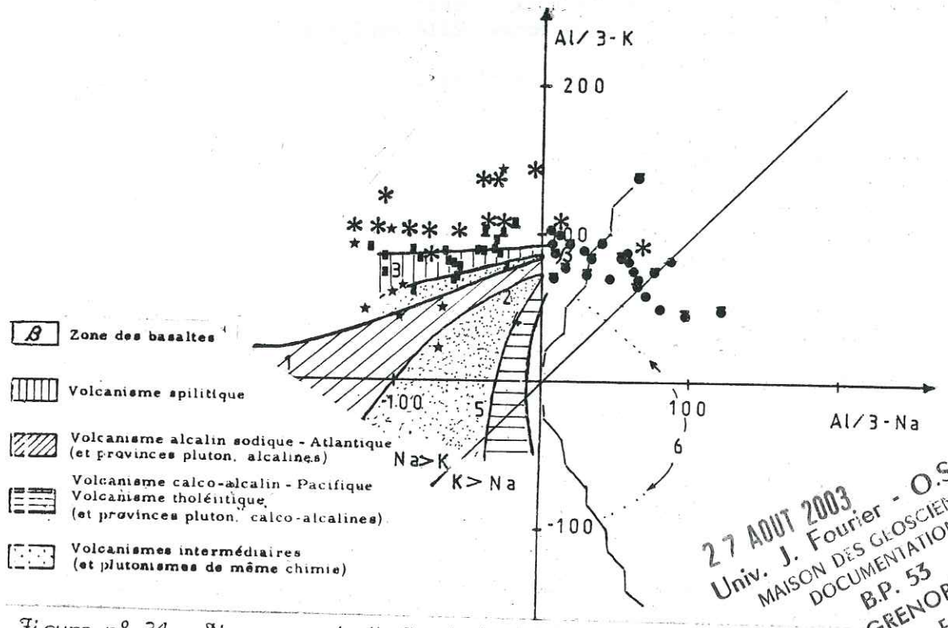


Figure n° 34 - Diagramme de H. De La Roche (1963).

Légende: cf. p. 100 .

27 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

050 030955 4

Figure n° 34 - Diagramme de H. DE LA ROCHE (1963). ● :basique (amphibolites, gabbros et ferro-gabbros), ■ : cumulats gabbroïques, ✱ : cumulats plagioclasiques, ▮ : diorites quartziques, ◆ : tonalites, ▮ : leucotonalites, ★ : leptynites.

1 : phonolites ; 2 : grauwackes ; 3 : spilites ;
4 : dacites ; 5 : rhyolites ; 6 : sédiments.

Na_2O : Cet oxyde montre un comportement antithétique de celui du calcium (fig. n° 33, F et H). Ce comportement est lié à l'albitisation du plagioclase. Cependant, l'enrichissement en sodium reste assez modéré. Un lessivage tardif de cet élément est suggéré par l'observation de la répartition des points sur le diagramme Al/3 -K vs. Al/3-Na (fig. n°).

Le diagramme de la figure 34 est conçu pour différencier les termes ortho- et paradérivés, en s'appuyant sur l'opposition de comportement du sodium et du potassium vis à vis de l'aluminium dans les roches magmatiques et sédimentaires.

- Dans les roches magmatiques, Na et K ont un comportement voisin : ils sont liés à l'aluminium ("état feldspathique").

- Dans les roches sédimentaires, le sodium est lessivé par les eaux marines, tandis que K reste lié à Al dans les argiles("état phylliteux"). Nous constatons (fig. n° 34) que les roches basiques ont subi un appauvrissement important en Na (puisque leur répartition se décale du champ des spilites et basaltes jusque dans le champ des roches sédimentaires). Cet appauvrissement tardif (post-spilitisation) en sodium n'est pas cantonné aux seules roches basiques : les cumulats plagioclasiques montrent une diminution très régulière et importante de leur teneur en sodium. Dans les termes plagiogranitiques, cette teneur en sodium peut atteindre 7 %, mais de façon très exceptionnelle : la teneur moyenne est de 5,5 %. C'est une valeur faible pour ce type de roche. Elle confirme le lessivage évoqué.

K_2O : Les concentrations en potassium semblent très perturbées (les valeurs varient beaucoup pour chaque type pétrographique : fig. n° 33, I). Les roches les plus affectées sont toujours cataclasées. Les échantillons les plus potassiques sont ceux qui contiennent le plus de séricite métamorphique. L'absence de feldspath potassique dans les roches acides laisse penser que les échantillons les plus hypopotassiques sont les plus proches de la composition originelle du matériel. Sur la base de ces deux arguments L.PAVLIDES (1981) conclut à une potassification tardive des "métatonalites et plagiogranites" intrusifs dans la formation de Chopawamsic (Virginie centrale). Les variations de teneurs en potassium, publiées par cet auteur, sont de l'ordre de celles que l'on observe dans le groupe de Chamrousse-Tabor, où l'enrichissement va jusqu'à 2 ou même 3 %. Cette potassification tardive pourrait être d'origine hydrothermale (cas invoqué par D.T.ALDISS, 1978 et par J. DELFOUR et al., 1982). Cependant, les observations ne permettent pas de conclure avec certitude. Le magma à partir duquel se différencient les plagiogranites peut en effet avoir un cachet primaire légèrement potassique (granodioritique), le feldspath potassique ayant été dans ce cas résorbé lors des recristallisations post-magmatiques.

MnO : Cet élément montre une bonne corrélation positive avec le fer et le magnésium (fig. n° 33, E). Un léger étalement des teneurs pourrait être significatif d'une certaine mobilité de cet élément (liée à la spilitisation ou aux altérations postérieures ?).

TiO_2 : Cet élément peu mobile présente des teneurs assez élevées dans les termes les moins différenciés de la série. Les teneurs diminuent ensuite fortement, consécutivement à la cristallisation des oxydes ferrotitanés .Les tonalites s'individualisent bien dans le cortège des plagiogranites ophiolitiques par leurs teneurs relativement fortes en titane (0,5 à 1 % ; fig. n° 33, G). La droite notée ("a") sur ce diagramme, marque la limite entre le champ de répartition des roches orthodérivées et celui des roches paradérivées (J.A. WINCHESTER et M.D. MAX, 1982). Les roches du groupe de Chamrousse-Tabor s'y classent dans le domaine des matériaux ignés. Ceci, ainsi que les observations pétrographiques, confirme le fait que le déplacement des points représentatifs des roches basiques dans le domaine caractéristique des roches sédimentaires du diagramme de H. De La ROCHE (fig. n° 34) est dû à un lessivage du sodium.

P_2O_5 : L'évolution des teneurs de cet oxyde dans la série de différenciation est surtout contrôlée par la cristallisation de l'apatite. On relève l'existence d'un fort enrichissement dans les ferrogabbros et les diorites quartziques. La teneur en P_2O_5 décroît ensuite régulièrement dans la série des tonalites (fig. n° 33, D), ce qui correspond à la cristallisation en quantité progressivement décroissante d'apatite. Le fort étalement des teneurs (en particulier dans les termes basiques de la série) suggère peut-être l'existence de déplacements post-magmatiques, il peut également être dû au caractère cumulatif de ces roches basiques.

Conclusion

L'évolution géochimique des plagiogranites et des roches associées dans le groupe de Chamrousse-Tabor est proche de celle des séries tholéitiques (cf. S. ARAMAKI, 1963).

L'indice de Peacock (1931): i = % de silice pour lequel CaO = K_2O + Na_2O) est difficile à déterminer en raison de la rareté des termes intermédiaires dans la série. Les évaluations varient de 53 à 60. Ces valeurs correspondent à des matériaux alcalins calciques (définis par i = 51 à 56) ou à des matériaux calco-alcalins(où i = 56 à 61). Les premiers se rencontrent dans des rides de type "N" et "T", tandis que les seconds sont typiques de rides d'arrière arc (J.A. PEARCE et al., à paraître).

Certains éléments sont l'objet de variations complexes post-magmatiques : apports ou appauvrissements. C'est le cas en particulier du sodium, du potassium et du calcium, comme le confirme l'examen de diagrammes binaires où l'évolution de ces éléments est étudiée en fonction de l'évolution d'un élément réputé immobile tel que le zirconium. Sur ce type de diagramme, peut être décelée une mobilité plus modérée du silicium, du magnésium et du manganèse. Le titane et l'aluminium apparaissent comme des éléments relativement immobiles, qui dénoncent le caractère cumulatif de la plupart des matériaux basiques (cumulats plagioclasiques ou amphiboliques).

L'affinité avec les séries tholéitiques, demande donc à être confirmée au moyen de diagrammes mettant en jeu plusieurs éléments, ce qui permet d'affiner les discriminations.

1.b) Diagramme de H. KUNO (1959)

Ce diagramme confronte l'évolution de la teneur en éléments alcalins (sodium et potassium) à l'évolution de la teneur en silice. Les résultats obtenus par son emploi sont peu probants du fait de la mobilité de Na_2O et K_2O (fig. n° 35).

En effet, l'ensemble des roches basiques se classe dans le domaine des basaltes alcalins de H. KUNO (1959). Ceci peut être dû à leur caractère souvent cumulatif, aux surteneurs en potassium (ajout tardif probable) et en sodium (spilitisation) ou accessoirement à un caractère "calcoalcalin" très prononcé de cette série.

La typologie de la série associée aux plagiogranites doit donc être établie à partir d'une diagrammatique qui pondère les effets de la mobilité des éléments alcalins.

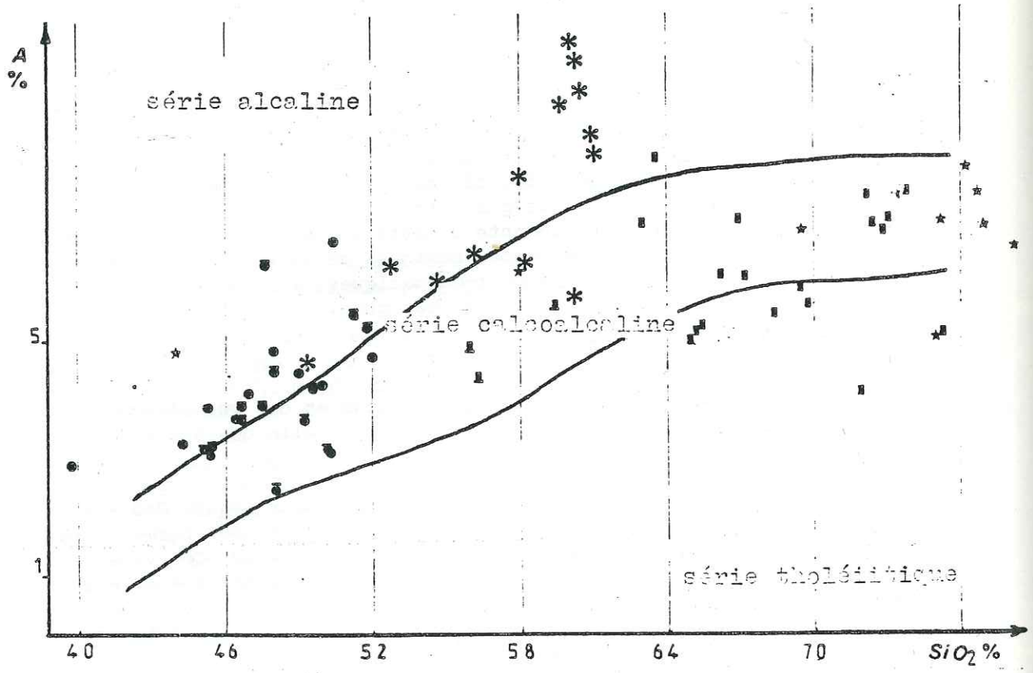


Figure n° 35 - Diagramme de H. KUNO (1959).
$A = Na_2O + K_2O$ - Légende : cf. fig. n° 34.

1.c) Diagramme A.F.M.

Il représente les tendances de différenciation des divers magmas à partir d'un liquide initial de la composition des tholéites abyssales (A. E.J. ENGELS et al., 1965). Ce diagramme, défini par H. KUNO (1968) différencie les séries tholéitiques des séries calco-alcalines. Dans les séries tholéitiques, l'enrichissement en fer des liquides résiduels se traduit par une évolution le long du côté F.M. du diagramme (A. MIYASHIRO et al., 1969). A ce "fenner trend" s'oppose un "Bowen trend" marqué par un enrichissement prononcé en alcalins, qui correspond à l'expression des derniers différenciats acides.

Dans le groupe de Chamrousse-Tabor, le "fenner trend" est bien marqué pour les termes basiques (fig. n° 36). L'ensemble des points est tiré vers le pôle des alcalins en raison des fortes teneurs en Na_2O et K_2O évoquées précédemment.

$A = Na_2O + K_2O$

$F = FeO + 0,9\ Fe_2O_3$

$M = MgO$

1 : série du Skaergaard
2 : série d'Isu-Makone
a : champ tholéïtique
b : champ tholéïtique et calco-alcalin

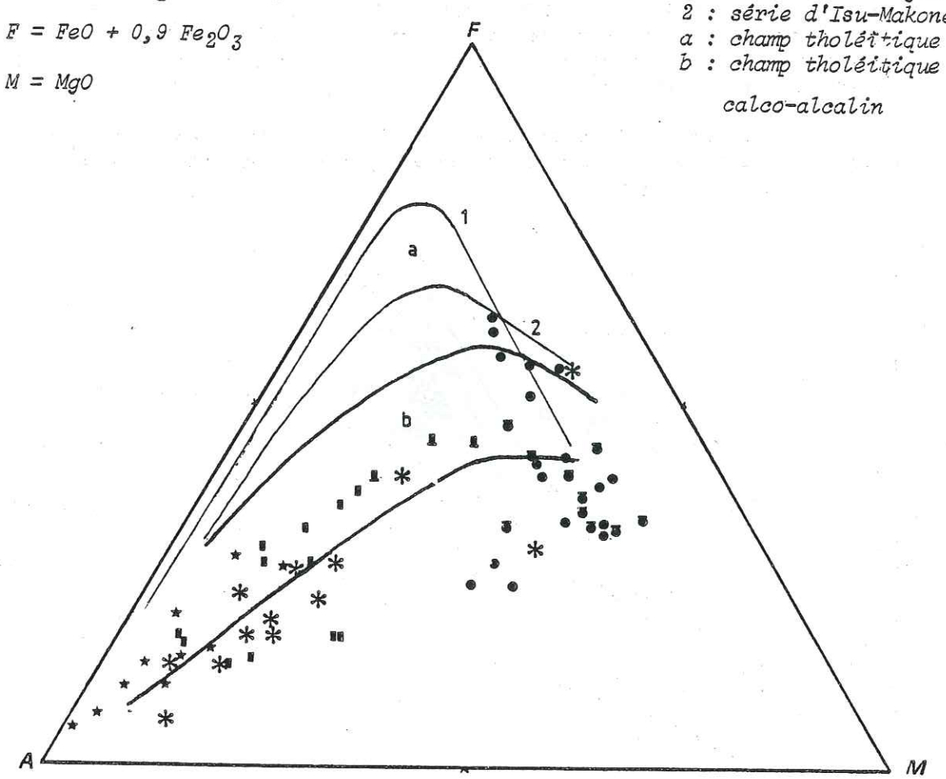


Figure n° 36 - Diagramme A.F.M. (H. KUNO, 1968). Légende : cf. fig. n° 34.

Ces résultats permettent cependant de typer une série tholéitique, même si l'évolution des termes intermédiaires et acides présente des affinités avec les séries calco-alcalines.

L'influence de la mobilité des éléments alcalins est encore trop forte dans ce diagramme et ne permet pas de caractériser avec certitude la série associée aux plagiogranites.

1.d) Diagramme Al_2O_3-FeO-MgO

Ce diagramme, proposé par M. BESSON et M. FONTEILLES (1974) est un équivalent du diagramme A-F-M. Les éléments mis en jeu sont théoriquement moins mobiles lors des processus de spilitisation. Le fenner trend est bien visible, quoique peu marqué (fig. n° 37). Néanmoins, le caractère tholéitique de l'ensemble de la série n'est pas manifeste, les points se répartissant pour l'essentiel dans le domaine calco-alcalin.

Cette disposition peut être dûe à un déplacement (enrichissement) tardif du magnésium. Il pourrait également s'agir d'une caractéristique géochimique primaire de la série associée aux plagiogranites.

La nature particulière de mon échantillonnage doit être également mise en cause puisque l'essentiel des roches basiques échantillonnées correspond à des cumulats gabbroïques et à des ortho-amphibolites qui en dérivent le plus souvent. Seuls dans cet échantillonnage, les ferrogabbros reflètent la tendance tholéitique de la série.

1 : série tholéïtique
2 : série calco-alcaline

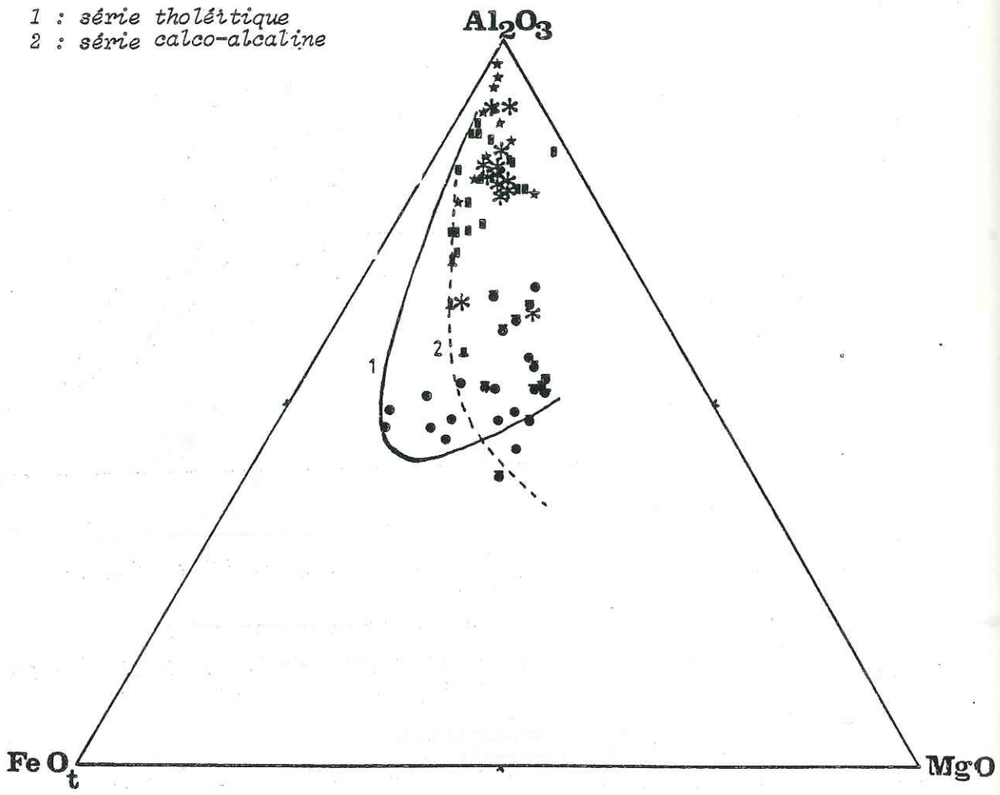


Figure n° 37 - Diagramme de M. BESSON et M. FONTEILLES (1974).
Légende : cf. fig. n° 34.

Les analyses publiées par J.L. BODINIER permettent de mieux caractériser la série (fig. n° 38). On constate en effet, après report des points correspondant aux roches basiques d'origine non cumulative (y compris les dykes tardifs) l'existence d'un fenner trend bien marqué, caractéristique d'une série tholéïtique. Ce caractère tholéïtique des roches basiques intéresse aussi bien les dykes tardifs que les matériaux basiques échantillonnés par cet auteur (dans les secteurs où j'ai prélevé les plagiogranites).

Le report des champs définis dans ce diagramme par T.H. PEARCE et al. (1977) souligne la dispersion des différents liquides dans les divers sites.

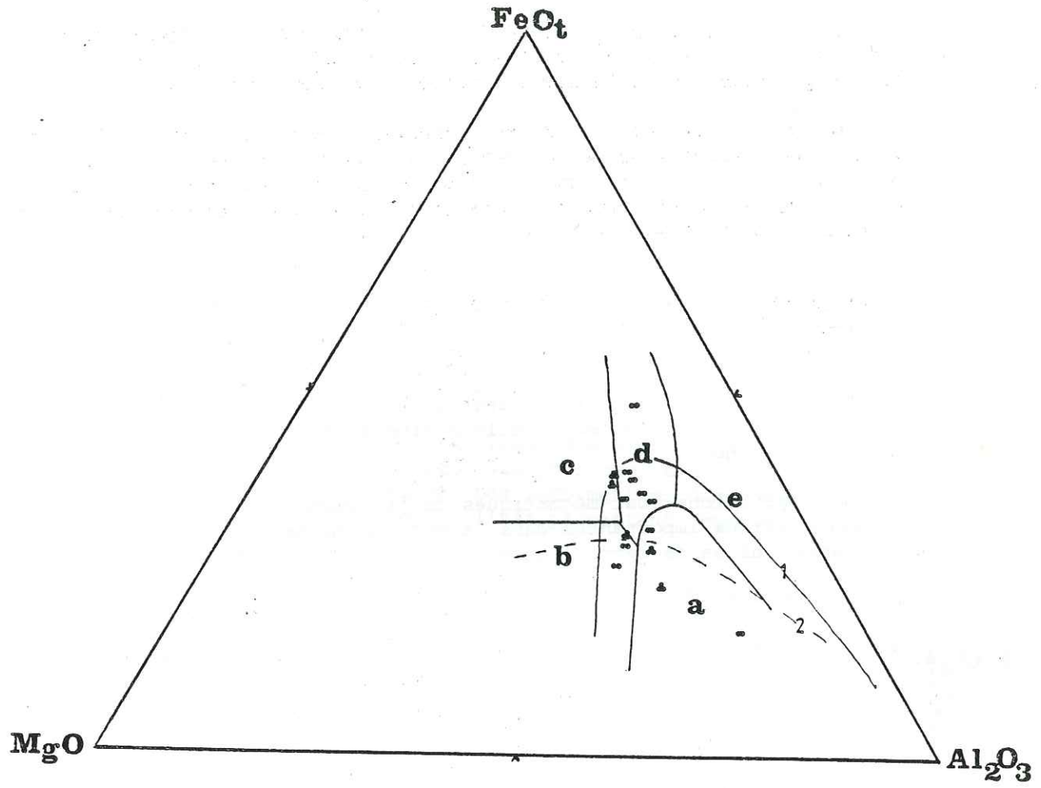


Figure n° 38 - Diagramme FeO(t) , MgO , Al_2O_3 (T.H. PEARCE et al., 1977). Analyses d'après J.L. BODINIER (1981).

•: dykes tardifs ; •• : roches basiques non cumulatives.

a : arcs insulaires et marges continentales ; b : rides et planchers océaniques ; c : îles océaniques ; d : continental ; e : îles de centre de spreading.

Une bonne appréciation du processus de différenciation de la série pétrographique peut être donnée par un diagramme où l'influence des variations éventuelles de la teneur en fer et en magnésium peut être pondérée en prenant en compte la variation du rapport de ces deux éléments.

Nous avons écarté plusieurs diagrammes qui, s'ils prennent en compte ce rapport, confrontent son évolution à celle d'éléments peu fiables comme c'est le cas pour la silice (tels que ceux de E.F. OSBORN, 1959 et certains de ceux proposés par A. MIYASHIRO, 1973).

1.e) Diagramme TiO_2 vs. FeO/MgO

Ce diagramme est surtout destiné à une typologie des séries, basée sur les roches basiques et intermédiaires (A. MIYASHIRO, 1970, 1973, 1975). Nous y avons reporté les analyses publiées par J.L. BODINIER et al. (1981).

Les dykes tardifs suivent une lignée de différenciation qui est celle des tholéites abyssaltes ("1" et "2" , fig. n° 39). Deux autres lignées se dessinent :

- la première est caractérisée par un plus fort enrichissement en titane ("c").
- la seconde suit essentiellement la lignée de différenciation du Skaergaard : le "fenner trend" y est particulièrement accentué ("2" et "b", fig. n° 39). Le report des points représentatifs, sur ce diagramme, des plagiogranites et des leptynites montre l'existence de deux lignées de roches acides.

- La première("a", fig. n° 39) se différencie à partir de termes intermédiaires riches en titane (diorites quartziques). La teneur en titane diminue ensuite dans cette lignée avec la succession tonalites-leucotonalites.

- La seconde lignée de plagiogranites ("b", fig. n° 39), très hypotitanée est moins bien caractérisée : elle évolue en effet uniquement selon le rapport FeO/MgO.

Les variations post-magmatiques de la teneur en magnésium induisent des perturbations importantes dans la succession des points représentatifs des plagiogranites de cette lignée, qui sont surtout des leptynites.

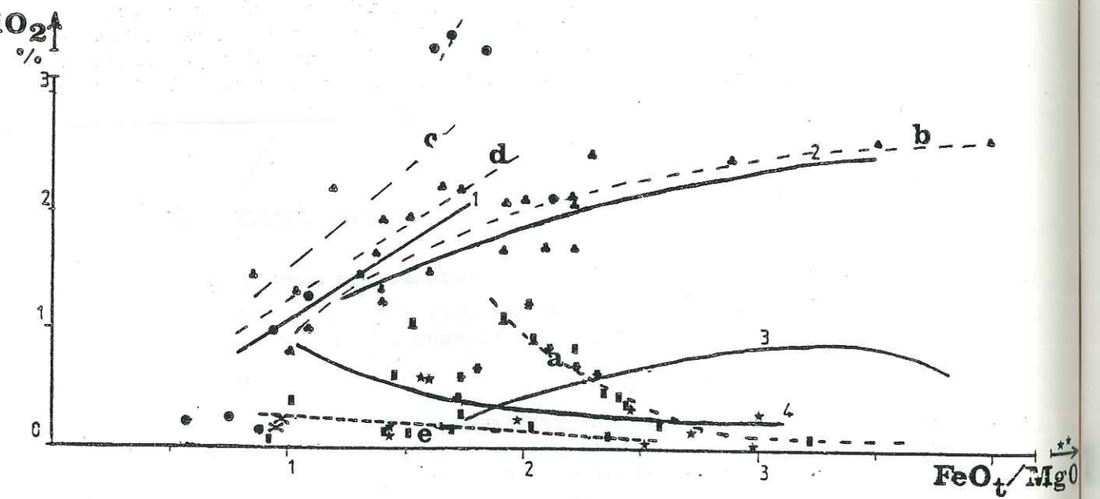


Figure n° 39 - Diagramme TiO_2 vs.. FeO/MgO (A. MIYASHIRO, 1973).

1 : tholéites abyssales,
2 : Skaergaard,
3 : Tofua,
4 : Amagi.

a : plagiogranites : lignée 1,
e : plagiogranites : lignée 2,
d : dykes (analyses : BODINIER, 1981),
c et b : basique, roches d'origine non cumulative (BODINIER, 1981).

Légende : cf. fig. n° 34.

1.f) Conclusion

Il convient de confirmer l'existence de deux lignées de plagiogranites et de mettre en évidence leurs liens génétiques avec les matériaux basiques. En particulier, les analyses d'éléments en traces pourraient permettre de valider ou d'infirmer l'hypothèse suivante :

1- Les roches basiques faiblement titanées ("b",fig.n°39) différencient des plagiogranites hypotitanés ("e", fig. n° 39).

2- Les roches basiques enrichies en titane participent à une série de différenciation où les termes acides conservent dans le début de la lignée ce cachet hypertitané.

2) Typologie des différenciats leucocrates

Les travaux portant sur la typologie des plagiogranites restent peu nombreux. De plus, les éléments utilisés pour une caractérisation géochimique sont le plus souvent mobiles. Les informations données par les différents diagrammes classiquement utilisés,permettent cependant une première détermination de ces roches.

2.a) Classification de S.J. SHAND (1951) (in CARMICHAEL et al.,1974)

Dans cette classification, les différenciats leucocrates du groupe Chamrousse-Tabor et de la série de Séchilienne se classent dans les matériaux peralumineux : du corindon normatif (cf. fig. n° 40) s'y exprime toujours. Il exprime un excès d'alumine après formation dans le calcul de la norme des feldspaths (Al_2O_3 $CaO + Na_2O + K_2O$).

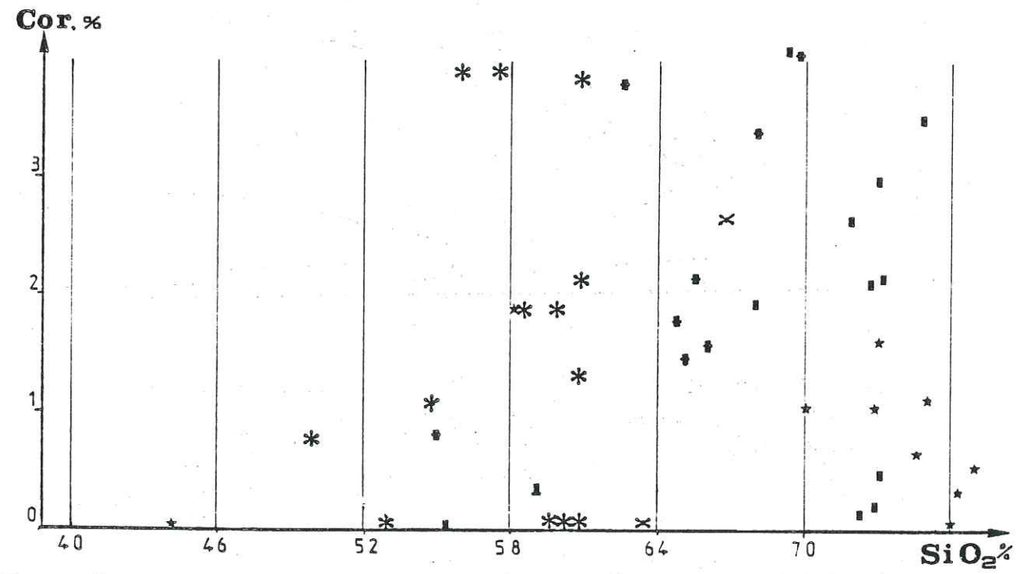


Figure n° 40 - Diagramme "corindon normatif vs. SiO_2".
Légende : cf. fig. n° 34.

Les fortes variations de la teneur en corindon normatif, dans de mêmes faciès pétrographiques et pour des teneurs en silice voisines, confirment les variations post-magmatiques importantes des teneurs en calcium, potassium et sodium. Les plus fortes valeurs en corindon en particulier, se rencontrent dans des roches appauvries en alcalino-terreux par rapport aux matériaux de même faciès.

Ce diagramme permet de confirmer le caractère originel cumulatif des granites albitiques et leur silicification ultérieure : le faciès le plus riche en corindon normatif est celui dont la teneur en silice est la plus forte (silicification) et où les teneurs en calcium, potassium, sodium, sont les plus faibles (lessivage) ; la teneur en alumine étant sensiblement la même (cf. analyses annexes).

2.b) Classification de J.T. O'CONNOR (1965)

Cette classification normative permet une approche plus précise de la définition des roches leucocrates échantillonnées. Les leucotonalites, les leptynites, certaines tonalites et albitites se rangent dans le domaine des trondhjémites (fig. n° 41).

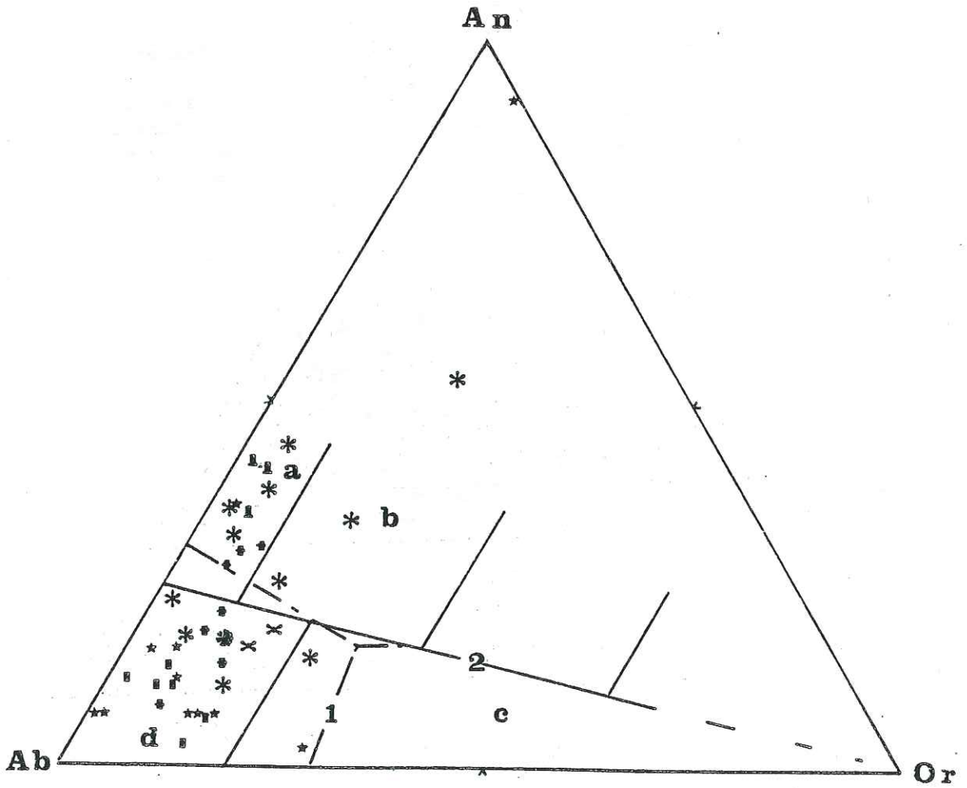


Figure n° 41 : Diagramme Ab-An-Or (J.T. O'CONNOR, 1965 ; F. BARKER et al., 1979).
Champs définis par ces auteurs : cf. fig. n° 13.
Légende cf. fig. n° 34.

Une certaine dérive du potassium est mise en évidence au niveau des leptynites, mais celle-ci reste modérée car l'orthose normative ne représente, même dans les cas extrêmes, qu'un pourcentage faible des feldspaths. Aucune roche n'appartient au champ des trondhjémites continentales défini par F. BARKER (1979).

2.c) Classification de A.L. STRECKEISEN (1973)

L'écart, vérifié faible entre le mode et la norme pour ces roches leucocrates permet d'utiliser les données de la norme CIPW, pour cette classification modale.

Les riches acides s'y rangent le long du côté PQ du diagramme Q-A-P (fig. n° 42). Ceci correspond au champ de répartition des plagiogranites ophiolitiques (c'est-à-dire des plagiogranites océaniques définis par R.G. COLEMAN et M.M. DONATO, 1979 ; cf. première partie).

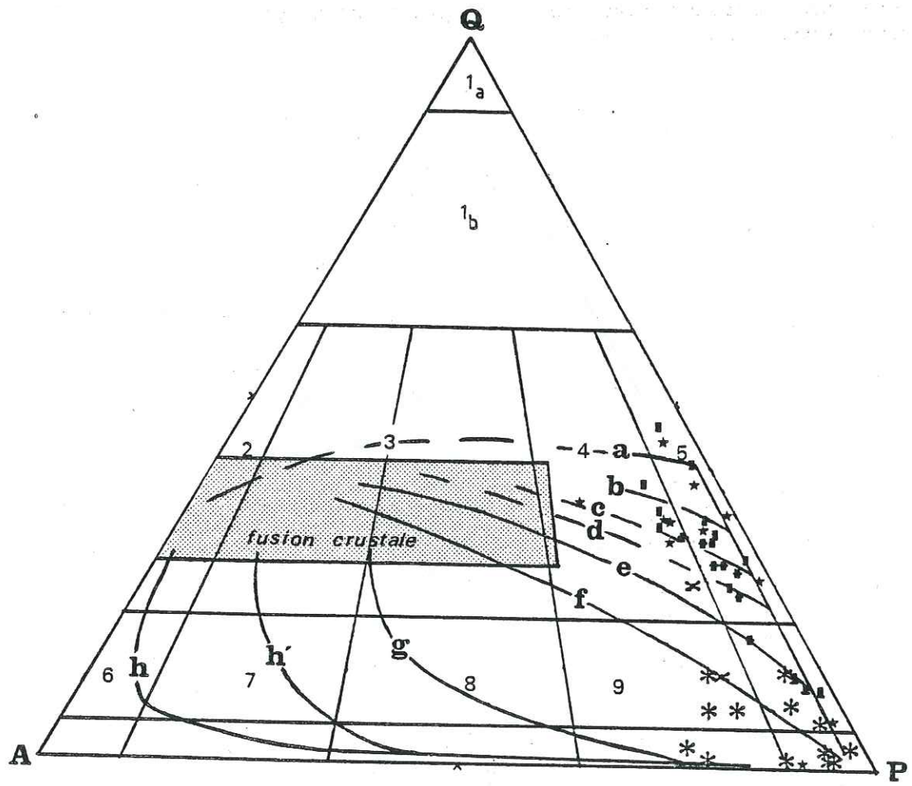


Figure n° 42 - Diagramme Q-A-P. (A.L.STRECKEISEN, 1976 ; J. LAMEYRE et P. BOWDEN, 1982).
N° 1 à 10 : cf. fig. n° 10. Lignées a à h : cf. fig. n° 29.
Légende : cf. fig. n° 34.

Les cumulats plagioclasiques se distinguent à la base du diagramme, autour du pôle P. Une dérive est perceptible en direction du pôle A. Elle correspond à un gain de potassium tardif et affecte surtout les leptynites, équivalents tectoniques des plagiogranites.

Le report sur ce diagramme des lignées définies par J. LAMEYRE et P. BOWDEN (1982) confirme,pour les plagiogranites échantillonnés,une évolution comparable à celle de la série tholéitique (Troodos, Skaergaard, fig. n° 29).

Les potassifications et des sodifications tardives qui ont affecté ces roches perturbent les tendances originelles de cette lignée et lui font mimer une lignée plus calco-alcaline. Toutefois, ce cachet calco-alcalin peut résulter d'un fractionnement particulier du magma primaire.

2.d) Diagramme Q-Ab-Or

Les points représentatifs des roches leucocrates se répartissent sur le côté Q-A de ce diagramme. Leur composition diffère donc sensiblement de l'eutectique du système ternaire (fig. n° 43) représenté par ce diagramme.

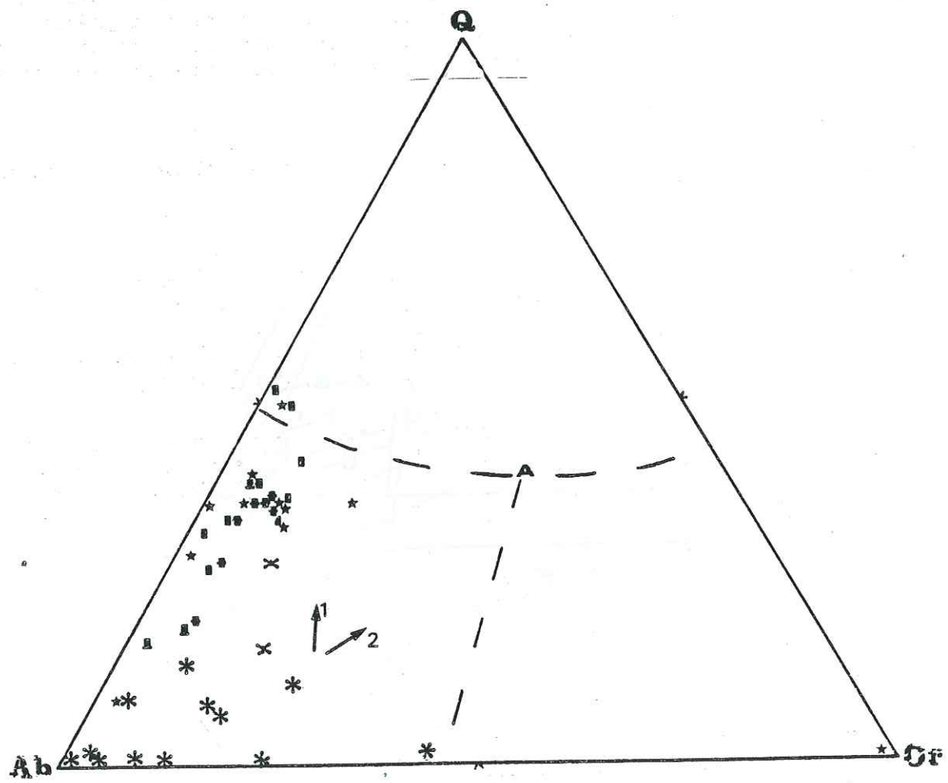


Figure n° 43 - Diagramme Q-Ab-Or. W.B.SIZE, 1979. PH_2O = 2Kb, Ab/An = 3,8

A = minimum cotectique (695°C).
1 : tendance calco-alcaline ; 2 : tendance trondhjémitique.
Légende : cf. fig. n° 34.

Cette considération, jointe aux arguments apportés par l'examen des modes de gisement et la pétrographie de ces roches, permet d'exclure une origine par anatexie crustale de ces roches. Le diagramme de J. LAMEYRE et P. BOWDEN le signalait déjà : le champ des granites d'anatexie défini par ces auteurs reste vierge de points.

La répartition des points ne suit ni le "trend" trondhjémitique, ni le "trend" calco-alcalin (définis par F. BARKER et J.G. ARTH, 1976a) Elle est beaucoup plus proche de celle des trondhjémites et diorites quartziques de l'ophiolite de Coolac (S.W. Australie , P.M. ASHLEY et al., 1983) et de la série de Pakuti (Nelle Zélande, W.J. SIVEL et J.B. WATERHOUSE , 1984). Elle y serait significative d'un fractionnement précoce du plagioclase auquel succède la cristallisation simultanée du quartz et du plagioclase. Le magma granitique a une composition qui tend vers le minimum quartz-albite pour les roches les plus évoluées. Cette interprétation s'accorde avec la nature des roches leucocrates de Chamrousse-Tabor qui se succèdent sur ce diagramme en direction du cotectique quartz-albite : cumulats plagioclasiques, diorites quartziques et granites albitiques, puis tonalites et enfin leucotonalites.

Ce diagramme Q-Ab-Or, comme le précédent (Q-A-P), met en évidence une potassification tardive (étalement vers le pôle Or des points représentatifs de certains faciès). Une silicification est également probable (ainsi qu'en témoignent certains points isolés, à plus de 50 % de quartz normatif.

2.e) Diagramme K_2O vs . SiO_2

Les potassifications tardives perturbent considérablement la répartition des points sur ce diagramme (fig. n° 44).

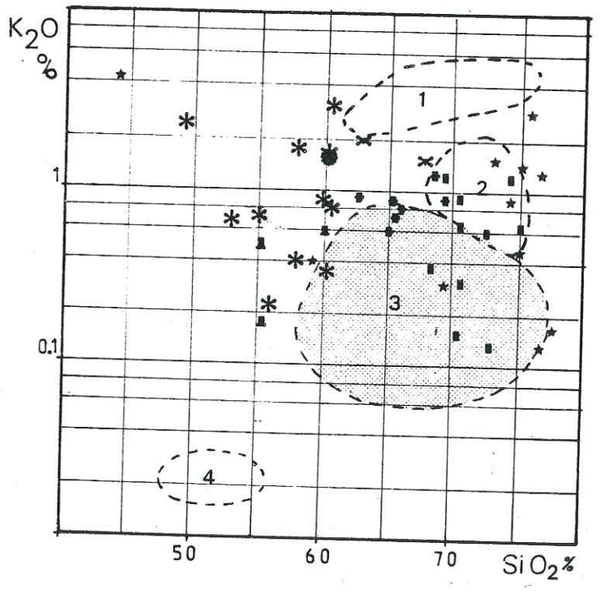


Figure n° 44 - Diagramme K_2O vs. SiO_2.

(R.G. COLEMAN et Z.E. PETERMAN, 1975).

1 : granophyres continentaux,
2 : trondhjémites continentales,
3 : plagiogranites ophiolitiques,
4 : gabbros cumulats.

Les leucotonalites ainsi que les tonalites s'enracinent dans le champ des plagiogranites ophiolitiques. La position des leptynites, ici encore , révèle un enrichissement en K_2O important de ces matériaux.

2.f) Diagramme de E.ROEDER (1951)

Les travaux de M. et D. OHNENSTETTER (cf. première partie), montrent que les plagiogranites ophiolitiques peuvent résulter de l'immiscibilité de deux liquides en fin de fractionnement.

Les ferrogabbros et les plagiogranites,sur ce diagramme (fig. n° 45), se disposent le long du champ d'immiscibilité décrit par E.ROEDDER (1951): les compositions des diffférenciats ne s'opposent pas à l'existence d'un épisode d'immiscibilité au cours de la différenciation. Cependant, seules quelques diorites quartziques et tonalites sont symétriques des ferrogabbros. Les plagiogranites, pour l'essentiel, se situent au-dessus du champs d'immiscibilité. Ce diagramme, s'il constitue un indice,demeure insuffisant pour démontrer une genèse de ces roches par immiscibilité.

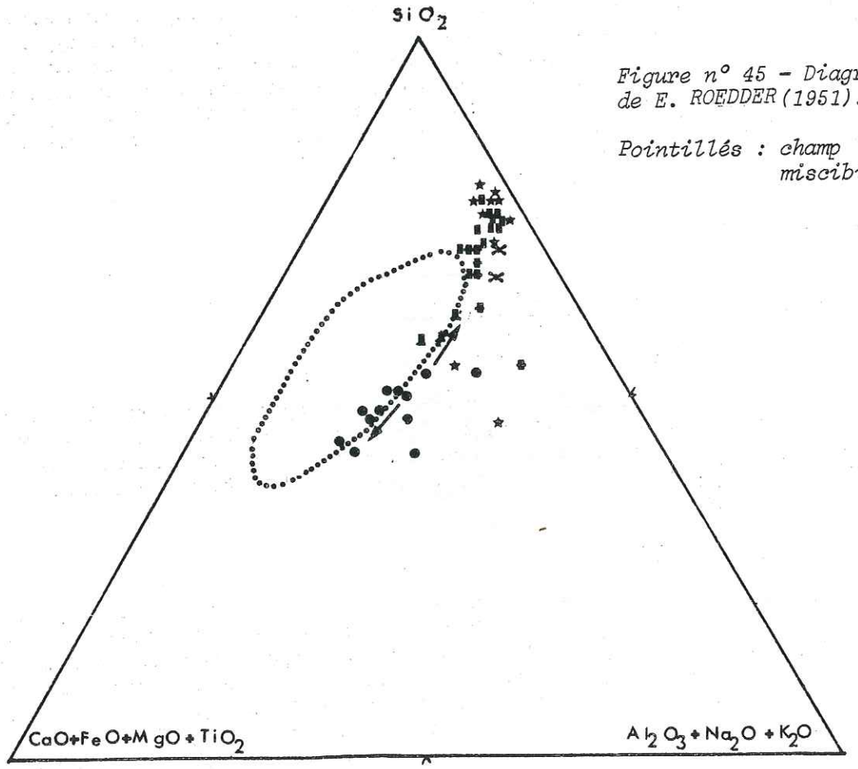


Figure n° 45 - Diagramme de E. ROEDDER (1951).

Pointillés : champ d'immiscibilité.

3) Conclusion

Malgré la très faible fiabilité des éléments utilisés pour leur typologie, les différenciats leucocrates du groupe Chamrousse-Tabor ont un chimisme qui s'accorde avec les observations pétrographiques :

- présence de roches cumulatives (albitites et anorthosites),
- présence de granites albitiques dont certains sont vraisemblablement des cumulats plagioclasiques silicifiés,
- existence d'une lignée de différenciation à diorites quartziques-tonalites-leucotonalites. Cette lignée succède aux roches basiques, après un diorite gap net,
- leptynites correspondant à des faciès tectoniques des roches leucocrates de la série, caractérisées par des potassifications et silicifications post-magmatiques. Les leptynites semblent pouvoir être groupées en une seconde lignée.

Les tonalites et leucotonalites se classent parmi les plagiogranites ophiolitiques et s'intègrent à une série de différenciation tholéitique.

Ces matériaux leucocrates ne résultent pas d'une fusion crustale. Il n'est cependant pas possible d'obtenir plus de précision dans la typologie des plagiogranites échantillonnés sur la seule base des éléments majeurs. Ainsi, la définition de deux lignées indépendantes dans ces matériaux,reste incertaine. Seule une étude précise des éléments les moins mobiles permettra de vérifier les résultats préssentis par l'utilisation du diagramme de A. MIYASHIRO (fig. n° 39).

III/ ETUDE DES ELEMENTS EN TRACES

1) Variations des teneurs dans la série

1.a) Le baryum

Les teneurs en baryum sont sujettes à d'importantes variations.L'examen du diagramme binaire Ba-Zr ne dégage aucune corrélation nette entre ces deux éléments. La distribution des points témoigne de la mobilité post-magmatique du baryum. Dans les plagiogranites, les teneurs varient entre 150 et 750 ppm.

1.b) Le rubidium

Cet élément est également mobile : pour un même type pétrographique, les teneurs varient du simple au double ; mais elles sont toutefois plus modérées que celles relevées pour le baryum. Le comportement du rubidium est très proche de celui du potassium avec lequel il montre une très forte corrélation positive. Cette corrélation est conservée lorsque s'exprime une phase importante d'hydrothermalisme post-magmatique (B. LEMIERE, 1982).Ces teneurs varient entre 5 et 50 ppm dans les divers cumulats plagioclasiques, de 25 à 50 ppm dans les tonalites et les leucotonalites. C'est également dans cette fourchette que se situent les teneurs des leptynites.

Il existe cependant des plagiogranites dont les teneurs en Rb sont beaucoup plus faibles : 7 ppm. Il est difficile de préciser si ces basses teneurs reflètent un cachet géochimique primaire ou si elles résultent d'un lessivage.

1.c) Le strontium

Il montre une bonne corrélation positive avec le calcium. Toutefois, réputé faiblement mobile (dans les basaltes : J.R. CANN, 1970), il est moins affecté par les variations post-magmatiques qui affectent le calcium. Les teneurs, relativement fortes dans certains cumulats plagioclasiques (plus de 400 ppm), diminuent des diorites quartziques aux tonalites et aux leucotonalites (environ 200 ppm).

1.d) Le zirconium

Les teneurs en zirconium sont basses (inférieures à 50 ppm) dans les termes basiques de la série (gabbros). Elles augmentent ensuite progressivement au cours de la différenciation. Le maximum (hormis dans les cumulats plagioclasiques) est atteint pour les diorites quartziques : 250 ppm. Les teneurs décroissent ensuite dans les tonalites (200 ppm) et les leucotonalites (100 ppm). Cette décroissance est dûe à la cristallisation du zircon. Quelques leptynites se distinguent par des teneurs toujours croissantes en zirconium au cours de la différenciation.

1.e) L'yttrium

Le comportement de cet élément est comparable à celui du zirconium : les teneurs des termes basiques sont basses (moins de 10 ppm, les teneurs des diorites quartziques correspondent à un maximum (40 ppm), les termes les plus acides montrent deux tendances : les uns montrent une décroissance bien marquée de l'yttrium (jusqu'à moins de 10 ppm), tandis que certaines leptynites ne sont pas affectées par cette décroissance.

1.f) Le niobium

Ses teneurs varient d'une façon proche de celle de l'yttrium et du zirconium au cours de la différenciation. Les teneurs sont plus faibles (inférieures à 10 ppm dans les roches acides) et les variations de cet élément sont plus difficiles à appréhender. Cependant, les leptynites enrichies en Zr et Y se caractérisent encore ici par des concentrations supérieures à celles des autres termes acides (15-25 ppm) et par une constante augmentation de ces teneurs.

1.g) Conclusion

Les deux lignées de différenciation mises en évidence grâce à la géochimie des éléments majeurs (diagramme de A. MIYASHIRO, fig. n° 39) peuvent être également identifiées grâce aux éléments en trace. Les leptynites de la lignée hypotitanée s'enrichissent en Y, Nb, Zr. Elles s'opposent ainsi aux plagiogranites (diorites quartziques, tonalites, leucotonalites),plus riches en titane, dont les teneurs en Y, Nb, Zr diminuent au cours des derniers stades de la différenciation.

2) Typologie des différenciats leucocrates

2.a) Diagramme Rb-Sr

Les champs définis sur ce diagramme par R.G. COLEMAN et Z.E.PETERMAN (1975), ne tiennent pas compte des phénomènes hydrothermaux tardifs affectant fréquemment les plagiogranites. D.T.ALDISS (1978) montre que l'aire des plagiogranites ophiolitiques peut s'étendre jusqu'aux trondhjémites continentales et aux granophyres de la Mer Rouge. Un enrichissement important en rubidium est perceptible pour les roches étudiées (fig. n° 46).

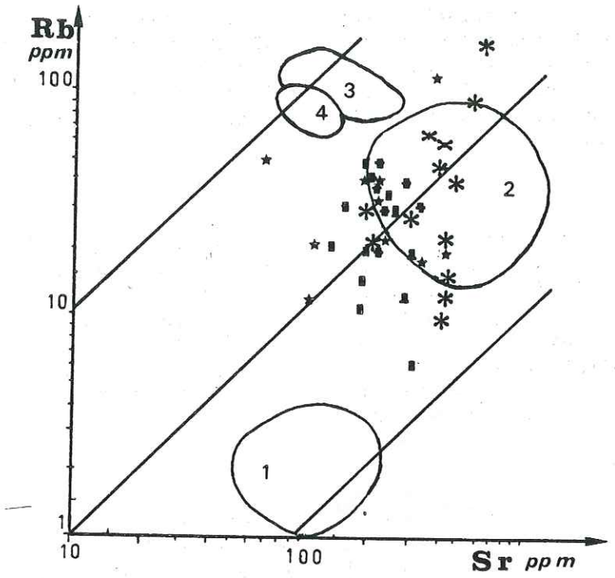


Figure n° 46 - Diagramme Rb vs. Sr (R.G.COLEMAN et Z.E. PETERMAN, 1975).

1 : plagiogranites ophiolitiques,

2 : trondhjémites continentales,

3 : granophyres continentaux,

4 : granophyres de la Mer Rouge.

C'est l'hypothèse d'un enrichissement qui est ici retenue. En effet, dans le diagramme K_2O vs. SiO_2 , les différenciats acides s'enracinaient nettement dans le domaine des plagiogranites ophiolitiques. Cet enrichissement est comparativement plus important que l'enrichissement en potassium.

Les tonalites et leucotonalites de Chamrousse-Tabor se rattachent géochimiquement aux plagiogranites ophiolitiques, sans que cette appartenance soit démontrée de façon catégorique. La déviation des teneurs observées par rapport aux champs de référence pourrait s'expliquer par un appauvrissement en potassium et rubidium de trondhjémites continentales. Toutefois,par leur gisement, par leur minéralogie et par le cortège pétrographique des roches associées, ces matériaux diffèrent nettement des trondhjémites continentales.

En raison de la mobilité importante souvent évoquée de certains éléments, il nous faut recourir pour préciser la typologie des matériaux acides à des éléments particulièrement inertes aux sollicitations des phénomènes géologiques d'altération.

2.b) Diagramme Nb vs. Y (J.A. PEARCE et al., à paraître)

Ce diagramme met en jeu deux éléments non sensibles aux altérations post-magmatiques. Il sépare nettement les granites intraplaques ("W.P.G.") des granites d'arcs insulaires ("V.A.G."). La discrimination entre les granites intraplaques et les granites des rides médio-océaniques ("O.R.G.")est marquée par une zone de recouvrement entre les granites intraplaques de croûte continentale amincie et les granites des rides océaniques transitionnelles.

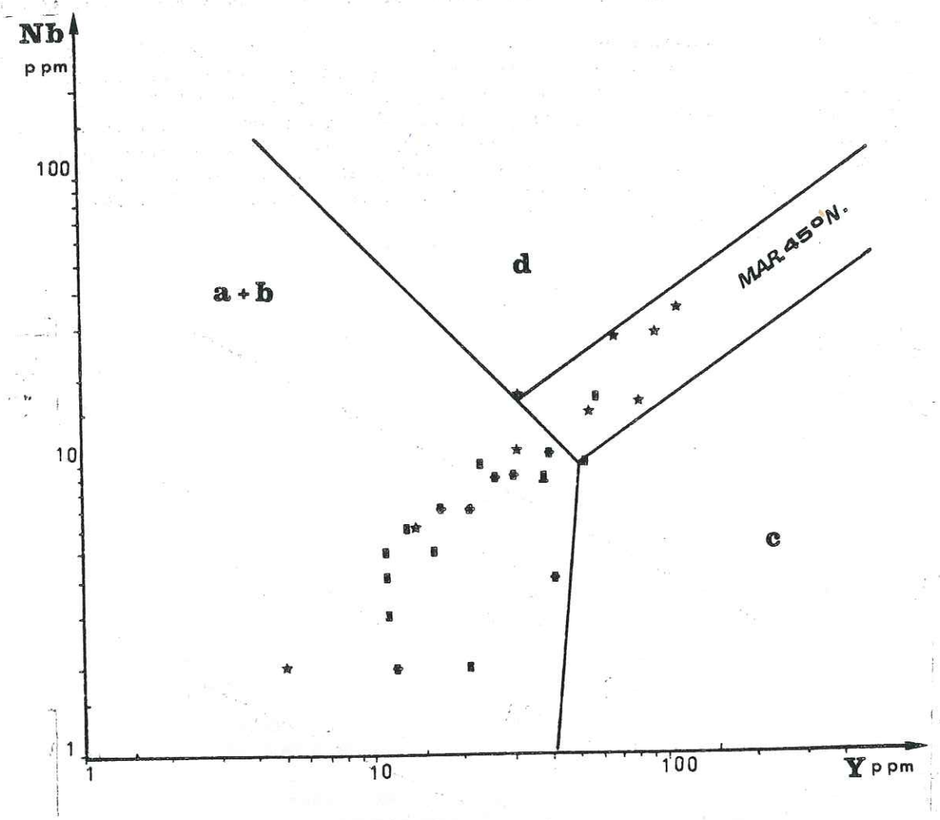


Figure n° 47 - Diagramme Nb vs. Y (J.A. PEARCE et al., à paraître).
a : granites syntectoniques (syn. COL.G.) ; b : V.A.G. ;
c : O.R.G. ; d : W.P.G. ; Légende: cf. fig. n°34; M.A.R.: Middle Atlantic ridge

Sur ce diagramme (fig. n° 47), les plagiogranites de Chamrousse-Tabor forment un ensemble d'aspect homogène. Cependant, la droite séparant les V.A.G. des W.P.G. partage le nuage en deux ensembles correspondant exactement aux deux lignées plagiogranitiques déjà identifiées. La première lignée*(diorites quartziques, tonalites et leucotonalites, riches en titane, s'appauvrissant en Zr, Nb, Y au cours de la différenciation) occupe le champ des granites d'arcs insulaires, tandis que la seconde(constituée surtout de leptynites, hypotitanées, s'enrichissant en Zr, Nb, Y)se place dans le champ intermédiaire entre les O.R.G. et les W.P.G.

Le diagramme Rb vs. Y + Nb permet de préciser le caractère des leptynites de la lignée "e".

*: lignée "a": cf. p. 106.

2.c) Diagramme Rb vs. Y + Nb (J.A. PEARCE et al., à paraître)

La droite, qui sépare sur ce diagramme les V.A.G. d'une part,des W.P.G. et O.R.G. d'autre part, sépare les mêmes roches que le diagramme précédent.

Les plagiogranites de la lignée "a" sont ici encore dans le champ des V.A.G., tandis que la lignée "e" (surtout des leptynites) se distribue dans la partie inférieure du champ des W.P.G. et le champ des O.R.G. (fig.n°48). Cette lignée correspond donc, compte tenu de l'important enrichissement en rubidium constaté (fig. n° 46), à des plagiogranites de ride océanique , transitionnelle. L'enrichissement en rubidium exclut en effet un caractère de W.P.G. pour ces roches, ce que confirment les arguments de terrain (gisement, roches associées).

