



HAL
open science

La lithosphère océanique de la Téthys ligure. Etude des magmatismes basiques et acides (Massifs ophiolitiques du Montgenèvre et de Haute Ubaye).

Béatrice Chapelle

► **To cite this version:**

Béatrice Chapelle. La lithosphère océanique de la Téthys ligure. Etude des magmatismes basiques et acides (Massifs ophiolitiques du Montgenèvre et de Haute Ubaye).. Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1990. Français. NNT: . tel-00536874

HAL Id: tel-00536874

<https://theses.hal.science/tel-00536874>

Submitted on 17 Nov 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.

TS 90/GRE1/0.104
double

TS 90/GRE1 / 0 1 0 4

DOUBLE

SSP

THESE

PRESENTEE PAR

CHAPELLE Béatrice

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(ARRETE MINISTERIEL DU 5 JUILLET 1984)

(SPECIALITE GEOLOGIE APPLIQUEE)

**LA LITHOSPHERE OCEANIQUE DE LA TETHYS LIGURE
ETUDE DES MAGMATISMES BASIQUES ET ACIDES**

(MASSIFS OPHIOLITIQUES DU MONTGENEVRE ET DE HAUTE-UBAYE)

DATE DE SOUTENANCE : 26 Octobre 1990

COMPOSITION DU JURY :

M. PIBOULE	Professeur U.J.F. Grenoble	Président
R.P. MENOT	Professeur Université Saint Etienne	Rapporteur
J.M. PETERLONGO	Professeur Université Clermont-Ferrand	Rapporteur
C. KERCKHOVE	Professeur U.J.F. Grenoble	Examineur
P. TRICART	Professeur Université du Maine	Examineur

THESE PREPAREE AU LABORATOIRE DE PETROGRAPHIE DE
L'INSTITUT DOLOMIEU



THESE

PRESENTEE PAR
CHAPELLE Béatrice

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(ARRETE MINISTERIEL DU 5 JUILLET 1984)

(SPECIALITE GEOLOGIE APPLIQUEE)

**LA LITHOSPHERE OCEANIQUE DE LA TETHYS LIGURE
ETUDE DES MAGMATISMES BASIQUES ET ACIDES
(MASSIFS OPHIOLITIQUES DU MONTGENEVRE ET DE HAUTE-UBAYE)**

DATE DE SOUTENANCE : 26 Octobre 1990

COMPOSITION DU JURY :

M. PIBOULE	Professeur U.J.F. Grenoble	Président
R.P. MENOT	Professeur Université Saint Etienne	Rapporteur
J.M. PETERLONGO	Professeur Université Clermont-Ferrand	Rapporteur
C. KERCKHOVE	Professeur U.J.F. Grenoble	Examineur
P. TRICART	Professeur Université du Maine	Examineur

**THESE PREPAREE AU LABORATOIRE DE PETROGRAPHIE DE
L'INSTITUT DOLOMIEU**

t 21/108

Je remercie tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail, par leurs conseils, leur participation technique et leurs encouragements.

Je remercie tout particulièrement Eric, sans qui l'achèvement de ce travail aurait difficilement été possible.

Je dédie ce travail à mes parents

RESUME

Les termes acides et basiques des massifs ophiolitiques du Montgenèvre et de Haute-Ubaye sont étudiés en parallèle dans ce travail.

L' étude pétrographique (notamment l'étude typologique des zircons pour les albitites) et la géochimie des éléments majeurs confirment la nature tholéitique des magmas étudiés. L'étude du comportement des éléments traces (Zr, Y, Nb, Th, Cr, REE) permet de mettre en évidence, pour le Montgenèvre, une évolution continue des roches basiques conduisant de basaltes enrichis en LREE, situés à la base de la série, à des basaltes appauvris en LREE (N-MORB typiques) tardifs et représentés par les coulées aphyriques supérieures et certains filons dolérito-basaltiques. Une telle évolution paraît refléter une fusion partielle dynamique, seule capable d'expliquer les variations importantes du rapport La/Sm. Les roches basiques de Haute-Ubaye montrent une plus grande homogénéité géochimique que celles du Montgenèvre avec une majorité de spectres de terres rares bombés. Les variations du taux de fusion partielle (Montgenèvre) et les caractères de la cristallisation fractionnée (Montgenèvre et Haute-Ubaye) sont précisés.

L'étude des éléments-traces des albitites des deux ensembles révèle également la diversité géochimique de ces roches et vraisemblablement l'existence de plusieurs souches parentales.

Au Montgenèvre, seules les albitites massives de la Replatte du Gondran (Chenaillet) peuvent être considérées comme cogénétiques des basaltes en coussins. Les albitites de la Punta Rascia (Italie) seraient plus anciennes, postérieures au premier épisode magmatique à l'origine de la grande masse gabbroïque du Montgenèvre. En Haute-Ubaye, il n'existe aucune filiation géochimique nette entre les roches basiques et les roches acides.

Les observations de terrain et les données géochimiques permettent d'envisager une évolution temporelle complexe où les termes effusifs paraissent s'être mis en place tardivement et latéralement par rapport au rift océanique.

L'étude typologique des zircons des éléments acides d'une brèche polygénique située à l'interface ophiolite-sédiments dans la partie orientale du massif a montré la nature calco-alcaline de certains de ces éléments. Par comparaison avec des brèches semblables étudiées dans le Queyras, ces éléments pourraient provenir du démantèlement de la croûte continentale voisine. Ainsi, les ophiolites du Montgenèvre sont, par leur position structurale et leurs caractéristiques géochimiques, à rapporter vraisemblablement aux premiers termes du magmatisme océanique téthysien.

Mots clés : Alpes Occidentales, Ophiolite, Pétrographie, Géochimie, MORB, Fusion Partielle Dynamique, Albitites, Basaltes, Tholeites, Eléments Majeurs et Traces, REE.

ABSTRACT

This is a comparative study of the siliceous and basic rocks occurring in two ophiolitic massifs.

The petrographic study (including typological study of the zircons from albitites) and geochemistry of the major elements, both support a tholeiitic nature for the magmas. The behaviour of the trace elements (Zr, Y, Nb, Th, Cr, REE) brings out among the basic rocks of the Montgenèvre massif, a trend leading from LREE-enriched basalts located at the bottom of the series, to late LREE-depleted basalts (typical N-MORB) belonging to the uppermost aphyric unit, and also to some doleritic and basaltic dykes. Such an evolution seems to arise from a dynamic partial melting, the only mechanism that could provide a good explanation for the La/Sm ratio's variations. In the Haute-Ubaye massif the basic rocks exhibit a better geochemical homogeneity than those of the Montgenèvre massif, the latter showing a majority of humped REE patterns. Variations of the degree of partial melting (Montgenèvre), and in the features of fractional crystallization (Montgenèvre and Haute-Ubaye) are also detailed.

The trace element distribution of albitites in both massifs brings out the geochemical diversity of such rocks and the probable existence of many parental magmas. In the Montgenèvre massif, only the massive albitites of the Replatte du Gondran (Chenaillet) can be regarded as cogenetic with pillow basalts. The Punta Rascia (Italy) albitites are presumably older than the Chenaillet albitites, but later than the first magmatic stage which gave birth to the main Montgenèvre gabbroic mass. In the Haute-Ubaye massif, there is no geochemical relationship between basic and siliceous rocks.

Both field observations and geochemical data suggest a complex time-related evolution, and the lavas seem to have been emplaced, on the flank of the ridge, after the main on-ridge magmatism.

Typological study of zircons from acidic elements of a polygenic breccia located at the ophiolite-sediments interface, in the eastern part of the Montgenèvre massif, points out the calco-alkaline nature of some elements. Compared with similar breccias studied in Queyras area, such elements might originate from the dismembering of the surrounding continental crust. Consequently, with regards to both its structural location and geochemical features, the Montgenèvre ophiolite is probably related to the earliest event of the tethyan oceanic magmatism.

Key-words : Western Alps Ophiolites, Petrography, Geochemistry, MORB, Dynamic Partial Melting, Albitites, Basalts, Tholeiite, Major and Trace elements, REE.

Première Partie

PRESENTATION DES MASSIFS

ETUDIES

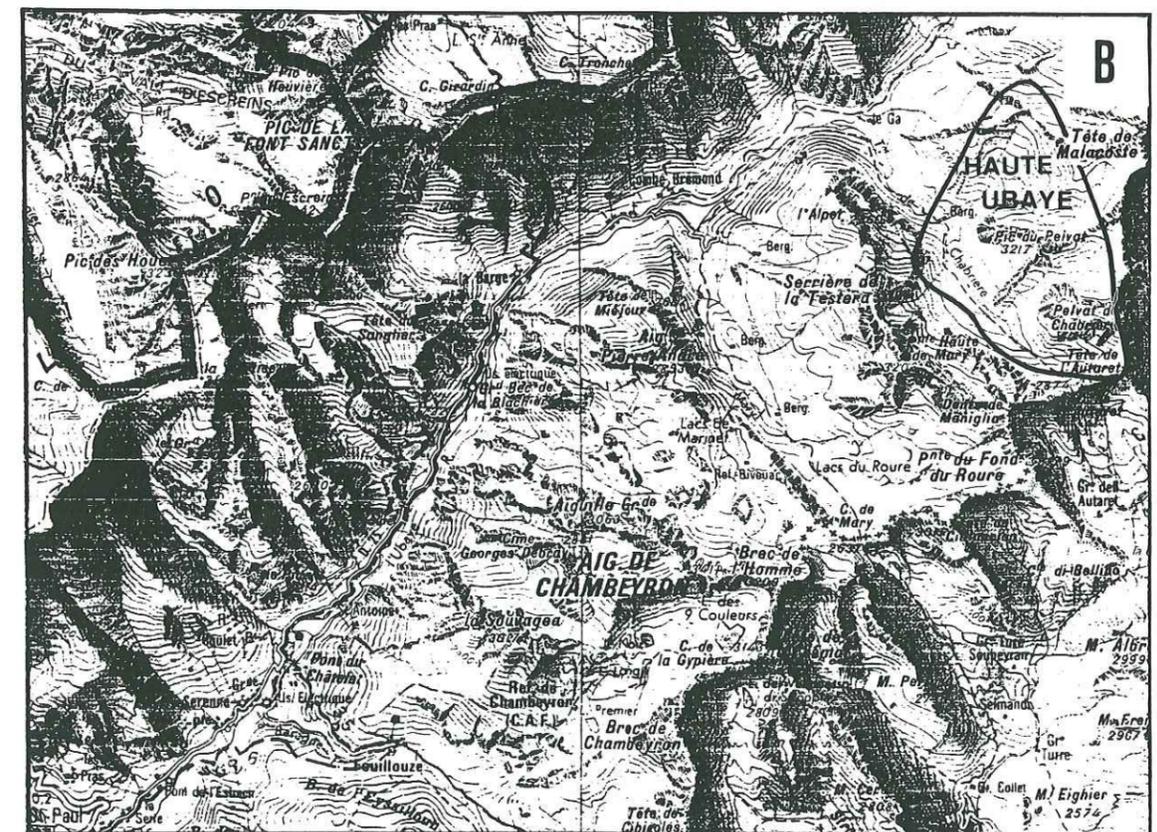
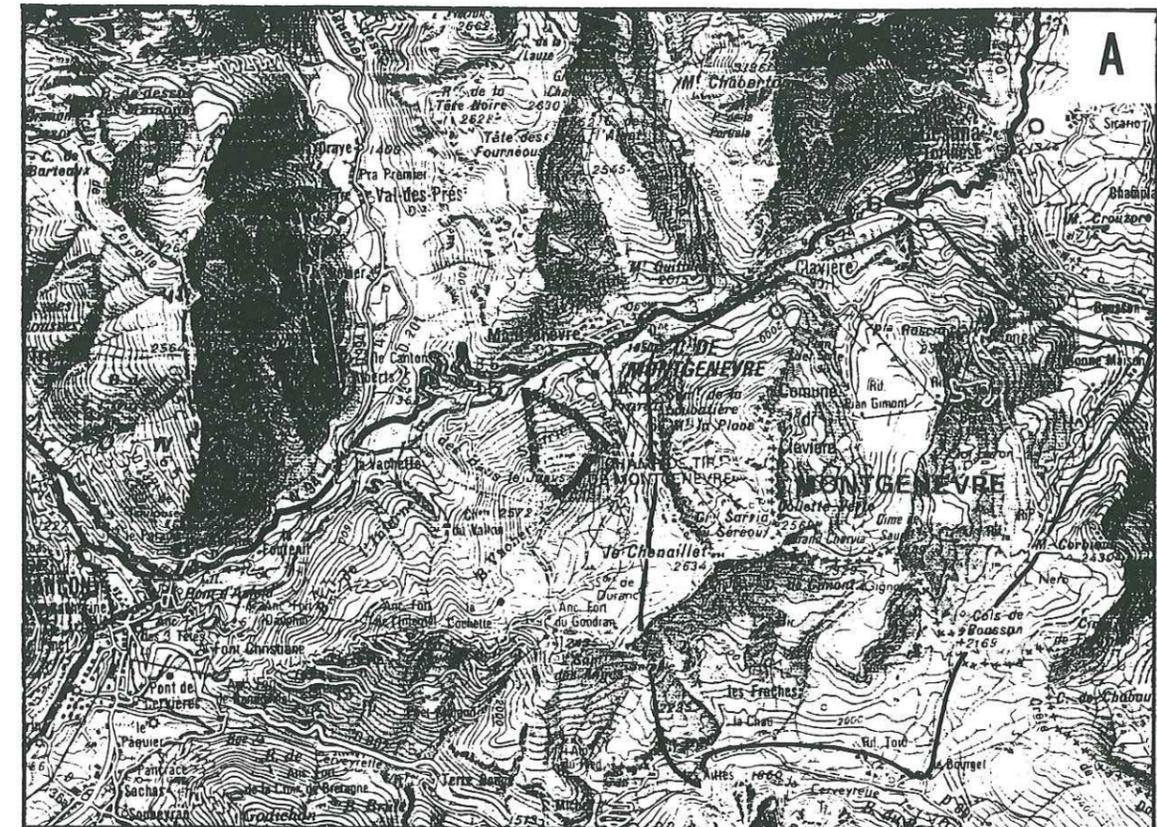


Figure 1 : A/ Localisation du massif du Chenaillet-Montgenèvre
 B/ Localisation du massif de Haute-Ubaye
 (d'après la carte topographique IGN Grenoble-Gap au 1/100000)

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Les massifs ophiolitiques étudiés sont celui du Chenaillet-Montgenèvre et celui de Haute-Ubaye. Ils appartiennent aux Alpes occidentales françaises et italiennes (fig. 1).

Le premier est à cheval sur la frontière, à l'est de Briançon. Il se situe dans le département des Hautes-Alpes pour la partie française, et dans la province de Turin pour la partie italienne. Il s'étend sur environ 7 km du nord au sud, et 6 km d'est en ouest.

Le second est plus méridional. Il se situe à une quinzaine de kilomètres au sud-ouest du Mont Viso. Il n'empiète que légèrement sur la frontière franco-italienne. Il se trouve essentiellement dans le département des Alpes de Haute-Provence et se divise en trois ensembles séparés par les sédiments supra-ophiolitiques et les éboulis : le massif des deux Pelvat, le cirque de la Gavie et le complexe de la rive gauche de l'Ubaye. Le massif des deux Pelvat est de loin le plus vaste. Il recouvre approximativement 1 km².

II - CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

1. LES PRINCIPALES UNITES SEDIMENTAIRES ET STRUCTURALES

Ces massifs appartiennent à la zone piémontaise, bordée successivement vers l'ouest par des zones de plus en plus externes (fig. 2 et 3) :

- La zone piémontaise s.s. qui correspond à la bordure de l'océan alpin dont les sédiments reposaient sur le socle cristallin (massifs cristallins internes : Dora Maira, Grand Paradis).

- La zone briançonnaise divisée en unités briançonnaises et ultrabriançonnaises (zone d'Acceglio).

- La zone subbriançonnaise formée d'un empilement de nappes sédimentaires.

- Les zones dauphinoises et ultradauphinoises qui sont les plus externes.

Ces différentes zones correspondent approximativement aux anciens domaines paléogéographiques.

Les ophiolites de la zone liguro-piémontaise sont considérées comme les restes de la lithosphère océanique de la branche ligure de la Tethys qui ont été obductés lors de la compression alpine (Bernouilli et Lemoine, 1980).

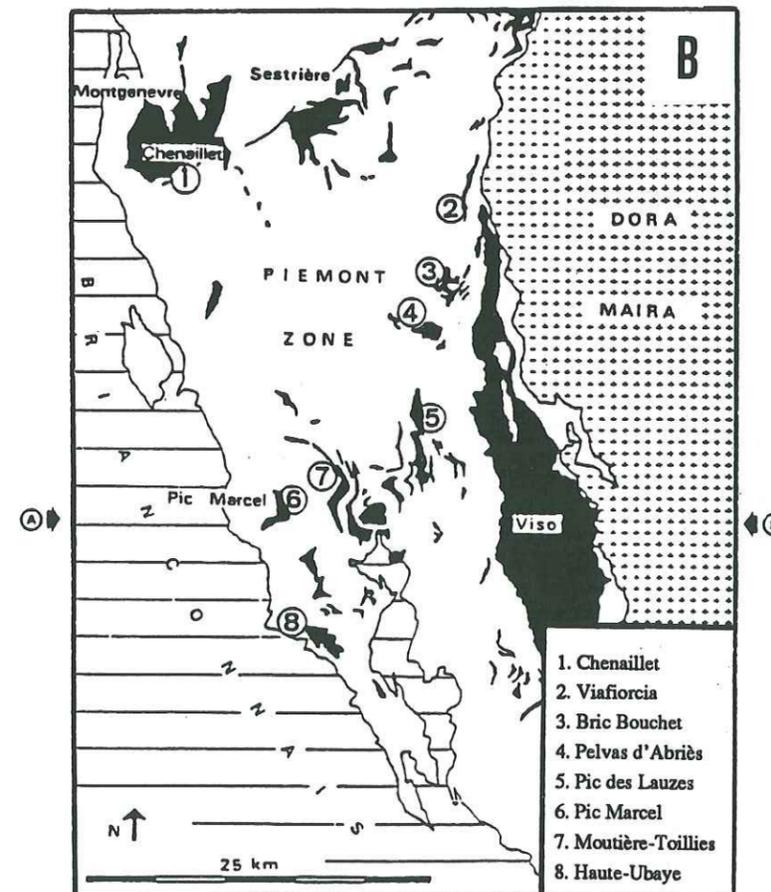
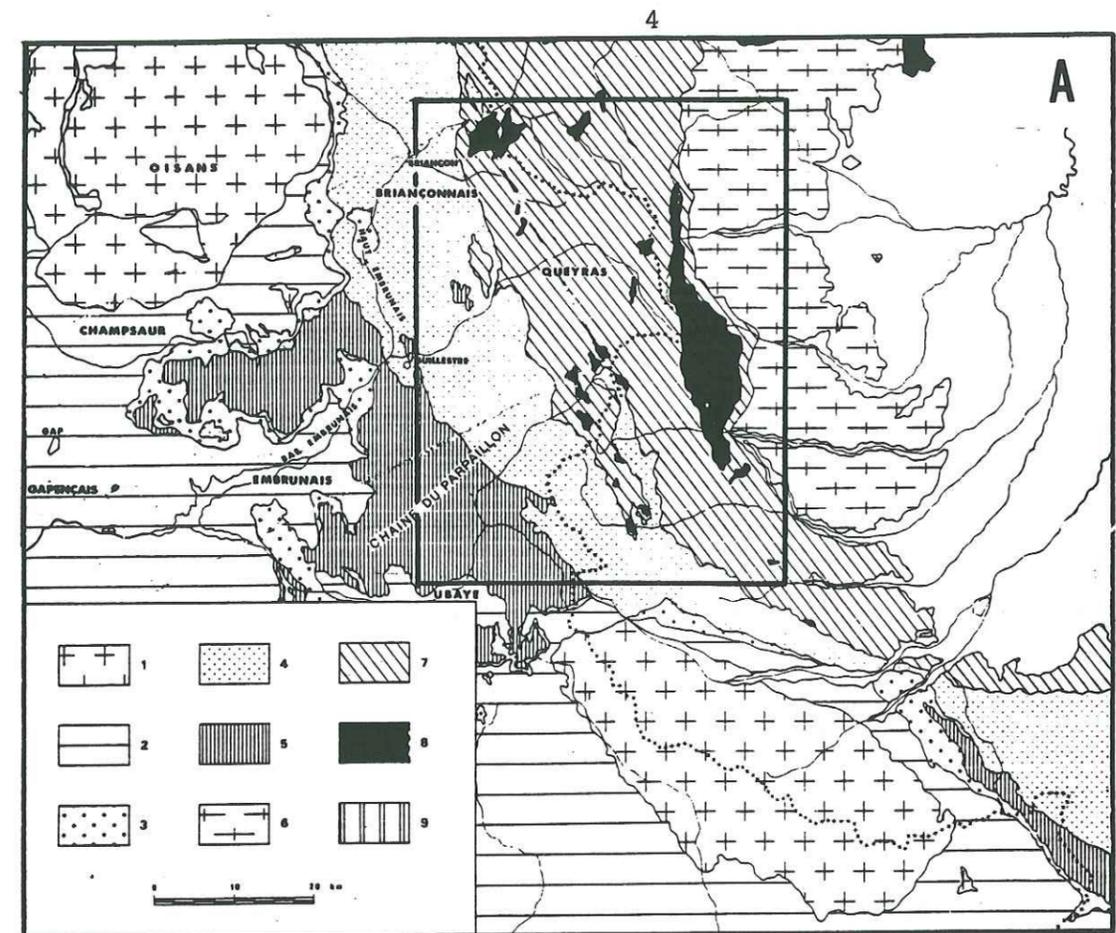


Figure 2 : Localisation des secteurs étudiés et des principales ophiolites dans les Alpes occidentales.

A/ D'après Tricart, 1980

1. Massifs cristallins externes
2. Zones dauphinoise et ultradauphinoise
3. Zone subbriançonnaise
4. Zone briançonnaise (s.l.)
5. Flyschs à Helminthoïdes
6. Massifs cristallins internes
7. Schistes lustrés piémontais
8. Ophiolites
9. Zones austro-alpines

B/ D'après Carpena et Caby, 1984

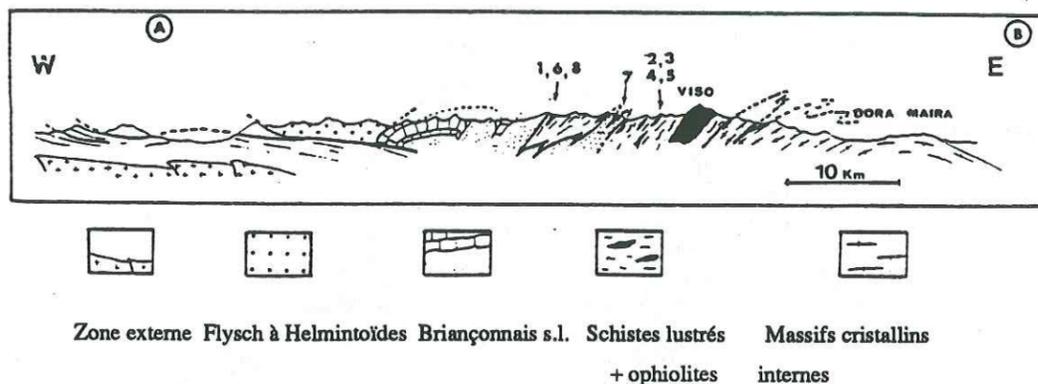


Figure 3 : Coupe schématique des Alpes Occidentales, repérée sur la fig. 2B (d'après Carpena et Caby, 1984)

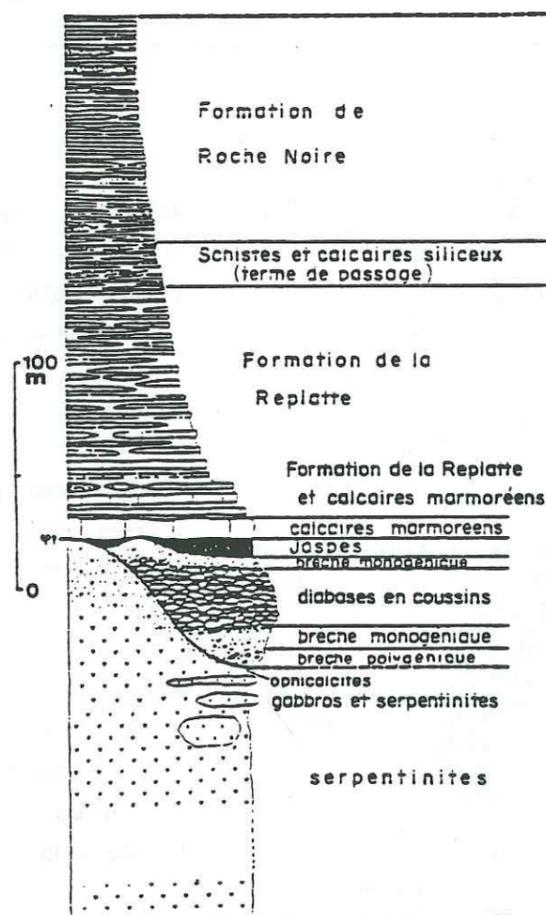


Figure 4 : Colonne stratigraphique de la série de Chabrière (d'après Tricart, 1973)

2. LA SERIE SEDIMENTAIRE LIGURO-PIEMONTAISE

La couverture sédimentaire des ophiolites est représentée classiquement par la série de Chabrière (fig. 4). Ses termes correspondent à des dépôts pélagiques. Elle débute par des radiolarites et des calcaires du dogger auxquels font suite des argilites et des calcaires du Crétacé inférieur. La figure 4 représente la série de Chabrière, reposant sur un soubassement ophiolitique dont la succession lithologique des termes est fréquemment rencontrée dans les Alpes occidentales françaises.

La datation de cet ensemble est rendue délicate par son caractère très métamorphique et la rareté de la faune en milieu pélagique. Le calage sur l'échelle stratigraphique a été permis par comparaison avec des unités ligures de l'Apennin dont la faune a été suffisamment préservée (Decandia et Elter, 1972; Barrett, 1982).

3. LES GRANDES PHASES TECTONIQUES

L'étude structurale des unités ligures a conduit à distinguer 4 grandes phases successives de plissements synschisteux (Caron, 1977; Schumacher, 1972; Tricart, 1973, 1974, 1980, 1984, Ayoub, 1984) :

Phase 1 : elle correspond à la formation de plis isoclinaux qui s'accompagne d'une première schistosité et d'un métamorphisme HP-BT. Elle a été attribuée au Crétacé supérieur (Caron, 1977). Il s'agit de la phase éoalpine.

Phase 2 : la deuxième phase synschisteuse accompagne le charriage des séries piémontaises sur la zone briançonnaise. L'âge probable qui lui est attribué est Eocène supérieur (phase mésoalpine).

Phase 3 : elle est caractérisée par un plissement synschisteux déversé vers le sud. Au cours de cette phase les unités briançonnaises sont charriées sur la zone dauphinoise.

Phase 4 : elle est la conséquence du rérocharriage de la zone briançonnaise sur les schistes lustrés. C'est la dernière phase synschisteuse, qui est rapportée au Néogène.

Les synthèses les plus récentes ont conduit à la chronologie suivante pour la structuration des Alpes occidentales (Lagabrielle et al, 1984; Lemoine, 1984, 1985; Lemoine et al, 1986 a et b; Tricart et Lemoine, 1986 a et b) :

- prémices de l'ouverture océanique, correspondant au stade de "rifting" qui affecte la lithosphère continentale (Trias supérieur).

- Poursuite de l'extension qui voit l'apparition de la lithosphère océanique (Jurassique moyen (?) - début du Jurassique supérieur).

- Sédimentation pélagique qui débute à l'Oxfordien supérieur avec les radiolarites et se termine en général au Crétacé moyen par les schistes noirs ("Black Shales". Localement ont été reconnus des sédiments à foraminifères planctoniques datés du Crétacé supérieur (Lemoine et al, 1984).

4. LE METAMORPHISME

Trois grandes phases de métamorphisme ont été reconnues dans les Alpes.

La première correspond au stade d'expansion océanique. Il s'agit d'un métamorphisme de faciès schistes verts lié à des circulations hydrothermales. Albite, chlorite, sphène, épidote, cristallisent en ambiance statique (Dietrich et al, 1974; Mevel, 1975 b; Mevel et al, 1978; Bocquet, 1974).

L'évolution des gabbros durant cette phase a été particulièrement étudiée et comparée à celle de métagabbros dragués sur les fonds océaniques (Mevel et al, 1978) : après une étape de cristallisation en chambre magmatique à l'aplomb de la ride, qui leur a conféré un litage horizontal, ils ont subi des cisaillements horizontaux et un écoulement plastique perpendiculaire à l'axe de la ride. Ces phénomènes ont entraîné le développement de textures porphyroclastiques (flaser-gabbros) et la recristallisation complète de bandes mélanocrates en amphibolites foliées (hornblende brune). La température a ensuite progressivement diminué, ainsi que les déformations plastiques. Une rétro-morphose partielle a eu lieu (formation de hornblende verte). Ce stade correspond au passage à un régime d'extension qui pourrait être accompagné par l'érosion des zones les plus élevées. Des dykes basaltiques se mettent en place (et recoupent les gabbros), ainsi que des coulées basaltiques. Localement une altération dans le faciès schistes verts est possible.

Cet épisode a eu lieu au jurassique et au crétacé inférieur (Dietrich et al, 1974).

La deuxième phase (Cénomaniens à éocène) est marquée par plusieurs épisodes d'un métamorphisme HP-BT qui correspond à la compression alpine. Il est traduit par différentes paragenèses faisant intervenir essentiellement jadéite, glaucophane et lawsonite. Ces épisodes sont associés à la phase tectonique 1, éoalpine (Crétacé supérieur). Les isogrades correspondant à ce métamorphisme HP-BT épousent celles des unités structurales ce qui traduit l'antériorité des recristallisations par rapport à la mise en place des nappes.

L'empreinte la plus faible de ce métamorphisme est représentée, dans le massif du Chenaillet, par l'association aegyrine-riebeckite (Mevel et al, 1982). Seule

la partie la plus orientale du massif du Montgenèvre a subi des déformations pendant ce stade (forme ellipsoïdale des varioles des coussins de lave, initialement sphériques) et montre un pyroxène jadéitique et de la lawsonite.

Ce massif a échappé pour l'essentiel au métamorphisme de faciès schistes bleus. Ce fait est dû, d'une part à la position du massif au front de chevauchement des unités piémontaises, d'autre part aux failles NS et EW qui encadrent ce massif et qui auraient amorti l'effet des déformations (Lemoine, 1964 b).

En Haute Ubaye ce métamorphisme alpin est caractérisé par des HP et des températures modérées, et matérialisé par 2 paragenèses (Steen, 1972) :

- pyroxène jadéitique et lawsonite,
- glaucophane et lawsonite (et/ou) pumpellyite.

Le second assemblage se serait formé vers la fin du stade précoce sous des pressions légèrement plus basses et à des températures légèrement plus hautes que pour le premier assemblage.

Les conditions de P et T ont progressivement évolué vers celles du faciès schistes verts dont les conditions sont bien établies au cours de la phase mésoalpine (limite Eocène-Oligocène). Ses isogrades recoupent dans ce cas celles des unités structurales (Bocquet, 1974; Debelmas et al, 1980).

III - ETUDES ANTERIEURES

1. LE MASSIF DU CHENAILLET-MONTGENEVRE

L'étude des différents termes pétrographiques de la série, et leur cartographie a essentiellement été menée par la faculté des Sciences de la Terre de Genève (Vuagnat, 1949, 1952, 1966, 1975; Chessex et al, 1964; Vuagnat et Pusztaszeri, 1965 a et b, Pusztaszeri, 1969; Bertrand et al, 1979, 1980, 1981, 1982, 1984). Des études plus spécifiques ont été orientées vers certaines unités pétrographiques (Mevel, 1975 a et b : étude des laves en coussins; Mevel et al, 1978; Steen et al, 1980 : étude des gabbros).

Par ailleurs des travaux ont été menés sur la géochimie des matériaux. Leurs références seront données dans les 2^{ème} et 3^{ème} parties.

1.1. Série lithologique

Tous les termes de la série ophiolitique type apparaissent dans ce massif. Ce caractère est rare dans les ophiolites alpines et explique en partie l'intérêt porté à cette ophiolite. Cet intérêt s'explique en outre par la faible empreinte du métamorphisme alpin (cf paragraphe II-4).

Bertrand et al (1981) ont proposé une reconstitution synthétique de cette série (fig. 5). Les auteurs soulignent cependant qu'une telle succession des termes n'a probablement jamais existé en totalité du fait de la tectonique précoce subie par ce massif.

La série est présentée ici de façon très simplifiée, en soulignant ses particularités. Une étude pétrographique plus détaillée est envisagée dans la 2^{ème} partie.

Les principales unités sont représentées, de la base vers le sommet, par :

- des roches ultrabasiques fortement serpentinisées (70 à 100 %). Elles contiennent au SE du Chenaillet et à la Punta Rascia des masses albitiques (différenciés ultimes) d'extension réduite. Ces roches sont recoupées par des filons gabbroïques. Elles sont localement associées à des ophicalcites. Une origine filonienne a été invoquée pour expliquer la position des albitites au sein des ultrabasites (Bertrand et al, 1981).

- Des gabbros qui sont représentés par plusieurs types pétrographiques. Localement se trouvent des différenciés de type diorite-leucodiorite et des anorthosites. Ils sont recoupés par des filons albitiques.

- Des dolérites massives intercalées au sein ou à la base de l'ensemble effusif.

- Des coulées basaltiques massives ou surtout en coussins. Elles sont associées à des brèches d'éclatement de coussins et des hyalocalstites.

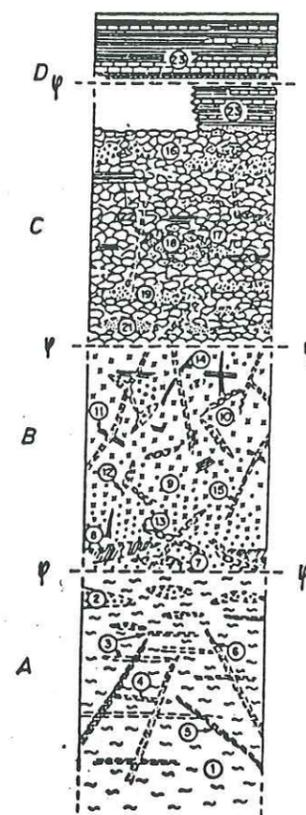
- Des filons basiques (dolérites et basaltes) recoupent les serpentinites, les gabbros et l'ensemble effusif. Ils sont peu nombreux et ne constituent pas un complexe filonien.

- la couverture sédimentaire pourrait être représentée par la série de Chabrière (§ I-2) qui contient des olistholites ophiolitiques. Cependant, le contact de cette série avec l'ophiolite est de nature tectonique. Seules des radiolarites et la formation de la Replatte sont parfois en contact direct avec la série ophiolitique..

Certaines particularités décrites ci-dessous ne sont pas indiquées sur la figure 5.

Des dépôts sédimentaires reposent directement sur les serpentinites dans la zone de mélange du col du Chenaillet, sur le versant est du Chenaillet et au Mont Cruzeau.

Figure 5 : Reconstitution hypothétique de la séquence du massif ophiolitique du Montgenèvre (d'après Bertrand et al, 1981)



A/ Ensemble ultramafique : 1. tectonites lherzolitiques, dunitiques et harzburgitiques avec ou sans plagioclase; 2. cumulats plagifères dunitiques, lherzolitiques, wehrilitiques; 3. horizons pyroxénitiques; 4. horizons gabbroïques; 5. filons de gabbros; 6. filons de dolérites.

B/ Ensemble gabbroïque : 7. troctolites s.l.; 8. pyroxénites (?); 9. gabbros troctolitiques; 10. euphotides; 11. flasergabbros; 12. diorites, leucodiorites et anorthosites; 13. ferrogabbros, 14. filons albitiques; 15. filons basiques.

C/ Ensemble effusif : 16. basaltes en coussins; 17. basaltes massifs; 18. brèches de coussins; 19. hyaloclastites; 21. filons basiques; 22. dolérites massives.

D/ Dépôts sédimentaires : 20. pélites siliceuses ou matériel détritique carbonaté dans les roches effusives; 23. série de Chabrière

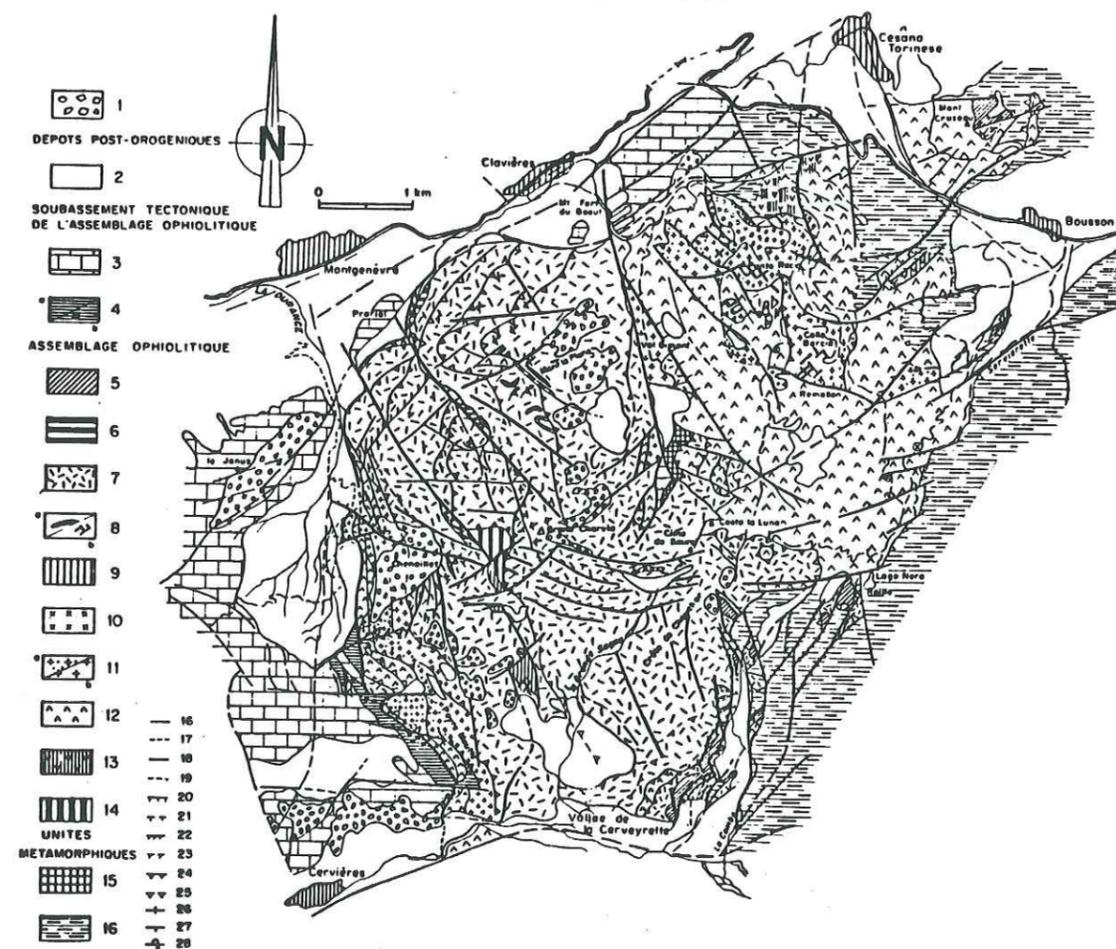


Figure 6 : Carte géologique et structurale schématique du massif ophiolitique du Montgenèvre (d'après Bertrand et al, 1982). (voir page suivante)

Légende de la figure 6

Lithologie : 1. éboulis, 2. formations glaciaires et alluvions quaternaires, 3. série prépiémontaise du Gondran, 4. série liguro-piémontaise de Chabrière : a. sans olistolite, b. avec olistolites 5. radiolarites et série de la Replatte, 6. sédiments intercallés dans les coulées volcaniques, 7. laves, 8. diabases massives (a) et filoniennes (b), 9. dolérites, 10. albitites, 11. gabbros à olivine, 12. péridotites serpentinisées et serpentinites, 13. péridotites serpentinisées et serpentinites ophicalcitisées, 14. zone de mélange du col du Chenaillet, 15. metabasaltes, 16. schistes lustrés, 16. lithologie normale observée, 17. lithologie hypothétique.

Failles : 18. verticale observée, 19. verticale hypothétique, 20. chevauchante, 21. chevauchante hypothétique, 22. coulissante, 23. coulissante hypothétique.

Contacts anormaux : 24. tangentiel observé, 25. tangentiel hypothétique.

Pendage : 26. horizontal, 27. incliné, 28. inverse.