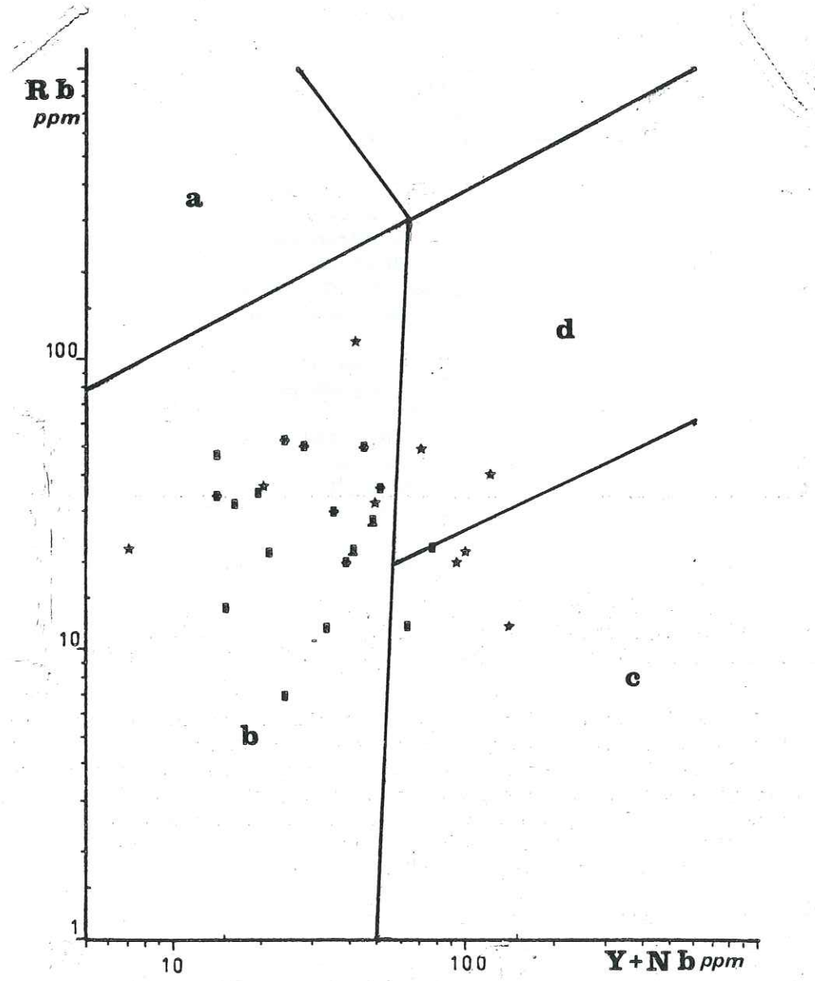


Figure n° 48 - Diagramme Rb vs. Y + Nb (J.A. PEARCE et al., à paraître).
a : syn C.O.L.G. ; b : V.A.G. ; c : O.R.G. ; d : W.P.G.
Légende : cf. fig. n°34 .

2.d) Conclusion

L'étude des éléments en traces confirme le caractère plagiogranitique des différenciats leucocrates acides rencontrés dans le massif ophiolitique de Chamrousse-Tabor. Deux ensembles différents s'individualisent au sein de ces plagiogranites :

- Une première lignée "a" correspond aux diorites quartziques, tonalites et leucotonalites. Elle est caractérisée par un cachet plus titané que la seconde, une décroissance des teneurs en Zr, Nb, Y , au cours de la différenciation. Les plagiogranites de cette lignée ont un chimisme qui les classe dans les V.A.G. définis par J.A. PEARCE et al.(à paraître).

Il faut tout de même considérer avec prudence ce dernier résultat qui établit une affinité entre les plagiogranites de Chamrousse-Tabor et les granites sodiques d'arc insulaire. Les travaux antérieurs et la présente étude ne permettent pas de confirmer l'existence d'un contexte d'arc insulaire pour la séquence ophiolitique étudiée. Au contraire, les études réalisées sur les matériaux basiques soulignent le caractère tholéitique de cette série où s'expriment des "N" M.O.R.B.

- Une seconde lignée "e" est constituée surtout de leptynites auxquelles s'associent quelques leucotonalites. Elle est faiblement titanée et s'enrichit en Zr, Nb, Y au cours de la différenciation. Ces plagiogranites se placent sur les diagrammes Y vs. Nb et Rb vs. Nb + Y , dans un champ intermédiaire entre les O.R.G. et les W.P.G. Ils correspondraient aux plagiogranites émis dans des sites de ride transitionnelle.

Cette étude des éléments en traces ne permet pas de déterminer un magma parent des plagiogranites de la première lignée ("a").

Par contre, les échantillonnages réalisés en site de ride transitionnelle (M.A.R., 45°) montrent que des plagiogranites s'y différencient(D.T. ALDISS, 1981). De plus, la présence de "E" M.O.R.B. y a été révélée par les travaux de J. TARNEY et al. (1980). Nous sommes donc amenés à formuler l'hypothèse d'un lien génétique entre les plagiogranites de la lignée "e" et les "E" M.O.R.B. qui leur sont étroitement associés (en particulier dans le groupe de Séchilienne, J.L. BODINIER et al., 1981).

L'association des "E", "T" et "N" M.O.R.B. dans l'ophiolite, permet de rapprocher le site de leur genèse d'un bassin marginal (D.A. WOOD et al., 1980 ; N.G. MARSH et al., 1980). Les "E" M.O.R.B. correspondraient aux stades précoces de l'ouverture de ce bassin marginal.

3) Etude de la différenciation

M.TREUIL , dans son étude des magmas basaltiques de l'Afar (1973),montre qu'une différenciation par cristallisation fractionnée peut être distinguée d'une fusion partielle. Sur un diagramme binaire, sont portés : en ordonnée le rapport entre deux éléments incompatibles et en abscisse le plus incompatible de ces deux éléments. La différenciation par cristallisation fractionnée se marque sur ce type de diagramme par une succession subhorizontale des points traduisant un enrichissement progressif en éléments incompatibles. La fusion partielle s'y manifeste par une très forte variation du rapport entre incompatibles et un enrichissement faible.

Nous avons retenu ici un diagramme Zr/y vs. Zr , car les variations de ces éléments ont fait l'objet d'études ultérieures précises.

Sur ce diagramme (fig. n° 49), trois types de roches peuvent être individualisées : un premier ensemble correspond aux roches basiques, un second est constitué de leptynites et de granites sodiques, le troisième est un nuage complexe où se groupent diorites quartziques, tonalites et leucotonalites.

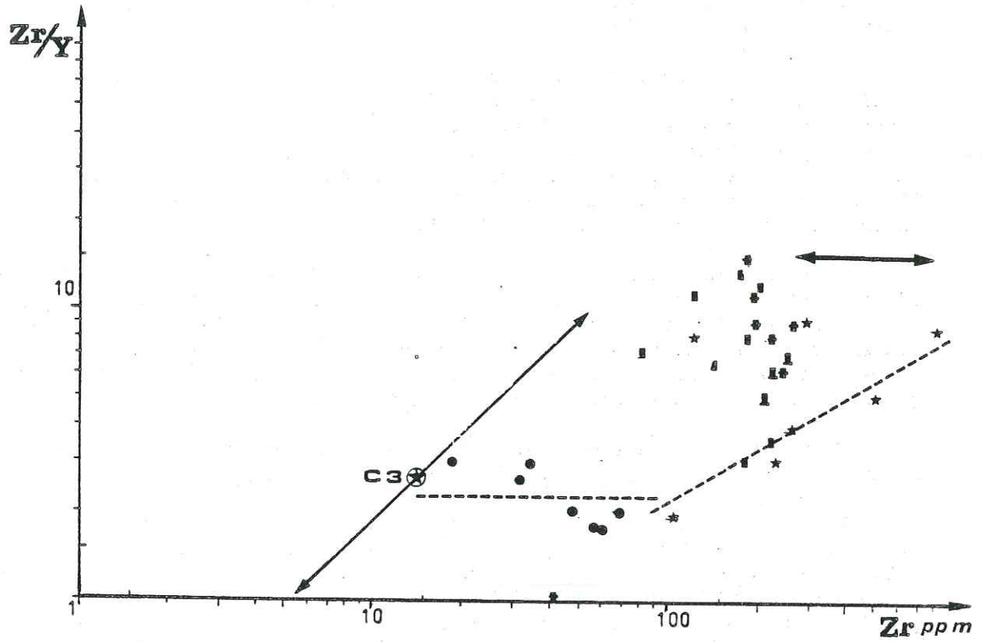
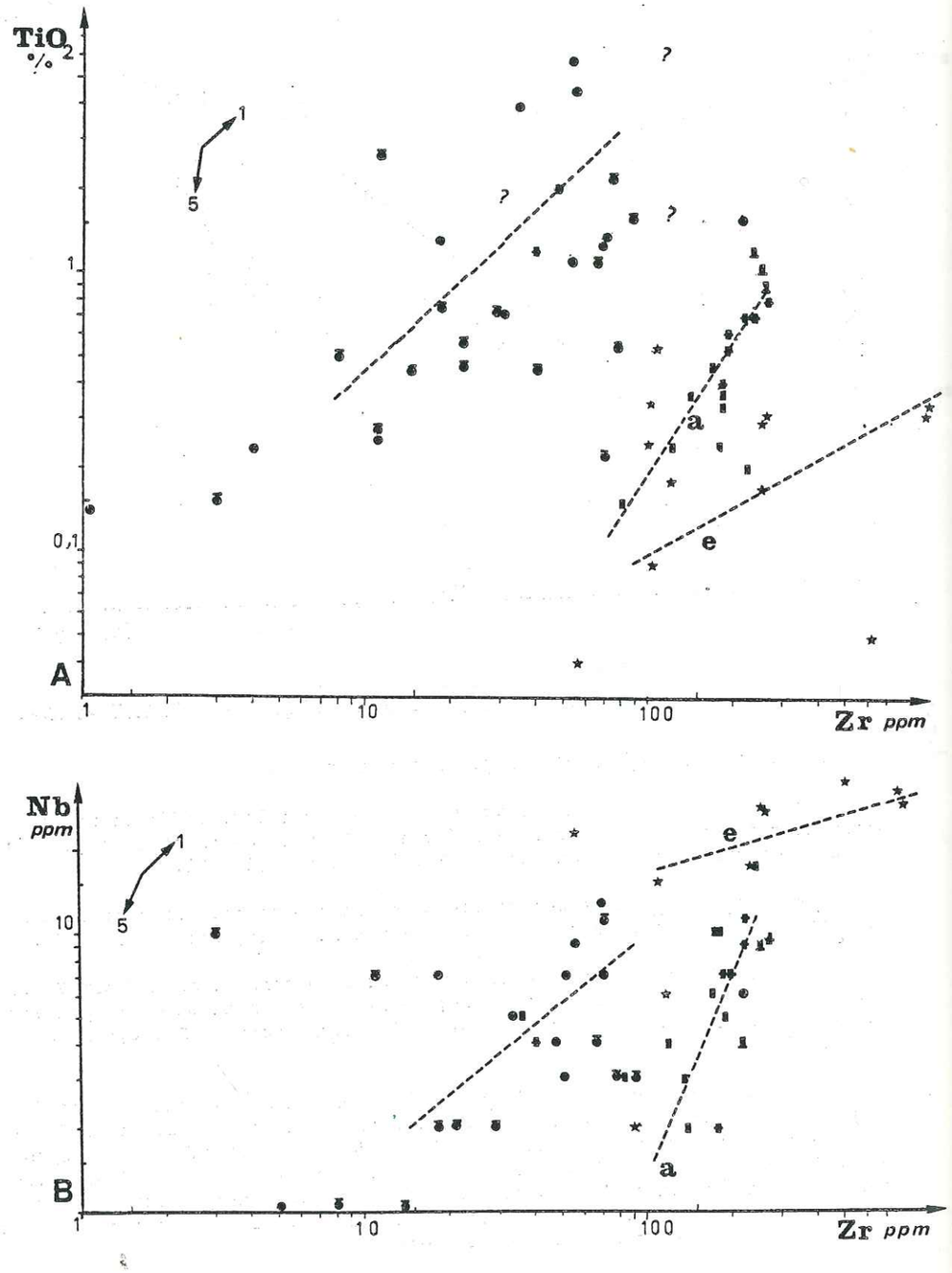


Figure n° 49 : Diagramme Zr/Y vs. Zr. Légende : fig. n°34 .
c3: Composition de la Chondrite

Les roches basiques suivent une différenciation par cristallisation fractionnée. Les faibles valeurs du rapport Zr/Y pour les roches basiques semblent indiquer qu'elles résultent du fractionnement de basaltes d'arcs insulaires et/ou de basaltes de ride médio-océanique (ces basaltes sont caractérisés par de faibles valeurs de ce rapport). Les roches basiques échantillonnées n'étant pas des liquides typés avec certitude, il n'est pas possible d'obtenir des résultats plus précis au moyen de ce diagramme.

Ce type de diagramme est conçu pour mettre en évidence des différenciations dans les roches basiques, mais il est mal adapté à une étude des roches intermédiaires et acides. D'autres diagrammes permettent de déterminer les tendances de fractionnement : les diagrammes TiO_2 v.s. Zr , Y v.s. Zr, Nb vs. Zr (J.A. PEARCE et M. J. NORRY, 1979).

Sur ces diagrammes, les roches basiques ne permettent pas de définir précisément des lignées de différenciation : leur répartition est rendue confuse par leur caractère cumulatif, de plus, plusieurs lignées peuvent coexister (fig. n° 50 , A,B,C).



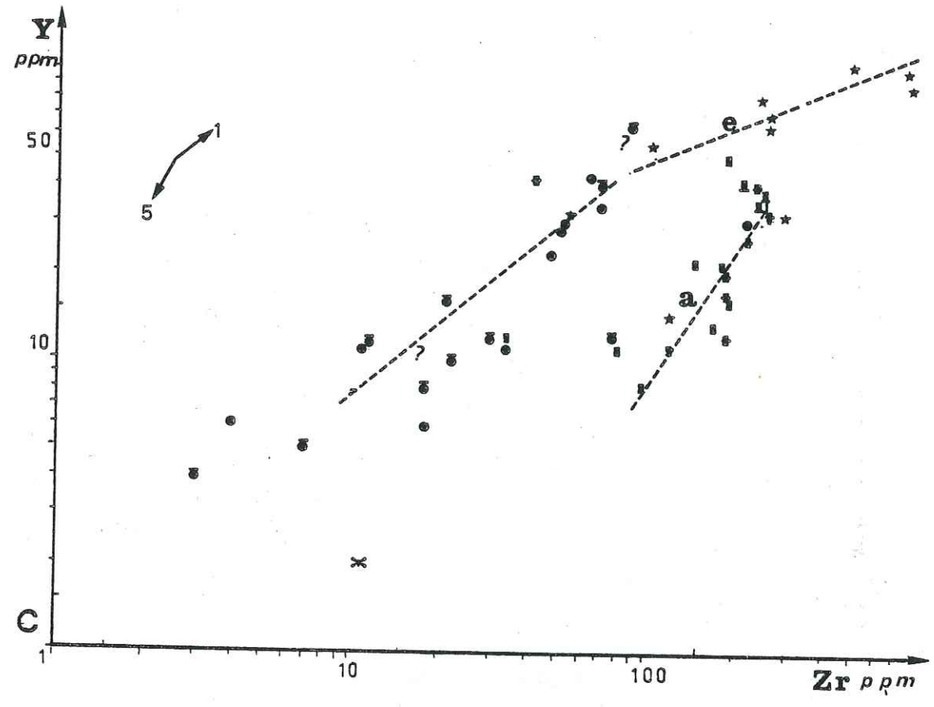


Figure n° 50 - Diagrammes TiO_2 , Nb, Y vs. Zr (d'après J.A.PEARCE et M.J. NORRY, 1979).

1, 5 : vecteurs de référence ; légende : fig. n°34 .

Cependant, l'examen des diagrammes révèle que leur différenciation suit approximativement le vecteur 1 de référence. Le mélange cristallin qui fractionne le magma a une composition : Pl. 0,5 Cpx. 0,3 Ol. 0,2 .

Les roches acides se répartissent ici encore en deux lignées bien différentes, qui correspondent à celles déjà définies (lignées "a" et "e").

Les plagiogranites sont ceux qui figuraient dans le champ des V.A.G. (fig. n° 47 et 48). Ils suivent la lignée de différenciation correspondant au vecteur 5 de référence qui exprime le fractionnement de Pl. 0,6 Bi.0,15Am. 0,2 Mt. 0,05.

Les plagiogranites de la lignée "e" correspondant à ceux qui ont été rapportés au fonctionnement d'une ride transitionnelle suivent une différenciation plus difficile à interpréter. Aucun des vecteurs habituels proposés par J.A. PEARCE et M.J. NORRY (1979) ne rend compte de cette différenciation de plagiogranites. Par contre, il est qualitativement possible de constater le rôle certain du plagioclase, de l'apatite, de la magnétite et peut-être de l'amphibole dans ce fractionnement.

Conclusion

Ces diagrammes permettent de confirmer l'existence de deux lignées de différenciation des plagiogranites. Ils ne permettent pas de mettre en évidence un cogénétisme entre les matériaux basiques analysés.

4) Conclusion

Les éléments en traces permettent une définition précise des plagiogranites du groupe de Chamrousse-Tabor. Ceux-ci se classent en deux groupes bien distincts. Le premier groupe correspond aux V.A.G. définis par J.A.PEARCE et al. (à paraître), tandis que le second correspond à des O.R.G. intermédiaires.

Le caractère légèrement calco-alcalin des matériaux analysés peut être lié au caractère mixte du site tectonique envisagé : un bassin marginal. Les plagiogranites de la lignée "e", étroitement associés sur le terrain aux "E" M.O.R.B. dans la série de Séchilienne seraient précoces. Un cogénétisme entre ces plagiogranites et les "E" M.O.R.B. ne pourra être mis en évidence que par une étude fine de la différenciation. A cet égard, les terres rares apportent des informations précieuses.

Les plagiogranites qui se classent dans les V.A.G. semblent pouvoir être rattachés à la lignée basique définie. Cependant, cette lignée n'est pas établie avec suffisamment de précision pour apporter des résultats sûrs. Elle est constituée en effet, pour l'essentiel, par des matériaux à tendance cumulative.

La dispersion forte des points représentatifs du matériel basique peut d'autre part témoigner d'une pluralité des lignées.

Il semble cependant que les plagiogranites de la lignée "a" se différencient à partir de ce matériel basique constitué surtout de cumulats gabbroïques. Après le "diorite gap" déjà signalé, se manifestent dans cette lignée : des diorites quartziques, des tonalites, des leucotonalites. L'étude des terres rares pourra permettre d'éclaircir la différenciation particulière de cette lignée plagiogranitique.

IV/ ETUDE DES TERRES RARES

1) Les roches basiques

Les dosages portent sur un basalte associé aux leptynites de la série de Séchilienne et sur deux ferrogabbros associés aux plagiogranites du sommet de la masse métagabbroïque de l'ophiolite proprement dite (secteur de Combe Oursière) ; les spectres de ces deux types de matériaux diffèrent sensiblement (fig. n° 51).

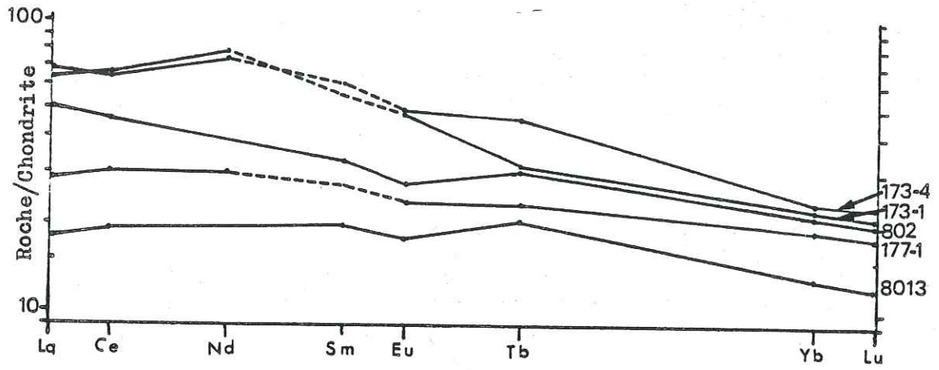


Figure n° 51 - Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites 173-4 et 173-1 : ferrograbbros ; 117-1 : basaltes ; 802 et 8013 : E et T M.O.R.B., d'après J.L. BODINIER (1981).
(les teneurs en samarium sont extrapolées)

1.a) Les basaltes

L'échantillon analysé (n° 177-1) présente un spectre relativement plat, marqué par une légère anomalie négative en europium. Le rapport La/Yb est de 1,48 : les L.R.E.E. sont légèrement plus enrichies que les H.R.E.E. Sa richesse globale en R.E.E. place ce spectre entre les E M.O.R.B. (n° 802) et les T M.O.R.B. (n° 8013), définis par J.L. BODINIER (1981). La teneur en cérium, légèrement supérieure à la teneur en lanthane permet de le rapprocher des T M.O.R.B., comme le suggère également la teneur élevée en Nb (10 ppm).

1.b) Les ferrogabbros

Les deux échantillons analysés présentent des spectres proches (n° 173-1 et 173-4). Une différence est perceptible au niveau de l'europium qui marque une anomalie légèrement négative dans un cas (173-4) et légèrement positive dans l'autre (173-1). Le caractère positif de cette anomalie dans l'échantillon 173-1 est lié à la présence de cristaux de plagioclase cumulatif en plus grande quantité (environ 10 % de feldspath normatif de plus que la moyenne habituelle (cf. tableau n° 2 , annexes A3).

Les rapports La/Yb sont proches (2,72 et 2,90). Ils traduisent un enrichissement modéré en L.R.E.E. par rapport aux H.R.E.E. Les spectres de R.E.E. de ces ferrograbbros se placent au-dessus des spectres des E M.O.R.B. Ils correspondent à des liquides très enrichis en R.E.E. (compte-tenu du caractère basique de ces matériaux), donc hautement différenciés.

2) Les différenciats leucocrates à caractère cumulatif

Deux types de matériaux se distinguent dans ces roches (fig. n° 52). Le premier type correspond à un cumulat plagioclasique anorthositique (169-10 , cf. analyses : annexe n° A3).

Le second type pétrographique correspond à des tonalites (15-7 et 173-2 , cf. analyses : annexe n° A3).

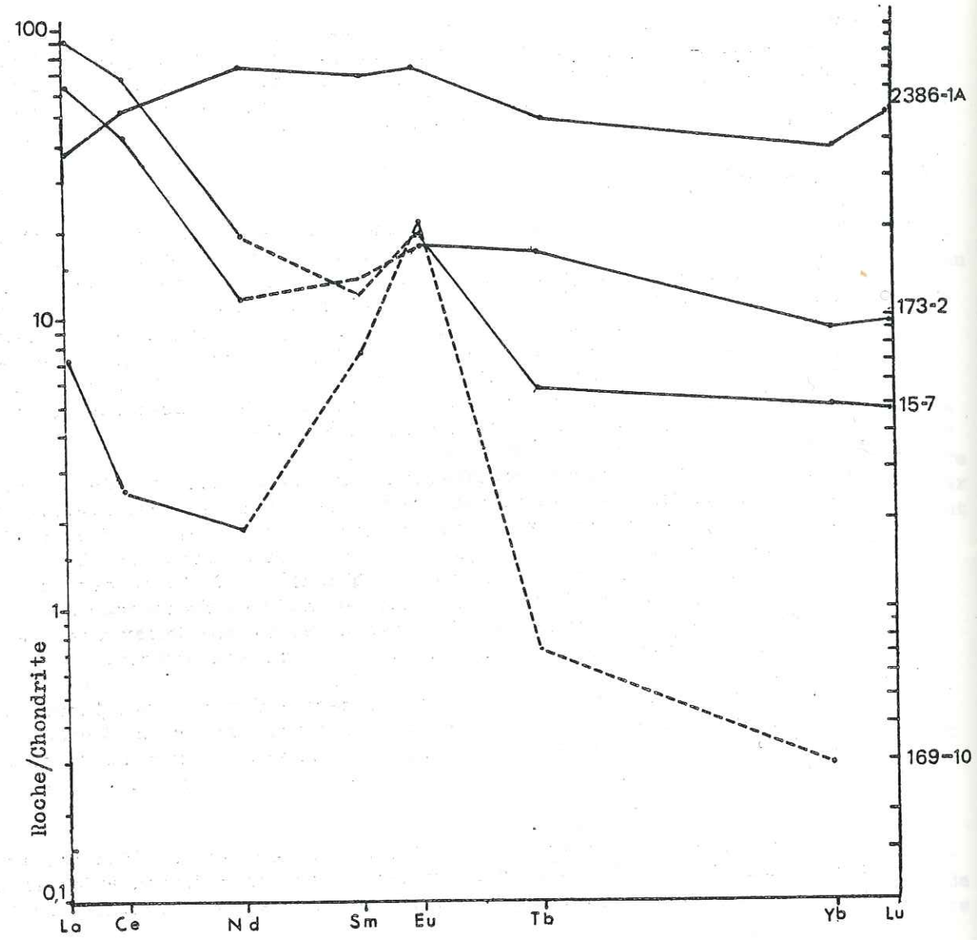


Figure n° 52 - Courbes de normalisation aux chondrites des cumulats plagioclasiques 169-10 : anorthosite ; 15-7 et 173-2 : tonalites ; 2386-1A : albitite corse (d'après A. COCHERIE, 1978).

2.a) L'anorthosite

Le profil est déterminé à partir de valeurs estimées pour le samarium et le terbium. Une anomalie positive en europium,très importante,s'y dessine. Elle correspond au caractère essentiellement feldspathique de ce type de matériel (plus de 80 % de feldspath normatif, tableau n° 2,annexes A3).Le rapport La/Yb est de 25. Il traduit un fort enrichissement en L.R.E.E. par rapport aux H.R.E.E. Cette roche a une teneur en R.E.E. très faible, qui est liée à son caractère peu différencié et cumulatif. L'apatite peut jouer un rôle dans l'appauvrissement observé dans les termes moyens des terres rares, et dans le développement de l'anomalie positive en europium. Cette apatite

est observée dans les cumulats gabbroïques mélanocrates, associés à l'anorthosite considérée. Il n'est pas surprenant que les cumulats plagioclasiques différenciés à partir de ces gabbros soient appauvris des éléments pour lesquels l'apatite présente un fort Kd*. La pente négative du spectre s'explique également par la présence de hornblende brune magmatique dans ces gabbros.

2.b) Les tonalites

Les valeurs du samarium sont également estimées. Les profils présentent une anomalie positive en europium bien marquée. Cette anomalie s'explique comme précédemment par la proportion de feldspaths dans ces roches et par la présence d'apatite dans le matériel parent. Cette anomalie positive en europium souligne leur caractère cumulatif. Les rapports La/Yb sont très différents d'un échantillon à l'autre (6,9 et 18,5). L'échantillon 15-7 montre en effet un très fort enrichissement en L.R.E.E. (de l'ordre de 100 X chond.), tandis que les H.R.E.E sont très appauvries (5 X chond.). Ces différences d'enrichissement sont plus modérées dans l'échantillon n° 173-2.

Ces deux tonalites sont caractérisées par des spectres très fractionnés au niveau des L.R.E.E. et peu ou pas fractionnés au niveau des H.R.E.E. Elles s'opposent ainsi nettement aux"albitites"corses (n° 2386-1 A , fig. n°52) qui présentent des spectres assez plats et sub-horizontaux, dont le rapport La/Yb est proche de 1 et un enrichissement global en R.E.E. important (80 X chond.). La proportion d'amphibole dans le matériel fractionné au cours de la différenciation, antérieurement à ces tonalites de Chamrousse, est sans doute plus importante que dans le cas des albitites corses.

En effet, les albitites corses s'exprimeraient par cristallisation fractionnée d'un liquide siliceux produit par immiscibilité, en compagnie d'un liquide ferrotitané riche en clinopyroxène (ce minéral fixe préférentiellement les H.R.E.E., mais à un Kd très faible en regard de celui de l'amphibole).

Les différences de teneur en H.R.E.E., relevées entre l'échantillon 15-4 et l'échantillon 173-2, peuvent s'expliquer par des différences de richesses en H.R.E.E. du matériel parent (appauvri dans le cas de l'échantillon 15-7).

3) Les plagiogranites

L'examen des spectres de R.E.E. permet de distinguer deux types nettement différents de plagiogranites (fig. n° 53 et 54). Le premier type correspond aux plagiogranites qui se classaient parmi les V.A.G. (classification de J.A. PEARCE, à paraître ; cf. pp. précédentes), tandis que le deuxième, représenté essentiellement par les leptynites de la série de Séchilienne,se classait dans un domaine intermédiaire entre les granites intraplaques (W.P.G.) et les plagiogranites de ride océanique (O.R.G.,dans la même classification).

L'étude de la différenciation a permi de les rattacher respectivement à une lignée "a" et à une lignée "e".

3.a) Les spectres de plagiogranites de lignée "a"

Certaines des teneurs en samarium et en gadolinium sont estimées.Ces spectres présentent un certain nombre de caractères originaux par rapport à ceux que l'on observe habituellement dans ce type de plagiogranite (fig. n° 53).

+Kd: coefficient de partage minéral/liquide

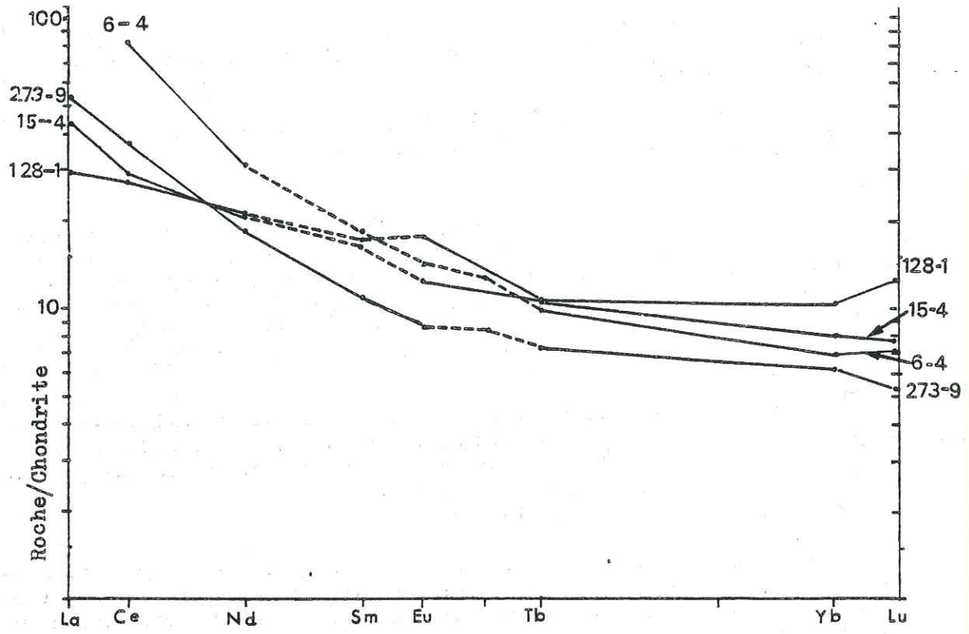


Figure n° 53 - Courbes de normalisation aux chondrites des plagiogranites de lignée "a".

128-1 : tonalite ; 15-4 , 6-4 : tonalites ou leucotonalites (M = 10) ; 173-9 : leucotonalite.

- Les spectres ne présentent qu'une anomalie négative très faible en europium, cette anomalie peut être inexistante (15-4).

- Le terme le plus siliceux (273-9) est le moins riche en terres rares (cf. normes, tab. n°A3 , annexes).

- La pente des spectres est négative, l'enrichissement en L.R.E.E. est fort (jusqu'à 100 X chond), alors que les H.R.E.E. ne sont pas fractionnées.

Les rapports La/Yb permettent de plus de distinguer deux types de spectres : les uns ont un fort rapport (6-4 : 16,33 ; 273-9 : 8,66), les autres ont des valeurs plus faibles (15-4 : 5,2 ; 128-1 : 2,67).

Le problème qui se pose à l'observation de ces spectres est de déterminer un matériel parent pour ces plagiogranites, ainsi qu'un mécanisme de différenciation.

Ces spectres miment ceux qui s'observent pour les granites sodiques archéens ou certaines granodiorites des "greenstones belts" (cf. 1ère partie). Cependant, le gisement des plagiogranites de Chamrousse est très différent de celui de ces grands massifs qui résultent de fusion partielle de matériel mantellique, de plus, il ne s'y manifeste pas de fractionnement important des H.R.E.E. D'autre part, les observations pétrographiques et de terrain, les arguments géochimiques précédemment invoqués permettent d'écarter l'hypothèse d'une anatexie superficielle.

Les plagiogranites ne peuvent dériver des E ou des T M.O.R.B. : bien qu'étant plus riches en L.R.E.E. que ces basaltes, ils sont beaucoup plus déprimés en H.R.E.E.

Si ces plagiogranites se différenciaient à partir des E ou des T M.O.R.B., leur teneur en R.E.E. serait globalement plus élevée que dans ces basaltes.

Ils ne dérivent pas non plus des N M.O.R.B. : le travail de terrain montre que les plagiogranites sont antérieurs au complexe filonien auquel se rattache ce type de basalte dans le massif UB-B de Chamrousse-Tabor. Le seul matériel qui puisse être rapproché des plagiogranites est constitué par les divers cumulats plagioclasiques. Les spectres de ces deux catégories de roches (plagiogranites et tonalites à caractère cumulatif) présentent en effet de fortes similitudes :

- existence de deux types de spectres (enrichis en L.R.E.E.et déprimés en H.R.E.E. et plus pauvres en L.R.E.E. et enrichis en H.R.E.E.),
- même allure générale du spectre : fort fractionnement des L.R.E.E. et fractionnement presque nul des H.R.E.E.,
- teneurs en R.E.E. similaires.

Le mécanisme de différenciation des plagiogranites ne peut être une silicification des termes cumulatifs : celui-ci aurait pour conséquence une dilution importante (de 20 à 30 %) des teneurs en R.E.E. Or , un échantillon (6-4) est plus enrichi en L.R.E.E. et les teneurs en samarium sont plus fortes dans les plagiogranites que dans les roches cumulatives.

Seul le mécanisme de "filter press" (G. PROPACH, 1976) permet de prendre en compte les différents éléments exposés. L'enrichissement en silice qui se manifeste, s'il provoque un certain effet de dilution des R.E.E.,reste proche d'un fractionnement classique qui s'accompagne d'un enrichissement en éléments incompatibles. De plus, par ce mécanisme, peut être expliqué le refroidissement du bain dans lequel cristallisent les zircons : la composition du liquide qui cristallise est celle d'un plagiogranite, mais les températures peuvent être progressivement plus faibles au fur et à mesure que ce liquide poursuit sont évolution. Ceci correspond aux différents types de zircons typés dans l'ophiolite, dont les caractéristiques étaient plus ou moins proches des granodiorites. Ce modèle s'accorde avec les observations de terrain(association étroite des plagiogranites, des cumulats plagioclasiques et gabbroïques.

3.b) Les spectres de plagiogranites de lignée "e"

Les plagiogranites analysés sont des leptynites de la série de Séchilienne. Ces leptynites font partie de la lignée hypotitanée identifiée précédemment et enrichie en éléments incompatibles (Nb, Y, Zr, REE).

Les spectres sont caractérisés par une anomalie négative en europium bien marquée (fig. n° 54). Ils présentent un fort enrichissement en REE.Le rapport La/Yb varie entre 3,67 et 6,86 : les LREE sont plus enrichies que les HREE. Une légère concavité se dessine au niveau des LREE. Ces spectres sont comparables à ceux publiés par D.T. ALDISS (1981). Ils présentent un enrichissement légèrement plus fort en REE : les plagiogranites de croûte océanique dont la publication d'ALDISS fait état, sont des diorites quartziques (n° 159-38, fig. n° 54), donc des matériaux moins différenciés et en conséquence moins enrichis en REE.

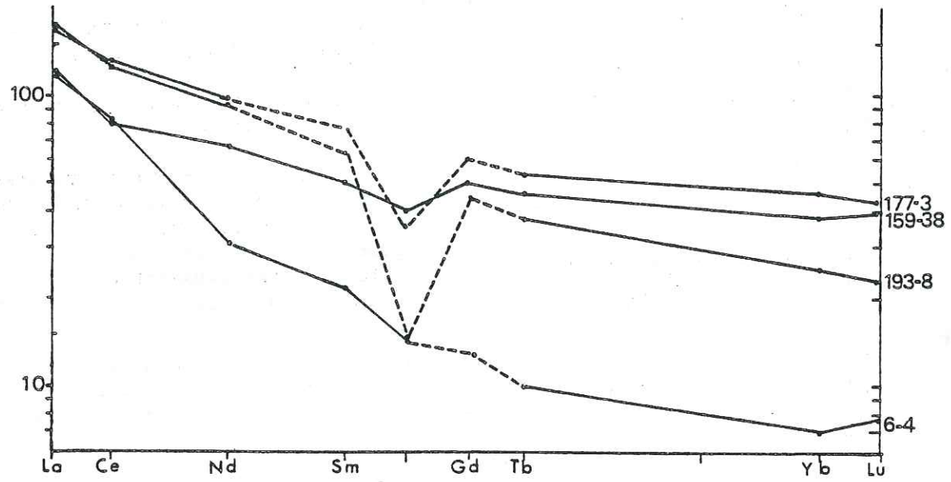


Figure n° 54 - Courbe de normalisation aux chondrites des leptynites de la lignée "e".

177-3, 193-8 : leptynites de la série de Séchilienne ; 159-38 : diorite quartzique échantillonnée sur le site MAR 45°, d'après D.T. ALDISS (1981) ; 6-4 : plagiogranite dérivé des cumulats plagioclasiques dans la série de Séchilienne.

Ces plagiogranites dérivent vraisemblablement des E M.O.R.B. signalés dans la série de Séchilienne par J.L. BODINIER (1981).

L'observation de ce type de plagiogranite dans un massif ophiolitique, permet de reconsidérer l'origine de ce matériel, en le mettant en liaison avec les distinctions récentes faites entre les différents types de basaltes.

4) Conclusion

L'étude des REE permet de déterminer l'existence de deux types de plagiogranites bien distincts dans le massif UB-B de Chamrousse-Tabor et la série de Séchilienne. Les premiers semblent présenter un mode de différenciation original pour ce type de matériel : ils dérivent vraisemblablement de cumulats plagioclasiques par un mécanisme de filtre presse.Les seconds, présents surtout dans la série de Séchilienne,sont produits par la différenciation de liquides parents du type E M.O.R.B.

Le diagramme proposé par J.G. ARTH (1979) apporte un argument supplémentaire à cette hypothèse (fig. n° 55) : les plagiogranites dérivés des basaltes correspondant aux stades précoces de l'ouverture du bassin marginal déjà évoqué, se placent dans le champs des trondhjémites hypoalumineuses océaniques. Par contre, les plagiogranites dérivés des cumulats plagioclasiques se disposent dans des secteurs qui ne correspondent pas aux champs définis sur ce diagramme : ils sont trop enrichis en Yb ou trop déficitaires en alumine pour être attribués au champ des trondhjémites continentales.Leur dispersion est d'autre part trop grande pour que l'on puisse définir une position intermédiaire entre ces deux sites.

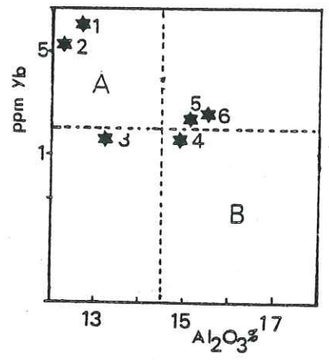


Figure n° 55 - Diagramme Yb vs. Al_2O_3 (d'après J.G. ARTH, 1979).

1 et 2 : leptynites de Séchilienne, dérivées des E M.O.R.B. ;

3,4,5,6: plagiogranites du massif UB-B et de la série de Séchilienne.

A, B : cf. fig. n° 27.

V/ CONCLUSION A L'ETUDE GEOCHIMIQUE ET PETROGRAPHIQUE DU MASSIF UB-B CHAMROUSSE-TABOR

Parmi les roches leucocrates du massif UB-B, nous avons pu mettre en évidence l'existence de plusieurs types pétrographiques :

- des cumulats plagioclasiques divers (anorthosites et albitites),
- des diorites quartziques,
- des tonalites,
- des leucotonalites,
- des leptynites.

Les cumulats plagioclasiques, les diorites quartziques, les tonalites et les leucotonalites sont étroitement associés à des cumulats gabbroïques et des ferrogabbros au sommet de la séquence ophiolitique. Les leptynites sont essentiellement cantonnées dans la série volcanosédimentaire de Séchilienne, qui surmonte l'ophiolite proprement dite (polarité originelle reconstituée).

Ces roches s'apparentent aux plagiogranites ophiolitiques par leur site géologique (association avec des roches basiques très différenciées , telles que des ferrogabbros en sommet de séquence ophiolitique) et par leurs caractères géochimiques (matériaux hypersodiques et hypopotassiques).

L'étude des teneurs en éléments traces (Zr, Y, Nb) et des terres rares permet de mettre en évidence,parmi ces plagiogranites, deux lignées de différenciation de ces matériaux :

- La première (lignée "a") regroupe les diorites quartziques, les tonalites et les leucotonalites. Ces roches suivent une différenciation caractérisée par une décroissance des teneurs en Zr, Y et Nb. Les spectres de terres rares présentent des caractéristiques originales pour ce type de matériel.Une différenciation de ces roches par un mécanisme de filtre presse, à partir des cumulats gabbroïques, semble pouvoir expliquer :

1- l'absence de matériel parent géochimiquement compatible avec ces roches,
2- l'allure des spectres de terres rares,
3- les températures anormalement basses du magma où cristallisent les zircons typés dans ces plagiogranites.

Toutefois, une modélisation mathématique basée sur les dosages des terres rares dans les matériaux intermédiaires (anorthosites et albitites) entre les plagiogranites et les cumulats gabbroïques, serait nécessaire pour établir de façon plus certaine ce modèle.

- La seconde (lignée "e") est surtout constituée des leptynites présentes dans le groupe de Séchilienne. Ces roches sont hypotitanées et ont des teneurs, comparativement aux précédentes (lignée "a"), plus fortes en Zr, Y, Nb. Les spectres de terres rares, ainsi que la position qu'occupent ces matériaux sur les diagrammes Y vs. Nb et Rb vs. Y + Nb (caractéristique d'un site de ride transitionnelle) peuvent être déterminés par une filiation à partir des E M.O.R.B. auxquels ils sont associés dans le groupe de Séchilienne. Ici encore, une modélisation mathématique de la différenciation pourrait confirmer cette filiation.

L'étude des plagiogranites appartenant au groupe de Séchilienne et à l'ophiolite de Chamrousse-Tabor, ne conduit pas à établir de différences de site géotectonique entre ces deux groupes. Les résultats obtenus sont en accord avec le schéma déjà proposé (J.L. BODINIER et al., 1981) de genèse du complexe UB-B au niveau d'une ride océanique. L'évolution de la composition des termes basaltiques (E, T, puis N M.O.R.B.), la nature des plagiogranites associés aux E M.O.R.B. (intermédiaires entre les W.P.G. et les O.R.G.), le fait que ces E M.O.R.B. et les plagiogranites associés correspondent à une phase précoce d'élaboration du complexe ophiolitique, semblent être compatible avec un modèle d'ouverture et d'extension d'un bassin marginal. Cependant, compte-tenu de la difficulté que l'on rencontre à typer géochimiquement avec certitude ce site géotectonique, cette hypothèse est à considérer avec prudence : le cadre géostructural (marge continentale ou arc insulaire) de ce bassin marginal n'a en effet pas été identifié.

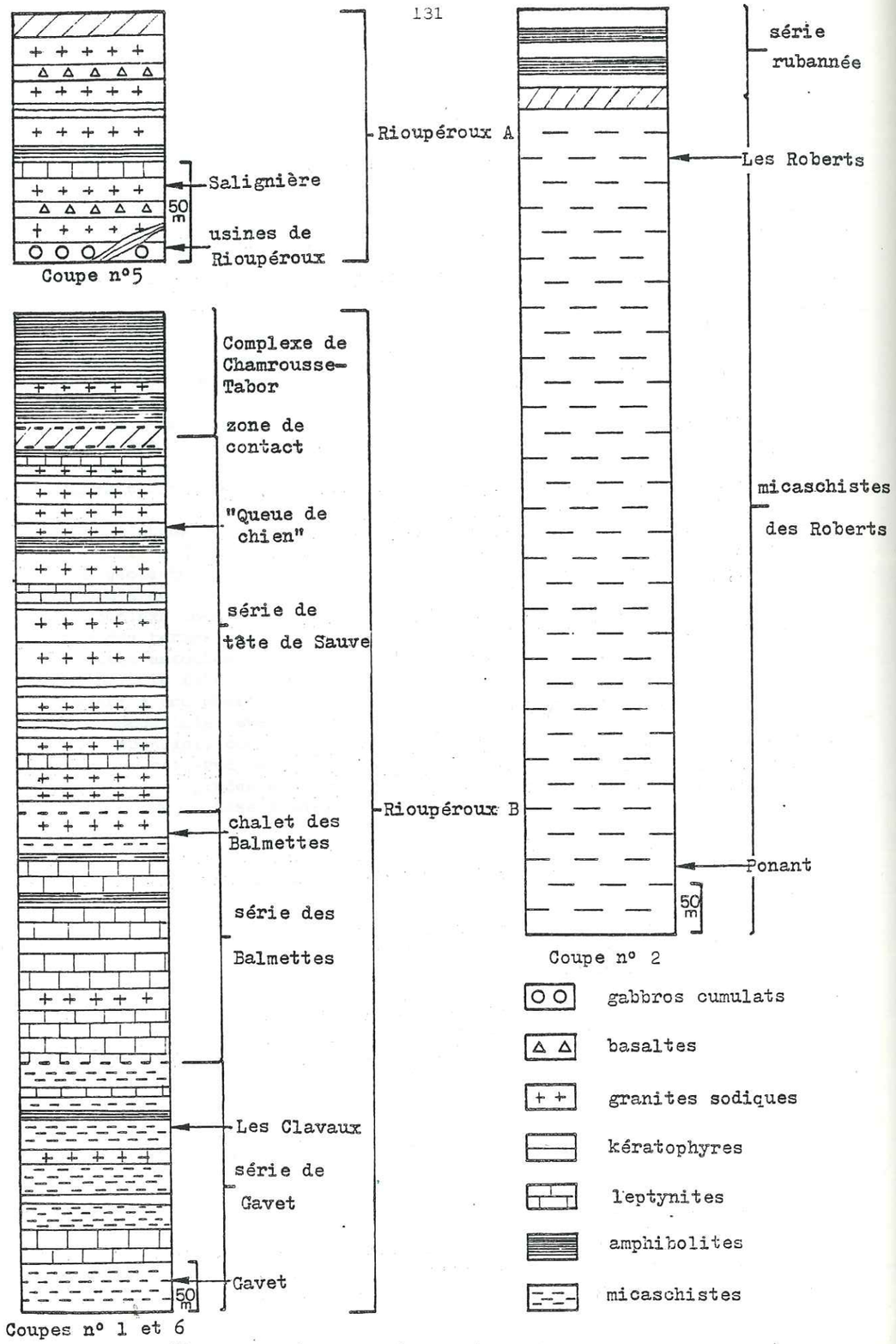


fig. n°56: Coupes lithostratigraphiques; formation de Rioupéroux et unité des micaschistes des Roberts (tracé des coupes: cf. fig. n°5)

TROISIEME PARTIE

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES GRANITES SODIQUES ET DES ORTHOLEPTYNITES DU GROUPE DE RIOUPÉROUX-LIVET

A/ PÉTROGRAPHIE

I/ INTRODUCTION

Les coupes lithostratigraphiques levées le long de la vallée de la Romanche (fig. n°56 , 57), nous ont conduit à distinguer deux formations dans le groupe de Rioupéroux-Livet. Ces formations sont celles de Rioupéroux et celle de Livet. Dans la première , deux unités sont distinguées (Rioupéroux A et Rioupéroux B).

L'unité de Rioupéroux A affleure à l'Ouest du village de Rioupéroux. Elle correspond au versant sud du massif de Belledonne et s'étend du village de Salignière jusqu'au hameau de Ponant.

L'unité de Rioupéroux B fait face à l'unité de Rioupéroux A sur le versant nord du massif du Taillefer. Les premiers affleurements qui apparaissent le long de la vallée de la Romanche se situent à proximité de l'usine électro-chimique de Gavet. Cette unité est ensuite observable le long de la route forestière de Rioupéroux, puis au delà du chalet des Balmettes, le long de la piste de "Queue de Chien".

La formation de Livet se développe à l'amont du hameau de Ponant jusqu'à l'accident multiple de "La Pra". Nous y avons distingué trois unités :

- les micaschistes des Roberts,
- l'unité de la Balme ("série rubannée"),
- l'unité du granite de Livet.

Le travail de terrain effectué permet d'élaborer une nouvelle interprétation de la nature et de la disposition des terrains qui affleurent , dans cette partie de la vallée de la Romanche (colonnes lithostratigraphiques n° 1 à 6 ; coupe A-B ; fig. n°56).

II/ MODES DE GISEMENT DES GRANITES SODIQUES ET DES ROCHES ASSOCIEES

1) La formation de Rioupéroux

Le contact entre la formation de Rioupéroux et celle de Livet n'a pu être observé sur le terrain. Cependant, les directions de stratification des unités de Rioupéroux A et B et celle des micaschistes des Roberts sont différentes :

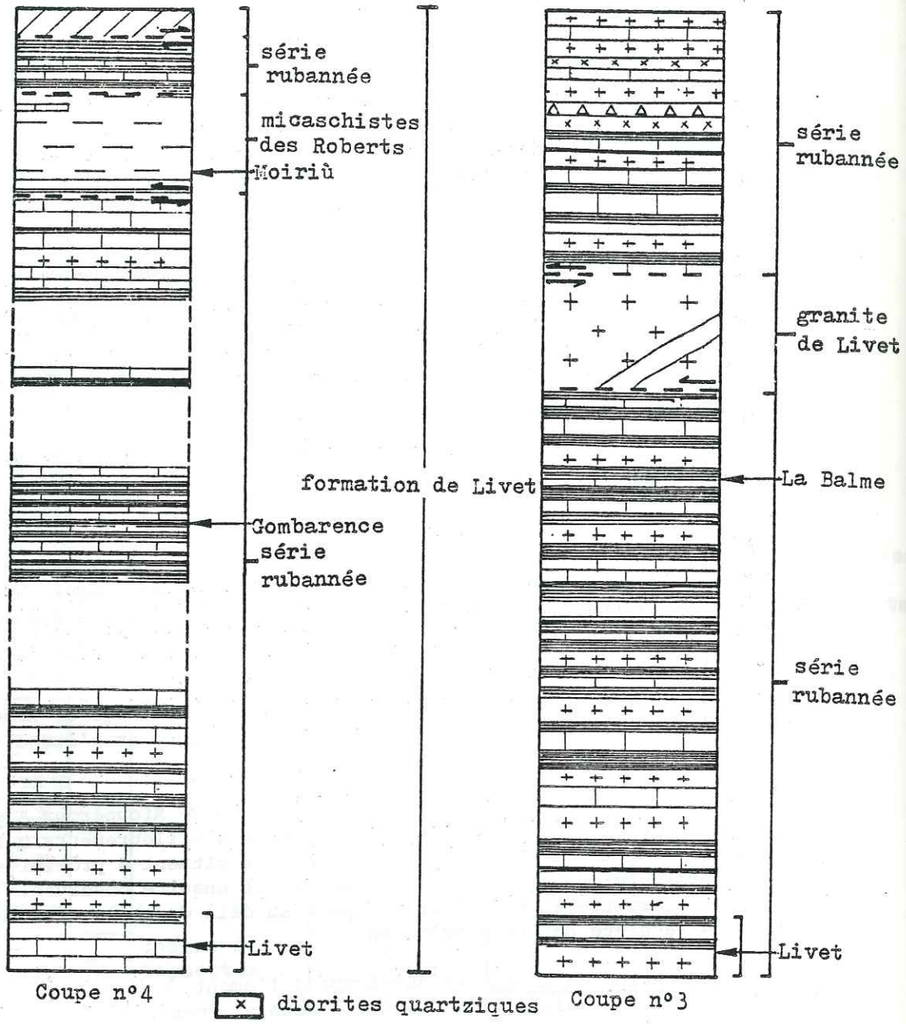


Fig. n° 56 : Coupes lithostratigraphiques; formation de Livet

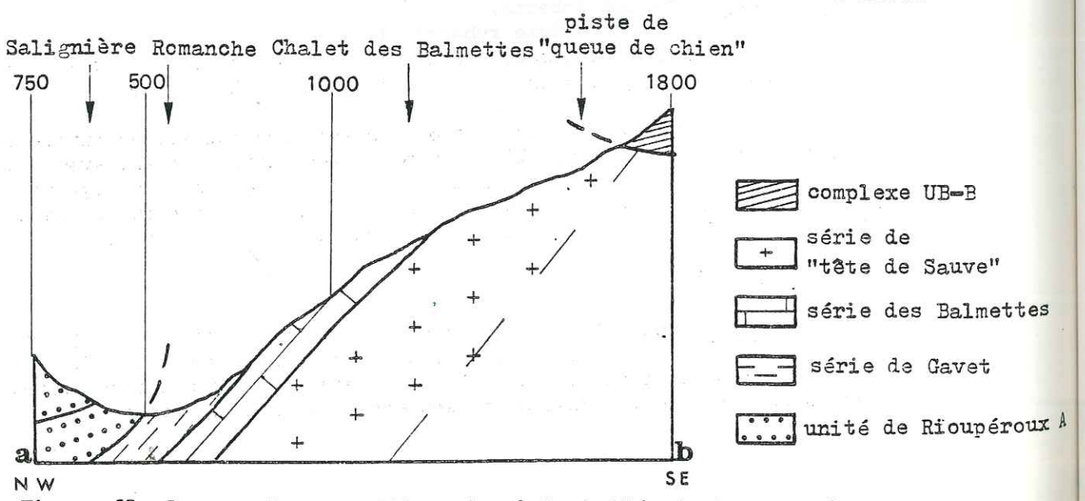


Fig. n° 57 : Coupe A-B, perpendiculaire à la vallée de la Romanche (cf. fig. n°5)

Les unités de Rioupéroux A et B sont de direction ENE-WSW, tandis que l'unité des micaschistes des Roberts est sub-méridienne. Le contact entre ces formations qui diffèrent au plan des gisements et de la pétrographie serait un contact tectonique.

1.a) L'unité de Rioupéroux A

Cette unité se présente comme une épaisse série (100 à 150 m), tronquée à sa partie supérieure par le contact tectonique avec la série de Séchilienne. C'est une superposition de filons-couches, d'épaisseur métrique, qui affleurent de façon continue sur une longueur de plusieurs centaines de mètres (photo n° 44). Ils sont bien observables dans la zone que les crues de la Romanche nettoient.

La pétrographie y est variée : gabbros cumulats, basaltes porphyriques et aphyriques, amphibolites, granites sodiques et kératophyres.

- Les cumulats gabbroïques

. Macrofaciès : Ils sont comme tous les termes pétrographiques qui affleurent dans ce secteur, recouverts d'une patine blanchâtre provenant des déchets pulvérulents émis par les industries proches. L'observation sur le terrain en est rendue très difficile. Les minéraux ferromagnésiens de ces gabbros sont verdâtres et les feldspaths sont beige vert clair. Les ferromagnésiens forment des plages anastomosées centimétriques et étirées par une légère foliation, ils "flottent" dans la matrice feldspathique.

. Gisement : Ces cumulats gabbroïques se présentent en gros sills (photo n° 46), observables à l'affleurement sur plusieurs dizaines de mètres. Ils ont une puissance visible de deux à trois mètres en moyenne, mais leur position basale au sein de la série ne permet pas d'en observer le plancher : celui-ci se trouve sous le niveau de la vallée. De ce fait, l'épaisseur générale de ces sills ne peut être précisée.

Il leur est superposé une formation épaisse où dominent les granites sodiques, associés à des kératophyres. Le contact entre ces gabbros cumulats et les granites sodiques se fait par une zone écrasée d'une épaisseur de quelques cm.

- Les basaltes

. Macrofaciès : Ils sont équants ou légèrement étirés, très sombres. Les faciès porphyriques présentent des cristaux millimétriques.

. Gisement : Ces basaltes forment d'épaisses coulées d'épaisseur parfois plurimétrique. Ils remobilisent des plagiogranites, en enclaves plus ou moins boudinées (photo n° 45) ou anguleuses. Ils peuvent s'interdigitter avec ceux-ci en niveaux complexes caractérisés par une intrication des deux types de matériaux lorsque les déformations tectoniques sont intenses.

- Les amphibolites

. Macrofaciès : A l'affleurement, ce matériel présente un grain variable, le plus souvent millimétrique. L'altération météorique lui donne une patine verdâtre, plus claire que celle des basaltes. Les sections polies montrent des amas plagioclasiques dispersés dans une trame ferromagnésienne fine.

. Gisement : Ce sont des niveaux métriques correspondant vraisemblablement à des filons-couches de métabasaltes.

Parmi ces roches, sont identifiés des termes plus leucocrates, qui constituent des niveaux plus ou moins sombres dans lesquels s'injectent des granites sodiques. Ces granites "emballent" des enclaves arrondies (de quelques dizaines de centimètres carrés) d'amphibolites. Le contact est net,parfois sinueux.

- Les granites sodiques

. Macrofaciès : Ces roches équantes, leucocrates, ont un grain millimétrique. Il s'y observe des petits cristaux de plagioclase, de dimension millimétrique. Les minéraux ferromagnésiens de couleur vert sombre y sont disséminés en particules de dimension inframillimétrique ou groupés en petits amas millimétriques.

. Gisement : Ils constituent le plus souvent de gros sills d'épaisseur métrique à décamétrique. Ces sills apparaissent soit superposés aux cumulats gabbroïques précédemment évoqués, soit interstratifiés avec des filons de basaltes ou avec des amphibolites qui semblent correspondre à des métatuffs.

- Les granites sodiques peuvent être également enclavés dans des filons-couches basaltiques (photo n° 45). Ils y constituent des masses ovoïdes étirées. Cet étirement et ce boudinage du matériel granitique n'affecte pas le basalte. Si la consolidation du magma granitique est antérieure à celle du magma basaltique, ce matériel acide reste encore très plastique lors de sa remobilisation par le liquide basaltique.

- Les granites sodiques sont également associés à des kératophyres. Les filons kératophyriques sont enclavés dans les sills plagiogranitiques, mais ils remobilisent des petits fragments granitiques centimétriques. Les contacts granite sodique/kératophyre sont très sinueux, "en choux fleur" (photo n° 47). Ils évoquent, ainsi que les remobilisations du granite, une antériorité de celui-ci, mais un état encore plastique lors des intrusions kératophyriques.

- Ces granites sodiques remobilisent des fragments leptyniques, certains sombres et d'autres hololeucocrates. Le contact est net et droit. Les leptynites hololeucocrates non observées à l'affleurement n'ont pu être identifiées que sur des sections de roche polies. Elles sont antérieures aux émissions granitiques.

- Les kératophyres

. Macrofaciès : Ce sont des roches grises, claires. Les minéraux ferromagnésiens y forment des petites taches allongées. La muscovite peut donner à ces roches un aspect satiné. Certains de ces kératophyres présentent des taches blanchâtres, centimétriques, qui s'individualisent dans la mésostase et qui sont constituées de petits cristaux automorphes de plagioclase.

. Gisement : Ces kératophyres constituent des filons et des sills:

- Les filons sont d'épaisseur pluridécimétrique et se suivent à l'affleurement sur plusieurs mètres. Ces kératophyres recoupent les gabbros cumulats (photo n° 48). Ils sont obliques sur leur foliation. Ils s'injectent également dans des amphibolites.

- Les sills, d'une épaisseur variant entre 50 cm et 1 m , alternent avec les sills de granite sodique et les sills basaltiques.

1.b) L'unité de Rioupéroux B

Les observations effectuées le long de la vallée de la Romanche (rive gauche, nord de Gavet et secteur des Clavaux), sur la route forestière de Rioupéroux, sur la piste de "Queue de Chien" et sur la piste de "Plan Jauve", permettent d'individualiser trois sous-ensembles dans cette unité. Le sommet stratigraphique de l'unité de Rioupéroux B est représenté par la "série de Gavet" ; il lui succède la "série des Balmettes" ; la base est constituée de la série de "Tête de Sauve". Le relevé des pendages permet d'établir un schéma structural (fig. n°57) de cette unité.Les différences pétrographiques, minéralogiques entre les unités de Rioupéroux A et B (cf. pp. suivantes) nous conduisent à les dissocier et à les considérer comme étant probablement des écailles tectoniques,juxtaposées.

Le contact entre ces deux écailles n'est pas observable, car masqué par les alluvions quaternaires qui se trouvent dans la vallée de la Romanche.

- La série de Gavet

Celle-ci constitue le sommet stratigraphique de l'unité de Rioupéroux B : elle affleure le long de la vallée de la Romanche et est observable le long de la route forestière de Rioupéroux. Il est difficile de déterminer la limite supérieure de cette série le long de la route forestière en raison de la similitude de faciès entre les leptynites qui constituent la majorité des termes pétrographiques de la série des Balmettes et les leptynites auxquelles passent graduellement les micaschistes de Gavet. Toutefois, au-dessus de la seconde épingle de la route forestière (alt. 765 m), les "micaschistes" ne se manifestent que très rarement et en formations d'épaisseur réduite, correspondant probablement à des shear-zones. Si leur faciès converge avec celui des micaschistes détritogènes de la série de Gavet , ils n'ont pas la même signification. C'est dans ce secteur que nous placerons la limite supérieure de la formation de Gavet.

Cette série de Gavet est constituée de leptynites et de micaschistes dans lesquels sont présents quelques filons de granite sodique et de kératophyres. Le passage entre les micaschistes et les leptynites est progressif et récurrent: il y a augmentation périodique de la granulométrie et diminution de la trame micacée. Des leptynites franches peuvent apparaître . Ces passages sont désordonnés, sans continuité latérale et verticale.

. Les micaschistes :

. Macrofaciès : C'est un matériel de couleur gris vert, homogène, qui présente des lentilles quartziques étirées dans la foliation.Ces lentilles quartziques ont une épaisseur centimétrique et une extension infradécimétriques. Ces micaschistes sont riches en muscovite, chlorite et biotite ; la roche a un aspect satiné.

. Gisement : Ils constituent des niveaux d'épaisseur métrique à décamétrique (photo n° 49), intercalés de passées leptyniques.

. Les leptynites

. Macrofaciès : Celles-ci sont à grain fin. Elles sont grises, plus ou moins sombres. Quelques phénocristaux feldspathiques millimétriques se distinguent du fond de la roche.

. Gisement : Ces leptynites constituent des niveaux intercalés dans les micaschistes. Ces niveaux sont pluridécimétriques à métriques dans la partie supérieure de la série ; ils deviennent progressivement dominants à sa base et assurent le passage avec la série des Balmettes.

. Les granites sodiques

. Macrofaciès : Ces granites sont très clairs, leur grain est millimétrique ; les rares minéraux ferromagnésiens présents forment de petites taches brunes.

. Gisement : Ces granites sont filoniens, intrusifs dans les micaschistes et dans les leptynites. Dans les micaschistes, les filons sont de dimension réduite, d'une puissance de quelques décimètres. Dans les leptynites, ils semblent beaucoup plus importants (photo n° 51). Ces gros filons (d'épaisseur plurimétrique) poinçonnent la trame leptynique où ils s'injectent.

. Les kératophyres

. Macrofaciès : Ces roches sont gris vert ou gris rose. Quelques rares cristaux feldspathiques millimétriques y sont présents. Les minéraux ferromagnésiens s'alignent en minces rubans dans le plan de foliation.

. Gisement : Les filons kératophyriques sont intrusifs dans les micaschistes. Ils n'ont pas été observés dans les leptynites, mais leur présence ne peut être rejetée avec certitude : leur faciès est en effet assez proche des termes leptyniques les plus fins et les plus sombres et ces kératophyres ont pu ne pas en être distingués.

- La série des Balmettes

Celle-ci est formée d'une épaisse masse de leptynites sombres dans laquelle se différencient des niveaux plus clairs (photos n° 50, 52). Ces leptynites sont d'importance réduite au sommet de la série, mais sont mieux développées à sa base. Cette série comporte également quelques niveaux amphibolitiques et on peut y identifier des filons-couches de granite sodique et quelques kératophyres discrets. Le grain de la base de cette série devient plus grossier et le passage à la série basale de la "Tête de Sauve" est progressif. Il se situe au niveau du chalet des Balmettes.

. Les leptynites sombres

. Macrofaciès : Deux faciès principaux sont distingués :

. Un faciès fin où les minéraux ferromagnésiens soulignent une foliation bien marquée. Ces ferromagnésiens sont des micas noirs,qui sont alignés en lames minces dans le plan de foliation.

. Un faciès grenu, gris clair, où la foliation est difficilement perceptible. Les minéraux ferromagnésiens s'individualisent mal au sein d'une trame quartzo-feldspathique qui peut constituer quelques plages claires, de dimension décimétrique. Des phénoclastes feldspathiques millimétriques s'individualisent dans ces plages claires.

Le faciès fin semble résulter d'un aplatissement plus accentué que le faciès grenu : il ne s'y manifeste pas de différences de gisement ou de pétrographie.

. Gisement : Les niveaux sont d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique, l'assise leptynique représente une épaisseur totale d'une centaine de mètres.

. Les leptynites claires

. Macrofaciès : La proportion en minéraux ferromagnésiens est beaucoup plus faible que dans les leptynites précédentes, d'autre part le grain est plus grossier.

. Gisement : Cette leptynite claire forme des niveaux plus ou moins continus dans la leptynite sombre. Le contact entre les deux types est net, bien qu'irrégulier. Dans certains cas, les niveaux clairs se biseautent ou constituent des enclaves dans une matrice plus sombre. Dans ce cas, on peut suspecter une origine éruptive de ces éléments qui correspondraient à des métagranites sodiques. Le contact entre les granites sodiques et la trame leptynite est diffus.

. Les granites sodiques

. Macrofaciès : Ils sont gris rosé , leur grain est millimétrique.

. Gisement : Ces granites se présentent en filons-couches d'épaisseur métrique, intégrés aux leptynites ou en "noyaux" décimétriques.Ils correspondent à des reliques épargnées de l'ectinisation.

. Les kératophyres

. Macrofaciès : Ils sont foncés, à grain très fin. Leur faciès est parfois très proche de celui des leptynites sombres.

. Gisement : Ils constituent des filons-couches d'épaisseur variable (décimétrique à plurimétrique).

. Les amphibolites

Elles sont très subordonnées dans cette série, en niveaux amphibolitiques décimétriques. La roche est vert très sombre, à grain très fin et de rares cristaux pyriteux y apparaissent. Des phénoclastes de dimension inframillimétrique, albitiques ou ferromagnésiens peuvent y être distingués.

- La série de "Tête de Sauve"

Celle-ci est constituée de niveaux massifs d'ortholeptynites felsitiques et de filons de granites et de kératophyres. La base de la série est difficile à observer, le secteur où elle affleure est parcouru par de nombreux accidents tectoniques. Il se trouve de plus à proximité des contacts avec la formation de Livet et le groupe de Séchilienne.

. Les leptynites

. Macrofaciès : Ces leptynites sont plus grenues que les précédentes : les cristaux sont millimétriques à plurimillimétriques. La muscovite y représente une fraction très importante des minéraux phylliteux. De la biotite s'y manifeste également, en paillettes parfois plurimillimétriques. Ces micas soulignent une foliation discrète. Certains niveaux montrent des intrications entre des leptynites fines, roses et des termes plus grenus. Au sommet géographique de cette série (base stratigraphique), ces leptynites sont caractérisées par une foliation nette et par l'alternance de lits plus ou moins leucocrates, d'épaisseur inframillimétrique à centimétrique. Ces faciès particuliers sont en relation avec le contact tectonique qui place la série de Séchilienne sur le groupe de Rioupéroux-Livet.

. Gisement : Ces niveaux, d'épaisseur pluridécamétrique, se superposent en une assise puissante (100 à 200 m d'épaisseur). Cette formation présente dans le détail des différenciations qui correspondent à des intrications de matériaux orthodérivés de nature différente (granites sodiques et kératophyres).

. Les granites sodiques

. Macrofaciès : Ils sont très clairs, la biotite et la muscovite ne sont pas observables à l'oeil nu. Le grain est millimétrique à plurimillimétrique. Des plagioclases automorphes se distinguent.

. Gisement : L'érosion dégage de gros filons (photo n° 53),d'épaisseur décamétrique et d'extension visible importante (hectométrique à plurihectométrique ?). Ces filons se manifestent stratigraphiquement sous les leptynites, mais la séparation de ces deux faciès n'est pas aisée : les leptynites sont souvent des métagranites sodiques remodelés par le métamorphisme régional.

Des kératophyres sont également présents dans cette série. Ils sont gris rosé , la muscovite y souligne une foliation discrète. Ces kératophyres forment des filons-couches pluridécimétriques qui paraissent interstratifiés dans les sills plagiogranitiques.

2) La formation de Livet

Trois unités y sont distinguées : les micaschistes des Roberts, la série rubannée de la Balme, le massif du granite de Livet.

2.a) Les micaschistes "des Roberts"

Le contact de cette unité avec la série rubannée qui lui succède en amont de la vallée de la Romanche, se fait par une zone broyée de quelques mètres d'épaisseur, sub-verticale. Les directions lithostratigraphiques de l'unité de la Balme et des micaschistes des Roberts sont différentes : la série rubannée est sensiblement E-W, tandis que les micaschistes sont subméridiens. Le contact entre ces deux unités est un contact tectonique subvertical, proche du tracé du ruisseau "Le Moiriù".

Ces micaschistes affleurent le long de la vallée de la Romanche du hameau de Ponant jusqu'à l'amont du hameau "des Roberts". Ces micaschistes ont été suivis sur une hauteur d'environ 500 m sur le flanc sud de la Dent d'Alexandre. Ils passent à leur sommet à une série de leptynites et d'amphibolites en bancs minces qui correspond à la "série rubannée" de la Balme.

Macrofaciès

Ces roches grises, à grain fin, sont caractérisées par la présence de microplis soulignés par la présence de filonnets de quartz (photo n° 54) . La formation est assez peu homogène. Les microplis peuvent être plus ou moins marqués. Ils sont parfois replissés en plis à flancs sub-isoclinaux. A proximité du contact avec la série rubannée de la Balme, les microplis de ces micaschistes ne semblent pas affecter du quartz, mais plutôt du matériel quartzo-feldspathique ou feldspathique. Ces enclaves leptyniques sont accompagnées d'amphibolites à grain fin, en niveaux minces. Elles semblent provenir d'éléments de la série rubannée, tectonisés lors de l'écaillage qui a inséré les micaschistes des Roberts dans cette série.

2.b) La série rubannée

Cette série se développe du ruisseau du Moiriù au talweg de la Grande Vaudaine. Elle est constituée pour l'essentiel d'une alternance régulière de leptynites et d'amphibolites en bancs minces (photos n°55 et 56).Dans ces niveaux se manifestent des filons et filonnets de granites sodiques(photo n° 57).

A l'Est (secteur de l'accident de "La Pra", à proximité de la grande Vaudaine), cette série ne présente plus d'alternances leptyno-amphiboliques: elle est constituée de la superposition de gros sills de granite sodiques, de diorite quartzique et de basalte ; des kératophyres intrudent les granites sodiques.

- Les leptynites

Leur faciès est similaire à celui des leptynites claires et grenues de la série des Balmettes. La muscovite y semble toutefois moins abondante. Ces leptynites forment des niveaux décimétriques à pluridécimétriques, qui se biseautent parfois.

- Les amphibolites

Elles peuvent représenter,sur certains affleurements, un volume égal à celui des leptynites (Gombarence). Dans certains niveaux de ce matériel sombre, se distinguent quelques cristaux feldspathiques.

- Les diorites quartziques

Elles contiennent des cristaux d'amphibole, sombres, millimétriques, aciculaires. Ces cristaux se détachent nettement du fond quartzo-feldspathique de la roche. Ces diorites quartziques constituent des sills d'épaisseur métrique, alternant avec des sills de granite sodique et de basaltes.

- Les granites sodiques

Leur faciès est identique à celui du granite de Livet (cf. § suivant). Ils se présentent en sills d'épaisseur plurimétrique.

2.c) Le granite de Livet

Ce petit massif de granite sodique affleure sur quelques centaines de mètres carrés (photo n° 58), à l'Est du lieu-dit "La Balme". Quelques rares filons kératophyriques le recoupent.

- Macrofaciès

Ce granite clair a un grain millimétrique. Des petits cristaux plagioclasiques automorphes s'y distinguent. Les minéraux ferromagnésiens y forment de petites mouches inframillimétriques.

- Gisement

C'est un petit stock hectométrique. Il est en contact tectonique avec la série rubannée précédente.

3) Conclusions

L'étude de la répartition des différents types de granites sodiques et de leurs modes de gisement (ainsi que de leur pétrographie : cf. § suivant), le long de la vallée de la Romanche, nous a conduit à distinguer plusieurs formations dans le groupe de Rioupéroux-Livet.

- La formation de Rioupéroux comprend deux unités tectoniquement juxtaposées caractérisées par des granites sodiques bien différents les uns des autres quant à leurs nature pétrographique, modes de gisement et matériaux associés.

. L'unité de Rioupéroux A comprend essentiellement des sills de granites sodiques et de basaltes qui présentent des intrications fréquentes et complexes (brèches, enclaves, boudinages tectoniques). Des kératophyres se manifestent également dans cette série ; ils recoupent des granites sodiques ainsi que des cumulats gabbroïques (dont on ne peut évaluer l'importance en raison de leur position structurale).

. L'unité de Rioupéroux B présente, dans sa partie basale, des granites sodiques en gros sills et quelques filons-couches kératophyriques. (série de Tête de Sauve). La partie médiane de cette unite est formée d'une masse leptynique (série des Balmettes), comportant de très rares niveaux amphiboliques et quelques filons-couches kératophyriques. Des filons de granite sodiques, parfois plurimétriques, sont observables dans ces leptynites. Le sommet de cette unité de Rioupéroux B est constitué de micaschistes et de leptynites (passage progressif et récurrent d'un terme pétrographique à l'autre). Dans cette trame micaschisteuse (série de Gavet), s'injectent quelques filons de granite sodique.

- La formation de Livet comprend trois unités : les micaschistes des Roberts, le granite de Livet et l'unité de la Balme. Les micaschistes des Roberts et le granite de Livet sont en contact tectonique avec la série rubannée dans laquelle ils s'insèrent.

. Le granite de Livet est un petit massif hectométrique, recoupé par quelques filons kératophyriques.

. La série rubannée de la Balme est surtout constituée de leptynites et amphibolites en niveaux minces (pluridécimétriques : secteur de la Balme, de Gombarence), ou plus épais (NE du village de Livet). Dans cette trame leptynoamphibolique, s'injectent des filons de granites sodiques. Ces granites sodiques forment également des sills, qui alternent avec des sills de diorites quartziques, de kératophyres et de basaltes (Ouest de la Grande Vaudaine).

Les granites sodiques sont donc très abondants dans le groupe de Rioupéroux-Livet. Ils s'y manifestent en filons , filonnets, filon-couches et petit massif. Ils sont généralement associés à des kératophyres. Le groupe de Rioupéroux-Livet comporte d'importantes masses de leptynites felsitiques (série des Balmettes, série rubannée), dont certaines semblent dériver de granites sodiques. Des micaschistes sont également présents dans ce groupe (micaschistes des Roberts, micaschistes de la série de Gavet).

III/ DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

1) La formation de Rioupéroux

1.a) Unité de Rioupéroux A

Dans cette unité, affleurent des gabbros cumulats, des basaltes porphyriques et aphyriques, des amphibolites, des granites sodiques et des kératophyres (cf. partie Pétrographie, gisements).

- Les métacumulats gabbroïques

. Texture : Les recristallisations, très développées dans ces gabbros, ne permettent pas de typer précisément ces cumulats. La texture est hétérogranoblastique, très poeciloblastique. Les gabbros sont des protomylonites passant parfois à des mylonites.

. Minéralogie : Deux phases minérales principales constituent ces gabbros : une amphibole et un plagioclase (photo n° 59).

- L'amphibole se présente en agrégats centimétriques de cristaux à orientation optique différente, millimétriques. Cette hornblende actinolitique est pléochroïque: vert bleu à beige clair et son angle ng^c est de 21°. Certaines plages d'amphibole contiennent de nombreux grains de leucoxène, des cristaux de sphène et des grains d'épidote associés à des plages chloriteuses.

- Le plagioclase est intensément séricitisé (développement de muscovite) et saussuritisé (nombreux grains de pistachite). Les limites de ces cristaux plagioclasiques ne sont plus perceptibles. Il existe cependant des plages reliques limpides où peut être déterminé un oligoclase calcique (An 28-30). Le calcul de la norme révèle une composition du plagioclase encore plus calcique (An 60), ce qui est en accord avec la présence abondante d'épidote.

- Les minéraux opaques sont assez nombreux, en grains polyédriques, en amas ou en petits grains xénomorphes. Ils dessinent parfois dans les amphiboles un clivage de pyroxène.

- La chlorite peut se développer en plages de remplacement des amphiboles. Ces plages sont lisses et limpides, mais apparaissent, en lumière analysée, constituées de nombreuses aiguilles en bouquets de quelques dixièmes de millimètres carrés. Cette chlorite peut également border les phénoclastes amphiboliques. Elle se développe également en périphérie de certains minéraux opaques.

- Le sphène se manifeste en petits cristaux sub-automorphes dans les amphiboles.

- Les métabasaltes

. Texture : Ils sont microgrenus, porphyriques ou aphyriques. Ces basaltes sont très légèrement granoblastiques. La recristallisation légère qui les affecte n'efface pas complètement une disposition fluidale des plaquettes plagioclasiques (photo n° 60).

. Minéralogie : Ces basaltes sont essentiellement constitués de plagioclase et de chlorite. Du quartz et des minéraux opaques, peuvent également s'y exprimer en faible quantité.

- Le plagioclase : Dans le faciès aphyrique, il est en petites lattes (0,1 mm) sub-automorphes. Le contour est parfois irrégulier. Une auréole plus claire peut se manifester. Dans le faciès porphyrique, ces plagioclases ont suivi une granulation importante. Ils sont en petits éléments xénomorphes (moins de 0,01 mm) qui correspondent à la recristallisation des microlites. Les déterminations optiques indiquent un oligoclase (An 20-25), mais le calcul de la norme indique des compositions virtuelles plus calciques (An 57). L'épidote est fréquente et rend compte de la différence de teneur en calcium entre le plagioclase virtuel et le plagioclase observé ; elle provient vraisemblablement de la déstabilisation de ce minéral.

Les phénocristaux plagioclasiques, sub-automorphes (photo n° 61) sont de grande taille (plurimillimétrique). La séricitisation est très faible. Il n'existe pas de zonage de ces phénocristaux qui sont des oligoclases (An 25). Ces phénocristaux incluent de petites paillettes chloriteuses, de petits cristaux d'amphibole, des minéraux opaques de forme vermiculaire ou prismatique, de l'épidote granulaire et des ocelles limpides d'indice plus faible et d'orientation optique différente de celle du plagioclase (quartz ou albite).

- L'amphibole : Elle est en fines aiguilles millimétriques qui semblent provenir de la recristallisation de cristaux plus trapus (photo n° 61).

Cette amphibole est pléochroïque, vert bleu à incolore. L'angle ng-c est de 22°. Ces caractères optiques sont communs aux cristaux anté- et syntectoniques. Ce sont des hornblendes actinolitiques. Les aiguilles syntectoniques semblent s'être développées après une phase de granulation de la roche. Elles soulignent une foliation discrète et moulent les phénocristaux plagioclasiques.

- Le quartz : Il est présent dans la roche en rares filonnets tardifs, mais également en petites plages polycristallines développées à l'abri des phénocristaux plagioclasiques.

- La chlorite : Elle se manifeste dans ces roches en minces paillettes ou en plages plus développées, à coeur vert brun (biotite).

- Les minéraux opaques : Ils sont présents dans ces basaltes sous forme de petits grains polyédriques millimétriques, individualisés dans la mésostase. Ils peuvent être de faible dimension, xénomorphes, et associés aux minéraux ferromagnésiens.

- Les tectonites dérivées

Le développement d'amphibole tardive peut être plus poussé (photo n° 62). La roche acquiert une texture de blastomylonite. Deux phases minérales principales la constituent : amphibole et plagioclase.

Le plagioclase est totalement granulé. De rares phénoclastes de petite dimension (0,1 mm) se détachent d'une matrice granoblastique fine (0,5 à 0,01 mm). Ce plagioclase a une composition normative de labrador (An 60) . Une proportion importante du calcium pris en compte par ce calcul provient de l'épidote granulaire qui accompagne ce plagioclase.

L'amphibole a le même habitus que les minces aiguilles syntectoniques décrites précédemment pour les basaltes. Les cristaux amphiboliques recoupent et intègrent des petits phénoclastes feldspathiques. Toutes les amphiboles de ces blastomylonites sont des hornblendes actinolitiques et soulignent une foliation nette.

La chlorite est présente et dérive de l'amphibole. Quelques cristaux ont un coeur brunâtre.

- Les métatuffs

. Texture : La roche est hétérogranoblastique, poeciloblastique.

. Minéralogie : Ce matériel est surtout constitué de plagioclase, d'amphibole, de chlorite et d'épidote. Il s'y trouve de la calcite.

- Le plagioclase est en petits éléments subéquigranulaires, xénomorphes, limpides, d'une taille moyenne de quelques centièmes de millimètres.

- L'amphibole est une hornblende actinolitique, en prismes trapus (0,1 x 0,05 mm) ou éléments aciculaires minces (0,5 x 0,01 mm).

- L'épidote (pistachite) est en grains arrondis, assez importants (demi-millimétriques), dispersés dans la mésostase.

- La chlorite constitue des bouquets, en remplacement de l'amphibole.

- La calcite est localement bien développée, en larges plages millimétriques.

- Les granites sodiques

. Texture : Ces granites sodiques sont grenus, légèrement granoblastiques : ce sont des protomylonites (photo n°63). Des reliques de textures granophyriques peuvent y être observables.

. Minéralogie : Ils sont constitués de plagioclases, quartz et chlorites. Les proportions de ces différents minéraux permettent de classer ces matériaux parmi les leucotonalites.

- Le plagioclase : Dans tous les échantillons observés, la distribution granulométrique du plagioclase est franchement bimodale. De gros cristaux automorphes, plurimillimétriques, voisinent avec des éléments plus petits (0,5 X 0,2 mm), également automorphes. De nombreux cristaux ont un contour sinueux. Certains perdent leur habitus automorphe ou sub-automorphe. Ces grains plagioclasiques qui résultent d'une légère cataclase sont associés à du quartz ocellaire. Ces figures évoquent un stade ultime de résorbtion de textures granophyriques. Les phénocristaux sont souvent cassés, les macles (de l'albite) y sont parfois faiblement flexueuses.

La séricite et les produits opaques sont généralement répartis de façon uniforme dans ces phénocristaux. Dans deux échantillons, une zonation est perceptible : des auréoles limpides peuvent être présentes. Cependant,

ces auréoles se développent en périphérie de cristaux automorphes et également en périphérie de fragments. La zonation ne correspond donc pas à un héritage de caractère magmatique. Elle correspond plutôt à des réajustements géochimiques et des recristallisations postérieures à la fragmentation des phénoclastes. Ceux-ci ont une composition albitique (An 3 à An 8 selon les échantillons).

Les petites lattes plagioclasiques sont de composition similaire,avec un cachet légèrement plus calcique (albite/oligoclase).

- Le quartz : Il participe aux assemblages quartz-albite des textures granophyriques, lorsqu'il recristallise, il forme des ocelles. Il se présente également en plages polycristallines millimétriques qui peuvent correspondre à des cristaux primaires granulés,ou résulter d'un début de blastomylonitisation.

- La chlorite est le minéral ferromagnésien principal. Elle forme de petites plages (0,05 à 0,1 mm). Son pléochroïsme varie du vert clair à l'incolore.Elle est associée à des granules de leucoxène et de petits grains de minéraux opaques. Le plus souvent, elle inclu des petits éléments opaques prismatiques. Certains rares cristaux chloriteux ont un coeur plus brun : la chlorite pourrait, dans ce cas, dériver d'une biotite primaire. Ces granites sodiques contiennent également quelques rares cristaux de zircon.

- Les kératophyres

Ceux-ci sont de plusieurs types, différenciés par leur texture.

. Texture : Celle-ci peut être microgrenue fluidale, microgrenue porphyrique, syneusis (photo n° 64). Ces kératophyres subissent une recristallisation plus ou moins poussée : si certains restent pratiquement intacts, d'autres subissent une cataclase qui granule tout ou partie de la pâte microgrenue. La texture devient alors hétérogranoblastique, fine.

. Minéralogie : Le calcul de la norme CIPW indique, pour ces kératophyres, une teneur moyenne en quartz d'environ 30 %. Le plagioclase représente plus de 60 % de la roche. Il est de composition virtuelle très albitique (An 2 à 10 selon les échantillons).

- Le plagioclase

1- Faciès aphanitique : La texture de l'échantillon représentatif de ce faciès est granoblastique : peu de microlites sont conservés, et le plagioclase se présente en petits grains (L : 0,01 mm), légèrement séricitisés, à contours irréguliers. Les mesures optiques effectuées sur de rares cristaux non granulés indiquent une composition albitique (An 8-10).

Dans ce faciès, sont présents de grands cristaux albitiques millimétriques, accompagnés de plages de quartz polycristallin. Ces assemblages sont des fragments de granite sodique repris en enclave par le kératophyre.

2- Faciès porphyrique : Dans ces roches, le plagioclase est le seul minéral en phénocristaux. Ces phénocristaux plagioclasiques sont automorphes, millimétriques, parfois fracturés. Ils contiennent de petits grains d'épidote. Leur composition est albitique (An 5-7). Du quartz se développe en plages polycristallines, à l'abri de ces cristaux plagioclasiques.

Les microlites sont souvent automorphes, bien que certains d'entre eux soient cataclasés. Ils sont également très albitiques (An 2-5).

3- Faciès à syneusis : Les phénocristaux se groupent en amas constitués de quelques individus millimétriques (3 à 6) automorphes, limpides. Dans ces syneusis, les phénocristaux feldspathiques sont accompagnés de plages quartziques polycristallines. La mésostase est complètement recristallisée. Le plagioclase et le quartz sont en petits grains (0,01 mm).

- Le quartz : Il se présente en plages, polycristallines ou non et en petits granules, xénomorphes.

- L'amphibole : Ce minéral subsiste dans un échantillon, à l'état de relique. C'est une hornblende actinolitique ($ng^{\wedge}c = 21°$, pléochroïsme vert bleu incolore), en cristaux de quelques dixièmes de millimètres, protégés par les phénocristaux plagioclasiques. Cette amphibole est le plus souvent remplacée par des amas chloriteux. Elle se présente également en minces aiguilles syntectoniques, allongées dans le plan de foliation. Ces aiguilles sont de longueur plurimillimétrique.

- La chlorite est en fines baguettes dans la mésostase, elle est pléochroïque vert clair à incolore, parfois le coeur des plages chloriteuses est plus brun (biotite primaire ?).

- La muscovite : C'est, dans un des échantillons de cette série, le minéral phylliteux le plus fréquent. Il y est associé à un peu de chlorite et à une fraction très faible de biotite. Ce minéral constitue des lits minces et continus qui soulignent un plan de foliation commun aux minéraux micacés et aux microlites.

Les minéraux opaques sont abondants dans certains faciès de ces kératophyres : ils y forment de petits cristaux automorphes, à section fréquemment losangique ou carrée, ou bien des grains xénomorphes.

- Les leptynites

Un film mince de chlorite sépare ces leptynites du granite dans lequel elles sont enclavées. Ces leptynites sont très finement granoblastiques, constituées essentiellement de quartz et de plagioclase. Les grains, étroitement intriqués les uns dans les autres, à contours sinueux ou lobés ont une morphologie et un agencement typique d'une texture en mortier. La taille de ces grains varie de quelques dixièmes à quelques centièmes de millimètre.

Le plagioclase est une albite (An 2-4), il est faiblement séricitisé. Il existe quelques rarissimes amas à chlorite et épidote.

Ces leptynites pourraient correspondre à des métakératophyres ou à des métamicrogranites sodiques. Au vu de sa pétrographie, on ne dispose pas d'argument qui permette de déterminer avec certitude la nature du matériel primaire.

1.b) Unité de Rioupéroux B

L'étude des macrofaciès et des modes de gisement a révélé la présence de micaschistes, d'amphibolites, de leptynites, de granites sodiques et de kératophyres. Ces termes pétrographiques constituent trois séries distinctes : la série de Gavet, la série des Balmettes, la série de Tête de Sauve.

- Les micaschistes

Les échantillons sont pétrographiquement assez proches les uns des autres : même texture hétérogranonématoblastique, présence de deux schistosités S_1 et S_2 transposée ; minéralogie comparable à quartz et phylliteux dominants. Des différences de détail permettent cependant de distinguer les micaschistes de Gavet des micaschistes de la série des Balmettes (cf. § 1 et 2).

. Les micaschistes de Gavet

. Texture : Granohétérolépidoblastique. Ces micaschistes sont des blastomylonites.

. Minéralogie : (photo n° 65).

- Le quartz : Il forme de larges lentilles . Celles-ci sont constituées de plages polycristallines ovoïdes, toujours plurimillimétriques, parfois demi-centimétriques. Le contact entre les grains quartziques est faiblement sinueux. Cette blastèse quartzique est syn - S_2. Le quartz est également présent en petits grains (0,01 mm) dans le fond cataclastique de la roche.

- Le feldspath : Il peut s'exprimer en très rares cristaux automorphes, millimétriques ou en petits grains xénomorphes, de quelques centièmes à quelques dixièmes de millimètre.

- La muscovite : Elle constitue la majeure partie des micas. Elle forme des lits d'épaisseur millimétrique de cristaux minces, allongés dans la foliation. Elle se présente également sous forme de tablettes prismatiques, orientées de façon quelconque, tardives par rapport à la foliation. Ces plaquettes se trouvent dans les lits phylliteux et dans la mésostase quartzo-feldspathique.

- La biotite : Elle est souvent chloritisée. Elle se présente en fuseaux de longueur centimétrique, de quelques millimètres d'épaisseur. Ces biotites et chlorites se trouvent dans les rubans blastomylonitiques de quartz et au contact de ceux-ci, dans la mésostase.

- Le grenat : Ce minéral n'est pas présent dans tous les échantillons observés. Lorsqu'il existe, il présente deux habitus :

. nombreux petits cristaux de quelques dixièmes de millimètres de diamètre, alignés en chapelets dans la foliation S_2;

. cristaux de plus grande taille, antétectoniques, d'un ou deux millimètres de diamètre, dispersés dans la mésostase. Ces cristaux de grande taille sont granulés et aplatis dans la foliation.

Ces grenats ne sont pas chloritisés. Les cristaux les plus développés contiennent quelques ocelles de quartz.

- La calcite : Elle se développe également dans ces micaschistes, en plages millimétriques.

. Les micaschistes de la série des Balmettes

Ces roches diffèrent des précédentes par plusieurs points :

- Le quartz ne forme pas de lentilles de dimensions importantes : Quelques lanières polycristallines, de longueur centimétrique, sont seules présentes en lame mince. La cataclase est plus développée que la blastèse.
- Il n'existe pas de phénoclastes relictuels plagioclasiques.
- La muscovite ne constitue pas de cristaux post-tectoniques.
- La biotite n'est pas présente.
- La chlorite, toujours en quantité inférieure à la muscovite, est étroitement associée à celle-ci.
- La calcite et le grenat en sont absents.

Les lits de muscovite se développent dans une matrice quartzo-feldspathique finement granulée.

- Les amphibolites et chloritoschistes associés

L'examen pétrographique montre que le terme d'amphibolites est, pour certains de ces échantillons, impropre. La chlorite y remplace en effet l'amphibole. Nous distinguerons donc des amphibolites s.s. et des chloritoschistes.

. Les amphibolites s.s.

. Texture : Ces amphibolites sont hétérogranoblastiques, ce sont des mylonites.

. Minéralogie :

- L'amphibole : Quelques phénoclastes relictuels sont observables. Ils sont de dimension millimétrique. Ils sont polychroïques : vert bleu, vert olive, beige clair. L'angle maximum ng-c relevé est de 16°. Cette amphibole serait une actinotrémolite, mais les déterminations optiques ne sont pas sûres : les phénoclastes sont rares et souvent arrondis. Cette actino-trémolite contient des petits grains sub-opaques de leucoxène.

Par cataclase, ces phénoclastes amphiboliques donnent de petits grains xénomorphes dont les caractères optiques sont semblables. Il en est de même pour les aiguilles minces, post-cataclastiques, qui se développent dans la foliation.

- Le plagioclase : Il est granulé en petits éléments (0,1 - 0,05 mm) non déterminables optiquement. Certains cristaux présentent un voile sériciteux.

- Le quartz : Il est en nombreux grains xénomorphes, de même dimension que le plagioclase.

- L'épidote : Elle est très développée en petits grains dispersés dans la matrice amphibolique de ces roches ; c'est une pistachite.

Il est difficile de typer la roche originale. L'abondance de quartz granulaire et la présence de cristaux d'amphiboles arrondis semble indiquer une origine détritique tuffacée pour ce matériel.

. Les chloritoschistes

Un des deux échantillons est caractérisé par un développement (photo n° 66) extrême de la calcite et de la chlorite. Ces deux minéraux sont associés à des grains opaques de petite dimension et à de l'épidote.

Ils constituent une matrice où se distinguent quelques grains de quartz et de plagioclase. Un autre échantillon est caractérisé par un développement extrême de la chlorite et de l'épidote. La matrice, finement grenue, est là encore à quartz et à plagioclase.

Ces chloritoschistes, très riches en carbonates, pourraient correspondre à des matériaux d'origine volcano-sédimentaire.

. Les leptynites

Ces roches constituent l'essentiel de la série des Balmettes. Elles sont également présentes dans la série de Gavet et dans la série de Tête de Sauve. Elles présentent des différences de faciès (cf. pp.précédentes) qui sont dues à deux facteurs : nature originelle des matériaux et intensité de la cataclase et de la blastèse.

L'examen micrographique permet, dans certains cas, de conclure à une origine para- ou ortho dérivée de ces leptynites.

Parmi les leptynites orthodérivées, le calcul de la norme permet d'établir l'existence de deux types : le premier type est pauvre en quartz normatif (moins de 15 %) et correspond à certaines des leptynites sombres. Le second type est plus riche en quartz (en moyenne de 25 à 30 %), il correspond aux "leptynites claires".

Des arguments géochimiques (cf. pp. suivantes) confirment la différence de nature existant entre ces deux types de leptynites, bien que de granulométrie plus fine : les premières ne dérivent pas des secondes par accentuation de la cataclase et de la tectonique.

-Les paraleptynites:

. Texture : Ces roches sont très hétérogranoblastiques (photo n° 67), légèrement poecilitiques. Les échantillons examinés sont des mylonites, où du quartz néoblastique commence à se développer. Les micas soulignent une schistosité S_2 transposant une schistosité S_1 . Ils emballent complètement des cristaux ou des amas de cristaux quartzo-feldspathiques.

. Minéralogie :

- Le feldspath : Il constitue des phénoclastes millimétriques, subautomorphes, fréquemment cassés ou arrondis, de dimension variée (quelques centièmes à quelques dixièmes de millimètres). Ces porphyroclastes contiennent quelques textures granophyriques relictuelles. Ils sont parfois entourés d'une auréole limpide. Le plagioclase a une composition d'oligoclase (An 20-25). Il est très peu séricitisé, mais peut contenir quelques grains d'épidote et quelques petits bouquets de fibres chloriteuses.

- Le quartz : Il forme en lame mince des lanières de longueur pluricentimétrique et d'épaisseur millimétrique dans les faciès qui tendent vers la blastomylonitisation. Il est également présent sous forme de petits grains cataclastiques.

- La biotite : Elle se présente en plages millimétriques et en lits minces qui moulent les phénoclastes feldspathiques, antétectoniques. Elle est pléochroïque (vert brun sombre à beige très clair). Ce minéral est associé à de la chlorite qui le remplace, à de l'épidote granulaire, à des minéraux opaques en grains millimétriques, prismatiques à section parfois sub-hexagonale.

- La muscovite : Elle apparaît en larges cristaux tabulaires infra-millimétriques dans des phénoclastes plagioclasiques et en cristaux allongés dans le plan de foliation. Elle est surtout développée dans le faciès clair où elle accompagne la biotite.

- La calcite : Elle se développe surtout dans le faciès le plus sombre, elle y forme des plages xénomorphes, centimétriques.

Nous avons également relevé la présence de rares cristaux de sphène et de quelques zircons.

. Conclusion

Les grains constitutifs de ce matériel ont une morphologie très hétérogène. Ils sont emballés dans une trame phylliteuse. Ils indiquent une évolution où ont dominé les processus mécaniques (usure, fragmentation). Ces roches peuvent correspondre à des grauwackes peu évoluées.

- Les ortholeptynites sombres

. Texture : Elle est hétérogranoblastique, très poecilitique. Ces ortholeptynites sont des protomylonites ou des mylonites; parfois des plages de quartz polycristallin traduisent une tendance blastomylonitique. Des textures granophyriques sont parfois conservées.

. Minéralogie :

- Le plagioclase : Il est en cristaux automorphes ou sub-automorphes, de longueur demi-millimétrique à plurimillimétrique (photo n° 68). L'examen microscopique montre que ce minéral domine largement le cortège pétrographique. Le calcul de la norme révèle qu'il représente 60 à 70 % de ces matériaux. Ce plagioclase est albitique (An 2 à 10 selon les échantillons). La cataclase granule ce plagioclase en éléments de petite dimension.

- Le quartz : Il constitue des plages polycristallines millimétriques ou se présente en petites ocelles et grains de quelques centièmes à quelques dixièmes de millimètres, dérivant dans certains cas de la recristallisation qui dégrade les textures granophyriques originelles.

- L'amphibole : Elle est présente dans la série de Gavet. Elle est en petits éléments de quelques dixièmes de millimètre de longueur. Cette amphibole est une hornblende verte ($ng^{\wedge}c = 24°$). Elle est pléochroïque(vert épinard à beige). Ces fragments sont souvent intégrés à des assemblages à biotite, chlorite, épidote, opaques.

- La biotite : Elle est présente dans les leptynites de la série des Balmettes où elle constitue le minéral mafique principal. Elle forme, avec de la chlorite, des minéraux opaques et de l'épidote granulaire, une trame intergranulaire discontinue autour des phénoclastes plagioclasiques et du quartz.

- Les minéraux opaques : Ils sont assez nombreux ; ils se trouvent soit en petits grains (0,01 mm) dans les plages de biotite-chlorite, soit en cristaux polyédriques dispersés dans la mésostase.

- De la calcite peut former de petits cristaux (0,1 mm).

. Du zircon et de l'apatite sont également présents.

. Conclusion

L'origine ortho. de ces leptynites n'est démontrée que dans un seul échantillon. On y observe en effet des textures granophyriques en voie d'effacement dans certains secteurs moins déformés de la lame mince. Ces textures laissent, lorsque le faciès n'est pas complètement remodelé par le métamorphisme, des phénoclastes entourés de plages constituées de petits grains de quartz et de plagioclase. Ces leptynites sombres pourraient peut-être également correspondre à des métatuffs, ce en particulier dans la série de Gavet.

- Les ortholeptynites claires

Dans la série des Balmettes, elles diffèrent des leptynites sombres par une teneur en quartz plus élevée, et par une granulométrie un peu plus importante (photo n° 67). Dans la série de Tête de Sauve, elles sont seules présentes et ont un faciès blastomylonitique.

. Texture

Hétérogranoblastique, légèrement poecilitique. Ce sont des protomylonites, des mylonites ou des blastomylonites. Des textures granophyriques sont fréquentes, conservées dans les cristaux ou à leur périphérie.

. Minéralogie

Le cortège minéralogique est constitué de quartz, feldspath, biotite, chlorite. Dans la série de Tête de Sauve, la muscovite complète cette association.

- Le feldspath : C'est un plagioclase, en grands cristaux automorphes ou sub-automorphes millimétriques, ultérieurement granulés en individus de petite taille lors de la cataclase.

Ce plagioclase est faiblement séricitisé, il contient des petits grains d'épidote, de chlorite et de minéraux opaques. L'altération sériciteuse y souligne un zonage et/ou révèle des auréoles de recristallisation plus limpides. Les déterminations optiques révèlent une composition d'albite ou d'oligoclase selon les échantillons (An 4-12). Ces phénoclastes sont parfois fracturés et recoupés par des rubans de quartz et de chlorite. Dans un échantillon, ces phénoclastes dessinent des arcs de cercle. Ils soulignent une texture originelle de la roche où sont encore conservées des traces figées des mouvements de fluage magmatique (les micas inclus dans ces textures ne sont pas orientés dans la foliation de la roche : ces plissements ne correspondent pas à un effet du métamorphisme régional).

- Le quartz : Il est en plages polycristallines (photo n° 69), de faibles dimensions (quelques dixièmes de millimètre de diamètre), granulées par la cataclase. Il se développe également en lanières polycristallines d'épaisseur millimétrique.

- La biotite : Ce minéral est vert brun, très sombre, presque noir dans certains échantillons. Elle est le plus souvent chloritisée, et ne subsiste qu'à l'état de relique dans des plages chloriteuses. Un échantillon montre une association entre une amphibole et cette biotite brune : l'amphibole constitue le coeur d'une plage où se développe la biotite, associée à de petits cristaux de leucoxène et de minéraux opaques.

- L'amphibole : Elle est en fines baguettes allongées dans la foliation, le long des rubans blastomylonitiques ou dans ceux-ci. Elle est également en fragments dispersés sans orientation particulière dans la mésostase. C'est une actinotrémolite ($ng^c = 21°$, pléochroïsme : vert d'eau à incolore).

- La chlorite : Elle est en plages et en tablettes associée à de la biotite qu'elle remplace, seule dans la roche ou associée à de la muscovite dans les échantillons qui en contiennent.

- La muscovite : Elle est très occasionnelle dans les leptynites de la série de Gavet et dans celles de la série des Balmettes. Par contre, elle représente l'essentiel des minéraux phylliteux dans la série de Tête de Sauve. Elle forme des lits minces, d'épaisseur millimétrique et de longueur pluricentimétrique qui se développent dans la foliation. Elle existe aussi sous forme de petites plaquettes de quelques dixièmes de millimètres de long, dispersées sans orientation particulière dans la mésostase. Elle se développe également en cristaux hyéroglyphiques dans les phénocristaux plagioclasiques.

- L'épidote : Ce minéral est en petits granules (0,1 mm) de pistachite. De l'allanite (très exceptionnelle) a été identifiée.

Les minéraux accessoires sont représentés par quelques cristaux d'apatite et de zircon.

- Conclusions

Des paraleptynites sont individualisées : elles semblent correspondre à des métagrauwackes peu évoluées et peut-être également à des métatuffs peu remaniés.

Des ortholeptynites sombres ont été également distinguées, elles pourraient résulter de la cataclase et de la recristallisation de roches pauvres en quartz et relativement riches en minéraux ferromagnésiens (diorites quartziques).

Des leptynites claires, riches en muscovite, semblent caractériser la série de Tête de Sauve. Cette muscovite est primaire (cristaux hiéroglyphiques développés en intercroissance dans les phénoclastes plagioclasiques).

. Les granites sodiques

L'examen pétrographique ne montre que de faibles différences entre les granites sodiques et les leptynites orthodérivées. Le métamorphisme ne déforme toutefois ces matériaux que jusqu'au stade protomylonitique. Il laisse persister des textures granophyriques, bien conservées, nombreuses mais peu développées (photo n° 70).

Dans ces roches, s'observent les passages par cataclase et recristallisation d'une texture granophyrique primaire à un assemblage hétérogranoblastique (phénocristaux plagioclasiques et petits grains quartzo-feldspathiques).

- Les granites sodiques de la série de Gavet

Les phénoclastes plagioclasiques sont millimétriques, automorphes. Ils sont intensément séricitisés, ils contiennent de nombreux grains d'épidote et quelques petits cristaux de chlorite. Ils comportent une auréole de recristallisation plus limpide. Ce sont des albites (An 6-8).

Le quartz est en plages plurimillimétriques xénomorphes ou en petits grains issus de la recristallisation de la matrice granophyrique. Ces roches contiennent quelques cristaux d'amphiboles reliques millimétriques, vert épinard. L'angle ng^c est de 22°, ces caractères optiques permettent de définir une hornblende verte (une hornblende actinolitique ?). Les cristaux amphiboliques incluent quelques grains opaques et de petits ocelles de quartz.

De la biotite brune dérive de cette amphibole. Elle constitue, dans les granites sodiques de cette série, l'essentiel des minéraux phylliteux. Elle forme des plages où s'individualisent des petits cristaux de quelques dixièmes de mm de long. Ces plages contiennent fréquemment du sphène, de l'épidote, des minéraux opaques.

Ces granites sodiques contiennent également de l'apatite, en petits cristaux inclus dans les plagioclases , ainsi que des zircons.

- Les granites sodiques de la série des Balmettes

Un échantillon de cette série a plus particulièrement attiré notre attention. Il correspond à une roche grenue homogène, dont la composition modale et la composition normative caractérisent un granite albitique (teneur en quartz inférieure à 20 %). Cette roche est principalement composée de plagioclases. Le quartz est intersticiel entre les cristaux plagioclasiques et forme très exceptionnellement des plages polycristallines.

Le plagioclase (An 8-10) est en cristaux sub-automorphes, isogranulaires, à bords très irréguliers. La plus grande partie des minéraux ferromagnésiens est constituée d'amas chloriteux, en plages unies, d'aspect "chagriné", associée à de l'épidote, à de petits grains de leucoxène , ainsi qu'à des cristaux opaques.

Cette chlorite se développe également en rubans plus ou moins larges, parallèlement aux clivage 001 des biotites brunes présentes.

Les minéraux opaques sont assez nombreux dans ce matériel, ils sont granulaires (0,5 à 0,05 mm de longueur), xénomorphes ou polyédriques.

Le zircon est en cristaux d'assez grande dimension (plusieurs dixièmes de mm), parfois corrodés.

Ce type de roche est à rapprocher des leptynites sombres orthodérivées déjà décrites ; ces dernières pourraient en dériver par cataclase.

- Les granites sodiques de Tête de Sauve

Ces granites sodiques présentent également des textures granophyriques, mais elles y sont peu développées. Ils sont caractérisés par la présence de muscovite, associée à de la biotite vert brun très sombre.

Cette muscovite peut constituer des cristaux larges, inclus dans les phénocristaux plagioclasiques. Ces cristaux peuvent prendre un aspect hiéroglyphique. Ils se développent parfois "à cheval" entre un phénocristal plagioclasique et la mésostase quartzo-feldspathique issue de la dégradation des textures granophyriques.

Cette muscovite pourrait être précoce et d'origine magmatique.

. Les kératophyres

Ceux-ci, quoique présents dans la série de Tête de Sauve, n'y ont pas été échantillonnés. Ils l'ont été par contre dans les séries des Balmettes et de Gavet.

. Texture : Celle-ci est légèrement granoblastique. Certains échantillons montrent des petites lanières de quartz polycristallin blastomylonitique. Les recristallisations ne masquent jamais une texture primaire le plus souvent microlitique porphyrique (photo n° 71). Les microlites sont superposés, parallèlement les uns aux autres, dans un plan qui est celui des plages quartziques blastomylonitiques et des phylliteux.

. Minéralogie :

- Le plagioclase : Il constitue des phénocristaux sub-automorphes,souvent cassés, intégralement recouverts d'un voile brun clair sériciteux. Des minéraux opaques et de la chlorite y sont inclus. Ils peuvent former des syneusis, associés à des plages quartziques. La composition de ces plagioclases est plutôt albitique (An 8 à 12 selon les échantillons).

Les microlites peuvent être recristallisés à des degrés divers et se présenter sous forme de petits grains arrondis xénomorphes, rarement maclés. Les déterminations optiques révèlent une composition légèrement plus calcique que celle des phénocristaux : An 8 à 15 selon les échantillons.

- Le quartz : Il est surtout présent dans la mésostase sous forme de petits granules. Il forme quelques plages polycristallines qui se développent à l'abri des phénocristaux plagioclasiques. Dans les kératophyres de la série des Balmettes, il constitue des lanières polycristallines.

- L'amphibole : Elle existe dans les kératophyres de la série de Gavet.Elle apparaît en petits cristaux aciculaires, dispersés dans la mésostase ou en petits amas. Les observations microscopiques définissent cette amphibole comme appartenant à la série hornblende actinote (pléochroïsme vert bleu à beige très clair, ng^c = 22°).

- La muscovite : Elle est présente dans ces kératophyres , quelle que soit la série auxquels ils appartiennent (série de Gavet).

Elle se développe en petites lamelles qui moulent les phénocristaux plagioclasiques et en cristaux plus larges, sans orientation particulière (muscovite primaire).

- La chlorite : Elle est associée à la muscovite et, plus rarement, à de la biotite (série des Balmettes).

Ces kératophyres contiennent également de petits grains d'épidote,des minéraux opaques, quelques cristaux de sphène et des zircons.

. Conclusion

Les différences relevées entre les unités de Rioupéroux A et B, au niveau des modes de gisements et de faciès, sont confirmées au niveau de l'étude pétrographique : l'unité de Rioupéroux B comporte des termes paradérivés qui ne semblent pas exister dans l'unité de Rioupéroux A. A l'inverse, dans cette dernière, figurent des termes basiques (gabbros cumulats et surtout basaltes) qui, sauf quelques rares niveaux amphibolitiques, ne sont pas présents dans la série de Rioupéroux B.

Cette unité de Rioupéroux B est elle-même divisée en trois séries : La série de Gavet est une série paradérivée où dominent les termes d'origine détritique. La série des Balmettes est formée d'une masse de paraleptynites (métagrauwackes) et d'ortholeptynites dérivées de granites sodiques (métadiorites quartziques, métaleucotonalites). Enfin, la série de Tête de Sauve est représentée par des filons-couches de granites sodiques peu recristallisés.

Les différences relevées dans la minéralogie des granites sodiques de ces séries ne permettent pas d'établir une zonéographie du métamorphisme. En effet, les domaines de stabilité de l'amphibole, de la biotite et de la muscovite sont très étendus et peuvent se superposer. De plus, certains indices (tels que les intercroissances avec les plagioclases), montrent que la muscovite peut être, pour partie, d'origine magmatique.

2) Formation de Livet

Plusieurs unités y ont été distinguées : l'unité des micaschistes des Roberts, l'unité de la Balme, l'unité du granite de Livet.

2.a) Les micaschistes des Roberts (cf. photo n° 72)

Ces micaschistes diffèrent des précédents par leur minéralogie et leur texture.

- Texture :

Ils sont hétérogranolépidoblastiques. La roche se caractérise par la présence de microplis. Ces microplis correspondent à une phase de déformation D2 qui est postérieure à une phase de blastomylonitisation (D1). Cette phase de blastomylonitisation peut correspondre à celle qui s'exprime dans les micaschistes de Gavet et des Balmettes. Les microplis sont parfois repris par une dernière déformation qui les replie en éléments à flancs subisoclinaux.

- Minéralogie

- Le quartz : Ce minéral est développé en larges lentilles blastomylonitiques, plissées par D2. Ces lentilles soulignent les charnières des microplis.

Il est également en petits grains dans des niveaux de mésostase quartzo-feldspathique, finement grenus.

- Les phyllosilicates : Ils sont représentés par de la chlorite et de la muscovite. La chlorite est moins développée que la muscovite. Ces minéraux révèlent la superposition de deux phases de déformation : ils soulignent une foliation qui est ensuite plissée.

- Le grenat : Ce minéral est bien développé dans ces micaschistes. Il est en cristaux automorphes de 1 à 3 mm de diamètre. Ce grenat est anté D2-(puisque moulé par des "pressures shadows" de minéraux micacés). Il est chloritisé.

2.b) L'unité de la Balme

Elle est formée, pour l'essentiel, des leptynites et amphibolites de la série rubanée. Des diorites quartziques et des granites sodiques y sont également identifiables.

- Les amphibolites feldspathiques

. Texture : Ces roches sont hétérogranoblastiques, légèrement poeciloblastiques. Les roches sont des mylonites. Elles présentent de fréquentes triples jonctions qui caractérisent un recuit de haute température (photo n° 73).

. Minéralogie : Deux phases minérales principales sont à relever:

- Le plagioclase : Il est en petits grains xénomorphes, cassés, imbriqués, rarement maclés. Leur longueur moyenne est de quelques dixièmes de millimètre. Ce plagioclase est couvert d'un voile sériciteux où se différencient des grains franchement muscovitiques. La séricite, qui se développe de façon plus accentuée dans les plans de clivages, laisse parfois subsister un coeur plagioclasique limpide. Les mesures optiques permettent de déterminer une composition intermédiaire entre l'oligoclase et l'albite (An 8-12).

- L'amphibole : Elle est en petits éléments prismatiques, trapus (photo n° 74), dispersés dans la matrice quartzo-feldspathique. Dans certains cas, elle est plus largement développée et offre des cristaux millimétriques. Elle est polychroïque (vert bleu, vert olive, beige clair), l'angle ng-c max. est de 21°. Ces caractères optiques la définissent comme une hornblende actinolitique. Cette amphibole peut constituer jusqu'à 25 % de la roche.

- Les minéraux opaques : Ils sont nombreux, subautomorphes, parfois losangiques. Ils ont une taille d'environ 0,1 mm et constituent une fraction importante de la roche (10 %).

- Le quartz : Il peut se manifester en rares ocelles (photo n° 73).

- L'épidote : Elle existe en petits grains provenant de la saussuritisation du plagioclase. Elle est parfois associée à du sphène ; dans ce cas, elle exprime la recristallisation d'un minéral ferromagnésien primaire, riche en calcium et en titane (clinopyroxène ?).

- L'apatite et le zircon : Ils se manifestent en petits cristaux inclus dans des cristaux plagioclasiques.

- La chlorite : Elle est très rare et très peu développée, elle est associée à de la biotite brun-vert, et correspond à la rétromorphose des amphiboles.

. Conclusion : Certaines de ces amphibolites feldspathiques pourraient correspondre à des métatuffs plus ou moins évolués. Les plagioclases sont isogranulaires et évoquent un tri mécanique. L'amphibole est en petits cristaux xénomorphes correspondant peut-être à des clastes d'origine détritique, ou en blastes tardifs plus importants, secondaires. Néanmoins, la plus grande part des amphibolites de la série rubanée de la Balme correspondent vraisemblablement à des métabasaltes.

- Les leptynites

Nous pouvons distinguer, grâce aux reliques texturales et minéralogiques des ortholeptynites et des paraleptynites. L'étude géochimique (cf. § suivant) confirme cette distinction.

. Les paraleptynites

. Texture : Elle est hétérogranoblastique, les triples jonctions y sont fréquentes. Une trame phylliteuse emballe des amas quartzo-feldspathiques (photo n° 75).

. Minéralogie :

- Le quartz : Il est en petits grains xénomorphes (0,1 mm), il tend à s'organiser en minces lentilles.

- Le plagioclase : C'est une albite (An 2-4), en petits cristaux, faiblement séricitisés, isogranulaires (0,2 , 0,3 mm).

- La chlorite : Elle est en nombreux cristaux lamellaires qui emballent les clastes quartzo-felspathiques. Elle est associée à de la zoïsite fréquente dans ces faciès. Ce minéral se présente en cristaux allongés dans la foliation, de même taille que les cristaux de plagioclase . Certaines plages à chlorite-zoïsite conservent en palimpseste de minéraux opaques le clivage d'une amphibole primaire.

. Conclusion : Ces paraleptynites diffèrent essentiellement des paraamphibolites de cette unité par leur densité plus faible en minéraux ferromagnésiens. Elles correspondent vraisemblablement à des métagrauwackes.

. Les ortholeptynites

. Texture : Hétérogranoblastiques, légèrement poecilitiques,ces roches montrent une importante imbrication des grains constitutifs entre eux. Une texture en mortier, bien marquée se développe dans ces matériaux (photo n° 76). Le grain du matériel est plus important que celui des roches paradérivées, malgré une cataclase importante. Quelques textures granophyriques reliques s'y manifestent parfois.

- Le quartz est en cristaux xénomorphes, souvent demi-millimétriques, à extinction roulante. Il se présente également en petits grains dispersés dans la mésostase (0,05 mm).

- Le plagioclase (An 10-12) : Les cristaux sub-automorphes sont rares et le plus souvent déformés (cassures et macles flexueuses). Les plus gros individus reliques mesurent d'un à deux millimètres de long. Les grains issus de la déformation sont équidimentionnels (0,1 à 0,2 mm).

- L'amphibole : Ce minéral est présent dans ces roches. Elle est en phénoclastes millimétriques et en petites baguettes dispersées dans le plan de foliation, de quelques dixièmes de millimètres de long. Son pléochroïsme (vert d'eau, vert olive, beige clair) et son angle ng^c (21°) permettent de la définir comme une hornblende actinolitique.

Ces ortholeptynites contiennent quelques chlorites (dont le coeur est parfois biotitique) et de petits grains d'épidote. Les minéraux opaques existent également, associés aux amphiboles et dans les plages chloriteuses, parfois accompagnées de cristaux de sphène . Ils sont xénomorphes globuleux ou polyédriques, parfois hiéroglyphiques.

Le zircon et l'apatite sont également présents dans ce matériel.

. Conclusion : Le cortège minéralogique, l'habitus des minéraux rencontrés permet de dégager une forte affinité entre ces ortholeptynites et des granites sodiques.

- Les granites sodiques

L'examen pétrographique distingue deux types de granites sodiques : des diorites quartziques et des granites sodiques s.s. (composition modale de leucotonalite).

. Les diorites quartziques

. Texture : Hétérogranoblastiques, ces roches sont des protomylonites.

. Minéralogie :

- Le quartz : Ce minéral représente environ 10 % de la roche. Il constitue des plages polycristallines plurimillimétriques, xénomorphes, à extinction roulante très accentuée.

Il existe également sous forme de petits granules disposés entre les phénoclastes plagioclasiques.

- Le plagioclase : Il est en cristaux plurimillimétriques recouverts d'un voile sériciteux. Une granulation discrète de ce plagioclase est perceptible (présence de liseré de séricite), bien que les plages feldspathiques aient une orientation optique commune. Certains cristaux ont leurs macles (albite et albite-péricline) légèrement déformées et ployées en S. La composition du plagioclase est intermédiaire entre l'albite et l'oligoclase (An 10).

- L'amphibole : C'est encore une hornblende actinolitique (polychroïsme vert bleu, vert olive, beige clair ; ng^c = 22°).

Les cristaux millimétriques sont souvent sub-automorphes, à structure interne fibreuse , parfois cataclasés en petits individus aciculaires. Ils sont souvent accompagnés de minéraux opaques en plages xénomorphes.

Dans ces roches, se trouvent quelques rares cristaux d'apatite et de zircon.

. Les leucotonalites

. Texture : L'échantillon observé est grenu, légèrement granoblastique (photo 77).

. Minéralogie :

- Le quartz : Ce minéral constitue des plages pyramidales polycristallines, qui correspondent à la recristallisation de cristaux primaires sub-automorphes. Il se présente également en rubans de longueur centimétrique et de quelques millimètres d'épaisseur. Enfin, il forme sous l'action de la cataclase, des ocelles millimétriques ou inframillimétriques.