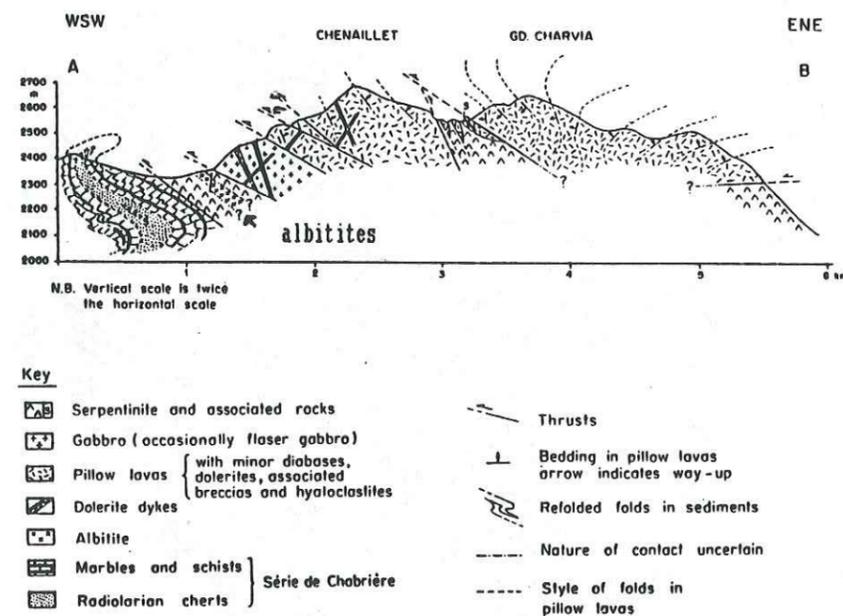


Figure 7 : Coupe Chenaillet-Grand Charvia (partie occidentale du massif du Montgenèvre), d'après Bertrand et al, 1980.

La zone de mélange est constituée par une matrice ophicalcitique qui englobe des éléments de natures diverses (serpentinites, dolérites, brèches de coussins...) et des ophisphérites. Ces dernières sont des éléments de basaltes en coussins, des gabbros et des dolérites affectés par des phénomènes de métasomatose (notamment rodingitisation) qui leur ont conféré une structure concentrique.

Le contact serpentinite - laves en coussins se fait parfois directement.

Des gabbros auraient été partiellement transformés en arène lors de la mise en place des laves (Val Gimont) (Bertrand et al, 1981).

1.2. Grands traits structuraux

La carte géologique (fig. 6) montre le développement important des laves dans la partie occidentale du massif, tandis que les serpentinites prédominent à l'est.

Les contacts entre les différentes unités sont tectoniques. Il s'agit en fait de la superposition de plusieurs écailles dont la coupe de la figure 7 précise les relations.

La pile ophiolitique est en contact anormal avec la série sédimentaire qui formerait un pli anticlinal à coeur de radiolarites.

1.3. Contexte et chronologie de la structuration

Selon Bertrand et al (1982), sur la base des données pétrographiques, structurales et géochimiques, le massif ophiolitique du Montgenèvre correspondrait à un stade tardif d'évolution de l'expansion téthysienne.

Son magmatisme serait contemporain d'une activité tectonique précoce. Cette remarque s'appuie sur l'existence de gabbros flasés et amphibolitisés sous l'effet du métamorphisme océanique (Mevel et al, 1978; Steen et al, 1980). L'existence de filons basiques dans la séquence et d'albitites dans les serpentinites, l'abondance des laves en coussins, iraient aussi dans ce sens, de même que les caractères géochimiques des matériaux qui s'apparenteraient à ceux des séries des rides océaniques actuelles.

La confirmation de cette hypothèse se heurte à l'absence de données chronologiques pour ce massif, si ce n'est par comparaison. Il est en général admis que la croûte océanique est bien individualisée au Dogger supérieur et que le début des compressions tectoniques se situe au cours du Crétacé inférieur.

2. LE MASSIF DE HAUTE-UBAYE

Ce massif a fait l'objet d'un nombre relativement restreint d'études par rapport à celui du Montgenèvre, tant du point de vue stratigraphique et structural, que du point de vue géochimique (Steen, 1972, Gout, 1987).

Il se divise en plusieurs ensembles. Il s'agit du massif oriental de Chabrière (ou complexe des 2 Pelvat), du massif occidental de Chabrière (ou "Petite Chabrière"), en rive gauche de l'Ubaye, et du cirque de la Gavie. Ces massifs ont été récemment attribués à deux entités cartographiques et lithostratigraphiques différentes : le complexe de Chabrière pour les deux premiers, et le complexe de la Gavie pour le troisième (Gout, 1987). La carte géologique de la figure 8 permet de les situer.

Leurs caractères essentiels vont être rapidement décrits ci-dessous. Ils font en majeure partie référence au travail de Gout (1987).

2.1. Caractères lithostratigraphiques

La série ophiolitique n'est pas la même dans chacun des sous-ensembles définis précédemment.

Elle est la plus épaisse dans le massif des deux Pelvat. La succession des faciès observée pour le Pic du Pelvat (de haut en bas dans la topographie) est la suivante (fig. 9) :

- dolérites (ou microgabbros) riches en glaucophane;
- dolérites recoupées dans leur partie supérieure par des filons basiques;
- brèche ophiolitique polygénique, également recoupée par des filons basiques. Elle a été appelée brèche du faciès de passage par Steen (1972), qui lui a attribué une nature magmatique. Il s'agirait en fait (Gout, 1987) d'une brèche sédimentaire;
- metabasaltes massifs;
- brèche à matrice et éléments basiques;
- jaspes;
- calcaires marmoréens;
- formation de la Replatte.

Cette série diffère sensiblement de celle du Pelvat de Chabrière où il y a comparativement peu de brèches polygéniques et où les ophicalcites sont abondantes.

Cette différence est attribuée à une variation de la position relative des deux massifs à la suite du jeu d'une faille qui a recoupé le massif, leur attribuant successivement le rôle de piège sédimentaire. Cette faille a été injectée de serpentinite qui affleure dans le couloir séparant les deux principaux sommets (Vallon de la Bouteille). Son mouvement est antérieur au Malm (Gout, 1987).

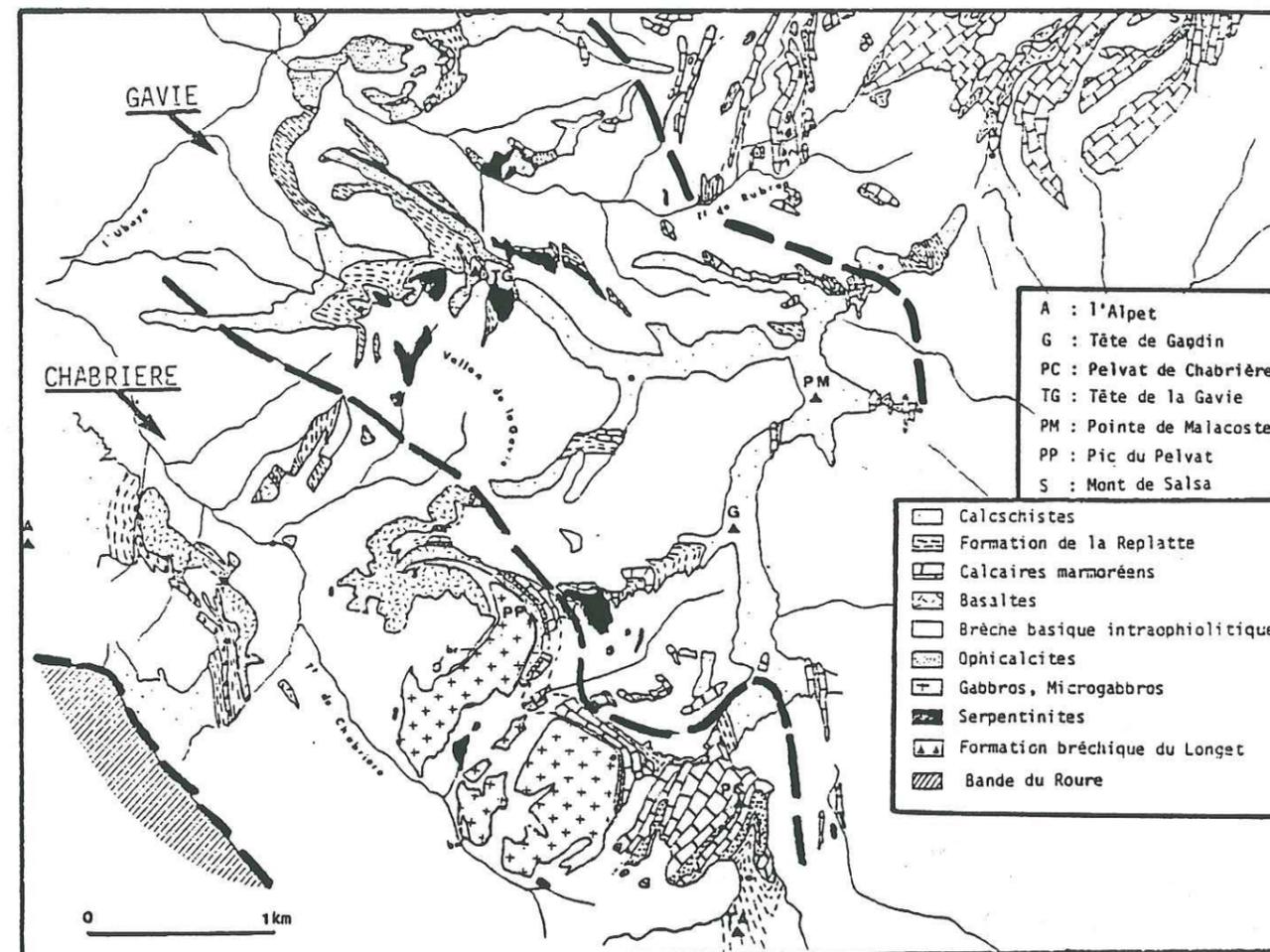


Figure 8 : Carte des affleurements des complexes de Chabrière et de la Gavie (Gout, 1987).

Limites cartographiques des six complexes définis par Gout (entités cartographiques et lithostratigraphiques) dont ceux de Chabrière et de la Gavie représentés ici.

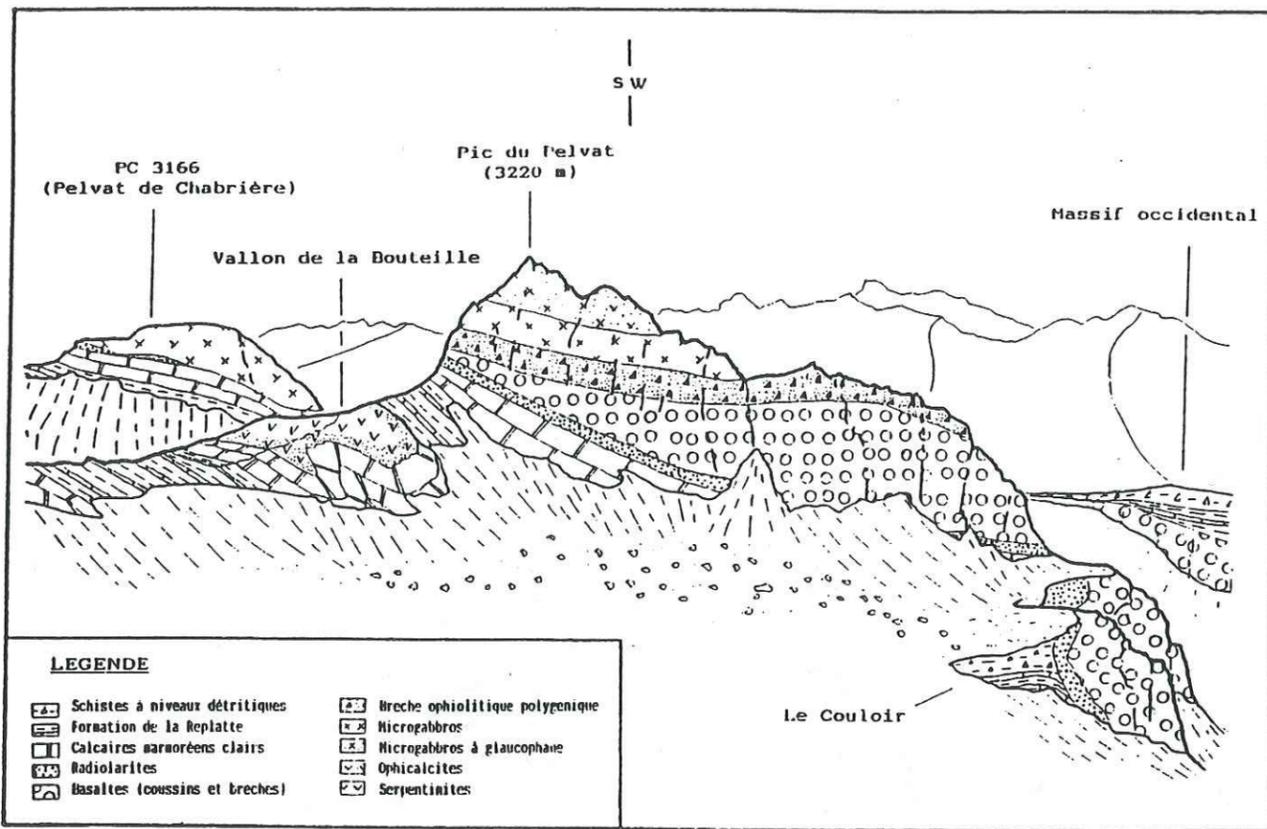


Figure 9 : Panorama des deux Pelvat (Gout, 1987).

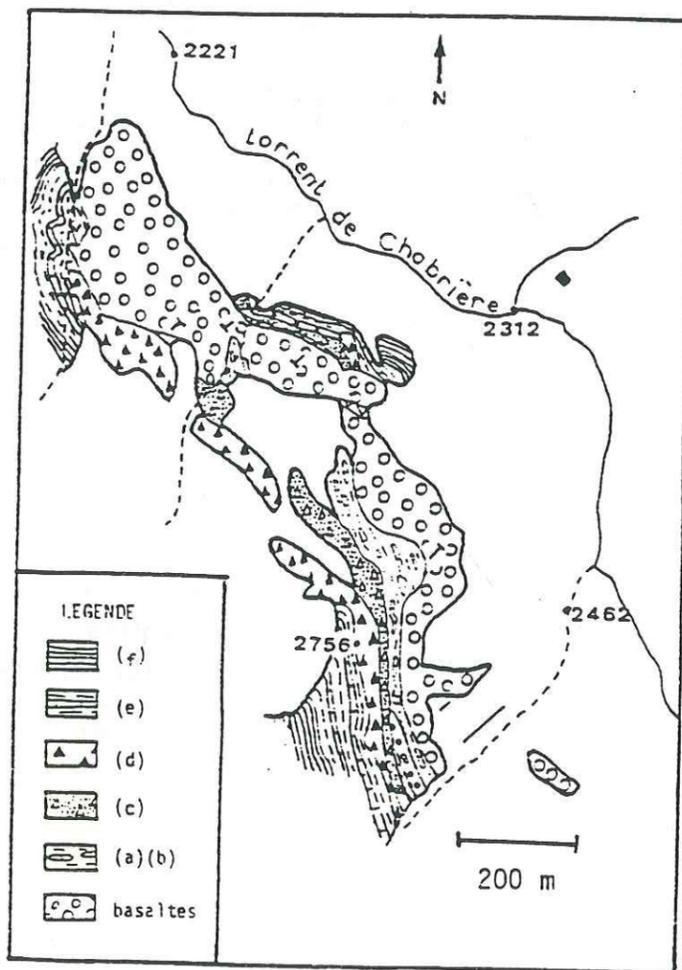


Figure 10 : Carte géologique du massif occidental de Chabrière (Gout, 1987).

- a) Schistes noirs à graviers et blocs de basalte chloritisés
- b) Formation de la Replatte dissociée
- c) Schistes à blocs
- d) Brèche polygénique
- e) Formation de la Replatte
- f) Calcschistes roux en plaquettes

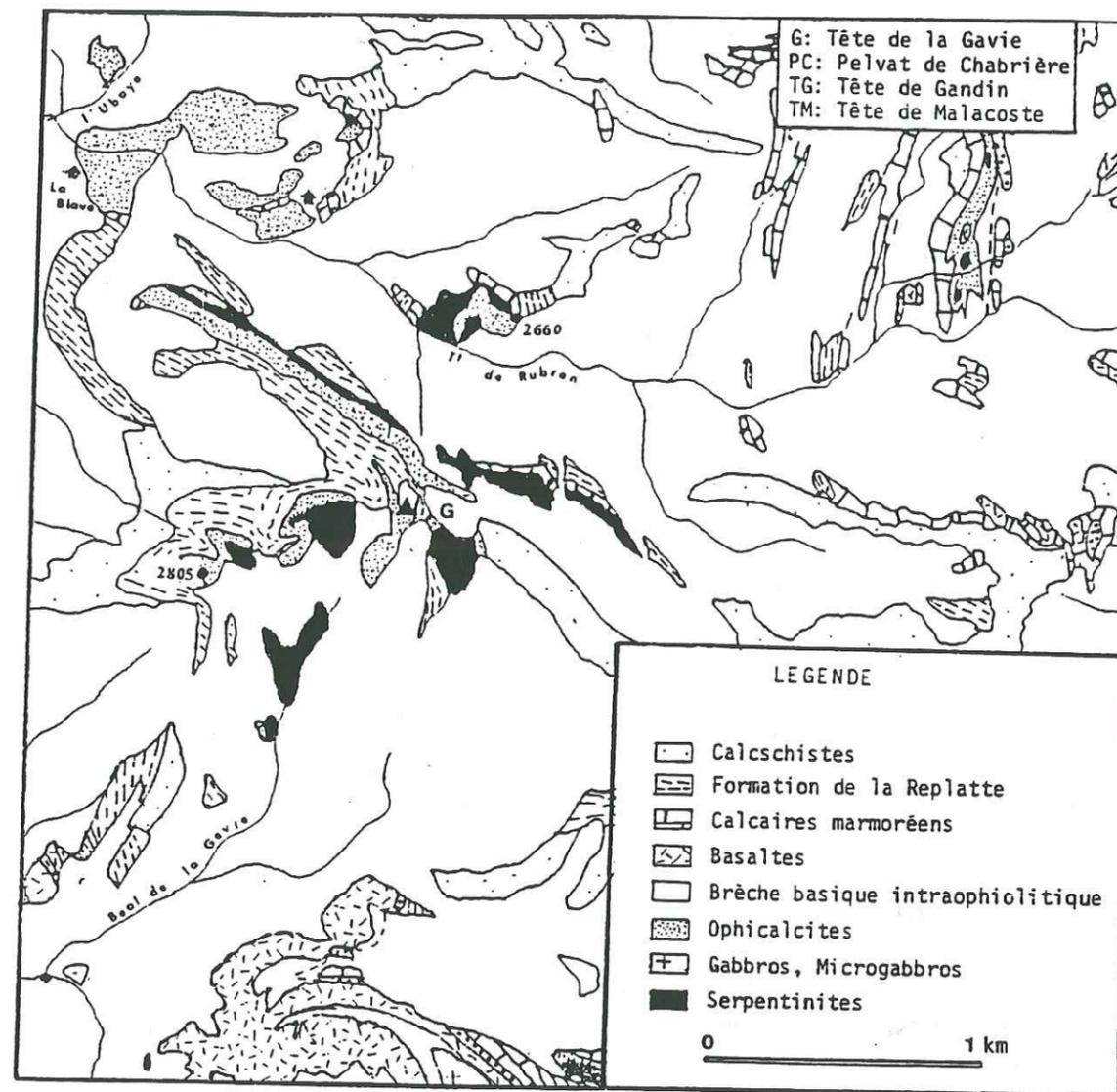


Figure 11 : Carte des affleurements du complexe de la Gavie (Gout, 1987).

L'étude détaillée a ainsi révélé le jeu répété d'accidents tectoniques dans les ophiolites avant le dépôt des premiers sédiments au Jurassique supérieur.

Ce massif est prolongé vers le NW par un petit affleurement situé au nord de la Cabane de berger de Chabrière.

La série ophiolitique s.s. du massif occidental de Chabrière est réduite (fig. 10). Elle comprend uniquement des basaltes en coussins et des intercalations de brèches d'éclatement de coussins.

Les termes sédimentaires qui lui font suite témoignent d'une tectonique synsédimentaire et d'un détritisme ophiolitique.

Dans le massif de la Gavie affleurent essentiellement des serpentinites et des ophicalcites (fig. 11).

Les premières contiennent de petites masses albitiques, gabbroïques, basiques et chloritiques qui ont été affectées par des phénomènes de métasomatisme (Steen, 1972). Ces masses sont en général considérées comme des intrusions et plus rarement comme des éléments issus du démantèlement.

Les ophicalcites constituent un terme de passage entre les serpentinites fracturées et les marbres à éléments serpentineux.

Dans la série sédimentaire le Jurassique supérieur est souvent absent. Les niveaux détritiques sont nombreux dans la formation de la Replatte qui est ici surmontée par la formation de Roche Noire définie plus au nord et qui serait datée du Crétacé moyen (Tricart, 1973).

2.2. Grands traits structuraux.

Le complexe de Chabrière constitue la terminaison méridionale d'une synforme isoclinale à coeur d'ophiolite, couchée vers le nord. Le massif des 2 Pelvat représente le flanc inférieur normal. Le flanc supérieur inverse aurait été érodé (Vallon de Chabrière).

Cette structure a été reprise dans une phase de plissement.

Le massif occidental de Chabrière est un pli anticlinal, à coeur de basaltes en coussins, déversé vers l'est.

Le massif de la Gavie représente la terminaison méridionale de la synforme de Roche Noire (Tricart, 1973).

2.3. Chronologie des principaux événements

(D'après Gout, 1987)

a - Dans un premier temps est intervenue la mise en place des gabbros dans les péridotites du manteau supérieur, consécutive à la fusion partielle de ce dernier lors de sa remontée sous la croûte continentale en cours d'amincissement (Jurassique moyen ?).

b - Ces ensembles ont ensuite été amenés à l'affleurement et érodés.

c - Le Jurassique supérieur est le siège d'une tectonique intraophiolitique importante qui a découpé le socle et a occasionné la formation de nombreuses brèches. Des phénomènes hydrothermaux se produisent aussi. Localement des coulées de basaltes se sont mises en place durant cette période.

d - La fin du Jurassique supérieur est une période tectoniquement calme au cours de laquelle se déposent les Jaspes et les calcaires marmoréens.

e - L'activité tectonique reprend ensuite avec le jeu de failles normales dans lesquelles sont injectées des serpentinites.

f - Episode détritique important. Les dépôts sédimentaires se font sur un fond marin topographiquement très irrégulier (Crétacé inférieur ?).

g - Diminution de l'ampleur des phénomènes tectoniques. Dépôt des sédiments à des profondeurs très variables (Crétacé inférieur à supérieur ?).

III - BUTS ET MOYENS DE L'ETUDE

Les études pétrographiques, stratigraphiques et structurales des massifs du Montgenèvre et de Haute-Ubaye ont mis en évidence un certain nombre de caractères qui ont été soulignés dans la partie qui précède.

Ces résultats ont en outre été complétés par des études géochimiques. Leurs apports seront précisés dans les 2^{ème} et 3^{ème} parties.

La présente étude vise à infirmer ou confirmer les résultats précédemment acquis relatifs au contexte de formation de la lithosphère océanique qui subsiste actuellement sous forme de massifs ophiolitiques.

Elle comporte une description pétrographique et géochimique succincte de l'ensemble de la série, des termes ultrabasiques aux termes les plus différenciés.

Ces points sont envisagés de façon détaillée, d'une part pour l'ensemble des roches basiques représentant des liquides à caractère non cumulatif, et d'autre part pour les albitites.

L'étude géochimique s'attache à typer les différents groupes qui constituent ces ensembles pétrographiques, à préciser leurs relations et à déterminer leurs conditions de formation (nature de la (des) source(s) magmatique(s) primaire(s)) et l'évolution des lignées.

L'originalité de cette étude réside dans l'utilisation poussée d'un moyen jusqu'ici relativement peu appliqué aux ophiolites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye. Il s'agit de la géochimie des éléments-traces qui est un outil particulièrement adapté à la mise en évidence de fines variations de composition.

Deuxième partie

**TYPOLOGIE ET ORIGINE DES
ROCHES BASIQUES :
PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE**

I - LES ROCHES BASIQUES AU SEIN DE LA SERIE OPHIOLITIQUE

Les échantillons étudiés sont regroupés en annexe 1 et repérés sur des fonds topographiques (Annexe 2).

1. LES LAVES EN COUSSINS

1.1. LES LAVES EN COUSSINS DU MASSIF DU MONTGENEVRE

a - Description des affleurements

Comme l'ont établi les études antérieures (Vuagnat, 1949; Vuagnat et Pusztaszeri, 1965; Pusztaszeri, 1969; Mevel, 1975 a et b), les laves en coussins du massif du Montgenèvre, ainsi que les coulées massives qui leur sont associées, se répartissent en deux grands ensembles qui constituent l'essentiel de ce massif ophiolitique : celui du Chenaillet et celui du Grand Charvia.

Ces basaltes reposent en général sur les gabbros. Cependant, au Mont Cruzeau (Italie), ils sont directement sus-jacents aux serpentinites. Ces ensembles se subdivisent en plusieurs unités. Celui du Chenaillet comprend de bas en haut :

- * l'unité aphyrique inférieure, dans laquelle s'intercalent des brèches de coussins et des hyaloclastites qui rempliraient les irrégularités de surface de l'unité aphyrique inférieure et auraient été formées par érosion, lors d'une période exempte d'activité volcanique (Lewis et Smewing, 1980),

- * l'unité porphyrique,

- * l'unité aphyrique supérieure.

L'ensemble du Grand Charvia est uniquement constitué de basaltes aphyriques.

Il arrive fréquemment que les coussins soient recoupés par des fractures concentriques et radiales qui sont interprétées comme des fractures de retrait thermique (Augustithis, 1978).

Nous rappellerons ici les principaux résultats obtenus, concernant la pétrographie et la minéralogie de ces roches (Pusztaszeri, 1969; Bertrand et al, 1981; Mevel, 1975 a et b).

Macroscopiquement, les coussins sont constitués de plusieurs couches concentriques. Selon C. Mevel, on peut définir, de la plus interne à la plus externe : coeur (gris sombre), zone sphérolitique (gris plus clair), zone variolitique (varioles grises dans une matrice vert foncé), croûte hyaloclastique (verdâtre). Le coeur est la zone la plus épaisse (plusieurs dizaines de centimètres de diamètre); les autres mesurent de 1 à 5 cm d'épaisseur.

On distingue des coussins variolitiques et d'autres qui ne le sont pas. Il semble que la présence de varioles soit indépendante de la taille des coussins.

Rappelons la définition d'une variole : "c'est un corps sphérique, de diamètre variable (0,1 à 1 cm généralement), à structure radiée, isolé dans une matrice de nature différente" (Vuagnat, 1946). Une vacuole, par contre, est un volume dû au dégazage de la lave et qui a pu être rempli par des minéraux à la suite de phénomènes secondaires.

b - Etude microscopique*

Les laves en coussins ont fait l'objet d'études détaillées, notamment de la part de C. Mevel (1975 a et b). Les principaux résultats de ces études sont les suivants :

Le coeur : dans les coussins porphyriques sont présents des phénocristaux d'albite, de forme arrondie, partiellement envahis de minéraux secondaires. Ils peuvent présenter des figures de corrosion. L'association en syneusis témoigne du fait qu'ils se sont formés à partir d'un liquide (Vance, 1969). La mâcle multiple de l'albite y est fréquente, celle de Carlsbad plus rare. D'autre part des plages losangiques envahies par de la chlorite laissent penser que l'olivine a fait partie de la paragenèse primaire. Ces phénocristaux peuvent se retrouver dans toutes les zones des coussins porphyriques.

A côté de ces phénocristaux, la matrice est constituée de microlites d'albite, squelettiques, à section en boucle de ceinture et fourchus aux extrémités (swallow-tails), autour desquels des cristaux de clinopyroxènes (salite titanifère, Mevel, 1975) se sont développés perpendiculairement. Ces pyroxènes envahissent parfois la partie centrale creuse des cristaux d'albite. Ce sont les derniers minéraux formés dans le coeur. Des granules de sphène, de rares cristaux d'épidote, de la pumpellyite leurs sont associés. La matrice interstitielle est de nature chloriteuse (chlorite plutôt ferrifère d'après sa teinte bleue en L.P.A.).

Les vacuoles, quand elles sont présentes, sont occupées par de la chlorite, éventuellement de l'épidote, de la calcite, des minéraux opaques. Leur dimension est modeste et n'excède pas 0,1 cm de diamètre.

Ces minéraux s'organisent en une texture intersertale divergente à arborescente.

La zone sphérolitique : la chlorite a disparu. Les microlites de clinopyroxènes, associés à ceux d'albite, forment des gerbes qui peuvent s'organiser autour d'un microcristal ou d'un phénocristal d'albite. Ils sont soulignés par des granules de sphène et forment des sphérolites, complets ou non.

Autour de ces sphérolites, existe une zone plus claire à l'oeil nu. Les minéraux y sont trop petits pour pouvoir être identifiés. Vers la périphérie une matrice apparaît entre les sphérolites, probablement constitués de sphène et de fines aiguilles d'actinote.

Les phénocristaux du coeur et les vacuoles peuvent aussi se rencontrer dans cette zone.

La zone variolitique : les sphérolites précédents se raréfient et permettent l'individualisation de varioles sphériques grises dans une matrice vert foncé qui peut être de deux types (Mevel, 1975) :

- type I : chlorite piquetée de sphène avec de rares fibres d'actinote et de pumpellyite.

- type II : fins cristaux de clinopyroxène en dents de peigne frangés d'actinote.

La taille des varioles diminue vers l'extérieur en même temps qu'elles se raréfient. Leur texture est sphérolitique fibroradiée. La texture de la matrice reste la même que celle du coeur mais elle est plus fine.

La zone périphérique : autour des varioles de la zone précédente qui se raréfient encore plus, et des phénocristaux d'albite pour les coussins porphyriques, se développent des minéraux microcristallins bruns en L.P. et qui forment vers l'extérieur une seconde génération de sphérolites. La matrice est la même que précédemment. Vers le bord, ces sphérolites de seconde génération disparaissent pour être en partie remplacés par de la chlorite.

La croûte hyaloclastique : c'est une couche à texture complexe. Il s'agit en fait d'une brèche à matrice chloriteuse. Les éléments sont de natures variées :

- varioles (type zone variolitique),
- phénocristaux d'albite arrondis (envahis de prehnite et de pumpellyite),
- plages brunes en lumière polarisée, microcristallines, souvent cernées de minéraux opaques,
- plages anguleuses de chlorite plus ou moins accompagnée de pumpellyite, entourées de minéraux opaques.

Cette couche peut être étirée pour constituer en grande partie les couches schisteuses qui bordent parfois les coussins.

Dans certains coussins, la zone sphérolitique et la croûte hyaloclastique manquent parfois. Les varioles se sont formées avant la solidification totale de la lave car elles s'alignent parfois dans le sens de l'écoulement.

De plus, des amphiboles bleues ont été observées dans des échantillons provenant de la zone du Lago Nero (Italie) (Bertrand et al, 1981). Des zéolites sont mentionnées dans les coussins du Chenaillet (bordure SW du massif) (Bertrand et al, 1987).

* CH28, CH30, CH52, CH59, CH85, CH114, CH115, CH119, CH120, CH121, CH125.

L'ensemble de ces données a permis les conclusions suivantes :

- la relativement faible abondance des vacuoles et leurs dimensions modestes permettent de penser que ces basaltes étaient quasi exempts de gaz lors de leur mise en place qui s'est effectuée à forte bathymétrie (> 2 km) (Moore, 1965).

- L'essentiel des minéraux secondaires constituant les coussins (albite, chlorite, épidote, calcite) font partie de la paragenèse spilitique (Vallance, 1960). Par contre les textures dans lesquelles ils sont impliqués sont nettement magmatiques. Elles ont été observées dans les coussins dragués sur les planchers océaniques actuels (Melson et Thompson, 1973, Marshall et Cox, 1971...).

- L'ordre de cristallisation des minéraux est le suivant (d'après leurs relations structurales) : olivine, phénocristaux de feldspath, microlites de feldspath et clinopyroxène.

Pour les sphérolites, deux modes de formation sont envisagés :

* **L'immiscibilité magmatique** a été invoquée pour la première fois pour expliquer la coexistence, dans des basaltes lunaires, de deux types de verre, l'un riche en fer et l'autre en silice (Roeder et Weiblen, 1970; Weiblen et Roeder, 1976).

Depuis, cette hypothèse a été reprise bon nombre de fois pour des basaltes terrestres.

Les arguments invoqués en sa faveur sont de plusieurs ordres :

- arguments pétrographiques : contact tranché entre varioles et matrice; coalescence des varioles; croissance simultanée dans les varioles et la matrice, de minéraux trempés qui implique un équilibre chimique entre les liquides immiscibles et les cristaux trempés (Gelinas, 1974; Gelinas et al, 1976).

- arguments expérimentaux : Dixon et Rutherford, 1979, ont montré qu'il était possible d'obtenir la scission d'un liquide basaltique, enrichi en fer en un liquide basaltique encore plus enrichi en cet élément et un liquide granitique.

- arguments chimiques : Bender et al, 1982, ont étudié des granodiorites associées à des diorites riches en fer (complexes de Rosetown et de Cortland, New York). L'étude pétrographique alliée à l'analyse géochimique de ces matériaux a montré que les diorites sont enrichies en REE, P, Zr, métaux de transition par rapport aux liquides quartzofeldspathiques et que tous deux dérivent de l'immiscibilité d'un magma silicaté enrichi en CaO, MgO, FeO, TiO₂, P₂O₅.

- arguments liés aux propriétés physiques : l'étude menée par Philpotts, 1972, sur les propriétés physiques des gouttes de liquide issues d'un magma basique alcalin, lui a permis de soutenir l'hypothèse de l'immiscibilité plutôt que celle de vacuoles gazeuses remplies tardivement par un magma résiduel.

* **Les phénomènes de trempé** intervenant pendant la cristallisation. Les résultats de Lofgren (1971), rappelés par Mevel (1975a), expliquent les différentes morphologies des sphérolites par des variations de température de surfusion. Plus l'écart entre la température de liquidus et la température de cristallisation du magma est important, plus le sphérolite est bien formé. Ainsi, la zone variolitique des

coussins est une zone externe. Elle est suivie vers l'intérieur du coussin par la zone sphérolitique dans laquelle les cristaux ne s'organisent plus en sphères mais en gerbes et enfin, par le coeur où la texture est intersertale divergente à arborescente, et même parfois, intergranulaire, les plus gros cristaux étant squelettiques.

Je préciserai ces données par les éléments apportés par les travaux de Bryan (1972). La température est donc le facteur principal intervenant sur la morphologie des cristaux. Un refroidissement rapide entraîne une forte viscosité de la lave et une diminution du taux de diffusion des éléments. Par conséquent, le développement des cristaux nécessite une plus grande surface de contact entre le cristal et la lave. A la périphérie des coussins, les cristaux sont petits et aciculaires. Par contre, vers l'intérieur du coussin, la température est plus élevée et favorise le transfert des éléments, la croissance cristalline est plus régulière dans l'espace : les cristaux sont toujours aciculaires mais leurs dimensions sont plus importantes. Enfin, dans le coeur du coussin, les cristaux qui se développent ont un rapport surface / volume plus faible : ils prennent la forme dite "en boucle de ceinture" ou une forme plus complexe.

Yoder (1979) rappelle les autres processus qui ont pu être invoqués pour expliquer la formation de telles structures sphérolitiques.

Il cite notamment les travaux de Greig (1928) sur les sphérolites des rhyolites d'Agate Point (Ontario). Ces structures recourent le rubanement magmatique et leur formation a été attribuée au mode de cristallisation.

Les autres processus invoqués semblent pouvoir être écartés ici, sur la base des considérations pétrographiques. Il s'agit de :

* la cristallisation séquentielle à partir d'un magma moyen, ou de recristallisation de xénolites, expliquant la structure concentrique des couches de compositions minéralogiques différentes constituant les orbicules.

* Le remplissage de vésicules par un magma tardif.

* Un mélange magmatique.

Ces deux derniers processus sont à l'heure actuelle difficile à soutenir. Le premier, par la difficulté qu'il y a à expliquer un abaissement de pression tel que le départ du gaz occupant les vésicules se fasse au profit d'un autre fluide; le second parce qu'aucun mécanisme n'a pu expliquer de façon satisfaisante le mélange de deux liquides supposés immiscibles.

C. Mevel, 1975a, a réalisé une analyse chimique des varioles et de leur matrice dans les laves en coussins du Chenaillet. Les varioles s'avèrent plus riches en Si, Al, Na et moins riches en Fe total et Mg. Elles peuvent être enrichies ou appauvries en Ca par rapport à la matrice. Cependant, compte tenu des transformations secondaires qui sont intervenues (notamment la chloritisation du verre et l'albitisation du plagioclase), cet auteur n'a pas voulu soutenir l'hypothèse de l'immiscibilité.

Bien que les formes des cristaux résultent indubitablement de phénomènes de surfusion, et malgré l'imprécision des analyses chimiques, il semble bien que les compositions chimiques des varioles et de la matrice opposent un liquide enrichi en fer à un liquide riche en silice. Cette observation est en accord avec les résultats de l'expérience menée par Dixon et Rutherford, 1979, sur l'immiscibilité magmatique. On est donc tenté, pour expliquer la présence de varioles dans les laves en coussins du Chenaillet, de ne pas exclure un processus au détriment de l'autre, mais plutôt d'envisager leur intervention simultanée (immiscibilité et trempe magmatique).

Pétrographie des échantillons analysés

En règle générale, les coeurs des coussins ont été préférentiellement analysés afin de s'affranchir, autant que possible, des échanges chimiques qui ont pu avoir lieu à leur périphérie.

CH28 : il s'agit d'un coeur de coussin aphyrique échantillonné au nord du Grand Charvia (Mont la Plane). Il montre l'antériorité du plagioclase par rapport au clinopyroxène. Les cristaux de plagioclase sont fins, peu abondants et assez altérés. Les cristaux de clinopyroxène sont de petites dimensions. Ils sont incolores à légèrement vert, parfois zonés. Il s'agit probablement d'augite. Ils présentent une forme allongée, à sections en boucles de ceinture (désigne des cristaux dont la partie centrale est creuse et occupée ici par la matrice) pour les plus fins, ou à cavité centrale plus complexe pour ceux qui sont de dimensions plus importantes. C. Mevel, 1975, ne signale cet habitus que pour les plagioclases.

Des vacuoles remplies de chlorite sont présentes.

La texture est intersertale.

CH38 : sa situation cartographique est proche de celle de CH28. Il contient des plages de chlorite dont la forme rappelle les sections losangiques des cristaux d'olivine. Un clinopyroxène brun à verdâtre est présent. il peut être altéré en hornblende verte à la périphérie. Comme dans CH28, il peut y avoir une partie centrale creuse. Des granules de minéraux opaques leucoxénisés ou parfois hématitisés sont disséminés dans la lame. La texture est intersertale.

CH52 : c'est un coeur de coussin aphyrique appartenant à l'unité du Grand Charvia, situé à proximité de la frontière franco-italienne. Les plagioclases sont très altérés et obscurcis par des produits finement recristallisés. Les clinopyroxènes sont en cristaux très fins, orientés perpendiculairement aux bords des cristaux de plagioclase.

CH59, CH85 : il s'agit respectivement d'un coussin aphyrique de l'unité du Grand Charvia et d'un élément de coussin appartenant à une brèche située au sud

du Chenaillet. Ces échantillons se distinguent de CH52 par des plagioclases moins altérés, de forme très allongée et groupés en gerbes.

CH114, CH115 : ces deux échantillons se ressemblent pétrographiquement. Ils contiennent des plagioclases à sections en "boucle de ceinture", parfois groupés en éventails. Les principaux minéraux secondaires sont épidote, chlorite, leucoxène et limonite.

CH119, CH120 contiennent des cristaux de plagioclase, en général altérés au centre, tandis que leur bordure reste limpide. Les clinopyroxènes ont une position interstitielle et sont assez altérés. Des plages de chlorite témoignent par leur forme de la présence originelle d'olivine. Les minéraux secondaires sont essentiellement prehnite, calcite, chlorite.

CH121, CH125 : il présentent, par rapport aux échantillons précédents, un développement plus important des cristaux de plagioclase et de clinopyroxène et une texture intersertale plus grossière.

On observe dans certains échantillons, non décrits ici, beaucoup d'épidote (pistachite) associée à des minéraux opaques et à de l'hématite et/ou de la limonite. L'hématite ou la magnétite hématitisée sont parfois associées à des plagioclases finement grenus qui remplissent des fractures.

L'ordre de cristallisation, si l'on s'en réfère aux relations texturales est le suivant : ol-pl-cpx.

Un des problèmes posé est celui de la composition chimique du plagioclase qui a une nature albitique (analyses à la microsonde effectuées par Mevel, 1975). Comme le précise cet auteur, la nature albitique du plagioclase est acquise secondairement à la suite de la spilitisation. La raison essentielle invoquée est la suivante : l'albite ne peut pas cristalliser à partir d'un liquide riche en calcium (Fontelles, 1968), ce qui est le cas du liquide impliqué ici puisque la cristallisation de clinopyroxène succède à celle du plagioclase. L'ordre de cristallisation précédent est donc à rapprocher de celui observé dans les basaltes sous marins de type N-MORB dans lesquels le plagioclase cristallise précocement (Bryan, 1983).