- Le plagioclase : Il est en grands cristaux plurimillimétriques, arrondis ou sub-automorphes,maclés albite ou albite-péricline. C'est un oligoclase faiblement calcique (An 12-14). L'altération sériciteuse souligne un zonage (répartition concentrique de bandes sériciteuses et limpides). Ces cristaux incluent parfois des amphiboles.

- L'amphibole : Elle est en cristaux trapus, millimétriques, que la cataclase dissocie en aiguilles de même orientation optique. C'est une hornblende actinolitique. Cette amphibole est souvent associée à des minéraux opaques prismatiques, et à de petits grains de leucoxène.

Ce leucoxène se développe parfois seul en petites plages (de quelques dixièmes de millimètres dans le quartz ou le plagioclase).

Quelques apatites et zircons complètent l'association minéralogique.

. Conclusion : Cette série rubannée de la Balme contient des amphibolites correspondant à des métabasaltes et à des métatuffs, des paraleptynites correspondant à des métagrauwackes, des ortholeptynites dérivant de granites sodiques ou de kératophyres, des diorites quartziques, des granites sodiques et des kératophyres. L'étude minéralogique révèle la présence presque constante d'une hornblende actinolitique, bien développée dans certains faciès. Elle peut y correspondre à la rétromorphose d'un minéral ferromagnésien primaire (pyroxène), lors d'un métamorphisme de faciès amphibolite.

2.c) Unité du granite de Livet

Elle est constituée essentiellement de granite sodique, quelques filons kératophyriques y sont présents.

- Le granite de Livet

. Texture : Elle est grenue (photo n° 78) ou granophyrique (photo n° 79). Les textures granophyriques peuvent être oblitérées par une phase blastomylonitique discrète.

. Minéralogie :

- Le quartz apparaît en grands cristaux xénomorphes, demi-millimétriques ou en éléments plus petits dans des plages polycristallines. Il forme également des ocelles dans les intercroissances quartz-albite.

- Le plagioclase est en grands cristaux plurimillimétriques, subautomorphes, auréolés de textures granophyriques. Il s'agit d'une albite (An 8-10), faiblement séricitisée. Parfois, se développent quelques cristaux rares et minces de muscovite, orientés selon les clivages. Quelques grains opaques sont également inclus dans ces plagioclases. Ces albites sont parfois cassées,le vide étant occupé par du quartz polycristallin.Ces fracturations sont interprétées comme résultant d'un étirement tardi-magmatique.

- L'amphibole se manifeste également dans ce granite. Il s'agit encore d'une hornblende actinolitique, en petits cristaux aciculaires, groupés en plages polycristallines ou en cristaux subautomorphes millimétriques.Elle est associée à des minéraux opaques xénomorphes, à du sphène et à du leucoxène.

Un liseré de chlorite très discret se développe autour des minéraux opaques et plus rarement autour des cristaux d'amphibole.

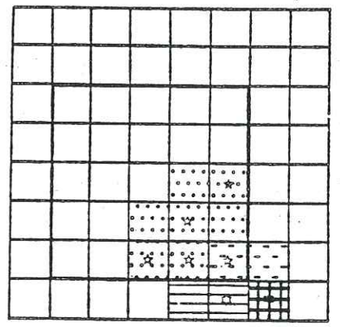
Ce granite sodique contient des cristaux limpides de zircon et des apatites.

Dans certains échantillons, la chlorite peut se développer de façon très importante, l'amphibole n'est que très exceptionnellement conservée. Un échantillon de ce granite montre une association à biotite, chlorite, où l'amphibole est absente. Les plages de biotite et de chlorite contiennent des minéraux opaques et quelques cristaux de sphène. Dans certains cas, la chlorite peut rétromorphoser la totalité des minéraux ferromagnésiens.

. Morphologie et typologie des zircons

L'échantillon dont les zircons étudiés ont été extraits est une leucotonalite à amphibole. Les recristallisations métamorphiques y sont peu développées (déformation protoclastique) et les textures granophyriques sont encore fréquentes).

Les zircons sont limpides, incolores, automorphes à subautomorphes et certains (5 %) sont corrodés. Quelques cristaux sont zonés. Les rares inclusions sont constituées de baguettes incolores, plus ou moins trapues, ainsi que de gouttelettes sombres. La typologie est caractérisée par une faible dispersion ; les types "D" étant les plus fréquents (fig. n° 58).



A: LI-1A

Fig. n° 58 A

Figure n° 58A- Grille de répartition typologique des zircons du granite de Livet; n° 58B- Zircon type

Légende : cf. fig. n° 31 .
Cf. également annexe n° A2.

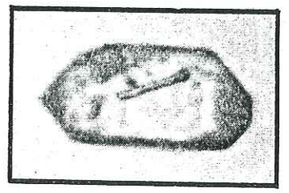


Fig. n°58 B

On constate également
- une forte dominance des prismes 100 sur les prismes 110 ;
- un pourcentage élevé de cristaux monoprismés ;
- une fréquence dominante des pyramides 101 sur les pyramides 211 ;
- de nombreuses faces 301 (définissant les types U, N et K).

Ce diagramme typologique est comparable à celui obtenu sur les "albitites corses" (P. JAUZEIN et al., 1979 ; M. OHNENSTETTER et al., 1980) qui sont pétrographiquement proches de nos matériaux. Il pose le problème de l'identicité des zircons du granite de Livet avec ceux des plagiogranites ophiolitiques, alors que ce granite se situe dans un contexte totalement étranger à une croûte océanique (P. BORDET, 1961).

. Conclusion : Ce granite sodique granophyrique montre une recristallisation épizonale parfois totale de ces minéraux ferromagnésiens, remplacés par un assemblage à chlorite, leucoxène, minéraux opaques. Certains échantillons contiennent une hornblende actinolitique qui type le sommet de l'amphibolite faciès. Dans d'autres, seule la biotite est présente. Il semble que le massif du granite de Livet puisse être rapporté zonéographiquement au sommet de la mésozone.

- Les kératophyres

. Texture : La texture primaire est microlitique, à syneusis. Les microlites sont tous granulés en petits éléments par une cataclase peu accentuée. Cet épisode métamorphique ne provoque pas de recristallisation du matériel qui est une protomylonite.

. Minéralogie : Ces kératophyres sont constitués essentiellement de plagioclase, de quartz et d'un peu de chlorite.

- Le plagioclase : Les phénocristaux sont environ millimétriques et maclés albite. Leur composition est celle d'un oligoclase (An 13). Les petits grains de la mésostase sont très difficiles à déterminer (absence presque totale de macles, xénomorphie). Les mesures optiques indiquent une composition voisine de celle des phénocristaux.

- Le quartz est en petits ocelles xénomorphes, dispersés dans la mésostase. Ces grains quartziques mesurent quelques dixièmes de millimètres de long.

- La chlorite, en petites plages constituées de fibres de même orientation optique, suggère l'habitus d'une amphibole primaire.

- Les minéraux opaques sont présents en nombreux petits grains polyédriques ou xénomorphes.

. Conclusion : Ce kératophyre est très proche du kératophyre à syneusis décrit dans l'unité de Rioupéroux A. La seule différence entre ces roches est constituée par l'absence d'amphiboles dans les kératophyres de Livet. Cette différence n'est toutefois pas probante : dans le granite de Livet, les rétromorphoses épizonales peuvent totalement dégrader les amphiboles.

IV/ RESULTATS APPORTES PAR L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES MATERIAUX DE LA VALLEE DE LA ROMANCHE

Sur la base du gisement des roches et de leur pétrographie, nous avons distingué deux grandes formations dans le groupe de Rioupéroux-Livet : les formations de Rioupéroux et de Livet.

- La formation de Rioupéroux est divisée en deux unités : Rioupéroux A et B. L'unité de Rioupéroux A contient des gabbros cumulats, des basaltes, des granites sodiques et des kératophyres.

L'unité de Rioupéroux B est constituée de plusieurs séries :

. La série sommitale de Gavet est à dominante détritique (constituée de micaschistes et de paraleptynites) où s'injectent quelques filons de granites sodiques et de kératophyres.

. La série intermédiaire des Balmettes est constituée d'une épaisse assise de leptynites généralement orthodérivées.

. La série basale est constituée d'épais filons-couches de granites sodiques.

- La formation de Livet contient trois unités distinctes :
. les micaschistes microplissés des Roberts,
. les alternances amphibolo-leptynites de la série rubannée,
. l'unité structuralement isolée du granite de Livet.

Les différences de degré du métamorphisme sont difficiles à déceler dans la vallée de la Romanche : les rétromorphoses épizonales à chlorite-épidote masquent souvent la totalité des paragenèses métamorphiques antérieures. Le métamorphisme régional se situe généralement au sommet du faciès amphibolite (métamorphisme de faible degré).

Les roches de la série rubannée de la Balme marquent les conditions les plus sévères du métamorphisme régional. La hornblende y est en effet fréquente et bien développée et ce même dans les termes acides.

Les granites sodiques de ces différentes unités présentent quelques différences de gisement : certains sont en filons-couches (Rioupéroux A), d'autres en filons et en sills (Rioupéroux B, la Balme), d'autres encore constituent un petit stock (Livet).

Les différences relevées entre ces différents granites sodiques sont faibles : seuls quelques granites et kératophyres de l'unité de Rioupéroux B s'écartent un peu de l'association minérale classique à quartz-albite/oligoclase-amphibole/chlorite : ils contiennent en effet une quantité faible de biotite et muscovite, traduisant un matériel un peu plus potassique.

Les textures granophyriques eutectoïdes sont fréquentes dans les granites sodiques des formations de Rioupéroux et de Livet. Ces textures traduisent une mise en place hypovolcanique de ces granites sodiques.

Un examen du chimisme de ces roches apparaît nécessaire pour en effectuer une bonne discrimination et une typologie précise. Cette étude du chimisme pourra permettre d'établir un modèle génétique des granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet.

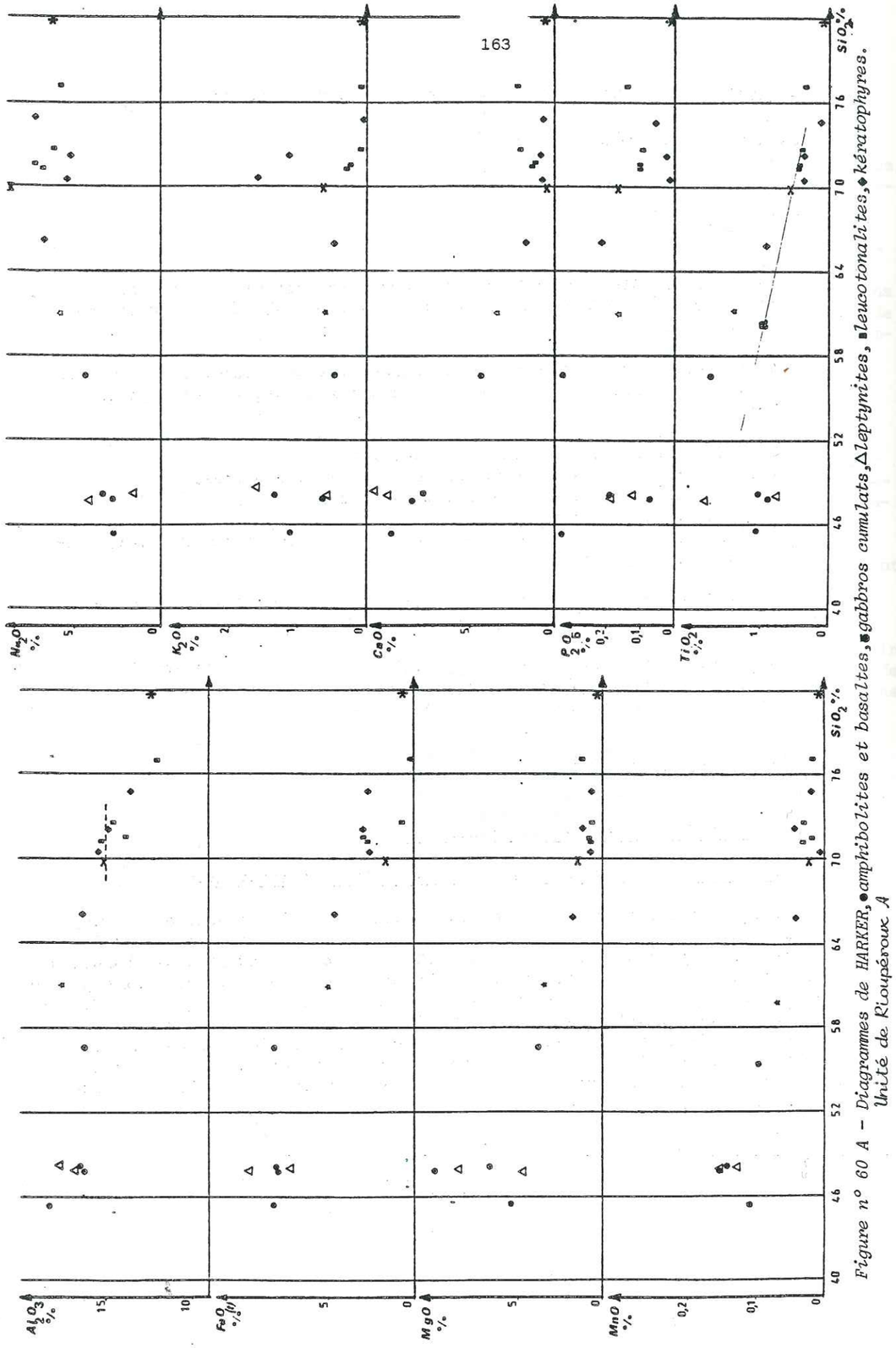


Figure n° 60 A - Diagrammes de HARKER, ●amphibolites et basaltes, ▲cumulats gabbros, △leptynites, ■leucotonalites, ◆kératophyres. Unité de Rioupéroux A

B/ GÉOCHIMIE DES GRANITES SODIQUES DU GROUPE DE RIOUPÉROUX-LIVET ET DES ROCHES ASSOCIÉES

I/ INTRODUCTION

Le groupe de Rioupéroux-Livet (cf. première partie) n'a pas fait à ce jour l'objet d'une étude géochimique précise. Il serait proche des séries calco-alcalines (F. CARME, 1975 , a).

Le travail de terrain a mis en évidence, dans ce groupe, plusieurs formations et unités où dominent largement les granites sodiques, kératophyres et leptynites.

L'étude géochimique a plusieurs objectifs :
- caractérisation géochimique de ces différentes unités,
- définition de la ou des séries de différenciation,
- typologie des granites sodiques,
- élaboration d'un modèle génétique et définition d'un site géotectonique correspondant.

Cette étude géochimique s'appuie sur des dosages d'éléments majeurs , d'éléments en traces, de terres rares.

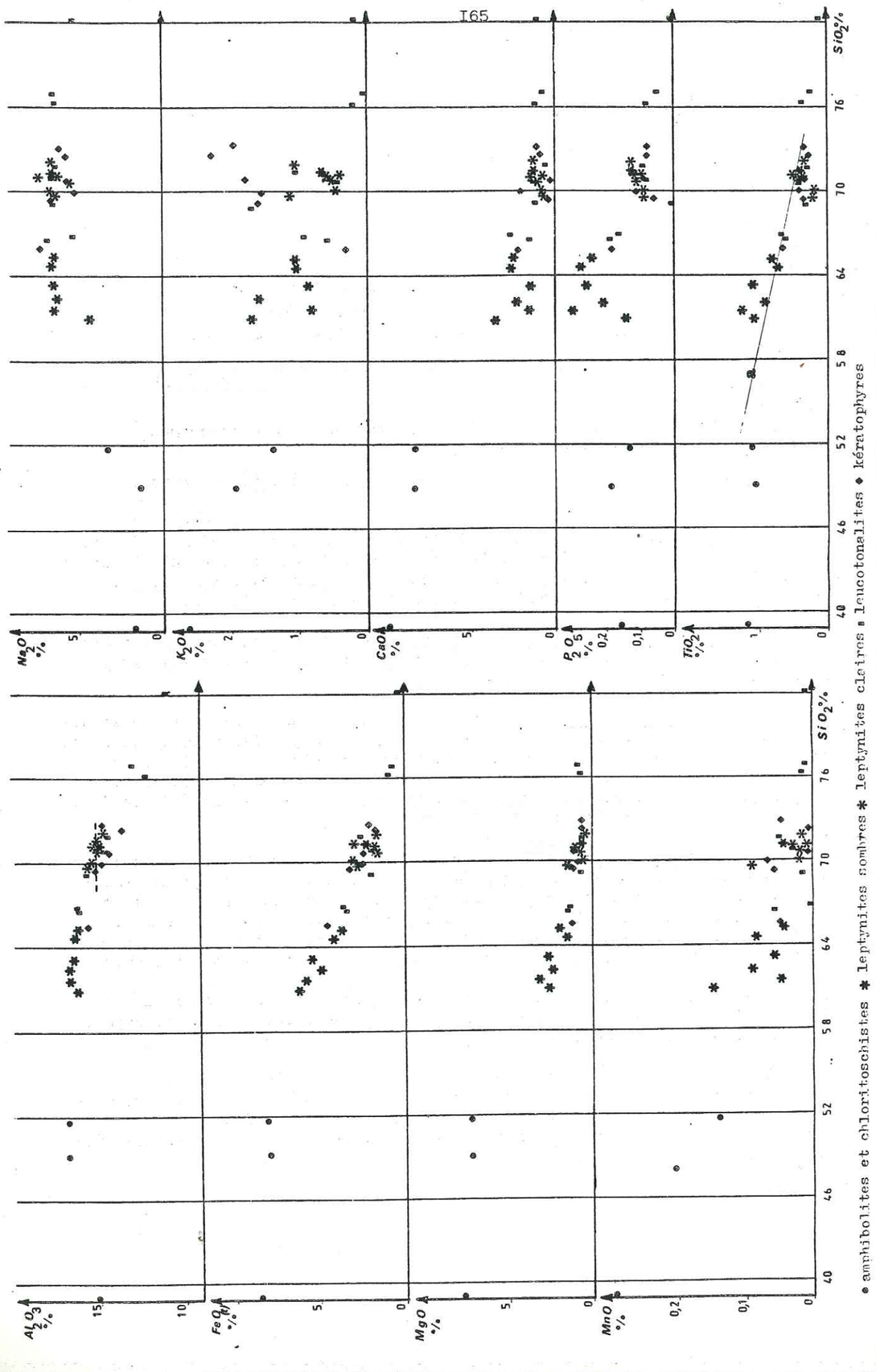
Les résultats analytiques sont groupés en tableaux (annexes n° A 3). Pour chaque type pétrographique, sont données les valeurs de la moyenne et de l'écart type pour les divers éléments dosés.

II/ ETUDE DES ELEMENTS MAJEURS

1) Définition des séries de différenciation

1.a) Evolution des teneurs au cours de la différenciation

SiO_2 : La figure n° 59 permet de visualiser dans l'ensemble du groupe, l'évolution des teneurs en silice. Un "diorite gap" se manifeste entre 52 et 56 % de SiO_2. Après un premier pic de fréquence correspondant à des basaltes, des amphibolites et des cumulats gabbroïques, ne figurent pas de termes pétrographiques de composition intermédiaire. Vers 58 % de silice, quelques diorites quartziques assurent le relais avec les termes acides, constitués de grauwackes, puis de leptynites sombres . Les roches acides forment un pic asymétrique (l t-k) à partir de 66 % de silice : les leptynites claires montrent un enrichissement progressif de la teneur en silice. Il leur succède les granites sodiques et les kératophyres.



• amphibolites et chloritoschistes ✱ leptynites sombres ✱ leptynites claires ▪ leucotonalites ◆ kératophyres

Figure n° 60 B - Diagrammes de HARKER , Unité de Rioupéroux B.

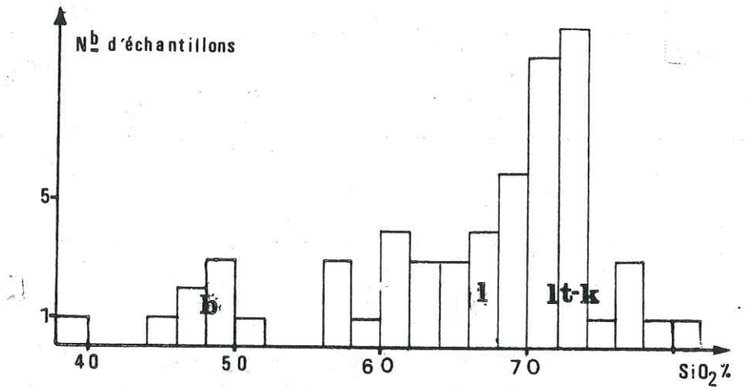


Figure n° 59 - Fréquence des % de SiO_2 des divers types pétrographiques dans le groupe de Rioupéroux-Livet.

b : basique ; l : leptynites ; lt: leucotonalites ; k : kératophyres.

Une comparaison entre l'unité de Rioupéroux A (fig. n° 60 A), l'unité de Rioupéroux B (fig. n° 60 B) et la formation de Livet (fig. n° 60 C) montre que si les évolutions des éléments majeurs suivent les mêmes tendances , les teneurs en silice sont cependant variables d'une unité à l'autre.

- L'unité de Rioupéroux A montre une répartition continue des teneurs en silice. Les échantillons dont les teneurs sont comprises entre 48 et 70% de silice sont très peu nombreux.

- L'unité de Rioupéroux B ne contient que de très rares termes basiques. Ces roches sont vraisemblablement paradérivées . Les premières leptynites,sombres, possèdent de 60 à 66 % de silice. Il leur succède un second groupe de leptynites, claires, mêlées à des granites sodiques et des kératophyres. Ce second groupe est légèrement isolé du précédent : il existe entre 66 et 70 % de silice un petit intervalle sans échantillon.

- La formation de Livet montre une succession régulière des teneurs en silice, car les diorites quartziques et les amphibolites de ce groupe assurent un passage continu des termes basiques aux termes acides. Dans cette formation, le "diorite gap" n'est pas aussi net que dans les unités précédentes. Il pourrait être seulement dû à un sous-échantillonnage de cette formation, plutôt qu'à une lacune dans la succession des termes pétrographiques.

Al_2O_3 : La teneur en alumine dans les trois séries est supérieure à 15 % pour les roches basiques. Ce caractère alumineux des séries les apparente aux séries calco-alcalines.

Il n'y a pas, dans le groupe de Rioupéroux-Livet, de terme cumulatif très riche en plagioclase : les teneurs en alumine sont toujours inférieures à 20 % . Dans les termes acides, pour 70 % de SiO_2 , la teneur en Al_2O_3 est supérieure ou égale à 15 % : les granites sodiques sont du type "trondhjémites alumineuses" ou "intermédiaires".

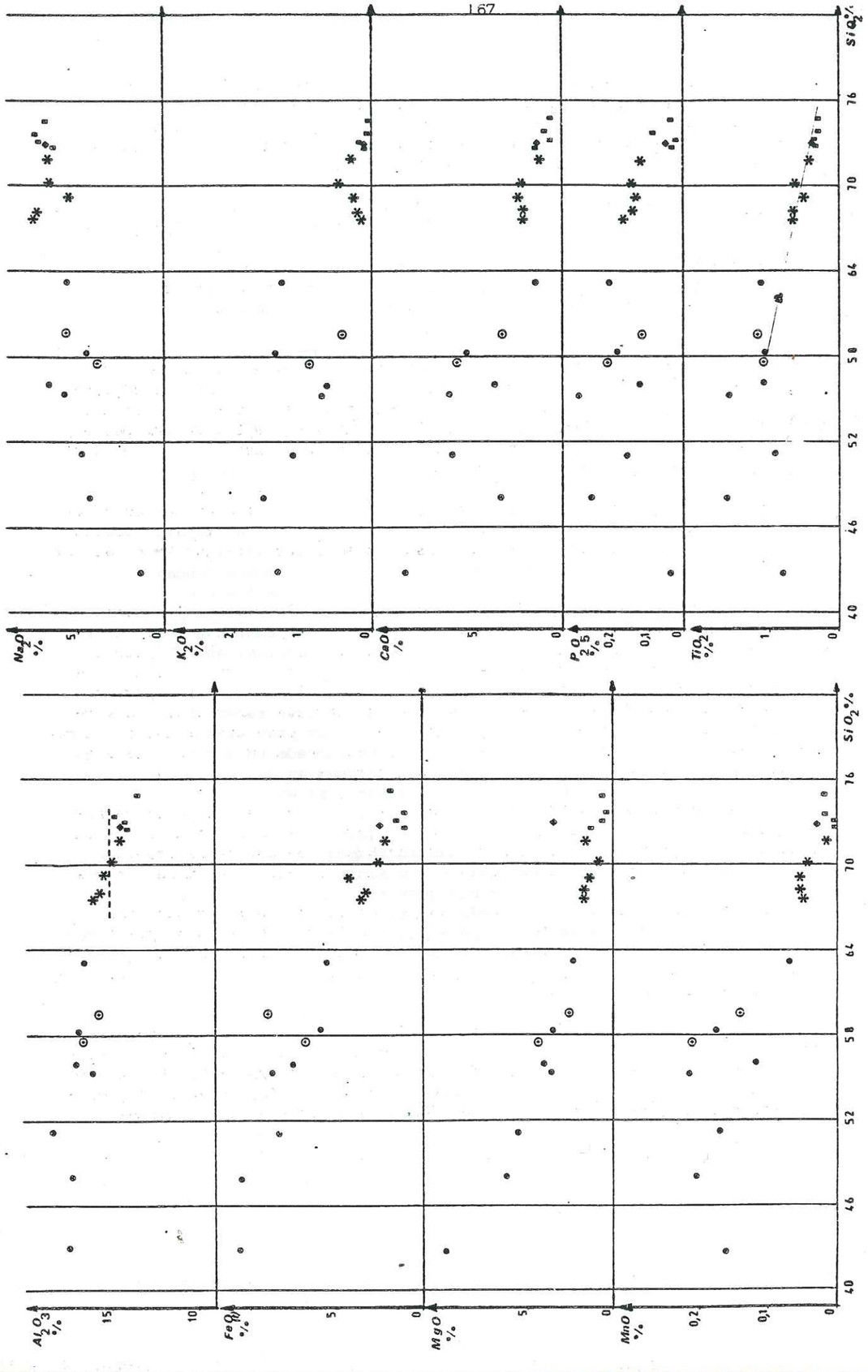


Figure n° 60 C - Diagrammes de HARKER : ○diorites quartziques, ⊙leptynites, autres symboles : cf. fig. n° 60 A, Formation de Livet.

FeO(t) : La teneur en fer diminue progressivement de façon homogène dans les diverses séries des termes basiques aux termes acides. Dans les termes basiques, la concentration en fer n'excède jamais 10 %. Ce type d'évolution des teneurs en fer permet de rapprocher le groupe de Rioupéroux-Livet des séries calco-alcalines (S. ARAMAKI, 1963).

MgO : Les teneurs de cet oxyde décroissent régulièrement au cours de la différenciation. Il ne semble pas être l'objet de migrations post-magmatiques importantes. Seules les analyses de certains termes basiques de l'unité de Rioupéroux A montrent une certaine mobilité dans les faciès les plus altérés. On relève en effet des variations importantes des teneurs pour un même type pétrographique (par exemple de 4,62 à 8,19 % dans des cumulats gabbroïques).

CaO : Le calcium évolue de façon similaire au magnésien au cours de la différenciation. Il paraît être légèrement plus mobile, mais les déplacements restent très modérés. Dans certains échantillons, les teneurs en CaO offrent une forte anti-corrélation avec les teneurs en Na_2O ; ce qui permet de supposer une spilitisation des roches (comportement antithétique de ces deux oxydes lors de la spilitisation.

Na_2O : Le sodium a une teneur qui augmente progressivement au cours de la différenciation. Cette teneur peut dépasser 7 % dans les granites sodiques, la valeur moyenne étant de 6,5 % . Son comportement antithétique avec CaO est à rappeler ici.

K_2O : Cet élément offre de nettes variations de teneurs : les points se dispersent beaucoup et,si globalement la teneur en potassium décroît au cours de la différenciation, il est parfois difficile de définir la cause exacte des variations observées (déplacements post-magmatiques ou fractionnement magmatique ?). En effet, les kératophyres de l'unité de Rioupéroux B se distinguent des autres roches de cette unité par des sur-teneurs où semblent se cumuler les effets d'une potassification tardive (recristallisations bien développées dans ces roches) et d'un cachet magmatique plus potassique (abondance de muscovite, vraisemblablement primaire).

Le diagramme de H. DE LA ROCHE (1963) (fig. n° 61) souligne le caractère plus potassique de ces matériaux (kératophyres de Rioupéroux B) qui se distinguent en position basse par rapport au nuage des points représentant les granites sodiques, les leptynites et les kératophyres des autres unités.

D'autres informations sont données par ce diagramme : les basaltes sont inégalement mais faiblement spilitisés ; certaines des amphibolites de Rioupéroux B se rangent dans le champ des matériaux sédimentaires ; un lessivage du sodium n'est pas exclu (position dans le champ sédimentaire de certains gabbros cumulats).

Les teneurs en potassium du granite de Livet, ainsi que des leptynites associées sont faibles (inférieures à 1 % : moyenne = 0,5 %). Elles sont légèrement plus élevées dans l'unité de Rioupéroux B (moyenne = 0,9 %) et plus basses dans l'unité de Rioupéroux A (moyenne = 0,3 %). Ces teneurs en potassium rapprochent ces granites sodiques des plagiogranites ophiolitiques.

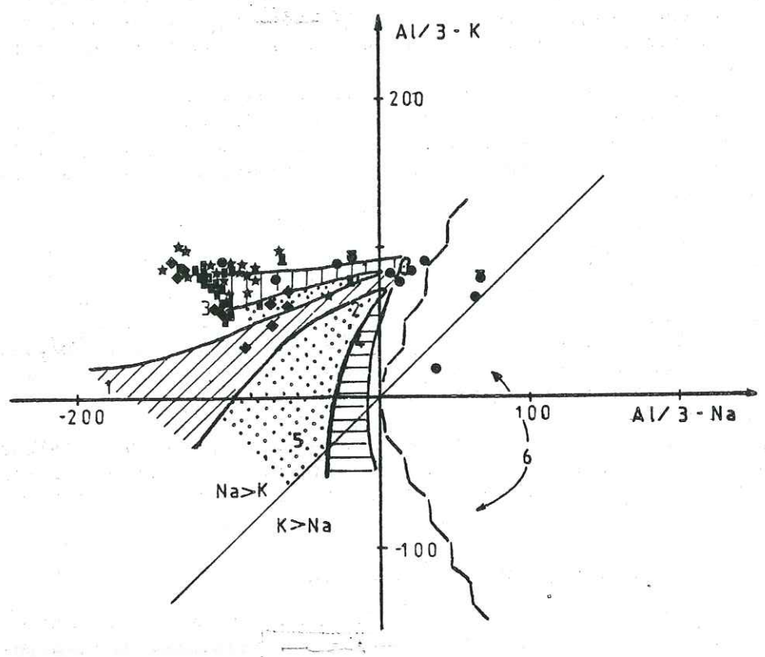


Figure n° 61 - Diagramme de H. DE LA ROCHE (1963).

●: basaltes et amphibolites ; ●: cumulats gabbroïques ; ■: diorites quartziques ; ★: leptynites (claires et sombres) ; ▮: granite sodique ; ◆: kératophyre. n° 1 à 6 : cf. légende figure n° 34 .

MnO : Cet oxyde est bien corrélé avec le fer, le magnésium et le calcium. Les teneurs en MnO présentent des variations sensibles entre les échantillons des leptynites sombres de Rioupéroux B. Cette dispersion semble souligner à la fois une hétérogénéité de ces leptynites et des variations de composition post-magmatiques du MnO. On y constate en effet :

- une dispersion des teneurs en éléments réputés peu mobiles (titane et éléments en traces, § suivant), ce qui milite en faveur d'une nature différente des matériaux qui constituent ces leptynites sombres ;

- une dispersion importante du K_2O et du CaO, qui s'oppose à des teneurs constantes du Na_2O. Ces variations différencielles, des teneurs en certains éléments réputés mobiles lors des processus post-magmatiques, accréditent l'hypothèse de l'existence de ces derniers pour les leptynites de Rioupéroux B.

TiO_2 : Les teneurs en TiO_2 décroissent lentement et régulièrement au cours de la différenciation magmatique. Les différents granites sodiques et leptynites ont des teneurs voisines (moyenne = 0,4). La droite (a) séparant les domaines sédimentaires et éruptifs montre que si la plupart des roches typées comme granites sodiques sont bien orthodérivées , il n'en est pas de même pour toutes les leptynites. Certaines se situent nettement à la limite

entre les deux champs. De ce fait, elles peuvent peut-être correspondre à des grauwackes très peu évolués. D'autres (certaines des leptynites sombres de Rioupéroux B) ont enfin un caractère paradérivé plus marqué.

P_2O_5 : La teneur en P_2O_5 décroît au début de la différenciation pour se stabiliser dans les termes acides. Les concentrations primaires semblent être affectées par de légères variations tardi-magmatiques, en particulier au niveau des leptynites sombres de Rioupéroux B (teneurs allant de 0,12 à 0,3 %).

- Conclusion

L'évolution des teneurs des différents éléments majeurs au cours de la différenciation ne semble pas être celle d'une série tholéitique : il ne se manifeste pas d'enrichissement en fer au cours de la différenciation des termes basiques. Cependant, cette absence de "fenner trend" reste le seul élément qui rapproche ce groupe des séries calco-alcalines.

Les éléments les plus mobiles lors du processus d'altération hydrothermale sont ici assez peu affectés. Une meilleure caractérisation de la série peut être faite au moyen de diagrammes plus précis mettant en jeu plusieurs éléments.

1.b) Diagramme de H. KUNO (1959)

Sur ce diagramme (fig. n° 62), les termes intermédiaires et acides se placent dans les champs des séries calco-alcalines, tandis que les termes basiques se répartissent plutôt dans les champs calco-alcalins et alcalins. Il apparaît donc que les faibles variations de teneurs post-magmatiques observées suffisent à perturber la typologie des séries.

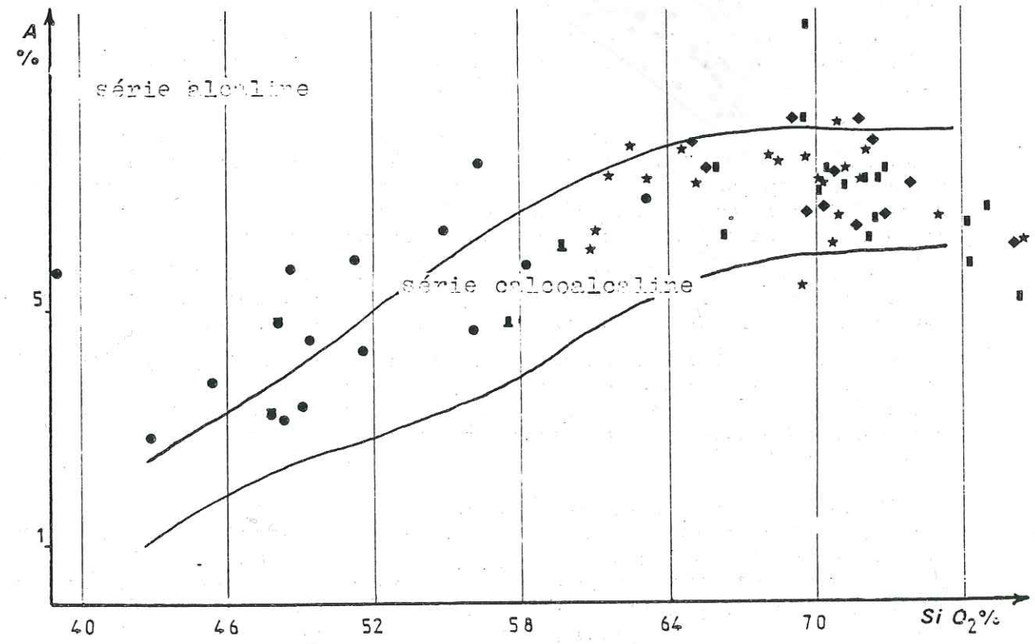


Figure n° 62 - Diagramme de H. KUNO (1959). Légende : cf. fig. n° 61 .

1.c) Diagramme A.F.M.

La série se place entièrement dans le champ calco-alcalin (fig.n°63). Les roches basiques de Rioupéroux B se distinguent par un cachet plus alcalin que celles des unités de Rioupéroux A et de la formation de Livet. Il ne se manifeste pas de "fenner trend" sur ce diagramme, mais ce "fenner trend" est parfois très discret (cf. P. JOUCHOUX, pour un problème analogue dans la Brévenne , 1983) et son absence n'est pas suffisante pour démontrer que l'on a affaire à une série calco-alcaline plutôt qu'à une série tholéitique.

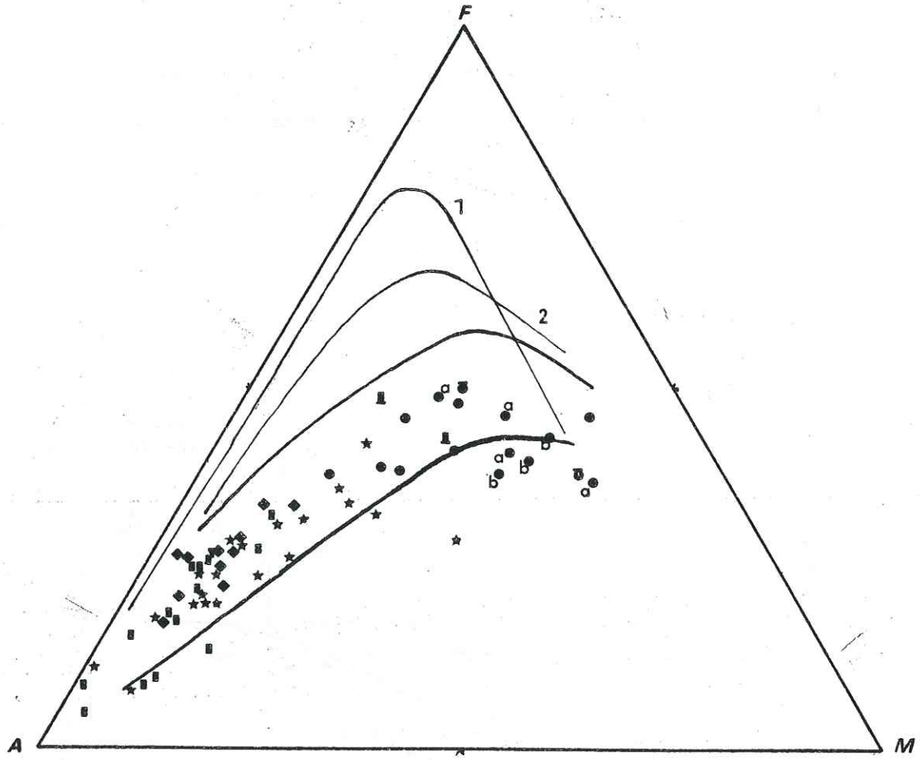


Figure n° 63 - Diagramme A.F.M. Légendes cf. fig. n° 61, 65 et 36.

1.d) Diagramme de M. BESSON et M. FONTEILLES (1974)

Sur ce diagramme, la série suit une différenciation calco-alcaline (fig. n° 64). Le report des champs définis par T.H. PEARCE et al. (1977) montre que le matériel basique correspond soit aux champs des rides océaniques, soit à celui des arcs insulaires. Il ne semble pas que l'on puisse discriminer les roches basiques des différents ensembles définis dans le groupe de Rioupéroux-Livet.

Bien que la teneur en magnésium n'ait apparemment pas variée, les résultats fournis par ce diagramme demandent à être confirmés car les points sont assez dispersés.

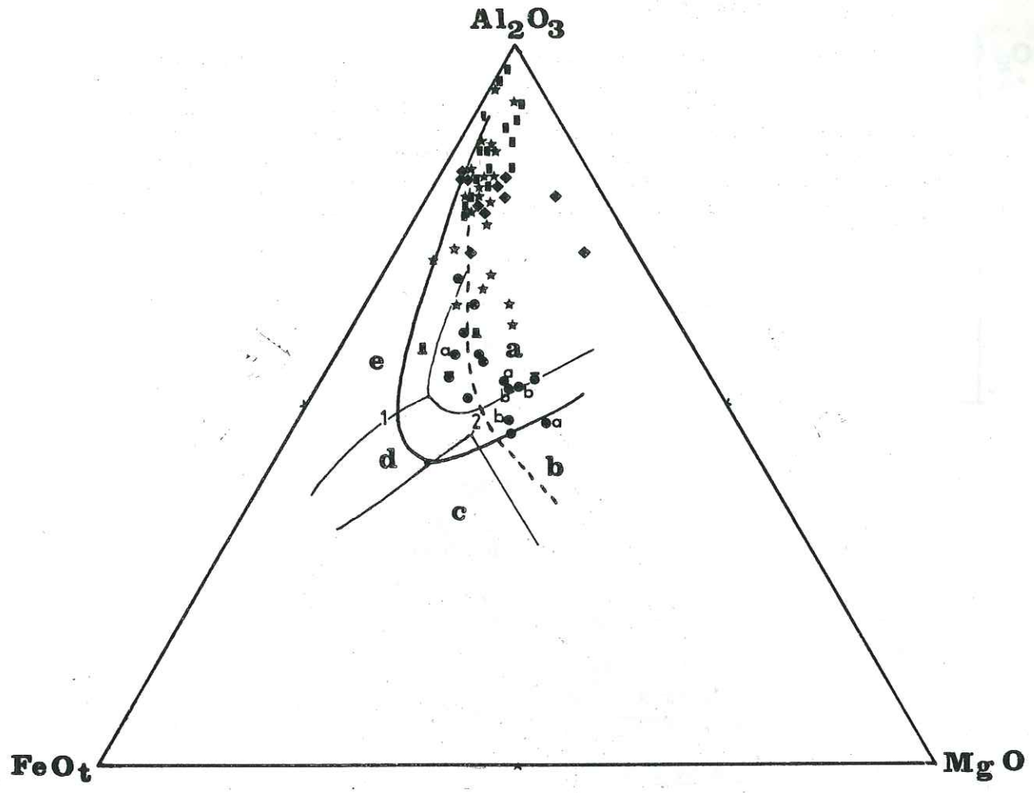


Figure n° 64 - Diagramme de M. BESSON et M. FONTEILLES (1974). Légende : cf. fig. n° 61 . Champs a, b, c, d, e : d'après J.A. PEARCE et al., 1977.

a : arc insulaire et marge continentale ; b : ride et plancher océanique ; c : îles océaniques ; d : continental ; e : îles en centre de spreading.

1.e) Diagramme TiO_2 vs. FeO/MgO

Les roches basiques des différentes unités ont là aussi un comportement relativement homogène. Elles forment une suite intermédiaire entre la série tholéitique du Skaergaard et la série calco-alcaline d'Asama (6 : fig. n° 65). Les dosages effectués sur ces éléments ne permettent pas de typer franchement une série calco-alcaline pour le groupe de Rioupéroux en raison des faibles variations des teneurs en titane et de leur extrême variabilité.

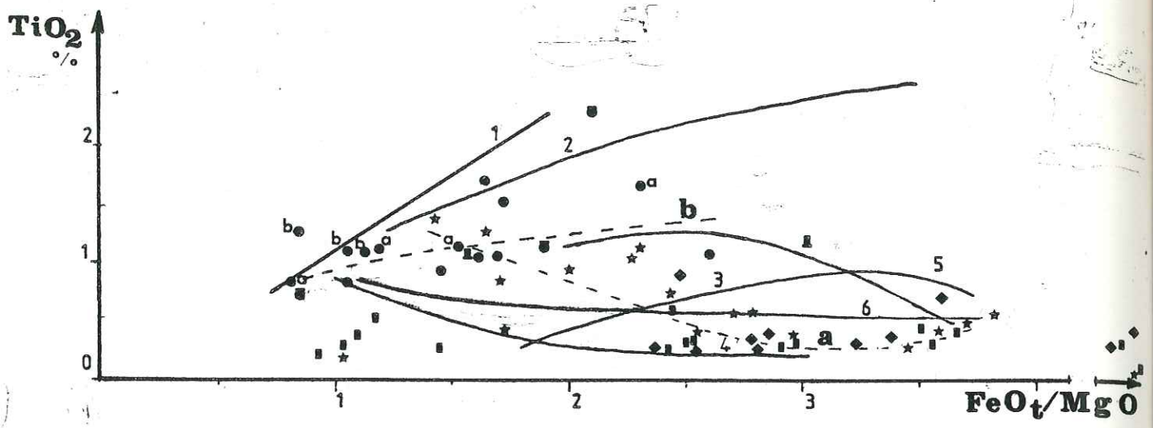


Figure n° 65 - Diagramme TiO_2 vs. FeO/MgO (A. MIYASHIRO, 1973, 1975).

1 : tholéïtes abyssales ;
2 : Skaergaard ;
3 : Tofua ;
4 : Amagi ;
5 : Miyake-Jima ;
6 : Asama.

a : granites sodiques et kératophyres;
b : basaltes et amphibolites ;

●a : basique Rioupéroux A ; ●b : basique Rioupéroux B ; ● : basique formation de Livet ; autres symboles : cf. fig. n° 61 .

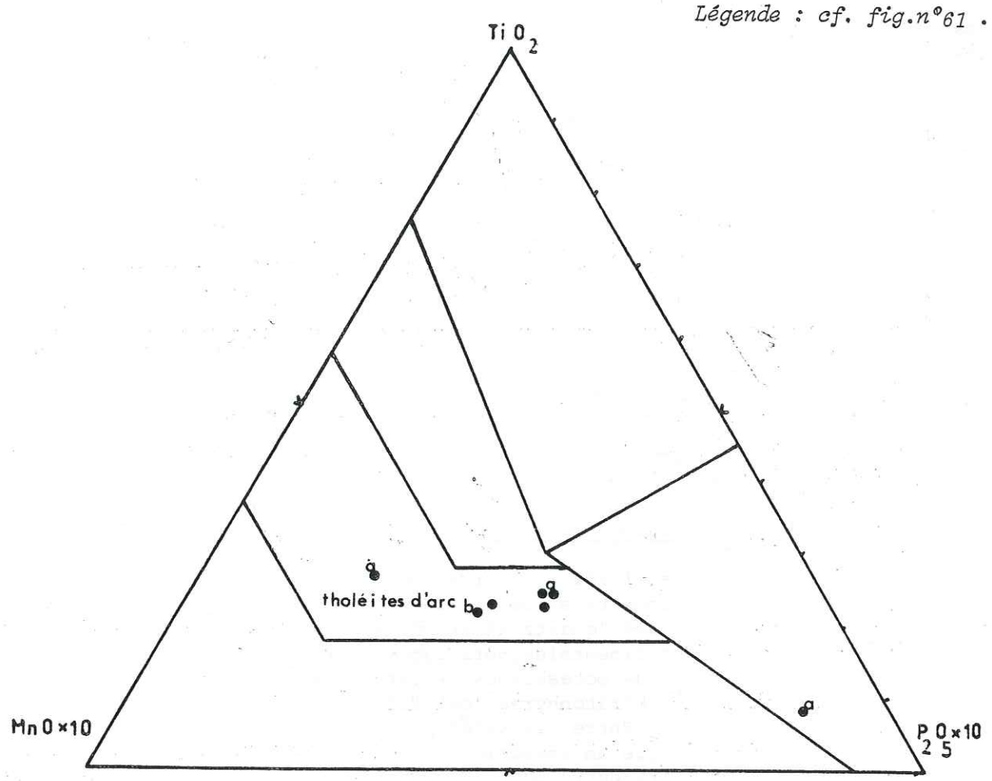
1.f) Diagramme de E.D. MULLEN (1983)

Les quelques analyses de roches basiques dont on dispose les identifient d'après E.D. MULLEN comme appartenant aux tholéites d'arc. Les unités distinguées précédemment dans le groupe de Rioupéroux-Livet ont toutes des roches basiques appartenant aux tholéites d'arc insulaire. Seul un point sort du champ : il s'agit d'un basalte de Rioupéroux A. Ce basalte a une composition qui le place dans le champ des basaltes alcalins d'île océanique (fig. n° 66). Il peut être cumulatif et riche en apatite, ce qui expliquerait cette position à proximité du pôle P_2O_5.

Bien que ce diagramme soit à considérer avec prudence (de très faibles variations post-magmatiques des teneurs en MnO et en P_2O_5 peuvent induire des variations importantes de la localisation des points) et bien que l'on ne dispose que de peu d'analyses, il apparaît que le groupe de Rioupéroux-Livet est apparenté aux séries calco-alcalines et que les basaltes et amphibolites qui s'y trouvent sont peut-être à rattacher aux tholéites des arcs insulaires.

Figure n° 66 - Diagramme de E.D. MULLEN (1983).

Légende : cf. fig.n°61 .



2) Typologie des granites sodiques

2.a) Classification de S.J. SHAND (1951)

Sur un diagramme "corindon normatif vs. SiO_2" , l'ensemble des granites sodiques, des leptynites et des kératophyres du groupe de Rioupéroux-Livet se classe dans les matériaux peralumineux. Tous les échantillons acides tiennent suffisamment d'alumine normative libre pour que le corindon s'exprime (fig. n° 67).

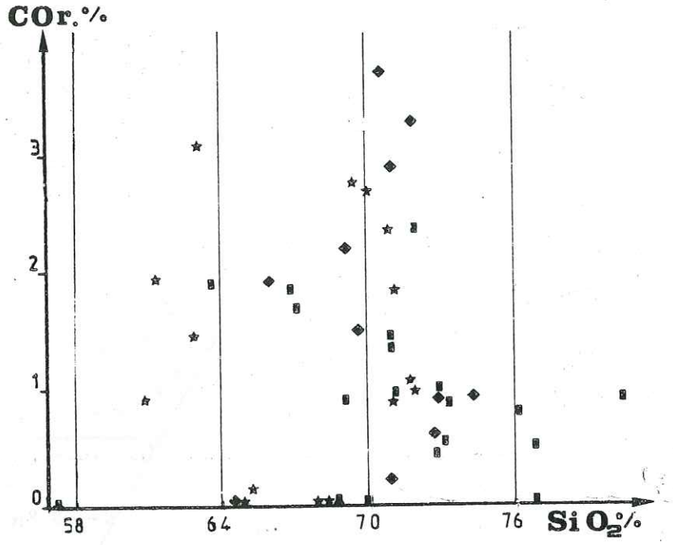


Figure n° 67 - Diagramme "corindon normatif vs. SiO_2.
Légende : cf. fig. n° 61 .

2.b) Classification de J.T. O'CONNOR (1965)

Dans cette classification normative (fig. n° 68), les roches acides du groupe de Rioupéroux-Livet se classent dans les champs des trondhjémites (roches grenues) et des "quartz kératophyres" (roches effusives). Le champ des trondhjémites continentales, défini par F. BARKER (1979), reste vierge de points. Des termes plus potassiques (kératophyres) se détachent nettement du nuage principal. Ces kératophyres, toutefois, demeurent assez éloignés du champ des rhyolites. Entre ces kératophyres et les granites sodiques proprement dits, se distingue un ensemble de roches dont les feldspaths ont une composition intermédiaire entre celle des granites très albitiques et des kératophyres plus potassiques. Ces roches sont pour la plupart des leptynites qui semblent avoir fait l'objet d'une discrète potassification.

2.c) Classification de A. STRECKEISEN (1976)

L'écart vérifié faible pour les roches éruptives quartzo-feldspathiques entre le mode et la norme permet d'utiliser directement les résultats du calcul de la norme C.I.P.W.

Les granites sodiques se rangent le long du côté Q-P du diagramme (fig. n° 69). Quelques roches, dont le plagioclase est très albitique (An < 5 %) vont se placer le long du côté Q-A. Sur ce diagramme, les différences de teneur en K_2O s'expriment plus nettement que sur le diagramme précédent. A gauche des granites sodiques, se manifeste en effet une bande de points, parallèle au côté Q-P, offrant donc la même évolution au cours de la différenciation que celle des granites sodiques (contrôlée par un enrichissement en quartz), mais légèrement plus potassique. Il lui succède des kératophyres dont l'évolution au cours de la différenciation ne semble pas contrôlée uniquement par un enrichissement en quartz : ces matériaux montrent en effet un enrichissement léger, mais net en potassium. Ils se placent dans le champ des dacites.

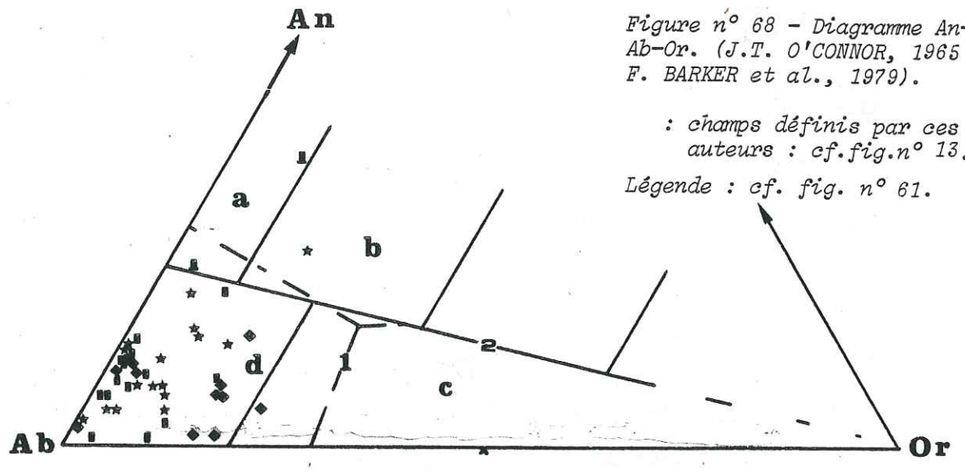


Figure n° 68 - Diagramme An-Ab-Or. (J.T. O'CONNOR, 1965 ; F. BARKER et al., 1979).

: champs définis par ces auteurs : cf.fig.n° 13.

Légende : cf. fig. n° 61.

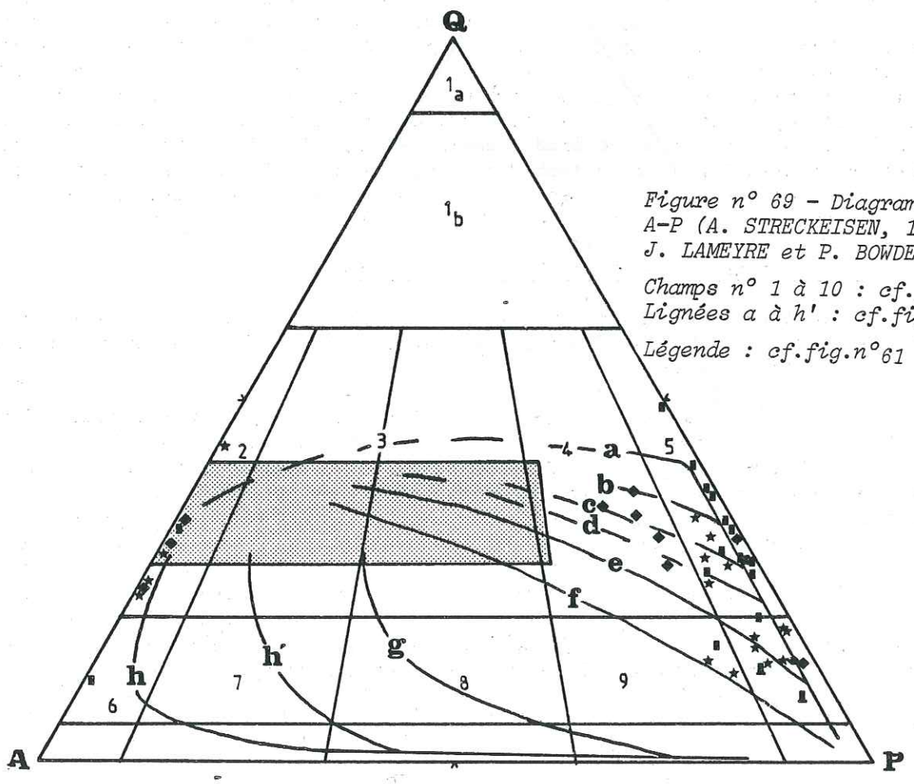


Figure n° 69 - Diagramme Q-A-P (A. STRECKEISEN, 1976 ; J. LAMEYRE et P. BOWDEN, 1982).

Champs n° 1 à 10 : cf.fig.n°10.
Lignées a à h' : cf.fig.n° 29.

Légende : cf.fig.n°61 .

Le report sur ce diagramme des lignées définies par J. LAMEYRE et P. BOWDEN (1982) montre que les granites sodiques suivent une différenciation de type tholéitique. Cette lignée est néanmoins accompagnée par une différenciation à cachet plus calco-alcalin, proche des lignées de différenciation granodioritiques du Chili, du Pérou, de la Sierra Nevada.

2.d) Diagramme Q-Ab-Or

La disposition des points est peu différente de celle mise en évidence par le diagramme de A. STRECKEISEN (fig. n° 70). Les granites sodiques et les leptynites, ainsi qu'une partie des kératophyres, suivent le côté quartz-albite du diagramme. Les kératophyres de Rioupéroux B suivent une lignée de différenciation plus potassique. La répartition des points sur ce diagramme est nettement différente de celle qui se manifesterait s'ils résultaient d'une fusion dans des conditions proches de celle de l'eutectique du système ternaire considéré. Au cours de la différenciation de ces granites sodiques, la série évolue vers l'eutectique, mais ne le suit pas. La fréquence des textures granophyriques relictuelles dans ces granites sodiques, leur mode de gisement, leur composition, permet d'exclure l'hypothèse d'une anatexie crustale pour rendre compte de leur genèse. Le champ des granites provenant de la fusion crustale, défini par J. LAMEYRE et al. (1982) reste d'ailleurs vierge de points.

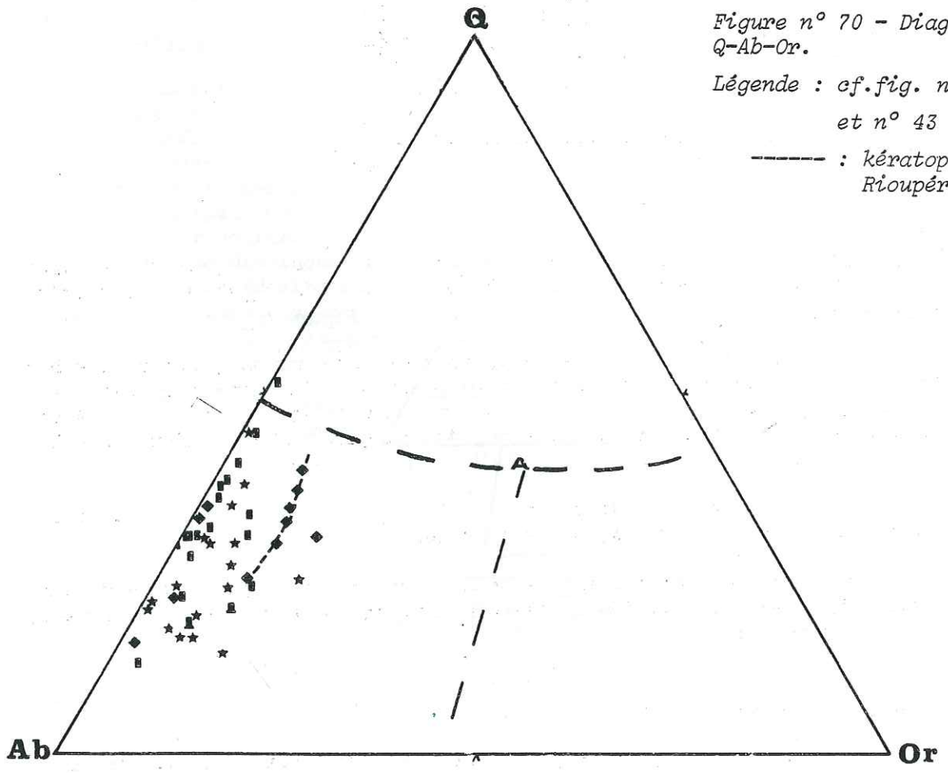


Figure n° 70 - Diagramme Q-Ab-Or.

Légende : cf. fig. n° 61 et n° 43 .

------ : kératophyres de Rioupéroux.

2.e) Diagramme K_2O vs. SiO_2

Les granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet s'inscrivent pour la plupart dans le champ des plagiogranites ophiolitiques (fig. n° 71).

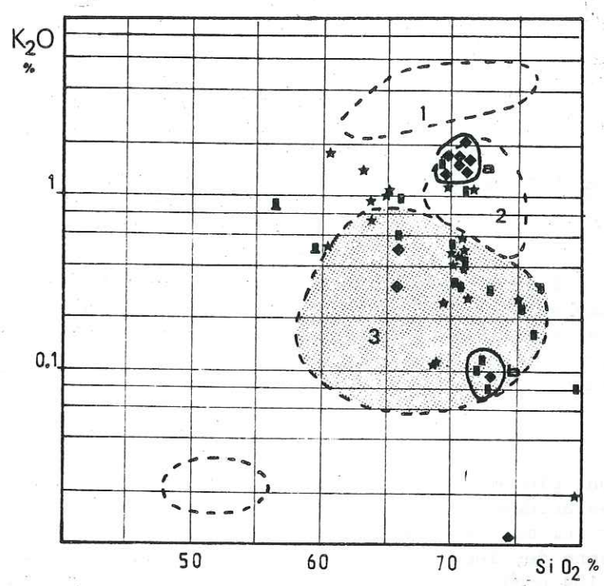


Figure n° 71 - Diagramme K_2O vs. SiO_2 (R.G.COLEMAN et Z.E.PETERMAN, 1975).

1,2,3 : cf. fig. n° 17.

a : kératophyres de Rioupéroux B.

b : granite de Livet.

Légende : cf. fig. n°61.

Certaines leptynites se placent hors de ce champ : plus potassiques, celles-ci sont les leptynites sombres dont on a déjà souligné le caractère paradérivé.

Le granite de Livet et les kératophyres associés se placent très bas dans le champs des plagiogranites ophiolitiques : ils forment un petit ensemble hypopotassique (0,1 % de potassium). Les leptynites associées à ce granite sont caractérisées par des teneurs faibles en K_2O (inférieures à 1 %).

Les kératophyres de Rioupéroux B s'isolent là aussi très nettement au sommet du champ des trondhjémites continentales.

Ce diagramme montre l'existence d'un caractère de plagiogranite ophiolitique bien marqué pour des roches constituant une série essentiellement acide et calco-alcaline.

3) Conclusion

Le groupe de Rioupéroux-Livet suit une différenciation qui semble être celle d'une série calco-alcaline : absence de "fenner trend", évolution calco-alcaline des termes intermédiaires et acides, existence de termes effusifs plus potassiques.

Cependant, les granites sodiques offrent des caractères de plagiogranites ophiolitiques : particulièrement en ce qui concerne leur teneur en potassium. Leur teneur en Al_2O_3 est, elle, supérieure ou égale à 15 % ,ce qui range ces matériaux dans la catégorie des trondhjémites continentales ou intermédiaires. Ces caractéristiques géochimiques sont ambiguës. L'attribution géotectonique est peu évidente (arc, ride peu évoluée, marge continentale). L'étude des éléments en traces permettra de lever ces ambiguïtés, tant au niveau de la différenciation qu'au niveau de la typologie de ces granites sodiques.

III/ ÉTUDE DES ELEMENTS EN TRACES

1) Variation des teneurs dans la série

- Le baryum

Cet élément, très mobile, a une distribution erratique : dans les termes basiques, les teneurs varient de 15 à 650 et même 1600 ppm. Dans les termes acides, l'intervalle des variations est sensiblement le même (40 à 900 ppm). Les kératophyres de Rioupéroux B sont caractérisés par des teneurs en baryum supérieures à celles des autres matériaux acides ($\overline{m}$ = 619ppm).

- Le rubidium

Les variations sont plus modérées que dans le cas du baryum : de 10 à 35 ppm dans les termes acides. Les kératophyres de Rioupéroux B et les leptynites sombres sont ici marqués par des teneurs plus fortes que les autres échantillons (moyenne des leptynites sombres : $\overline{m}$ = 34 ppm ; moyenne des kératophyres : $\overline{m}$ = 104 ppm).

- Le strontium

Les teneurs sont assez fortes dans les roches basiques (400 ppm).Elles diminuent ensuite progressivement jusqu'aux roches acides où elles se stabilisent autour de 100 ppm. Une certaine mobilité de cet élément semble se manifester : vers environ 70 % de silice, teneurs pour lesquelles les concentrations en strontium varient fortement entre 50 et 150 ppm.

- Le zirconium

Les teneurs, faibles dans les roches basiques (80 ppm) augmentent progressivement et régulièrement au cours de la différenciation, pour voisiner 400 ppm dans les roches les plus acides. Dans certains échantillons, cette teneur peut ensuite diminuer jusqu'à 200 ppm en fin de différenciation.

- L'yttrium

Son comportement,au cours de la différenciation, est proche de celui du zirconium. Les teneurs sont d'abord faibles dans les roches basiques(de l'ordre de 20 à 25 ppm), elles augmentent ensuite de façon continue dans la série de Livet, jusqu'à 65 ppm. Dans la formation de Rioupéroux, ces valeurs diminuent dans les roches acides pendant la différenciation, d'environ 50 ppm jusqu'à 10 ppm. Des sur-teneurs anormales en yttrium (150 ppm) dans certaines leptynites sombres reflètent le caractère paradérivé de ces matériaux, par ailleurs anormalement enrichis en P_2O_5 (0,3 %).

- Le niobium

Cet élément montre une fourchette de variations très étroite , d'environ 3 ppm pour les roches basiques à 15 ppm pour les roches les plus acides. Certains échantillons n'ont pu être dosés, la teneur étant inférieure au seuil de détection du spectromètre de fluorescence X. Les valeurs observées montrent, comme pour l'yttrium et le zirconium, une décroissance des teneurs dans les échantillons de Rioupéroux A et B entre 69 et 72 % de SiO_2 .

2) Caractérisation des roches basiques

L'étude des éléments majeurs n'a pas permis d'établir avec certitude le type de la série. Un certain nombre de diagrammes concernant les éléments en traces peut permettre de préciser la nature de cette série et d'obtenir des informations sur le site géotectonique.

2.a) Diagramme Y vs. FeO/MgO

Sur ce diagramme, proposé par J.A. WINCHESTER et M.D. MAX en 1982 (fig.n° 72), les différentes unités se rangent toutes dans le champs des roches tholéitiques. Cependant, ces auteurs signalent que les points situés dans ce secteur correspondent plus à des termes intermédiaires entre les roches calco-alcalines et tholéitiques qu'à une série franchement tholéitique.

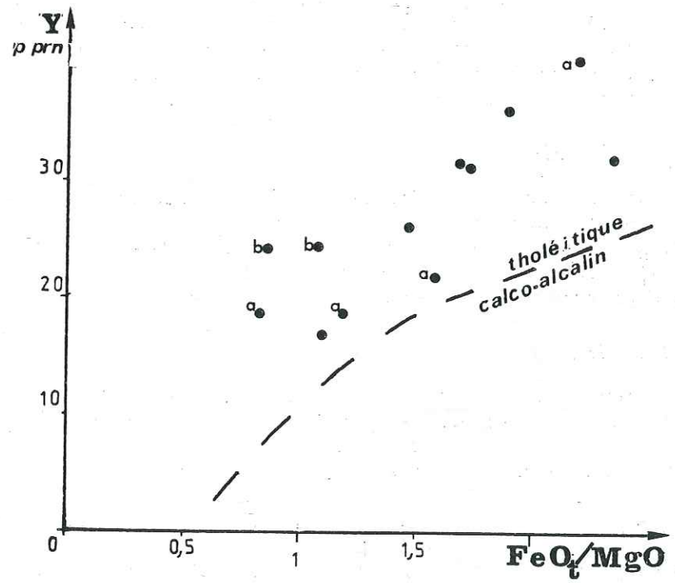


Figure n° 72 - Diagramme Y vs. $FeO_{(t)}/MgO$ (J.A. WINCHESTER et M.D.MAX,1982). (roches basiques non cumulatives).

2.b) Diagrammes TiO_2 et Nb/Y vs. Zr/P_2O_5

Ces diagrammes, conçus en 1977 par J.A. WINCHESTER et P.A. FLOYD s'appuient sur :

- la faible concentration en P_2O_5 des séries tholéitiques (le rapport Zr/P_2O_5 augmente avec l'alcalinité) ;

- les faibles variations du rapport Nb/Y dans les séries tholéitiques qui s'opposent aux fortes variations de ce rapport dans les séries alcalines ;

- de fortes variations de la teneur en TiO_2 dans les séries alcalines, pour des valeurs toujours faibles de Zr/P_2O_5 .

Bien que mettant en jeu un oxyde (P_2O_5), éventuellement mobile, ces diagrammes (fig. n° 73 A et B) donnent des résultats concordants : les roches basiques du groupe de Rioupéroux-Livet s'inscrivent dans le domaine des basaltes tholéitiques. Il semble de plus que, malgré le recouvrement entre les tholéites océaniques et continentales, les basaltes analysés soient plutôt de type continentaux.

Cette hypothèse doit être testée au moyen de diagrammes qui ne soient pas affectés par d'éventuelles variations de la teneur en P_2O_5 .

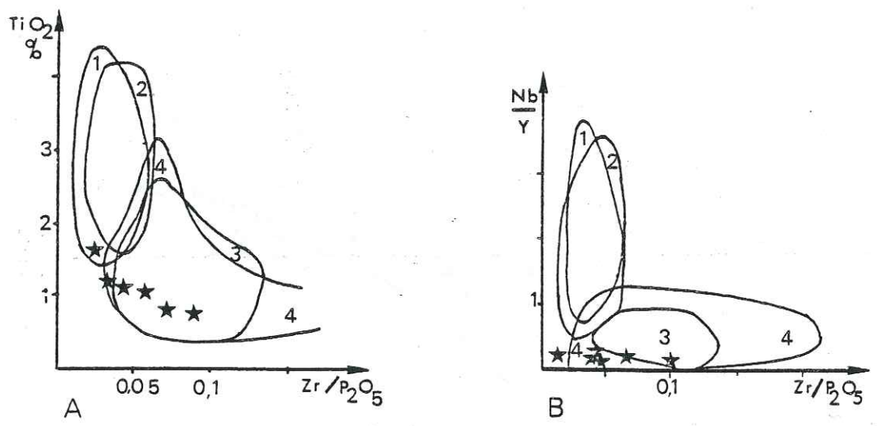


Figure n° 73 - Diagramme TiO_2 vs. Zr/P_2O_5 - Diagramme Nb/Y vs. Zr/P_2O_5
J.A. WINCHESTER et P.A. FLOYD (1977).
1 : basaltes continentaux ; 2 : basaltes alcalins continentaux ;
3 : basaltes tholéïtiques océaniques ; 4 : basaltes tholéïtiques continentaux.
★ : roches basiques : SiO_2 compris entre 45 et 52 %.

2.c) Diagramme Nb-Y-Zr/10 (D. EGIN et al., 1979 ; P. JOUCHOUX, 1983)

Les roches basiques de Rioupéroux-Livet se classent dans le champ des basaltes calco-alcalins ou dans celui des basaltes intraplaques (fig. n° 74:★).

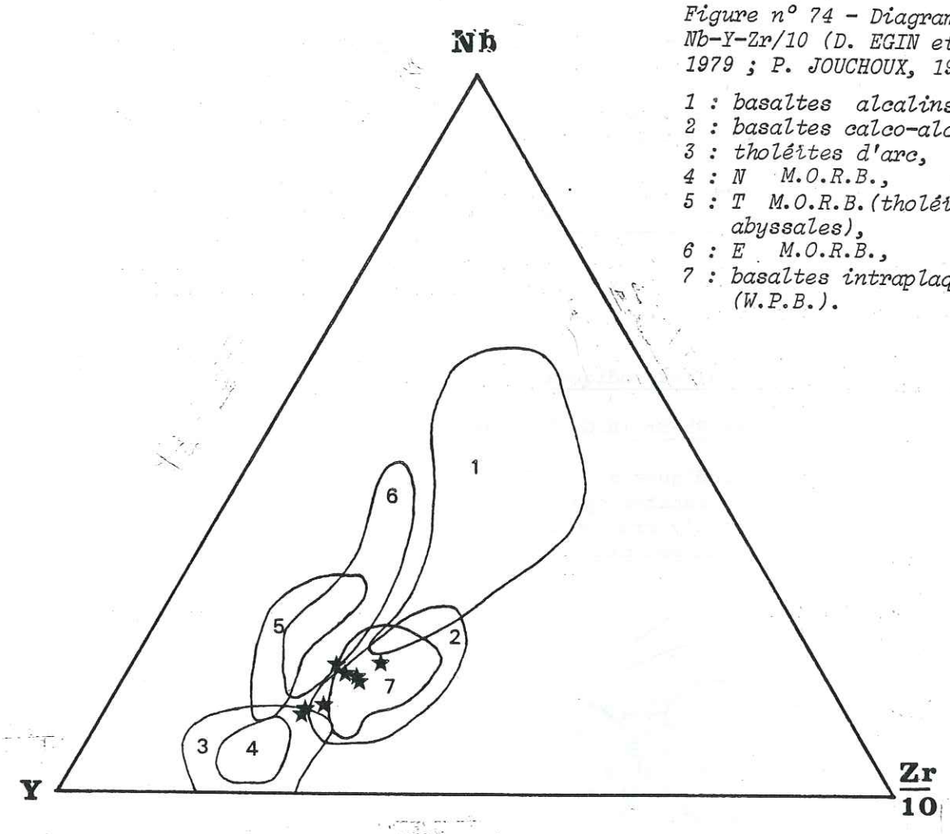


Figure n° 74 - Diagramme Nb-Y-Zr/10 (D. EGIN et al., 1979 ; P. JOUCHOUX, 1983).
1 : basaltes alcalins,
2 : basaltes calco-alcalins,
3 : tholéïtes d'arc,
4 : N M.O.R.B.,
5 : T M.O.R.B. (tholéïtes abyssales),
6 : E M.O.R.B.,
7 : basaltes intraplaques (W.P.B.).

Ces résultats s'accordent avec ceux obtenus par l'utilisation du diagramme de J.A. WINCHESTER et P.A FLOYD (fig. n° 73). On remarquera sur ces diagrammes que les points représentatifs des basaltes de Rioupéroux-Livet présentent une légère dérive vers des termes plus enrichis en Y et en TiO_2. Ce type de répartition marque le caractère transitionnel de ces basaltes (R.P. MENOT, com. pers.). Celui-ci est en accord avec leur nature tholéïtique et le caractère calco-alcalin de la série de différenciation.

2.d) Diagramme Ti/100 vs. Zr vs. Y X 3 (J.A.PEARCE et J.R.CANN, 1973)

Ce diagramme permet une discrimination fine des différentes roches basiques non cumulatives. Les basaltes et dolérites du groupe de Rioupéroux-Livet se rangent, dans leur ensemble, dans le secteur des basaltes intraplaques (fig. n° 75). Quelques points se situent à proximité de ce champ ou légèrement au-dessus, en raison probablement d'une légère tendance cumulative en TiO_2.

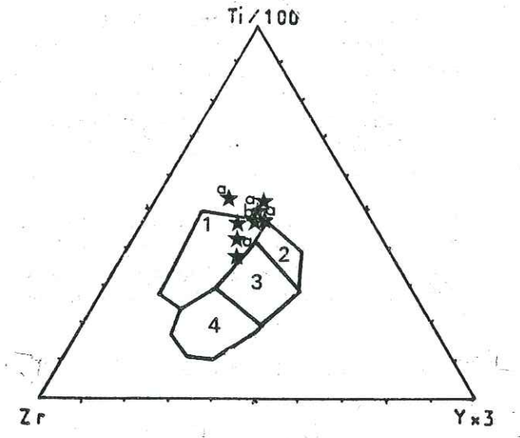


Figure n° 75 - Diagramme Ti/100-Zr-Y X 3 (J.A. PEARCE et J.R. CANN, 1973).

1 : basaltes intra-plaques,
2 : tholéiites d'arc,
3 : tholéiites abyssales,
4 : basaltes calco-alcalins,
★ : roches basiques : SiO_2 compris entre 45 et 54 %, CaO+MgO compris entre 12 et 20 %.

Légende : cf. fig. n° 61.

3) Typologie des granites sodiques

3.a) Diagramme Rb-Sr (R.G. COLEMAN et Z.E. PETERMAN, 1975)

Les granites sodiques se groupent en un nuage assez dense, au-dessus du champ des plagiogranites ophiolitiques (fig. n° 76). Tous les granites de la série de Livet s'y trouvent. Les granites sodiques des autres formations se dispersent un peu plus.

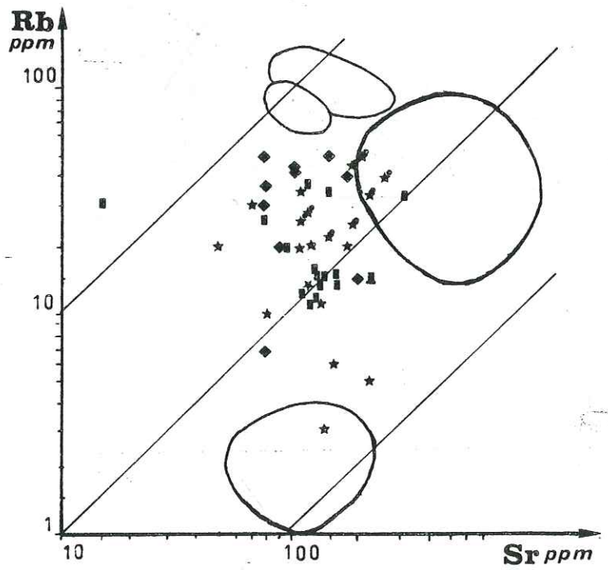


Figure n° 76 - Diagramme Rb vs. Sr (R.G. COLEMAN et Z.E. PETERMAN, 1975).

1 : plagiogranites ophiolitiques,
2 : trondhjémites continentales et diorites quartziques,
3 : granophyres continentaux,
4 : granophyres de la Mer Rouge.

Deux types de leptynites se distinguent en fonction de leur teneur en rubidium : les leptynites de Livet occupent une position basse, caractérisée par des teneurs plus faibles que celles des granites sodiques ; les leptynites de Rioupéroux sont en position haute, accompagnées de certains granites sodiques, à la hauteur du champ des trondhjémites continentales. Les kératophyres de Rioupéroux B se situent au-dessus des leptynites : ceci peut être corrélé avec leur caractère plus potassique.

Si certains des granites sodiques semblent être proches des plagiogranites ophiolitiques (tels que le granite de Livet), ce n'est pas le cas de tous ; certains de ces granites sodiques sont plus proches des trondhjémites continentales. Il est cependant difficile de conclure au moyen de ce seul diagramme qui met en jeu des éléments assez mobiles.

3.b) Diagramme Nb vs Y (J.A. PEARCE et al., à paraître)

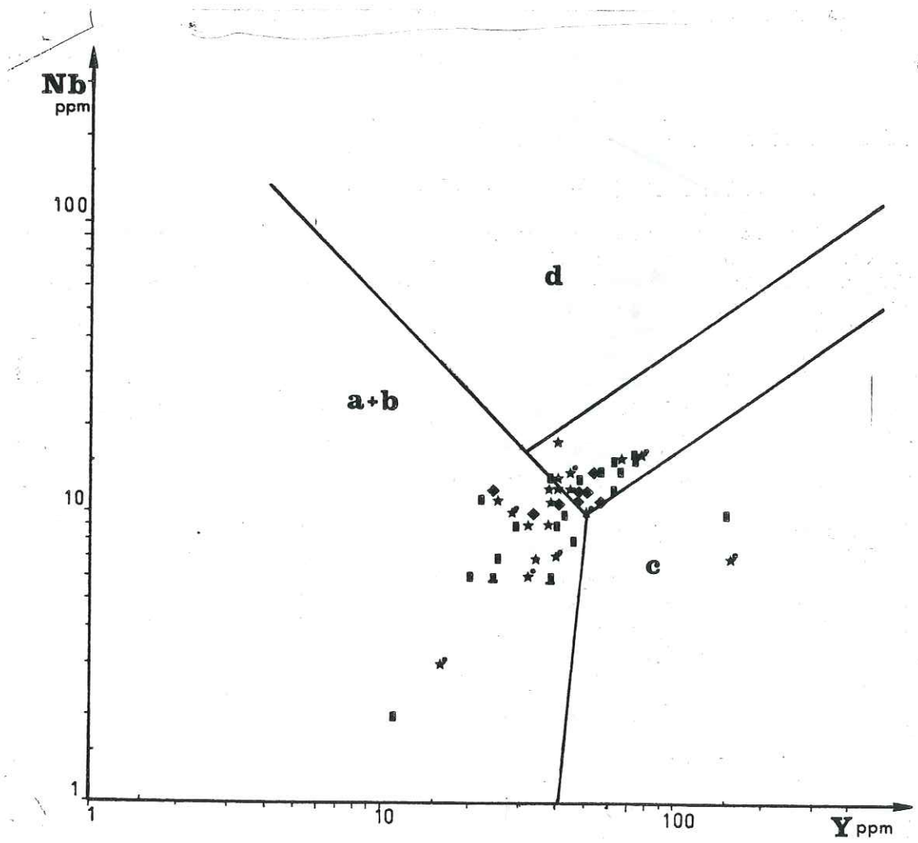


Figure n° 77 - Diagramme Nb vs. Y (J.A. PEARCE et al., 1984)

a : granites syntectoniques ; b : granites d'arcs ;
c : granites de rides océaniques ; d : granites intraplaques.

Légende : cf. fig. n° 61.

Les granites, kératophyres et leptynites du groupe de Rioupéroux-Livet constituent sur ce diagramme un nuage allongé, qui va du champ des granites d'arc à celui des granites intermédiaires (champ qui correspond aux rides transitionnelles et aux granites de croûte continentale amincie -fig. n° 77-). Ces caractéristiques sont en accord avec la nature des basaltes associés.

3.c) Diagramme Rb vs. Y + Nb (J.A. PEARCE et al., à paraître)

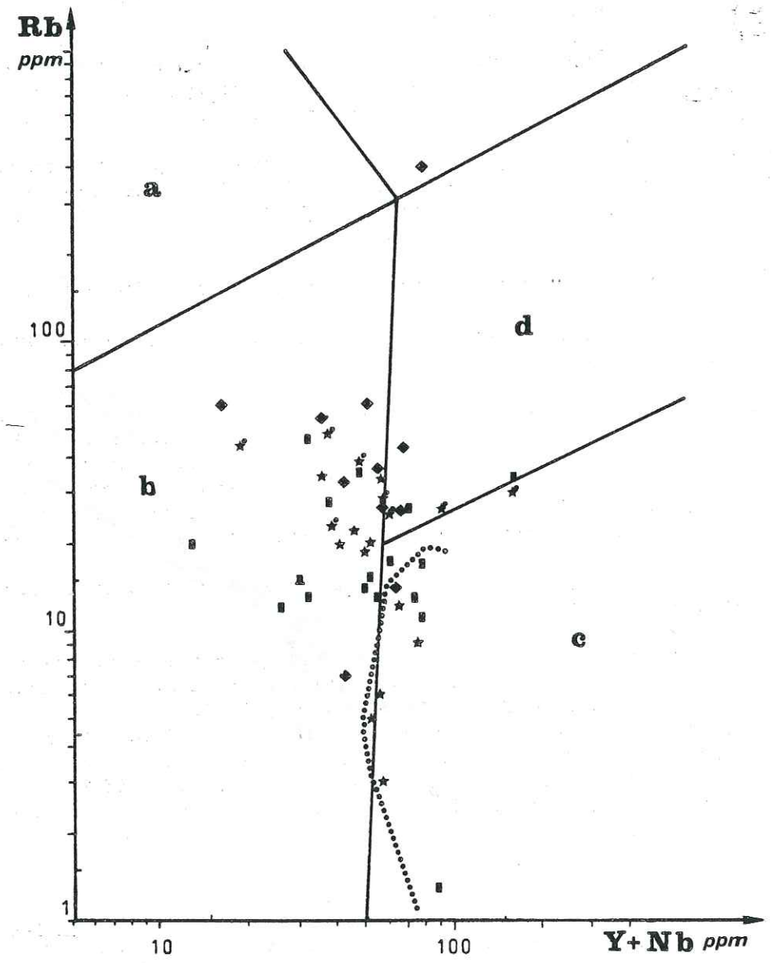


Figure n° 78 - Diagramme Rb vs. Y + Nb (J.A. PEARCE et al., à paraître).

a : granites syntectoniques ; b : granites d'arcs ;
c : granites de rides océaniques ; d : granites intra-plaques ;
Pointillés : champ de la formation de Livet.
Légende : cf. fig. n°61 .

Ce diagramme permet de distinguer, dans la population des granites sodiques, deux ensembles principaux (fig. n° 78).

Le premier groupe se distribue pour l'essentiel dans le champ des V.A.G. Il s'agit des roches des unités de Rioupéroux A et B.

Le second groupe appartient au champ des O.R.G. Il s'agit essentiellement des leptynites et du granite sodique de Livet.

Quelques roches se distribuent dans le champ des W.P.G. Ce sont des granites sodiques de Rioupéroux A et B, des leptynites sombres, ainsi que quelques kératophyres de Rioupéroux B.

Ainsi, d'après ces diagrammes, les granites sodiques de Rioupéroux-Livet semblent être différenciés sur une croûte continentale amincie , à un stade de pré-rifting, à l'arrière d'un arc insulaire.

Les granites sodiques présentant des caractéristiques comparables de gisement, pétrographie et chimisme dans la vallée de la Brévenne sont attribués à ce type de site géotectonique (M. PIBOULE et al., 1982 ; P.JOUCHOUX, 1983 ; P. VUAGNAT, à paraître).

Nous manquons cependant d'arguments qui permettent d'étayer ce modèle:

- Le socle cristallin qui serait l'objet du rifting n'a pas été identifié à l'affleurement.

- Les roches basiques associées aux granites sodiques ne présentent pas les caractères des roches basiques typées dans la vallée de la Brévenne. Les métabasaltes de la série de la Brévenne sont en effet proches des N M.O.R.B. et seules quelques roches présentent des analogies avec des T ou des E M.O.R.B. , tandis que les basaltes de la formation de Livet semblent plus proches des basaltes intra-plaques ou transitionnels.

- La série de Rioupéroux-Livet est de type calco-alcalin et non pas tholéitique.

- Les différences qui apparaissent entre les divers granites sodiques des formations de Rioupéroux et de Livet sont peu nettes. En particulier sur les diagrammes de J.A. PEARCE, ils apparaissent plutôt comme un ensemble intermédiaire entre les V.A.G., les O.R.G. et les W.P.G. (fig. n° 77). La formation de Livet ne différerait pas fondamentalement de la formation de Rioupéroux. Elles correspondraient à des niveaux structuraux différents d'un arc volcanique Elles présentent en effet certaines caractéristiques qui établissent cette affinité :

. granites sodiques à gisement en massif,
. kératophyres abondants,
. présence de dacites,
. présence de matériel détritique cogénère (métagrauwackes des Balmettes, micaschistes de Gavet),
. granites sodiques à chimisme de V.A.G.,
. roches basiques transitionnelles ou intra-plaques,
. série calco-alcaline.

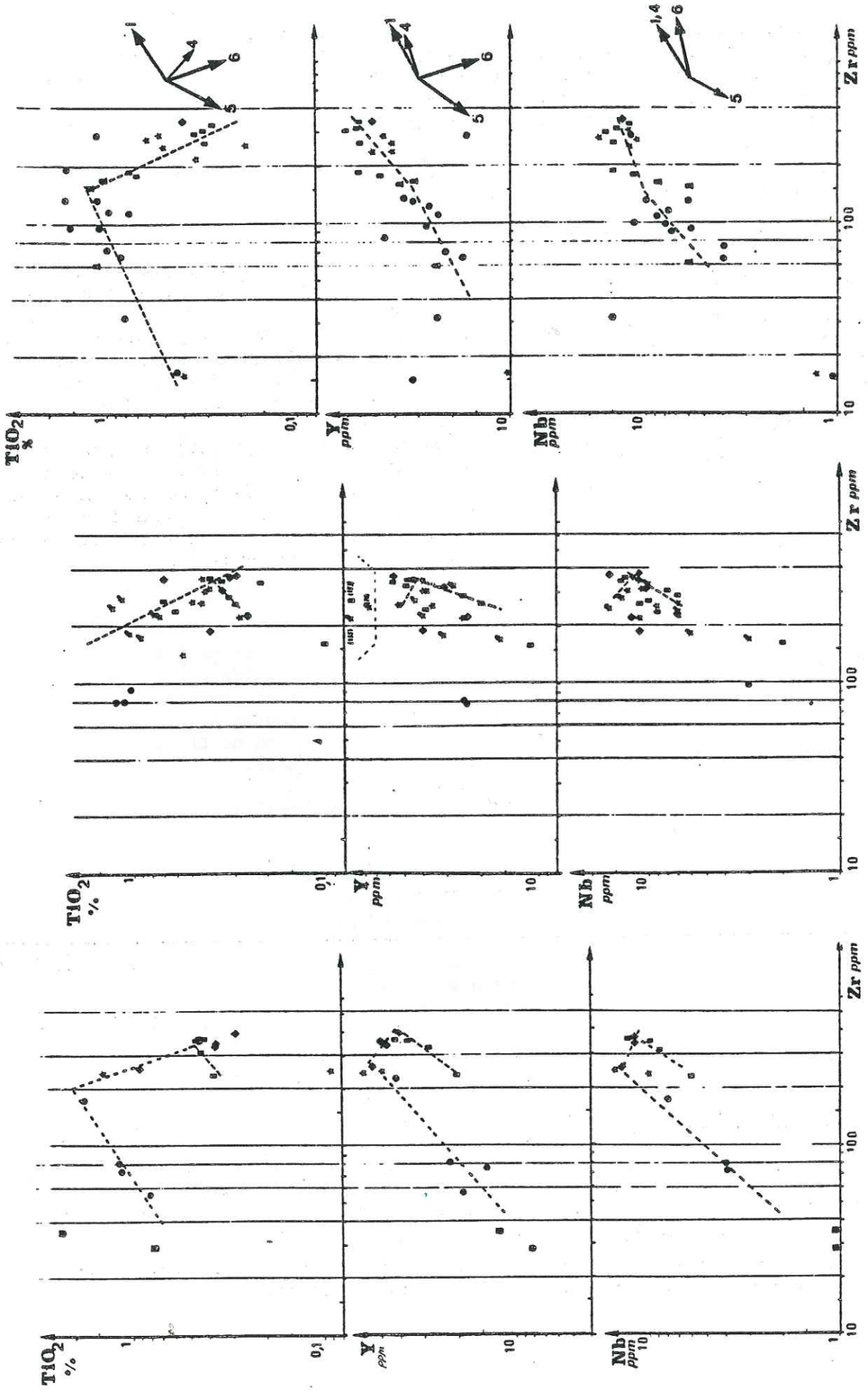


Fig. n°82 : Formation de Livet
Diagrammes Zr vs. TiO_2, Nb, Y.

Fig. n°81 : Unité de Rioupéroux B
Diagrammes Zr vs. TiO_2, Y, Nb.

Fig. n°80 : Unité de Rioupéroux A
Diagrammes Zr vs. TiO_2, Nb, Y.

La formation de Livet, riche en termes grenus, présentant des dioritestes quartziques, se situerait à la base de l'arc. La formation de Rioupéroux, qui recèle de nombreux kératophyres (dont certains se classent parmi les dacites, fig. n° 69) et des métagrauwackes, ainsi qu'une importante formation micaschisteuse se placerait à un niveau supérieur (R.P. MENOT et al., à paraître).

L'étude des spectres de REE apporte un argument supplémentaire en faveur de cette interprétation (cf. § suivant).

4) Etude de la différenciation

Sur le diagramme Zr/Y vs. Zr, la succession des points représentant les roches basiques du groupe de Rioupéroux-Livet se traduit par une différenciation par cristallisation fractionnée (M. TREUIL,1973). Les roches basiques de la formation de Rioupéroux ont une répartition qui ne diffère pas de celle des roches basiques de la formation de Livet (fig.n°79).Elles semblent dériver de la même source. Toutefois,ce résultat n'est pas établi absolument : le nuage représentatif des roches basiques est assez étalé et le nombre d'échantillons assez faible.

Les roches utilisables dans les champs définis sur ce diagramme par J.A. PEARCE et M.J. NORRY (1979 ; MgO + CaO compris entre 10 et 18 % ; SiO_2 entre 47,5 et 52,5 % ; Al_2O_3 inférieur à 16 %)se situent dans le champ des tholéites abyssales et dans le champ de la ride de Carlsberg (points entourés d'un triangle, fig. n° 79).Elles correspondent à des basaltes de type intermédiaire entre les basaltes intra-plagues et les basaltes de ride médio-océanique.

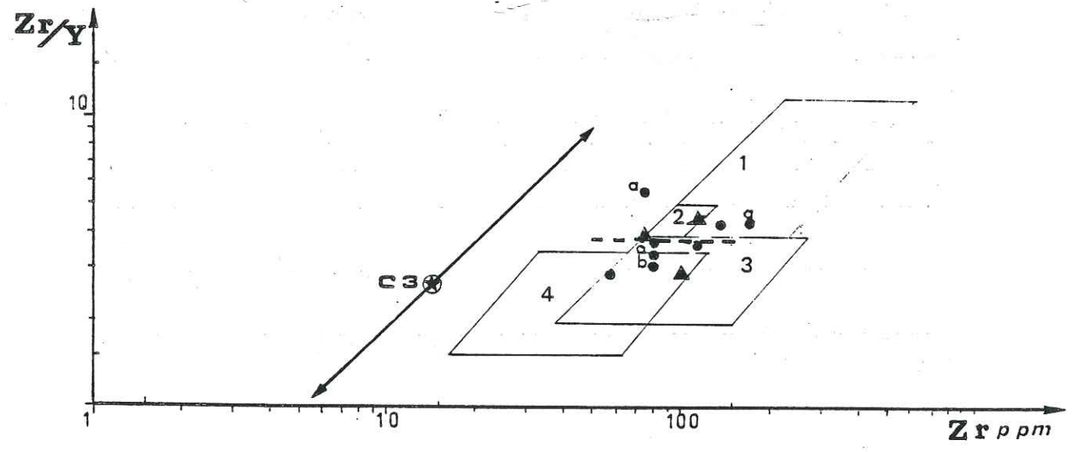


Figure n° 79 - Diagramme Zr/Y vs. Zr (d'après J.A. PEARCE et M.J.NORRY,1979).
1 : basaltes intra-plaques, 2 : ride de Carlsberg,
3 : tholéites abyssales, 4 : tholéites d'ars insulaires.

4.a) Unité de Rioupéroux A (fig. n° 80)

Les quelques analyses de roches basiques disponibles montrent une différenciation qui suit approximativement le vecteur n° 1 défini par J. A. PEARCE et M.J. NORRY (1979). Le mélange cristallin, fractionné à une composition de PL. 0,5 Cpx. 0,3 Ol. 0,2.

Les kératophyres occupent une position intermédiaire dans cette différenciation entre les basaltes et les granites sodiques.

Le vecteur qui exprime leur différenciation est proche du vecteur 6. de référence : Pl. 0,6 Clpx. 0,2 Am. 0,15 Mt. 0,05.

Le vecteur selon lequel se fait la différenciation des granites sodiques suit fidèlement le vecteur 5 : Pl. 0,6 Bi 0,15 Am. 0,2 Mt. 0,05. La position intermédiaire des kératophyres n'est qu'apparente : elle est une conséquence d'un sous-échantillonnage qui n'a pas permis de collecter des types acides grenus correspondants à cette étape de la différenciation.

4.b) Unité de Rioupéroux B (fig. n° 81)

Les termes basiques sont trop peu nombreux dans cette série pour permettre de déterminer un vecteur de la différenciation précoce. De plus, de fortes présomptions d'un caractère paradérivé de ce matériel ont été mises en évidence (cf. § précédents).

Les termes acides constituent un nuage confus. Ce type de différenciation est dû à la présence de très nombreuses lignées qui ont fait l'objet d'un échantillonnage fragmentaire. Une étude de la différenciation à l'échelle de l'affleurement,pour des matériaux similaires,dans la vallée de la Brévenne (M.PIBOULE et al., 1982) montre que ce type de nuage peut s'expliquer par l'existence de plusieurs lignées de fractionnement,indépendantes mais parallèles.

Il semble que l'on puisse globalement rapporter la différenciation dans cette unité de Rioupéroux B aux vecteurs de référence n° 1 et 5 de J.A. PEARCE et M.J. NORRY.

4.c) Unité de Livet (fig. n° 82)

Le matériel basique de cette série a une différenciation qui suit le vecteur 1 de référence.

Les termes acides se succèdent à partir des diorites quartziques en un seul vecteur de différenciation. Les leptynites, puis les granites sodiques et les kératophyres suivent les diorites quartziques.

Le vecteur "suivi" par cette différenciation est proche du vecteur 4 de référence : Pl. 0,55 Am. 0,2 Cpx. 0,2 Mt. 0,05.

Il faut toutefois remarquer que ce vecteur rend compte de la différenciation des roches intermédiaires. La tendance suivie par les granites sodiques est sans doute qualitativement proche de ce vecteur.

4.d) Comparaison entre les formations

La figure n° 83 montre le résultat d'une superposition des lignées de différenciation des unités de Rioupéroux A et B et de la formation de Livet.

Les unités de Rioupéroux A et B suivent la même différenciation : les termes intermédiaires accusent une légère décroissance des éléments incompatibles, à l'exclusion du zirconium,tandis que les termes acides sont marqués par une décroissance nette de tous les éléments incompatibles.

A l'inverse, la formation de Livet ne montre pas cette phase de décroissance des teneurs en éléments incompatibles. Cette série, bien que présentant une souche basique proche de celle de la formation de Rioupéroux, s'en distingue par la nature des granites sodiques et leur contexte géotectonique.

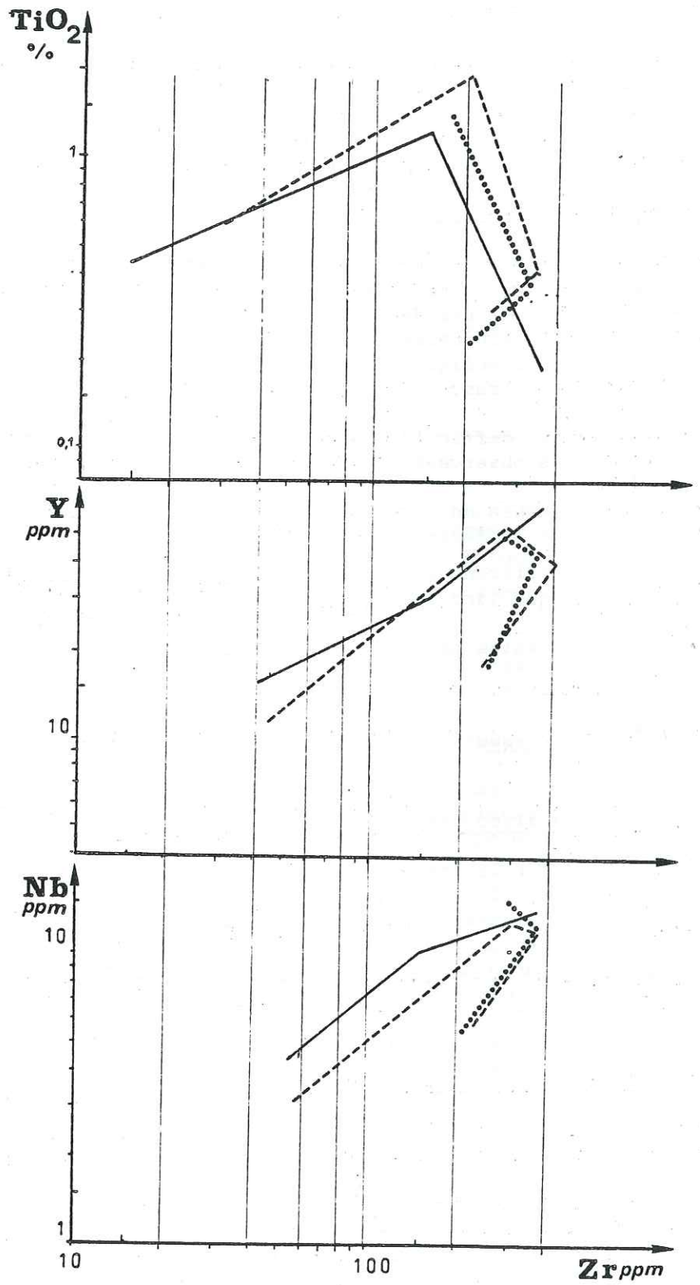


Figure n° 83 - Diagrammes Zr vs. TiO_2 , Y , Nb.

Lignées de différenciation
Rioupéroux A : ----------
Rioupéroux B : .....
Livet : ——————

4.e) Conclusion

Les éléments en traces, utilisés ici, permettent de définir précisément les roches basiques : ce sont des basaltes intra-plaques, proches des tholéites continentales. Ils s'écartent des tholéites d'arc et des basaltes calco-alcalins.

Les roches basiques de l'ensemble du groupe de Rioupéroux-Livet sont identiques et relèvent du même type de fractionnement et paraissent se rapporter au même site géotectonique.

Les roches intermédiaires et acides semblent, par contre, pouvoir être classées en deux types distincts de granites : il est en effet possible d'y distinguer des termes proches des granites d'arc volcanique (V.A.G.) et des granites de ride transitionnelle (O.R.G.) (classification de J.A. PEARCE, à paraître). Ces granites sodiques sont par ailleurs distincts par les fractionnements dont ils sont issus.

Il est cependant difficile de déterminer quelle est l'origine des différences géochimiques observées. Celles-ci pourraient être dûes en effet :

- soit à une genèse de la formation de Livet et de la formation de Rioupéroux dans des sites différents (respectivement proto-rift et arc volcanique),

- soit à des différences de niveau structural de magmatogenèse dans un même site géotectonique (arc volcanique).

Les données fournies par les terres rares permettent de préciser ce point.

IV/ ETUDE DES TERRES RARES

1) Présentation et analyse des spectres

L'étude porte sur le dosage de deux granites sodiques (LI 12, 286 3A), d'un kératophyre (RI 2-12) et de deux leptynites (LI 6 et RI 3). Ils appartiennent à la formation de Livet (LI 12, LI 6), à l'unité de Rioupéroux A (286 A) et à l'unité de Rioupéroux B (RI 2-12 et RI 3). Les teneurs des échantillons analysés sont indiquées en annexe 6, le gadolinium est estimé.

Les spectres obtenus ont un caractère remarquablement homogène (fig. n° 84). Ils présentent une anomalie négative en europium bien marquée. Seule la leptynite LI 6 se distingue par une anomalie beaucoup plus faible, qui traduit l'importance dans cette roche de la fraction plagioclasique. Cette leptynite tient en effet 70 % de plagioclase normatif (tab. n° 2 annexe A3), ce qui marque soit un caractère légèrement cumulatif, soit une nature grauwackeuse de ce matériel.

Les spectres sont bien enrichis en REE (70 à 80 X chond.). Les LREE ont un fractionnement important et sont enrichies par rapport aux HREE (le rapport La/Yb varie entre 2,04 et 2,85 pour les granites sodiques ; 3,27 et 5,61 pour les leptynites ; 3,84 pour le kératophyre).

Une concavité du profil se manifeste au niveau des LREE et des HREE. La leptynite RI 3 est moins enrichie en terres rares que les autres roches.

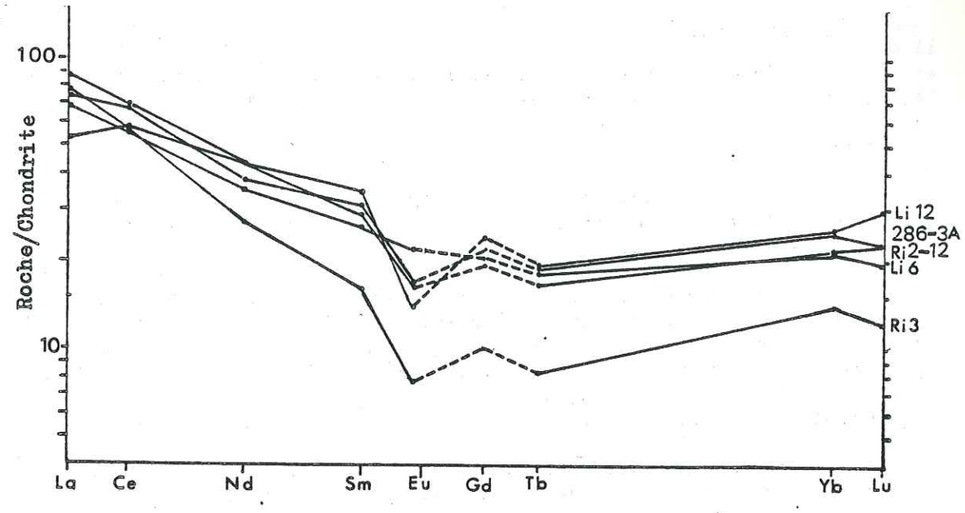


Figure n° 84 - Courbes de normalisation aux chondrites des granites sodiques, leptynites et kératophyres associés du groupe de Rioupéroux-Livet.

LI 12, 286-3 A : granites sodiques ; RI 2-12 : kératophyres ; LI 6, RI 3 : leptynites.

Nous ne disposons pas de dosage du matériel basique présent dans cette série de Rioupéroux-Livet. Néanmoins, il est possible d'établir une comparaison entre les spectres des granites de cette série et les métafelsites de la formation de Chopawamsic (série C, fig. n° 85, d'après L. PAVLIDES, 1981). Cette formation est en effet proche du groupe de Rioupéroux-Livet : les granites sodiques ("métafelsites") se présentent en massifs et en sills, ils sont associés à des métabasites rares et à des schistes ; les roches siliceuses dominent très nettement le cortège pétrographique.

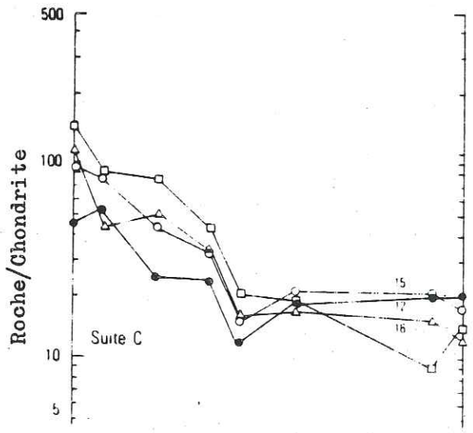


Figure n° 85 - Spectres de terres rares de la formation de Chopawamsic in L. PAVLIDES (1981).

Ce type de spectre est inhabituel dans les formations d'arc insulaire: il diffère du spectre de référence pour ce genre de matériel (spectres plats et peu enrichis en REE, cf. lère partie) publié par D.C. GERLACH et al.(1981,cf. lère partie).

Ces spectres correspondent cependant à des profils de REE hautement fractionnés, d'affinité calco-alcaline (La/Yb variant de 1 à 2, P. JACK et J.B. GILL, 1970). L'enrichissement en LREE et leur fractionnement est un marqueur du caractère continental du site de différenciation.

Ces plagiogranites peuvent se différencier à partir d'une source riche en grenat et amphibole (F. BARKER et J.G. ARTH, 1976), ce qui provoque un appauvrissement en HREE. De plus, il existe un enrichissement en LREE provenant de la croûte océanique en subduction sous l'arc.

2) Conclusion

Cette étude des terres rares montre le caractère très homogène des différents granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet. Elle souligne l'impossibilité d'un tri géochimique de ces granites et leur appartenance à un même type de matériel. Les différences relevées précédemment proviennent vraisemblablement de l'appartenance à des niveaux structuraux différents dans l'arc insulaire des écailles tectoniques observées actuellement.

Une étude plus poussée des terres rares dans ce groupe de Rioupéroux-Livet est nécessaire pour rendre compte plus précisément de la genèse des granites sodiques qui s'y trouvent. Elle devra comporter des dosages de terres rares du matériel basique associé aux granites sodiques et une modélisation mathématique qui permettra de rendre compte plus précisément des modalités du fractionnement.

Ces granites sodiques se placent sur le diagramme de J.G. ARTH (1979) dans un secteur intermédiaire entre celui des granites sodiques ophiolitiques et les trondhjémites continentales (fig. n° 86). Les teneurs en Yb les rapprochent des granites ophiolitiques, mais les teneurs fortes en alumine les placent hors du champ défini pour ces plagiogranites. Ces résultas sont en accord avec la nature du site géotectonique pressenti pour les granites sodiques de Rioupéroux-Livet : un arc insulaire. En effet, des teneurs en alumine,voisines de 15 % , sont dans les granites sodiques un indice de différenciation de ces matériaux dans ce type de site géotectonique.

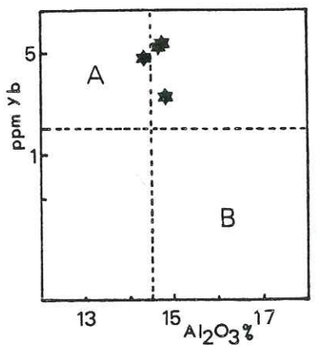


Figure n° 86 - Diagramme Yb vs. Al_2O_3 (d'après J.G. ARTH , 1979).

A, B : cf. fig. n° 27.

V/ CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DES GRANITES SODIQUES DU GROUPE DE RIOUPEROUX-LIVET

Ces granites sodiques constituent des filons, sills et petits massifs. Ils sont associés à des leptynites ortho- et paradérivées, à des termes basiques très subordonnés (cumulats gabbroïques et basaltes), ainsi qu'à des micaschistes. De nombreux termes volcaniques acides sont également présents dans ce groupe (kératophyres et dacites).

Ces granites sodiques ont un chimisme qui les apparente aux plagiogranites ophiolitiques. Ce caractère de plagiogranites ophiolitiques semble être confirmé par la répartition typologique des zircons, très proche de celle des zircons des albitites corses. Cependant, le caractère calco-alcalin de la série où ils se trouvent, la très faible quantité de termes basiques associés,le mode de gisement (en corps importants), sont en désaccord avec ce caractère de plagiogranite ophiolitique. L'étude des éléments en trace et des terres rares montre l'homogénéité des granites des diverses formations et unités qui ont été reconnues dans ce groupe.

La nature des divers termes pétrographiques constituant ce groupe de Rioupéroux-Livet (granites sodiques, métagrauwackes et micaschistes), le chimisme des basaltes (intra-plaques ou transitionnels), le chimisme des granites sodiques (spectres de terres rares), semble s'accorder avec une différenciation de ce groupe dans un site d'arc volcanique . Une étude plus complète des terres rares (en particulier dans les basaltes) de ce groupe pourrait étayer cette hypothèse. Cette étude devra établir, grâce à une modélisation mathématique de la différenciation, la nature du matériel parent des basaltes et des plagiogranites et vérifier sa compatibilité avec le site géotectonique proposé.

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

A/ COMPARAISON ENTRE LES PLAGIOGRANITES DU GROUPE DE SÉCHILIENNE ET CEUX DU MASSIF UB-B CHAMROUSSE-TABOR - CARACTÈRES PRINCIPAUX DE CES PLAGIOGRANITES

1) Différences présentées par les plagiogranites des deux groupes

L'étude conduite sur les roches acides des deux groupes de Chamrousse-Tabor et de Séchilienne a permi de dégager les principaux caractères des granites sodiques et de montrer qu'il existe, en fonction de leur localisation , des différences importantes. Ces caractères et ces différences sont résumées dans le tableau ci-après.

CARACTERES	GROUPE DE SECHILIENNE	OPHIOLITE DE CHAMROUSSE-TABOR
TYPES DE ROCHES LEUCOCRATES	. cumulats plagioclasiques rares, (silicifiés), . tonalites fréquentes, . leucotonalites, . leptynites fréquentes.	. cumulats plagioclasiques fréquents, anorthosites et albitites, . tonalites rares, . leucotonalites, . kératophyres, . rares leptynites.
ROCHES ASSOCIEES	. métagabbros cumulats, . métabasaltes, . amphibolites : .ortho-dérivées, . volcano-sédimentaires.	. métagabbros cumulats, . métaferrogabbros, . métabasaltes.
MODE DE GISEMENT	. filons-couches, . filons, . filonnets.	. filons, . filonnets, . "bouffées".
MINERALOGIE	Pas de différences importantes au niveau des plagiogranites . zircons centrés sur S19 et S25	. zircons centrés sur S8 et S9.
GEOCHIMIE majeurs	. déplacements post-magmatiques complexes des alcalins (dessodification, potassification) Lignée tholéïtique	Lignée tholéïtique Plagiogranites ophiolitiques
GEOCHIMIE traces	. E et N M.O.R.B V.A.G. et type intermédiaire entre O.R.G. et W.P.G.	. T et N M.O.R.B V.A.G.
GEOCHIMIE REE	. lignée de plagiogranite dérivant des albitites ("a") . lignée de plagiogranites dérivant des "E" M.O.R.B.	. lignée "a".

Tableau n° 7 - Caractère des plagiogranites et des roches associées du groupe de Séchilienne et de l'ophiolite.

De nombreuses divergences de caractère permettent de différencier les termes acides du groupe de Séchilienne de ceux du groupe de Chamrousse-Tabor. Ces différences sont d'ordre pétrographique, minéralogique et géochimique (tab. n° 7).

Les plagiogranites de ces deux ensembles diffèrent sur les points majeurs suivants :

. Les tonalites sont surtout présentes dans le groupe de Séchilienne, de même que les leptynites.

. Les cumulats plagioclasiques s'expriment surtout au toit structural du massif ophiolitique, en association avec des gabbros cumulats.

. Leur minéralogie présente également des différences, en particulier les caractères typologiques des zircons des plagiogranites appartenant au sommet de la séquence gabbroïque du massif ophiolitique dénotent des températures de cristallisation à partir d'un bain beaucoup plus "froid" (700°) que les zircons du groupe de Séchilienne (800-850°).

. Les compositions chimiques des plagiogranites sont différentes : dans le groupe de Séchilienne se manifestent des roches hypotitanées, enrichies en Y, Nb, Zr (leptynites pour la plupart). Ces roches se rattacheraient aux E M.O.R.B. qui s'expriment aussi uniquement dans cette série. Ces leptynites sont accompagnées dans le groupe de Séchilienne par une série de différenciation comportant des diorites quartziques, des tonalites et des leucotonalites. Les roches de cette série sont plus riches en TiO_2 et plus pauvres en Y, Nb, Zr que les leptynites (cf. deuxième partie, § géochimie). Cette lignée plagiogranitique diversifiée est seule présente dans le groupe de Chamrousse-Tabor.

2) Points communs entre les deux groupes

. Le travail effectué sur le terrain n'a pas permis de mettre en évidence un contact tectonique majeur entre ces deux groupes. Si ils représentaient des écailles appartenant à des unités structurales différentes juxtaposées par la tectonique tangentielle hercynienne (ou plus ancienne), il est vraisemblable qu'un tel contact aurait été mis en évidence, ceci même avant le début de ce travail,par les auteurs qui se sont intéressé à ce secteur (F. CARME, R.P. MENOT, J.L. BODINIER, ...).

. Le groupe de Séchilienne et le massif UB-B de Chamrousse-Tabor passent au contraire très progressivement de l'un à l'autre et les intrications nombreuses des termes des deux groupes ne nous ont pas permis de tracer une limite exacte entre ceux-ci. Seule une zone de contact a pu être définie. Son extension géographique et stratigraphique n'a pu être déterminée avec précision. De plus, sur le plan géochimique, J.L. BODINIER décrit un schéma évolutif cohérent englobant des deux groupes (J.L. BODINIER et al., 1981).

. Au niveau des plagiogranites, les différences relevées entre les deux lignées ("a" et "e" ; cf. deuxième partie, § géochimie) ne permettent pas de localiser catégoriquement la lignée "e" dans le seul groupe de Séchilienne : des plagiogranites de composition identique ont en effet été échantillonnés au sommet de la séquence gabbroïque stratifiée (site de Roche-Béranger et site de Combe-Oursière).

. Les différences relevées au niveau des températures de cristallisation des zircons ne reflètent pas une différence fondamentale entre les plagiogranites des deux groupes. Ces roches s'inscrivent en effet de façon nette sur les mêmes lignées de différenciation et ces lignées sont communes au groupe de Séchilienne et au groupe de Chamrousse-Tabor.

Le modèle de filtre presse que nous avons proposé pourrait permettre de rendre compte de ces différences de température du milieu originel des zircons. Les matériaux différenciés par ce mécanisme semblent globalement légèrement moins évolués dans le groupe de Séchilienne (nature plus tonalitique, température des liquides acides plus élevée, ...).

Quelques affleurements de la série de Séchilienne montrent des mélanges magmatiques (cf. deuxième partie, § modes de gisements). Ces mélanges peuvent impliquer des termes leucocrates (tonalitiques et leucotonalitiques) ou bien des cumulats plagioclasiques et des cumulats gabbroïques mésocrates (affleurement de Belle-Lauze). Ces mélanges sont rendus possibles par le caractère mal différencié des magmas acides et par leur température proche de celle des gabbros cumulats dont ils s'individualisent. Ces considérations révèlent l'unité du massif UB-B : l'ophiolite proprement dite se distingue du groupe de Séchilienne seulement par sa position structurale. Elle semble correspondre à une chambre magmatique individualisée au niveau d'une ride médio-océanique. La série volcano-sédimentaire de Séchilienne représenterait la partie superficielle de la ride. Le magmatisme qui s'y exprime serait à rattacher à la phase précoce de l'océanisation.

L'existence du groupe de Séchilienne et du massif UB-B, les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des matériaux qui les constituent peuvent être interprétées comme résultant de l'ouverture et de l'extension d'un bassin marginal.

3) Résumé des caractères des plagiogranites de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et de la série volcano-sédimentaire de Séchilienne

Deux types de plagiogranites (lignée "a" et lignée "e") ont été discriminés sur la base de leur composition chimique.

- Les plagiogranites de la lignée "e" ont un caractère hypotitané, mais sont en revanche riches en Zr, Nb, Y.

Ils sont constitués pour l'essentiel, de leptynites, mais quelques termes grenus y sont rattachés.

D'après les spectres de terres rares et leur position sur les diagrammes Nb vs. Y, Rb vs. Y + Nb, ils peuvent être affiliés aux E M.O.R.B. caractérisés dans ce groupe par J.L. BODINIER (1981).

- Les plagiogranites de la lignée "a" sont plus riches en titane, mais s'appauvrissent en Y, Nb, Zr, au cours de la différenciation. Ils se classent parmi les V.A.G. sur les diagrammes Nb vs. Y et Rb vs. Y + Nb (J.A.PEARCE et al., à paraître).

Ils comprennent des granites albitiques, des tonalites et des leucotonalites. Des diorites quartziques (rares) constituent les termes les moins évolués de cette série de différenciation. Quelques leptynites complètent le cortège pétrographique.

Les observations de terrain, la typologie de leurs zircons, les spectres de répartition des terres rares permettent de déterminer leur filiation à partir des cumulats plagioclasiques qui s'expriment au sein des cumulats gabbroïques. Le mécanisme de filtre presse permet de rendre compte du fractionnement qui les affecte.

L'étude des plagiogranites de l'ophiolite de Belledonne apporte deux résultats originaux :

- existence au sein des complexes ophiolitiques de plagiogranites comparables à ceux différenciés à partir des E M.O.R.B. de la croûte océanique;

- proposition d'un nouveau modèle de genèse de certains plagiogranites différenciés par filtre presse à partir de cumulats plagioclasiques.

B/ COMPARAISON ENTRE LES PLAGIOGRANITES OPHIOLITIQUES DU GROUPE DE CHAMROUSSE-TABOR ET LES TRONDHJÉMITES DE RIOUPÉROUX-LIVET

1) Différences générales entre les deux groupes

Plusieurs traits fondamentaux permettent de distinguer les groupes de Chamrousse-Tabor (série volcano-sédimentaire de Séchilienne + ophiolite de Chamrousse-Tabor) et de Rioupéroux-Livet.