La nature particulière du clinopyroxène à été par ailleurs mise en évidence par Mevel (1975). Les pyroxènes des coeurs de coussins se rapprochent, par leurs teneurs élevées en Ti et faibles en Si, des pyroxènes des roches alcalines, tandis que les pyroxènes des matrices de coussins ont une composition augitique (plus riche en silice et moins riche en titane).

Cette différence sera discutée au paragraphe I-5-2.

En résumé, l'étude pétrographique des échantillons effectuée ici est en accord avec les résultats de la bibliographie.

Bien que les paragenèses observées soient essentiellement de nature spilitique, les textures sont des textures magmatiques. Qu'en est-il des caractéristiques de ce magma? Bryan (1972), note que l'absence ou la rareté de l'olivine, et l'enrichissement en fer de la matrice (cristallisation tardive de la magnétite) caractérisent les basaltes saturés ou sursaturés en silice. Ces caractères sont effectivement observés dans les coussins du Chenaillet où l'olivine, qui subsiste sous-forme de plages chloriteuses, est rare.

L'ordre de cristallisation ol-pl-cpx indique un magma parent de type N-Morb ce qui est en accord avec la nature des pyroxènes des matrices de coussins. Par contre les pyroxènes des coeurs de coussins se rapprochent des pyroxènes des roches alcalines.

1.2. LES LAVES EN COUSSINS DE HAUTE-UBAYE

a - Description des affleurements

Dans le massif ophiolitique de la Haute-Ubaye, les laves en coussins se situent (voir 1^{ère} partie) :

- en rive gauche du torrent de Chabrière où ils constituent l'essentiel de la "Petite Chabrière",
- à la base du Pic du Pelvat,
- au sein des marbres en dalles du versant E du Pelvat de Chabrière où ils sont très peu abondants.

- Les laves en coussins de la "Petite Chabrière" :

Elles forment une falaise d'environ 200 m de haut qui s'étire sur plus de 1 km. Un petit affleurement, de 150 m de long sur 30 m de haut, lui fait suite une cinquantaine de mètres plus loin, dans son prolongement SE. Il est entouré d'éboulis. Dans l'affleurement principal, les laves en coussins passent en bordure à des coussins très étirés ou à des brèches d'éclatement de coussins, qui sont en contact anormal avec les formations voisines représentées par des schistes. Le contact est parfois caché par des éboulis.

- Les laves en coussins du Pic du Pelvat :

Elles forment la partie nord de cet ensemble et sont en série inverse, sauf pour l'extrême bordure nord qui se trouve en position stratigraphique normale.

Dans le prolongement de la barre nord du Pic du Pelvat se trouve un petit dôme, la Roche du Peiron, constitué de coussins très déformés et de brèches de coussins.

- enfin, quelques coussins se trouvent dans les calcaires en dalles, à l'extrémité est du massif. Ils sont au contact des jaspes et sont très déformés.

b - Etude microscopique*

La minéralogie des laves en coussins de Haute-Ubaye a été précédemment étudiée par Steen (1972) et Mevel (1975a). Les données obtenues par ces auteurs sont synthétisées par le tableau I.

Les variations des paragenèses résultent des différents degrés de métamorphisme et de rétrogenèse auxquels ont été soumises ces roches. Comme au Montgenèvre, les coussins présentent une zonation qui est cependant moins évidente. De plus, ils sont ici plus étirés et plus métamorphisés. La paragenèse primaire comprend les minéraux suivants : plagioclase, augite, minéraux opaques.

Comme cela a été vu dans la première partie, Steen (1972) distingue 2 phases de métamorphisme alpin :

- une première phase de faciès schistes bleus dans laquelle s'observent deux assemblages différents :

a) pyroxène jadéitique-lawsonite

b) glaucophane-lawsonite et/ou pumpellyite.

La première association correspond à une pression très élevée (7-9,5 Kb) et à des températures faibles à modérées (200-300°C). La deuxième association correspond à des pressions comparables et à des températures légèrement supérieures (250-390°C).

- une deuxième phase dans le faciès schistes verts résultant d'un métamorphisme rétrograde.

Pétrographie des échantillons analysés :

Comme pour les échantillons du Montgenèvre, ce sont les coeurs des coussins qui ont été échantillonnés.

PP1 : cet échantillon provient de la roche du Peiron (NW du Pic du Pelvat) où les coussins sont très déformés. La lame mince montre des recristallisations très importantes de minéraux finement grenus. Il s'agit essentiellement de chlorite, d'actinote et d'épidote.

PP5, PP6, PP65 : ils proviennent de la partie nord du Pic du Pelvat. Ils contiennent essentiellement de l'albite, de la chlorite, de l'actinote et du sphène. Glaucophane et lawsonite peuvent subsister sous forme de reliques.

* PP1, PP2, PP5, PP6, PP65, RG1, RG2, RG10.

ZONE DU COUSSIN	COUSSINS DE COULEUR BLEUTÉE PIC DU PELVAT	COUSSINS DE COULEUR VERT-JAUNE RIVE GAUCHE, PIC DU PELVAT	PIC DU PELVAT
COEUR	Mevel: glauc, laws, sph	pyrox sod, laws, mica bl grains de mi op filonnets ou amas de chlo, alb	alb, act, chlo, sph reliques: glauc, laws
	Steen: alb, chlo, (act), pump, (épid), (Q), leuc, (calc), +/- augite	sph, leuc, épid, +/- hémat-oli +/-pump, +/-calc, +/-Q, alb et chlo hors filonnets, (amph bl; post pyrox sod), +/- augite texture primaire: intersertale à intersertale divergente	
ZONE VARIOLITIQUE	Mevel: varioles: laws matrice: glauc, sph	varioles: centre: laws bord: pyrox sod, mi op, hématite matrice: pump, sph, (leuc)	varioles: alb, laws matrice: chlo, pump, sph Q en grains avec mi op au centre: anc. radiolaires?
	Steen: alb, chlo, act, (pump), (Q), leuc	alb	
MATRICE	Mevel: hyaloclastite étirée: glauc, pump, sph	chlo, épid (post laws, pump) mica bl, mi op, sph, calc tardive	chlo, pump, sph texture hyaloclastique

Tableau I : Etude microscopique des laves en coussins de Haute-Ubaye (d'après Steen, 1972; Mevel, 1975).

RG1, RG2, RG10 : ces échantillons ont été prélevés dans le massif de la Petite Chabrière. Les cristaux de feldspath sont allongés et parfois réunis en gerbes. Ils sont accompagnés par de la chlorite, de l'épidote et parfois de la calcite. Des minéraux opaques sont disséminés dans la roche sous forme de petits granules. Des filonets d'albite et de calcite peuvent recouper la roche. La texture est microlithique.

Remarque (cf tableau 1):

Dans les laves en coussins de couleur bleutée, on trouve :

* des amygdales à glaucophane ou à chlorite, albite, calcite +/- pumpellyite;

* des veines contenant :

- +/- quartz, +/- chlorite, +/- mica blanc, +/- épidote

- albite, chlorite, +/- calcite, +/- glaucophane,

+/- actinote, +/- lawsonite;

- calcite, albite, +/- quartz.

Dans les laves en coussins à pyroxène sodique du Pic du Pelvat, on observe :

* des nids à forte concentration de calcite, lawsonite... qui se surimposent à la texture primaire.

* des veines à quartz, calcite, +/- amphiboles bleues, +/- chlorite, +/- albite, +/- épidote, +/- lawsonite.

A la différence du Montgenèvre, aucune témoin de l'existence d'olivine n'a pu être observé dans les laves en coussins de Haute Ubaye. Cette possibilité n'est pourtant pas exclue. D'autre part, malgré des transformations secondaires importantes, il apparaît que là aussi la cristallisation du plagioclase a précédé celle du clinopyroxène.

Les transformations métamorphique des laves en coussins de Haute Ubaye sont plus internes et plus complexes que celle des coussins de Haute-Ubaye.

2. LES FILONS BASALTIQUES ET DOLERITIQUES

2.1. LES FILONS DU MONTGENEVRE

a - Le mode d'affleurement

Les filons basiques sont relativement peu abondants dans le massif du Montgenèvre contrairement à de nombreuses ophiolites où une unité filonienne (dyke swarms...) s'individualise fréquemment entre les laves en coussins et les gabbros. Ils recoupent les coulées basiques, les laves en coussins ou massives et les gabbros. Ils représentent 20 % des affleurements (Lewis et Smewing, 1980) et peuvent se recouper entre eux. Quelques uns traversent l'unité aphyrique inférieure et les brèches de coussins de la séquence du Chenaillet. Ils disparaissent ensuite vers

le haut. Ils semblent plus nombreux dans les gabbros situés plus à l'est du massif, sous les anciennes constructions militaires. Leur mise en place est postérieure à celle des filons albitiques recoupant aussi les gabbros (Bertrand et Vuagnat, 1979). Leur épaisseur n'est jamais très importante (quelques dizaines de centimètres maximum). Ils présentent une bordure figée au contact de l'encaissant : les minéraux y sont plus finement cristallisés et les microlites de plagioclase sont orientés parallèlement aux épontes.

b - Etude microscopique*

Les données bibliographiques permettent de regrouper les filons basaltiques recoupant les gabbros en 2 grands types (Pusztaszeri, 1969; Girod et Caby, 1975; Mevel, 1975 a) : les filons à pyroxène (ol, pl et cpx) et les filons à amphibole (pl, cpx partiellement chloritisé + pump, ac, ep). Ces derniers contiennent de la hornblende verte traduisant l'empreinte d'un métamorphisme de faciès amphibolite comparable à celui qui affecte les gabbros de la croûte océanique (Girod et Caby, 1975).

Les filons recoupant les laves en coussins présentent la paragenèse magmatique pl-cpx-horn verte. ce dernier minéral correspondrait (Mevel, 1975) à une phase de cristallisation tardi-magmatique. La paragenèse secondaire correspond à l'association pumpellyite-prehnite-chlorite.

Pétrographie des échantillons analysés :

Les filons se répartissent en plusieurs groupes selon la nature des principaux minéraux et les textures dans lesquelles ils sont impliqués.:

* 1^{er} groupe (CH4, CH133, CH166, CH108) :

La matrice est microlitique, constituée de grains de minéraux opaques, de leucoxène et de limonite, de chlorite, d'albite, d'amphibole. Elle contient des phénocristaux de plagioclase, parfois à section en boucle de ceinture, souvent obscurcis par des produits de recristallisation. Un peu de pumpellyite est présente.

Ces roches peuvent avoir subi l'influence du métamorphisme qui se traduit notamment par la présence d'amphiboles secondaires et de prehnite.

* 2^{ème} groupe (CH38, CH34, CH122, CH124, CH132, CH43, CH168) :

On retrouve les mêmes minéraux que dans le groupe précédent, mais la texture est plus grossière, intersertale. Plagioclase et amphibole verte sont en cristaux individualisés, automorphes pour les premiers, subautomorphes à xénomorphes pour les seconds. Les cristaux d'amphibole peuvent être localement poecilites (tendance à la texture subophitique).

* CH4, CH34, CH38, CH43, CH45, CH46, CH122, CH124, CH132, CH133, CH145, CH148, CH164, CH165, CH108, CH166.

* 3^{ème} groupe (CH45, CH46, CH145, CH148, CH164, CH165) :

Cristaux de plagioclase et de pyroxène s'organisent en une texture intergranulaire (plus rarement ophitique). Des phénocristaux de plagioclase, le plus souvent, mais aussi parfois de pyroxène, peuvent être observables. Ces derniers sont rares et ont été très affectés par des recristallisations : formation de chlorite et de minéraux opaques. Les plagioclases sont souvent chargés de produits de recristallisation secondaire.

Les différentes lames de ce groupe varient par la taille des lattes de plagioclase, le développement et l'abondance des cristaux de pyroxène, le degré de recristallisation (formation de chlorite, amphiboles, épidote, plagioclase, pumpellyite).

De l'amphibole bleue a été observée dans un échantillon provenant de la zone SE du col Gimont.

* 4^{ème} groupe :

Il réunit des roches très métamorphiques par rapport aux précédentes, dans lesquelles les minéraux primaires ne subsistent que très partiellement. Bertrand et al (1981) signalent également des roches comparables dans la partie SE du massif.

Les paragenèses (magmatiques et métamorphiques) observées dans les filons basaltiques sont comparables à celles observées dans les laves en coussins. On y observe en outre de la hornblende verte qui pourrait correspondre à une phase de cristallisation tardi-magmatique.

2.2. LES FILONS BASIQUES DE HAUTE-UBAYE

a - Les affleurements

Laves en coussins, dolérites, serpentinites sont recoupées par des filons basiques dont l'épaisseur est en général réduite (moins de 1 m). Ces filons sont très peu nombreux (proportionnellement moins nombreux encore qu'au Montgenèvre). Leur texture est soit doléritique fine, soit aphyrique. On distingue en général une bordure figée qui présente parfois une couleur plus foncée (PC27; cet échantillon est par ailleurs en contact avec une roche schisteuse).

b - Description microscopique*

Dans la plupart des échantillons, les minéraux primaires sont rares. Seuls des pyroxènes magmatiques ont été reconnus. Aucune texture éruptive ne peut être définie précisément.

Là encore, les roches étudiées ont été classées en 4 catégories en fonction des minéraux et des textures observées :

* PP41, PP75, PC2, PC27, PC28

* 1^{er} groupe (PP41) :

La texture est cryptocristalline, très obscurcie par le leucoxène.

* 2^{ème} groupe (PC28, PC27) :

La texture est microcristalline. Les minéraux sont difficilement identifiables au microscope. Il s'agit probablement de plagioclase, d'amphiboles, de calcite, de pumpellyite.

La présence de lawsonite, actuellement envahie par des produits de recristallisation, dans une des lames, témoigne de la rétrogenèse d'un faciès BT-HP dans un faciès schiste vert.

* 3^{ème} groupe (PP75) :

Dans une matrice microcristalline se trouvent de nombreux cristaux de pyroxène, xénomorphes à subautomorphes. La matrice, par sa texture, semble correspondre en partie à des plagioclases originellement associés aux pyroxènes et qui ont été altérés. D'anciens phénocristaux de plagioclase sont remplacés par de la lawsonite et des minéraux en fines aiguilles (actinote ?).

Les pyroxènes, s'il y en a eu, ont subi des recristallisations très importantes et ne sont plus discernables.

* 4^{ème} groupe (PC2) :

La roche est essentiellement constituée de plagioclases affectés de recristallisations centripètes. On y trouve beaucoup de cristaux de sphène pratiquement automorphes, des amphiboles vertes de petites dimensions, parfois regroupées et dont l'agencement suggère le remplacement d'anciens minéraux ferromagnésiens.

Les minéraux primaires sont le plagioclase (en général très altéré au cours des phénomènes secondaires) et le clinopyroxène.

Deux phases de métamorphisme (au moins) se sont succédées : la première d'un faciès BT-HP, l'autre du faciès schistes verts.

3. LES DOLERITES MASSIVES

Le terme de diabase est couramment employé par l'école suisse pour désigner les dolérites altérées, par opposition aux basaltes à texture plus fine et métamorphisés, conformément à la nomenclature de Streckeisen (1967). Le nom de microgabbro pourrait convenir aux échantillons non transformés. Nous préférons ici le terme de dolérite (ou métadolérite), en général utilisé par les auteurs ayant travaillé au Chenaillet et en Haute-Ubaye pour désigner ces matériaux.

3.1. LES DOLERITES DU MONTGENEVRE

a - Les affleurements

Les dolérites sont peu abondantes à l'échelle du massif. Elles ne forment pas un ensemble continu entre les gabbros et l'ensemble effusif mais apparaissent en intercalations massives de quelques dizaines de mètres de long, au sein des coulées basiques. Bertrand et al (1982) envisagent la possibilité "d'intrusions concordantes au sein ou à la base des épanchements sous-marins", comme c'est le cas en Corse (Ohnenstetter D et M, 1975; Bebien et al, 1975; Abbate et al, 1980) et dans les Apennins (Abbate et al, 1980). On les trouve à l'ouest de la zone de mélange, au sud du Lac Noir. Lewis et Smewing (1980), en signalent aussi au Mont la Plane.

b - Descriptions minéralogiques

Les résultats obtenus par l'équipe genevoise (Bertrand et al, 1987), relatifs à la pétrographie des dolérites, sont présentés par le tableau II. La hornblende a été placée par ces auteurs parmi les minéraux primaires. Les cristaux de pyroxène observés correspondent à une salite ou une augite. Les auteurs précisent que l'altération des clinopyroxènes donne parfois naissance à des oxydes titanifères qui ne sont donc pas toujours primaires.

Pl-cpx et parfois olivine et hornblende constituent la paragenèse primaire.

Les minéraux secondaires essentiels sont albite, actinote, chlorite, pumpellyite et prehnite.

Pétrographie des échantillons analysés :

L'étude réalisée ici a permis de distinguer 5 catégories parmi les lames minces étudiées :

b.1. - Les dolérites grossières (CH14, CH15, CH19, CH21, CH96) :

La description qui suit correspond au type le plus fréquent. Les cristaux automorphes, tabulaires, de plagioclase sont entourés par des cristaux de clinopyroxènes prismatiques poecilites (ils mesurent jusqu'à 3 cm de long). Les espaces laissés libres par ces deux minéraux sont occupés par de la chlorite qui forme souvent des plages arrondies. Elle peut être associée à un peu d'épidote. Ces cristaux s'agencent selon une texture mixte, subophitique à intersertale selon que l'espace entre les plagioclases est occupé respectivement par le pyroxène primaire ou par des minéraux de métamorphisme (chlorite et épidote). La forme de quelques plages de chlorite suggère la présence initiale de cristaux d'olivine. Les plagioclases sont la plupart du

TEXTURES	PRINCIPAUX MINÉRAUX PRIMAIRES	PRINCIPAUX MINÉRAUX SECONDAIRES
Dolérite en filons dans les gabbros		
fine à grossière intersertale parfois légèrement porphyrique	plagio, cpx, (hornblende), (olivine), oxydes	albite, actinote, chlorite, pumpellyite, épidote, prehnite
Dolérites à grain grossier, à l'intérieur des coulées basaltiques		
ophitique intersertale	plagio, cpx + Ti-oxydes, sphène (olivine), (hornblende)	albite, actinote, chlorite prehnite, pumpellyite
Dolérites à grain fin, à l'intérieur des coulées basaltiques		
intersertale	plagio, cpx : salite titanifère, augite, oxydes, +/- olivine	albite, chlorite, prehnite pumpellyite, épidote, actinote calcite, zéolite

Tableau II : Etude microscopique des dolérites du Montgenèvre (d'après Bertrand et al, 1987).

En italique : minéraux peu abondants

Entre crochets : minéraux complètement transformés

temps altérés. Cette altération est centrifuge et peut épargner la bordure des cristaux où le minéral reste relativement "frais". Des minéraux opaques sont inclus dans les clinopyroxènes, des plagioclases et des plages de chlorite. Ils ont un aspect "frais" et sont parfois squelettiques. Il s'agit de magnétite. De ces observations on peut déduire la chronologie suivante : la cristallisation des minéraux opaques est intervenue avant celle des plagioclases (et éventuellement postérieurement à l'olivine), puis les clinopyroxènes ont cristallisé. Les autres minéraux présents résultent de cristallisations secondaires.

b.2. - Dolérites fines (CH23, CH84, CH97) :

La texture est intergranulaire. Les plagioclases sont tabulaires (dimension maximale de l'ordre de 0,2 mm sur 0,001 mm), présentant les mâcles simples ou multiples (un même cristal peut présenter les deux types de mâcles), plus ou moins altérés selon les lames. Ils sont entourés de cristaux de clinopyroxène de dimensions modestes par rapport à ceux du groupe précédent (0,1 mm maximum). Une chlorite plutôt ferrifère est en position interstitielle avec de l'épidote (pistachite) et du stilpnomélane. Les minéraux opaques sont assez abondants, dispersés dans les lames. Ils sont sous forme de cristaux squelettiques, en granules, parfois transformés en leucoxène ou, plus rarement, en hématite. Leur forme, qui épouse parfois celle de l'espace interstitiel laissé par les plagioclases et les pyroxènes suggère une cristallisation postérieure à celle de ces deux minéraux. Des vacuoles arrondies sont occupées, soit par des chlorites plus ou moins ferrifères, soit par de la calcite et de l'albite. Quelques veinules à albite, chlorite, calcite recoupent les échantillons.

L'une des lames (CH97) montre des "figures" caractéristiques de phénomènes de trempe, comparables à celles décrites dans les laves en coussins. Les plagioclases ont des sections en "boucles de ceinture" et ont tendance à constituer des gerbes qui ne forment cependant pas des sphérolites complets. C'est aussi le cas des clinopyroxènes pour lesquels la tendance est cependant moins prononcée. Ici la texture est intersertale divergente.

b.3. - Dolérites fortement altérées, à amphiboles vertes (83CH5, 83CH30) :

Les plagioclases sont ici très altérés. Ils sont assez trapus et peuvent atteindre 2 mm de long. De grandes amphiboles vertes, à aspect fibreux, sont en général associées à des minéraux opaques et/ou du leucoxène. Elles occupent une position interstitielle entre les plagioclases, en plages qui peuvent atteindre 3 mm de long. Cette localisation semble indiquer qu'elles ont pseudomorphosé un minéral préexistant dont aucune relique n'a pu être observée. On rencontre, en outre, les minéraux suivants : chlorite (polarisant dans les gris-blancs, assez peu colorée, pratiquement pas pléochroïque et probablement peu ferrifère) parfois très abondante, épidotes, leucoxène, sphène. Les minéraux opaques peuvent être leucoxénisés, plus rarement hématitisés. Ils sont squelettiques ou trapus.

Remarque :

Un échantillon de dolérite fine (CH23) présente une bordure figée comprenant une matrice microcristalline englobant des éléments de différentes natures : phénocristaux de plagioclase partiellement altérés présentant les mâcles de Carlsbad et de l'albite, plages de chlorite plutôt ferromagnésienne, associée à de l'albite ou à de la calcite et des minéraux opaques en granules parfois hématitisés. La matrice est constituée de plagioclase, épidote (pistachite et zoisite). On observe parfois des plagioclases aciculaires, altérés, disposés en gerbes, qui ne sont distinguables que grâce à l'agencement de microgranules de leucoxène et qui se sont parfois développés perpendiculairement aux bords des phénocristaux de plagioclase.

La pétrographie des échantillons analysés ici est en accord avec celle de la bibliographie.

L'ordre de cristallisation des minéraux primaires est le suivant : ol(?) - m.o. - pl - cpx ou ol(?) - pl - cpx - m.o.

3.2. LES DOLERITES DE HAUTE-UBAYE**a - Mode d'affleurement**

En Haute-Ubaye, les dolérites constituent la partie sommitale du Pic du Pelvat et l'essentiel du Pelvat de Chabrière.

b - Etude microscopique

L'étude de Steen (1972) relative aux dolérites de Haute-Ubaye, a permis de dégager les principales caractéristiques microscopiques de ces roches. Je simplifierai ici la classification qu'il a établie en éliminant des termes de transition correspondant à des stades intermédiaires de métamorphisme.

Les roches les moins métamorphiques ont donné la paragenèse primaire : feldspaths (il s'agit actuellement d'albite, mais rien ne permet d'affirmer que c'est bien la nature du minéral primaire), augite titanifère, apatite, minéraux opaques et peut-être hornblende dont, là aussi, il est difficile de préciser l'origine.

La paragenèse correspondant à la première phase de métamorphisme est probablement antérieure au métamorphisme alpin. Elle comprend : albite, hornblende, ilménite, chlorite surtout ferromagnésienne.

Des paragenèses de faciès schistes bleus se sont ensuite développées. On y observe des variations dépendant, soit des abondances relatives de minéraux initiaux, soit de l'intensité du métamorphisme et plus probablement des deux.

Pétrographie des échantillons analysés

Les échantillons analysés ont été réunis en 2 groupes.

1) PP9, PP10, PP48, PP53, PC8, PC29

Ce premier groupe présente en général une paragenèse primaire assez bien conservée : augite, plagioclase en cristaux automorphes (reliques), apatite, hornblende (?).

Les minéraux secondaires sont les suivants : albite, lawsonite, pumpellyite (assez peu), Fe-Mg chlorite, mica blanc, pyroxène sodique, amphibole bleue (assez peu), sphène, calcite (assez peu).

2) PP8, PP57D, PC4, PC14, PC18

Dans le deuxième groupe l'augite et la hornblende ne s'observent plus. Les minéraux secondaires essentiels sont albite, lawsonite, épidote, Fe-Mg chlorite, stilpnomélane, mica blanc, actinote, sphène. On y rencontre assez peu de pumpellyite, amphibole bleue, calcite.

Le quartz, toujours peu abondant, est difficile à situer. Il est possible qu'il y en ait eu avant le métamorphisme et qu'il ait persisté en faible quantité dans chacune des paragenèses ultérieures.

On retrouve donc ici les principaux minéraux des paragenèses primaires déjà rencontrées : plagioclase et cpx, auxquels se rajoutent hornblende et apatite.

A une paragenèse métamorphique de faciès schistes bleus, dans laquelle prédominent soit la lawsonite, soit lawsonite et amphibole bleue, se surimpose une paragenèse de faciès schistes verts (albite, chlorite, épidote, calcite).

4. AUTRES ROCHES BASIQUES

Cet ensemble regroupe des échantillons de roches basiques que leur mode d'affleurement et leur faciès ne permettent ni de rattacher aux laves en coussins, ni aux filons ou aux dolérites massives.

4.1. MASSIF DU MONTGENEVRE**a - Description des affleurements**

L'essentiel de ce groupe est représenté par des éléments basiques (basaltes et microdolérites) provenant de brèches d'éclatement de coussins (basaltes ou microdolérites), dans une moindre mesure, de coulées massives (CH110, CH118) et de blocs non en place.

La minéralogie de ces basaltes et dolérites diffère peu d'un échantillon à l'autre. Les différences sont essentiellement texturales.

Un échantillonnage a été fait sur un bloc basaltique situé en bordure du chemin, qui au sud du Chenaillet, mène de la Cabane des douaniers au lac du Rousséou. Ce bloc, est essentiellement basique. Il est en contact avec un gabbro. Trois zones s'y individualisent, de l'extérieur vers l'intérieur.

La première (CH89) est directement en contact avec le gabbro. Elle mesure de 2 à 3 cm de large. Elle est constituée d'une lave pratiquement aphyrique à rares phénocristaux de plagioclase et contenant des cristaux d'un minéral ferromagnésien plus ou moins chloritisé. La deuxième zone correspond à l'échantillon CH87. Elle mesure environ 20 cm de large et correspond à un basalte porphyrique. Dans la troisième zone (CH88) la matrice a une texture microdoléritique. Elle contient des phénocristaux de plagioclase et des cristaux de clinopyroxène qui occupent une position interstitielle. L'ensemble est donc constitué par les faciès de bordure d'un filon doléritique intrusif dans un gabbro.

b - Etude microscopique (CH81, CH82, CH87, CH88, CH89, CH110, CH112, CH113, CH118, CH168, CH170) :

Microscopiquement, les textures des zones 2 et 3 sont comparables, celle de la zone 3 étant simplement plus grossière. La zone 2 apparaît constituée d'une matrice à lattes de plagioclase très altéré qui ne sont, la plupart du temps, observables que par les petits cristaux issus de recristallisations (chlorite, épidote, albite...) dont les coeurs sont envahis. Seule la bordure est parfois épargnée. Les interstices sont occupés par des clinopyroxènes (augite) de dimensions réduites (texture intergranulaire). Les pyroxènes sont plus ou moins destabilisés en amphibole verte. Les plages sombres observées macroscopiquement sont occupées soit essentiellement par de la prehnite, soit par de la chlorite et de l'actinote. Des minéraux opaques sont disséminés dans toute la lame sous forme de petits grains. La zone 1, très recristallisée, ne permet pas l'identification des minéraux.

Les autres échantillons de ce groupe montrent une texture intersertale et, parfois, microlitique, comparable à celle des coeurs de coussins. Elle n'est pas toujours bien conservée.

Les microlites de plagioclase sont allongés et souvent creux dans la partie médiane. De la hornblende brune, assez abondante, est aussi présente en cristaux allongés, qui ont tendance à se regrouper pour former des amorces de sphérolites. Une chlorite plutôt ferrifère est disséminée dans la lame. Les minéraux opaques sont peu abondants. La prehnite peut remplir de fines fractures.

Dans certains échantillons, les microlites de plagioclase sont de dimensions plus importantes par rapport aux cristaux de hornblende brune qui se développent perpendiculairement à leurs faces. Ces derniers ont parfois une partie centrale creuse.

L'étude pétrographique de ces roches les rapproche des laves en coussins et des filons étudiés précédemment.

Leur mode d'affleurement particulier, notamment le fait qu'il s'agisse en général de blocs non en place, m'a paru justifier le fait de les regrouper comme un ensemble distinct.

4.2. LES METABASITES DE HAUTE-UBAYE

Des roches de nature basique, à texture particulière ont été observées au contact d'albitites du cirque de la Gavie. Elles font essentiellement l'objet de cette description.

Par ailleurs, 2 échantillons de microdolérites provenant des éboulis du flanc ouest du Pic du Pelvat (PP20 et PP63') sont étudiés.

a - Description de l'affleurement principal

Il n'a pas été mentionné par Steen (1972). Il est situé en bordure de l'un des torrents qui descendent du cirque de la Gavie. L'affleurement s'étire sur la rive droite de ce torrent encaissé.

Des calcaires en dalles y sont en contact avec une roche homogène, de couleur vert sombre et de nature essentiellement serpentineuse, d'environ 10 cm d'épaisseur. Elle passe progressivement à une roche à texture particulière, "en écailles de poisson" (c'est-à-dire que la forme des cristaux allongés et arqués évoque un empilement d'écailles), constituée par des cristaux de lawsonite allongés qui atteignent des dimensions assez importantes (1 cm de long sur 1 à 2 mm de large). Au coeur de l'affleurement on observe une syénite constituée d'albite microgrenue, de chlorite en nombreuses plages et de cristaux ferromagnésiens noirs. Des niveaux sombres, fins (1-2 mm d'épaisseur), témoignent de déformations et de recristallisations (texture grano-lépidoblastique).

En d'autres points de l'affleurement on observe une roche à patine rousse, essentiellement calcitique, contenant parfois des fragments de serpentinite et des traces de minéralisation (pyrite notamment).

b - Etude microscopique (G35, G36, G40, G44, PP20, PP63') :

Les cristaux de lawsonite, parfois déformés, baignent dans une matrice chloriteuse (chlorite magnésienne), avec des cristaux automorphes de pyroxènes de couleur rosée en lumière analysée (hyperstène). Ces cristaux sont obscurcis par des produits de recristallisation.

Ce faciès passe à une zone où l'on peut deviner les fantômes de quelques anciens cristaux de lawsonite noyés dans des microcristaux de plagioclase grenus et englobant des plages chloriteuses plus ou moins arrondies ou allongées parallèlement à l'orientation générale de la roche.

Ce faciès passe enfin à un terme encore plus recristallisé dans lequel s'observe une alternance de niveaux. Certains sont constitués de chlorite ferrifère et/ou de cristaux xénomorphes de feldspaths. D'autres contiennent des plages hétérogènes, verdâtres à jaunâtre en L.P., et jaunâtres à grisâtres en L.P.A. trop finement cristallisés pour être identifiés au microscope mais qui semblent correspondre aux anciens cristaux d'hypersthène. Un peu de calcite est accessoirement présente.

PP20 et PP63' sont constitués de cristaux de plagioclase très altérés et de cristaux de clinopyroxène interstitiels destabilisés en amphibole verte. Quelques cristaux de minéraux opaques sont présents. Les minéraux secondaires sont représentés essentiellement par de la chlorite, de la pumpellyite et des amphiboles bleues.

Les seuls témoins de la pragénèse primaire sont l'orthopyroxène et le clinopyroxène.

Une première paragénèse métamorphique est constituée essentiellement de lawsonite et de chlorite magnésienne. Une deuxième paragénèse comprend plagioclase, chlorite et la calcite.

En accord avec les caractères des précédentes roches étudiées, la première paragénèse métamorphique témoigne d'un métamorphisme de HP-BT, tandis que la deuxième est le résultat d'une rétrogenèse dans le faciès schistes verts.

5. LES AUTRES TERMES DE LA SERIE

Cette partie est consacrée à une description rapide des autres termes de la série (brèches, gabbros et zones leucocrates des gabbros (Montgenèvre uniquement), serpentinites. Les albitites ne seront pas mentionnées ici car elles sont traitées en détail dans la troisième partie.

Cette étude est envisagée dans un chapitre consacré essentiellement à la géochimie des roches basiques afin d'étudier dans un premier temps ces dernières dans le contexte global de la série tant d'un point de vue pétrographique que géochimique.

5.1. LES BRECHES

a - Affleurements

Un seul échantillon a été analysé pour chacun des deux massifs. En Haute-Ubaye il s'agit de CH83 et au Montgenèvre de RG11.

CH83 est la matrice schisteuse d'une brèche hyaloclastique située au col du Montgenèvre.

RG11 est un élément microdoléritique de ce que Steen (1972), a appelé "brèche diabasique remaniée" et dont l'origine sédimentaire a été montrée par Gout

(1987). Il s'agit d'une brèche polygénique à éléments plus ou moins arrondis de laves en coussins, microdolérites, gabbros, chlorites, calcaires ou calcschistes (très rares), ophicalcite. La matrice est schisteuse, constituée de chlorite, quartz, calcite. Cet échantillon a été prélevé en rive gauche du torrent de Chabrière.

b - Etude microscopique

CH83 présente au microscope polarisant la texture complexe d'une brèche hyaloclastique. Une matrice chloriteuse en lits englobe des éléments dont les principaux se présentent sous forme de plages étirées, brun clair, microcristallines, parfois remplies de chlorite et de pumpellyite, et entourées d'une bordure de minéraux opaques. D'autres éléments sont constitués par des varioles allongées.

RG11 est constitué de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène organisés en une texture intergranulaire. Ces minéraux sont relativement peu altérés. La magnétite plus ou moins leucoxénisée est assez abondante. La chlorite est le principal minéral secondaire.

5.2. GABBROS ET ZONES LEUCOCRATES DES GABBROS

5.2.1. Massif du Montgenèvre

5.2.1.1. Les gabbros

a - Affleurements

Dans la partie ouest du massif ils forment une bande N-NO/S-SE, entre les serpentinites et les coulées basiques.

Dans la partie italienne, à l'est du massif, ils sont englobés par les serpentinites.

Les affleurements sont très démantelés ce qui rend leur étude malaisée.

Ils comprennent la succession troctolite, euphotide, ferrogabbros, ferrodiorites (Bertrand et al, 1981, 1982) qui rappelle celle des séries de Corse (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975; Ohnenstetter et al, 1975, 1979), des Apennins (Bezzi et Piccardo, 1971; Serri, 1980) et des fonds océaniques (Aumento et Loubat, 1971; Bonatti et al, 1975; Hodges et Papike, 1976; Helmstaedt, 1977).

Les troctolites vont des dunites plagifères aux plagioclasites dunitiques qui présentent souvent des textures d'adcumulat. Elles sont suivies par des gabbros à olivine avec parfois déjà des textures d'hétéradcumulat. Viennent ensuite les euphotides qui ont typiquement une texture d'hétéradcumulat.

Ces gabbros sont affectés d'une flasérisation et d'une amphibolitisation locales qui sont imputables au métamorphisme océanique précoce et à des circulations hydrothermales à haute température (Mével et al, 1978; Steen et al, 1980). Ils sont parcourus de zones diffuses dioritiques et parfois extrêmement leucocrates.

Les ferrogabbros sont peu abondants : très transformés par la chloritisation, l'épidotisation et les minéralisations. De telles paragenèses, résultant de phénomènes hydrothermaux tardi-magmatiques, ont pu être observées au niveau des rides médio-océaniques et des failles transformantes (Muir et al, 1964, 1966; Cann, 1969; Bonatti et al, 1975; Jehl et al, 1977; Humphris et Thompson, 1978).

Les gabbros sont recoupés par des filons basiques et albitiques. Ils sont parfois arénisés et remaniés; c'est le cas au Val Gimont.

b - Etude microscopique

Peu de gabbros ont été échantillonnés dans le cadre de cette étude. Ces résultats s'appuient essentiellement sur les données de la bibliographie (Bertrand et al, 1981, 1982).

* Troctolites et gabbros à olivine

L'olivine est toujours totalement transformée :

ol -----> serpentine + m. o. + trémolite-actinote

ol -----> trémolite-actinote

Les plagioclases sont la plupart du temps très altérés.

plagio -----> kaolinite + chlorite + silicates calciques (prehnite, pumpellyite)

L'ordre de cristallisation est le suivant : ol - sp - cpx - plagio.

* Euphotides

Ils sont constitués de clinopyroxènes (diopside - salite à augite), hornblende brune (très peu), peut-être tardi-magmatique.

Les pyroxènes peuvent être transformés :

cpx -----> hornblende brune à verte -----> actinote-trémolite

Ordre de cristallisation : plagio - cpx (en général) - hn brune (?).

On trouve localement des ferrogabbros (Bertrand et al, 1982). Outre plagioclase et clinopyroxène, ils renferment de l'amphibole. Ils sont riches en chlorite, épidote, apatite, zircon et localement en ilménite et shpène.

Plusieurs classifications des cumulats, basées sur l'ordre de cristallisation des minéraux primaires qui les constituent, ont été proposées. La nature des minéraux qui cristallisent, et l'ordre dans lequel ils apparaissent, traduisent en effet la composition du magma parent et les conditions de formation des minéraux (Church et Riccio, 1977; Ohnenstetter, 1982; Beccaluva et al, 1983).

Le tableau III propose une synthèse de ces classifications (Ohnenstetter, 1982, in Menot, 1987).

Les troctolites et les gabbros à olivine du Montgenèvre correspondent ainsi, par l'ordre de cristallisation de leurs constituants primaires (ol-cpx-pl), au type B de Church et Riccio (1977) et au type II-A de Ohnenstetter (1982) et indiquent un liquide parent

Tableau III : classification des cumulats (Ohnenstetter, 1982, in Menot, 1987)

CRYSTALLIZATION ORDER	ol-pl-cpx-opx	ol-cpx-pl-opx	ol-cpx-opx-pl	ol-opx-cpx-pl	
	Type I (Troctolite)	Diopsidperidotitischen Variationsprofil	Pyroxenitisches V.	Enstatitperidotitisches V.	Böttcher 1969
	Class D	B	C	A	Rocci & Ohnenstetter 1975
	Type I	II - A	II - D	II - C	Church & Riccio 1977
CUMULATE	Pl-dunite Pl-wehrilite troctolite Ol-gabbro gabbro Mt-gabbronorite ferrogabbro leucoferrogabbro albitite	dunite + chromite wehrilite clinopyroxenite Ol-gabbro gabbronorite Mt-gabbronorite diorite granophyre	dunite + chromite wehrilite websterite gabbronorite Qtz-diorite granophyre	dunite + chromite wehrilite + pl orthopyroxenite norite Qtz-noritic gabbro Qtz-diorite granophyre	This study Ohnenstetter 1982
LIQUID	Type I : High TiO2 Ol-Ihloleite (MONU)	Type II - mainly Ol-Ihloleite (with C.A. affinity) Low TiO2	Low Ti		Rocci & Ohnenstetter 1975
	High Ti	IAT			Sun & Nesbitt 1978
	OFI			boninitic affinity	Beccaluva & al. 1979
	High TiO2 (HT)	Low TiO2 (LI)		Very Low TiO2 (VLT)	Debien & al. 1980
	High HFS.E.	Low HFS.E.		Very Low HFS.E.	This study Ohnenstetter 1982

pauvre en TiO_2 de type tholéite à olivine à affinité calco-alkaline (tholéites d'arcs insulaires et E-MORB).

L'ordre de cristallisation des euphotides (pl-cpx) fait correspondre ces cumulats au type D de Church et Riccio (1977) et au type I de Ohnenstetter (1982). Il indique un magma parent riche en TiO_2 de type N-MORB correspondant à des tholéites de ride océanique.

Par ailleurs, les clinopyroxènes des euphotides du Chenaillet ont été analysés (Mevel, 1975). Ces résultats indiquent une nature augitique pour ces clinopyroxènes ayant une affinité tholéitique. Ces observations soulignent donc une différence de nature entre le magma parent des troctolites et celui des euphotides.

5.2.1.2. Les zones leucocrates des gabbros

a - Mode d'affleurement

Elles correspondent à des passées à contours diffus essentiellement plagioclasiques. Elles se rencontrent localement dans les gabbros. On distingue macroscopiquement des cristaux de plagioclase qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de long. La forme de ces passées leucocrates est variable. Elles peuvent s'étirer selon le rubanement du gabbro.

b - Etude microscopique

Microscopiquement, un premier groupe de lames* montre de grands cristaux de plagioclase (Labrador : An = 50 à 60 %) qui ont été déformés mécaniquement (présence de kink-band). Les mâcles multiples de l'albite s'y observent fréquemment. Ces plagioclases peuvent être affectés de recristallisations importantes. Ils sont entourés d'une mosaïque de petits cristaux de plagioclase, aux contours arrondis et mâclés albite. Des épidotes sont présentes (zoisite et pistachite), ainsi que de la prehnite. Quelques rares cristaux de clinopyroxènes sont encore observables. Les cristaux de plagioclase préservés baignent parfois dans une matrice très recristallisée riche en chlorite ferrifère.