- Les cortèges pétrographiques diffèrent par la nature des roches constitutives de ces deux groupes et par la proportion de matériel qu'elles représentent.

Le groupe de Chamrousse-Tabor est constitué pour l'essentiel de termes ultra-basiques et basiques. Ces termes correspondent à ceux qui sont classiquement attribués aux séquences ophiolitiques. Ici, cette pile ophiolitique serait amputée de sa partie supérieure (pillow-lavas et couverture sédimentaire pélagique).

Le spectre pétrographique de Rioupéroux-Livet est à l'inverse dominé par les termes acides. Ces termes s'associent à de très rares sills de gabbros cumulats, quelques filons-couches de basaltes et de rares amphibolites. Ils comportent d'abondantes leptynites, ortho- ou para-dérivées, plus ou moins sombres, des granites sodiques et de fréquents kératophyres. Dans ce groupe de Rioupéroux-Livet, existent des micaschistes, cogénères des roches magmatiques (micaschistes de Gavet).

- Le magmatisme basique de Chamrousse-Tabor permet de typer une série tholéïtique où la cristallisation des oxydes ferrotitanés est tardive. Le chimisme du groupe de Rioupéroux-Livet mime par contre celui d'une série calco-alçaline.

- Les sites géotectoniques de ces deux groupes diffèrent également de façon nette : l'ophiolite de Chamrousse-Tabor correspondrait au matériel produit lors de l'évolution d'une ride médio-océanique, ceci probablement depuis les phases précoces de son fonctionnement lors de l'océanisation , jusqu'à son stade mature ; tandis que le groupe de Rioupéroux-Livet paraît assimilable à un arc volcanique (R.P. MENOT et al., à paraître).

2) Différences présentées par les termes intermédiaires et acides

Ces différences sont résumées dans le tableau n° 8 .

CARACTERES	GROUPE DE CHAMROUSSE-TABOR (DONT LE GROUPE DE SECHILIENNE)	GROUPE DE RIOUPEROUX-LIVET
TYPES PETROGRAPHIQUES	. albitites, . rares diorites quartziques, . tonalites, . leucotonalites, . kératophyres (rares), . leptynites (claires et finement grenues).	. diorites quartziques, . granites sodiques (leucotonalites) . nombreux kératophyres, . leptynites à grain grossier, ortho et para-dérivées.
GISEMENT DES GRANITOÏDES SODIQUES	. "bouffées", . filons-couches(Séchilienne), . filons, . filonnets, . leptynites minces.	. petits massifs, . sills, . filons, . niveaux leptyniques massifs et épais.
MINERALOGIE	. Différences peu nettes en raison de la similitude des phases minérales secondes dans ce type de matériel . hornblende . zircons : types S8, S9,S19,S25 . recristallisation complète.	. biotite, . muscovite, . hornblende . type P5 . fréquentes textures eutectoïdes granophyriques et glomérophyriques
GEOCHIMIE	. plagiogranites ophiolitiques, . deux types distincts de plagiogranites (lignées "a" et "e").	. granites sodiques à affinité de plagiogranites, . un seul type de granite sodique apparenté à certains granites d'arc.

Tableau n° 8 - Caractères des plagiogranites du groupe de Chamrousse-Tabor et des granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet.

Les plagiogranites du groupe de Chamrousse-Tabor diffèrent des granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet :

- Par leur pétrographie : les cumulats plagioclasiques et les tonalites existent dans l'ophiolite et sont totalement absents dans le groupe de Rioupéroux-Livet. Les diorites quartziques, bien que peu nombreuses, s'expriment de façon nette dans le groupe de Rioupéroux-Livet, alors qu'elles sont exceptionnelles dans le groupe de Chamrousse-Tabor.

- Par leur gisement : les granites sodiques constituent de petits corps (sills, massifs),bien individualisés dans le groupe de Rioupéroux-Livet.

Ils ne forment, en règle générale (hormis le cas des filons-couches de la série de Séchilienne), que des gisements localisés et peu développés dans le massif ophiolitique (filons, filonnets, "bouffées", ...).

- Par le degré des recristallisations métamorphiques : dans le groupe de Chamrousse, toutes les roches présentent des associations minérales qui permettent de typer un métamorphisme de faciès amphibolite, qui provoque une granulation presque systématique des minéraux et efface souvent les textures primaire. Dans le groupe de Rioupéroux-Livet, les textures primaires sont le plus souvent bien conservées, les recristallisations ne se traduisant pas par un morcellement du tissu rocheux. Le métamorphisme atteint le sommet du faciès amphibolite.

- Par la répartition typologique des zircons : celle-ci montre en effet que le granite de Livet paraît particulièrement chaud et offre, d'après cette typologie, un indice d'agpaïcité élevé. Par contre, les granites de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor paraissent formés à la faveur de conditions thermiques nettement plus basses et présentent un indice I A plus faible. La répartition typologique est d'autre part homogène et bien centrée dans le cas des zircons du granite de Livet, alors qu'elle est hétérogène et très étalée dans le cas des zircons des divers plagiogranites étudiés du groupe de Chamrousse-Tabor.

- Par leur chimisme : si la chimie des éléments majeurs ne met pas en évidence de différences significatives entre les granites sodiques des deux groupes, il n'en est pas de même de la chimie des éléments en trace et des terres rares qui distingue nettement ces granites.

. Dans le complexe ophiolitique, une lignée de plagiogranite dériverait par filtre presse de cumulats plagioclasiques individualisés au sein de cumulats gabbroïques. Cette lignée est accompagnée d'une lignée de plagiogranites se différenciant à partir de E M.O.R.B.

. Dans le groupe de Rioupéroux-Livet, les plagiogranites constituent une lignée de différenciation unique, proche de celle qui caractérise les granites sodiques d'arc insulaire de la formation de Chopawamsic (L. PAVLIDES, 1981).

3) Conclusion

Les granites sodiques et plagiogranites du Sud de Belledonne manifestent des différences nettes qui excluent un cogénétisme entre les termes acides différenciés dans le groupe de Chamrousse-Tabor et le groupe de Rioupéroux-Livet.

Ces deux groupes sont par ailleurs très différents (cf. pages précédentes), mais l'hypothèse d'une contemporanéité de l'arc insulaire de Rioupéroux-Livet et de l'ouverture d'un bassin marginal d'arrière arc, au niveau du massif ophiolitique de Chamrousse-Tabor n'est pas à exclure à ce stade de l'étude. Toutefois, un argument décisif est apporté par les datations (U/Pb sur zircons) effectuées sur les granitoïdes sodiques de ces deux groupes (R.P. MENOT et al., (1984 a et b, à paraître).

3.a) Datation des plagiogranites du complexe ophiolitique

Les zircons sont extraits d'un plagiogranite recoupant les gabbros cumulats du sommet de la séquence gabbroïque stratifiée (toit de l'ophiolite). La droite discordia définit un intercept haut à 496 ± 6 MA. Celui-ci correspondrait à la cristallisation du magma.

L'intercept bas (77 ± 13 MA) correspond vraisemblablement à la phase éo-alpine déjà signalée par P. DEMEULEMEESTER (1982). Un âge cambro-ordovicien pourrait être ainsi attribué à l'ophiolite.

3.b) Datation du granite de Livet

L'intercept supérieur de la droite discordia est à 2717 ± 12 MA. Il correspond à une influence crustale ancienne.

L'intercept bas fournit un âge de 352 ± 55 MA. Il correspond à la consolidation du granite de Livet. Malgré l'imprécision du résultat obtenu, un âge dévonien tardif ou éo-carbonifère, peut être attribué au groupe de Rioupéroux-Livet. Le chevauchement de ce groupe par le complexe ophiolitique de Chamrousse-Tabor post-date la phase majeure du métamorphisme principal. Ceci s'accorde avec les conclusions de F.CARME qui attribue un age viséen à ce chevauchement (avec l'implication de la série viséenne du Taillefer: F. CARME, 1970 c et 1973 b).

C/ COMPARAISON AVEC LES GRANITES SODIQUES MODERNES ET HERCYNIENS

1) Les plagiogranites du groupe de Chamrousse-Tabor

Les plagiogranites du groupe de Chamrousse-Tabor ne permettent pas d'établir des comparaisons fécondes avec d'autres roches du même type. Dans un cas (lignée "a"), le mode de différenciation proposé (filtre - presse) est original et ne semble pas encore décrit dans la littérature. La rareté des publications présentant des spectres de REE ne permet pas d'établir de comparaisons suffisamment argumentées avec des plagiogranites ayant des caractéristiques de gisement, de pétrographie et de chimisme proches (tels que les plagiogranites de l'île de Fidalgo, Washington ; E.H. BROWN et al., 1979).

Dans l'autre cas (lignée "e"), la seule comparaison qui peut être établie corrèle ces plagiogranites avec les diorites quartziques échantillonnées sur la ride médio-atlantique à 45° de latitude N (D.T. ALDISS, 1981). Ces diorites quartziques y sont associées à des E M.O.R.B. Dans le groupe de Chamrousse-Tabor, le même type d'association étroite permet d'envisager une différenciation des plagiogranites de la lignée "e" à partir des E M.O.R.B. qui y sont identifiés par J.L. BODINIER (1981). Ce type de différenciation n'a toutefois pas été décrit par D.T. ALDISS (1978). Une modélisation mathématique du fractionnement pourra apporter un argument supplémentaire à cette hypothèse.

2) Les granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet

Ces granites sodiques présentent des caractéristiques de gisement, de pétrographie et de chimisme comparables à ceux que l'on identifie dans les granites d'arcs volcaniques (cf. première partie : J.G. PAYNE et D.F. STRONG, 1979 ; E.I. POPOLITOV et al., 1973 ; K. ISHIZAKA et T. YANAGI, 1977 ; D.C. GERLACH et al., 1981 ; ...). Ils sont associés à des tholéïtes d'arc ou à des basaltes à caractéristiques intermédiaires entre les M.O.R.B. et les W.P.B. L'étude des REE permet de rapprocher ces granites sodiques de ceux de la formation de Chopawamsic. Les séries de cette formation cambrienne de Virginie centrale sont considérées comme représentatives du côté continental d'un arc volcanique (L. PAVLIDES, 1981). Cet arc volcanique est associé à un bassin marginal (James Run Formation).

D'autre part, les travaux effectués dans la vallée de la Brévenne et dans le Nord du Beaujolais (M. PIBOULE et al., 1982 ; P. JOUCHOUX, 1983 ; P. VUAGNAT, 1984) montrent que les plagiogranites du dévono-dinantien de ces séries du Massif Central présentent des affinités très nettes avec les granites sodiques de Rioupéroux-Livet (tableau n° 9).

GISEMENT	. massifs plurikilométriques (Chindo, St Vérand), . stocks hectométriques (Affoux , Chessy, Croix Rosier, etc..), . dykes (Brévenne centrale et occidentale,...).
ROCHES ASSOCIEES	. serpentines, spilites, gabbros, diorites, dolérites, basaltes et "métatuffs" (acides et basiques).
PETROGRAPHIE	. granites sodiques banaux hypidiomorphes, . granites à textures eutectoïdes granophyriques, . kératophyres aphyriques à glomérophyriques, . leptynites felsitiques (métakératophyres).
CHIMIE	. faibles K_2O/Na_2O . corindon normatif : 0,5 à 2 % , . disposition dans le champs des V.A.G., (diagrammes Rb vs. Y + Nb et Nb vs. Y).

Tableau n° 9 - Principales caractéristiques des granites sodiques de la vallée de la Brévenne et du Nord du Beaujolais.

Ces granites sodiques sont associés à un magmatisme spilito-kératophyrique à caractère ensialique (M.PIBOULE et al., 1982 ; P. JOUCHOUX, 1982 ; P. VUAGNAT, 1984). Les roches métabasaltiques cogénétiques des plagiogranites et des kératophyres (produits par fractionnement plagioclasique et amphibolique) ont de fortes affinités avec les tholéïtes de ride médio-océanique. Le magmatisme des formations de la Brévenne est considéré comme correspondant à la formation d'un bassin marginal d'arrière arc, au cours d'un épisode distensif dévonien supérieur. Les arguments pétrographiques, géochimiques et géochronologiques permettent d'établir l'hypothèse d'une association du groupe de Rioupéroux-Livet et des formations dévono-dinantiennes de l'Est du Massif Central qui s'intégreraient dans un même schéma structural.

Cette hypothèse peut peut-être permettre de compléter vers l'Est la définition d'une zone de subduction "sud-armoricaine" (J. LAMEYRE et A. AUTRAN, 1980), au dévonien supérieur. Naturellement, de telles corrélations entre les séries volcaniques dévoniennes resteront très hypothétiques tant que leur signification géotectonique ne sera pas précisée d'un bout à l'autre de la chaîne varisque. A cet égard, les séries amphibolitiques des domaines cristallins alpins doivent être étudiées afin d'être typées et datées. Les corrélations avec le reste de la chaîne varisque pourront alors être envisagées avec plus de facilité et de certitude.

B I B L I O G R A P H I E

ALDISS D.T. (1978) - Plagiogranite and associated plutonic rocks of various ophiolite complexe.
Unpubl.Ph. D. Thesis, Open Univ. Birmingham, 135 p.

(1981) - Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites.
Nature, V. 289, 557-558.

ALLEGRE C.J., MONTIGNY R., BOTTIN A.Y. (1973) - Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse.
Bull. Soc géol. France, (7), XV, n° 5-6, 461-477.

ANTHONIOZ P.M. (1971) - Les mylonites profondes et le métamorphisme blastomylonitique.
Sci. Terre, Nancy, t. XVI, n° 2, 105-155.

ARAMAKI S. (1963) - Geology of Asama volcano.
Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II, 14, 229-243.

ARTH J.G. (1979) - Some trace element in trondhjemite. Their implications to magma genesis and paleotectonic settings.
in BARKER (1979), 124-132.

ARTH J.G., BARKER F., PETERMAN Z.E., FRIEDMAN I (1978) - Geochemestry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of Southwest Finlande and its implications for the origin of tonalitic and trondjemitic magmas.
Journ. Petr., V. 19, part. 2, 289-316.

ARTH J.G., HANSON G.N. (1972) - Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at montle depths.
Contr. Mineral. Petrol., 37, 161-174.

(1975) - Geochemestry and origin of the early Precambrian crust of Northern Minnesota.
Geoch. Cosmoch. Acta, V. 39, 325-362.

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.

AUMENTO F. (1969) - Diorites from the Mid-Atlantic ridge at 45° N.
Science, V. 165, 1112-1113.

BADHAM J.P.N., KIRBY G.A. (1976) - Ophiolite and the generation of the ocean crust: data from the Lizard complex Cornwall.
Bull. Soc. géol. France, (7), XVIII, n° 4, 885-888.

BARKER D.S. (1970) - Composition of granophyre, myrmekyte and graphic granite.
Geol. Soc. Am. Bull., V. 81, n° 11, 3339-3350.

BARKER F. (1979) - Trondhjemites, dacites and related rocks.
Elsevier, Amsterdam, developments in petrology, n° 6, 659p.

(1979) - Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin.
in BARKER (1979), 1-12

BARKER F., PETERMAN Z.E., HANSEN W.R. (1973) - Trondhjemitic magmation in the Precambrian of southern Colorado and northern New Mexico.
Geol. Soc. Am. Abst. Prog., V. 5, n° 6, 462-463.

BARKER F., ARTH J.G. (1976) - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites.
Geology, V. 4, 596-600.

BARKER F., ARTH J.G., PETERMAN Z.E., FRIEDMAN I. (1976) - The 1,7 to 1,8 b.y. old trondhjemite of southwestern Colorado and northern New Mexico: geochemestry and depth of genesis.
Geol. Soc. Am. Bull., V. 87, 189-198.

BARKER F., ARTH J.G., MILLARD H.T. (1979) - Archean trondhjemites of the southwestern Big Horn mountains (Wyoming): A preliminary report.
in BARKER (1979), 401-413.

BARKER F., MILLARD H.T. (1979) - Geochemestry of the type trondhjemite and three associated rocks (Norway).
in BARKER (1979), 517-529.

BARKER F., MILLARD H.T., LIPMAN P.W. (1979) - Four low-K siliceous rocks of the western U.S.A.
in BARKER (1979), 415-463.

BARKER F., MILLARD H.T., KNIGHT J., KNIGHT R.J. (1979) - Reconnaissance geochemestry of Devonian island arc volcanic and intrusive rocks, Westshasta district, California.
in BARKER (1979), 531-545.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., VENTURELLI G. (1977) - The trace elements geochemestry of corsican ophiolite.
Contrib. Mineral. Petrol., 64, 11-31.

BEKTAS O. (1982) - Paleotectonic Environment and origin of trondhjemites belonging to Tanyeri ophiolitic melange (Erzincas-Easter Turkey).
Black Sea Univ. Earth Sci. Bull. Geol., V. 2, n° 1-2, 39-50.

BELLIERE J. (1971) - Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques.
Ann. Soc. géol. belge, t. 94, fasc. III, 249-263.

BENDER J.F., HANSON G.N., BENCE A.E., RATCLIFFE N.M. (1980) - Evidence for large scale liquid immiscibility involving granodiorite and dioritic magmas.
E.O.S., V. 61, n° 17, 411.

BERTRAND J., VUAGNAT M. (1979) - Un nouveau mode de gisement d'albitite dans les massifs ophiolitiques du Mont Genèvre (Hautes-Alpes, France).
C.R. Soc. géol. France,

BESSON M., FONTEILLES M. (1974) - Relation entre les comportements contrastés de l'aluminium et du fer dans la différenciation des séries tholéiitiques et calco-alcalines.
Bull. Soc. Miner. Cristall. France, 6, 445-449.

BEURRIER M., PIBOULE M., DURAND C. (1980) - Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévonodinantiens des Monts de Tarare et du Beaujolais méridional (Massif Central français).
C.R. Acad. Sci., Paris, t. 290, sér. D, 147-150.

BEURRIER M., DURAND C., LACROIX P., PIBOULE M., BRIAND B. (1980) - Découverte de nouveaux plagiogranites dévono-dinantiens dans les formations de la région lyonnaise et de leur substratum cristallin.
8ème RAST, Paris, 1980, p. 43.

BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J., CARME F. (1981) - Chemestry of ophiolite from the Chamrousse complexe (Belledonne massif, Alpes).
Contr. Mineral. Petrol., 78, 339-388.

BONATTI E., HONNOREZ J., FERRARA G. (1970) - Equatorial Mid-Atlantic Ridge: petrologic and Sr isotopic evidence for an alpine type rock assemblage.
Earth Planet. Sci. Let., 9, 247-256.

BONATTI E., HONNOREZ J., FERRARA G. (1971) - Ultramafic rocks peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge.
Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 268, 385-402.

BORDET P. (1972) - Notice carte géol. Vizille, 1/50 000 ("Belledonne S. et Taillefer").

BORDET P., BORDET C. (1952) - La géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne.
C.R. Acad. Sci., Paris, t. 254, 1187-1188.

(1960) - Belledone-Grandes Rousses et Aiguilles Rouges-Mont Blanc: quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux.
Mém. hors-sér. Soc. géol. France, (2), 309-316.

BORDET P. (1961 a) - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (sensu stricto).
Bull. Serv. carte géol. france, Paris, t. 59, n° 269, 161-172.

(1961 b) - Sur la géologie du massif de Belledonne (Isère).
C.R. Acad. Sci., Paris, 252, 434-436.

BORDET P., de LAROUZIERE F.D.(1982) - Granitoïdes et plagiogranitoïdes dans le Tortonien et l'Espagne du Sud-Est.
C.R. Acad. Sci., Paris, sér. 2, t. 295, 591-594.

BROUSSE R., J. JUNG (1959) - Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points.
Masson ed., Paris, 122 p.

BROWN E.H., BRADSHAW J.Y., MUSTOE G.E. (1979) - Plagiogranite and kératophyre in ophiolite on Fidalgo Island, Waschington.
Geol. Soc. Am. Bull., part. I, V. 90, 493-507

BROWN G.C., HENNESSY J. (1978) - The initiation and thermal diverity of granite magmatism.
Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 288, 631-643.

BRUNN J.H. (1959) - La dorsale médio-atlantique et les épanchements ophiolitiques.
C.R. Soc.Géol. France, (8), p. 234.

BRYAN W.B. (1979) - Low K_2O dacite from the Tonga Kermadec island-arc: petrography, chemestry and petrogenesis.
in BARKER (1979), 560-581.

BYERLY G.R., MELSON W.G., VOGT P.R. (1976) - Rhyodacites, andésites, ferro-basalts and ocean tholéiites from the Galapagos spreading center.
Earth Planet. Sci. Let., 30, 215-221.

CANN J.R. (1970) - Rb, Sr, Y, Zr, Nb in some oceanic floor basaltic rocks.
Earth Planet. Sci. Let., 10, 7-11.

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, t. 260, 6401-6404.

(1970 a) - 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),t. 271, 631-633.

(1970 b) - Succession granitique et caractère spécifique de la granitisation hercynienne dans la chaine de Belledonne (Alpes françaises).
C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 271, 696-699.

(1970 c) - Tectonique superposée et granitisations successives dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogenèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles rouges.
C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 271, 1733-1736.

(1972) - § de la notice de la carte géologique au 1/50 000 de Vizille ("Belledonne Sud et Taillefer").

(1973 a) - Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaine de Belledonne; essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la vallée de la Romanche.
C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 277, 2133-2136.

(1973 b) - Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tengentielle hercynienne dans la chaine de Belledonne (Alpes françaises).
C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 277, 2309-2312.

(1975 a) - Caractère chimique 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), t. 281, 89-92.

(I975 b) - 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), t. 281, 223-226.

CHENEY E.S., STEWART R.J. (I975) - Subducted greywacke in the Olympic Mountains, U.S.A.-Implications for the origin of archean sodic gneisses.
Nature, V. 258, 60-6I.

CHOUBERT G. (I934) - La serpentine du Tabor (Dauphiné).
Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XVIII, 5I-I20.

COCHERIE A. (I978) - Géochimie des terres rares dans les granitoïdes.
Thèse troisième cycle, Univ. Rennes.

COCHERIE A., CARPENTER M. (I979) - Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez; implications pétrogénétiques.
Bull. B.R.G.M. sér. 2, sec. 1, n°4, 337-347.

COISH R.A.,HICKEY R.,FREY F.A. (I982) - Rare earth element of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolite formation.
Géoch., Cosmoch., Acta, V. 46, 2117-2134.

COLEMAN R.G. (I97I) - Plate tectonic emplacement of upper manttle peridotite a long continental edge.
Journ. Geophys. Res., V. 76, n°5, 1212-I222.

COLEMAN R.G., RETERMAN Z.E. (1975) - Oceanic plagiogranite.
Journ. Geophys. es., V. 80, n°8, I099- 1108.

COLEMAN R.G., DONATO M.M. (I979) - Océanic plagiogranite revisited.
in BARKER (1979), 149-168.

COLLERSON K.D., BRIDGWATER D. (1979) - Metamorphic development of early archean tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek area, Labrador.
in BARKER (1979), 205-273.

COLLOMB P. (I969) - Orogenèses superposées et datations stratigraphiques dans les régions hercyniennes du Sud de la France.
Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., n°5, 89-I04.

CONDIE K.C., VILJOEN M.J., KABLE E.J.D. (1977) - Effect of altération in archean tholéïtes from Barbeton, greenstones belts, South Africa.
Contr. Mineral. Petrol., 64, 75-89.

CONDIE K.C., NARAYANA P.A., ALLEN P. (I982) - Geochemestry of the archean low-to-hight grade transition zone, southern India.
Contr. Mineral. petrol., 81, 157-167.

CORYEL C.D., CHASE J.W., WINCHESTER J.W. (1963) - A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth element patterns .

Journ. Geophys. res., 68, 559-566

DEBELMAS J. (I983) - Alpes du Dauphiné.
guides géologiques régionnaux, Masson ed.,Paris, I82 p.

DEBELMAS J.,KERCKHOVE C. (1980) - Les alpes franco-italiennes.
Géol. Alp. t. 56, 2I-58

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1974) - An introduction for the rock forming minerals.
Longman ed.,London, 528 p.

DE LA ROCHE H. (1963) - Composition chimique et minéralogique des roches cristallines.
Sci. terre, Nancy, t.IX, n°3, 297-335.

DELFOUR J., TEGUEY M., PIBOULE M., PLOQUIN A., LEMIERE B., LECUYER E. (1982) - Pétrographie et géochimie des intrusions dévono-dinantiennes de Sauvigny-Chizeuil, S.O. Morvan.
9 ème R.A.S.T., Paris, p. I94.

DEMEULEMEESTER P. (I982) - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massifs Cristallins Externes (Alpes françaises).
Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble 1.

DESMET A., GAGNY C., LAPIERRE H., PARROT J.F., ROCCI G., WAGNER J.J. (1977) - Pétrogenèse et évolution d'un complexe filonien ophiolitique, exemple du Troodos (Chypre).
Col. Intern. C.N.R.S., n° 272, 39-53

DIETZ R.S. (I963) - Alpine serpentines as oceanic rind fragments.
Geol. Soc. Am. Bull., n° 74, p. 947.

DIXON S., RUTHERFORD M.J. (1979) - Plagiogranites as late stage immiscible liquids in ophiolite an mid-ocean ridge suites: an experimental study.
Earth Planet. Let. 45, 45-60.

DIXON S., RUTHERDFORD M.J. (1980) - Origin of granitic rocks in oceanic crust: an experimental study.
E.O.S. V. 61, n°17, p. 411.

DIXON, SPULBER S., RUTHERFORD M.J. (1982) - The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental stydy.
Journ. Petrol., V. 24, Part. 1, 1-25, (1983).

DONDEY D., (1960) - Contribution à l'étude de la série cristallophylienne et de la chaine de Belledonne méridionnale (Alpes françaises).
Trav. Lab. Geol. Grenoble, t. 36, 286-368.

DONNELLY T.W. (1972) - Deep water, schallow-water, and sub-aerial island-arc volcanism: an exemple from the Virgin island.
Geol. Soc. Am. Mem., V. I32, 401-414.

DRAKE M.J., WEILL D.F. (1975) - Partition of SR, Ba, Ca, Y, Eu, and other REE between plagioclase felspar and magmatic liquid: an experimental study.
Geoch. Cosmoch. Acta, V. 39, 689-7I2.

DUPARC L. (1894) - Sur les gabbros et les amphibolites du massif de Belledonne.
C.R. Acad. Sci., I9 mars 1894, 3p.

DURAND C. (1981) - Etude pétrographique et géochimique des spilites kératophyres et roches associées de la série de la Brévenne. (Massif Central français).
Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon 1, I38p.

EGIN D., HIRST D.M., PHILLIPS R. (I979) - The petrology and geochemestry of volcanic rocks from the northern Haiut river area, Pontid volcanic province, northern Turkey.
Journ. Volc. Geoth. Res., (6), I05-I23.

ENGEL C.G., FISCHER R.L. (1975) - Granitic to ultramafic rock complexes of the indian ocean ridge system, western indian ocean.
Geol. Soc. Am. Bull., V. 86, 1553-1578.

FLANAGAN J.F. (I972) - Values for international geochemical reference samples.
Geoch., Cosmoch. Acta (1973), V. 37, 1189-1200.

FOX P.J., SCHREIBER E., HEEZEN B.C. (1971) - The geology of the caribbean crust: tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves ridges.
Tectonophysics 12, 89-109.

FURNES H., STURT B.A., GRIFFIN W.L. (I980) - Trace element geochemestry of metabasalts from the Karmoy ophiolite, Southwest norvegian calédonides.
Earth Planet. Sci Let. 50, 75-91.

GALE G.H., ROBERTS D. (1974) - Trace element geochemestry of norvegian lower paleozoic basic volcanics and its tectonic implications.
Earth Planet. Sci. Let., 22, 380-390.

GASS I.G., NEARY C.R., PLANT J. (1975) - Comments on the Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.
Earth Planet. Sci. Let.,V. 25, n°2, 236-238.

GERLACH D.C., LEEMAN W.P., AVE LALLEMENT H.G. (1980) - Origin of plagiogranites and basic rocks of the Canyon Mountain ophiolite, Oregon.
E.O.S., V. 61, n° 17, p.411.

GERLACH D.C., LEEMAN W.P., HANS G., AVE LALLEMENT H.G. (1981) - Petrology and geochemestry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon.
Contrib. Miner. petrol., 77, 82-92

GERLACH D.C.,AVE LALLEMENT H.G., LEEMAN W.P. (1981) - An island arc origin for the Canyon Mountain ophiolite complex, Eastern Oregon, U.S.A.
Earth Planet. Sci. Let., 53, 255-265.

GERMANIQUE J.C., BRIAND B. (1984) - XRF determination of Zr, Nb, Y Sr, Rb, Zn and Pb in international geochemical reference samples.
Geostand. Newslet. Nancy, V.VIII, n°2.

GILL J.B., STORK A.L. (1979) - Miocene low-K dacites and trondhjémites of Fidji.
in BARKER, 629-649.

GILLULY J. (1933) - Replacement origin of the albite granite near Sparta, Oregon.
Geol. Surv. Prof. Pap. I75C, 65- 81.

GIRAUD J.D. (I983) - Les enclaves gabbroïques, dioritiques et trondhjémitiques rencontrées dans les roches volcaniques calco-alcalines: l'exemple liguro-provençal (Sud-Est français).
C.R. Acad. Sci. (2), t. 296, 635-638.

GIORGI L. (1979) - Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses (Isère, France).
Thèse 3ème cycle Univ. Grenoble I

GLIKSON A.Y. (I972) - Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nucléi of sodic granite.
Geol. Soc. Am. Bull. , V. 83, 3323-3344.

GLIKSON A.Y., SHERATON J.W. (1972) - Early precambrian trondhjémitic suites in western Australia and northwestern Scotland and the géochemical evolution of shields.
Earth Planet. Sci. Ler.,I7, 227-242.

GOLDSCHMIDT V.M. (1916) - Geologish-petrographishe studien im hochgebirge des südlichen Norwegens, IV. Ubersicht der eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger um Trondhjem.
Vid. Skr. I, Mat., Nat. Klasse, 2, 75-112.

GREEN T.H. RINGWOOD A.E. (1968a)- Genesis of the calc-alcaline ignous rock suite.
Contr. Miner. Petrol. V. 18, n° 2, 105-162

(1968 b) - Origin of garnet phenocrysts in calc-alcaline rocks.
Contr. Miner. Petrol.,V.18, n°2, 163-174.

HANSON G.N. (1978) - The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition.
Earth Planet. Sci. Let. n°38, 26-43

HARKER A. (1909) - The natural history of igneous rocks.
Mac Millan, New-York, 384p.

HEDGE C.E., FUTA K., ENGEL C.G., FISHER 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.
Contr. Miner. Petrol., 68, 373-376.

HELLMAN P.L., SMITH R.E., HENDERSON P. (1979) - The mobility of rare earth element: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism.
Contr. Miner. Petrol., 71, 23-44.

HERMITTE D. (1975) - La morphologie des zircons dans les intrusions calco-alcalines du centre-nord de la Sardaigne.
Thèse 3ème cycle Univ. Aix-Marseille III.

HIGGINS M.W. (1971) - Cataclastic rocks.
Geol. Surv. Prof. Pap. 687, 97p.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978) - Trace element mobility during alteration of oceanic basalts.
Geoch. Cosmoch. Acta, V. 42, n°1, I27-I36.

HUNTER D.R. (1970) - The geology of the Usushwana complex in Swaziland.
in VISSER D.J.L. and VON GRUENEWALDT G. ed.
Symphosium on the Bushweld igneous complex and other layered intrusions
Geol. South Africa Spec. Pub. n°1, 645-660.

HUNTER D.R., BARKER F., MILLARD H.T. (1978) - The role of tonalitic and trondhjémitic rocks in the crustal devlopment of Swaziland and the eastern Transvaal, South Africa.
in BARKER (1979).

ISHIZAKA K., YANAGI T. (1975) - Occurence of oceanic plagiogranites in the older tectonic zone, southwest Japan.
Earth Planet. Sci. Let., 27, 37I-377.

JAKES P.,GILL J. (1970) - Rare earth elements and the island arc tholeiitic series.
Earth Planet. Sci. Let., 9, 17-28.

JACKSON E.D., GREEN H.W., MOORES E.M. (1975) - The Vourinos ophiolite, Greece: cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite.
Geol. Soc. Am. Bull., V. 86, 390-398.

JAUZEIN P., PUPIN J.P., BONIN B. (1979) - Les zircons des trondhjémites corses: typologie-implications.
7ème R.A.S.T., Paris,262.

JOUCHOUX P. (1983) - La série métamorphique spilito-kératophyrique dévono-donantienne de la Brévenne occidentale: étude cartographique, pétrographique et géochimique (Massif Central français).
Thèse 3 ème cycle, Univ Lyon I.

JUNG J. (1958) - Précis de pétrographie.
Masson ed., Paris, 314 p.

KAY R.W., SENECHAL R.G. (1976) - The rare earth geochemestry of the Troodos ophiolitic complex.
Journ. Geophys. Res., V. 81, n°5, 964-970.

KRUMMENACHER D. (1959) - Le cristallin de la région de Fully.
Bull. Suisse Miner. Petrol., 39, p.151.

KRUMMENACHER D., BORDET P., LEFORT P. (1965) - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronomètriques.
Schwei. Miner. Petrol. Mitt., V. 65, 855-874.

KUNO H. (1959) - Origin of cenoezoïc petrographic provinces of Japan and surrounding area.
Bull. Volc. II, n°20, 37-76.

LACROIX P. (1980) - Géologie du groupe de Violay (Rhône): contribution à l'étude des granites sodiques et des formations éruptives et volcano-sédimentaires associées.
Thèsé 3ème cycle Univ. Lyon I, 169p

LADURON D. (1966) - Sur les procédés de coloration sélective des feldspaths en lame mince.
Ann. Soc. Géol. Belge, t. 89, Bull. n°5-10

LAMEYRE J. (1980) - Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources.
Mem. hors Ser. Soc. Géol. France, n°10, 51-62.

LAMEYRE J., AUTRAN A. (1980) - Les granitoïdes de France
in AUTRAN A. et DERCOURT J. ed. évolution géologique de la France, 26ème C.G.I., Coll. C7, Mem. B.R.G.M. 107, 5I-97.

LAMEYRE J. BOWDEN P. (1982) - Plutonic rock types series: discrimination of various granitoïd series and related rocks.
Journ. Volc. Geotherm. Res. 14, 169-186.

LAURENT R. (1968) - Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionnale du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie, France).
Arch. Sci. Suisse,20, n°2, 223-353.

LEFORT P. (1964) - Sur l'existence d'un important conglomérat métamorphique dans le massif cristallin du Chaillol (Hautes Alpes).
C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 258, 4097-4099.

LEFORT P. EHRSTROM C.E. (1969) - Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne.
Sci. Terre, Nancy, t. XIV, n°3, 2I5-238.

LEFORT P. PECHER A. (1971) - Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin.
C.R. Acad. Sci., (D), t. 273, 3-5.

LEMIERE B., TEGYEY M., PLOQUIN A., PIBOULE M., DELFOUR J., MOINE B., LECUYER E. (1980) - Géochimie du massif volcanique de Chizeuil (S.O. Morvan).
9 ème R.A.S.T. Paris, p. 375.

LEMIERE B. (1982) - Etude de l'amas sulfuré de Chizeuil (Saône et Loire), de son environement volcano-sédimentaire et de son auréole d'altération hydrothermale.
Thèse 3 ème cycle, Univ. Lyon I, 135p.

LORY C. (1860) - Description géologique du Dauphiné.
Grenoble, ed., 747p.

LORY C. (1881) - Course du 8 septembre, de Grenoble à Vizille et au Bourg-d'oisan.
Bull. Soc. Géol. de France, ser. 3, t.9, 620-628.

MAC GREGOR V.R. (1979) - Archean gray gneisses and the origin of the continental crust: evidence from the Gothab region, West Greenland.
in BARKER (1979), 169-204 .

MALPAS J. (1979) - Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland, initial report.
in BARKER (1979), 465-487.

MARSH N.G., SAUNDERS A.D., TARNEY J., DICK J.B. (1980) - Geochesmestry of basalts from the Sikoku and Daito basins.
D.S.D.P., 58, 805-842.

MASON R. (1981) - A trondhjemite vein in the Sulitjelma gabbro, Norway, and its implications for the age of the Sulitjelma ophiolite.
Geol. Mag., 118, n°5, 525-531.

MASUDA A. (1962) - Regularities in variation of relative abondance of lanthanide elements and an attempt to analyse separation index patterns of some minerals.
Journ. Earth Sci., Nagoya Univ., 10, 173-187.

MASUDA A., NAKAMURA N., TANAKA T. (1973) - Fine structure of mutually normalised rare earth patterns of chondrites.
Geoch. Cosmoch. Acta, 37, 239-248.

MENARD G. (1979) - Relations entre structure profonde et structure superficielle dans le Sud-Est de la France. Essai d' utilisation de données géophysiques.
Thèse 3 ème cycle, Univ. Grenoble I.

MENOT R.P. (1979) - Lithostratigraphie et pétrogramhie du groupe amphibolique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (massif de Belledonne, Alpes occidentales françaises).
Géol. Alp., Grenoble, t. 55, 93-110.

(1981) - Présence d'ortho-leptynites à caractère de plagiogranites au sein du complexe ultrabasique-basique de Chamrousse-Tabor.
C.R. Acad. Sci. (II), 516-520.

(1983) - Coupe du massif de Belledonne par la vallée de la Romanche, entre Vizille et Rochetaillée.
In J. DEBELMAS, 1983, 56-57.

MENOT R.P., SCARENZI D., PIBOULE M., OLIVER R. (1983) - Les metatrondhjémites du complexe basique-ultrabasique et des formations volcanosédimentaires du Sud du massif de Belledonne (Alpes françaises, Massifs Cristallins Externes).
European Un. Geol., Str., 1983, Terra Cog.,3, n° 2-3, 1B31.

MENOT R.P., PEUCAT J.J., PIBOULE M., SCARENZI D. (1984) - Cambro-ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, French external alpine domain).
Meet. "Ophiolites through time" abst., Nancy, p. 43 .

R.P. MENOT, PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. (1984) - A (continental ?) volcanic arc of devono-carboniferous age in the

french alpine external massifs: the Riouperoux and Livet formations (Romanche valley, Belledonne massif).
Meet. "Ophiolites through time" abst., Nancy, p. 44.

MIYASHIRO A. (1973) - The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.
Earth Planet. Sci. Let., 19, 218-224.

(1975a) - Island arc volcanic rock series: a critical rewiew.
Petrology, t.1, n°3, 177-187.
(1975 b) - Origin of the Troodos ophiolites: areply to MOORES.
Earth Planet. Sci. Let., 25, 227-235.

MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1969) - Cristallisation and différenciation in abyssal tholéiites and gabbros from mid-ocean ridges.
Earth Planet. Sci. Let., 7, 361-365.

MICHEL R., BERTHET P. (1958) - Les formations cristallophyliennes de la chaine de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère).
C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t.246, 1888-1890.

MOINE B. (1974) - Caractère de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales et catazonales du centre de Madagascar .
Sci. Terre, Nancy,31, p.293.

MOINE B., ROBELIN C., LEMIERE B., PIBOULE M. (1982) - Etude géochimique de la série volcano-sédimentaire dévonienne de la région de Bourbon-Lancy (Saône et Loire).
9 ème R.A.S.T., Paris, p. 445.

MOORES E.M., VINE F.J. (1971) - The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as océanic crust: evaluation and implications.
Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, t. 268, 443-466.

MORET L. (1940) - in "Géologie dauphinoise" ou initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble.
Arthaud ed., Paris, 424p.

MULLEN E.D. (1983) - $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implications for petrogenesis.
Earth Planet. Sci. Let., 62, 53-62.

NICHOLLS I.A., RINGWOOD A.E. (1972) - Production of silica-saturated tholeiitic magmas in islands arcs.
Earth Planet. Sci. Let., 17, 243-246.

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.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., PAUPY A., ROCCI G. (1979) - La diversité des ophiolites corses: importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques.
Mem. B.R.G.M., Paris,97.

OHNENSTETTER M. et D. - Comparison between corsican albitites and oceanic plagiogranites.
Arch. Sci., Genève, V. 33, fasc. 2-3, 201-220.

OSBORN E.F. (1959) - Role of oxygen pressure in the cristallisation and différenciation of basaltic magma.
Am. Journ. Sci., 257, 609-647.

PALLISTER J.S., HOPSON C.A. (1981) - Samail ophiolite plutonic suite: field relations phase variation, cryptic variation and layering in a model of a spreading ridge magma chamber.
Journ. Geophys. res., V.86, n°B4, 2593-2644.

PALLISTER J.S. KNIGHT R.J. (1981) - Rare earth element geochemestry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman.
Journ. Geophys. Res., V.86, n°B4, 2673-2697.

PAMIC J. (1977) - Middle triasic spilite-keratophyre association of the Dinarides and its position in the alpine magmatic tectonic cycle.
in COLEMAN : Ophiolites, an ancient oceanic lithosphère, Springer ed., Berlin, 161-174.

PAVLIDES L. (1981) - The central Virginia volcanic-plutonic belt: an island-arc of Cambrian age.
Geol. Surv. Prof. Pap., 1231A, 1-33.

PAYNE J.A., STRONG D.F. - Origin of the Twillingate trondhjemite, North-central New-foundland: partial melting in the roots of an island arc.
in BARKER (1979), 489-516.

PEACOCK M.A. (1931) - Classification of ignous rock series.
Journ. Geol. 39, 65-67.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks détermined using trace element analyses.
Earth Planet. Sci. Let., 19, 290-300.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) - petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks.
Contr. Miner. Petrol., 69, 33-47.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G., ALDISS D.T. (à paraître) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.

PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1977) - The relationship between major element chemestry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.
Earth Planet. Sci. Let. , V. 36, n°1, 121-132.

PERRIER G., VIALON P. (1980) - Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France, implications géodynamiques.
Géol. Alp., t. 58,13-20.

PETERLONGO J.M. (1960) - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central, France).
Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, 4, 187 p.

PHELPS D. (1979) - Petrology, geochemestry and origin of the Sparta quartz diorite-trondhjémite complex, North-eastern Oregon.
in BARKER (1979), 546-579.

PIBOULE M. (1979) - L'origine des amphibolites: approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central français.
These doctorat d'état, Univ. Lyon, 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., 143, 3, 279-308.

PRIDE C., MOORE J.M. (1983) - Petrogenesis of the Elzevir batholith and the related trondhjemitic intrusion in the Grenville Province of Eastern Ontario, Canada.
Contr. Minéral. Petrol.,V. 82, 187-194.

PROPACH G. (1976) - Models of filter differenciation.
Lithos, 9, 203-209.

PUPIN (1976) - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique, applications.
Thèse doctorat d'état,Univ. Nice, 394 p.
(1980) - Zircon and granite petrology.
Contr. Mineral. Petrol., 73, 207-220.

PUPIN J.P., BOUCARUT M., TURCO G., GUEIRARD S. (1969) - Les zircons des granites et migmatites du massif de l'Argentera-Mercantour et leur signification pétrogénétique.
Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristal., 92, 472-483.

PUPIN J.P., TURCO G. (1972 a) - Une typologie originale du zircon accessoire.
Bull. Soc. Fr. Mineral. cristal., 95, 348-359.

(1972 b) - Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène.
C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 275, 799-801.

(1972 c) - Le zircon accessoire en géothermométrie
C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 274, 2121-2124.

(1974) - Origine ortho de la leptynite de Chiezas d'après l'étude de sa population de zircons.
C. R. Acad. Sci. Paris, (D), t. 279, 17-20.

PUPIN J.P., BONIN B., TESSIER M., TURCO G. (1978) - Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granites.
Bull. Soc. Géol. France, (7), XX, n°5, 721-725.

PUPIN J.P., TURCO G. (1981) - Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes.
Bull. Miner., 104, 724-731.

RAYLEIGH J.W.S. (1896) - Theoretical considérations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Phil. Mag. , 42, 77-107.

REYNOLDS D.L. (1950) - The transformation of caledonian granodiorite to tertiary granophyric on Slieve Gullio, Armagh, N. Ireland. 18 th. Internat. Geol. Cong., part. 3, 20-30.

RICCIO L. (1977) - Ophiolites and the nature of the oceanic crust. Ofioliti, Pitagora ed. Bologne, V.2, n°1, 169-177.

ROEDER E. (1951) - Silicate liquid immiscibility in magmas. in the evolution of igneous rocks, LODER H.S., ed. Princeton Univ. Press. 15-57.

ROLLINSON H.F., WINDLEY B.F. (1980) - An archean granulite grade tonalite trondhjémite granite suite from Scourie, NW Scotland: geochemestry and origin. Contr. Mineral. Petrol., 72, 265-261.

ROY S.S. (1977a) - Deformation and chemical processes in mylonite genesis. Geol. Förenin. Stockholm Förhandlingar V.99, 3-9.

(1977b) - Mylonitic microstructures and their bearing on the devlopment of mylonites-an example from deformed trondhjemites of the Bergen arc region, SW Norway. Geol. Mag.,114 (6), 445-458.

SAUNDERS A.D., TARNEY J., STERN C.R., DALZIEL I.W.D. (1979) - Geochemestry of mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. Geol. Soc. Am. Bull. (I), v. 90, 237-258.

SAVU H., UDRESCU C., NEACSU V. (1981) - Geochemestry and geotectonic setting of ophiolites and island arc volcanics of the Mures zone (Romanche). Ofioliti, Pitagora ed. Bologne, V. 6, n°1, 269-286.

SCHERMERHORN L.J.G. (1973) - What is a keratophyre. Lithos, 6, 1-11.

SCHNETZLER C.C., PHILPOTTS J.A. (1970) - Partition coefficients of rare earth elements between igneous matrix material and the rock forming mineral phenocryst. II Geoch. Cosmoch. Acta,V. 34, 331-340 .

SERRI G. (1981) - The petrochemestry of ophiolitic gabbroïc complexes a key for the classification of ophiolite into low Ti and hight Ti types. Earth Planet. Sci. Let., 52, 203-212.

SHAND S.J. (1951) Eruptive rocks J. Wiley, New-York

SHAW D.M. (1970) - Trace element fractionation during anatexis. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 34, 237-243.

SHIDO F., MIYASHIRO A. (1971) Cristallisation of abyssal tholeïte. Contr. Mineral. Petrol., 31, 251-266.

SIBSON, R.H. (1977) - Fault rocks and fault mechanisms. Journ. Geol. Soc. London, V. 113, part. 3, 191-213.

SIGURDSON H. (1977) - Generation of icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layer. Nature, V. 269, 25-28.

SINTON J.M., BYERLY G.R. (1980) - Silicic differentiates of abyssal oceanic magmas: evidence for late magmatic vapor transport of potassium. Earth Planet. Sci. Let., 47, 423-430.

SIVEL W.J., WATERHOUSE J.B. (1984) - The Pakuti intrusive suite: closed system fraction beneath a slow spreading ridge. Lithos, 17, 1-17.

SIZE W.B. (1979) - Petrology, geochemestry and genesis of the type area trondhjemite in the Trondhjem region, central norvegian Caledonides. Nor. Geol. Unders., n° 351, Bull. 51

SMEWING J.D., SIMONIAN K.O., GASS G.I. (1975) - Metabasalts from the Troodos, Cyprus: Genetic implication deduced from petrography and trace element geochemestry. Contr. Mineral. Petrol.,51, 49-64.

STERN C. (1979) - Open and closed fractionation within two chilean ophiolites and the tectonic implication. Contr. Mineral. Petrol. 68, 243-258.

STRECKEISEN A.L. (1973) - Plutonic rocks. Geotimes 26-50.

(1976) - To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rew., V.12, n°1, 1-33.

SUN S.S., NESBITT R.W., SHARASKIN A.Y. (1979) - Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Let., 44, 119-138.

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, A297, 179-202.

TERMIER P. (1901) Nouvelles observations géologiques sur la chaine de Belledonne. C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t.133, 897-900.

TESSIER M., PUPIN J.P., TURCO G., VELLUTINI P. (1978) - Le zircon, un argument pour distinguer les rhyolites orogéniques des rhyolites des complexes annulaires: l'exemple corso-provençal. C.R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 287, 407-410.

THAYER T.P. (1969) - Peridotite gabbros complexes as key to the petrology of mid-ocean ridges Bull. Geol. Soc. Amer., 80, 1515.

TREUIL M. (1973) - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques; exemple de l'Afar.
Thèse doctorat d'état, Univ. Paris Sud,

UPADHYAY H.D., NEALE E.W.R. (1979) - On the tectonic regim of ophiolite genesis
Earth Planet. Sci. Let., 43, 93-102.

VON RAUMER F.J. (1981) - Variscan events in the alpine region.
Geol. Mijbouwn, 60, 67-87.

VUAGNAT P. (1984) - Etude pétrographique et géochimique de la série volcano-plutonique dévono-dinantienne du Beaujolais, secteur Marchampt (Massif Central français).
Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon I.

WAGER L.R.,BROWN G.M.,WADSWORTH W.J. (1960) - Types of igneous cumulates.
Journ. Petrol., V.1, 73-85.

WALKER B.M., VOGEL T.A., EHRLICH R. (1972) - Petrogenesis of oceanic granites from the Aves Ridge in the Caribbean basin.
Earth Planet. Sci. Let., 15, p. 133.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magmas series and their differenciation products using immobile elements.
Chem. Geol. V.20, n°4, 325-343.

WINCHESTER J.A. MAX M.D. (1982) - The geochemestry of the precambrian rocks of the Rosslare complex, SE Ireland.
Journ. Geol. Soc. London, V. 139, 309-319.

WINKLER H.G.F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks.
Springer Verlag ed., Berlin, 5ème édition, 348 p.

WOOD D.A., MATTEY D.P., JORON J.L., TARNEY J., TREUIL M. (1980) - A chemical study of 17 selected samples from basement cores recovered at site 447, 448, 449, 450 and 451, Deap Sea Drilling Project, LEG 59.
Init. Rep. D.S.D.P., V. LIX, 743-752.

ANNEXES

A1: Corrélations des différentes séries des Massifs Cristallins Externes.

- tableau n°1: in P. LEFORT et C.E. EHRSTROM (1969).
- tableau n°2: in P. DEMEULEMEESTER (1982).

A2: Pétrographie:

- technique de séparation des zircons et tableaux de fréquences des différents sous-types.
- photographies des zircons caractéristiques des différents échantillons étudiés.
- photographies des modes de gisement, macro et micro-faciès des roches leucocrates et des roches assosiées dans les groupes de Chamrousse-Tabor et de Rioupéroux-Livet.

A3: Géochimie:

Certaines des analyses utilisées dans ce travail nous ont été obligeamment communiquées par R. P. MENOT (à paraître).

- tableau n°1: coordonnées des échantillons analysés.
- techniques et appareillage utilisés; précision des dosages effectués.
- tableau n°2: géochimie et norme des différents types pétrographiques individualisés dans l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et le groupe de Rioupéroux-Livet.
- tableau n°3: paramètres de distribution des analyses des échantillons de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor.
- tableau n°4: paramètres de distribution des analyses des échantillons du groupe de Rioupéroux-Livet.

A4: Page cartonnée mobile:

- récapitulatif des figurés et légendes des différentes figures.
- pagination des photographies placées en annexe

	P. et Cl. Bordet	LÖTSCHENTAL B. Swidrenki D. Krumenacher	AIGUILLES-ROUGES MERIDIONALES R. Laurent	BELLEDONNE D. Dondey	BELLEDONNE F. Kalbeck	BELLEDONNE A.C. Tobi	CHAMROUSSE E. den Tex	CLUSE DE LA ROMANCHE R. Michel et P. Berthet	TABOR R. Michel et G. Verollet	TAILLEFER F. Carme	CHAILLOL P. Le Fort
CYCLE FLYSCH (CULM ?)	"Série ardoisée" externe | interne : Flysch et schistes carburés (5 000 m)	Schistes et arkoses	Série de St-Gervais (externe) | Série des Aiguillettes (interne) (peut-être Série brune) : Alternances schisto-gréseuses homogènes	"Groupe des Sept-Laux" – Schistes graphiteux (rameau externe) ; (P.meau interne) – Sédimentation schisto-gréseuse, avec volcanisme acide vers le sommet (tufs rhyolitiques) – Prasinites et ovardites	(Rameau externe) "Schistes de St-Hugon" micaschistes à albite, séricite, chlorite ; (P.meau interne) Partie supérieure de la formation de Bérlanche" schisto-gréseuse	"Schistes de St-Hugon" externe | interne : Micaschistes à albite séricite – chlorite souvent rubanés (± micacés) parfois carbonés		"Groupe de Vizille" (rameau externe) Alternances de leptynites (grès et arkoses) et de micaschistes.		(faciès probable)	(faciès probable)
Conglomérat	Conglomérats rares (Perches, Villard-Soffrey, (qq. m), Sambuis, Col du Sabot).	Existe au Sud du Lötschberg	(inconnu)	Conglomérat de la Sembuis (P. Bordet) (100 m)		(inconnu)		ou contact tectonique (cynclinal raclé ou)		2 niveaux de conglomérats et grauwackes séparés par des schistes amphiboliques (1 500 m)	Conglomérat du Vieux-Chaillol à niveau de schistes carbonés
CYCLE VOLCANO-DETRITIQUE	"Série verte" : "Schistes verts" Schistes à chlorite schistes carburés d'origine volcanique (1 000 à 3 000 m)	Micaschistes et chloritoschistes parfois amphiboliques	"Série de Fresten – Permienne" : Ancien sills anglo-gréseux passant en continuité à	"Groupe de Saint-Colombans" : Leptynites (volcanisme acide rhyo-dacitique, au fait kératophyrique et micaschistes contaminés vers le sommet par des amphibolites. (récurrence des tufs basiques)	"Formation de Berlanche" (partie inférieure) Alternances de schistes et gneiss leptynitiques à passées amphiboliques. (tufs acides et basiques) Une partie de la "Formation de Valloire" semble devoir y être rattachée.	"Formation du Lac-Crop" Alternances de rubans de micaschistes et d'amphibolites. et "Amphibolites du Faraillet" Amphibolites monotones (rares reliques de clino-pyroxène).		"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 Reizonne" (rameau interne) – Amphibolites, gabbros et serpentines 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 ("dalles noires") – Cipolin – Alternances de schistes, leptynites et amphibolites
	"Série verte" : "Amphibolites" volcanisme dominant avec amphibolites massives et kératophyres, diorites, gabbros, serpentines. (100 à 500 m jusqu'à 3 000 m)	Amphibolites massives dominantes	"Série de Fresten – Permienne" : Roches volcaniques de composition basaltique ou connexe (en fait spilites-kératophyres)	Amphibolites massives (tufs et volcanisme basique)	"Formation de Valloire" Sédimentation essentiellement arénacée de produits volcaniques (tufs et grauwackes) avec quelques intercalations d'apports basiques et ultrabasiques (serpentines)		"Lac Roberts" Amphibolites et roches ultrabasiques (gabbros, serpentines)	"Groupe de l'Aveyna" ? Migmatites amphiboliques		"Groupe de Chamrousse-Tabor" – Amphibolites (tufs et peut-être coulées) – Gabbros et pyroxénolites – Serpentines gabbros et pyroxénolites (jusqu'à 500 m)	Amphibolites massives du Petit-Chaillol
	"Série terne" (1 000 m ?) micaschistes			Sédimentation pélitique arénacée (micaschistes migmatisés)							?
SOCLE	Gneiss migmatisés	Gneiss migmatisés Fenêtre Plan Rein	"Série des Aiguilles-Rouges"	Dans les Grandes-Rousses, gneiss de l'Alpette p.p. (P. Bordet)							Noyau des Ecrins-Pelvoux

Annexe n°A 1 - Tableau n° 1 - Corrélations proposées entre les différentes zones des Massifs Cristallins Externes des Alpes, in P. LEFORT et C.E. EHRSTROM (1969).

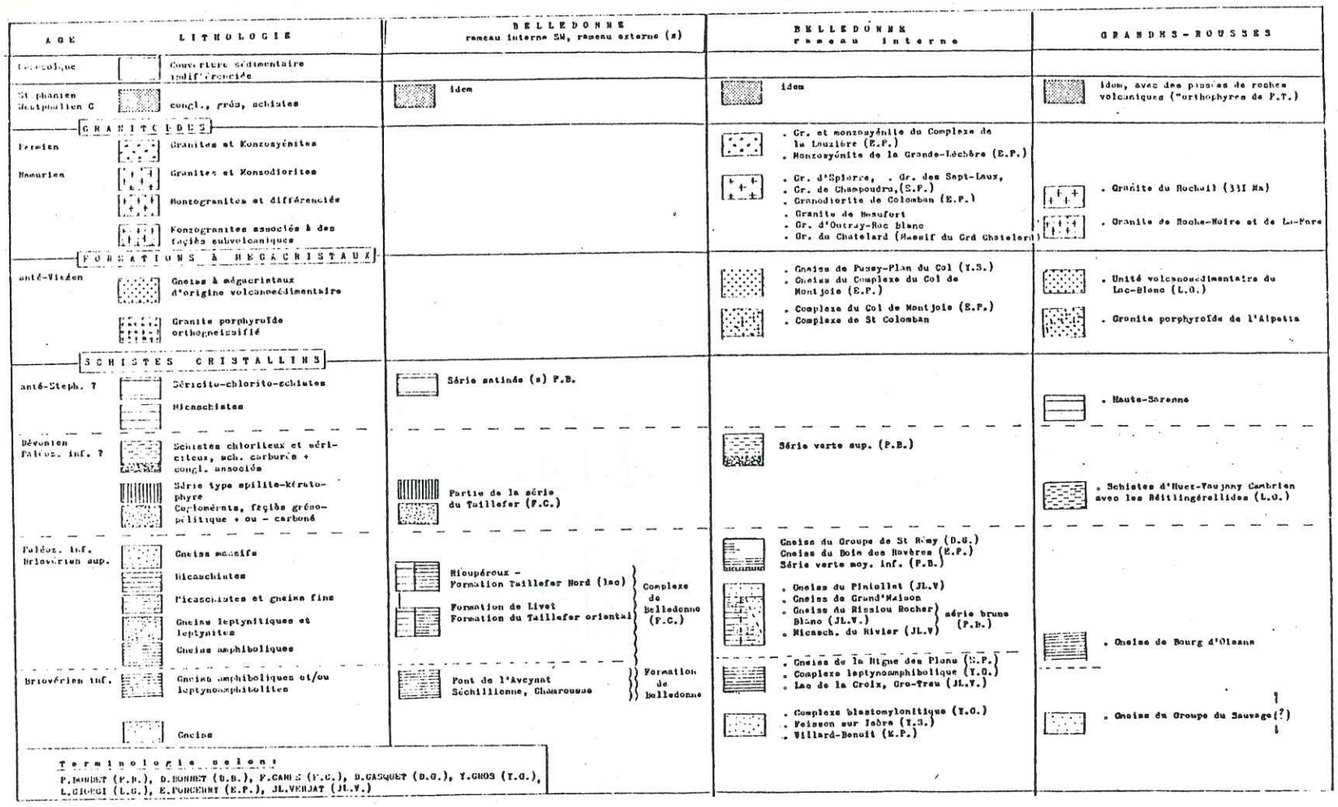


Tableau n° 2 : in P. DEMEULEMEESTER, 1982.

LC 1-2	Indéterminés: 300						Déterminés: 114								Total = T =414					
Type	S_{12}	S_{13}	S_{14}	S_{15}	S_{17}	S_{18}	U_{18}	S_{19}	U_{19}	S_{20}	S_{22}	U_{22}	S_{23}	U_{23}	S_{24}	U_{24}	S_{25}	U_{25}	P_3	P_4	P_5	J_5
Nombre	1	5	4	1	2	4	2	9	1	5	2	1	5	1	27	5	25	3	2	4	4	1
%/T	0,2	1,2	1	0,2	0,5	1	0,5	2,2	0,2	1,2	0,5	0,2	1,2	0,2	6,5	1,2	6	0,7	0,5	1	1	0,2

Li 1A	Indéterminés: 191								Déterminés: 196							T = 387			
Type	S_{14}	S_{15}	U_{15}	S_{18}	S_{19}	U_{19}	S_{20}	U_{23}	S_{24}	U_{24}	S_{25}	U_{25}	J_4	J_5	P_4	P_5	D	K	N_5
Nombre	1	1	1	1	6	1	3	1	3	1	17	6	8	11	5	25	100	1	3
%/T	0,3	0,3	0,3	0,3	1,6	0,3	0,8	0,3	0,8	0,3	4,4	1,6	2,1	2,8	1,3	6,5	25,8	0,3	0,8

6-4	Indéterminés: 66										Déterminés: 66							T = 132							
Type	S_7	S_8	S_{11}	S_{12}	S_{13}	S_{14}	U_{15}	S_{16}	S_{17}	S_{18}	S_{19}	S_{20}	S_{21}	S_{22}	S_{23}	S_{24}	S_{25}	U_{25}	D	P_3	P_4	P_5	J_3	J_5	N_3
Nombre	2	4	3	1	7	3	1	3	5	3	3	1	4	2	5	5	6		2	1	1	1	1	1	1
%/T	1,5	3,0	2,3	0,8	5,3	2,3	0,8	2,3	3,8	2,3	2,3	0,8	3,0	1,5	3,8	3,8	4,5		1,5	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8

273-9	Indéterminés: 346								Déterminés: 108								T = 454
Type	S_2	S_3	S_4	S_5	S_7	S_8	S_9	S_{10}	S_{12}	S_{13}	S_{14}	S_{15}	S_{20}	P_1	P_2	P_3	P_4
Nombre	5	13	20	16	2	13	7	5	3	5	5	4	1	4	1	2	2
%/T	1,1	2,9	4,4	3,5	4,0	2,9	1,5	1,1	0,7	1,1	1,1	0,9	0,2	0,9	0,2	0,4	0,4

arrondis 73%
surcroissances 7%

276-5									
Type	S_7	S_{12}	S_{14}	S_{15}	S_{17}	S_{23}	S_{24}	U_{24}	S_{25}
Nombre	1	1	1	1	1	2	3		3
%/T	7,7	7,7	7,7	7,7	7,7	15,4	23		23

extraction des zircons:

-1: broyage dela roche .broyeur à machoires Henry
.broyeur à disques Bico

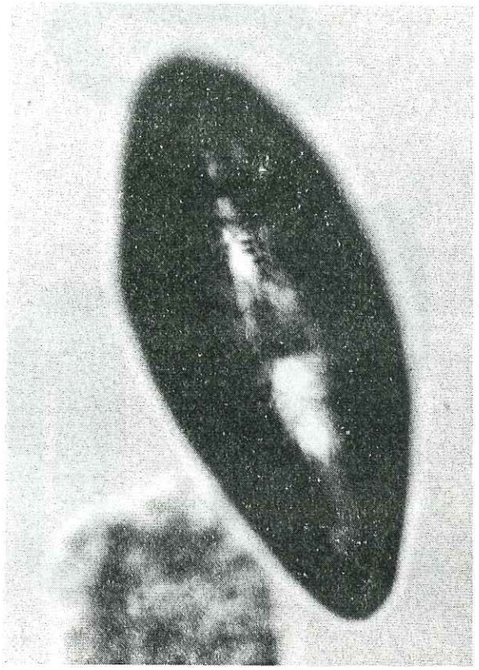
-2: séparation des zircons: .table à secousses Wilfley
.tamis 168 µm, puis rebroyage du résidu
.séparateur Carpco
.séparateur Franz
.iodure de méthyle
.séparateur Franz
.nettoyage des échantillons à l'HNO_3 (N)

281-3	Indéterminés: 226								Déterminés: 166							T = 400
Type	L_3	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7	S_8	S_9	S_{10}	S_{11}	S_{12}	S_{13}	S_{14}	S_{19}
Nombre	2	1	26	41	18	5	2	25	10	6	1	1	11	6	1	1
%/T	0,5	0,3	6,5	10,3	4,5	1,3	0,5	6,3	4,8	1,5	0,3	0,3	2,8	1,5	0,3	0,3

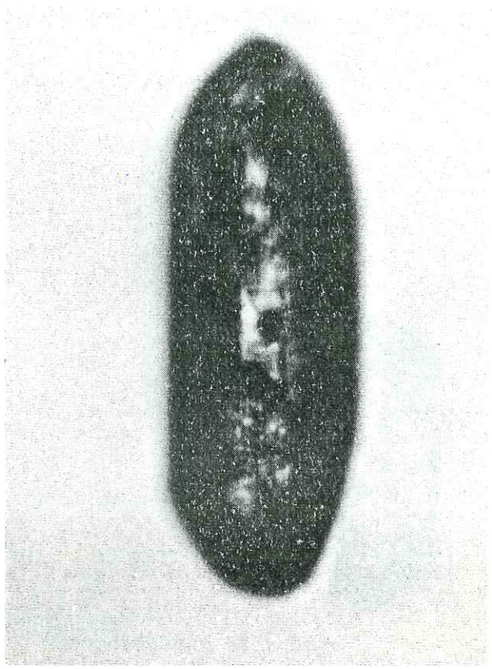
arrondis 62%
surcroissances 3,5%

Annexe A2: technique de séparation des zircons; fréquences des différents types

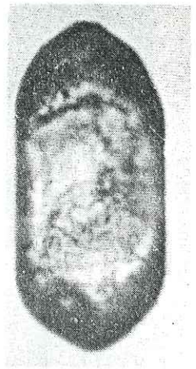
ECHANTILLON 281-3



cristal arrondi



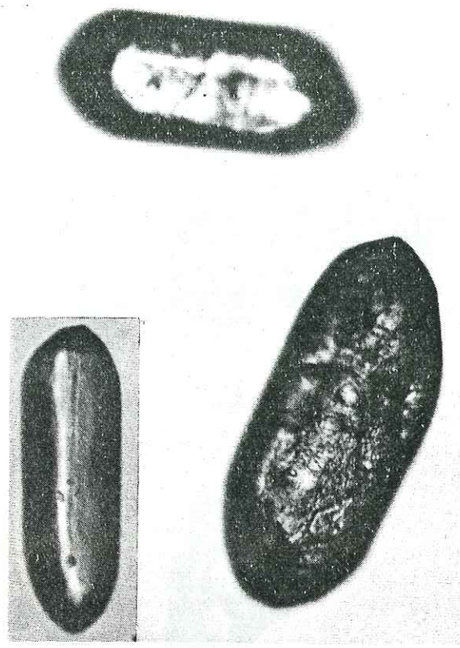
surcroissance



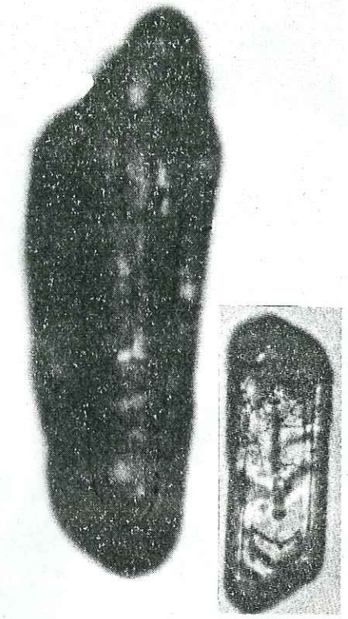
forte dominance du prisme 110 sur le prisme 100.
dominance de la pyramide 101 sur la pyramide 211.

dominance du prisme 110 sur le prisme 100.
dominance de la pyramide 211 sur la pyramide 101.

ECHANTILLON 273-9

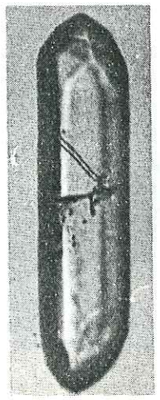


cristaux arrondis



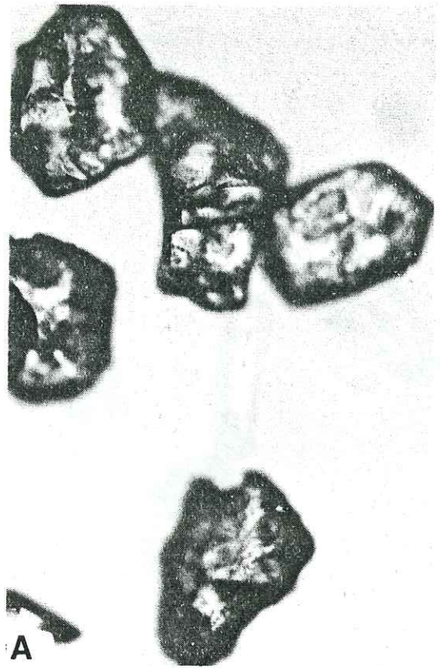
surcroissance et zonage

dominance du prisme 110 sur le prisme 100
dominance de la pyramide 101 sur 211

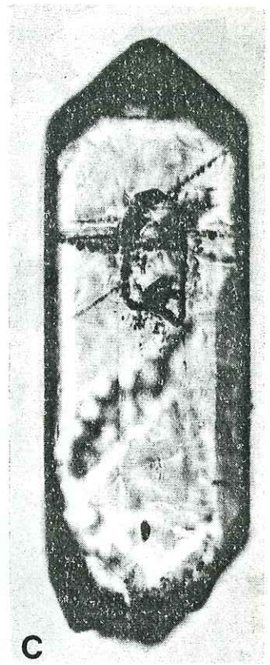


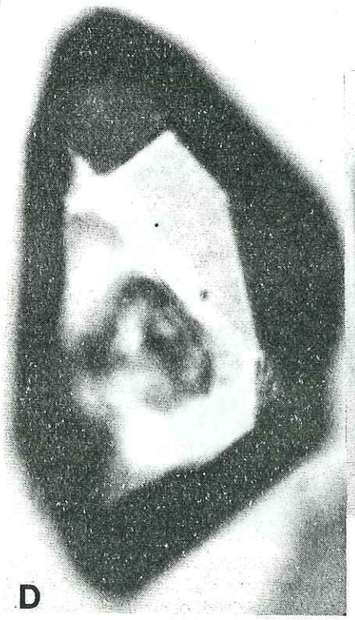
(ce cristal ne repose pas à plat sur sa face 110)
forte dominance du prisme 110
dominance de la pyramide 211

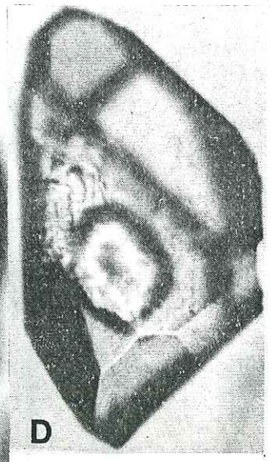
ECHANTILLON 6-4


A

B


C


D


D

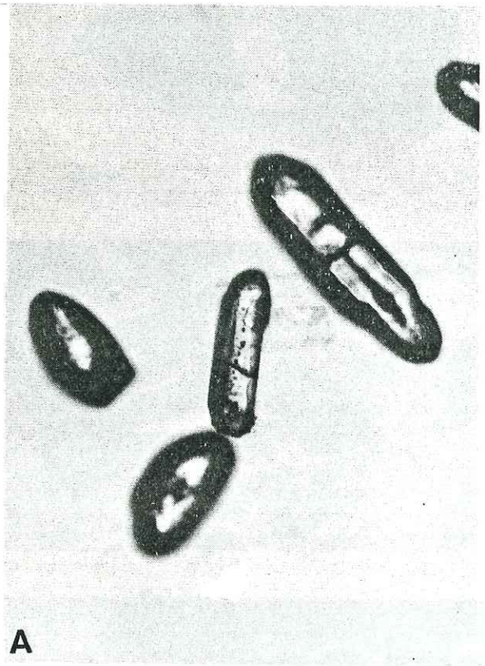
A: cristaux corrodés

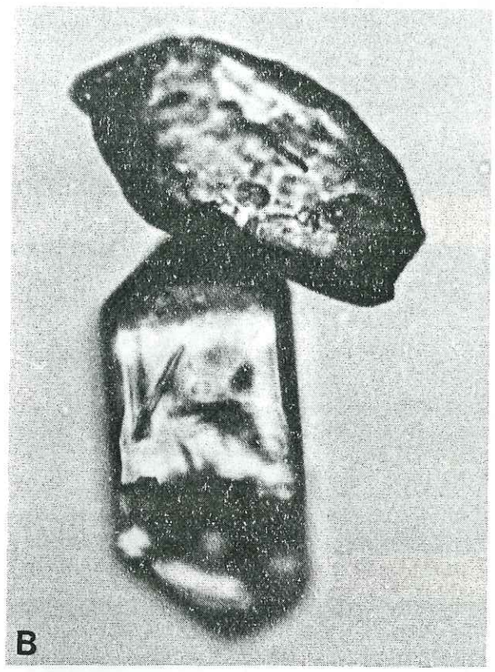
B:.dominance du prisme 100 sur le prisme 110.
.dominance de la pyramide 211 sur 101.
.inclusions en goutelettes sombres.

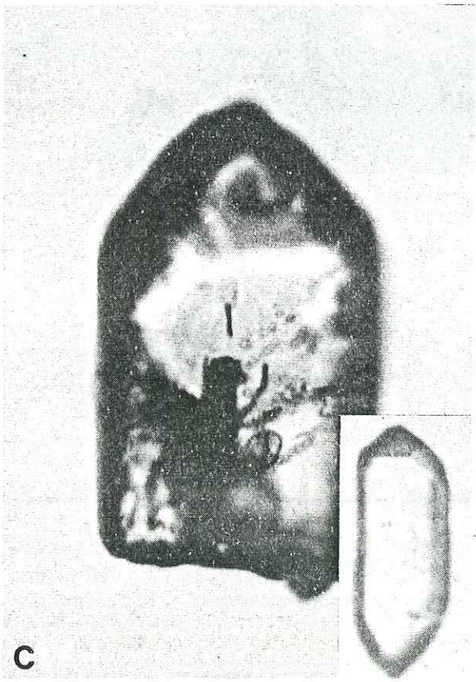
C:.forte dominance du prisme 100 sur le prisme 110.
.forte dominance de la pyramide 101 sur la pyramide 211.
.présence d'un noyau
.développement d'une fracturation sub-perpendiculaire à c.

D: exemple d'assymétrie des faces prismatiques et pyramidales.

ECHANTILLON LC 1-2


A


B

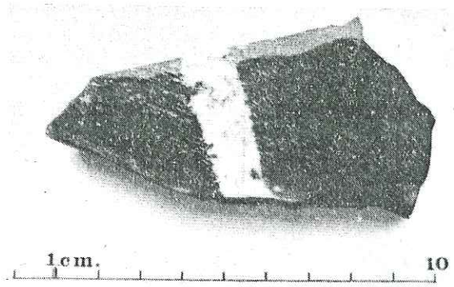

C

A: fréquence des cristaux arrondis développement d'une fracturation perpendiculaire à c.

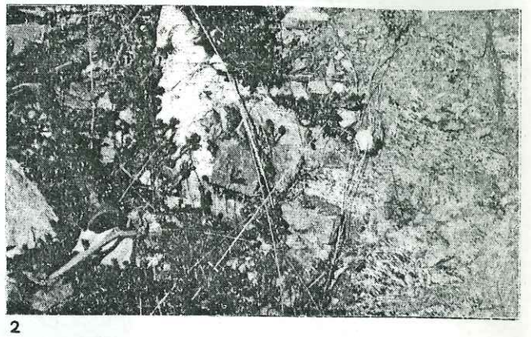
B:-cristal arrondi: inclusions bulleuses sombres, baguettes.

-cristal automorphe:
.forte dominance du prisme 100
.forte dominance de la pyramide 211 et présence d'une face 301.

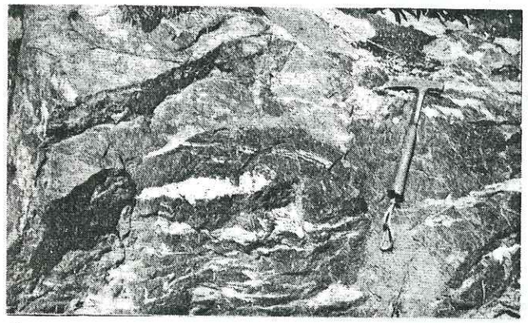
C:.présence d'inclusions bulleuses sombres et de petites baguettes incolores.
.forte dominance du prisme 100 sur le prisme 110
.dominance de la pyramide 101 sur la pyramide 211.



1

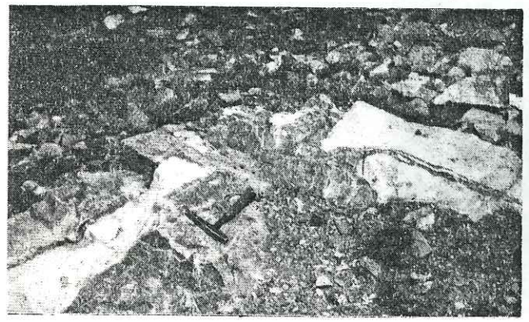


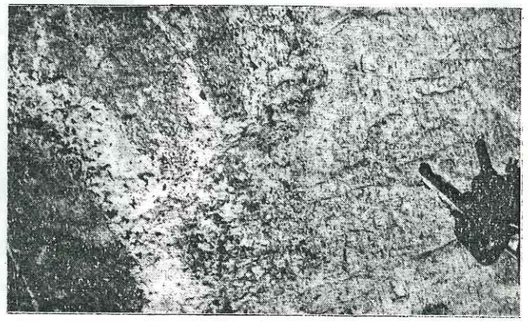
2

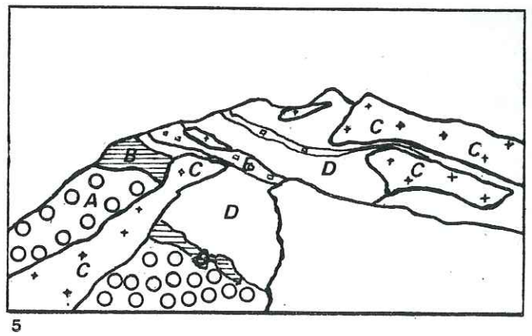


3

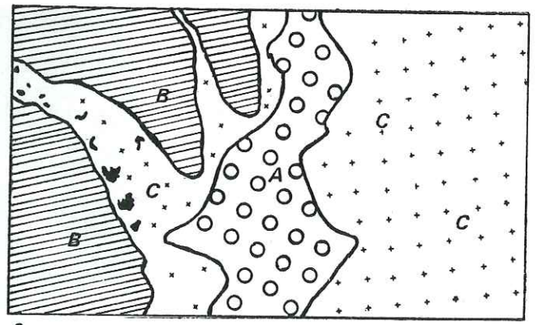
4







5



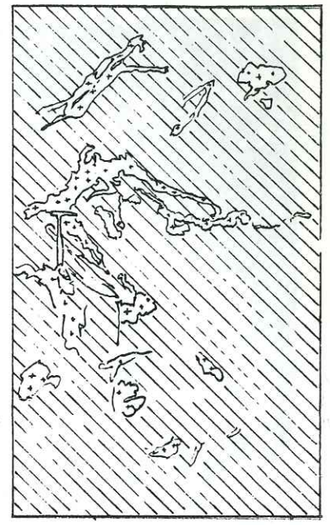
6

1-2-3-4 : Site de Bacha-Bouloud : 1 filonnet de cumulat plagioclasique et amphibolite associée, 2 "bouffées" de cumulats plagioclasiques et gabbros cumulats, 3 filonnets de cumulats plagioclasiques et gabbros isotropes associés, 4 dérivés tectoniques : leptynites et amphibolites,

5-6 : Site de Roche-Béranger : A : gabbros cumulats, B : gabbros sombres, C : plagiogranite, D : basaltes aphyriques, E : basaltes porphyriques.

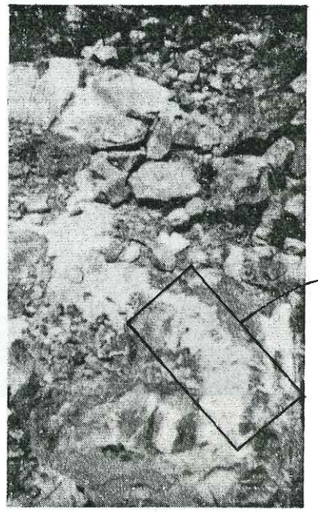
Site de Roche-Béranger

7 : niveaux leptyniques correspondant à des métaplagiogranites ou à des métakératophyres, intrusifs dans des gabbros amphibolitisés. Plis à flancs sub-isoclinaux.

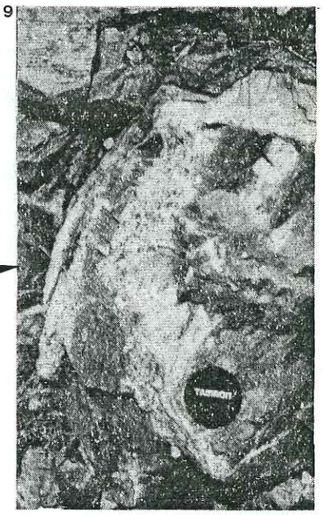


7

8-9 : cumulats plagioclasiques en filons dans les gabbros.
- *contacts irréguliers : structures "en flammes",*
- *bréchification des gabbros cumulats ;*
- *passages progressifs d'un terme à l'autre.*

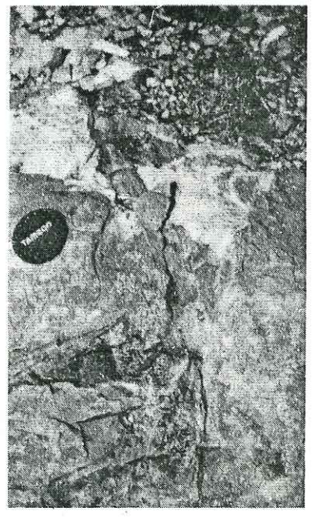


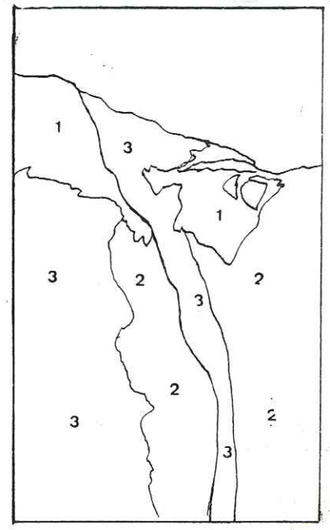
8



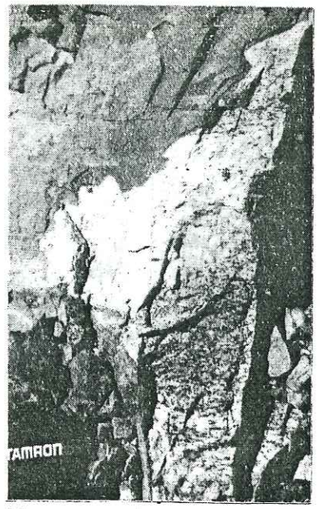
9

10 : filon de cumulats plagioclasiques 1 recoupant des cumulats gabbroïques 2
- *contacts nets,*
- *présence d'un filon doléritique recoupant l'ensemble*



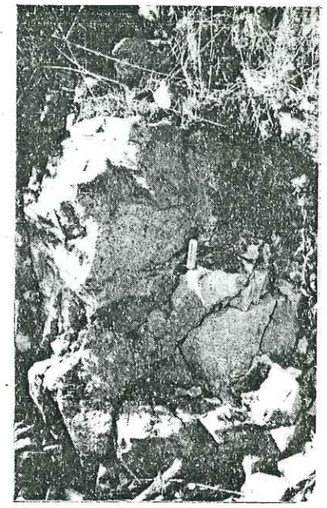


10



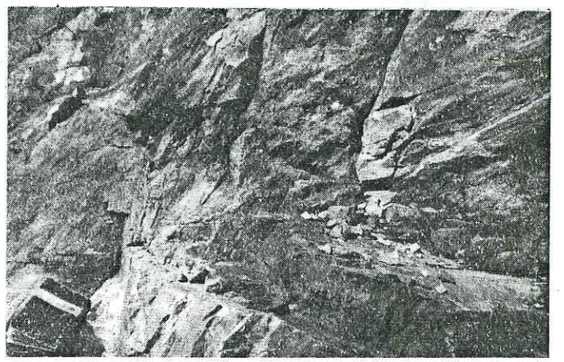
11

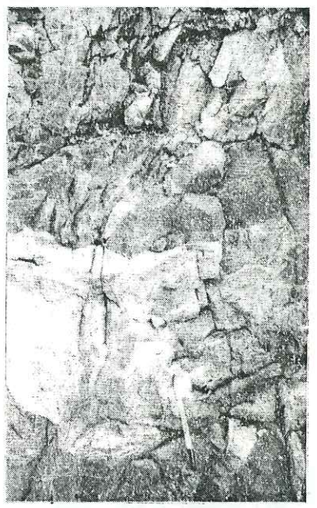
12



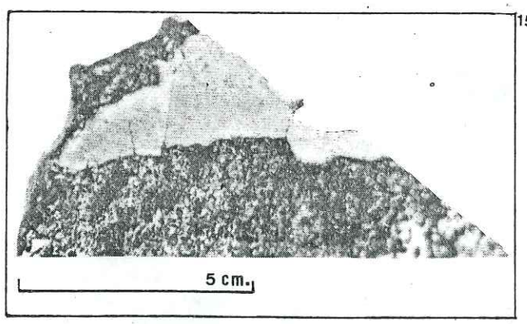
14

13

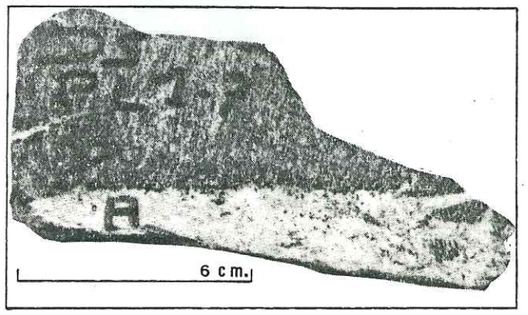




16

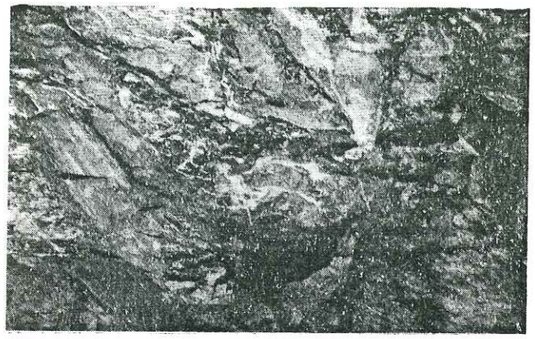


15

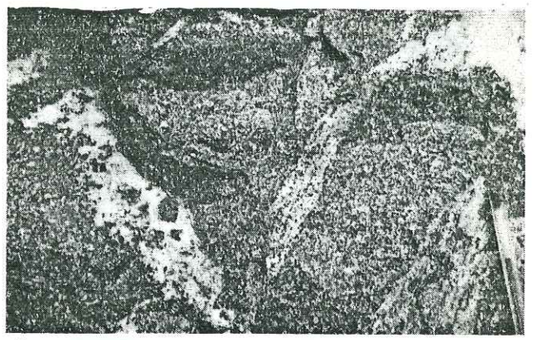


17

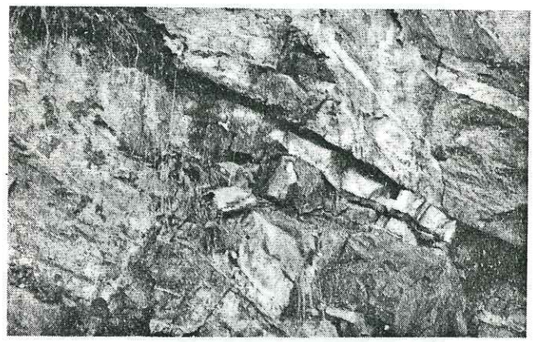
11-13-15 : Site de Roche-Béranger
11 : filon tonalitique et bordures figées,
13 : sill plagiogranitique,
15 : filonnet kératophyrique oblique sur le cumulat gabbroïque recoupé,
12-14 : Site de Combe-Oursière
12 : rubanement d'origine tectonique dans un filon plagiogranitique (14),
16-17 : Site de Plansonnet
16 : filon de cumulat plagioclasique intrusif dans des gabbros sub-isotropes,
17 : filonnet de cumulat plagioclasique perpendiculaire à la foliation d'un métagabbro cumulat.



18



19



20

18-19-20 : Site de Belle-Lauze

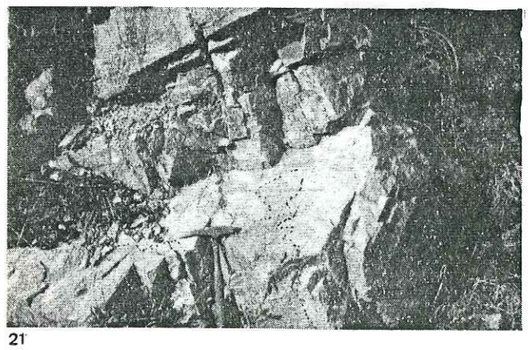
18 : gisement en "stock filonien" des cumulats plagioclasiques dans des gabbros cumulats mélanocrates,

19 : détail des différents faciès pétrographiques (cumulats gabbroïques mélanocrates à plagioclasiques) et de leur gisement,

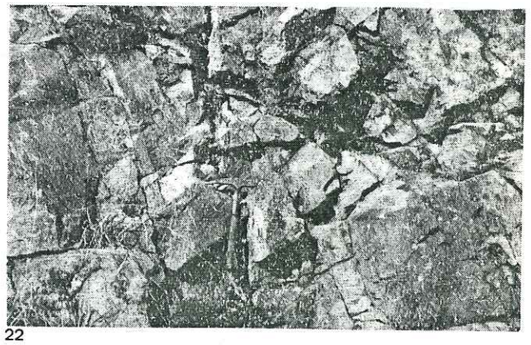
20 : leptynites felsitiques et amphibolites, boudinage des niveaux leptyniques.

21 : Site du Château
mélange de faciès tonalitiques et leucotonalitiques dans un même filon.

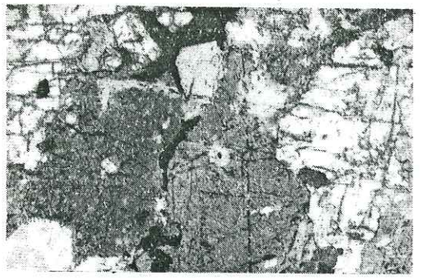
22 : Site de la Gorge
leptynites fines en niveaux minces dans des amphibolites ortho-dérivées.



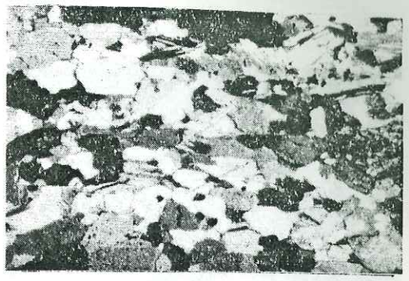
21



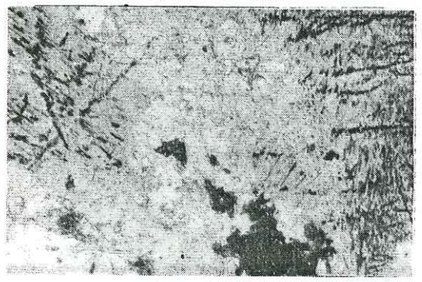
22



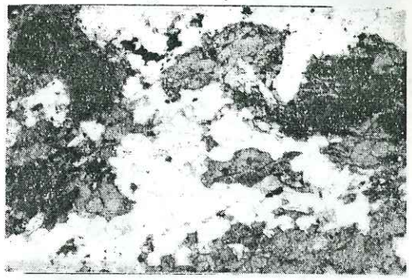
23, RB 1-5, X 26, LA



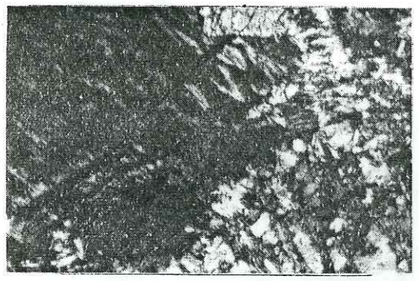
24, CO 2-4, X 26, LA



25, BO 3-1, X 68, LP

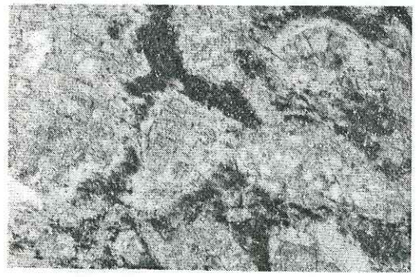


26, LT 3-4, X 26, LA



27 a, BO 1-1, X 68, LA

27 b, BO 1-1, X 68, LP



28, RB 3-1 B, X 68, LP

23 : ferrogabbros : texture légèrement granoblastique, opaques intergranulaires, phénoclastes amphiboliques et plagioclasiques,

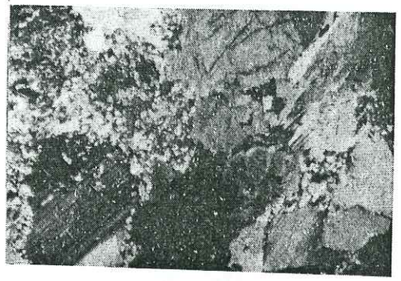
24 : ortho-amphibolites : blastomylonites, hornblendes, plagioclases, opaques,

25 : ferrogabbros : réaction coronitique au contact du plagioclase, autour de petits clinopyroxènes reliques et de minéraux opaques ; hornblendes primaires d'hydratation du pyroxène,

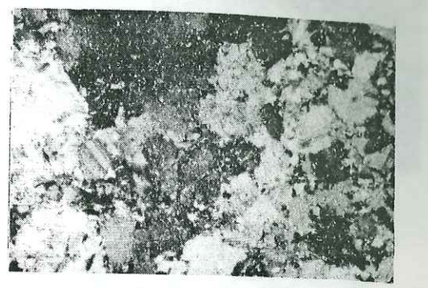
26 : ferrogabbros de Séchilienne : ferrogabbros à hornblende actinolitique riche en minéraux ferrotitanés, texture gabbroïque relictuelle, plagioclase cataclasé,

27 a et b : rétromorphose épizonale dans un ferrogabbros : épidote granulaire au contact entre plage chloriteuse et plagioclase, séricitisation intense du plagioclase, zircon,

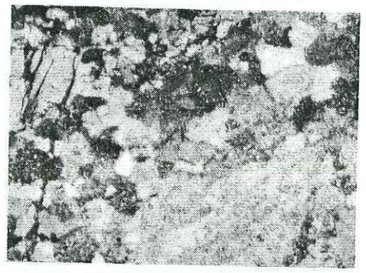
28 : texture hétéradcumulat : de grandes amphiboles au réseau très chargé en minéraux ferrotitanés (titanomagnétite ?) incluent des cristaux plagioclasiques très altérés (séricite et saussurite).



29, BLA2, X 13, LA

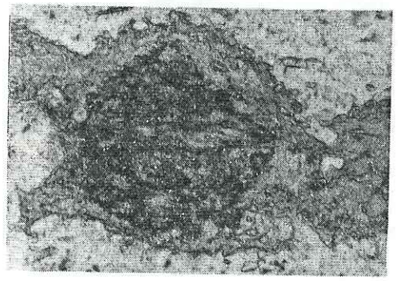


30, BLA1, X 13. LA

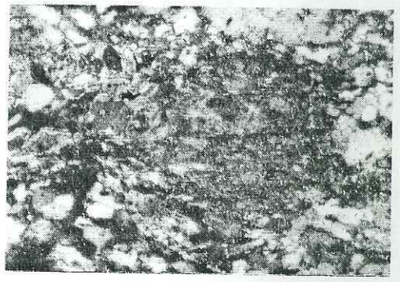


31, BB4-1, X 26, LA

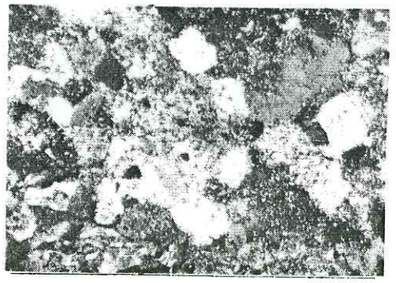
32, RB 1-10, X 66, LA



33 a, PL 1-9, X 66, LP



33 b, PL 1-9, X 66, LA



34, 276-5, X 66, LA

29 : cumulats gabbroïques mélanocrates, plagioclase sériciticisé et saussuritisé, hornblende riche en inclusions ferrotitanées,

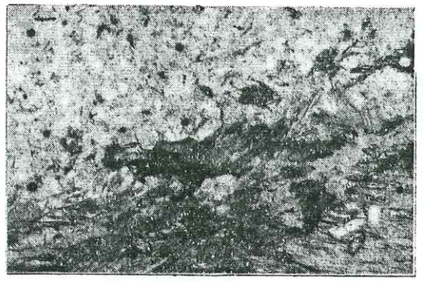
30 : anorthosite : bouquets d'actino-trémolite; plagioclase légèrement cataclasé,

31 : albitite : granulation de la périphérie d'un phénoclaste plagioclasique, amphibole (série de Séchilienne),

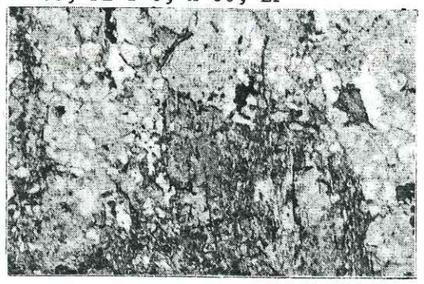
32 : albitite/granite albitique : quartz en petits ocelles, plagioclase sériciticisé, granulé, nombreuses triples jonctions, chlorite, muscovite (Chamrousse),

33 a et b : albitite : clinopyroxènes granulaire bastitisé, réaction coronitique au contact du plagioclase, amphibole, ocelles de quartz, apatite.

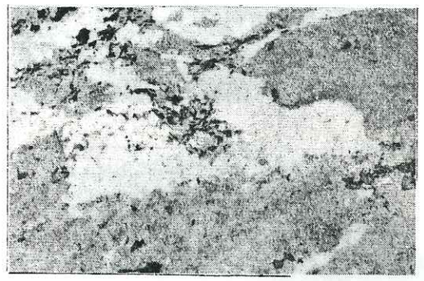
34 : albitite/granite albitique : plagioclase sériciticisé, ocelles quartziques, amphibole, chlorite.



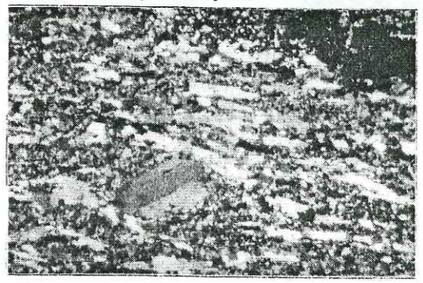
35, PL 1-6, X 66, LP



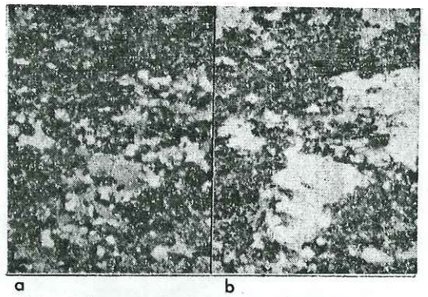
38, 6-4 C, X 66, LA



40, 273-9, X 26, LP

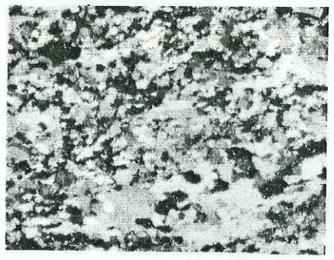


42, LG 1-4, X 13, LA

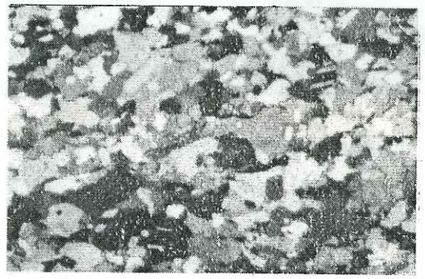


a b

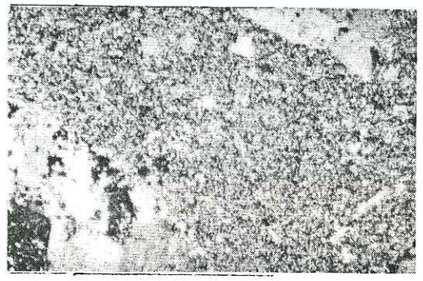
36, LA, LC 1-1, X 13; 37, LP



39, RB 3-3, X 13, LA

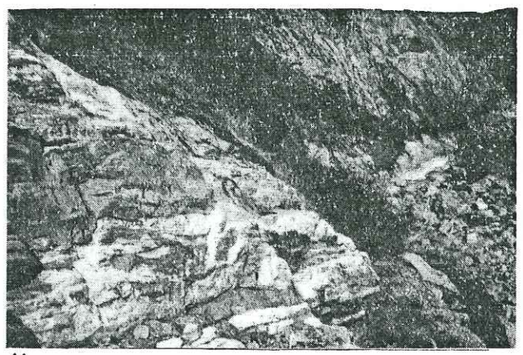


41, BL 3-1, X 13, LA

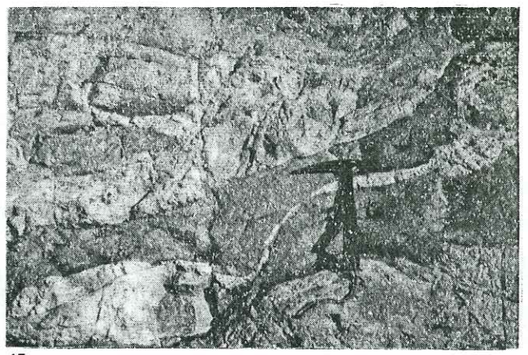


43, RB 4-1, X 13, LA

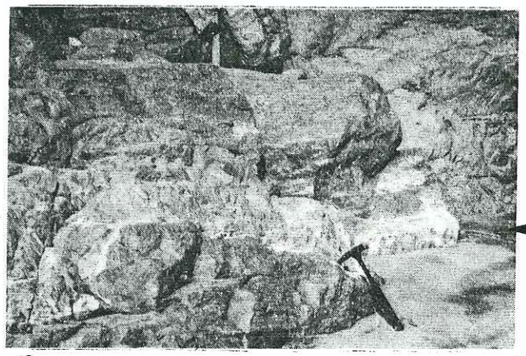
35 : diorite quartzique : aiguilles d'actinotrémolite, quartz, zircon, apatite (Plansonnet),
36 a et b : tonalites : plages quartziques et feldspathiques, chlorite, minéraux opaques ferrotitanés (Le Château),
38 : tonalite/leucotonalite : amphibole, biotite, mésostase quartzo-feldspathique, quelques opaques (Boulac),
39 : leucotonalite : quartz, plagioclases, opaques (Roche-Béranger),
40 : leucotonalite : plagioclases séricitisés, quartz limpide, amas chloriteux contenant quelques petits grains opaques (roche-Béranger),
41 : leptynite grenue, texture en mortier (Belle-Lauze),
42 : blastomylonite fine (métakératophyre porphyrique ?) (La Gorge),
43 : kératophyre, texture microgrenue porphyrique, granoblastique, intrusif dans un gabbros cumulat (Roche-Béranger).



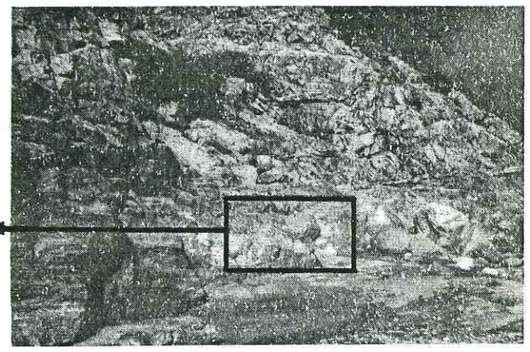
44



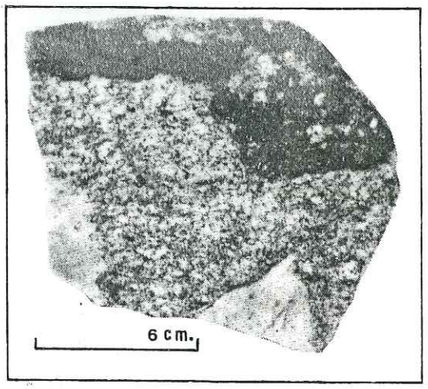
45



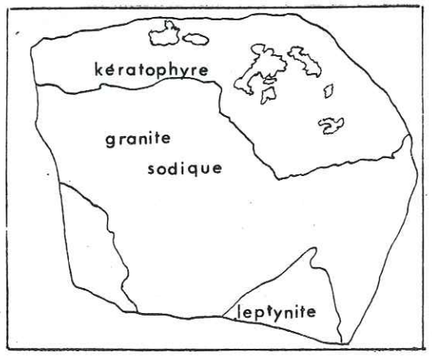
48

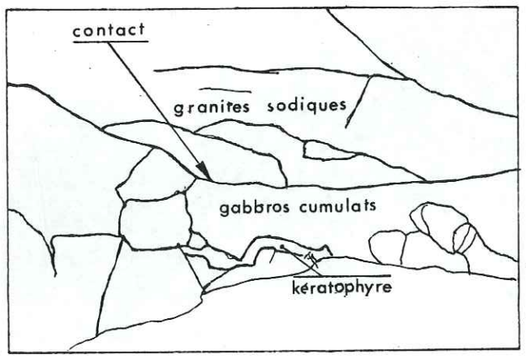


46



47





Rioupéroux A

44 : sills de basalte et de granite sodique (vallée de la Romanche).

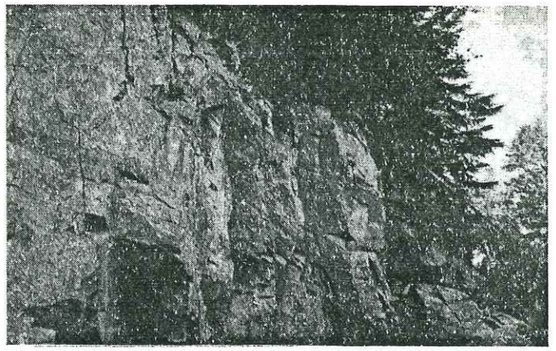
45 : enclaves de granites sodiques dans un sill basaltique.

46 : cumulats gabbroïques et granites sodiques : sills sub-horizontaux (vallée de la Romanche).

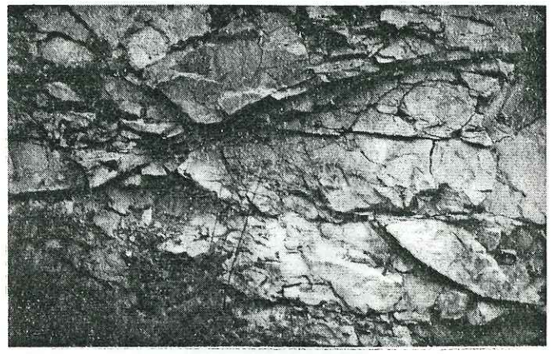
47 : granites sodiques et kératophyres : caractère onduleux du contact, enclaves leptyniques à contours anguleux.

48 : filon de kératophyre (OX 10) intrusif dans les cumulats gabbroïques.

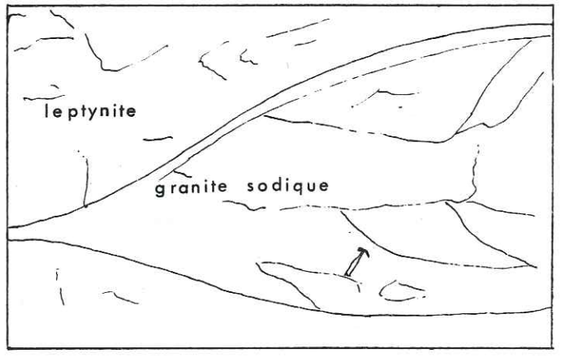
49

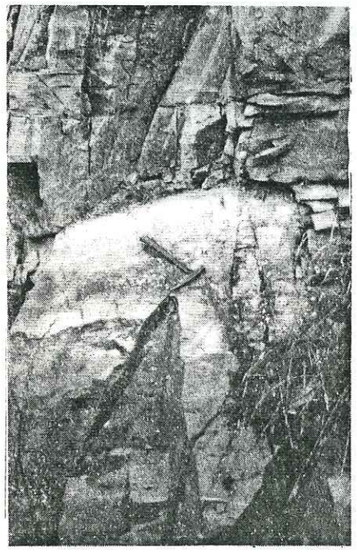


50

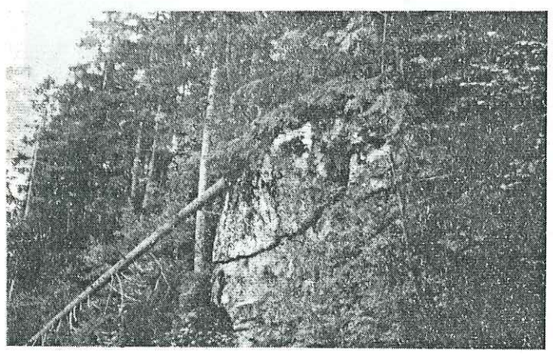


51





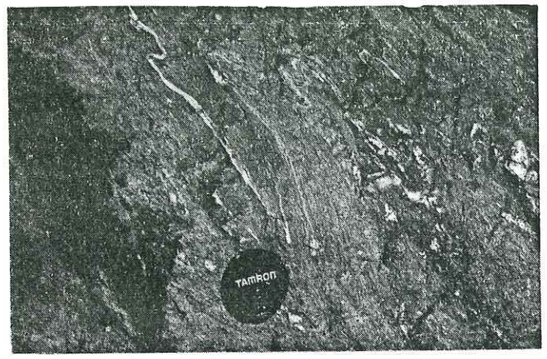
52



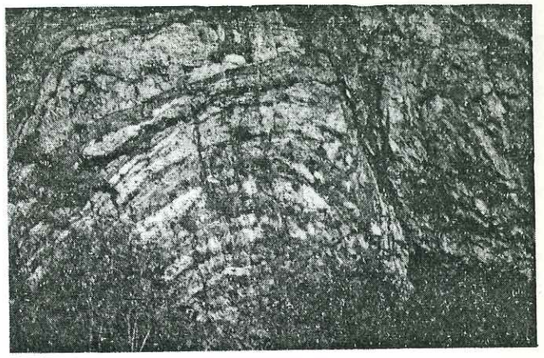
53

Rioupéroux B

49 : micaschistes de la "série de Gavet".
51 : "série de Gavet" : filons de granite sodique intrusifs dans des leptynites.
50-52 : "série des Balmettes" : leptynites à niveaux plus ou moins leucocrates.
50 : partie basale de la série.
52 : partie sommitale.
53 : série de "Tête de Sauve" : gros sill de granite sodique dégagé par l'érosion.

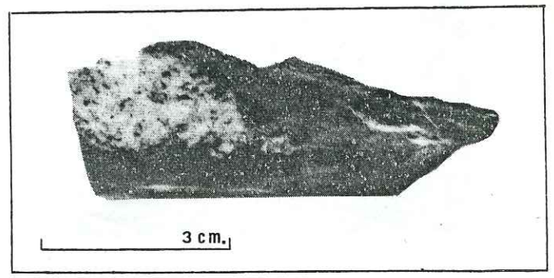


54

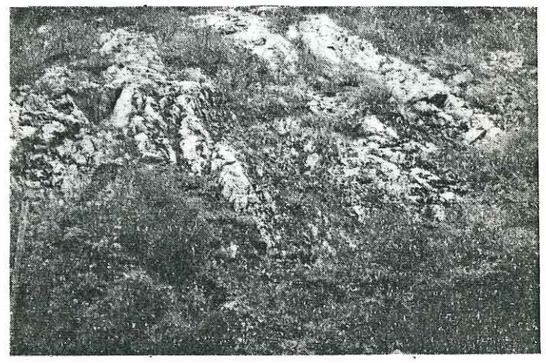


55

56



57



58

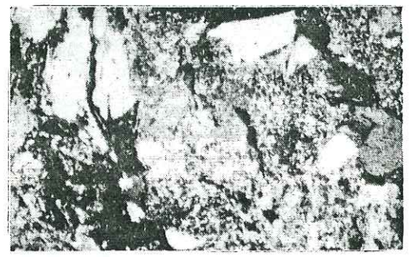
Formation de Livet

54 : micaschistes microplissés des Roberts : rubans quartziques minces soulignant les charnières de microplis repris dans des plis à flancs sub-isoclinaux.

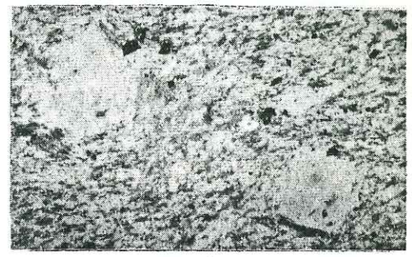
55-56 : série rubannée : alternances leptyno-amphiboliques décimétriques (56)ou pluridécimétriques à métriques (55).

57 : série rubannée : granite sodique en filonnet intrusif dans des schistes amphibolitiques.

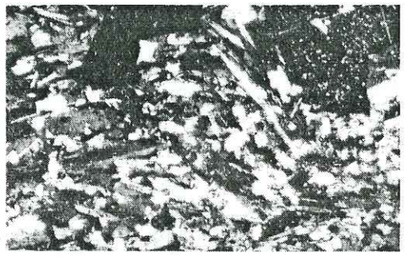
58 : massif du granite de Livet.



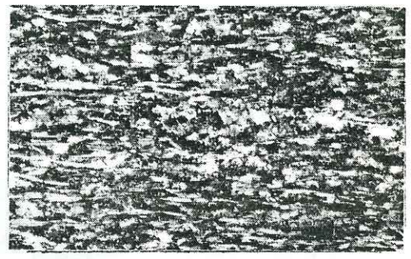
59, OX 11, X 13, LA



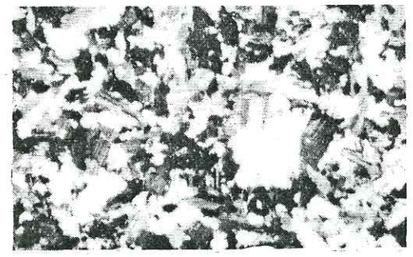
60, OX 22, X 13, LP



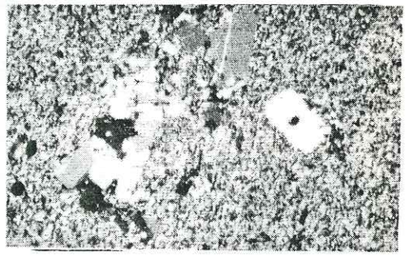
61, OX 22, X 67, LA



62, OX 21, X 26, LA



63, 0X 20, X 13, LA



64, 0X 10, X 13, LA

Unité de Rioupéroux A

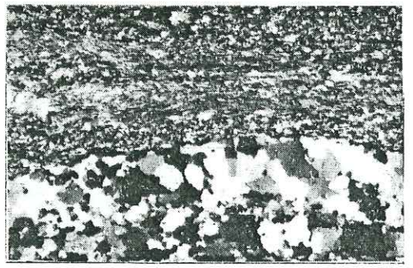
59 : cumulats gabbroïques : amphiboles, chlorite, plagioclase intensément séricitisé et saussuritisé.

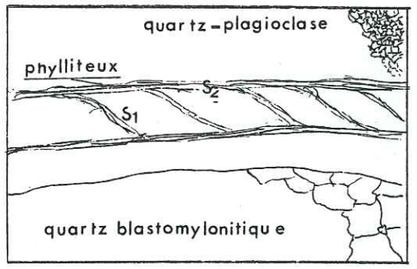
60-61 : basalte porphyrique : phénocristaux plagioclasiques, amphiboles aciculaires tardives, ocelles quartziques, plagioclases séricitisés.

62 : amphibolite : blastomylonite, amphiboles aciculaires syntectoniques, chlorites, quartz, plagioclases séricitisés, minéraux opaques.

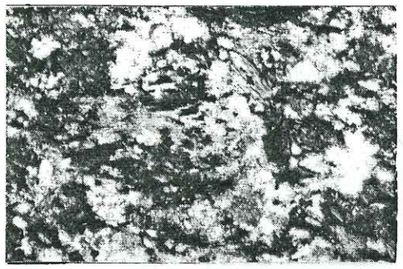
63 : granites sodiques : chlorite, quartz, plagioclases, grains cataclastiques de petite taille.

64 : kératophyres à textures syneusis.

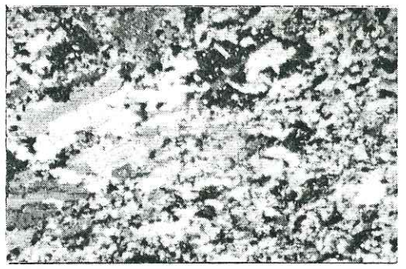




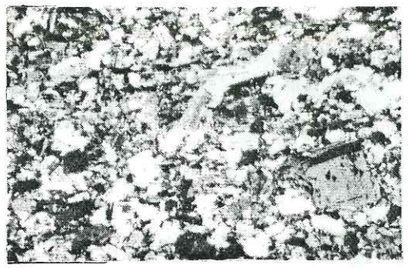
65, RI 2-7, X 13, LA



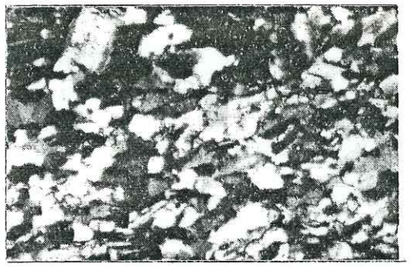
66, RI 5-16, X 66, LA



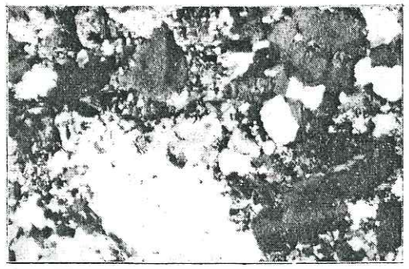
67, RI A4, X 13, LA



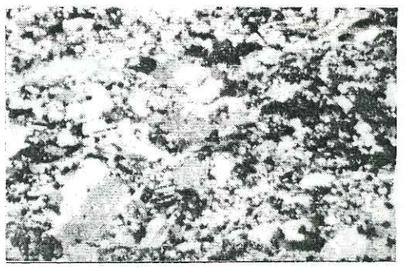
68, RI 3-11 C, X 13, LA



69, RI O A, X 13, LA

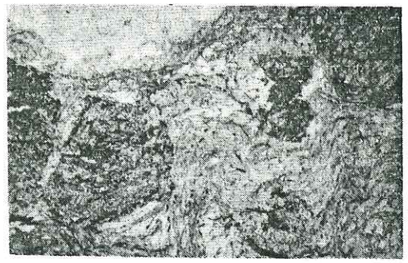


70, RI 5, X 26, LA

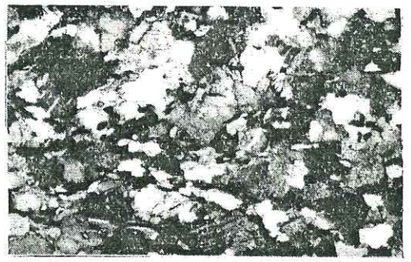


71, RI 2-14, X 66, LA

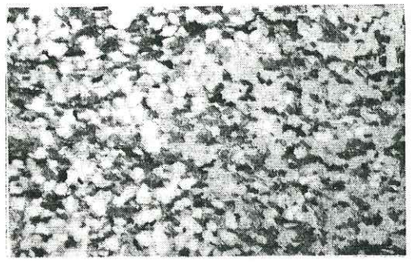
65 : micaschistes de Gavet : quartz en rubans blastomylonitiques, mésostase finement grenue quartzo-feldspathique, micas, schistosité S_1 transposée par une phase de déformation D2.
66 : chloritoschistes : calcite, chlorite, opaques, quelques grains de quartz et de plagioclase.
67 : para-leptynite : phénoclastes arrondis dans une matrice finement grenue ; cristal de muscovite inclu dans un phénoclaste plagioclasique.
68 : leptynite sombre : dominance de cristaux plagioclasiques, de taille variée, souvent sub-automorphes.
69 : leptynite claire : présence de quartz en plages polycristallines.
70 : granite sodique : textures granophyriques en voie de résorbtion.
71 : kératophyre : microlithes albitiques en cours de granulation.