Dans un second groupe**, les cristaux de plagioclase ont totalement disparu et ont été remplacés par les minéraux résultant de leur saussuritisation (épidote, albite, quartz, actinote). Il peut s'agir aussi, en ce qui concerne l'actinote, d'un produit d'altération du clinopyroxène.

Un groupe intermédiaire entre les deux précédents est représenté par des lames (CH141, CH172, CH141) contenant de petits cristaux de plagioclase non mâclés, de sphène (leucoxène), baignant dans une matrice constituée par les produits d'altération des plagioclases. On y observe parfois des amphiboles vertes et de l'actinote.

* CH171, CH152-2.

** CH136, CH147.

Des filonets recourent ces roches. Ils contiennent les minéraux suivants : épidote, chlorite, prehnite, parfois plagioclase.

5.2.2. Massif de Haute-Ubaye

a - Affleurements

Les gabbros sont quasi inexistant dans ce massif. Ils ne sont représentés que par quelques éléments d'une brèche incluse dans les schistes de la "Petite Chabrière", en rive gauche de l'Ubaye (ST5; Steen, 1972)) et par des "pointements" dans le cirque de la Gavie (PP27).

b - Etude microscopique*

Dans l'échantillon PP27, les plagioclases et les pyroxènes magmatiques sont très fortement altérés. Les minéraux secondaires sont représentés essentiellement par l'albite, la chlorite et la calcite. On y rencontre aussi de la lawsonite et une amphibole bleue, cette dernière provenant de la déstabilisation des pyroxènes.

ST5 comprend des plagioclases qui ne subsistent que sous forme de reliques. Le pyroxène (augite-diallage) est pratiquement totalement ouralitisé. La hornblende brune remplace partiellement le pyroxène. Il est difficile de préciser si la hornblende est d'origine tardi magmatique ou métamorphique. Les minéraux secondaires rencontrés sont : albite, chlorite, calcite, pumpellyite, mica blanc, quartz (très peu), amphibole bleue, lawsonite.

Les gabbros de Haute-Ubaye ont été étudiés avec les gabbros d'autres massifs ophiolitiques alpins par Ishiwatari (1982). Cette étude indique des séquences de cristallisation de type ol-pl-cpx ou ol-cpx-pl et montre la rareté ou l'absence d'orthopyroxène ce qui indique un magma parent sous-saturé en silice. Les analyses indiquent que le clinopyroxène est riche en Al, Ti et Na. Les teneurs élevés en Na ne seraient pas, selon l'auteur, corrélées au métamorphisme mais d'origine primaire. Celles en Al et Ti rapprochent ces clinopyroxènes de ceux des basaltes alcalins.

* PP27, ST5

5.3. LES ROCHES ULTRABASIQUES

5.3.1. Massif du Montgenèvre

a - Affleurements

Ces roches, très souvent représentées par des serpentinites, se situent d'une part à l'extrême bord SO du massif, entre les sédiments et les gabbros. D'autre part elles constituent, essentiellement avec les gabbros, toute la partie NE de l'ophiolite et sont situées pour la quasi totalité en Italie.

Ce sont soit des tectonites, avec ou sans plagioclase, soit des cumulats péridotitiques fortement affectés par la serpentinitisation (70 à 100 %: Bertrand et al, 1982). Selon Bertrand et al (1980), les tectonites sans plagioclase sont des lherzolites, des harzburgites ou des dunités. Les tectonites à plagioclase peuvent être des lherzolites ou des harzburgites. Les cumulats sont des lherzolites à plagioclase, des wehrlites à plagioclase ou des dunités plagifères.

b - Données minéralogiques et texturales

Un ordre de cristallisation des minéraux des cumulats a été établi par ces mêmes auteurs :

- ol - opx - cpx - plagio, pour les lherzolites à plagioclase,
- ol - cpx - plagio pour les wherlites plagifères.

La texture est une texture d'adcumulat.

Là encore, l'ordre de cristallisation observé est ol-cpx-pl. L'orthopyroxène est parfois présent et cristallise avant le clinopyroxène. Ces caractères font correspondre ces cumulats respectivement aux types B et A de Church et Riccio (1977) et indiquent: un magma parent assez pauvre en TiO_2 , de type tholéite à olivine, à affinité calco-alkaline ou de type E-MORB (tableau III).

5.3.2. Le massif de Haute-Ubaye

a - Les affleurements

Les serpentinites affleurent en plusieurs endroits du complexe ophiolitique de Haute-Ubaye. Elle sont abondantes dans le cirque de la Gavie; des affleurements jalonnent le vallon de la Bouteille et le haut vallon de Chabrière. Elles se trouvent enfin intercalées entre les brèches d'éclatement de coussins et les dolérites du Pelvat de Chabrière (voir 1^{ère} partie). Les cumulats ultrabasiques sont essentiellement des harzburgites contenant quelques passées dunitiques. Les lherzolites sont plus rares et ne se rencontrent que dans le vallon de la Bouteille et le haut vallon de Chabrière (Steen, 1972; Ishiwatari, 1985/86).

b - Description microscopique

Les harzburgites sont pratiquement totalement serpentinisées. Steen (1972) a pu évaluer à 35 % la proportion de cristaux d'orthopyroxène. Les autres minéraux présents sont les suivants : picotite, magnétite et autres minéraux opaques, sphène, chlorite, calcite, talc. La forme de certaines plages de chlorite traduit la présence originelle d'olivine. Des fantômes de plagioclase ont pu être observés dans l'échantillon PP22 et traduisent la nature cumulative de cet échantillon.

Le clinopyroxène rencontré dans les lherzolites est une augite (diallage). Du diopside a été rencontré dans les affleurements du vallon de la Bouteille. Trémolite et actinote ont été trouvées dans les échantillons du vallon de la Bouteille et dans ceux du Haut Vallon de Chabrière où l'on rencontre en outre, de la hornblende brune et de la phlogopite chloritisée.

6. CONCLUSION

La description des échantillons de l'étude chimique est en accord avec les résultats acquis sur les séries de ces deux massifs au cours des études antérieures.

La série ophiolitique du massif du Montgenèvre apparaît relativement complète. On note essentiellement l'absence d'un complexe filonien traversant les gabbros pour alimenter les coulées basiques sus-jacentes.

En Haute-Ubaye, ce complexe n'existe pas non plus. Les gabbros euphotides en place y sont également absents. Les dolérites grossières ont par contre un développement important.

Les études pétrographiques et microscopiques font ressortir une dualité entre des matériaux d'affinité tholéitique franche et des matériaux d'affinité alcaline ou calco-alkaline. Les premiers sont représentés par les cumulats basiques, les bordures externes des coussins du Chenaillet et les basaltes de Haute-Ubaye (Mevel, 1975), les seconds, par les cumulats basiques de Haute-Ubaye (Ishiwatari, 1985) et les coeurs des coussins du Chenaillet (Mevel, 1975). La différence de composition entre les clinopyroxènes des coeurs et des bordures de coussins pourrait s'expliquer par le refroidissement rapide de la périphérie des coussins, mais à ce stade de l'étude il est difficile d'expliquer celle entre les clinopyroxènes des gabbros et ceux des coeurs de coussins.

Il faut noter en Haute-Ubaye, la forte empreinte d'un métamorphisme HP-BT suivi par une rétro-morphose dans le faciès schistes verts, alors qu'au Montgenèvre, il n'y a que peu de traces d'un métamorphisme HP.

L'étude géochimique de ces termes, détaillée dans les chapitres suivants, devrait permettre d'apporter plus de précisions.

II - LA GEOCHIMIE DES ROCHES BASIQUES : LES ELEMENTS MAJEURS

Les études géochimiques antérieures menées sur les roches basiques de ces 2 massifs ont précisé leurs caractères généraux. Elles sont basées le plus souvent sur la géochimie des éléments-majeurs (Bertrand et al, 1982; Mevel, 1975 a et b; Steen, 1972), plus rarement sur celle des éléments-traces (Bertrand et al, 1987; Lewis et Smewing, 1980) ou sur les compositions minéralogiques (Ishiwatari, 1985/86, Mevel, 1975a).

Les résultats apportés sont résumés ci-dessous.

Selon Bertrand et al (1981), la présence, au sein des roches ultramafiques, de cumulats et de tectonites est l'indice de conditions thermodynamiques variables, comme dans d'autres ophiolites alpines (Corse). Mais, à la différence de ces dernières, un processus de fusion partielle est révélé par la présence de tectonites à plagioclase. Ishiwatari (1985) a pu préciser qu'il s'agissait d'un faible taux de fusion partielle.

D'autre part, le caractère intrusif (et essentiellement dans les serpentinites) des ferrogabbros et des albitites, les distingue des autres roches gabbroïques qui présentent, elles, une origine cumulative (troctolites, gabbros à olivine et euphotides).

Une étude géochimique menée par ces mêmes auteurs (Bertrand et al, 1987), a montré qu'une même source magmatique est à l'origine des basaltes et des gabbros. Cependant, ces deux groupes de roches présentent des évolutions différentes correspondant à des niveaux crustaux distincts, dans des systèmes respectivement ouverts et fermés. Les systèmes plutoniques et volcaniques se seraient développés indépendamment. A la différence de la lignée des roches volcaniques, celle des roches plutoniques présente des termes très différenciés, enrichis en fer et titane (ferrogabbros). Les liquides résiduels, riches en Si et Na, ont donné lieu à la formation d'albitites. Ces résultats sont basés sur le comportement des éléments suivants : Ti, Ni, V, Y, Zr.

Lewis et Smewing (1980) ont distingué différentes unités pétrographiques. L'unité aphyrique supérieure du Chenaillet est constituée de laves plus évoluées que l'unité aphyrique inférieure. Globalement, la séquence du Chenaillet présente une différenciation modérée et celle du Grand Charvia, des variations de composition importantes. En moyenne, la différenciation correspond à un fractionnement de 60 % d'olivine, de plagioclase et de clinopyroxène d'un magma parent de type MORB. Ces résultats sont basés sur les comportements de Ti, Zr, Y, des terres-rares et de Th, Ta, Hf, Sc.

De plus, selon ces mêmes auteurs, les spectres de terres-rares des basaltes du Chenaillet seraient tous identiques, plats (T-MORB), enrichis de 10 à 30 fois par rapport à la chondrite et comparables à certains des basaltes les plus enrichis en LREE des fonds océaniques.

D'un point de vue géotectonique, l'ophiolite du Montgenèvre représenterait un vestige de la lithosphère océanique formée peu avant l'arrêt de la phase expansive (Bertrand et al, 1982), ce qui va à l'encontre des hypothèses formulées par d'autres auteurs pour qui cette ophiolite serait un fragment de lithosphère océanique formée aux premiers stades du rifting (Gianeli et Principi, 1977; Abbate et al, 1980; Ishiwatari, 1985).

Pour Bertrand et al (1987), les produits ultimes de différenciation sont associés à des éléments structuraux qui sont les indices une tectonique précoce, synchrone de la phase magmatique. Ces phénomènes tectoniques auraient entraîné la formation de l'ophiolite du Chenaillet dans un petit bassin océanique. Ce qui rejoint les conclusions d'Ishiwatari (1985) pour qui les ophiolites alpines, telles que celle du Chenaillet, se seraient formées dans un rift mésozoïque jeune, recoupé par des failles transformantes.

La finalité de cette étude est d'approfondir la typologie fine de ces matériaux afin de préciser la nature de leur source magmatique et s'il y a lieu, l'existence de différentes lignées et leurs évolutions. Cette analyse utilise les teneurs en éléments-traces et en terres-rares. Elle est développée sur la base de la classification des tholéites de type MORB en sous groupes, et notamment les sous-types N (normaux), E (enrichis) et T (transitionnels) par référence à leurs teneurs en terres rares légères (Sun et al, 1979; Le Roex et al, 1983).

Les méthodes analytiques utilisées pour le dosage des éléments sont décrites dans l'annexe 3.

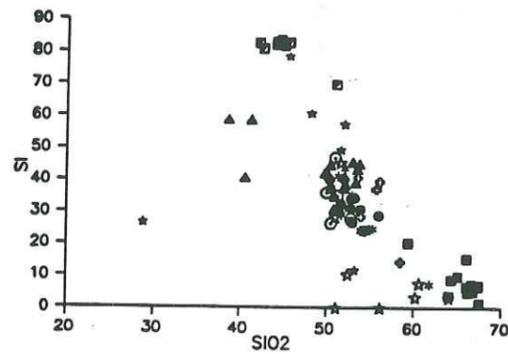
Les échantillons utilisés dans la réalisation des diagrammes sont, pour l'essentiel, ceux analysés dans le cadre de ce travail. Afin de compléter ces résultats, des analyses provenant de la bibliographie sont aussi utilisées. Les teneurs et les références bibliographiques sont données en annexe 4. Dans les légendes, la référence à des publications concerne ces analyses.

Cette étude typologique doit également permettre d'établir un référentiel géochimique pour étudier et comparer les roches acides (albitites) aux hypothétiques roches basaltiques parentes.

1. VARIATIONS DES OXYDES DES ELEMENTS MAJEURS EN FONCTION DU DEGRE DE DIFFERENCIATION : LES BASALTES AU SEIN DE LA SERIE OPHIOLITIQUE

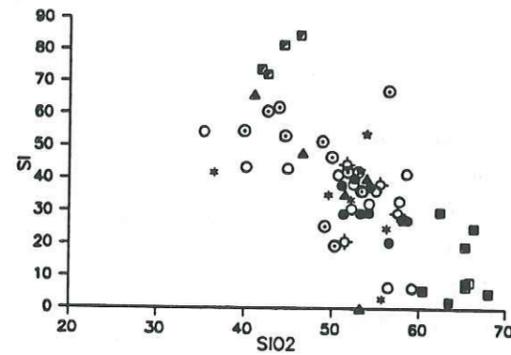
Dans un premier temps, les caractères généraux de ces matériaux sont rappelés sur la base des teneurs en éléments-majeurs.

Les pourcentages pondéraux des oxydes ont été recalculés en base anhydre afin de diminuer les écarts dus aux fortes teneurs en eau des échantillons les plus altérés ou métamorphiques.



■■■■ Albitites
 ●●●● Laves en coussins
 ▲▲▲▲ Filons basiques
 ***** Autres roches basiques
 ○○○○ Dolerites
 ★★★★★ Zones leucocrates des gabbros
 ☆☆☆☆ Gabbros
 ■■■■ Serpentinites (Publications)

a - MONTGENEVRE



■■■■ Albitites
 □□□□ Albitites (Publications)
 ●●●● Laves en coussins
 ○○○○ Laves en coussins (Publications)
 ▲▲▲▲ Filons basiques
 ***** Autres roches basiques
 ○○○○ Dolerites
 ◇◇◇◇ Dolerites (Publications)
 ★★★★★ Gabbros (Ce travail + publications)
 ■■■■ Serpentinites (Ce travail + publications)

b - HAUTE-UBAYE

Figure 1 : Diagramme SI vs SiO₂ pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye

Ils ont été reportés en fonction de deux indices de différenciation : SiO₂ et SI (index de solidification de Kuno : $SI = 100 \text{ MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$). SI est inférieur à 45 pour les termes très différenciés, compris entre 45 et 55 pour les termes moyennement différenciés et supérieur à 55 pour les termes peu différenciés. La figure 1, montre que la corrélation entre ces 2 indices n'est pas parfaite. Les deux types de diagrammes peuvent donc, soit amener des résultats complémentaires, soit modérer l'importance de résultats qui ne seraient pas généralisés.

Les roches basiques effusives ont été scindées en 4 groupes :

- les laves en coussins,
- les filons basiques (quelque soit la nature de l'encaissant),
- les dolérites,
- les autres roches basiques : cet ensemble réunit les échantillons qui ne

rennent pas dans les 3 catégories précédentes. Il s'agit de coulées basiques massives, d'éléments basiques de brèches, de metabasites dont le protolite n'est pas connu (Haute-Ubaye), d'échantillons provenant de roches non en place.

Au sein des cumulats basiques du Montgenèvre, un échantillonnage a été effectué. Il s'agit de passées assez riches en silice (47 à 63 %), mais sans quartz normatif. L'albite et l'anorthite en sont les constituants normatifs prédominants, avec toutefois une prépondérance de l'albite.

Un seul échantillon de serpentinite a été analysé; il s'agit d'un cumulat. Par conséquent les données bibliographiques seront systématiquement utilisées pour illustrer le comportement géochimique de ces roches ultrabasiques.

1 1. LA SERIE DU MONTGENEVRE (fig. 2a)

Une première observation souligne une divergence de résultats pour les zones leucocrates, entre les diagrammes faisant intervenir SiO₂ et ceux faisant intervenir SI. Leurs teneurs en silice vont de celles des albitites à celles des roches basiques les moins riches en silice, tandis que leurs SI les rapprochent beaucoup plus des albitites. Cela peut s'expliquer par un enrichissement secondaire en Na₂O qui entraînerait une diminution de SI.

a - L'alumine

L'évolution de l'alumine est contrôlée par l'abondance du plagioclase. Les teneurs maximales se situent dans les albitites et surtout dans les zones leucocrates des gabbros et les gabbros eux-mêmes. Pour les roches acides, une corrélation négative entre SI et la teneur en alumine apparaît. A l'inverse, une légère corrélation positive semble se dessiner entre Al₂O₃ et le degré de différenciation, pour les roches basiques. Les serpentinites sont regroupées autour d'une même valeur de SI à deux exceptions près : P5 (échantillon complètement serpentinisé de la "zone de mélange" du col du Chenaillet, Bertrand et al, 1980) ne contient pratiquement pas d'alumine (0,67 %) tandis que UM8 (cumulat dunitique plagifère, Bertrand, Courtin et Vuagnat, 1982) en contient un peu plus (7,73 %).

b - CaO

Les albitites ont un degré de différenciation inversement corrélé avec les teneurs en calcium. Il en est de même pour les termes basiques qui montrent cependant une dispersion des valeurs.

Les zones leucocrates des gabbros sont plus riches en cet élément que les albitites ce qui confirme leur nature cumulative très plagioclasique.

Les gabbros ont des teneurs assez élevées, ce qui traduit l'existence d'un plagioclase relativement calcique.

Par contre, les pourcentages en CaO des serpentinites sont en général inférieurs à 5. Cela montre les faibles teneurs modales en clinopyroxène et plagioclase de ces matériaux qui correspondraient en majorité à des harzburgites (Cependant les auteurs attribuent à certains une nature lherzolitique).

c - MgO

Il y a diminution régulière des teneurs, des serpentinites aux albitites.

Seuls quelques gabbros (CH137, CH142, CH146) et un échantillon de zone leucocrate (CH149) s'éloignent de la tendance hyperbolique dans le diagramme MgO vs SI avec des teneurs très faibles. Corrélativement ils présentent de faibles teneurs par rapport aux autres roches du même groupe typologique, en FeOt, TiO₂, MnO, et des teneurs élevées en Al₂O₃, CaO et/ou Na₂O. Cela traduit leur richesse en plagioclase et leur caractère cumulatif prononcé.

d - Le fer total (sous forme de FeO)

FeOt est corrélé négativement au degré de différenciation des roches. Là encore, serpentinites, roches basiques et albitites forment trois ensembles bien distincts.

Les teneurs en fer des zones leucocrates des gabbros sont comparables à celles des albitites. Pour ces dernières, la corrélation teneur en fer - différenciation est négative.

Le fer varie d'environ 5 à 12 % pour les termes basiques effusifs au sein desquels on ne distingue pas de tendance nette.

Les serpentinites montrent des pourcentages en FeOt identiques à ceux des roches basiques.

Les gabbros ont des teneurs en FeOt variables. Un des échantillons a un pourcentage voisin de 25. Il s'agit d'un ferrogabbro.

e - TiO₂

Les serpentinites et certains cumulats gabbroïques sont très pauvres en titane qui se concentre soit dans les liquides basiques, soit dans les ferrogabbros cumulatifs. Son abondance dans ces matériaux se traduit notamment par la présence de sphène et d'oxydes ferrotitanés.

Le diagramme de Kuno montre une augmentation des teneurs des termes basiques les moins différenciés vers les plus différenciés qui traduit le comportement incompatible de cet élément. Il évolue par contre différemment dans les liquides acides, où ses teneurs les plus faibles correspondent aux termes les plus évolués.

Le ferrogabbro et l'échantillon de zone leucocrate le moins différencié sont très riches en titane (> 4 %).

f - MnO

Dans les termes acides et basiques (excepté les gabbros) son comportement s'apparente à ceux du titane et du phosphore.

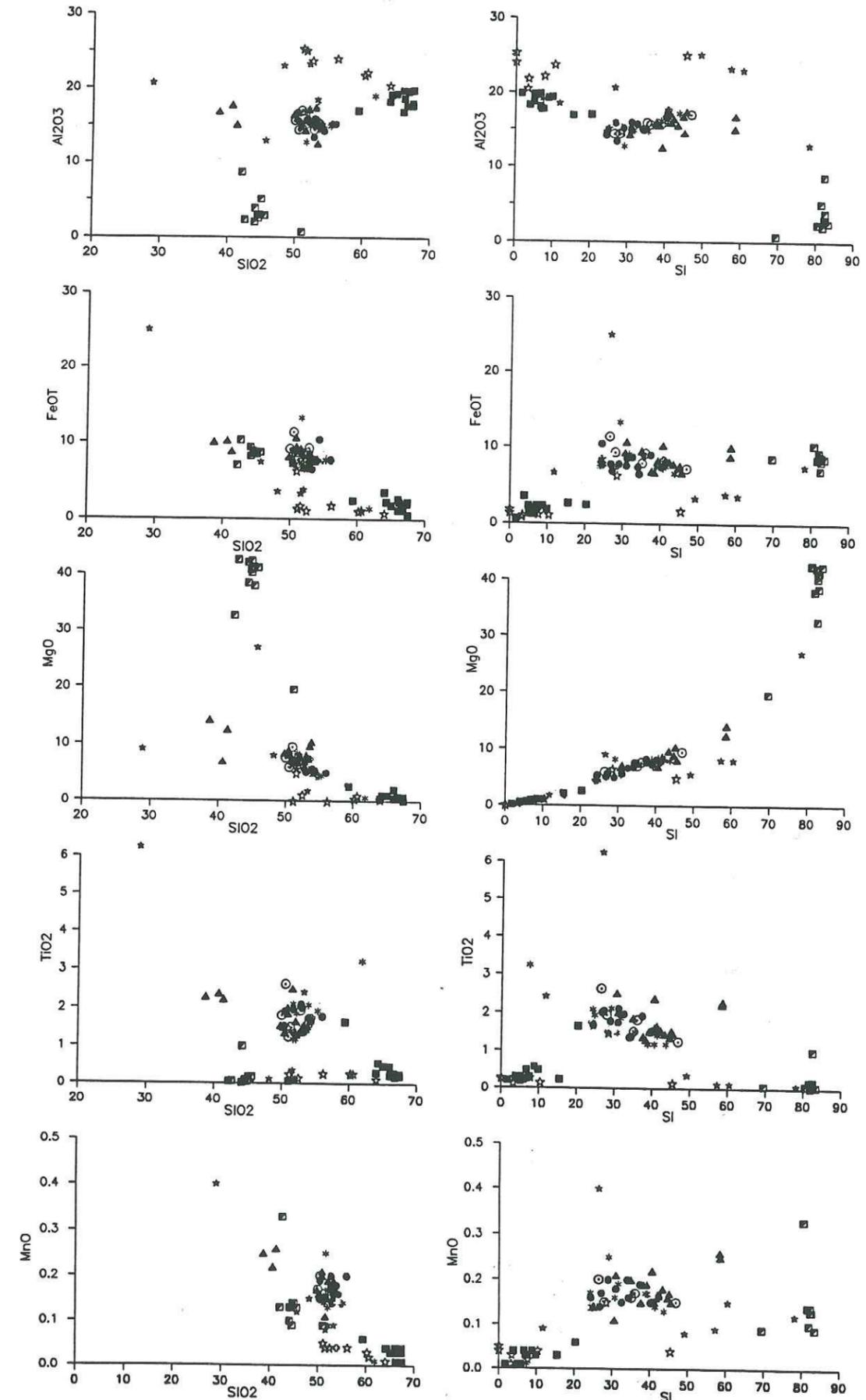
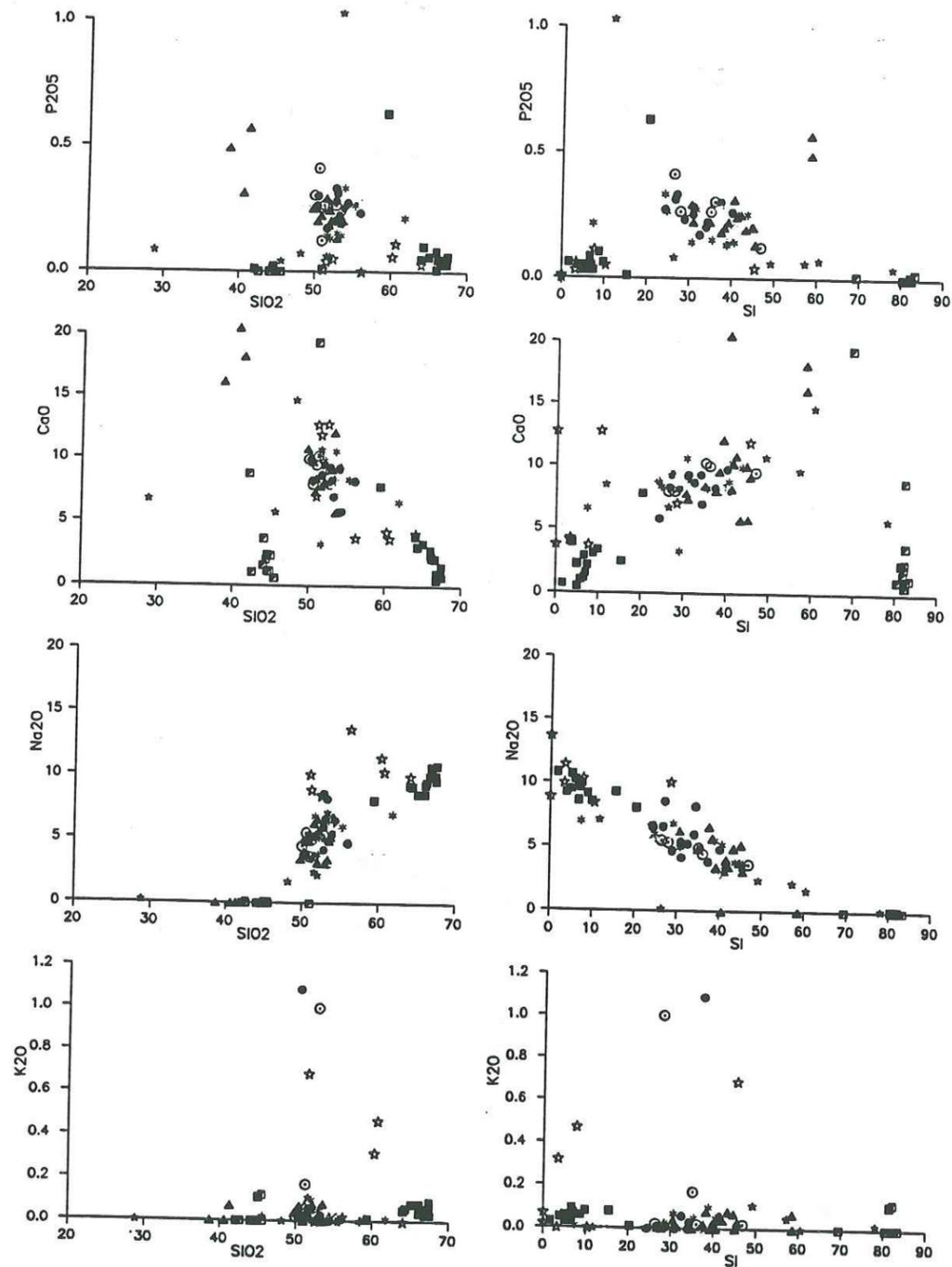


Figure 2a : Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO₂ (Harker, 1909) et SI pour la série ophiolitique du Montgenèvre (voir légende fig.2a, suite)



- ■ ■ ■ Albitites
- ● ● ● Laves en coussins
- ▲ ▲ ▲ ▲ Filons basiques
- * * * * Autres roches basiques
- ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ Dolerites
- ★ ★ ★ ★ Zones leucocrates des gabbros
- ◆ ◆ ◆ ◆ Gabbros
- ▣ ▣ ▣ ▣ Serpentinites (Publications)

Figure 2a : Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO_2 (Harker, 1909) et SI pour la série ophiolitique du Montgenèvre (suite)

Ses teneurs ne sont pas négligeables dans les serpentinites et les gabbros (environ 0,1 %).

g - P_2O_5

C'est un élément qui se trouve en abondance dans l'apatite. Son comportement est analogue à celui du titane.

h - Na_2O

Il y a corrélation positive entre la teneur en sodium et la teneur en silice des roches basiques. Les termes ultrabasiques sont totalement dépourvus de soude, ainsi que certains termes basiques (gabbros ou filons). Les teneurs élevées des albitites et des zones leucocrates des gabbros traduisent la composition sodique actuelle des plagioclases. Toutefois, elle ne peut être imputée aux plagioclases primaires dans la mesure où le sodium est très mobile dans les conditions du métamorphisme du faciès schistes verts.

i - K_2O

Les pourcentages en K_2O sont très faibles et souvent nuls. Quelques échantillons font exception et montrent des teneurs élevées (dolerite, lave en coussin, zones leucocrates des gabbros).

Ces faibles teneurs correspondent au lessivage de cet élément au cours des phénomènes secondaires.

1.2. LA SERIE DE HAUTE-UBAYE (fig. 2b)

La Haute-Ubaye offre plus d'échantillons basiques à SI très élevés, compris entre 50 et 80. Ce sont essentiellement des dolérites (échantillons PP10, PC16, PC29). Ces valeurs sont élevées et inhabituelles pour ce type de roche (entre 45 et 55).

Les valeurs de SI pour les serpentinites sont un peu plus étalées qu'au Montgenèvre.

a - L'alumine

Les teneurs en alumine des albitites se rapprochent de celles des roches basiques. L'écart entre ces deux groupes était plus net pour les roches du

Montgenèvre. Sur le diagramme de Harker apparaît une légère corrélation inverse $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$. En raison de la forte dispersion des teneurs, on ne retrouve pas de tendance comparable dans le diagramme de Kuno.

Deux échantillons, une roche basique : G36 et une dolérite : PC18, montrent des teneurs particulièrement élevées en alumine qui s'expliquent par l'abondance du plagioclase dans ces roches.

L'alumine diminue légèrement dans l'ensemble des ultrabasites parallèlement aux teneurs en MgO et CaO. Les teneurs les plus élevées témoignent de la présence de plagioclase dans les roches ultrabasiques cumulatives.

b - CaO

CaO a un comportement inverse à ceux de l'alumine et de la silice. Ce comportement n'est pas marqué dans les albitites comme il l'était au Montgenèvre.

Les serpentinites sont toujours très pauvres en calcium (nature harzburgitique des matériaux).

c - MgO

L'évolution décroissante des teneurs en MgO en fonction de la différenciation est classique et comparable à celle observée dans les échantillons du Montgenèvre.

d - FeO_t

Là encore, les ensembles pétrographiques sont moins bien individualisés qu'au Montgenèvre. Cette tendance à la dispersion se retrouve dans la plupart des diagrammes de Harker et de Kuno. Elle peut être due à une remobilisation des éléments plus forte, dans la mesure où le métamorphisme subi par la série de Haute-Ubaye a été plus important (faciès schistes bleus).

La corrélation entre FeO_t et SiO₂ est positive pour les roches basiques, et négative pour les roches acides. Le phénomène inverse n'est pas observable sur les diagrammes faisant intervenir SI. Ce comportement s'explique par la concentration du FeO_t dans les liquides basiques résiduels et par sa participation à la cristallisation des minéraux précoces dans les liquides acides.

e - TiO₂

A la différence du Montgenèvre il semble constant dans les albitites. Il ne montre pas non plus de tendance évolutive particulière dans les termes basiques : les valeurs apparaissent particulièrement dispersées, ce qui n'est pas le cas au Montgenèvre.

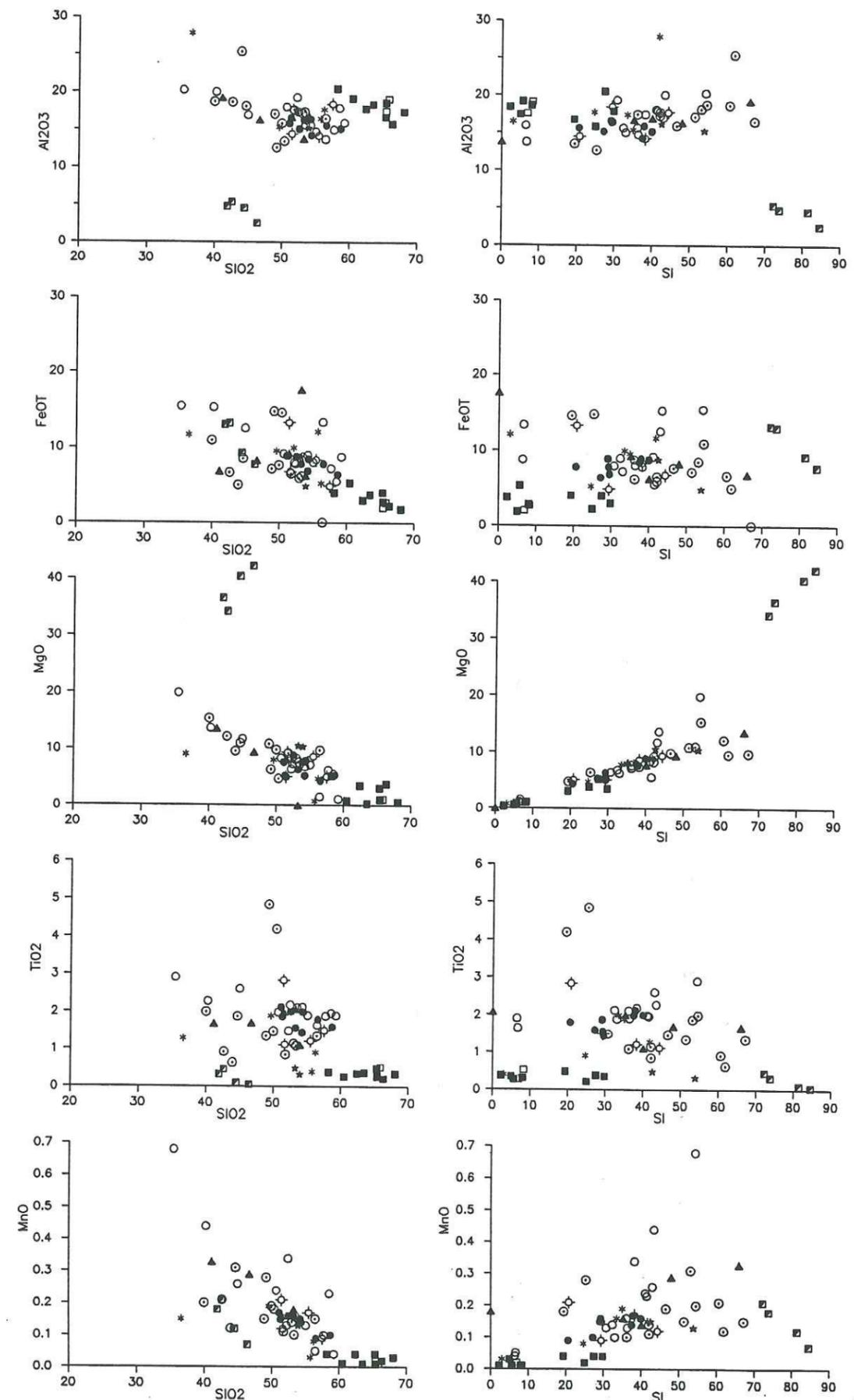


Figure 2b : Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO₂ (Harker, 1909) et SI pour la série ophiolitique de Haute-Ubaye (voir légende fig.2b, suite)

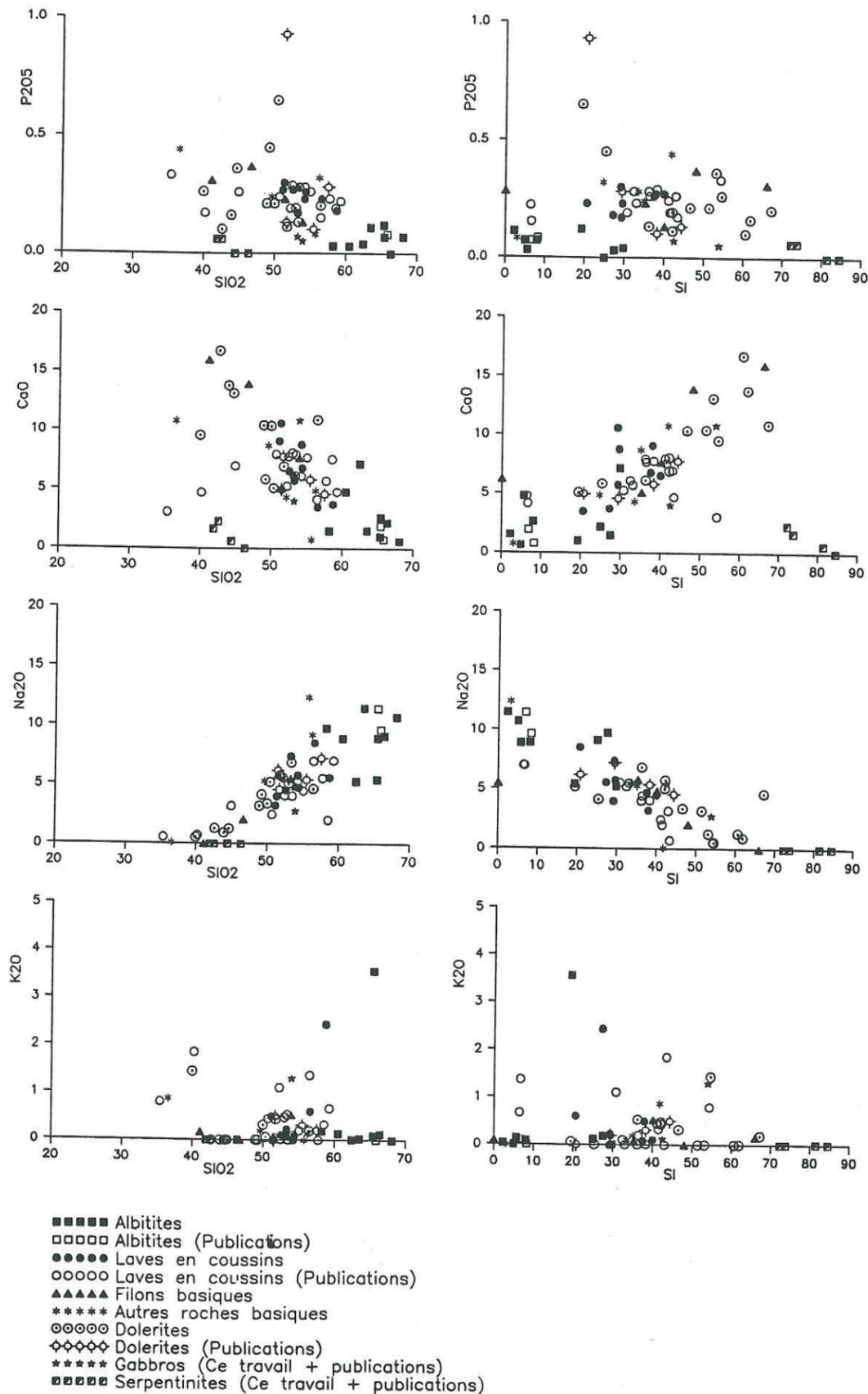


Figure 2b : Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO_2 (Harker, 1909, 1968) et SI pour la série ophiolitique de Haute-Ubaye (suite)

f - MnO

Comme au Montgenèvre la tendance générale est la même que pour le titane avec toujours des teneurs plus élevées dans les termes basiques peu différenciés (dolerites surtout dans ce cas) et les serpentinites.

g - P_2O_5

Comme pour FeO , TiO_2 et MnO , la dispersion des teneurs des échantillons est très forte. Cette dispersion renforce ici la présomption d'une plus forte mobilité de ces quatre éléments qu'au Montgenèvre.

h - Na_2O

Les constatations faites pour les roches du Montgenèvre (c'est-à-dire principalement une augmentation du sodium dans les roches les plus différenciées) sont également valables ici.

i - K_2O

Comme pour le Montgenèvre, les concentrations en cet élément sont très faibles, sauf dans quelques échantillons dont une albitite (> 1 %).

Remarque :

G36 et G29 sont deux roches très métamorphiques dont le faciès pétrographique n'a pas permis une identification précise du protolite.

G36 est pauvre en silice (< 40 %); avec un SI de 41,75 il apparaît comme une roche peu différenciée. Ses teneurs en FeO , MgO , MnO , TiO_2 , CaO , Na_2O , le situent dans l'ensemble des roches basiques. De plus, il est particulièrement riche en Al_2O_3 (27,17 %). Il s'agirait donc plutôt d'une roche originellement basique, très plagioclasiq.

G29 est assez riche en silice (56 %), avec un SI de 24,66 qui en fait une roche très différenciée. Ses teneurs en oxydes le rapprochent des albitites, avec toutefois des teneurs en TiO_2 (0,83 %) et P_2O_5 (0,20 %) sensiblement plus élevées que la moyenne de ces matériaux.

Mevel (1975) a mis en évidence l'effet de la spilitisation sur les laves en coussins du Chenaillet et de Haute-Ubaye. Ce phénomène entraîne une augmentation de Na_2O dans la roche et un lessivage de CaO et de K_2O qui pourrait être à l'origine de la relative dispersion de ces éléments dans les diagrammes de Harker. Par contre, La mobilité de la silice et du fer au cours de la spilitisation n'a pas pu être montrée.

CONCLUSION

Les teneurs en éléments majeurs séparent bien les grands groupes typologiques des deux séries ophiolitiques. Leurs variations en fonction du degré de différenciation sont en accord avec la nature des principaux minéraux cristallisant au cours de l'évolution de la série.

Les minéraux ferromagnésiens, riches en magnésium, tels que les pyroxènes, se concentrent dans les cumulats ultrabasiques serpentinisés ultérieurement. Le manganèse et le fer y sont abondants mais se concentrent plus particulièrement dans les ferrogabbros qui sont par ailleurs riches en titane et en phosphore. Les teneurs en Al_2O_3 indiquent la présence de plagioclase dans les roches ultrabasiques cumulatives. Cet élément a tendance à diminuer dans les roches basiques, attestant un fractionnement plagioclasiq

Ce fractionnement des termes basiques apparaît bien en ce qui concerne les échantillons du Montgenèvre et tout particulièrement dans les diagrammes de Kuno (FeO_t , SiO_2 , $MgO...$), ce qui n'est pas le cas pour ceux de Haute-Ubaye.

Cette différence, ainsi que la dispersion généralement plus grande des échantillons de Haute-Ubaye, est probablement à mettre sur le compte d'un métamorphisme beaucoup plus intense dans ce massif, comme l'indique clairement l'étude pétrographique par la rareté des reliques non transformées et la présence de paragenèses traduisant un fort métamorphisme.

2. PROBLEME DES SPILITES POUR LA TYPOLOGIE DES MAGMAS PRIMAIRES

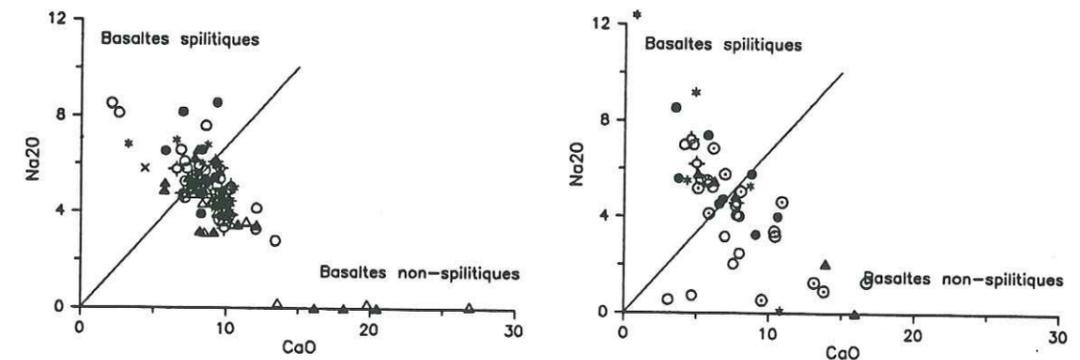
Comme on peut le constater par l'étude pétrographique, beaucoup de matériaux basiques d'origine lavique, hypabyssale ou cumulative, possèdent un plagioclase albitique peu compatible avec une association minérale magmatique usuelle. La présence de spilites dans la population étudiée et de matériaux partiellement spilitisés est également attestée par une très forte dispersion de Na_2O dont les teneurs dépassent largement celles des matériaux de nature tholéitique (fig. 2 a et b). Le rôle du métamorphisme alpin dans le contrôle de cette dispersion n'est pas exclu dans le cas des roches de la Haute-Ubaye.

Afin d'échapper à des mobilités d'éléments au cours des transformations tardi et/ou post-magmatiques, et particulièrement à celles consécutives à la spilitisation, l'utilisation d'un filtre éliminant les spilites est nécessaire pour appréhender la nature originelle des magmas.

2.1. DETERMINATION DES BASALTES SPILITIQUES EN FONCTION DE LEURS TENEURS EN Na_2O ET CaO

Le diagramme de Vallance (1974) donnant Na_2O en fonction de CaO , (fig. 3) est destiné à séparer les basaltes spilitiques de ceux qui ne le sont pas. Son efficacité a été montrée par Vallance (1974) en ce qui concerne les coulées basaltiques du Deccan, et Cann (1969), pour les basaltes de la ride Carlsberg. Ces résultats ont été utilisés par Muellen (1983).

Les basaltes du Montgenèvre et ceux de Haute-Ubaye se trouvent dans chacun des deux champs. Le nuage de points continu dénote bien une augmentation des teneurs en sodium et une diminution de celle du calcium, traduisant ainsi l'intervention de la spilitisation et permettant en outre de séparer les termes très altérés de ceux qui le sont moins.



●●●● Laves en coussins
○●●● Laves en coussins (Publications)
▲▲▲▲ Filons basiques
△△△△ Filons basiques (Publications)
***** Autres roches basiques
xxxxx Autres roches basiques (Publications)
○○○○ Dolerites
◇◇◇◇ Dolerites (Publications)

●●●● Laves en coussins
○●●● Laves en coussins (Publications)
▲▲▲▲ Filons basiques
***** Autres roches basiques
○○○○ Dolerites
◇◇◇◇ Dolerites (Publications)

a - MONTGENEVRE

b - HAUTE-UBAYE

Figure 3 : Diagrammes discriminant les roches basiques spilitiques et non spilitiques Vallance, (1974)

2.2. VERIFICATION DES RESULTATS PRECEDENTS ET APPROCHE TYPOLOGIQUE DES BASALTES

Les échantillons étudiés ont été placés dans le diagramme normatif de Yoder et Tilley (1962) (fig. 4) dans lequel les basaltes alcalins et les tholéites à olivine (abyssales) ont des aires de répartition différentes, bien que se chevauchant. Les échantillons spilitiques et non spilitiques issus de la discrimination précédente y ont été repérés différemment.

Dans l'ensemble les points représentatifs des échantillons étudiés se situent dans l'aire des basaltes tholéitiques à olivine.

Cependant, on observe une plus forte concentration des échantillons spilitiques dans le triangle néphéline-diopside-olivine où se situent les basaltes alcalins. Cette dérive des échantillons confirme l'importance des implications normatives des transformations spilitiques.

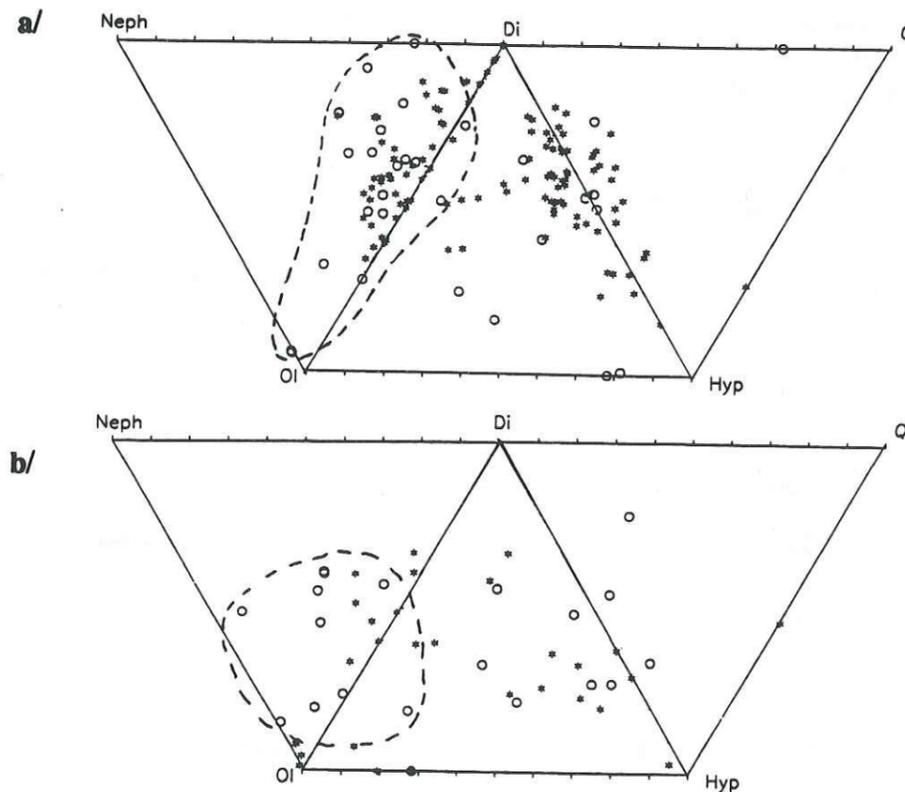


Figure 4 : Diagramme normatif de Yoder et Tilley (1962).
 a : Montgenèvre, b : Haute-Ubaye
 --- : Champs regroupant l'essentiel des basaltes spilitiques

***** Basaltes non spilitiques
 ooooo Basaltes spilitiques

3. CARACTERISATION DE LA LIGNEE MAGMATIQUE

Les résultats normatifs précédents attestent la nature subalcaline des matériaux. Seuls les échantillons spilitiques pourraient être suspectés d'une éventuelle nature alcaline.

L'étude des comportements des éléments réputés peu ou pas mobiles comme FeO, Al₂O₃... peut apporter des précisions sur le caractère de la lignée magmatique originelle. Dans la suite de cette détermination nous utiliserons l'ensemble des données disponibles sans exclure les matériaux spilitiques. Nous verrons que ces derniers participent aux mêmes tendances évolutives que les autres, non transformés, et que, par conséquent, leur nature originelle est la même.

3.1. CARACTERE THOLEITIQUE DES LAVES DU MONTGENEVRE ET DE HAUTE-UBAYE

Dans le diagramme AFM de Kuno (1968), (fig. 5), les lignées calco-alcalines et tholéitiques suivent des tendances d'évolution différentes. Les basaltes calco-alcalins présentent des rapports FeO/MgO relativement constants et un enrichissement progressif en alcalins. Les lignées tholéitiques montrent un enrichissement en fer des termes basiques effusifs.

Cette dernière tendance ("fenner trend") se retrouve bien dans les basaltes du Montgenèvre. Cependant les lignées tholéitiques classiques sont plus proches du côté FM. Les échantillons se situent pour la plupart hors du champ des tholéites abyssales de référence. Cette dérive vers le pôle des alcalins s'explique en partie par un enrichissement en Na₂O (ces basaltes étant très pauvres en K₂O) consécutif à la spilitisation. Des considérations identiques peuvent être faites en ce qui concerne la Haute-Ubaye.

Malgré cette dérive, le caractère tholéitique des séries étudiées apparaît nettement. Il demande à être confirmé par l'étude des comportements relatifs de l'alumine, du fer et du magnésium.

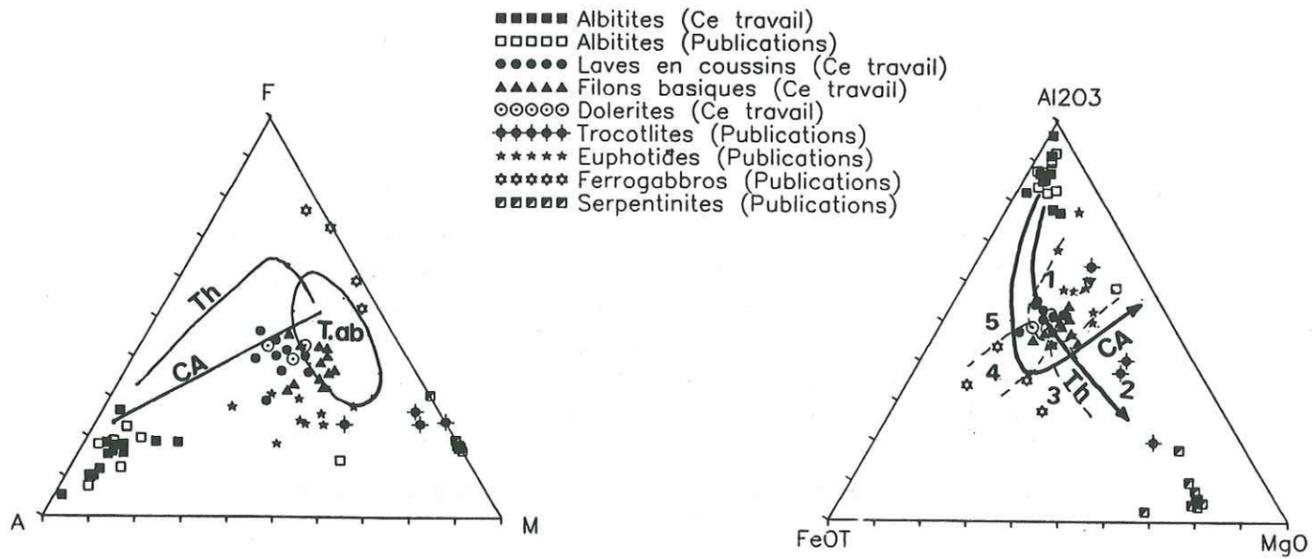
3.2. COMPORTEMENTS DIFFERENCIÉS DE FeO/MgO ET Al₂O₃

Les diagrammes FeO-Al₂O₃-MgO (Besson et Fonteilles, 1974; fig. 6) et de Miyashiro (1973; fig. 7), mettent en évidence les comportements différenciés de FeO/MgO et Al₂O₃.

Dans le premier diagramme pour le Montgenèvre, les roches basiques non cumulatives se répartissent à cheval sur les champs des laves orogéniques et des laves des fonds océaniques. Leur position groupée ne permet pas de déterminer si leur évolution correspond à une différenciation de type tholéitique ou calco-alcalin.

Les cumulats (gabbros, certaines dolérites massives et certains filons) se répartissent en différents points du diagramme. Leur étalement vers des termes plus riches en fer correspond à leur évolution pendant la différenciation.

a - MONTGENEVRE



b - HAUTE-UBAYE

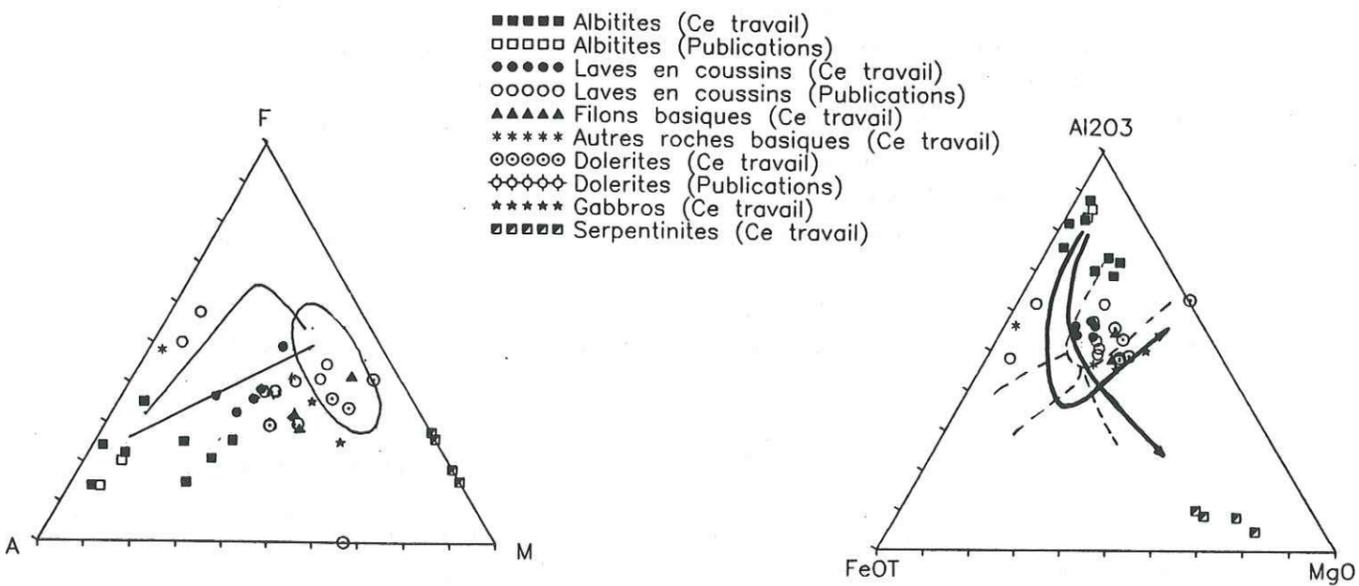
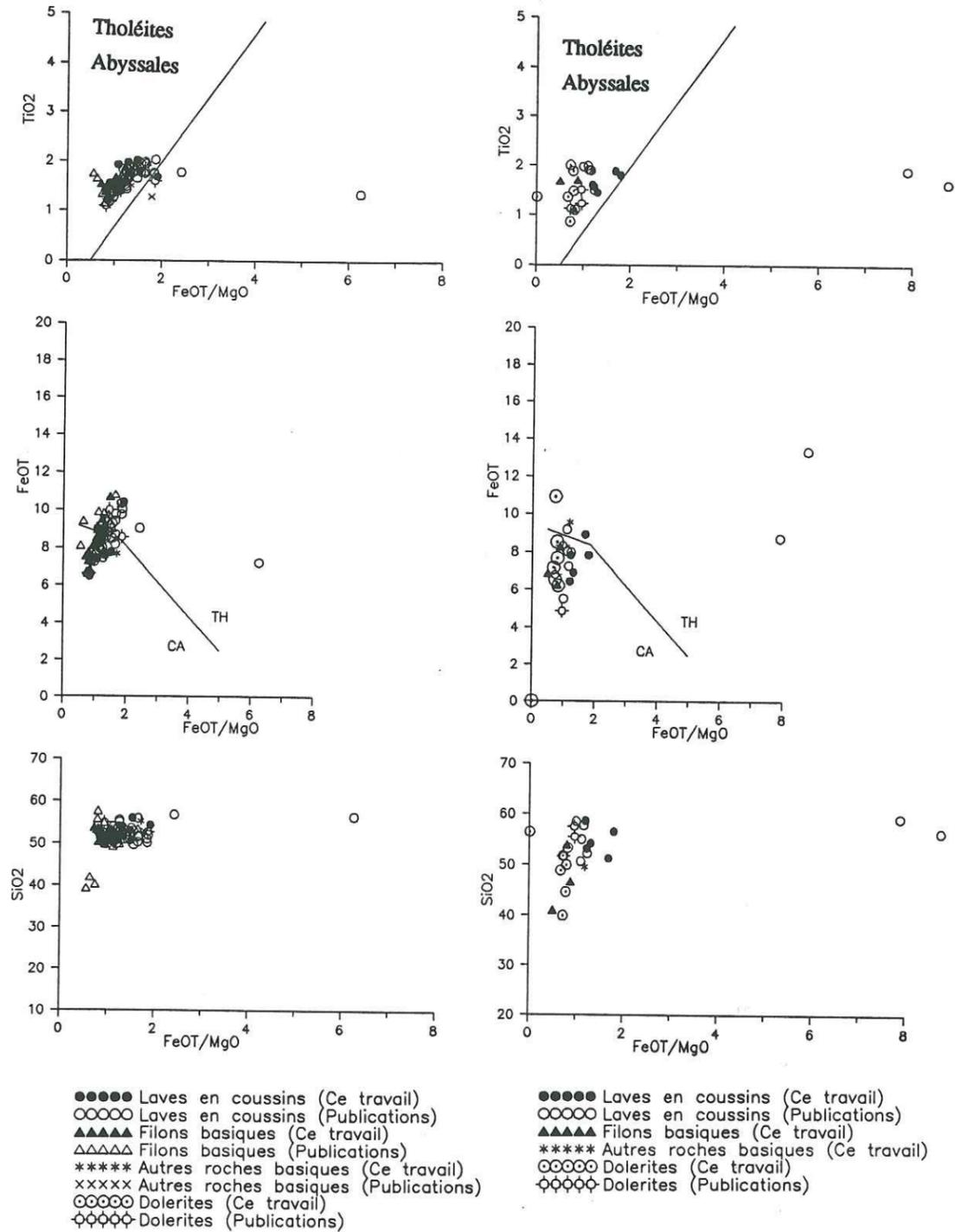


Figure 5 : Diagrammes AFM (Kuno, 1968)

CA: lignée calco-alkaline
 Th: lignée tholéitique
 T.ab: champ des tholéites

Figure 6 : Diagrammes de Besson et Fonteilles (1974)

1. Laves orogéniques
2. Laves des rides et fonds océaniques
3. Laves des îles océaniques
4. Tholéites continentales
5. Tholéites d'îles de rides océaniques



a - MONTGENEVRE

b - HAUTE-UBAYE

Figure 7 : Diagrammes de Miyashiro (1973)

Les ferrogabbros sont les cumulats correspondants aux liquides les plus évolués. Les termes cumulatifs sont parfois enrichis en plagioclase (situation vers le pôle Al_2O_3), parfois en minéraux ferromagnésiens (mélagabbros situés vers le côté FeOt-MgO).

Les basaltes de Haute-Ubaye se trouvent à la limite de ces mêmes champs. Si l'on exclu les dolérites, les échantillons semblent s'aligner préférentiellement selon la droite de différenciation calco-alcaline. Par contre, les dolérites, se situent pour la plupart dans le champ des cumulats tholéitiques.

Dans les diagrammes de Miyashiro (fig. 7), où FeOt, SiO_2 et TiO_2 sont reportés en fonction de FeOt/MgO, les lignées tholéitiques sont marquées au cours du fractionnement par un enrichissement en fer et en titane tandis que les lignées calco-alcalines sont enrichies en silice et caractérisées par une diminution régulière de FeOt. Les cumulats et les roches à tendance cumulative ont été exclus de ces diagrammes à l'aide du filtre préconisé par Pearce (1984) qui sera envisagé plus loin (voir paragraphe III-2.1.).

Pour les échantillons du massif du Montgenèvre la silice est relativement constante, tandis que FeOt et TiO_2 augmentent de façon notable. Ces observations vont dans le sens d'une lignée tholéitique.

Les teneurs assez faibles en FeOt, ainsi que leur domaine de variation assez restreint, correspondent à celles de roches peu à moyennement différenciées.

En Haute-Ubaye l'enrichissement en silice est plus marqué et les teneurs en FeOt et TiO_2 sont identiques ou moins élevées (valeurs maximales respectivement de 10 % (sauf pour ST17 : 13,34 %) et légèrement supérieure à 2 %). Cela témoignerait, en ce qui concerne les 2 derniers éléments, d'un fractionnement un peu moins élevé. Les teneurs en silice peuvent ne pas être significatives dans ces roches très métamorphiques. La lignée de différenciation apparaît cependant, ici aussi, tholéitique.

Les éléments apportés par ces diagrammes se rejoignent donc, tant pour les échantillons du Montgenèvre que pour ceux de Haute-Ubaye et indiquent des lignées tholéitiques peu ou moyennement différenciées.

4 - CONCLUSION

Les résultats qui précèdent nous permettent d'envisager :

- comme pour la majorité des ophiolites de la Méditerranée Occidentale, une souche magmatique de nature subalcaline se rapportant donc à des basaltes à olivine-clinopyroxène-plagioclase, dépourvus de quartz et de néphéline en quantité importante,

- une nette dérive normative dans le champ des basaltes alcalins des matériaux précédents à la faveur des phénomènes secondaires de remodelés géochimiques où la spilitisation est le phénomène prédominant,

- une différenciation nettement tholéitique (Fenner Trend...) pour les termes basiques de la série, bien que leur faible degré de différenciation entraîne des tendances évolutives peu marquées.

Les tendances cumulatives apparaissent souvent nettement, même sur les basaltes en coussins et les filons basaltiques ou doléritiques. Cette observation est confirmée par l'étude pétrographique qui montre la fréquence des faciès porphyriques.

Afin de confirmer ou d'infirmer ces tendances, et au besoin de les préciser, nous allons avoir recours dans la suite de cette étude aux éléments-traces et principalement à ceux qui s'avèrent particulièrement inertes lors des remobilisations consécutives à un métamorphisme des faciès schistes verts ou schistes bleus.

III - LA GEOCHIMIE DES ELEMENTS-TRACES

1. INTRODUCTION

Plusieurs moyens géochimiques sont mis en oeuvre pour caractériser les séries ophiolitiques étudiées et préciser leurs mode et leur contexte de genèse.

L'analyse pétrographique et géochimique rapide de la spilitisation a montré l'intervention de phénomènes secondaires et les difficultés qui en résultent pour poursuivre une étude fine sur la base des seuls éléments majeurs. La mobilité de certains oxydes peut en effet oblitérer les témoignages de l'histoire magmatique.

Les comportements des éléments majeurs ont toutefois permis de suspecter le caractère tholéitique des lignées. On sait déjà qu'il a existé au moins deux stades magmatiques majeurs (Bertrand et al, 1982) : l'un précoce, ayant donné naissance aux gabbros et aux péridotites (résidus de fusion partielle), et l'autre, plus tardif, qui a généré les filons recoupant les gabbros et les coulées basaltiques.

Pour affiner les résultats précédents, il est nécessaire d'utiliser d'autres éléments moins sujets à caution en matière d'inertie chimique. Il s'agit d'éléments-traces (Y, Zr, Ti, Th, Ta, Terres Rares...) dont la majorité des études antérieures ont mis en évidence le caractère particulièrement immobile.

Leur utilisation va nous permettre d'appréhender dans le détail les caractères des basaltes étudiés.

Il s'agit notamment de confirmer s'il existe ou non plusieurs lignées.

Dans un premier temps nous nous attacherons à typer la (les) source(s) magmatique(s). Puis les deux principaux phénomènes qui ont présidé à la genèse des magmas et à leur différenciation, la fusion partielle et la cristallisation fractionnée, seront ensuite successivement envisagés.

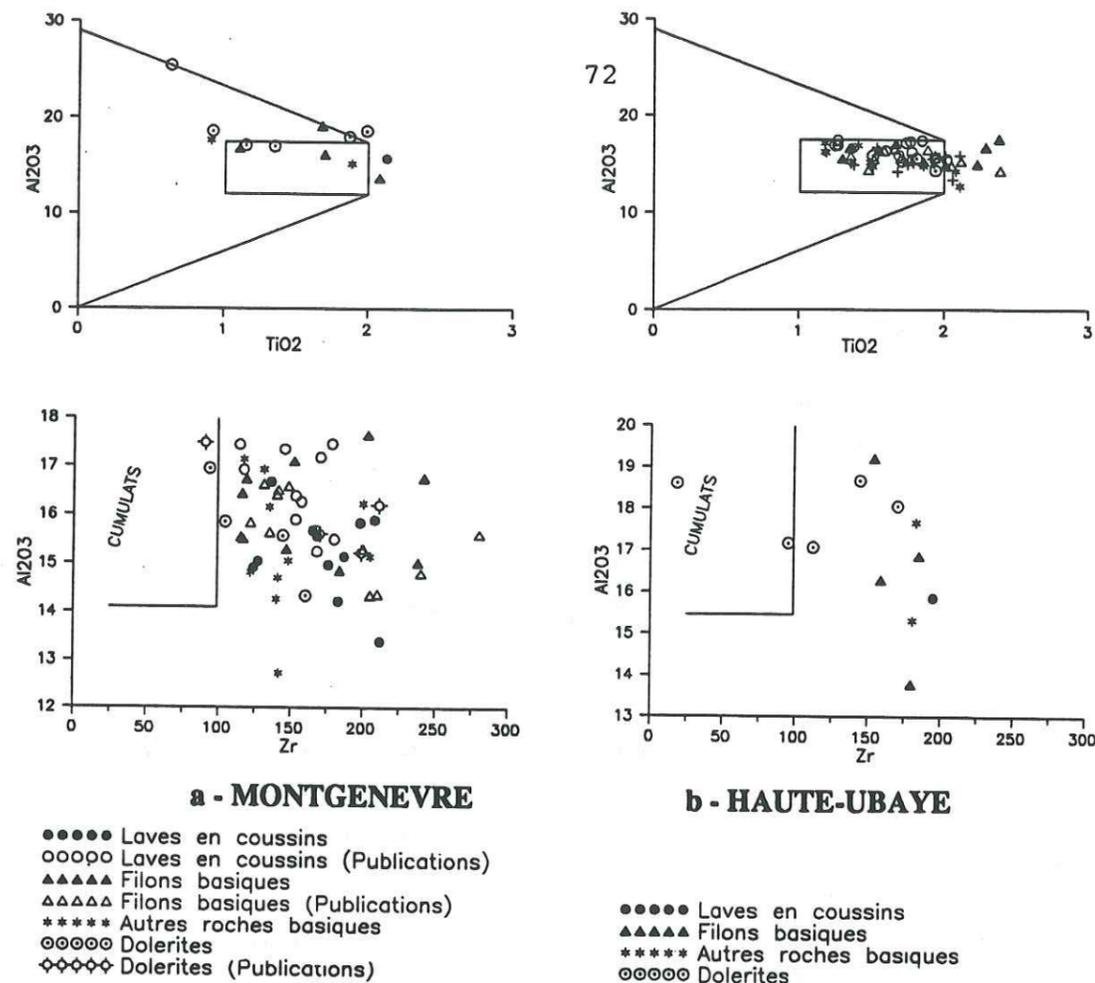
Ces éléments nous conduiront à préciser le contexte géodynamique de formation des séries.

2. EXCLUSION DES LIQUIDES MAGMATIQUES A CARACTERE CUMULATIF

Dans un premier temps, les échantillons représentant des liquides sans tendance cumulative seront isolés sur la base des teneurs en Al_2O_3 , TiO_2 et Zr. En effet, l'étude géochimique fine nécessite l'utilisation des seuls liquides magmatiques non sujets à des tendances cumulatives.

Différents diagrammes faisant intervenir des éléments-traces incompatibles sont l'outil essentiel permettant de préciser la nature de la source magmatique et de mettre en évidence d'éventuelles variations de sa composition et leurs causes.

Pour exclure les matériaux à tendance cumulative lorsqu'on ne connaît pas précisément les protolites des metabasites s.l., on a recours aux diagrammes Al_2O_3 fonction de TiO_2 (Pearce, 1984) et Al_2O_3 vs Zr (fig. 8). Ce filtre a le mérite d'exclure la majorité des métacumulats.



a - MONTGENEVRE

b - HAUTE-UBAYE

●●●● Laves en coussins
○○○○ Laves en coussins (Publications)
▲▲▲▲ Filons basiques
△△△△ Filons basiques (Publications)
***** Autres roches basiques
○○○○ Dolerites
◇◇◇◇ Dolerites (Publications)

●●●● Laves en coussins
▲▲▲▲ Filons basiques
***** Autres roches basiques
○○○○ Dolerites

Figure 8 : Diagrammes Al_2O_3 vs TiO_2 et Al_2O_3 vs Zr :
élimination des matériaux à tendance cumulative

La plupart des échantillons du Montgenèvre se trouvent être des liquides basaltiques. Seuls quelques uns, significativement éloignés des champs concernés, seront éliminés*. (Remarque : du fait du nombre limité d'analyses disponibles pour la Haute-Ubaye, certains échantillons à caractère cumulatif ont été cependant étudiés (G36, PC8, PC19, PC29, PP57).

3. MISE EN EVIDENCE DES DIFFERENTES LIGNEES. LES MECANISMES POSSIBLES DE LEUR EVOLUTION

Pour éviter les redondances dans la suite de cette étude, il importe de typer tout d'abord les matériaux étudiés relativement à leur source magmatique.

L'étude des spectres de terres rares s'est révélée être le moyen le plus approprié.

Ce regroupement des basaltes fait l'objet du paragraphe suivant.

* Il s'agit des laves en coussins CH30, CH125, des filons CH34, CH38, CH148, MG28, de la roche basique doléritique CH168 et des dolérites CH15 et MG37 pour le Montgenèvre, et de G29, G36, du filon PC28 (basalte porphyrique) et des dolérites PC8, PC19, PC29, PP53, PP57, pour la Haute-Ubaye.

3.1. APPROCHE DE LA DIVERSITE DES BASALTES PAR L'ETUDE DES SPECTRES DE TERRES RARES

Dans ces diagrammes, les teneurs des éléments sont normalisées à celles de la chondrite C₄ (Coryell et al, 1963; Masuda, 1968).

Les échantillons du Montgenèvre se répartissent en 4 ensembles distincts selon la forme de leur spectre, ceux de Haute-Ubaye en 2 ensembles (figure 9 et 10)*.

Cette répartition des échantillons est basée sur les valeurs des rapports La/Sm et La/Yb. Elle peut être parfois arbitraire, surtout en ce qui concerne les échantillons à spectres plats et bombés, dans la mesure où l'on observe un continuum entre les différents types de spectres.

Le premier groupe correspond à des échantillons appauvris en terres-rares légères (type N-MORB). Il s'agit de CH43, CH145, MG67, MG84, MG41 (Montgenèvre) et PC29 (Haute-Ubaye).

Les échantillons du second groupe ont des spectres légèrement enrichis en terres-rares légères (type E-T MORB). Ce sont CH113, MG26A, MG23, MG23A, MG24A (Montgenèvre).

Le troisième groupe est représenté par CH88, CH89, CH165, 4A, MG38A, MG40, MG45 (Montgenèvre). Les spectres de ces échantillons sont plats, avec éventuellement une anomalie négative en europium correspondant au fractionnement de cet élément à la suite de la cristallisation de plagioclase. Ces spectres rappellent ceux de T-MORB.

Le quatrième groupe de spectre correspond à des spectres bombés au niveau des terres-rares intermédiaires et légèrement appauvris en terres-rares lourdes et légères (CH46, CH85, CH96, CH119, CH121, CH122, CH168, PP41, PP57, PC8, PC18).

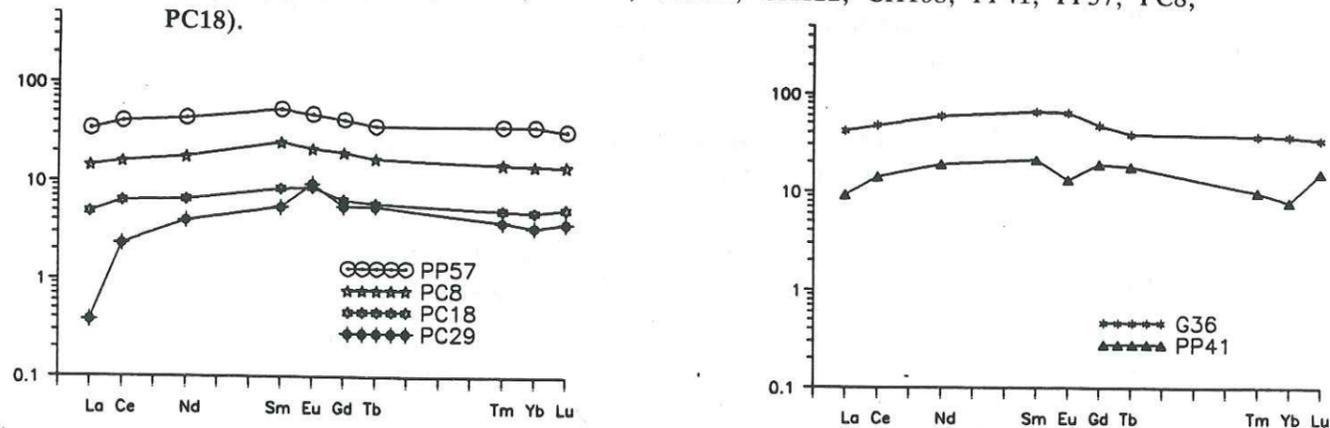


Figure 9 : Spectres de terres rares normalisés à la chondrite C₄ (diagrammes Coryell-Masuda, 1963,1968) pour les roches basiques de Haute-Ubaye

* Des teneurs en lutétium un peu particulières (CH85, CH121, CH168, PP41) sont vraisemblablement consécutives à de légères erreurs analytiques, le lutétium étant légèrement surestimé.

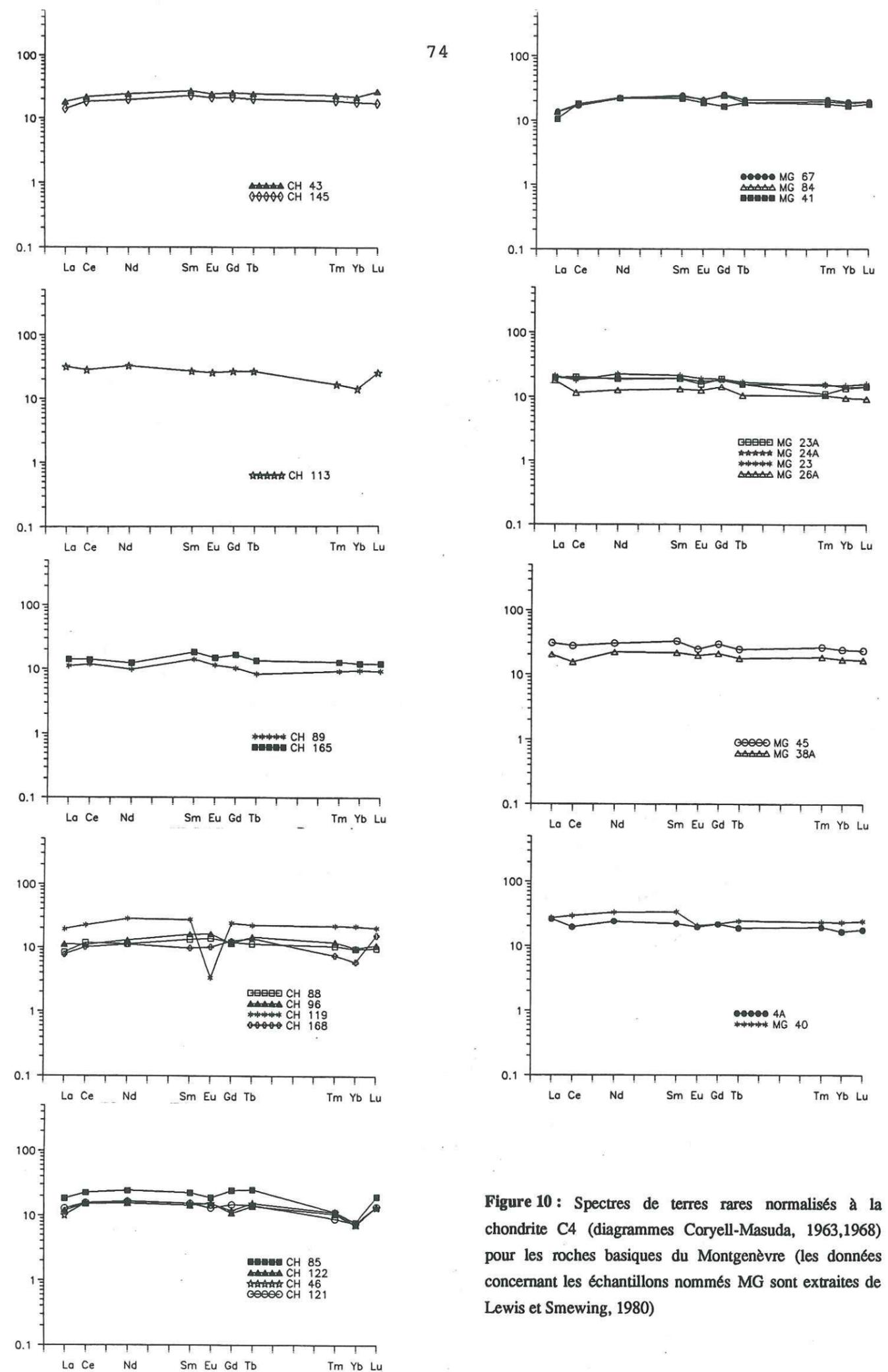


Figure 10 : Spectres de terres rares normalisés à la chondrite C₄ (diagrammes Coryell-Masuda, 1963,1968) pour les roches basiques du Montgenèvre (les données concernant les échantillons nommés MG sont extraites de Lewis et Smewing, 1980)

Ce paragraphe montre donc la diversité des basaltes étudiés, ce qui n'apparaissait pas à la suite de l'étude des éléments majeurs.

Cette diversité, traduite par le comportement des terres rares, correspond généralement à une nature variable de la source magmatique.

Nous allons essayer, dans le paragraphe suivant, de confirmer le (les) type(s) de MORB dont il s'agit.

3.2. TYPOLOGIE GENERALE DE LA (DES) SOURCE(S)

Le paragraphe 3.1. a montré la variabilité de la nature de la source magmatique et le rapprochement possible des 3 premiers groupes géochimiques définis dans cette partie, respectivement des N,E et T MORB.

Il s'agit dans ce paragraphe de vérifier si cette comparaison avec les grands types de MORB se vérifie.

3.2.1. COMPARAISON AVEC LES THOLEITES MODERNES : ETUDE DES MOYENNES

a - Teneurs caractéristiques des N-T-E MORB

La nature de la source magmatique est indissociable du contexte géotectonique de formation des basaltes. C'est pourquoi nous y ferons parfois référence dans ce qui suit. Cet aspect sera cependant plus spécialement abordé dans le paragraphe 4.