72, LI 17, X 13, LP

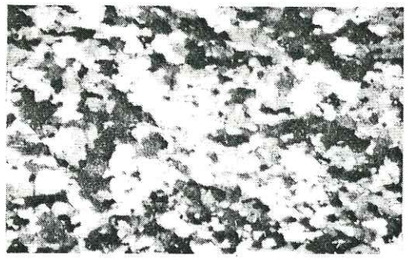


73, LI 7, X 26, LA

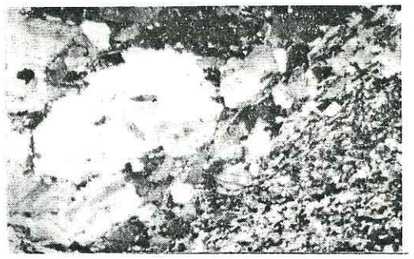


74, LI 7, X 13, LP

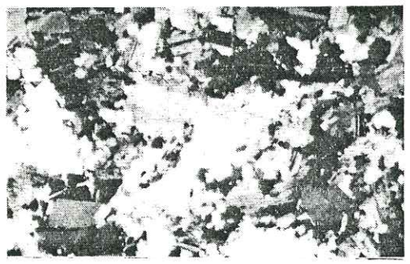
75, LI 15, X 13, LP



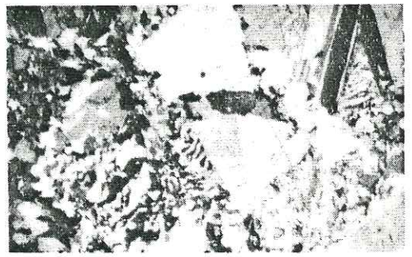
76, LI 6 A, X 13, LA



77, RI 6, X 13, LA



78, LI 12, X 13, LA



79, LI 14, X 13, LA

72 : micaschistes des Roberts ; quartz blastomylonitique, micas (muscovite-chlorite), grenat chloritisé, foliations S1 et S2.
73-74 : para-amphibolite de la série rubannée : quartz ocellaire, plagioclases fragmentés, répartition irrégulière du quartz, amphiboles granulaires, chlorite, opaques.
75 : para-leptynite : plages quartzo-feldspathiques, emballées dans une matrice de ferromagnésiens anastomosés (série rubannée).
76 : ortho-leptynite : texture en mortier, tissu quartzo-feldspathique granulé, amphiboles, chlorites (série rubannée).
77 : granite sodique intrusif dans des tuffs amphibolitiques.
78-79 : granite de Livet, texture grenue (78) et granophyrique (79).

Echantillon	Latitude	Longitude	Altitude	Echant.	Latitude	Longitude	Altitude	Echant.	Latitude	Longitude	Altitude	Echantillon	Latitude	Longitude	Altitude
BB 1-4	5°52'50"	45°6'14"	1 720	LT 3-1	5°50'11"	45°2'42"	690	OX 3A	5°54'	45°5'24"	550	RI 0	5°54'	45°4'25"	1 285
BB 2-1	" " "	" " "	"	LT 3-4	" " "	" " "	"	OX 3B	" "	" " "	"	RI 0A	" "	" " "	"
BB 2-2	" " "	" " "	"	LT 4-1	" " "	" " "	"	OX 4	5°54'3"	45°5'31"	"	RI 1-1	5°54'8"	45°4'34"	1 205
BB 3-1	5°52'35"	45°6'12"	1 685	PL 1-1	5°50'55"	45°2'33"	1 260	OX 5	" " "	" " "	"	RI A1	" " "	" " "	"
BB 3-2	" " "	" " "	"	PL 1-2	" " "	" " "	"	OX 6A	" " "	" " "	"	RI A2	5°53'37"	45°4'47"	620
BB 3-3	" " "	" " "	"	PL 1-3	" " "	" " "	"	OX 6B	" " "	" " "	"	RI 2-11	5°54'5"	45°4'55"	675
BB 4-1A	5°52'55"	45°6'13"	1 700	PL 1-4	" " "	" " "	"	OX 6C	5°54'3"	45°5'24"	"	RI 2-12	" " "	" " "	"
BB 4-1B	" " "	" " "	"	PL 1-6	" " "	" " "	"	OX 8	" " "	" " "	"	RI 2-14	" " "	" " "	"
BL A1	5°50'54"	45°2'47"	1 260	PL 1-9	" " "	" " "	"	OX 9	" """ "	" " "	"	RI 3	5°54'19"	45°4'26"	11365
BL A2	" " "	" " "	"	PL 1-10	" " "	" " "	"	OX 10	" " "	" " "	"	RI 3-1	5°54'	45°4'51"	800
BL 2-2	5°50'50"	45°2'54"	1 160	RB 1-1	5°53'	45°6'49"	1 850	OX 11	" " "	" " "	"	RI 3-1A	" "	" " "	"
BL 3-1	" " "	" " "	"	RB 1-5	" "	" " "	"	OX 14	" " "	" " "	"	RI 3-4	5°53'57"	45°4'48"	805
BL 3-2	" " "	" " "	"	RB 1-6	" "	" " "	"	OX 21	5°54'7"	45°5'42"	"	RI 3-6	5°53'55"	45°4'46"	808
BL 3-3A	" " "	" " "	"	RB 1-9A	" "	" " "	"	OX 22	" " "	" " "	"	RI 3-10A	5°53'49"	45°4'51"	798
BL 3-3B	" " "	" " "	"	RB 1-10	" "	" " "	"	OX 23	" " "	" " "	"	RI 3-10C	" " "	" " "	"
BL 3-5A	" " "	" " "	"	RB 1-11	" "	" " "	"					RI 3-11A	" " "	" " "	"
BL 3-5B	" " "	" " "	"	RB 1-12	" "	" " "	"	LI 6	5°56'42"	45°6'42"	680	RI 3-11B	" " "	" " "	"
BO 3-1	5°52'10"	45°5'54"	1 590	RB 2-1	5°53'14"	45°6'46"	1 880	LI 6A	" " "	" " "	"	RI 3-11C	" " "	" " "	"
CO 2-3	5°52'46"	45°3'7"	1 570	RB 2-2	" " "	" " "	"	LI 7	" " "	" " "	"	RI A4	5°53'39"	45°4'46"	650
CO 2-4	" " "	" " "	"	RB 3-1A	5°52'46"	45°6'40"	1 770	LI 9	5°56'52"	45°6'50"	720	RI 4-3	5°53'39"	45°4'30"	1 000
CO 2-5	" " "	" " "	"	RB 3-1B	" " "	" " "	"	LI 11	" " "	" " "	"	RI 4-5	5°53'50"	45°4'33"	1 050
CO 2-6	" " "	" " "	"	RB 3-2	" " "	" " "	"	LI 12	" """ "	" " "	"	RI 5	5°54'35"	45°4'16"	1 495
CO 2-7	" " "	" " "	"	RB 3-3	" " "	" " "	"	LI 13	" " "	" " "	"	RI 5-13B	5°53'49"	45°4'36"	1 010
CO 2-8	" " "	" " "	"	RB 4-2A	5°52'50"	45°6'42"	1 790	LI 15	5°56'23"	45°6'39"	700	RI 5-13C	" " "	" " "	"
LC 1-1	5°50'05"	45°3'27"	390	RB 4-2B	" " "	" " "	"	LI 19	5°56'48"	45°6'51"	760	RI 5-14	" " "	" " "	"
LC 1-2	" " "	" " "	"	RB 4-3A	" " "	" " "	"					RI 5-16	" " "	" " "	"
LC 1-3	" " "	" " "	"	RB 4-3B	" " "	" " "	"					RI 5-18	" " "	" " "	"
LC 1-5	" " "	" " "	"	RB 83-9	5°52'46"	45°6'40"	1 770					RI 5-19	" " "	" " "	"
LG 1-1	5°50'53"	45°4'4"	1 035	6-4	5°50'11"	45°2'42"	690								
LG 1-4	" "" "	" " "	"	273-9	5°53'	45°6'49"	1 850								
LG 1-5A	" " "	" " "	"	276-5	5°52'10"	45°5'54"	1 590								
LG 1-5B	" " "	" " "	"	281-3	5°52'46"	45°3'7"	1 570								
LG 2-2	" " "	" " "	"												

Annexe A3, tab. N°1: coordonnées des échantillons analysés

A3: dosage des éléments majeurs:

Dosage par fluorescence X, laboratoire de Grenoble (institut Dolomieu)

Perles:-tétraborate de lithium (85%) + oxyde de lanthane (I5%):
environ 7,5 g.
-roche grillée: environ 2,5 g.

Spectromètre de fluorescence X: C.G.R. Alpha 2020.

Anticathode au rhodium (50 Kv., 50 mA.).

Précision des dosages: SiO_2: ± 0,57; Al_2O_3: ± 0,27; Fe_2O_3: ± 0,23; MnO: ± 0,14; MgO: ± 0,50; CaO: ± 0,036; Na_2O: ± 0,37; K_2O: ± 0,068 TiO_2: ± 0,055; P_2O_5: ± 0,04

dosage des éléments en traces:

Dosage par fluorescence X, laboratoire de géochimie de l'université Claude - Bernard (LYON 1).

Pastilles:-cire Hoeschst: 1 g. environ
-poudre de roche (broyeur agathe): 4 g. environ.

Spectromètre de fluorescence X: Philips PW 1410-20.

Anticathode au rhodium (50 KV., 50 mA).

Cristal: LIF 100; collimateur fin.

Précision des dosages; limites de détection; fiabilité des mesures: cf. J.C. GERMANIQUE et B. BRIAND (1984).

faciès pétrographiques des différents échantillons:

Groupe de Chamrousse-Tabor:

Amphibolites: CO 2-5 à LG 1-5B
Basalte: RB 1-1
Gabbros sombres: RB 4-2B et BO 3-1
Cumulats gabbroïques: BB 4-1B à BB 2-2
Ferrogabbros: 173-4 à CO 2-4
Anorthosites: 169-I0 à RB 1-9A
Diorites quartziques: PL 1-6 à LG 2-2
Albitites: RB 2-2 à PL 1-2
"Granites albitiques": PL 1-I0 et LT 4-1
Tonalites: 128-1 à 6-4
Leucotonalites: 15-4 à 281-3
Leptynites: RB 4-3A à 177-4

Groupe de Rioupéroux-Livet:

Amphibolites et basaltes: RI 5-16 à LI 15
Gabbros cumulats: OX 11 et OX 9
Diorites quartziques: 294-3 et 294-1
Leptynites sombres: RI 5-18 à RI 5-13B
Leptynites claires: LI 6 à OX 6A
Granites sodiques: RI 3-IA à OX 8A
Kératophyres: RI A1 à OX 10

Ophiolite de **Chamrousse**: . **tableaux des analyses des éléments majeurs, des éléments en traces, et des normes CIPW.**

ANALYSE:	CO 2-5	BB 3-3	BL 3-3B	BL 2-2	BL 3-5B	LG 1-5B	RB 1-1	RB 4-2B	BO 3-1
Si02	39.92	45.49	46.02	50.03	50.52	51.90	49.15	48.15	49.92
Al203	17.16	16.07	16.37	16.77	22.98	17.91	17.95	17.89	16.25
Fe203	1.71	1.26	1.45	1.06	0.60	0.82	0.94	1.19	1.18
FeO	11.40	8.39	9.97	7.07	3.97	5.49	6.24	7.94	7.90
MnO	0.32	0.16	0.22	0.15	0.08	0.11	0.14	0.17	0.17
MgO	7.76	11.30	6.85	7.69	7.13	8.32	9.26	10.26	8.37
CaO	7.25	8.58	8.74	9.47	3.97	6.51	7.99	5.87	9.65
Na20	2.28	1.38	2.91	3.54	2.73	2.80	1.20	3.25	2.15
K20	0.69	1.68	0.83	0.68	4.00	1.95	3.08	1.74	1.05
Ti02	5.78	1.08	4.50	1.55	0.23	0.25	0.71	0.14	1.26
P205	0.09	0.17	0.12	0.24	0.09	0.11	0.11	0.03	0.15
H20+	4.72	3.85	2.11	2.64	4.52	3.70	3.19	4.39	2.23
H20-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	52	53	55	207	4	11	31	0	18
Nb	7	3	9	6	1	0	0	0	7
Y	28	30	0	31	6	11	12	4	6
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	49	50	204	33	182	45	88	44	22
Sr	196	113	255	274	365	215	99	132	164
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	436	113	123	92	455	272	354	512	94
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	BB 4-1B	BL A2	RB 4-3B	RB 1-9B	BB 1-4	LC 1-5	RB 3-2	RB 3-1B	RB 2-1
Si02	44.88	45.13	46.62	46.72	47.25	47.90	48.10	48.84	49.19
Al203	14.15	21.96	18.83	17.78	22.53	17.46	17.39	17.23	16.90
Fe203	1.45	0.97	0.86	1.13	0.71	1.23	0.80	0.87	1.13
FeO	9.66	6.46	5.75	7.54	4.72	8.23	5.32	5.79	7.51
MnO	0.20	0.12	0.08	0.14	0.02	0.16	0.13	0.13	0.20
MgO	10.75	7.59	8.52	10.38	7.48	6.28	9.67	9.65	9.98
CaO	9.97	9.84	10.16	6.42	5.16	7.73	12.77	10.47	7.55
Na20	2.33	2.27	0.00	0.82	2.61	3.19	0.86	2.13	2.96
K20	0.81	0.53	3.57	3.33	3.74	1.30	1.37	1.59	1.17
Ti02	1.55	0.52	1.06	0.75	0.15	2.18	0.57	0.71	2.75
P205	0.09	0.09	0.21	0.13	0.04	0.35	0.12	0.18	0.09
H20+	3.67	3.61	4.01	4.18	5.09	3.82	2.83	2.90	3.17
H20-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	89	8	66	18	3	71	22	29	11
Nb	3	1	4	2	10	11	0	2	7
Y	63	5	22	8	4	40	10	12	11
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	26	27	123	103	99	44	45	63	35
Sr	299	355	211	98	175	304	289	213	263
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	57	66	320	388	270	226	106	178	198
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	RB 83-9	BB 2-1	BB 2-2	173-4	173-1	RB 1-5	LT 3-4	CO 2-3	CO 2-4
Si02	49.72	51.10	51.86	42.07	43.67	43.72	45.34	46.61	47.73
Al203	17.33	21.40	19.92	14.01	15.65	16.45	18.46	17.42	17.42
Fe203	0.87	0.67	0.79	0.00	3.68	1.63	1.59	1.78	1.94
FeO	5.79	4.49	5.25	18.87	11.00	10.87	10.60	11.84	12.96
MnO	0.13	0.10	0.12	0.31	0.20	0.00	0.17	0.22	0.27
MgO	9.96	5.60	6.80	4.23	9.21	6.91	5.71	5.02	4.97
CaO	9.34	6.99	7.61	9.51	6.87	8.52	7.91	7.00	7.07
Na20	1.29	2.79	3.44	2.37	2.68	2.39	1.97	3.13	3.30
K20	1.86	2.72	1.79	0.52	0.68	0.93	1.87	0.68	0.58
Ti02	0.55	0.45	0.46	2.79	1.38	4.19	2.09	1.37	1.30
P205	0.25	0.05	0.07	1.61	0.47	0.11	0.30	0.62	0.49
H20+	3.61	3.16	2.81	2.36	3.55	3.26	3.40	3.83	2.64
H20-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	78	14	21	99	62	34	48	70	68
Nb	3	1	2	11	5	5	4	7	13
Y	12	0	16	32	10	11	23	34	42
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	56	71	49	15	25	32	83	24	27
Sr	209	241	292	237	243	173	377	294	325
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	209	308	198	141	0	107	645	155	116
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	169-10	BL A1	RB 1-9A	PL 1-6	PL 1-1	LG 2-2	RB 2-2	276-5	PL 1-4A
Si02	54.65	55.25	56.53	56.39	56.41	59.79	52.89	57.96	58.10
Al203	24.39	24.65	22.86	18.23	16.15	18.21	18.65	23.27	22.68
Fe203	3.29	0.34	0.39	0.90	0.99	0.73	0.89	0.35	0.39
FeO	0.00	2.25	2.62	5.99	6.58	4.88	5.95	2.32	2.58
MnO	0.06	0.05	0.07	0.04	0.15	0.10	0.09	0.03	0.06
MgO	2.92	2.38	2.66	3.67	4.85	2.69	3.76	1.04	1.78
CaO	7.41	7.93	5.27	6.13	6.84	5.29	6.68	4.38	6.14
Na20	4.92	5.23	4.32	4.33	4.21	5.02	5.72	5.90	5.88
K20	1.02	0.75	2.15	0.49	0.19	0.60	0.63	1.82	0.40
Ti02	0.06	0.06	0.10	1.15	1.05	0.93	1.67	0.25	0.54
P205	0.01	0.13	0.09	0.58	0.39	0.29	0.69	0.17	0.17
H20+	1.45	1.35	2.45	2.17	2.41	1.79	2.92	1.66	1.63
H20-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	10	1	13	214	218	251	422	74	99
Nb	3	0	1	0	4	9	18	4	2
Y	4	2	8	41	35	38	67	20	5
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	32	31	61	23	12	28	27	28	22
Sr	505	509	429	271	260	250	413	311	458
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	185	125	352	122	125	175	84	652	230
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	BB 4-1A	BL 3-5A	PL 1-9A	BB 3-2	RB 1-10	CO 2-6	PL 1-2	PL 1-10	LT 4-1
SiO2	59.55	59.59	59.75	59.86	60.01	60.30	60.47	63.60	67.22
Al2O3	20.13	23.26	19.40	21.95	22.00	19.82	20.52	16.87	17.31
Fe2O3	0.33	0.12	0.32	0.26	0.34	0.37	0.39	0.20	0.20
FeO	2.19	0.77	2.11	1.72	2.25	2.48	2.57	1.33	1.36
MnO	0.07	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03
MgO	2.65	1.39	2.10	1.89	1.93	2.22	1.30	1.64	1.75
CaO	3.87	2.86	8.70	3.31	3.19	2.05	4.69	4.10	2.28
Na2O	8.15	7.20	4.95	8.06	7.54	6.73	7.75	5.81	5.39
K2O	0.90	3.22	0.82	1.60	1.62	1.77	0.35	2.04	1.57
TiO2	0.45	0.06	0.12	0.11	0.12	0.96	0.63	0.12	0.24
P2O5	0.19	0.05	0.02	0.18	0.06	0.28	0.16	0.10	0.04
H2O+	2.16	2.33	2.38	1.71	1.73	2.62	2.05	3.67	1.80
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	25	154	36	107	260	256	551	11	143
Nb	4	8	0	0	22	10	5	0	3
Y	36	10	16	11	29	24	9	2	10
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	30	141	10	43	23	85	15	59	65
Sr	175	593	392	455	227	472	459	400	366
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	111	351	244	149	308	366	0	455	423
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	LT 4-1	128-1	RB 3-1A	173-2	RB 1-12	LT 3-1	LC 1-1	LC 1-2	15-7
SiO2	67.22	62.32	62.86	63.57	64.77	65.29	65.37	66.14	66.80
Al2O3	17.31	15.51	16.69	15.68	16.16	16.07	16.79	16.19	15.60
Fe2O3	0.20	1.15	0.74	0.98	0.60	0.54	0.53	0.52	0.44
FeO	1.36	4.97	4.91	3.97	4.00	3.62	3.55	3.46	2.95
MnO	0.03	0.10	0.05	0.07	0.09	0.10	0.02	0.06	0.07
MgO	1.75	3.47	2.72	2.76	2.05	2.40	1.81	1.70	2.66
CaO	2.28	4.85	1.44	3.98	3.71	3.93	3.75	2.71	2.93
Na2O	5.39	3.96	6.24	4.78	4.68	4.30	4.55	5.58	5.00
K2O	1.57	0.80	0.87	1.00	0.57	0.86	0.73	0.79	0.76
TiO2	0.24	0.55	1.24	0.60	0.80	0.60	0.72	0.71	0.31
P2O5	0.04	0.24	0.31	0.27	0.28	0.23	0.23	0.16	0.26
H2O+	1.80	1.83	2.26	1.53	1.88	1.88	1.84	2.25	1.75
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	143	217	41	209	262	185	209	218	252
Nb	3	7	4	9	9	7	9	11	7
Y	10	26	41	28	30	21	26	40	9
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	65	26	53	34	21	40	30	37	42
Sr	366	242	229	358	226	283	238	215	292
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	423	195	133	215	172	375	300	237	385
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	LC 1-3	6-4	15-4	LG 1-5A	LG 1-1	RB 3-3	RB 1-6	RB 1-11	RB 4-2A
SiO2	68.40	69.40	68.35	68.38	69.65	71.82	71.86	72.29	72.47
Al2O3	15.70	15.05	15.70	16.48	16.57	15.14	15.78	14.93	14.54
Fe2O3	0.47	1.02	0.55	0.27	0.42	0.32	0.14	0.27	0.20
FeO	3.13	2.15	3.13	1.82	2.82	2.13	0.92	1.77	1.35
MnO	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.02	0.04	0.05
MgO	2.01	1.87	1.69	2.01	1.36	0.98	0.45	1.17	0.59
CaO	1.75	2.69	3.72	3.51	1.65	3.19	2.04	1.76	1.70
Na2O	4.99	4.99	4.74	4.65	4.31	4.10	6.73	5.56	6.71
K2O	1.19	0.87	0.39	0.82	1.28	0.16	0.92	0.65	0.28
TiO2	0.54	0.40	0.45	0.37	0.48	0.39	0.10	0.34	0.24
P2O5	0.15	0.11	0.13	0.13	0.08	0.07	0.03	0.08	0.07
H2O+	2.25	1.46	1.05	1.33	2.08	0.95	1.15	1.36	1.09
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	185	179	118	141	168	182	34	188	180
Nb	7	6	6	2	6	10	5	5	10
Y	17	12	13	21	13	53	11	16	23
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	54	34	16	7	35	12	32	22	12
Sr	218	289	250	286	242	179	173	204	44
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	276	245	431	265	366	397	217	158	151
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	BL 3-2	CO 2-8	273-9	281-3	RB 4-3A	PL 1-4A	PL 1-3	LG 1-4	177-3
SiO2	73.05	78.82	75.39	72.85	43.93	58.10	69.44	73.34	75.00
Al2O3	14.05	14.36	13.79	14.90	30.67	22.68	16.16	14.70	13.34
Fe2O3	0.22	0.17	0.19	0.32	0.12	0.39	0.20	0.15	0.43
FeO	1.47	1.15	1.24	1.09	0.78	2.58	1.35	1.00	1.76
MnO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.06	0.00	0.02	0.04
MgO	0.52	0.76	0.68	0.95	0.55	1.78	1.12	0.83	0.87
CaO	1.56	0.46	1.08	0.80	14.79	6.14	2.68	1.03	0.97
Na2O	6.24	5.95	4.61	5.48	0.25	5.88	6.53	5.91	5.79
K2O	0.61	1.52	0.62	1.43	4.21	0.40	0.28	1.58	1.40
TiO2	0.20	0.15	0.24	0.14	0.64	0.54	0.24	0.18	0.34
P2O5	0.08	0.06	0.30	0.02	0.19	0.17	0.34	0.09	0.07
H2O+	0.88	1.24	1.38	1.25	4.84	1.63	1.91	91.00	0.82
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	221	80	122	78	293	99	103	118	790
Nb	17	3	4	6	11	2	0	6	28
Y	59	11	11	17	31	5	0	14	92
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	23	47	14	41	117	22	19	37	41
Sr	112	215	185	278	437	448	319	187	232
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	438	707	134	0	471	230	159	326	271
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	BL 3-1	CO 2-7	BL 3-3A	I77-4
SiO2	76.04	76.67	76.92	78.00
Al2O3	12.04	13.47	13.91	11.45
Fe2O3	0.13	0.08	0.01	0.11
FeO	0.86	0.55	0.41	1.08
MnO	0.02	0.02	0.01	0.02
MgO	0.39	0.21	0.06	0.44
CaO	0.63	0.88	1.02	0.69
Na2O	4.99	6.10	6.94	6.22
K2O	2.89	1.38	0.12	0.56
TiO2	0.09	0.04	0.05	0.17
P2O5	0.03	0.01	0.05	0.02
H2O+	0.40	0.64	0.40	0.70
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00
Ti/100	0	0	0	0
Zr	104	56	508	244
Nb	15	17	34	17
Y	55	32	109	81
Ni	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0
Rb	49	32	12	22
Sr	69	223	108	123
Cu	0	0	0	0
V	0	0	0	0
Ba	534	218	71	0
Co	0	0	0	0

NORME CIPW	CO 2-5	BB 3-3	BL 3-3B	BL 2-2	BL 3-5B	LG 1-5B	RB 1-1	RB 4-2B	BO 3-1	BB 4-1B
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
or	4.08	9.93	4.90	4.02	23.64	11.52	18.20	10.28	6.20	4.79
ab	19.29	11.68	24.62	29.95	23.10	23.69	10.15	26.03	18.19	16.04
an	34.55	32.69	29.15	27.86	19.17	30.54	34.49	28.94	31.59	25.76
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.80	0.00	1.99
lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	7.14	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	0.72	7.17	10.98	14.34	0.00	0.89	3.63	0.00	12.51	18.80
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fs	1.46	6.66	3.58	2.65	11.08	15.76	12.39	0.00	13.67	0.00
en	0.80	3.05	2.12	1.36	4.10	6.99	5.25	0.00	7.72	0.00
fo	12.37	13.40	7.10	8.35	4.68	3.27	6.62	17.91	2.30	14.61
fa	7.45	6.75	4.62	4.72	1.90	1.60	3.09	10.57	1.43	8.63
mt	2.48	1.83	2.10	1.54	0.87	1.19	1.36	1.73	1.71	2.10
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il	10.98	2.05	8.55	2.94	0.44	0.47	1.35	0.27	2.39	2.94
ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.21	0.40	0.28	0.57	0.21	0.26	0.26	0.07	0.36	0.21

NORME CIPW	BL A2	RB 4-3B	RB 1-9B	BB 1-4	LC 1-5	RB 3-2	RB 3-1B	RB 2-1	RB 83-9	BB 2-1
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
or	3.13	21.10	19.68	22.10	7.68	8.10	9.40	6.91	10.99	16.07
ab	19.21	0.00	6.94	20.86	26.99	7.28	18.02	25.04	10.91	23.61
an	48.16	40.83	31.08	25.36	29.48	39.54	32.76	29.37	36.00	34.38
ne	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	1.43	4.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.27
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	0.10	6.70	0.00	0.00	5.56	18.53	14.57	6.06	7.12	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fs	2.42	11.34	13.18	0.00	5.03	11.02	2.89	7.78	18.62	9.18
en	1.33	4.41	6.08	0.00	3.47	3.85	1.08	2.72	6.94	4.70
fo	11.54	5.30	8.88	13.06	6.31	4.54	11.25	10.46	2.59	3.34
fa	7.01	2.27	4.52	6.08	4.80	1.75	4.63	4.03	1.06	1.88
mt	1.41	1.25	1.64	1.03	1.78	1.16	1.26	1.64	1.26	0.97
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il	0.99	2.01	1.42	0.28	4.14	1.08	1.35	5.22	1.04	0.85
ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.21	0.50	0.31	0.09	0.83	0.28	0.43	0.21	0.59	0.12

NORME CIPW	BB 2-2	173-4	173-1	RB 1-5	LT 3-4	CO 2-3	CO 2-4	BB 3-1	169-10	BL A1
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.93	0.00
or	10.58	3.07	4.02	5.50	11.05	4.02	3.43	14.71	6.03	4.43
ab	29.11	20.05	22.68	20.22	16.67	26.48	27.92	18.53	41.63	44.25
an	33.63	26.05	28.66	31.41	36.00	31.08	31.01	39.16	36.70	38.57
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.75	1.74	1.10
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	3.01	9.98	2.17	8.34	1.22	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fs	5.53	1.19	4.23	3.47	5.60	7.00	6.14	7.08	7.27	5.93
en	2.76	3.46	2.81	2.36	5.92	10.32	10.19	2.79	0.00	3.84
fo	7.31	5.63	12.67	7.93	5.83	3.85	4.24	7.96	0.00	0.00
fa	4.02	18.04	9.28	5.94	6.79	6.26	7.76	3.46	0.00	0.00
mt	1.15	0.00	5.34	2.36	2.31	2.58	2.81	0.97	0.02	0.49
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.27	0.00
il	0.87	5.30	2.62	7.96	3.97	2.60	2.47	0.68	0.11	0.11
ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.17	3.81	1.11	0.26	0.71	1.47	1.16	0.21	0.02	0.31

NORME CIPW	RB 1-9A	PL 1-6	PL 1-1	LG 2-2	RB 2-2	276-5	PL 1-4A	BB 4-1A	BL 3-5A	PL 1-9A
Q	6.12	8.36	7.35	10.50	0.00	4.53	5.34	0.00	0.00	7.69
or	12.70	2.90	1.12	3.55	3.72	10.75	2.36	5.32	19.03	4.85
ab	36.55	36.64	35.62	42.47	48.40	49.92	49.75	65.61	56.70	41.88
an	25.61	27.00	24.61	24.54	23.35	20.73	29.46	15.69	13.89	28.29
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.81	2.29	0.00
lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	4.04	0.68	0.00	0.31	0.00	4.00	1.78	0.00	2.84	0.00
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	0.00	0.00	5.78	0.00	4.70	0.00	0.00	1.93	0.00	12.04
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fs	6.62	9.14	10.51	6.70	1.52	2.59	4.43	0.00	0.00	1.71
en	4.45	8.43	8.54	7.01	1.24	3.61	3.64	0.00	0.00	1.14
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	4.60	0.00	0.00	4.18	2.43	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	4.11	0.00	0.00	2.19	0.98	0.00
mt	0.57	1.30	1.44	1.06	1.29	0.51	0.57	0.48	0.17	0.46
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il	0.19	2.18	1.99	1.77	3.17	0.47	1.03	0.85	0.11	0.23
ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.21	1.37	0.92	0.69	1.63	0.40	0.40	0.45	0.12	0.05

NORME CIPW	BB 3-2	RB 1-10	CO 2-6	PL 1-2	PL 1-10	LT 4-1	128-1	RB 3-1A	173-2	RB 1-12
Q	0.00	0.00	6.15	1.37	11.31	21.56	17.98	13.95	17.43	22.48
or	9.45	9.57	10.46	2.07	12.05	9.28	4.73	5.14	5.91	3.37
ab	64.20	63.80	56.94	65.57	49.16	45.61	33.51	52.80	40.44	39.60
an	15.36	15.47	8.52	20.17	13.93	11.08	22.18	5.32	18.16	16.76
ne	2.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	1.33	2.17	3.71	0.00	0.00	2.68	0.00	3.53	0.08	1.70
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	0.00	0.00	0.00	1.79	4.72	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fs	0.00	2.08	5.53	2.81	2.58	4.36	8.54	6.77	6.87	5.11
en	0.00	1.61	2.74	2.99	1.35	1.99	7.37	6.45	5.62	5.70
fo	3.30	1.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fa	2.19	1.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	0.38	0.49	0.54	0.57	0.29	0.29	1.67	1.07	1.42	0.87
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il	0.21	0.23	1.82	1.20	0.23	0.46	1.04	2.36	1.14	1.52
ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.43	0.14	0.66	0.38	0.24	0.09	0.57	0.73	0.64	0.66

NORME CIPW	LT 3-1	LC 1-1	LC 1-2	15-7	LC 1-3	6-4	15-4	LG I-5A	LG 1-1	RB 3-3
Q	23.12	23.72	20.51	23.10	26.37	27.60	27.01	26.84	32.44	37.83
or	5.08	4.31	4.67	4.49	7.03	5.14	2.30	4.85	7.56	0.95
ab	36.38	38.50	47.21	42.31	42.22	42.22	40.11	39.34	36.47	34.69
an	18.14	17.25	12.50	13.01	7.80	12.70	17.69	16.65	7.71	15.41
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	1.42	2.19	1.57	1.79	3.34	1.25	1.00	1.84	5.27	2.57
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fs	5.98	4.51	4.23	6.62	5.01	4.66	4.21	5.01	3.39	2.44
en	5.40	4.93	4.86	4.67	4.58	2.57	4.66	2.58	4.13	3.10
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	0.78	0.77	0.75	0.64	0.68	1.48	0.80	0.39	0.61	0.46
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il	1.14	1.37	1.35	0.59	1.03	0.76	0.85	0.70	0.91	0.74
ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.54	0.54	0.38	0.62	0.36	0.26	0.31	0.31	0.19	0.17

NORME CIPW	RB 1-6	RB 1-11	RB 4-2A	BL 3-2	CO 2-8	273-9	281-3	RB 4-3A	PL 1-4A	PL 1-3
Q	23.57	31.00	27.11	29.49	35.63	42.83	31.72	0.00	5.34	22.97
or	5.44	3.84	1.65	3.60	8.98	3.66	8.45	5.77	2.36	1.65
ab	56.94	47.04	56.77	52.80	50.34	39.01	46.37	0.00	49.75	55.25
an	9.94	8.26	8.02	7.27	1.93	3.59	3.85	70.13	29.46	11.30
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.15	0.00	0.00
lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	14.98	0.00	0.00
C	0.07	2.05	0.26	0.46	2.22	4.22	2.93	0.00	1.78	0.97
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.69	0.00	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fs	1.12	2.91	1.47	1.30	1.89	1.69	2.37	0.00	4.43	2.79
en	1.45	2.54	2.01	2.24	1.76	1.78	1.56	0.00	3.64	1.92
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00
mt	0.20	0.39	0.29	0.32	0.25	0.28	0.46	0.17	0.57	0.29
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il	0.19	0.65	0.46	0.38	0.28	0.46	0.27	1.22	1.03	0.46
ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.07	0.19	0.17	0.19	0.14	0.71	0.05	0.45	0.40	0.81

NORME CIPW	LG 1-4	177-3	193-8	BL 3-1	CO 2-7	BL 3-3A	177-4
Q	29.04	31.68	41.05	33.71	33.32	33.64	37.20
or	9.34	8.27	3.19	17.08	8.15	0.71	3.31
ab	50.01	48.99	38.58	42.22	51.61	58.72	52.63
an	4.58	4.40	8.04	1.92	4.31	4.77	1.67
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	1.59	0.89	1.12	0.00	0.36	0.62	0.00
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	0.00	0.00	0.00	0.87	0.00	0.00	1.38
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fs	2.07	2.17	1.94	0.79	0.52	0.15	0.82
en	1.45	2.39	2.26	1.11	0.91	0.68	1.23
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	0.22	0.62	1.00	0.19	0.12	0.01	0.16
hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il	0.34	0.65	0.59	0.17	0.08	0.09	0.32
ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.21	0.17	0.12	0.07	0.02	0.12	0.05

Groupe de Rioupéroux-Livet: tableaux des analyses des éléments majeurs, des éléments en traces, et des normes CIPW.

ANALYSE:	RI 5-16	OX 21	OX 8C	OX 5	RI 5-19	RI 5-14	LI 7	OX 22	LI 15
SiO2	38.23	45.50	47.77	48.25	49.27	51.86	56.37	56.68	63.26
Al2O3	15.06	18.24	16.21	16.48	16.75	16.78	16.82	16.07	16.59
Fe2O3	9.65	9.21	8.70	8.82	8.88	8.71	8.30	9.35	6.30
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.42	0.12	0.16	0.14	0.21	0.14	0.12	0.08	0.07
MgO	7.97	5.37	9.80	6.57	7.09	7.19	3.98	3.80	2.18
CaO	10.19	9.39	8.17	7.42	8.24	8.30	3.93	4.12	0.80
Na2O	1.91	2.70	2.67	3.22	1.44	3.02	6.84	4.23	5.49
K2O	3.70	1.17	0.64	1.30	1.97	1.32	0.68	0.47	1.28
TiO2	1.26	1.17	0.81	1.11	1.08	1.11	1.12	1.76	1.11
P2O5	0.16	1.01	0.06	0.19	0.18	0.13	0.13	0.39	0.21
H2O+	11.61	7.10	4.97	3.91	5.06	1.54	1.18	1.86	2.15
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti/100	76	70	49	67	65	67	67	106	67
Zr	80	80	56	75	93	80	130	173	295
Nb	0	4	0	4	3	0	6	8	12
Y	24	22	19	19	1	24	36	41	16
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	42	33	26	29	67	42	23	16	61
Sr	297	388	266	320	136	297	189	226	68
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	556	1633	652	656	522	293	242	574	137
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	OX 11	OX 9	LI 11	294-3	294-1	RI 5-18	OX 3B	RI 3-11C	RI 5-13C
SiO2	47.94	48.28	61.15	57.59	59.64	60.75	61.26	61.77	62.66
Al2O3	16.77	17.68	14.62	16.67	15.82	15.98	17.58	16.81	16.94
Fe2O3	10.75	7.79	5.30	7.63	9.86	6.96	5.57	6.11	5.34
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.15	0.13	0.09	0.24	0.14	0.15	0.07	0.05	0.09
MgO	4.62	8.19	4.49	4.24	2.90	2.73	3.44	3.20	2.37
CaO	10.01	11.48	2.99	6.09	3.61	3.53	3.15	1.46	2.24
Na2O	4.04	1.50	2.46	3.86	5.73	4.30	5.92	6.39	6.20
K2O	0.54	1.56	4.31	0.92	0.49	1.72	0.53	0.77	1.58
TiO2	2.30	0.75	0.68	1.10	1.20	1.05	1.38	1.28	0.93
P2O5	0.18	0.12	0.58	0.21	0.12	0.14	0.16	0.30	0.21
H2O+	2.08	2.32	4.10	2.30	1.08	2.25	1.99	2.16	2.18
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti/100	138	45	41	66	72	63	83	77	56
Zr	35	29	288	61	158	183	236	246	170
Nb	1	1	27	6	6	6	10	16	3
Y	12	8	23	24	38	32	51	76	16
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	24	60	86	15	0	48	25	26	44
Sr	460	340	281	226	259	229	193	113	189
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	63	189	1955	630	484	498	206	408	367
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	RI 3-11B	RI A6	RI 3-10A	RI 5-13B	LI 6A	LI 6	RI 4-3	OX 14	RI 3-11A
SiO2	63.16	64.63	65.12	71.48	67.85	68.43	69.54	69.72	70.05
Al2O3	16.55	16.42	16.11	14.90	16.10	15.84	15.93	15.15	15.45
Fe2O3	6.34	4.77	3.82	2.78	3.94	3.91	3.27	1.87	3.03
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.06	0.08	0.04	0.04	0.05	0.05	0.09	0.02	0.02
MgO	2.73	1.72	2.00	0.84	0.92	1.25	1.67	1.42	0.75
CaO	1.42	2.79	2.39	1.36	2.24	2.24	0.73	1.10	0.77
Na2O	6.34	6.63	6.02	6.75	7.47	7.44	6.46	9.78	6.77
K2O	0.87	1.02	1.07	0.58	0.11	0.13	1.14	0.56	0.40
TiO2	1.15	0.74	0.78	0.42	0.62	0.62	0.43	0.54	0.42
P2O5	0.26	0.27	0.24	0.12	0.16	0.09	0.09	0.16	0.09
H2O+	1.66	0.87	1.67	1.01	0.33	0.46	1.17	0.60	1.77
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti/100	69	44	47	35	37	37	26	32	25
Zr	276	214	235	316	272	275	305	0	305
Nb	14	7	7	10	11	11	13	0	11
Y	45	0	41	28	53	51	40	0	39
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	28	31	38	23	13	11	33	0	19
Sr	121	239	255	164	132	139	68	0	102
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	374	456	398	350	132	112	375	0	328
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	RI 3-10C	RI 3-6	RI 3-11D	RI 3	OX 6A	LI 1B	RI 3-1A	RI 2-11	RIO
SiO2	70.94	71.12	75.08	72.21	79.91	60.05	66.75	66.81	69.12
Al2O3	11.98	15.05	3.37	14.86	12.77	14.50	16.24	16.46	15.77
Fe2O3	0.02	2.19	0.00	2.01	0.85	0.54	3.92	4.21	2.39
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.86	0.00	0.00	0.00
MnO	0.89	0.03	1.07	0.02	0.01	0.10	0.06	0.00	0.04
MgO	1.67	0.84	0.77	0.52	0.08	3.87	1.42	1.27	0.74
CaO	5.69	1.57	7.66	1.09	0.47	3.54	1.55	2.95	1.34
Na2O	0.56	6.07	0.39	6.64	6.23	3.15	6.92	5.31	6.56
K2O	0.44	0.60	0.50	1.02	0.02	4.11	0.57	0.99	1.71
TiO2	0.11	0.44	0.10	0.28	0.09	0.55	0.63	0.68	0.32
P2O5	0.00	0.12	0.00	0.09	0.03	0.54	0.19	0.16	0.08
H2O+	1.06	0.96	0.89	0.67	0.10	4.18	1.19	1.10	1.51
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
TOTAL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti/100	7	26	7	17	5	12	38	37	19
Zr	263	257	346	220	252	295	242	269	263
Nb	19	7	12	11	15	12	9	10	11
Y	37	34	40	25	63	53	39	0	21
Ni	0	0	0	0	9	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	83	0	0	0	0
Rb	21	21	20	34	9	3	25	33	37
Sr	54	185	107	121	83	94	172	312	117
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	136	0	0	0	0
Ba	232	237	245	361	0	0	422	480	498
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	OX 6B	RI 1-1	OX 8B	LI 9	LI 13	LI 12	LI 14	RI 3-1	OX 8A
SiO2	71.49	72.09	72.76	72.77	73.02	73.45	74.81	76.09	76.81
Al2O3	14.73	14.38	14.64	14.03	14.16	14.96	13.35	13.10	11.95
Fe2O3	3.36	3.00	0.78	1.36	1.97	1.62	2.85	1.16	0.34
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.06	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.82	0.74	0.63	1.16	0.70	0.28	0.57	0.70	0.12
CaO	1.01	0.53	2.01	1.53	0.87	1.11	0.79	1.13	2.34
Na2O	7.23	6.13	6.37	6.18	7.24	7.41	6.77	6.19	5.71
K2O	0.25	1.08	0.22	0.10	0.17	0.08	0.02	0.22	0.23
TiO2	0.46	0.35	0.42	0.32	0.33	0.29	0.29	0.32	0.38
P2O5	0.10	0.09	0.09	0.03	0.04	0.09	0.04	0.08	0.14
H2O+	0.67	0.74	1.47	0.54	0.63	0.37	0.34	0.53	1.65
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti/100	28	21	25	19	20	17	17	0	23
Zr	354	339	316	275	306	329	351	289	234
Nb	13	14	9	15	14	12	16	7	6
Y	37	56	29	62	64	62	71	25	20
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	14	26	28	17	11	13	0	13	12
Sr	134	77	16	158	125	123	66	106	134
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	317	491	317	211	181	128	296	160	185
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANALYSE:	RI A1	OX 6C	RI 2-14	RI 2-12	OX 4	RI OA	RI 4-5	LI 19	OX 10
SiO2	65.63	66.06	69.21	70.93	72.25	72.44	72.56	73.16	73.87
Al2O3	15.92	16.26	15.05	14.43	14.77	13.59	14.74	14.47	13.59
Fe2O3	5.38	5.32	3.45	2.87	3.47	2.12	2.62	2.84	2.97
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.05	0.04	0.06	1.13	1.68	0.00	0.05	0.03	0.02
MgO	1.33	1.92	1.22	1.09	0.94	0.68	0.72	0.38	0.57
CaO	2.07	1.63	0.22	0.32	5.04	0.92	1.07	1.74	0.59
Na2O	7.60	6.89	6.56	5.62	1.41	5.70	6.21	6.55	7.13
K2O	0.30	0.47	1.66	1.77	0.37	2.32	1.74	0.09	0.00
TiO2	0.69	0.88	0.34	0.29	0.02	0.26	0.34	0.39	0.28
P2O5	0.18	0.21	0.06	0.09	0.05	0.07	0.07	0.09	0.05
H2O+	0.96	1.10	1.09	0.00	0.00	1.46	0.79	0.29	0.36
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti/100	41	53	20	17	22	16	20	23	17
Zr	353	257	360	361	330	221	314	346	383
Nb	11	14	16	11	12	12	10	1	0
Y	57	55	0	47	47	24	33	50	43
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	391	43	60	34	27	45	31	14	7
Sr	228	179	74	73	70	95	102	202	71
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	137	499	715	852	818	839	664	174	39
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0

NORME CIPW	OX 9	LI.1	294-3	294-1	RI 5-18	OX 3B	RI3-11C	RI5-13C	RI3-11B	RI A6
Q	1.28	11.64	13.58	12.96	17.92	13.38	14.61	12.81	16.58	14.40
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	1.92	3.53	1.46	3.22	0.00
Or	9.22	24.29	5.44	2.90	10.16	3.13	4.55	9.34	5.14	6.03
Ab	12.69	26.65	32.66	48.48	36.38	50.09	54.07	52.46	53.64	56.10
An	36.90	13.29	25.44	16.00	16.60	14.58	5.28	9.74	5.35	12.03
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kp	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ns	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ks	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Fe	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Mg	13.36	0.40	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy Fe	0.00	5.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy Mg	14.20	9.45	10.38	7.22	6.80	8.57	7.97	5.90	6.80	4.28
Ol Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	0.28	1.04	0.51	0.30	0.32	0.15	0.11	0.19	0.13	0.17
Hm	7.79	0.00	7.63	9.86	6.96	5.57	6.11	5.34	6.34	4.77
Tn	1.48	0.00	2.04	0.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Pf	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	0.00	0.00	0.00	0.72	0.88	1.30	1.22	0.83	1.08	0.64
Ap	0.28	1.28	0.50	0.28	0.33	0.38	0.71	0.50	0.62	0.64

NORME CIPW	RI3-10A	RI5-13B	6A	6	RI4-3	OX 14	RI3-11A	RI3-10C	RI 3-6	RI3-11D
Q	18.59	26.17	18.26	18.49	23.81	10.07	26.63	50.65	29.24	59.42
C	1.28	0.98	0.00	0.00	2.96	0.00	2.70	0.24	1.85	0.00
Or	6.32	3.43	0.65	0.77	6.74	3.31	2.36	2.60	3.55	2.95
Ab	50.94	57.11	63.20	62.95	54.66	74.80	57.28	4.74	51.36	3.30
An	10.29	5.96	10.07	9.44	3.03	0.00	3.23	28.23	7.00	5.97
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kp	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.41	0.00	0.00	0.00	0.00
Ns	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00
Ks	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.43
Di Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.03	0.00	0.00	0.00	4.14
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.55
Hy Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.46	0.00	0.00
Hy Mg	4.98	2.09	2.29	3.11	4.16	2.59	1.87	4.16	2.09	0.00
Ol Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Il	0.09	0.09	0.11	0.11	0.19	0.04	0.04	0.21	0.06	0.19
Hm	3.82	2.78	3.94	3.91	3.27	0.00	3.03	0.00	2.19	0.00
Tn	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00	1.27	0.00	0.00	0.00	0.00
Pf	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	0.73	0.37	0.56	0.25	0.33	0.00	0.40	0.00	0.41	0.00
Ap	0.57	0.28	0.38	0.21	0.21	0.38	0.21	0.00	0.28	0.00

NORME CIPW	RI 3	OX 6A	LI.1B	RI3-1A	RI 2-11	RIO K	RI 5	OX 6B	RI 1-1	OX8B
Q	26.83	42.56	11.64	19.42	24.38	20.67	27.51	25.38	30.32	29.88
C	1.07	1.72	0.00	1.88	1.67	0.88	1.33	0.97	2.38	0.48
Or	6.03	0.12	24.29	3.37	5.85	10.10	2.42	1.48	6.38	1.30
Ab	56.18	52.71	26.65	58.55	44.93	55.50	56.18	61.17	51.87	53.90
An	4.82	2.14	13.29	6.45	13.59	6.12	5.58	4.36	2.04	9.38
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kp	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ns	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ks	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Fe	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Mg	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy Fe	0.00	0.00	5.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy Mg	1.30	0.20	9.45	3.54	3.16	1.84	2.24	2.04	1.84	1.57
Ol Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	0.04	0.02	1.04	0.13	0.00	0.09	0.11	0.04	0.13	0.06
Hm	2.01	0.85	0.00	3.92	4.21	2.39	2.48	3.36	3.00	0.78
Tn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pf	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	0.26	0.08	0.00	0.56	0.68	0.27	0.35	0.44	0.28	0.39
Ap	0.21	0.07	1.28	0.45	0.38	0.19	0.19	0.24	0.21	0.21

NORME CIPW	LI 9	LI 13	LI 12	LI 14	RI 3-1	OX 8A	RI A2	RI A1 K	OX 6 CK	RI2-14K
Q	31.52	27.47	27.51	32.93	36.01	38.87	35.30	14.51	18.43	22.58
C	1.05	0.60	0.88	0.85	0.82	0.00	0.50	0.00	1.96	2.21
Or	0.59	1.00	0.47	0.12	1.30	1.36	0.89	1.77	2.78	9.81
Ab	52.29	61.26	62.70	57.28	52.37	48.31	55.50	64.30	58.30	55.50
An	7.39	4.05	4.92	3.66	5.08	6.30	3.99	8.44	6.71	0.70
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kp	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ns	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ks	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy Mg	2.89	1.74	0.70	1.42	1.74	0.00	2.14	3.31	4.78	3.04
Ol Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.11	0.09	0.13
Hm	1.36	1.97	1.62	2.85	1.16	0.34	0.86	5.38	5.32	3.45
Tn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88	0.00	0.46	0.00	0.00
Pf	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	0.32	0.33	0.27	0.27	0.30	0.00	0.22	0.45	0.83	0.27
Ap	0.07	0.09	0.21	0.09	0.19	0.33	0.12	0.43	0.50	0.14

NORME CIPW	RI2-12K	OX 4	RI OA		RI 4-5	LI 19	OX 10
Q	29.41	33.91	27.62	12.81	26.62	30.68	30.43
C	2.90	3.29	0.20	1.46	0.86	0.65	0.91
Or	10.46	8.33	13.71	9.34	10.28	0.53	0.00
Ab	47.55	42.64	48.23	52.46	52.54	55.42	60.33
An	1.00	4.53	4.11	9.74	4.85	8.04	2.60
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kp	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ns	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ks	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy Mg	2.71	2.79	1.69	5.90	1.79	0.95	1.42
Ol Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	0.15	0.11	0.00	0.19	0.11	0.06	0.04
Hm	2.87	3.47	2.12	5.34	2.62	2.84	2.97
Tn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pf	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	0.21	0.31	0.26	0.83	0.28	0.36	0.26
Ap	0.21	0.05	0.17	0.50	0.17	0.21	0.12

Pétrographie	Cumulats gabbroïques		Ferrogabbros		Anorthosites		Diorites quartziques		Albitites		Tonalites		Leucotonalites		Leptynites	
Effectifs	n = 12		n = 6		n = 4		n = 3		n = 10		n = 10		n = 12		n = 10	
Paramètres de dispersion	$\bar{m}$	s	$\bar{m}$	s	$\bar{m}$		$\bar{m}$		$\bar{m}$	s	$\bar{m}$	s	$\bar{m}$	s	$\bar{m}$	s
SiO_2	48,11	2,16	44,86	2,10	53,88		57,53		58,85	2,26	65,49	2,29	71,61	2,21	70,27	10,94
Al_2O_3	18,57	2,45	16,58	1,58	23,33		17,53		21,18	1,67	15,94	0,54	15,11	0,89	16,06	6,06
$Fe O_{(t)}$	7,24	1,77	14,28	2,48	3,48		6,51		2,79	2,08	4,30	0,95	2,06	0,84	1,42	0,82
Mn O	0,13	0,05	0,23	0,06	0,07		0,10		0,05	0,02	0,07	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02
Mg O	8,56	1,75	6,01	1,81	3,84		3,74		2,01	0,78	2,34	0,55	1,09	0,54	0,70	0,50
Ca O	8,67	2,12	7,81	1,05	7,15		6,09		4,59	2,04	3,17	1,06	2,01	1,06	3,04	4,45
Na_2O	2,26	0,91	2,64	0,50	4,17		4,52		6,79	1,12	4,91	0,64	5,34	0,91	5,32	1,91
K_2O	1,98	1,09	0,88	0,51	1,60		0,43		1,31	0,88	0,84	0,17	0,80	0,44	1,34	1,31
P_2O_5	0,14	0,09	0,60	0,53	0,12		0,42		0,20	0,19	0,22	0,06	0,10	0,07	0,26	0;20
TiO_2	0,98	0,79	2,19	1,14	0,08		1,04		0,49	0,51	0,65	0,25	0,29	0,13	0,10	0,10
Ba	210	102	233	231	197		141		277	173	253	82,4	319	171	283	145
Zr	36	31	64	22	8,5		228		198	174	196	61	14	56	257	231
Sr	246	69	275	72	422		260		395	125	259	46	203	70	230	130
Rb	62	32	34	24	49		21		42	40	37	11	24	13	37	30
Y	18	18	25	13	9		38		23	18	25	11	22	16	54	36
Nb	4	3	7	4	2		6,5		9	7	8	2	7	4	17	10,5

Annexe A3: tab. n°3: Moyennes et écarts-types: massif UB-B Chamrousse-Tabor

Pétrographie	Amphibolites		Basaltes		Cumulats gabbroïques		Diorites quartziques		Leptynites sombres		Leptynites claires		Granites sodiques		Kératophyres	
Effectifs	n = 12		n = 2		n = 2		n = 2		n = 8		n = 15		n = 15		n = 11	
Paramètres de dispersion	$\bar{m}$	s	$\bar{m}$		$\bar{m}$		$\bar{m}$		$\bar{m}$	s	$\bar{m}$	s	$\bar{m}$	s	$\bar{m}$	s
$Si\ O_2$	50,67	6,86	52,23		48,11		58,62		63,85	3,44	69,80	5,17	72,63	3,67	70,55	2,75
$Al_2\ O_3$	16,95	0,90	17,23		17,73		32,49		16,41	0,79	15,11	1,13	14,41	1,35	14,83	0,84
$Fe\ O_{(t)}$	8,10	1,49	8,02		8,23		7,77		4,63	1,22	2,98	1,77	2,01	1,04	3,03	0,92
Mn O	0,18	0,09	0,12		0,14		0,19		0,07	0,04	0,04	0,04	0,83	3,09	0,05	0,02
Mg O	5,75	2,15	6,80		6,41		3,57		2,38	0,84	1,18	0,91	0,77	0,35	0,99	0,42
Ca O	6,48	2,82	6,15		10,75		4,85		2,29	0,83	1,59	0,93	1,28	0,59	1,12	0,65
$Na_2\ O$	3,75	1,77	3,45		2,77		4,80		6,07	0,77	6,53	0,71	6,50	0,66	6,14	0,88
$K_2\ O$	1,47	0,78	0,56		1,05		0,71		1,02	0,44	0,51	0,38	0,42	0,48	1,29	0,74
$P_2\ O_5$	0,25	0,25	0,23		0,15		0,17		0,21	0,07	0,11	0,04	0,08	0,05	0,08	0,06
$Ti\ O_2$	1,17	0,25	1,29		1,53		1,15		0,97	0,32	0,51	0,28	0,38	0,15	0,42	0,19
Ba	577	502	613		126		557		382	86	240	89	286	146	562	318
Zr	115	67	114,50		32		110		235	47	250	80	302	54	315	64
Sr	244	99	246		400		243		188	53	127	52	130	66	122	58
Rb	37,42	15	21		42				33	9	20	15	21	9	67	109
Y	25	7	30		10		31		56	44	40	11	51	33	45	10
Nb	7,55	3,84			1		6		9,13	4,29	11,5	3	11	4	12	1,75

Annexe A3: tab. n°4: moyennes et écarts-types: groupe de Rioupéroux-Livet

DERNIERE PAGE D'UNE THESE

3È CYCLE, DOCTEUR INGÉNIEUR OU UNIVERSITÉ

Vu les dispositions de l'arrêté du 16 avril 1974,

Vu les rapports de M. Michel...Pibaule.....

M. .....

M. Denis Scorenzi..... est autorisé

à présenter une thèse en vue de l'obtention du grade de DOCTEUR de 3ème Cycle.

de Geologie Appliquée.....

Grenoble, le 27 SEP. 1984

Le Président de l'Université Scientifique
et Médicale

M. TANCHE

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

J. Tanche

21 FEV. 1985

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

THESE de DOCTORAT de SPÉCIALITÉ

Titre de l'ouvrage :

LES GRANITES SODIQUES ET LES ROCHES ASSOCIÉES DE L'OPHIOLITE DE CHAMROUSSE-TABOR ET DU GROUPE DE RIOUPÉROUX-LIVET (ISERE - FRANCE)

— pétrographie et géochimie —

Nom de l'auteur : Denis SCARENZI

Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

Les roches leucocrates du massif UB-B de Chamrousse-tabor sont intrusives au sommet de la séquence ophiolitique et y sont associées à des gabbros cumulats, des ferrogabbros, des basaltes et des dolérites.

Ces roches correspondent à des cumulats plagioclasiques (albitites et anorthosites), des diorites quartziques, des tonalites et des leucotonalites.

Des diorites quartziques, tonalites et leucotonalites sont également présentes dans le groupe de Séchilienne. Elles y sont accompagnées par des leptynites fines alternant avec des amphibolites. La géochimie des éléments majeurs de ces matériaux leucocrates les apparente aux plagiogranites ophiolitiques. L'étude des éléments en traces révèle l'existence de deux lignées de différenciation pour ces plagiogranites. La première regroupe essentiellement les leptynites fines qui sont caractérisées par une teneur faible en titane, et des teneurs fortes en Zr, Y, Nb.

Dans la seconde lignée, ces mêmes éléments montrent une décroissance des teneurs, depuis les diorites quartziques, jusqu'aux leucotonalites. L'examen des spectres de terres rares permet de supposer (1) une filiation avec les E-M.O.R.B. présents dans le groupe de Séchilienne ; (2) une différenciation de la seconde lignée par filtre presse à partir des cumulats plagioclasiques. Ces plagiogranites présentent des caractéristiques de gisement, de pétrographie et de chimisme qui permettent d'envisager leur différenciation dans le cadre de l'ouverture d'un bassin marginal, et de son extension.

Une datation (U/Pb sur zircons) d'un de ces plagiogranites établit un âge cambro-ordovicien pour l'ophiolite (496 MA).

Dans le groupe de Rioupéroux-Livet les granites sodiques se présentent en filons, sills et petit massif. Ils sont accompagnés de roches basiquessubordonnées (gabbros cumulats et basaltes, amphibolites), ainsi que de termes paradérivés (grauwackes et micaschistes).

Ces granites sodiques ont un chimisme qui les apparente aux plagiogranites ophiolitiques (éléments majeurs). Cependant, leur gisement, leur association à une série calco-alcaline les rapprochent plus de granites d'arc insulaire. L'étude des teneurs en éléments-traces, ainsi que des terres rares confirme cette hypothèse.

Une datation des zircons du granite de Livet permet d'établir un âge dévono-dinantien (352 MA) de ce groupe.

MOTS-CLÉS

Plagiogranites ; Tonalites ; Leucotonalites ; Cumulats plagioclasiques ; Zircons ; Éléments majeurs ; Éléments en traces ; Terres rares ; Datations (dosage U/Pb sur zircons) ; Massifs Cristallins Externes (Alpes françaises) ; Belledonne ; Vallée de la Romanche.