Ti, Zr, Y, Nb ont été reconnus comme particulièrement immobiles au cours des processus d'altération secondaires. Ils ont en particulier été utilisés dans de nombreuses études de séries métamorphiques orthodérivées. Briand (1986) a compilé les résultats de plusieurs études relatives à différents groupes de tholéites selon leur nature (N-T-E MORB) et leur contexte géodynamique (rides océaniques intracontinentales, arcs insulaires...). Les tableaux 4 et 5 (Briand, 1986) donnent les valeurs moyennes, caractéristiques de chaque population.

Les teneurs en titane augmentent des N-MORB aux E-MORB (cf tableau 5).

Le comportement du Nb est comparable à celui du titane, tandis que l'yttrium a un comportement inverse.

Les T-MORB sont par contre les plus pauvres en zirconium et les E-MORB les plus riches en cet élément.

De même, les rapports moyens Th/Ta, Th/Hf, Th/La, et La/Ta s'avèrent caractéristiques du type des séries magmatiques auxquelles ils se rapportent (Cabanis, 1986; tableau 6).

Ti ppm	Zr	Nb	Y	Cr	References	Type
8993	90	4	30		Searle et al., 1980	MORB typique
8995	90	4	30	250	Pearce J.A., 1979	"
"	"	3.5	"	"	PEARCE J.A. et al., 1981	"
9300	85	3.1	29		Sun S.S., 1980	MORB "dégrimpé"
8573	122	3.3	43	296	Johnson R.W. et al., 1980	MORB valeur moyenne
8213	90	3	33	200	Wood D.A. et al., 1980c	MORB "dégrimpé" typique
8333	122	3	32	296	Saunders A.D. et al., 1979c	MORB "moyen"
8393	96	5	29		Floyd P.A. et al., 1976	Tholéites de plancher océanique (moyenne)
10431	110	13	35	317	Wood D.A. et al., 1980c	MORB transitionnel
8060	75	8.1	22		Sun S.S., 1980	MORB "enrichi"
3777	44	1	21	91	Johnson R.W. et al., 1980	Tholéites d'arc insulaire (moyenne)
3000	22	0.7	12		Sun S.S., 1980	Tholéite d'arc insulaire
4796	70	1.5	22		Floyd P.A. et al., 1976	Tholéites d'arc insulaire (moyenne)
12949	135	12.5	22		Floyd P.A. et al., 1976	Tholéites d'iles océaniques (moyenne)

Tableau 4 : Exemples de valeurs proposées pour chacun des groupes de référence déterminés par Briand (1986)

	N-MORB	T-MORB	E-MORB	IAT.ss.	WPBTI-TR
Ti	9150 (18)	9297 (19)	10024 (25)	5153 (17)	11359 (32)
Zr	100 (22)	93 (23)	112 (30)	41 (16)	130 (35)
Nb	2.8 (1.7)	11 (3)	17 (7.5)	1.6 (1)	8.3 (4)
Y	33 (7)	32 (6)	28 (6)	19 (6)	28 (7)

Tableau 5 : Moyennes et écarts-types des valeurs de Ti, Zr, Nb, Y pour les divers groupes de références déterminés par Briand (1986)

VALEURS MOYENNES DES RAPPORTS ENTRE ELEMENTS HYDROMAGMAPHILES DANS DES SERIES VOLCANIQUES RECENTES						
TH/TA	TH/HF	TH/U	LA/TA	TH/LA		
VOLCANISMES CALCO-ALCALINS						
Zones de subduction						
CHILI	2 - 3	2,1	40	0,2 - 0,3		
JAPON : Oshima	0,25	4	70	0,14		
Asama	0,4	3,5	40	0,12		
VOLCANISMES THOLEITTIQUES						
- Dorsales océaniques						
Famous	0,32	2,2	10,3	0,102		
IPOD Leg 45	0,05	2,4	19	0,04		
- Rift continental						
Mer Rouge	0,05 - 0,25 - 0,80					
VOLCANISMES ALCALINS						
- Rift Continental						
Asal	0,22		10	0,07		
Boina	0,4	2,9	13	0,09		
- Continental intraplaque						
Chaîne des Puy	1,02	3,8	9,92	0,12		
- Iles océaniques intraplaques						
Marquises	1,00			1,15		
Réunion	0,5	3,0	10,6	0,11		
- Iles situées le long de dorsales						
Foyal-Terceira (Açores)	0,55	3,8	10	0,09		
Heniches (Mer Rouge)	0,8	3,8	10	0,12		

Tableau 6 : Valeurs moyennes des rapports entre éléments hydromagmaphiles dans les séries volcaniques récentes (d'après Cabanis, 1986)

	Titre	Y	Sr	Rb	Zr	Nb
MONTGENEVRE						
Basaltes a spectres appauvris en LREE						
CH43	11810	49	268	1	184	5
CH145	10971	42	226	1	147	4
MG41	11570	32			159	
MG67	10192	39			174	
MG84	11271	41			163	
Basaltes a spectres enrichis en LREE						
CH113	12250	51	123	2	222	6
MG23A	9112	32			136	
MG24A	9112	31			136	
MG23	8993	31			158	
MG26A	6415	23			90	
Basaltes a spectres plats						
CH89	7014	27	280	1	106	2
MG38A		41			152	
MG40	14868	46			273	
MG45	12829	48			264	
Basaltes a spectres bombes						
CH46	6033	31	233	2	119	5
CH85	10431	40	130	1	176	5
CH88	6894	25	260	2	105	2
CH96	7913	26	209	1	104	3
CH119	11630	48	219	1	198	6
CH121	8213	31	216	1	124	4
CH122	7614	23	266	2	115	4
CH168	12290	0	7	1	1777	34
HAUTE-UBAYE						
Basaltes a spectres appauvris en LREE						
PC29	5216	10	124	1	18	1
Basaltes a spectres bombes en LREE						
636	7494	79	134	5	1732	3
PP41	5995	25	16	2	185	4
PF57	25059	77	84	1	369	7
PC8	10851	38	196	24	144	4
PC18	2878	14	71	1	60	1

Tableau 7 : Teneurs des échantillons et valeurs moyennes pour Y, Sr, Rb, Zr et Nb concernant les échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye

	Titre	Y	Sr	Rb	Zr	Nb
MONTGENEVRE						
Basaltes a spectres appauvris en LREE						
Moyenne	11163	41	247	1	165	5
Ecart-typ	513	4	21	0	10	0
Basaltes a spectres enrichis en LREE						
Moyenne	9172	34			148	
Ecart-typ	1844	9			43	
Basaltes a spectres plats						
Moyenne	8678	41			199	
Ecart-typ	5780	8			72	
Basaltes a spectres bombes (sf CH168)						
Moyenne	8676	32	219	1	134	4
Ecart-typ	1573	8	42	0	34	1
HAUTE-UBAYE						
Basaltes a spectres appauvris en LREE						
PC29	5216	10	124	1	18	1
Basaltes a spectres bombes en LREE						
Moyenne	10455	47	100	7	498	4
Ecart-typ	7740	27	61			2

	Th/Ta	Th/Hf	La/Ta	Th/La
MONTGENEVRE				
Basaltes a spectres appauvris en LREE				
CH43	2,25	0,13	24,75	0,09
CH145	0,37	0,02	24,21	0,02
MG41	0,67	0,06	11,40	0,06
MG67	0,61	0,05	13,33	0,05
MG84	0,67	0,05	14,67	0,05
Basaltes a spectres enrichis en LREE				
CH113	1,53	0,09	23,70	0,06
MG23A	0,81	0,08	20,65	0,08
MG24A	0,57	0,05	23,21	0,05
MG23	0,69	0,06	23,66	0,06
MG26A			32,00	
Basaltes a spectres plats				
CH89	1,00	0,10	15,74	0,06
4A	0,83	0,05	35,00	0,02
MG40	0,60	0,06	17,46	0,03
MG45	1,70	0,16	19,74	0,09
MG38A	1,27	0,09	25,00	0,05
Basaltes a spectres bombés				
CH46	1,92	0,17	13,83	0,14
CH85	32,71	1,95	17,68	1,85
CH88	2,60	0,12	27,10	0,09
CH96	0,96	0,11	14,72	0,07
CH119	5,26	0,38	20,55	0,26
CH121	1,21	0,11	17,54	0,07
CH122	1,30	0,12	17,22	0,08
CH168	1,24	0,07	10,08	0,12
HAUTE-UBAYE				
Basalte a spectre appauvri en LREE				
PC29	4,80	0,50	0,21	23,20
Basalte a spectre bombés en LREE				
G36	0,45	0,00	0,02	24,04
PP41	1,65	0,08	13,04	0,13
PF57	0,82	0,04	0,03	25,36
PC8	1,00	0,09	0,06	16,66
PC18	0,94	0,13	0,10	9,35

Tableau 8 : Teneurs des échantillons et valeurs moyennes pour les rapports Th/Ta, Th/Hf, La/Ta et Th/La concernant les échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye

	Th/Ta	Th/Hf	La/Ta	Th/La
MONTGENEVRE				
Basalte a spectre appauvri en LREE				
Moyenne	0,91	0,06	17,67	0,05
Ec.-type	0,68	0,04	5,66	0,02
Basalte a spectre enrichi en LREE				
Moyenne	0,90	0,07	24,64	0,06
Ec.-type	0,37	0,01	3,85	0,01
Basaltes a spectres plats				
Moyenne	1,08	0,09	22,59	0,05
Ec.-type	0,38	0,04	6,95	0,02
Basalte a spectre bombe				
Moyenne	5,90	0,38	17,34	0,33
Ec.-type			4,71	
HAUTE-UBAYE				
Basalte a spectre appauvri en LREE				
PC29	4,80	0,50	0,21	23,20
Basalte a spectre bombe en LREE				
Moyenne	0,97	0,06	2,64	15,15
Ec.-type	0,39	0,05		9,44

Les rapports entre éléments hygromagmaphiles sont en général les plus élevés pour les basaltes calco-alcalins et diminuent des basaltes alcalins aux basaltes tholéitiques.

b - Teneurs moyennes en Ti, Zr, Y, Nb pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye (Tableau 7)

Une remarque doit être faite en ce qui concerne les analyses du Th et du Ta. Les teneurs de ces deux éléments sont fréquemment affectées d'erreurs analytiques importantes liées aux difficultés de dosage de ces éléments aux faibles concentrations. Pour cette raison, les résultats les concernant seront envisagés avec précaution et les diagrammes du paragraphe 3.2.2. ne seront pas réalisés pour la Haute-Ubaye.

Les moyennes effectuées sur les roches du Montgenèvre révèlent :

- pour les échantillons appauvris en LREE par rapport à la chondrite, des valeurs très élevées pour l'ensemble des éléments, trop faibles en Nb cependant pour qu'il s'agisse de T-morb, et trop élevées en Y pour correspondre à des E-morb.

- Pour les échantillons enrichis en LREE, les teneurs restent élevées, mais dans une moindre mesure que précédemment.

- Les échantillons à spectres plats ont encore des teneurs moyennes fortes, mais dans une moindre mesure que ceux des deux premiers groupes.

- Les échantillons à spectres bombés ont des teneurs moyennes un peu plus faibles que les autres groupes pour les différents éléments.

Deux échantillons de Haute-Ubaye (PP41 et PC29) ont comparativement des valeurs moyennes faibles, notamment en Ti, Y et pour PC29, en Zr. Les teneurs de ce dernier échantillon se rapprochent même des teneurs moyennes des tholéites d'arcs insulaires. Il faut rappeler cependant que PC29 a un certain caractère cumulatif. Le groupe des échantillons à spectres bombés est assez hétérogène en ce qui concerne ces éléments.

Certains échantillons montrent des teneurs particulièrement élevées en zirconium (CH168, G36), en zirconium et Niobium (CH168), en thorium (CH85). Ces écarts sont difficiles à expliquer. Les minéraux qui pourraient en être la cause n'ont pas été retrouvés dans les lames. Peut être s'agit-il d'erreurs analytiques, mais rien ne permet de l'affirmer.

L'interprétation de ces observations doit tenir compte de la variabilité du degré de différenciation des séries qui a une incidence sur les moyennes, et des limites dans la comparaison de valeurs brutes avec des valeurs moyennes. Cependant, les teneurs en Y et en Nb des basaltes du Montgenèvre les rapprochent nettement des N-MORB, avec cependant un enrichissement net en Ti et Zr. Le caractère des basaltes de Haute-Ubaye paraît plus fluctuant, mais l'origine de ces variations reste à préciser.

Le calcul des moyennes pour des rapports entre éléments incompatibles permet d'étendre les comparaisons en limitant l'effet de la différenciation. C'est ce qui va être fait dans le paragraphe suivant.

L'étude des moyennes ne permet pas de rapprocher franchement nos échantillons de tel ou tel type de basalte, décrits par la bibliographie. Ces caractères traduisent un chimisme atypique.

c - Etude des valeurs moyennes des rapports La/Ta, Th/Ta, Th/Hf, Th/La pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye (Tableau 8)

Les moyennes du tableau 8 indiquent :

- l'affinité des roches des deux premiers groupes (spectres appauvris et enrichis en LREE) avec les basaltes du leg 45. Cependant ces valeurs sont souvent sensiblement plus élevées.

- Le groupe des échantillons à spectres plats montre des teneurs un peu plus élevées qui le rapproche des basaltes provenant de sites au premier stade d'océanisation (Mer Rouge).

- Les basaltes du groupe 4, à spectres bombés, ont des teneurs très élevées par rapport aux autres groupes (sauf en ce qui concerne La/Ta) qui les rapprochent des basaltes d'Asama, au Japon.

En Haute-Ubaye, les valeurs des rapports de PC29 d'une part, et du groupe des basaltes à spectres bombés d'autre part, sont très variables et rendent difficile la caractérisation de ces échantillons.

On retrouve dans ces diagrammes la dualité déjà vue précédemment : d'une part des rapports caractéristiques de tholéites de dorsale océanique franche, d'autre part des rapports sensiblement plus élevés qui rapprochent les échantillons concernés des basaltes provenant de sites au premier stade d'océanisation.

La partie suivante aborde l'étude de ces éléments d'une manière différente. Elle ne s'appuie plus sur l'étude des moyennes, mais sur une représentation diagrammatique.

3.2.2. APPROCHE DIAGRAMMATIQUE DE LA COMPARAISON AVEC LES THOLEITES MODERNES

Au cours de la différenciation, le rapport des concentrations de deux éléments hygromagmaphiles (Th, Ta, La notamment) n'est pas modifié.

Les diagrammes binaires faisant intervenir de tels éléments donnent donc des indications sur la nature du manteau. La pente de la droite correspond au rapport des concentrations initiales des 2 éléments dans le manteau au moment de la fusion partielle (Steinberg et al, 1979).

(Les diagrammes suivants faisant intervenir Ta et Th n'ont pas été réalisés pour la Haute-Ubaye en raison d'erreurs analytiques trop importantes qui entachent les concentrations).

Joron et al, 1980, ont montré que les basaltes de la ride médio-Atlantique se répartissent en deux groupes dont les rapports La/Ta sont respectivement proches de 10 et 20. Le premier groupe correspond à des T et E-MORB, le second à des N-morb. Ces différences de valeurs reflètent des sources de natures distinctes correspondant peut être à deux niveaux mantelliques différents (voir l'illustration donnée par Saunders, 1984, fig. 11).

Au Montgenèvre (fig. 13) ce rapport varie de 10 à plus de 20 (Les erreurs analytiques importantes concernant les teneurs en ces éléments pour les roches de Haute-Ubaye n'ont pas permis de réaliser ces diagrammes pour ce massif). L'essentiel des échantillons se rapproche d'un rapport de 20*, un autre groupe tend vers un rapport de 15**. Dans ce deuxième cas on serait donc en présence de roches proches des T-morb.

Les observations qui précèdent suggèrent donc une variabilité de la source mantellique. Si celle-ci reste le plus souvent dans le domaine des compositions des sources à l'origine des N-morb, elle semblerait toutefois se rapprocher de celles qui donnent les T-MORB actuellement.

De même que précédemment, le diagramme Ta vs Th peut être utilisé ici. Th et Ta étant 2 éléments fortement hygromagmaphiles, ils se prêtent particulièrement à ce genre de diagrammes.

Selon Treuil et Joron, 1977, le rapport Ta/Th est constant et voisin de 1 pour les basaltes des rifts océaniques et continentaux, tandis qu'il est voisin ou supérieur à 5 pour les basaltes des arcs insulaires et des marges continentales actives (fig. 12).

* CH43, CH88, CH145, CH165, MG23, MG23A, MG24A, MG26A, MG38A, MG40, MG45,

** CH89, CH96, MG67, MG84

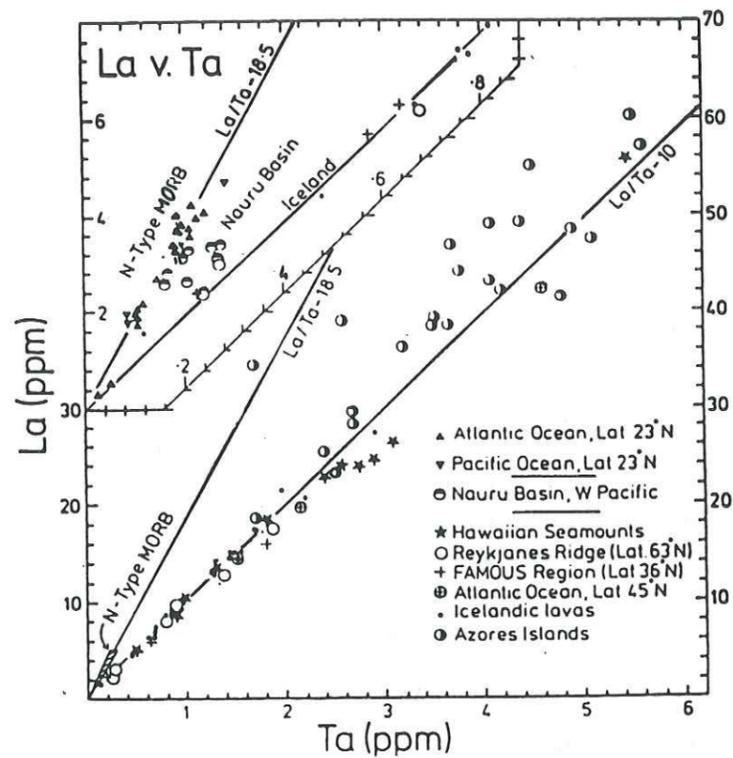


Figure 11 : Diagramme La vs Ta
pour les roches magmatiques
des bassins océaniques (d'après
Saunders, 1984)

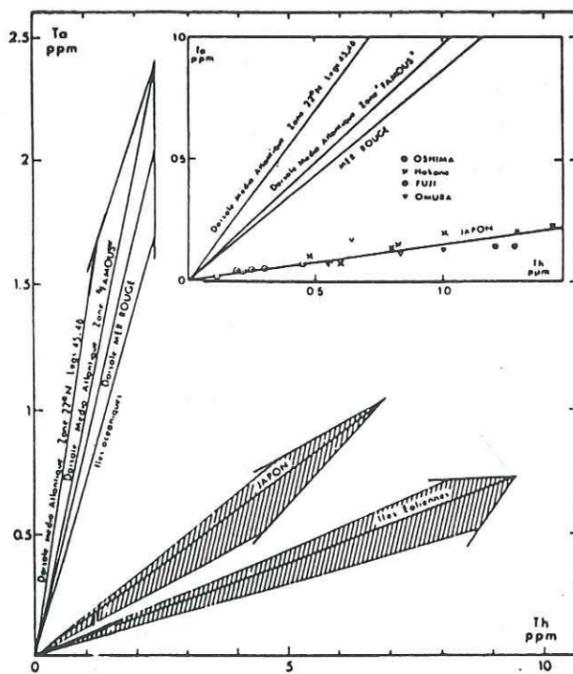
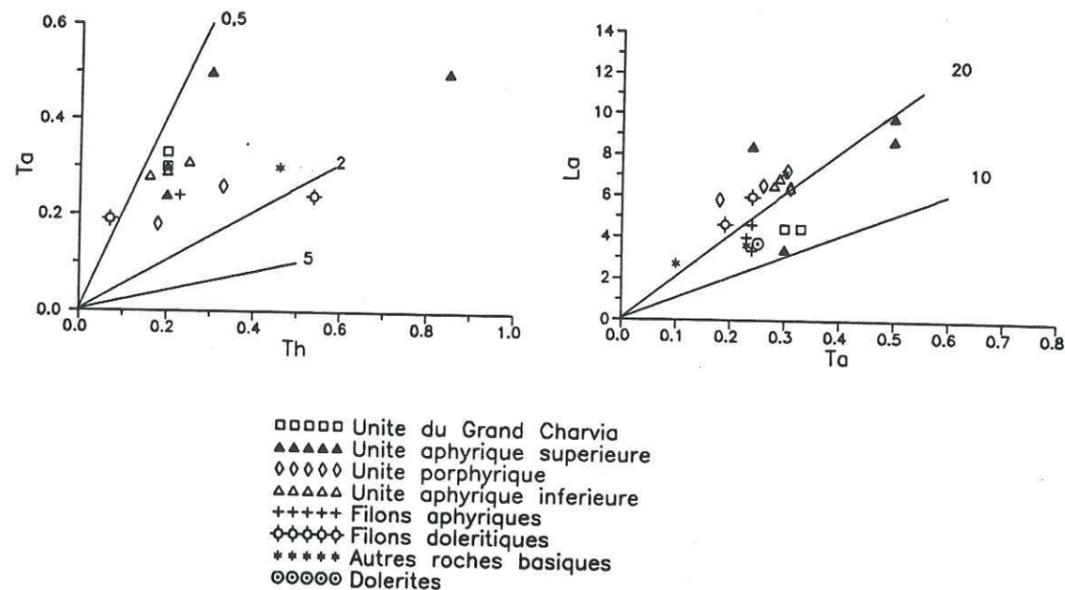


Figure 12 : Diagramme Ta vs Th
montrant la variation du rapport
entre ces deux éléments pour les
volcanismes des domaines
d'expansion océaniques et des
domaines de subduction
(d'après Joron et Treuil, 1977)



a - MONTGENEVRE

Figure 13 : Diagrammes La vs Ta et Ta vs Th pour les roches basiques du Montgenèvre

Comme nous l'avons vu précédemment les variations de ces rapports sont dues à la nature de la source magmatique. Ainsi, les teneurs faibles en Ta en contexte orogénique sont à attribuer à une source hydratée donnant lieu à la cristallisation de minéraux tels que amphibole et biotite pour lesquels le tantale a un coefficient de répartition plus élevé. Ceci conduit donc à des rapports Th/Ta élevés pour les liquides.

Pendant des valeurs intermédiaires (entre 1 et 5) ont été rencontrées dans des séries volcaniques pour des tholéites intracontinentales, des séries d'arc insulaire (bassins inter-arc ou arrière-arc des Mariannes, Wood et al, 1981 a et b). Elles seraient probablement le résultat soit d'une contamination crustale, soit d'un effet de source (Cabanis, 1986).

Les variations du rapport Th/Ta au Montgenèvre sont faibles (0,5 à 2); ses valeurs se regroupent autour de 0,6 pour la plupart des échantillons (fig. 13). Malgré tout, une valeur est voisine de 2 (CH43 : filon doléritique).

A la différence du diagramme précédent, les échantillons ne s'alignent pas sur une droite unique passant par l'origine. De plus, les résultats semblent dans certains cas contradictoires entre les deux diagrammes. Ainsi, les rapports des échantillons de l'unité aphyrique du Grand Charvia se rapprochent du rapport typique des N-MORB dans le diagramme La vs Ta, alors qu'ils s'en éloignent dans le diagramme Ta vs Th.

Ces remarques, ajoutées aux difficultés liées au dosage du Th et du Ta aux faibles teneurs, incitent à considérer ce diagramme avec précautions.

Malgré tout, les diagrammes précédents vont aussi dans le sens de la diversité des basaltes étudiés. Cette diversité est probablement liée à la nature de la source magmatique, notamment au Montgenèvre, comme le souligne la dispersion des échantillons.

En effet, d'après les auteurs, une modification des rapports entre ces éléments ne semble pas pouvoir être due au fractionnement, mais plutôt à la composition de la source mantellique.

Il ressort de ce qui précède que certains échantillons ont un caractère franc de N-MORB, tandis que d'autres tendent vers des T-MORB.

3.2.3. TYPE(S) DE MORB AU(X)QUEL(S) SE RAPPORTENT LES BASALTES DU MONTGENEVRE ET DE HAUTE-UBAYE

Le comportement relatif de Y, Nb, Zr permet en général de différencier les N-MORB des T et E-MORB dont les champs de composition, par contre, se recouvrent partiellement (diagramme Y-Nb-Zr/10, Egin et al, 1979).

La situation des échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye dans ce diagramme (fig. 14) indique nettement leur appartenance aux N-MORB. Il existe cependant une évolution vers les champs des basaltes intraplaques. On note en outre la position particulière de 2 échantillons en Haute-Ubaye.

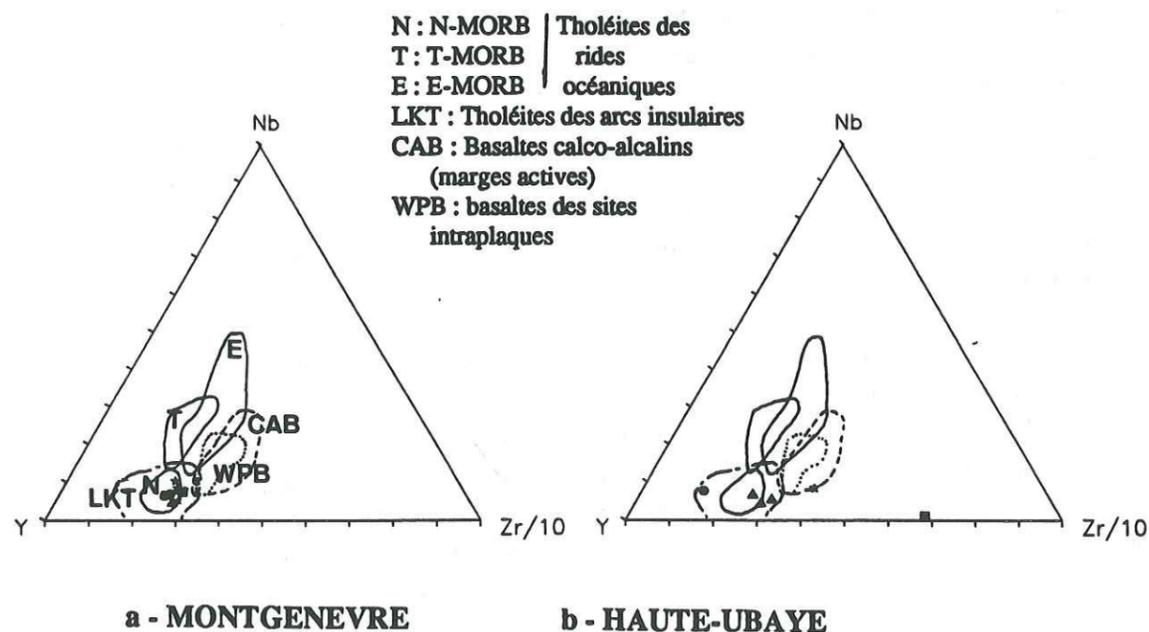


Figure 14 : Diagramme Y-Nb-Zr/10 pour les échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye

(D'après Egin et al, 1979; Briand, 1986; Jouchoux, 1983)

Les basaltes étudiés sont donc des N-MORB avec une tendance vers les T-MORB. Ils présentent une grande diversité géochimique.

3.3. MECANISMES POSSIBLES DE L'EVOLUTION DES BASALTES

La finalité de ce paragraphe est d'essayer de déterminer un mécanisme possible d'évolution ayant pu conduire à la diversité des basaltes du Montgenèvre.

Les diagrammes donnant les rapports des concentrations d'un élément fortement hygromagmaphile (Ch^+) et d'un élément faiblement hygromagmaphile (Ch^-) en fonction de la concentration de l'élément fortement hygromagmaphile ($C_{Ch^+}/C_{Ch^-} = f(C_{Ch^+})$) permettent de faire la part entre l'intervention de la fusion partielle et celle de la cristallisation fractionnée. En effet, la cristallisation fractionnée se traduit par des droites sensiblement parallèles à l'axe des abscisses, tandis que la fusion partielle est matérialisée par une droite nettement oblique à cet axe.

Dans un premier temps on envisagera le diagramme Zr/Y vs de Zr (Pearce, 1979, 1980) (fig. 15a).

Ce diagramme a été réalisé par l'auteur pour les séries ophiolitiques méditerranéennes regroupées selon leur âge : ophiolites mésozoïques inférieures et ophiolites du Crétacé supérieur (fig. 15a).

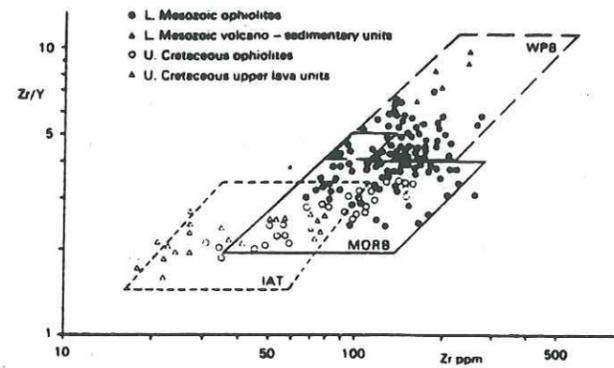
Les échantillons du Montgenèvre (fig. 15b) sont à la limite des champs des basaltes des rides médio-océaniques et des basaltes intraplaques. Les rapports Zr/Y de ces roches sont plus élevés que ceux des MORB typiques et les rapprochent de l'ensemble des ophiolites mésozoïques inférieures. Il s'agit des ophiolites des Apennins (nord et sud), de Calabre, de Corse et des Alpes orientales. Cet ensemble est opposé aux ophiolites du Troodos, de Baer Bassit et d'Oman.

D'autre part, les échantillons du Montgenèvre sont groupés et s'alignent selon une droite pratiquement parallèle à l'axe des abscisses ($Zr/Y = 4,35$), ce qui indique une source enrichie en Zr/Y par rapport à la chondrite C3 choisie comme représentative de la source magmatique.

On peut constater, pour le Montgenèvre, que les liquides les plus primitifs ($80 < Zr < 110$) se placent dans le champ mixte des MORB et des WPB et que les autres ($Zr > 110$) témoignent du même rapport moyen Zr/Y.

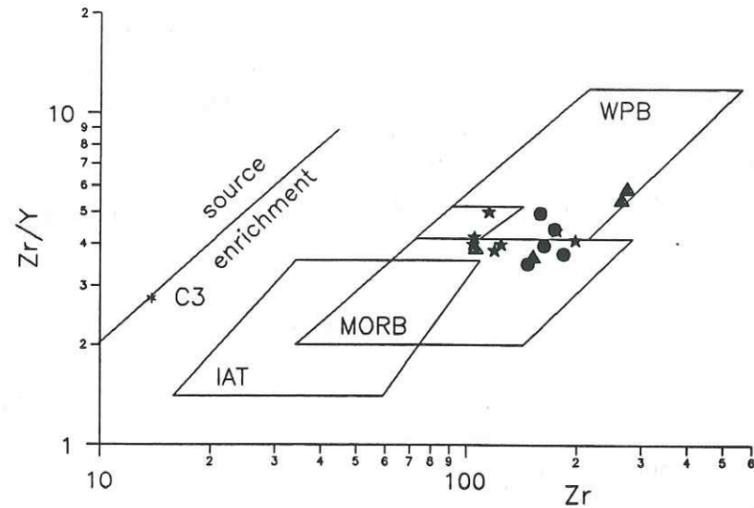
Par contre, en Haute-Ubaye (fig. 15c), les metabasites analysées sont équivalentes de cette population plus différenciée et il n'existe, pas dans notre échantillonnage, de termes peu évolués, proches de la souche primitive.

La dispersion des échantillons est plus importante pour ce massif. On peut également constater un enrichissement en Zr/Y de la source par rapport à C3. L'échantillon PP41, offre de très nettes affinités intraplaques et l'échantillon PC29 des affinités de tholéite d'arc insulaire.

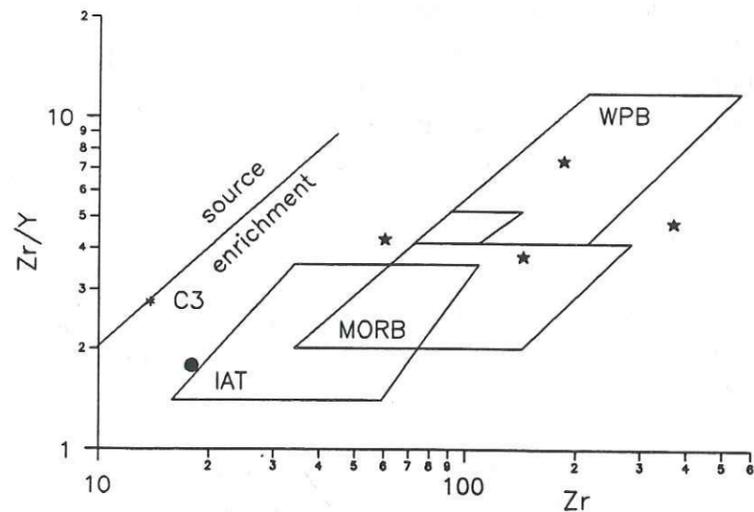


87

a/



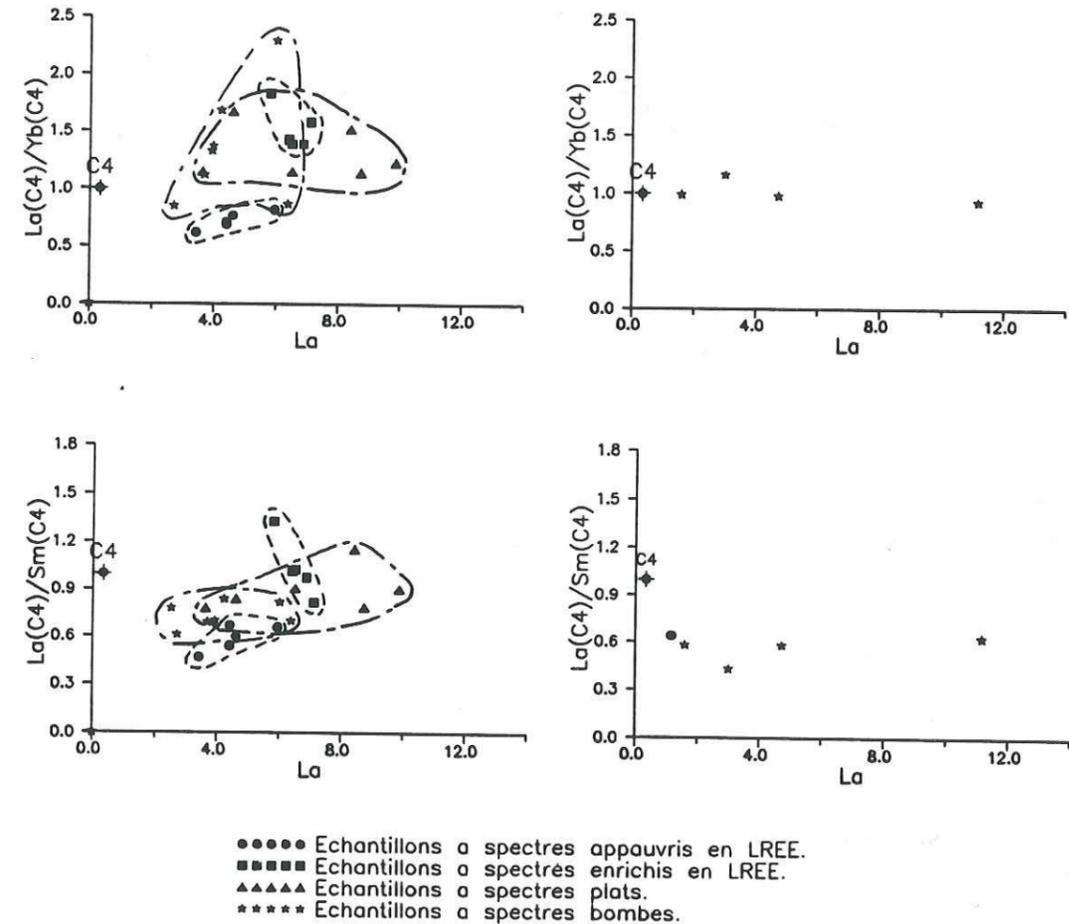
b - MONTGENEVRE



c - HAUTE-UBAYE

Figure 15 : a/ Variations de Zr/Y pour quelques séries volcaniques typiques (d'après Pearce et Nory, 1979),
 b et c/ Diagramme Zr/Y vs Zr pour les séries respectives du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
 MORB: basaltes de ride médio-océanique, WPB: basaltes intraplaques, IAT: tholéites d'arc insulaire
 (Légende voir figure 8)

88



a - MONTGENEVRE

b - HAUTE-UBAYE

Figure 16 : Diagrammes $La(C_4)/Sm(C_4)$ vs La et $La(C_4)/Yb(C_4)$ vs La dans lesquels les échantillons sont regroupés en fonction de leurs types de spectres de REE. $La(C_4)$, $Sm(C_4)$ et $Yb(C_4)$ représentent les teneurs des échantillons en ces éléments normalisés à celles de la chondrite C4

Nous avons tenté d'affiner ces résultats en utilisant d'autres diagrammes du même type, dans lesquels nous avons normalisé les éléments par rapport à C₄. Les diagrammes concernés sont les suivants : La/Yb vs La et La/Sm vs La (fig. 16 a à d).

Pour les échantillons du Montgenèvre, on observe un assez bon regroupement, d'une part des échantillons enrichis en LREE, d'autre part des échantillons à spectres appauvris en LREE. Par contre les échantillons à spectres plats et à spectres bombés apparaissent dispersés.

Ces remarques sont valables pour les 2 diagrammes. Dans le diagramme (La/Sm)(C₄) vs La, les échantillons à spectres bombés ont une position intermédiaire entre celles des échantillons appauvris et des échantillons enrichis en LREE. Cette position ne se retrouve pas dans l'autre diagramme.

Pour la Haute-Ubaye, seuls deux types de spectres sont représentés. Le nombre limité d'échantillons ne nous permet pas de détailler l'étude pour ce massif. On remarque cependant un alignement des points selon une droite parallèle à l'axe des x qui traduit une plus grande homogénéité de la source.

La position relative des échantillons par rapport à celle de C₄ soulève un problème. La plupart des échantillons apparaissent appauvris par rapport à C₄ dans le diagramme (La/Sm)(C₄) vs La, tandis qu'une majorité est enrichie par rapport à C₄ (pour le Montgenèvre) ou a des rapports comparables à celui de C₄ (Haute-Ubaye) dans le second diagramme (La/Yb)_{C₄} vs La. Pour cette raison nous considérerons les positions de manière relative et non pas absolue.

Comme nous l'avons rappelé au début du paragraphe 3.3., dans les diagrammes d'éléments hygromagphiles du type Ch⁺/Ch⁻ vs Ch⁺, la cristallisation fractionnée se matérialise par des droites parallèles à l'axe Ch⁺ car le rapport Ch⁺/Ch⁻ reste pratiquement constant. La fusion partielle est représentée par une droite oblique à l'axe des abscisses. Les échantillons qui correspondent à la source ayant subi le plus faible taux de fusion partielle sont ceux dont la position s'éloigne le plus de celle de la source.

Par conséquent, les échantillons enrichis en LREE correspondent au taux de fusion partielle le moins élevé, et ceux appauvris en LREE, au taux le plus élevé.

A ce stade, nous pouvons formuler plusieurs hypothèses concernant les mécanismes possibles intervenus au cours de la différenciation des basaltes étudiés.

Les résultats précédents ont montré la variabilité de la composition de la source magmatique. Cette variabilité peut s'expliquer soit par une évolution de sa composition liée au taux de fusion partielle, soit par une hétérogénéité du manteau supérieur (Joron et Treuil, 1977).

Dans ce dernier cas, les basaltes à spectres bombés pourraient s'interpréter en termes de mélange des produits issus de 2 sources magmatiques, l'une générant des basaltes enrichis en LREE, l'autre des basaltes appauvris, ou non enrichis, en ces éléments.

Cependant, il reste alors difficile d'expliquer la formation, dans des sites voisins, de basaltes géochimiquement différents, comme ceux des groupes 1, 2 et 3.

Une étude effectuée par Bodinier et al (1981) sur les roches basiques de l'ophiolite de Chamrousse, présente une hypothèse intéressante pour expliquer la variation de la source magmatique. Elle repose sur une modélisation du processus de fusion partielle dynamique. Les liquides basiques de cette ophiolite montrent les mêmes types de spectres que ceux des groupes 1, 2 et 4 étudiés ici.

Le mécanisme générateur invoqué est celui d'une fusion partielle dynamique d'une source homogène. Des taux de fusion partielle variables seraient à l'origine des différentes valeurs du rapport La/Sm. Les taux les plus faibles (3 à 9 %) produiraient les liquides enrichis en LREE. Des taux plus élevés (11 à 13 %) produiraient les liquides donnant les roches à spectres bombés et les basaltes appauvris en LREE (environ 19 %).

Dans la mesure où l'on a une évolution progressive de la forme des spectres, on est tenté de supposer que les basaltes à spectres plats représentent un stade intermédiaire qui n'est pas représenté dans l'ophiolite de Chamrousse.

Pour pouvoir appliquer cette hypothèse aux roches basiques du Montgenèvre, il faut vérifier qu'elle est bien cohérente avec la répartition des groupes géochimiques dans les différentes unités pétrographiques.

L'existence, en Haute-Ubaye, deux groupes géochimiques uniquement, rend une analyse comparable sans intérêt pour ce massif. Elle sera donc menée uniquement pour le Montgenèvre.

Le tableau 9 permet une visualisation simple de la répartition de ces différents groupes dans la série des basaltes du Montgenèvre.

Leur répartition spatiale et temporelle est schématisée par la figure 17.

Ce schéma montre nettement la succession dans le temps d'un épisode magmatique de type 2 (spectres enrichis en LREE, correspondant aux échantillon du groupe 2) suivi d'un magmatisme de type 3 (spectres plats) et 4 (spectres bombés) (correspondant respectivement aux échantillons des groupes 3 et 4), puis d'un magmatisme de type 1 (spectres appauvris en LREE, correspondant aux échantillons du groupe 1).

Le magmatisme de type 2 a généré les basaltes de l'unité aphyrique inférieure.

UNITES/TYPES DE SPECTRES	G1	G2	G3	G4
dolérites				4
Gd Charvia aphyrique doléritique		2		4
aphyrique sup. porphyrique	1	2	3	4
aphyrique inférieure		2		4
filons aphyriques			3	4
filons doléritiques	1			4
autres r.bas. aphy.		2		4
autres r. bas. porph.				3
autres r. bas. dolé.				4

Légende :

- 1 : 1er gr. (spectres appauvris en LREE)
- 2 : 2ème gr. (spectres enrichis en LREE)
- 3 : 3ème gr. (spectres plats)
- 4 : 4ème gr. (spectres bombés)

Tableau 9 : Répartition des groupes géochimiques de basaltes (définis selon la forme des spectres de terres rares) en fonction des principales unités pétrographiques.

A cet épisode a succédé une période durant laquelle l'activité magmatique s'est ralentie. C'est alors qu'ont commencé à cristalliser dans la chambre magmatique les phénocristaux de plagioclase qui ont donné lieu à la formation des coulées porphyriques (Lewis et Smewing, 1980). Au cours de cette même période les coulées de l'unité aphyrique inférieure ont été partiellement démantelées, ce qui a conduit à la formation de brèches de coussins. Un élément de ces brèches provenant du Chenaillet a été analysé et confirme ce résultat (CH113, groupe 2, "autres roches basiques aphyriques").

Le magmatisme de type 4, postérieur, correspond à des basaltes ayant subi un taux de fusion partielle plus élevé. Il est suivi par un épisode de magmatisme de type 1, pour lequel le taux de fusion partielle augmente encore.

Ce schéma est donc en accord avec celui de Bodinier et al (1981) pour le massif de Chamrousse. Cependant, il faut noter que les magmatismes de type 2, 3 et 4 semblent pouvoir être contemporains.

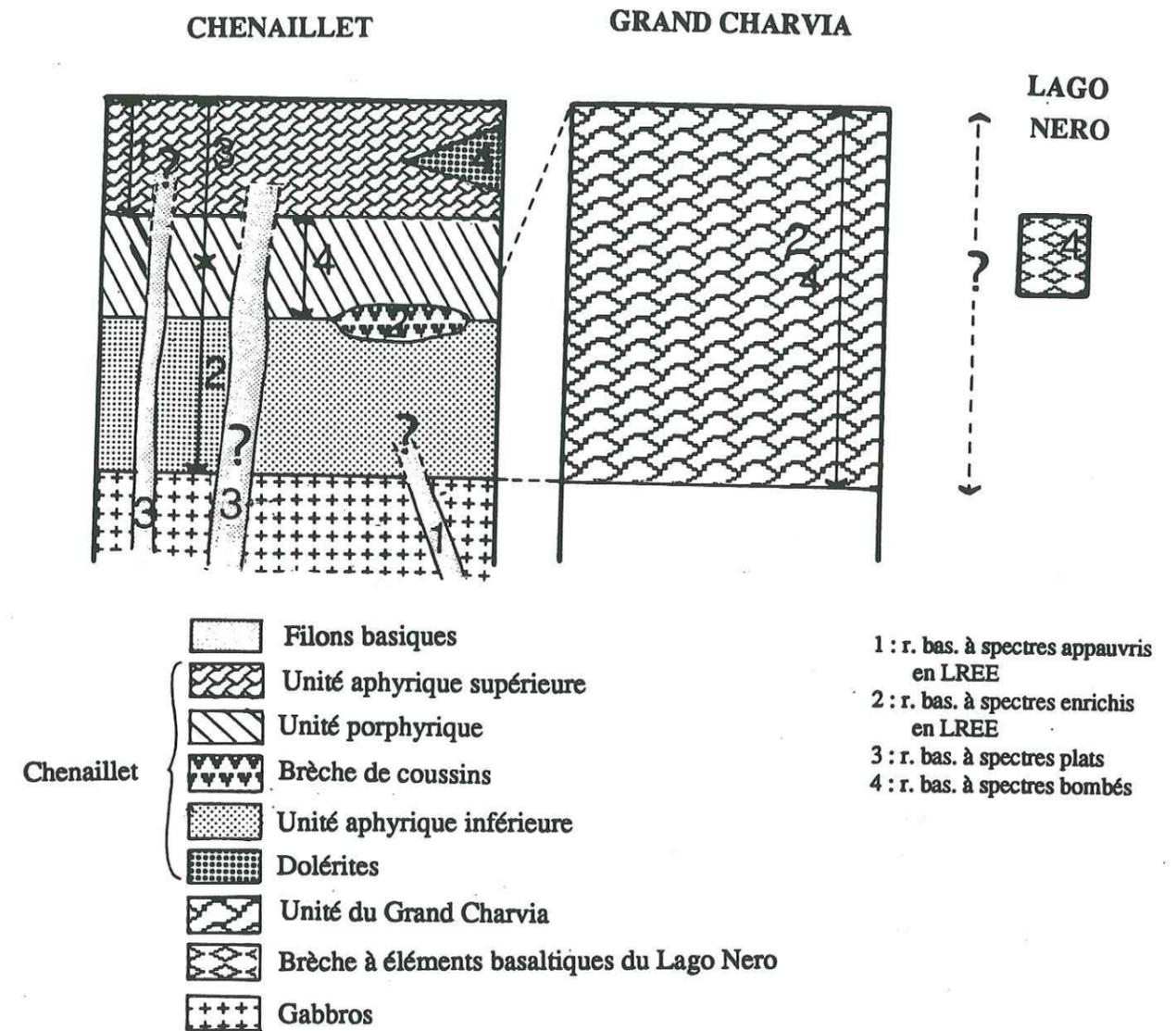


Figure 17 : Répartition des basaltes du Montgenèvre selon les groupes géochimiques auxquels ils appartiennent et les unités pétrographiques dont ils proviennent.

L'unité du Grand Charvia est à mettre au même niveau que les unités aphyrique inférieure et porphyrique.

Les dolérites massives du Chenaillet correspondent à l'épisode magmatique ayant généré les basaltes à spectres bombés.

Les filons peuvent appartenir aux épisodes 1,3 et 4. Les filons de type 1 n'ont été rencontrés que dans les gabbros de la partie orientale du massif (Italie).

Les échantillons regroupés sous le terme "autres roches basiques", outre CH113, déjà vu précédemment, contiennent un élément de brèche de basalte située à proximité de la brèche acide du Lago Néro (voir 2^{ème} partie) (CH168). Cet échantillon est du groupe 4.

Deux autres échantillons (CH88 et CH89), décrits dans la partie pétrographique, proviennent d'un basalte en contact avec un gabbro. L'un est aphyrique, l'autre porphyrique. Ils correspondent tous les deux à des échantillons du groupe 4.

Un processus de fusion partielle dynamique semble donc pouvoir expliquer la diversité des basaltes du Montgenèvre. Il est en accord avec la répartition des coulées basaltiques dans l'espace et dans le temps.

Les échantillons de Haute-Ubaye ont des caractères plus homogènes. Il est impossible, avec les données dont nous disposons, de les intégrer aussi dans un tel schéma.

L'étude de la fusion partielle, envisagée dans le paragraphe suivant, doit nous permettre de dire si le(s) taux de fusion partielle est (sont) compatible(s) avec le schéma précédent.

3.4. EVALUATION DU DEGRE DE FUSION PARTIELLE

Le comportement différencié des éléments de transition et des éléments incompatibles peut également permettre de vérifier l'intervention de la fusion partielle. C'est le cas par exemple du chrome et du thorium ou de l'yttrium. Les concentrations des éléments de transition (Cr) évoluent peu pendant la fusion partielle et diminuent fortement durant la cristallisation fractionnée, tandis que les concentrations des éléments hygromagmaphiles (Th, Y) augmentent au cours des deux processus, avec une concentration beaucoup plus forte pendant la cristallisation fractionnée.

Les diagrammes suivants n'ont pu être réalisés que pour les échantillons du Montgenèvre.

Figure 18 : Diagramme Cr vs Th réalisé pour les échantillons du Montgenèvre (Cabanis 1986) montrant l'intervention de la cristallisation fractionnée et celle de la fusion partielle.

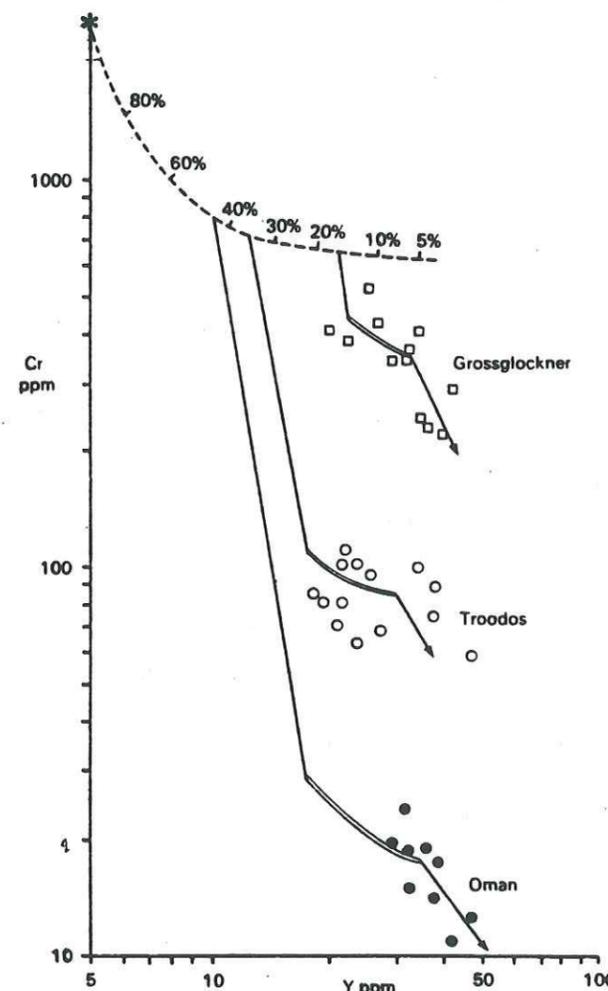
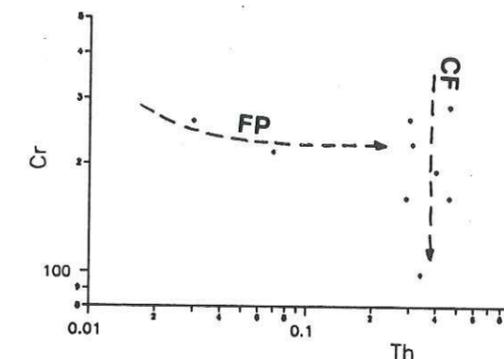
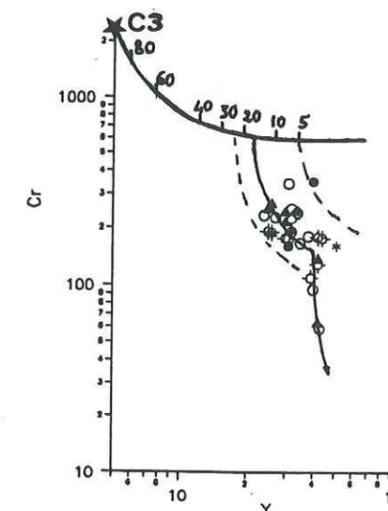


Figure 20 : Diagramme Cr vs Y pour les roches basiques du Montgenèvre (Pearce, 1980)

(Légende : voir figure 13)

Figure 19 : Modélisation de l'évolution de quelques suites ophiolitiques typiques à partir de la chondrite C3 (*), d'après Pearce (1980). Les pourcentages indiquent le taux de fusion partielle



On observe dans le diagramme Cr vs Th (fig. 18), pour les termes les moins différenciés, une diminution des teneurs en chrome modérée pour une forte diminution du thorium, ce qui traduit l'intervention de la fusion partielle. La diminution des teneurs en chrome à thorium presque constant dans les termes plus différenciés correspond à la cristallisation fractionnée. Les deux processus sont donc reflétés par le chimisme des roches basiques.

Le degré de fusion partielle intervenue dans le manteau diffère selon le type d'ophiolite. Celles de Méditerranée occidentale conduisent en général à un degré moins élevé (15-20 %) que celles de Méditerranée orientale formées en contexte d'arc insulaire (35-45 %) (Pearce, 1980). Nous allons essayer ici de préciser ce qu'il en est pour le Montgenèvre.

Des tendances d'évolution ont été modélisées par l'auteur dans le diagramme Cr vs Y (fig. 19). La composition du manteau primaire est celle de la chondrite C3.

Les trois étapes de l'évolution génétique sont :

- la fusion partielle d'une source lherzolitique à plagioclase pour laquelle les principaux degrés de fusion sont indiqués,

- la cristallisation fractionnée d'une phase mafique à olivine + spinelle chromifère +/- opx +/- cpx. Elle se traduit par une droite qui est presque parallèle à l'axe des ordonnées.

- la cristallisation de minéraux, dont le plagioclase est un des principaux, en système ouvert (double trait) ou fermé (trait simple).

En construisant par analogie la trajectoire des roches du Montgenèvre (fig. 20), on obtient un degré de fusion partielle moyen légèrement inférieur à 20.

Ce résultat est comparable à celui obtenu pour le Grossglockner (Alpes autrichiennes), avec cependant des teneurs en chrome plus faibles ici, ce qui traduit un degré de fractionnement plus élevé. Par rapport aux basaltes du Troodos et d'Oman qui ont un taux de fusion partielle plus élevé, ce taux plus faible serait en rapport avec une source moins hydratée.

Ce taux est une moyenne. Les extrêmes correspondent à environ 5 % et un peu plus de 20 %. Cet intervalle inclut celui compatible avec le modèle de fusion partielle dynamique (paragraphe 3.3.). Il est donc compatible avec l'intervention de ce mécanisme.

4. LE FRACTIONNEMENT

Le fractionnement correspond à l'étape ultime de la différenciation. Cette partie doit nous permettre de déterminer ses caractéristiques : nature de l'assemblage qui fractionne et taux de fractionnement.

Cette étude repose sur les diagrammes de Pearce et Nory, 1979 (TiO₂, Nb, Y vs Zr). L'utilisation de ces derniers nécessite d'exclure auparavant les cumulats basiques ce qui a été fait précédemment.

4.1. ETUDE DE L'ENSEMBLE DE LA SERIE

Dans un premier temps l'ensemble des échantillons est reporté dans ces diagrammes (fig. 21).

Les vecteurs de fractionnement modélisés par Pearce (1984) font apparaître le rôle prépondérant du plagioclase au cours de cette étape. Un clinopyroxène, et peut-être l'olivine, en accord avec les données pétrographiques, contribuent aussi à l'évolution observée. Les points représentatifs des échantillons sont bien regroupés. Leur direction d'alignement coïncide bien avec celle du vecteur 1 de Pearce qui correspond à la cristallisation de l'assemblage pl_{0,5} cpx_{0,3} ol_{0,2} pour les roches basiques. Le diagramme Nb vs Zr montre cependant une dispersion des points qui pourrait être d'ordre analytique et liée à la dispersion au voisinage des teneurs limites de la méthode d'analyse.

Les échantillons moins nombreux et plus dispersés de Haute-Ubaye laissent toutefois apparaître clairement la même tendance de fractionnement qu'au Montgenèvre, correspondant aux mêmes vecteurs modélisés.

4.2. ETUDE FINE DU FRACTIONNEMENT

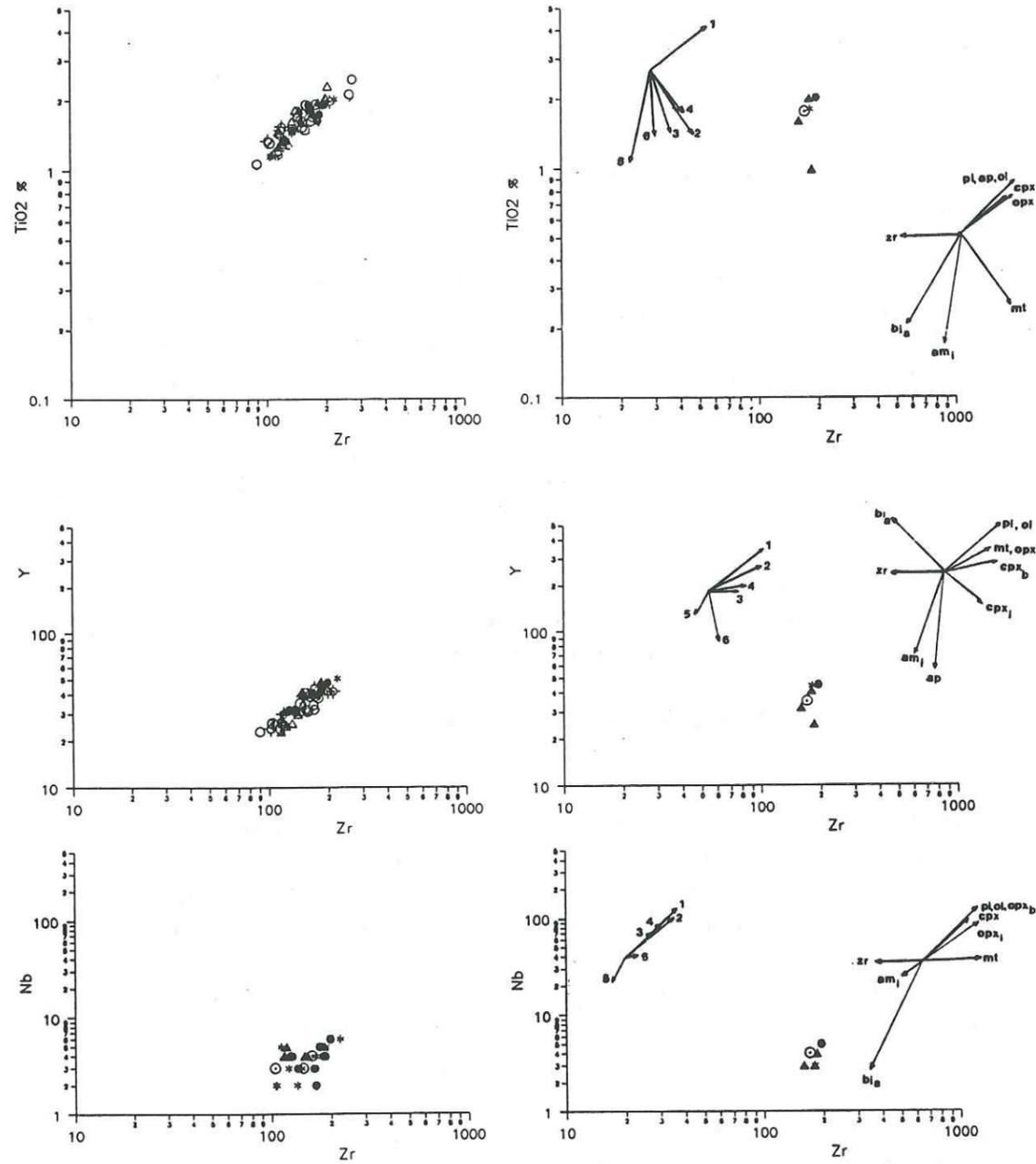
Les deux principaux diagrammes envisagés précédemment (TiO₂% et Y vs Zr) sont repris ici, en y reportant les échantillons par groupes géochimiques, définis sur la base des spectres de terres-rares (fig. 22 a et b).

Un nombre restreint d'échantillons figure dans le diagramme faisant intervenir TiO₂, en effet la publication dont certaines analyses sont issues (Lewis et Smewing, 1980) ne donnant pas les teneurs en cet élément.

Les échantillons de chaque groupe se répartissent sensiblement le long d'une même droite. Seuls les basaltes à spectres plats dévient sensiblement de cette observation. En effet, les positions de MG45 et MG40 s'éloignent nettement de celles des autres échantillons.

Les tendances de fractionnement observées pour les différents groupes sont parallèles entre elles. Leurs directions s'identifient avec celle de la droite de fractionnement de l'assemblage minéralogique déjà mentionné : pl_{0,5} cpx_{0,3} ol_{0,2}. Les différents groupes suivent donc la même tendance de fractionnement. Cette remarque est valable pour les basaltes du Montgenèvre et ceux de Haute-Ubaye (sauf, pour ce massif, en ce qui concerne le diagramme TiO₂% vs Zr, cela en grande partie à cause du caractère légèrement cumulatif de ces roches pour lesquelles ces diagrammes ne sont pas adaptés).

L'étude du taux de fractionnement est limitée par le nombre d'analyses, particulièrement pour les basaltes de type N-morb caractéristique, pour lesquels elles ne sont qu'au nombre de quatre (moins il y a d'échantillons, plus on risque de n'avoir pas les termes extrêmes, alors qu'ils sont susceptibles d'exister sur le terrain).



a - MONTGENEVRE

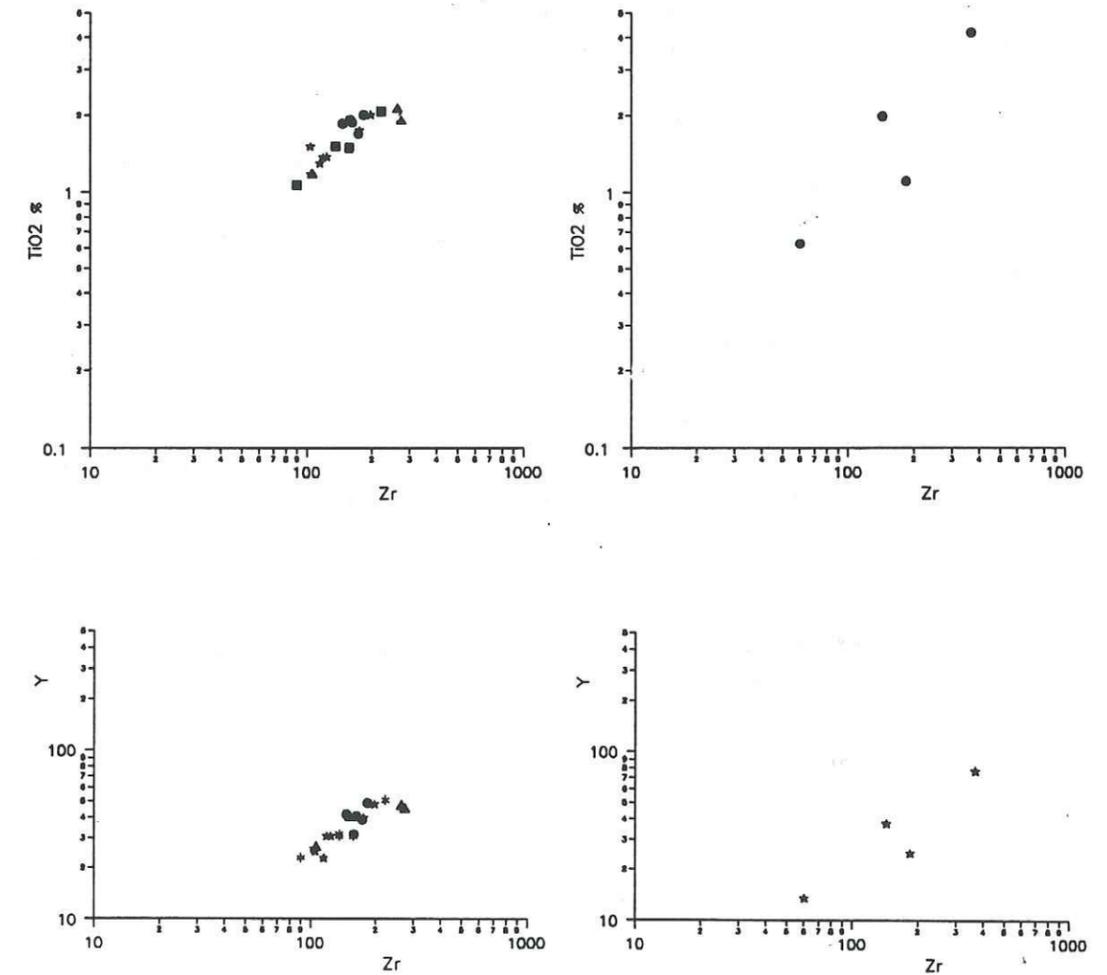
b - HAUTE-UBAYE

- Laves en coussins
- Laves en coussins (Publications)
- ▲▲▲▲▲ Filons basiques
- △△△△△ Filons basiques (Publications)
- ***** Autres roches basiques
- Dolerites
- ◇◇◇◇◇ Dolerites (Publications)

- Laves en coussins
- ▲▲▲▲▲ Filons basiques
- ***** Autres roches basiques
- Dolerites

Figure 21 : Diagrammes TiO₂, Y et Nb vs Zr pour les échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye. Les vecteurs de fractionnements sont modélisés pour les assemblages suivants : 1. pl_{0,5} cpx_{0,3} Ol_{0,2} (B), 2. pl_{0,5} cpx_{0,3} Ol_{0,1} (I), 3. pl_{0,6} am_{0,35} mt_{0,05} (I), 4. pl_{0,55} am_{0,2} cpx_{0,2} (I), 5. (ksp, pl)_{0,6} bi_{0,15} am_{0,2} mt_{0,05} (A), 6. pl_{0,6} cpx_{0,2} am_{0,15} mt_{0,05} (A); A: liquide de composition acide, b: basique, c: intermédiaire

Les tendances de fractionnement observées pour les différents groupes sont parallèles entre elles. Leurs directions s'identifient avec celle de la droite de fractionnement de l'assemblage minéralogique déjà mentionné : pl_{0,5} cpx_{0,3} ol_{0,2}. Les différents groupes suivent donc la même tendance de fractionnement. Cette remarque est valable pour les basaltes du Montgenèvre et ceux de Haute-Ubaye (sauf, pour ce massif, en ce qui concerne le diagramme TiO₂% vs Zr, cela en grande partie à cause du caractère légèrement cumulatif de ces roches pour lesquelles ces diagrammes ne sont pas adaptés).



a - MONTGENEVRE

b - HAUTE-UBAYE

Figure 22 : Diagrammes TiO₂ et Y vs Zr (Pearce, 1979, 1984) représentés pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye en fonction des différents types de spectres des basaltes. Voir fig. 21 pour les vecteurs de fractionnement.

(Légende : voir figure 16)

C'est peut-être pour cette raison que ce groupe présente au Montgenèvre, le taux de fractionnement le plus faible. Viennent ensuite les basaltes à spectre plats, puis les deux autres groupes pour lesquels le taux de fractionnement est estimé à près de 60 %. Cette étude est impossible en ce qui concerne les roches de Haute-Ubaye.

5. CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Le diagramme Zr/Y vs Zr (fig.9) a déjà apporté des éléments, mais n'a pu permettre de trancher entre un contexte de ride médio-océanique et un contexte intraplaque, ni au Montgenèvre, ni en Haute-Ubaye, car les échantillons se situent à la limite de ces deux domaines. Ce problème de recouvrement des champs est un problème classique des tholéites (Pearce et al, 1977), déjà mentionné au Chenaillet (Bertrand et al, 1982). Les résultats qui précèdent permettent déjà d'expliquer cette position par le mode d'évolution de la série.

D'autres diagrammes vont être envisagés ici, afin d'essayer d'apporter des précisions.

5.1. ETUDE DIAGRAMMATIQUE DU CONTEXTE GEODYNAMIQUE

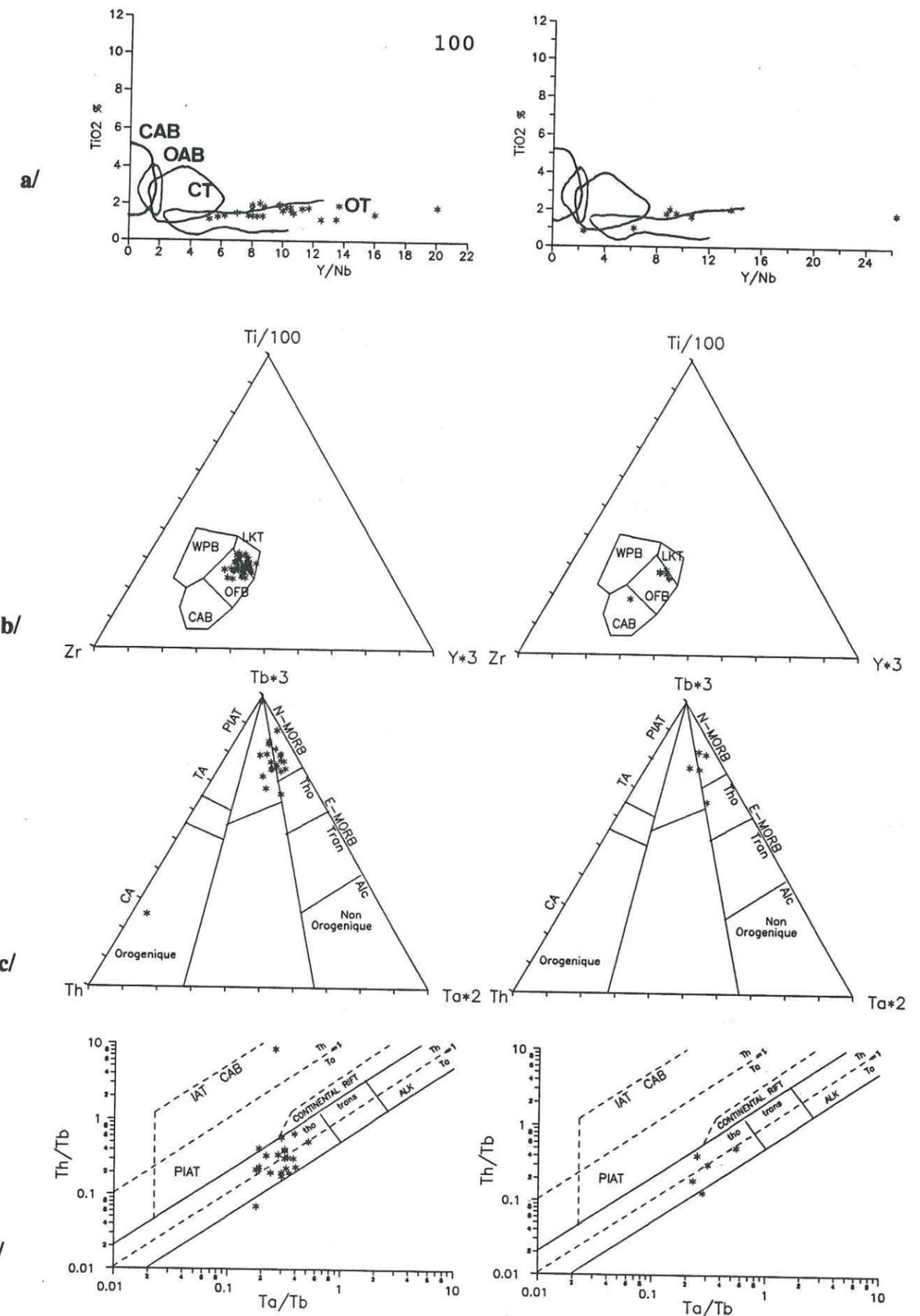
Dans le diagramme TiO_2 vs de Y/Nb (Floyd et Winchester, 1975; fig. 23a), les champs des tholéites continentales et océaniques se chevauchent légèrement. Cependant les échantillons du Montgenèvre et ceux de Haute-Ubaye se situent exclusivement dans le champ des tholéites océaniques.

Par contre, dans le diagramme $Zr - Ti*100 - Y*3$ (Pearce et Cann, 1973; fig. 23b), les échantillons chevauchent la limite des domaines des basaltes des fonds océaniques et des tholéites d'arc insulaires. Par contre, ils ne se trouvent pas du tout dans le champ des basaltes intraplaques.

Un filon basique de Haute-Ubaye (PP63) est situé dans le champ des basaltes calco-alcalins.

Le diagramme $Th - Tb*3 - Ta*2$ (Cabanis, 1986; fig. 23c) discrimine bien les basaltes océaniques de ceux qui ne le sont pas grâce au rapport Th/Ta . Il laisse en outre un domaine intermédiaire qui correspond à des cas particuliers telles que des tholéites intracontinentales contaminées (voir fig. 24, où figurent quelques séries caractéristiques).

Les échantillons étudiés ici occupent le champ des N-morb, que ce soit ceux du Montgenèvre ou ceux de Haute-Ubaye. Ils empiètent cependant sur le domaine des basaltes présentant un rapport Th/Ta intermédiaire. Un échantillon a une position anormale (dans le champ des basaltes orogéniques).



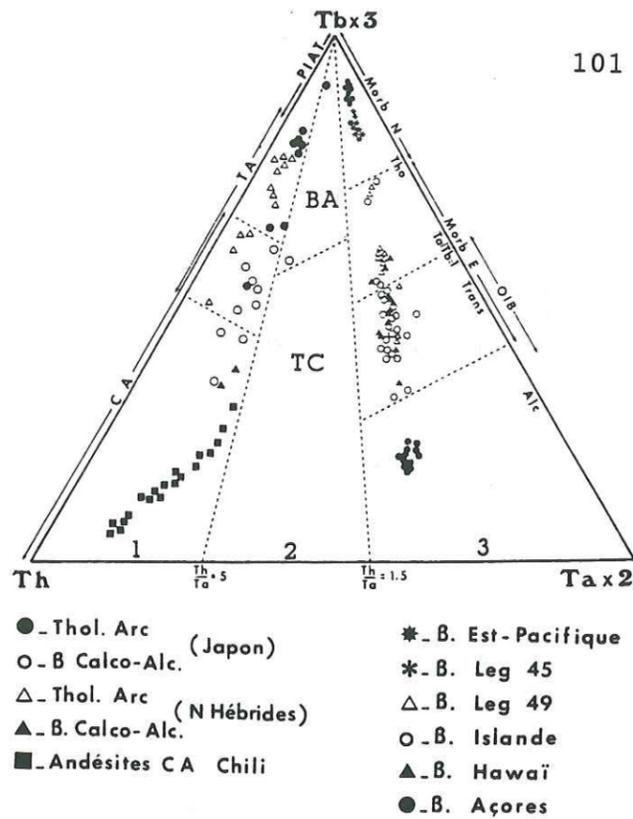
MONTGENEVRE

HAUTE-UBAYE

Figure 23 : Diagrammes permettant d'appréhender le contexte géodynamique des ophiolites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye.

a/ Floyd et Winchester (1975), CAB: continental alkali basalts; OAB: oceanic alkali basalts; CT: continental tholeiites ; OT : oceanic tholeiites

b/ Pearce et Cann (1973), WPB: within plate basalts; LKT: low potassium tholeiites; CAB: calc-alumino basalts



Dans le domaine orogénique (1), trois sous-domaines sont distingués. CA : calco-alcalin, TA : tholéiites d'arc, PIAT : tholéiites d'arc primitives.

Dans le domaine non orogénique (3), trois sous-domaines sont distingués. Tho : basaltes tholéiitiques comprenant les MORB « N » et certains MORB « E »; Trans : basaltes transitionnels comprenant les MORB « E » et la plupart des OIB (basaltes des îles océaniques), Alc : basaltes alcalins des îles océaniques et des domaines continentaux.

Dans le domaine intermédiaire (2), deux sous-domaines sont distingués. BA : séries des bassins avant-arc et arrière-arc immatures; TC : tholéiites continentales au sens large.

Quelques séries représentatives actuelles ont été portées sur le diagramme. Dans le domaine orogénique : les tholéiites d'arc et les basaltes calco-alcalins du Japon [Wood *et al.*, 1980]; les tholéiites d'arc et les basaltes calco-alcalins des Nouvelles Hébrides [Dupuy *et al.*, 1982]; les andésites calco-alcalines du Chili [Déruelle, 1980]. Dans le domaine non orogénique, les basaltes de la ride Est-Pacifique [Cambon *et al.*, 1983], les basaltes du Leg 45 des DSDP [Bougault *et al.*, 1978], les basaltes du Leg 49 des DSDP [Wood *et al.*, 1979c], les basaltes d'Islande [Wood *et al.*, 1979b], les basaltes d'Hawaï — Empereur DSDP [Cambon *et al.*, 1980], les basaltes des zones fissurales de l'île de Faïal (Açores) [Lemarchand, 1987].

Figure 24 : Diagramme Th-3 x Tb-2 x Ta pour des séries de contexte géotectonique connu (d'après Cabanis, 1986)
1: séries orogéniques; 2: séries intermédiaires; 3: séries non orogéniques

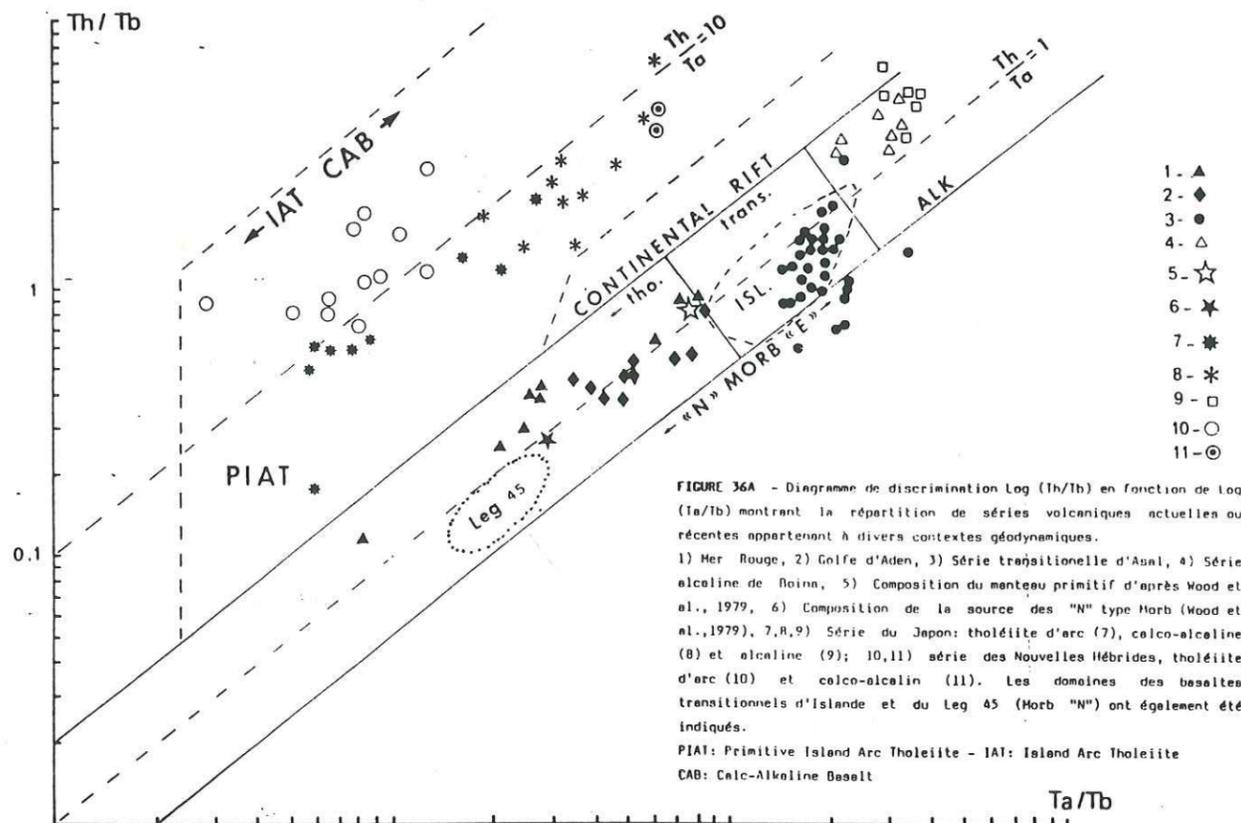


FIGURE 36A - Diagramme de discrimination Log (Th/Tb) en fonction de Log (Ta/Tb) montrant la répartition de séries volcaniques actuelles ou récentes appartenant à divers contextes géodynamiques.

1) Mer Rouge, 2) Golfe d'Aden, 3) Série transitionnelle d'Azul, 4) Série alcaline de Boina, 5) Composition du manteau primitif d'après Wood *et al.*, 1979, 6) Composition de la source des "N" type Morb (Wood *et al.*, 1979), 7,8,9) Série du Japon: tholéiite d'arc (7), calco-alcaline (8) et alcaline (9); 10,11) série des Nouvelles Hébrides, tholéiite d'arc (10) et calco-alcalin (11). Les domaines des basaltes transitionnels d'Islande et du Leg 45 (Morb "N") ont également été indiqués.

PIAT: Primitive Island Arc Tholeiite - IAT: Island Arc Tholeiite
CAB: Calc-Alkaline Basalt

Figure 25 : Diagramme de discrimination log (Th/Tb) vs log (Ta/Tb) montrant la répartition de séries volcaniques actuelles ou récentes appartenant à divers contextes géodynamiques (d'après Cabanis, 1986)

Enfin, le dernier diagramme (Th/Tb fonction de Ta/Tb, Cabanis, 1986; fig. 23d) présente l'avantage par rapport au précédent d'agrandir les champs qui se situent près du pôle Tb*3.

La position de nos échantillons y est comparable : ils sont dans le même domaine que les échantillons de la ride médio-Atlantique (leg 45) et s'étendent jusqu'aux domaines des échantillons de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden pour les basaltes du Montgenèvre. (voir fig. 25). La distribution des basaltes de Haute-Ubaye est plus réduite.

Le même échantillon que précédemment a une position particulière dans le domaine des laves orogéniques.

Le caractère franc des basaltes intraplaques est absent (diag. TiO₂ vs Y/Nb et Zr-Ti/100-Y*3), mais il existe une dérive vers les basaltes orogéniques qui ressort légèrement dans le diagramme Th-Tb*3-Ta*2 de Cabanis.

Les roches étudiées montrent donc une affinité océanique, tout en ayant un chimisme comparable à celui des basaltes appartenant soit à des domaines en début de rifting, soit à des domaines où l'ouverture océanique est faible et une contamination crustale possible.

5.2. VITESSE D'EXPANSION

L'évaluation de la vitesse d'expansion océanique dans laquelle sont impliqués ces basaltes peut être faite par le diagramme Zr/Y vs Zr dans lequel sont reportées les valeurs moyennes sur l'ensemble des basaltes (Pearce, 1980; fig. 26).

Cependant, les résultats apportés ne sont que des indications car de nombreux facteurs peuvent entraîner une dérive. Ce sont notamment :

- l'absence d'enrichissement en éléments traces de certains basaltes de rides rapides;
- la présence de cristaux cumulus pouvant entraîner la dilution des abondances de nombreux éléments traces.

Sous réserve des remarques précédentes, ce diagramme indique des vitesses d'expansion comparables pour les deux massifs de l'ordre de 5 cm/an (fig. 27), ce qui correspond à une ride rapide.

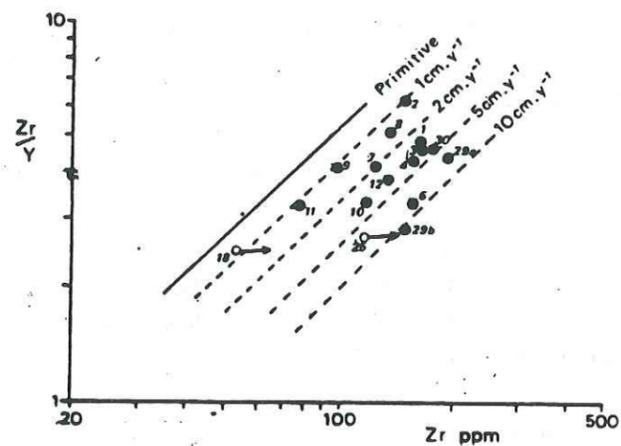


Figure 26 : Diagramme Zr/Y vs Zr donnant les vitesses d'expansion des rides. Les points concernent les ophiolites méditerranéennes du Mésozoïque, les cercles les ophiolites du Crétacé (d'après Pearce, 1980)

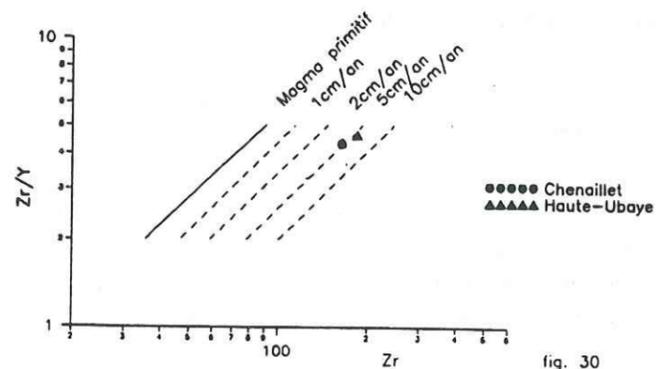


Figure 27 : Evaluation de la vitesse d'expansion océanique pour les ophiolites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye

6. CONCLUSION A L'ETUDE GEOCHIMIQUE DES ROCHES BASIQUES

L'étude géochimique des éléments majeurs a confirmé le caractère tholéitique de la lignée basique et l'intervention de la spilitisation.

L'étude géochimique fine, faisant intervenir les éléments-traces, révèle la variabilité de la source mantellique.

Cette variabilité s'exprime essentiellement par une variation continue de la forme des spectres de REE normalisés à la chondrite C4. Ils évoluent de spectres enrichis en LREE vers des spectres appauvris en LREE en passant par des spectres bombés et plats pour les basaltes du Montgenèvre.

Cette évolution s'intègre bien dans le schéma de fusion partielle dynamique modélisée par Bodinier et al (1981) pour l'ophiolite de Chamrousse.

Ce schéma n'est pas applicable aux roches basiques de Haute-Ubaye qui ont des caractères géochimiques beaucoup plus homogènes.

Le taux de fusion partielle variant de 5 % à plus de 20 % au Montgenèvre correspond aux valeurs attendues lors d'une telle fusion.

Le même type de différenciation par cristallisation fractionnée est intervenu au sein des lignées du Montgenèvre et de Haute-Ubaye. Il correspond à la cristallisation de l'assemblage suivant : $pl_{0,5} cpx_{0,3} Ol_{0,2}$, pour les 2 séries. Ce type de fractionnement correspond à une évolution à BP dans un domaine superficiel.

L'estimation de la vitesse d'expansion pour chacun des deux massifs indique le fonctionnement d'une ride rapide.

L'appartenance de ces basaltes à des domaines en début d'océanisation rejoint le point de vue émis par la plupart des auteurs (Gianelli et Principi, 1977; Abbate et al, 1980; Ishiwatari, 1985) selon lesquels les basaltes du Chenaillet se seraient formés dans un rift mésozoïque jeune.

Troisième partie

TYPOLGIE DES ALBITITES,

RELATION AVEC

LES ROCHES BASIQUES,

MODALITES DE FORMATION

I - INTRODUCTION

Les roches qui sont étudiées dans ce chapitre appartiennent à l'ensemble des granites sodiques. Ces matériaux sont caractérisés par des teneurs en Na₂O élevées et faibles en K₂O.

Ils sont à rapprocher plus particulièrement des plagiogranites des associations ophiolitiques. Ce terme est préféré par M. et D. Ohnenstetter (1980) à celui de plagiogranites océaniques, proposé par Coleman et Peterman (1975), qui se réfère à un contexte géotectonique. Le terme de plagiogranite (ou plus généralement de granitoïde) océanique sera donc seulement réservé aux roches acides correspondantes draguées sur les fonds océaniques.

Le terme d'albitite est utilisé par M. et D. Ohnenstetter (1980) pour désigner des roches plagioclasiques pauvres en quartz et correspondant soit à des syénites, soit à des diorites. C'est celui que nous retiendrons préférentiellement pour désigner les roches étudiés dans cette partie.

Les albitites du secteur ont en déjà fait l'objet de datations; l'apatite et le zircon qu'elles contiennent se prêtant particulièrement à la méthode de datation par traces de fissions (Chessex et al, 1964; Carpena et Caby, 1984).

Les résultats sont donnés par le tableau suivant qui précise en outre les âges attribués à d'autres albitites de la même région des Alpes occidentales. Les résultats donnés par Chessex et al (1964) montrent des écarts importants pour un même échantillon selon la méthode de datation utilisée (éch. A et B).

provenance	minéral	méthode	âge (ma)	auteur
Pic Marcel	zircon	traces de fission	194+/-5,2	Carpena et Caby, 1984
Pic Marcel	apatite	"	36,3+/-2,9	"
Clausis	zircon	"	192,2+/-6,1	"
Médille	zircon	"	196,1+/-13,9	"
Agnel	zircon	"	197,6+/-18,6	"
Chenaillet	zircon	"	212,1+/-7,6	"
Chenaillet	zircon	"	A:101 B:140	Chessex et al, 1964
Chenaillet	amphibole	K/Ar	A:114+/-3 B:142+/-3	"

Tableau 1 : Ages donnés par les albitites du Chenaillet et du Queyras

Dans un premier temps il est important de remarquer que les métamorphismes alpins des faciès schistes verts et bleus n'ont pas affecté les zircons. Par contre, les apatites ont enregistré l'âge du métamorphisme (faciès schistes verts : 36,3+/-2,9 ma).

Les âges donnés pour l'albitite du Chenaillet sont variables. Les travaux de Chessex et al (1964) sont relativement anciens. Le perfectionnement des méthodes peut expliquer l'écart avec les résultats groupés de Carpena et Caby (1984).

Si l'on retient ces dernières données qui présentent l'avantage d'être cohérentes avec celles des autres affleurements étudiés, on obtient un âge de 212 ma pour l'événement daté, qui correspond à l'âge du refroidissement après le métamorphisme océanique.

Ces datations permettent de situer l'expansion océanique entre le Trias supérieur et le Jurassique inférieur.

II - GISEMENT ET ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ALBITITES

1. LES ALBITITES DU MONTGENEVRE

Les albitites du Montgenèvre occupent une très faible surface. Elles se présentent sous forme de plusieurs petits pointements qui vont être successivement décrits.

Les lieux de prélèvement des échantillons sont précisés en annexe 2.

1.1. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

1.1.1. L'ALBITITE DU GONDRAN

SITUATION

Cet affleurement se trouve de part et d'autre du chemin menant au lac Gignoux et s'étire sur environ 200 m, jusqu'à proximité du lac des Sarailles. Il a été anciennement exploité dans sa partie supérieure pour la construction des casernes militaires voisines.

DESCRIPTION

Serpentinites et gabbros affleurent à proximité de ces roches sans qu'il soit possible d'observer un contact. Cette absence d'affleurement ne permet pas de dire si l'albitite est complètement entourée par les serpentinites ou si elle est au contact du gabbro. Ce pointement a cependant été considéré comme un filon au sein des roches ultrabasiques par certains auteurs (Bertrand et al, 1982). Par contre, Lewis et Smewing (1980) y ont vu une inclusion d'origine tectonique dans les serpentinites. L'affleurement est constitué de plusieurs pointements de 1 m² à 1500 m² de surface, souvent sous forme de blocs en place.

Cinq faciès ont été reconnus : ils diffèrent par la granulométrie, l'abondance des minéraux ferromagnésiens et le degré de chloritisation.

Faciès 1 : roche de couleur verte, dans laquelle s'identifient des plagioclases abondants, entourés de plages chloriteuses de petites dimensions. On y distingue quelques petits grains noirs (minéraux opaques) et quelques baguettes allongées d'amphibole verte. Nous considérerons ici ce faciès comme moyennement chloriteux. L'altération météorique de la roche lui donne localement un aspect légèrement caverneux.

Faciès 2 : il est plus leucocrate que le précédent, les plages chloriteuses y étant moins abondantes. On y trouve également des amphiboles vertes et des minéraux plus trapus, ferromagnésiens (probablement des clinopyroxènes).

Faciès 3 : faciès "pommelé". Il est constitué d'amas blanchâtres (plagioclases) et verts (chloriteux) intriqués les uns dans les autres. Les limites entre ces amas ne sont pas nettes. Ce faciès peut être localement plus ou moins leucocrate, il reste cependant en moyenne très chloriteux par rapport aux deux précédents. En patine, la chlorite prend une teinte rouille, particulièrement au sein des amas. Elle peut aussi se concentrer au sein de la masse en déterminant des lits de moins de 1 mm à quelques mm d'épaisseur.

Faciès 4 : comparable au faciès 3, il est cependant moins riche en chlorite. Ce minéral se concentre en amas ou en lits. Aucun autre minéral ferromagnésien n'est observable.

Faciès 5 : il s'apparente au faciès 2, relativement peu chloriteux, mais il est par contre riche en minéraux sombres aciculaires (amphiboles vertes) et montre une couleur grise-verdâtre.

La cartographie (1/5000) des faciès, établie au cours de ce travail (voir fig. 1), fait apparaître la prédominance du faciès 1, plus chloriteux, dans la partie nord, topographiquement la plus élevée, de l'affleurement, et le plus grand développement du faciès 2, le plus leucocrate, dans la partie basse (située au sud). Les autres faciès sont subordonnés, les faciès 3 et 4 se trouvant uniquement dans la partie supérieure et le faciès 5 uniquement dans la partie basse de l'affleurement.

Des filonets d'albite, chlorite, prehnite et/ou épidote recoupent les différents faciès.

On peut noter quelques particularités. Elles sont décrites ci-dessous et indiquées sur la fig. 1.

Affleurement A : il est essentiellement constitué du faciès 1. On y observe cependant assez souvent des variations progressives entre des termes leucocrates et des termes plus chloriteux. Il est parcouru de lits blancs de nature feldspathique, bien tranchés, à fine bordure chloriteuse. Localement se trouvent des sphérolites blancs d'environ 0,5 à 1 cm de diamètre qui forment des bouffées ou bien se regroupent pour constituer des zones rubanées (fig. 3). Ces structures seront étudiées en détail dans la partie 1.3.

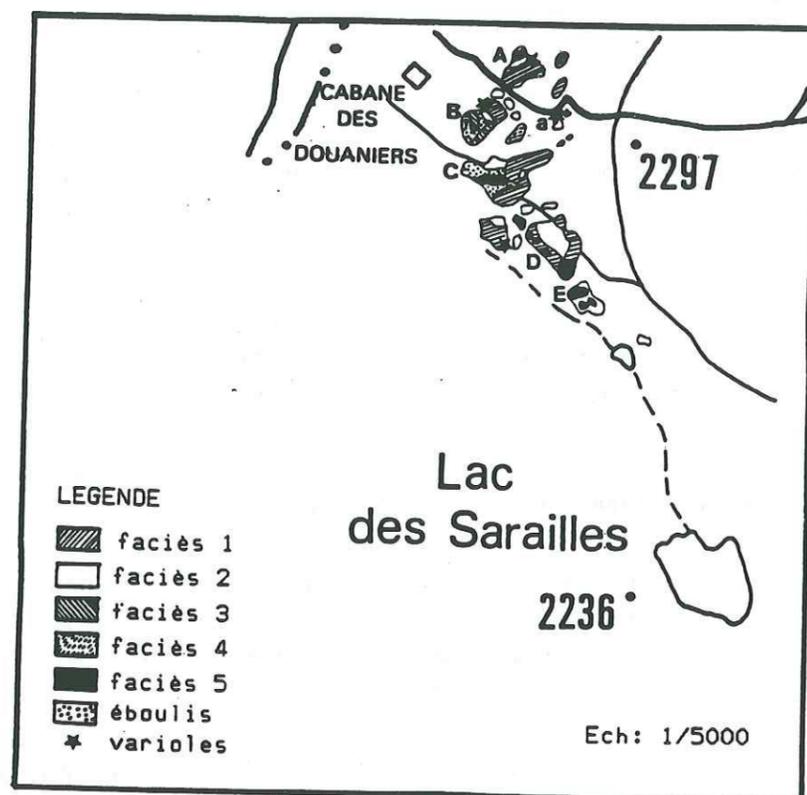


Figure 1 : Cartographie des différents faciès albitiques au col du Gondran, Chenaillet

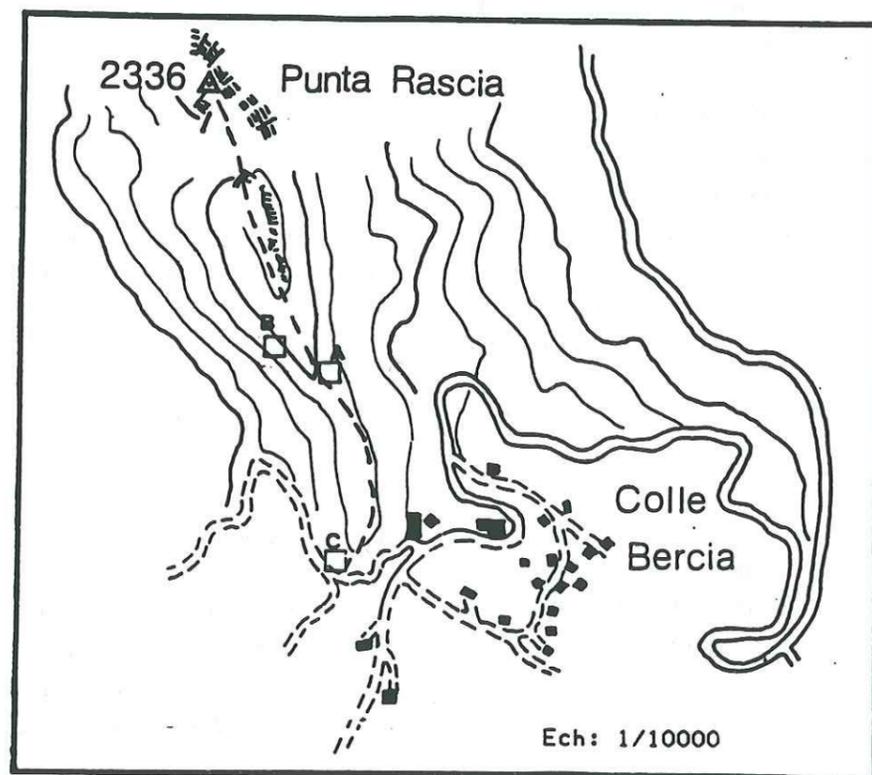


Figure 2 : Situation des affleurements d'albitite sur le versant italien du massif du Montgenèvre



Figure 3 : Réunion de "sphérolites" qui constituent des zones rubanées dans l'albitite

Affleurement B : il est essentiellement constitué par le faciès 2. Cependant, ainsi que pour les 3 petits affleurements situés à proximité, on y observe des variations, progressives, entre les faciès 2 et 5. De telles variations localisées entre 2 faciès sont fréquentes dans les différents affleurements.

Affleurement C : la bordure NE de cet affleurement est jalonnée par un contact tectonique : l'albitite est cataclásée et passe à une brèche où les éléments sont plus ou moins dissociés et emballés dans une matrice blanchâtre à verdâtre.

Affleurement D : les limites entre les faciès 1 et 5 d'une part, et 3 et 5 d'autre part sont indiquées approximativement sur la carte de la fig. 1). Les faciès les plus chloriteux se trouvent essentiellement à l'ouest et au sud de l'affleurement.

Affleurement E : la partie supérieure de cet affleurement est constituée surtout par le faciès 5, tandis que dans la partie basse on trouve essentiellement le faciès 2, avec localement les faciès 5 et 1. Deux filonets feldspathiques à bordures diffuses se recoupent dans l'albitite.

1.1.2. FILONS D'ALBITITE AU SEIN DES GABBROS

SITUATION

Les gabbros du col du Gondran sont parfois recoupés par des filons d'albitite mesurant de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur et d'extension longitudinale réduite.

DESCRIPTION

Certains filons plagioclasiques intrusifs dans les gabbros ont déjà fait l'objet de descriptions précises (Bertrand et Vuagnat, 1979). Ces travaux ont permis d'établir la chronologie suivante : la flasérisation du gabbro encaissant est antérieure à la mise en place du filon plagiogranitique, lui-même antérieur à la mise en place des filons basiques. Il semblerait cependant que le contact syénite - dolérite soit parfois lobé. Un tel contact peut être un indice de contemporanéité des deux matériaux.

1.1.3. L'ALBITITE DE LA PUNTA RASCIA (ITALIE)

L'albitite apparaît très ponctuellement de part et d'autre de l'arête qui prolonge la Punta Rascia vers le sud (fig. 2). Le pointement le plus important (affleurement A) émerge des serpentinites sans que l'on puisse voir la nature de ses relations avec cette dernière. Il est recoupé par un filon basique. La syénite est homogène et localement mouchetée de petites taches (inférieures au mm) de chlorite.

Les affleurements d'albitite B et C sont fréquemment entourés d'une enveloppe externe, d'épaisseur centimétrique, de couleur verte. Des veinules de même nature, issues de cette bordure, pénètrent dans l'albitite. L'étude microscopique révèle la nature complexe de ce matériau où la serpentinite tient cependant une place importante. A proximité du contact entre les deux roches, l'albitite acquiert une couleur plus sombre.

1.1.4. LA BRECHE SYENITIQUE DU SUD-CHENAILLET

SITUATION

Cet affleurement se trouve entre le lac des Sarailles et le petit lac situé à l'est, à environ 150 m du premier.

DESCRIPTION

Il s'agit d'un bloc d'environ 1,50 m de long et de deux plus petits d'environ 50 cm de long.

Il est représenté par la figure 4a.

La matrice plagiogranitique n'apparaît pas uniforme. Elle est très leucocrate lorsque les enclaves sont peu abondantes (faciès 2). Elle se rapproche du faciès 3, chloriteux, au voisinage des enclaves, et plus particulièrement des enclaves doléritiques. Cela suggère un phénomène de contamination de la matrice par les éléments qu'elle englobe et, peut-être, la néoformation de minéraux tels que la hornblende.

Dans ce mélange, quatre types d'enclaves ont été reconnus : des enclaves basaltiques, doléritiques, dioritiques et serpentineuses.

Ces enclaves n'ont pas une répartition uniforme dans l'affleurement. On distingue 5 zones, grossièrement parallèles entre elles et alternativement riches et pauvres en enclaves (voir fig. 4b). L'orientation générale de la brèche est en outre renforcée par l'organisation planaire des éléments entre eux.

Dans la partie orientale, l'affleurement est recoupé par deux filons leucocrates, aux limites nettes, d'une dizaine de centimètres d'épaisseur qui se rejoignent. Ils sont constitués d'une albitite (faciès 2) contenant des minéraux ferromagnésiens à fréquence variable, parfois en aiguilles (amphiboles), et de petits amas chloriteux. Le contact des filons avec la brèche est tranché, de teinte sombre sur un millimètre et parfois schistosé. Ailleurs l'albitite semble s'être plus ou moins mélangée à l'encaissant (fig. 4c).

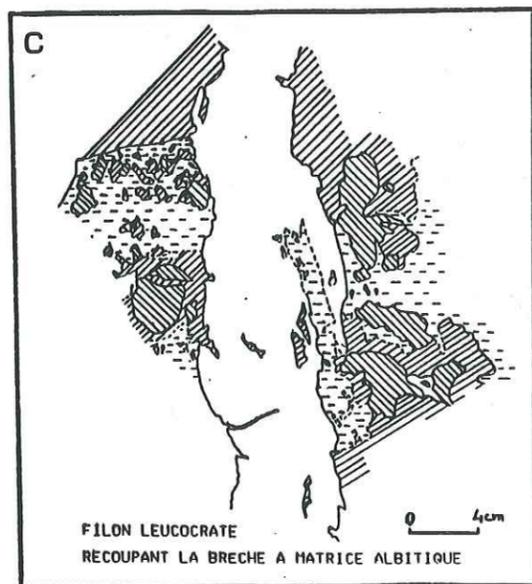
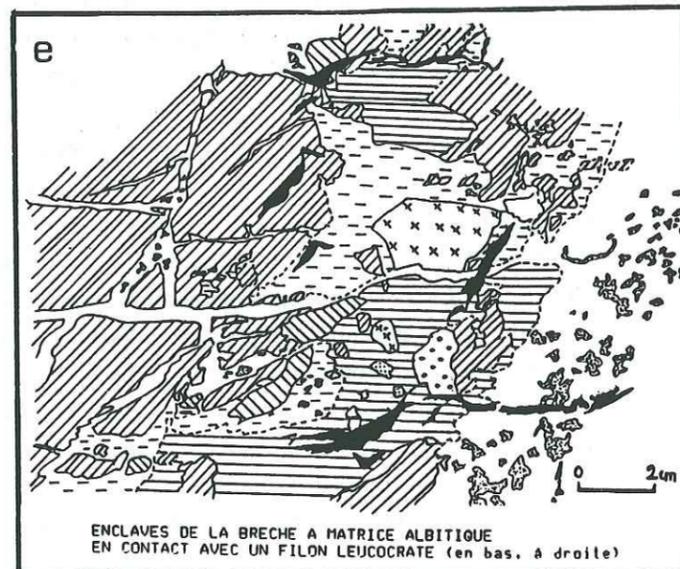
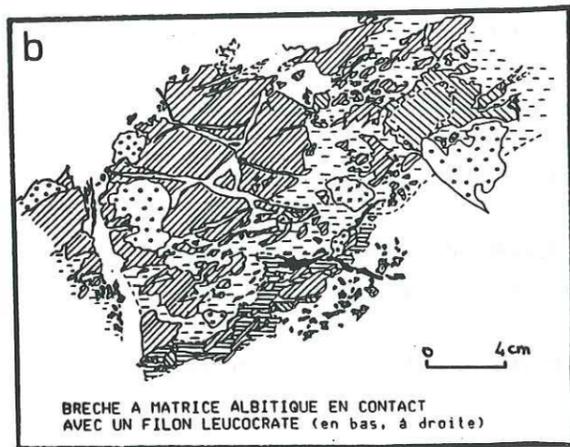
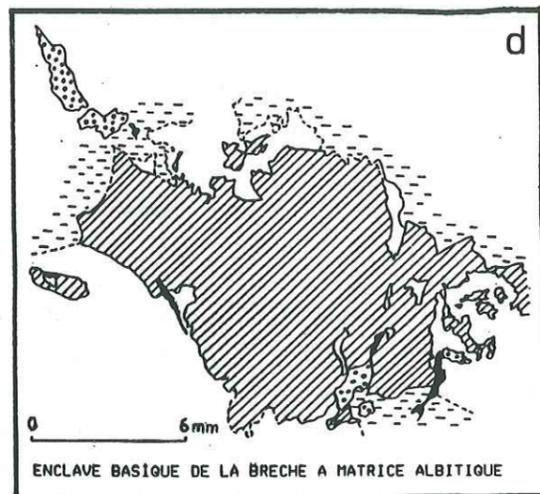
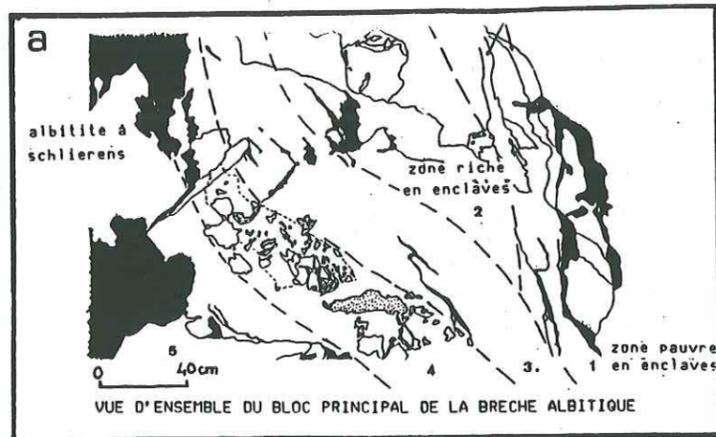
La partie occidentale de l'affleurement contient un filon basique recoupé par des fractures et localement cataclasé.

Les différents types d'enclaves sont les suivants :

- **éléments basaltiques** : ce sont les plus abondants. Il s'agit d'une roche aphanitique très légèrement porphyrique à plagioclase pouvant contenir des amphiboles. Leurs contours sont le plus souvent arrondis, parfois anguleux et parfois lobés (dans le cas de matériel fin) (fig. 4d).

La syénite semble d'une part s'être mise en place dans un matériau froid déjà cristallisé, d'autre part, avoir été en contact simultanément avec un liquide basaltique. Certains éléments sont fracturés et recoupés par des filonets de syénite aux limites nettes (fig. 4 b et e). Ces contacts tranchés peuvent être la conséquence d'un retrait thermique du mélange. Les plus petites enclaves sont parfois étirées (schlierens). Elles s'observent en particulier à proximité des gros éléments fracturés.

- **éléments doléritiques ou gabbro-doléritiques** (grain millimétrique). Ils sont peu abondants, de forme anguleuse et de taille réduite (5 à 6 cm).



LEGENDE

- roche basique très sombre ou zone en creux et oxydée
- roche basique
- mélange basique-albitite sombre
- mélange basique-albitite clair
- albitite
- partie caverneuse dans l'albitite
- zones leucocrates
- mousse
- diorite

Figure 4 : Particularités de la brèche à matrice albitique du Chenaillet

- **éléments dioritiques** : la diorite est fine, chloriteuse. Elle est riche en hornblende. Par endroits le contact diorite - syénite est net, lobé, rappelant un contact de deux magmas. Les éléments doléritiques peuvent aussi être recoupés par des filonets albitiques leucocrates qui pourraient comme précédemment s'être formés à la faveur de fentes de retrait thermique.

- **éléments serpentineux** : à la suite de l'altération météorique ils apparaissent en creux. Ils sont parfois de couleur verte, le plus souvent rouille. Leur périphérie est noire. Leur forme est en général allongée. Ils mesurent de quelques centimètres à une dizaine de centimètres de long. Ces roches ultrabasiques sont transformés en chlorite blanchâtre et peut-être en amphiboles aciculaires.

1.2. ETUDE MICROSCOPIQUE

Les cinq faciès définis précédemment pour l'affleurement principal du Gondran ont été étudiés. Dans la mesure du possible les échantillons provenant des autres affleurements ont été rapportés à ces types.

a - **Faciès 1***

Les plagioclases constituent l'essentiel de la roche. Leurs tailles maximales varient de quelques dizaines de microns à 2 mm. Les cristaux de dimensions moyennes sont les plus abondants. Ils sont tabulaires. Il s'agit d'albite (An : 0 à 10 %). Les mâcles polysynthétiques ont enregistré des déformations mécaniques qui affectent la majorité des cristaux. Des cristaux peu abondants de clinopyroxène sont à noter dans quelques lames. Appartiennent en outre à la paragenèse primaire apatite, zircon, allanite, minéraux opaques. Sont présents les minéraux secondaires suivants : trémolite-actinote, leucoxène, prehnite, pumpellyite, chlorite plus ou moins ferrifère et/ou magnésienne, épidote (zoïsite, pistachite), hornblende verte, parfois maclée (le développement de ce minéral dans les fractures laisse penser qu'il n'est pas primaire), sphène.

b - **Faciès 2**

Il contient une moins grande proportion d'amphiboles que le faciès 1

c **Faciès 3**

Il est plus riche en minéraux opaques que le faciès 2 et peut localement être riche en pumpellyite.

* CH10, 80CH20, 80CH21, 83CH34, 80CH19, 83CH37

d - Faciès 4*

Le constituant principal est une albite (An : 0 à 10 %). Ses cristaux de dimensions maximales de 2,5 mm à 3 mm, xénomorphes, sont entourés de petits cristaux de même nature (< 100 μ). La fréquence des mâcles polysynthétiques est variable. Les minéraux primaires accessoires présents sont l'apatite, le zircon, des minéraux opaques (titanomagnétite). Les minéraux secondaires sont représentés par la prehnite, la chlorite, le sphène (englobant la phase opaque) et la pumpellyite.

e - Faciès 5**

Les lames étudiées présentent une altération plus poussée que précédemment. Le plagioclase n'est plus représenté que par quelques plages informes. La hornblende verte est peu abondante. Le reste des lames est occupé par des minéraux secondaires tels que la trémolite-actinote et l'épidote.

L'une des lames observées (83CH33) se distingue des autres par ses cristaux de plagioclase. Leur dimension maximale est moindre, tandis que leur allongement est plus important. Ils s'organisent en une texture de type intersertal. Ces caractères microscopiques vont de pair avec un aspect macroscopique différent : le grain de la roche est variable et l'échantillon est cataclaté.

Remarque : le quartz n'a pu être reconnu dans aucune des 24 lames étudiées. Sa présence a cependant été signalée par Pusztaszeri (1969).

Dans ces différents faciès, plusieurs autres textures ont été observées :

* une texture grenue impliquant des cristaux subautomorphes à automorphes (CH10, 80CH20, 80CH21, 83CH34);

* une texture proche des textures d'adcumulat (CH129, 83CH16, 83CH35). L'altération qui affecte essentiellement le coeur des cristaux de plagioclase souligne une zonation primaire (Pl I, 1 et 2);

* une texture de "congelate cumulate". Des cristaux automorphes à subautomorphes d'albite sont séparés par des cristaux interstitiels xénomorphes du même minéral. Cette texture évoque celle de "congelate cumulate" (représentant un solide ayant piégé un liquide) observée dans les albitites corses (M. et D. Ohnenstetter, 1980) et interprétée par ces auteurs comme un magma silicaté entraîné vers la surface par sa faible densité et ayant constitué le toit d'une chambre magmatique. La texture grenue xénomorphe témoignerait d'un refroidissement plus rapide (mêmes auteurs) (Pl I, 4);

* une texture de recristallisation. Des cristaux xénomorphes d'albite sont entourés par des cristaux xénomorphes beaucoup plus petits du même minéral (CH37, CH73, CH36), (Pl I 4).

Dans ce cas l'agencement des cristaux de plagioclase suggère soit une destabilisation des plus grands cristaux au profit des seconds (granoblastique hétérogranulaire), soit deux étapes de cristallisation : les plus grands cristaux sont précoces; les plus petits cristallisent ensuite dans l'espace interstitiel (texture grenue).

* CH36, CH37, CH72, CH73, 83CH39

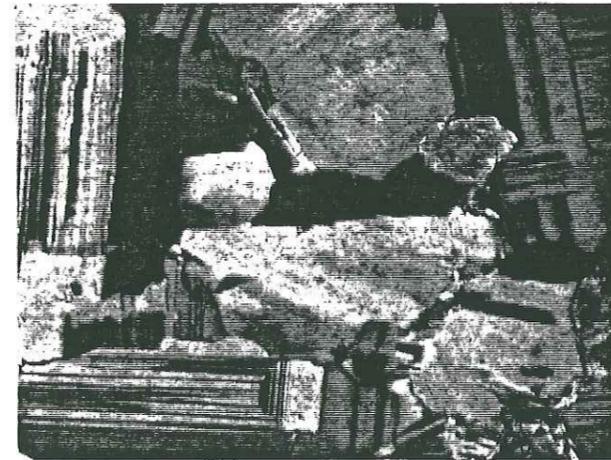
** CH127, CH129, 83CH31



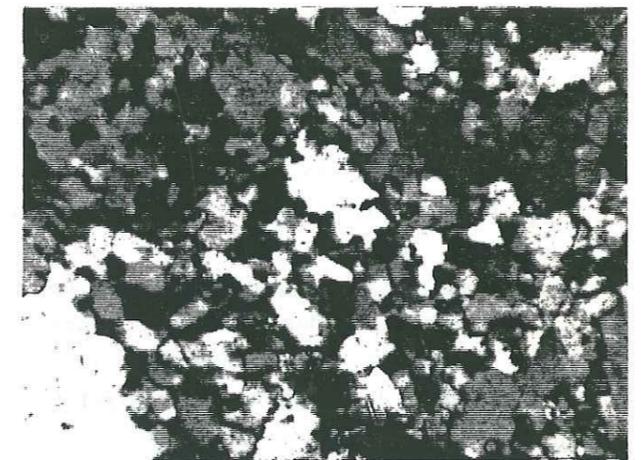
1. Cristaux automorphes à subautomorphes d'albite présentant les mâcles multiples ou de Carlsbad. LPA X 63



2. Cristaux automorphes à subautomorphes d'albite montrant une périphérie moins altérée que la partie centrale. LPA X 63



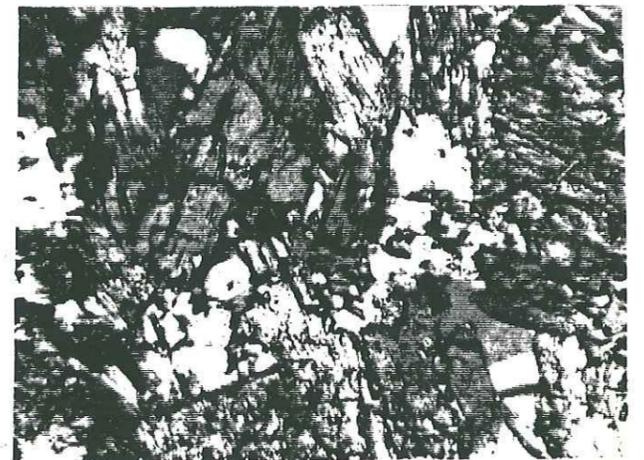
3. Cristaux d'albite, de dimensions importantes et subautomorphes, et cristaux de dimensions réduites, xénomorphes. LPA X 63



4. Cristaux xénomorphes d'albite, de dimensions variables, agencés en une texture grenue. LPA X 100



5. "Sphérolites" de prehnite dans les albitites. LPA X 35



6. Métaalbite de La Gavie, à jadéite et quartz. LPA X 63

Les limites très sinueuses des grains des plus grands cristaux et leur extinction irrégulière en L.P.A., suggèrent l'intervention de recristallisations et font pencher en faveur d'une restructuration métamorphique.

Dans certains cas (CH36, 83CH31) des lits de cristaux de taille variable alternent.

La majeure partie des échantillons de ce dernier groupe provient de l'affleurement de la Punta Rascia.

f - L'albite à sphérolites

La matrice est formée de plagioclases dont les caractères et l'agencement se rapprochent de ceux du faciès 1.

Les sphérolites (0,5 à 1 cm de diamètre) se répartissent en deux catégories selon leur couleur macroscopique (verte ou blanche).

Les sphérolites blancs (Pl I, 5) contiennent quelques zircons, parfois du sphène. La prehnite est le constituant essentiel. On rencontre en outre de l'albite et une amphibole verte.

Les cristaux de prehnite sont de dimension variable. Leur allongement est en général plus faible à la périphérie. Leur disposition est parfois grossièrement fibroradiée.

Par endroits les "sphérolites" sont limités par une trame constituée d'amphibole verte. Cet agencement des minéraux réalise une texture cellulaire.

Les sphérolites verts ont une texture concentrique. Le zircon et le sphène sont peu abondants. Le minéral prépondérant est une amphibole verte en cristaux xénomorphes à subautomorphes (trémolite-actinote). Les cristaux les plus trapus se situent à la périphérie (de tout petits constituant la bordure la plus externe). Vers le centre, ils sont plus allongés.

L'allanite est parfois présente, ainsi que la pistachite. Une chlorite magnésienne occupe parfois le centre de la structure.

L'observation microscopique révèle donc que les textures fibroradiées et concentriques bien formées ne s'observent pas systématiquement. En l'absence d'un terme plus approprié, on conservera cependant le terme de sphérolite pour les désigner.

1.3. LES SPHEROLITES DE L'ALBITITE DU GONDRAN : SIGNIFICATION GENETIQUE

Les "sphérolites" sont essentiellement constitués de minéraux secondaires (prehnite, actinote).

Deux origines sont possibles pour ces structures :

- une pseudomorphose d'anciens sphérolites plagioclasiques d'origine magmatique par des minéraux secondaires,
- une néocrystallisation tardive.

Les seuls minéraux primaires rélictuels sont quelques zircons et parfois du sphène. Il n'y a donc aucune relique d'un minéral qui pourrait représenter le constituant primaire majeur de la structure. Par conséquent, aucun argument ne permet d'étayer la première hypothèse.

On sait par ailleurs que la prehnite peut parfois présenter des formes tardives, collomorphes, fibroradiées ou sphéroïdales. En outre, ce minéral cristallise à basse température. La prehnite peut s'être formée au détriment d'un plagioclase, avec apport de calcium et d'H₂O.

Il semble donc probable que les sphérolites, et tout particulièrement ceux formés de prehnite, résultent de cristallisations secondaires tardives.

Conclusion

L'étude microscopique confirme l'extrême pauvreté en quartz de ces roches et la nature syénitique des matériaux.

La paragenèse primaire rencontrée comprend essentiellement les minéraux suivants : albite, clinopyroxène (rare), amphibole verte et minéraux accessoires (zircon, apatite, allanite, sphène, minéraux opaques) dont les proportions relatives sont variables.

Le développement des minéraux secondaires est subordonné. Albite et hornblende verte appartiennent à une première génération (primaire ou secondaire). De la hornblende verte occupe des fissures (elle est donc clairement secondaire). Actinote et chlorite ont cristallisé plus tardivement.

Localement apparaissent des sphérolites de nature basique dont la formation peut s'expliquer par une cristallisation secondaire tardive.

Certaines textures témoignent de processus cumulatifs (adcumulats) ou d'une cristallisation lente (texture grenue) ou au contraire rapide (congelate texture).

D'autres textures, localisées, s'expliquent par des déformations contemporaines de l'injection du magma (ou tardives : métamorphisme océanique) ou de la structuration alpine (texture granoblastique, textures cataclastiques à plagioclases xénomorphes à extinction onduleuse dans une matrice albitique finement grenue).

2. LES ALBITITES DU CIRQUE DE LA GAVIE, HAUTE-UBAYE

2.1. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Les albitites apparaissent également sous forme de pointements émergeant des serpentinites. On en dénombre 8, désignés, par A1, A2, ..., A8 sur la carte géologique extraite du travail de Steen (1972) (fig. 6) et sur le panorama de la Gavia (fig. 5).

AFFLEUREMENT A1

L'albitite se présente en blocs aux formes géométriques, de 10 cm à plus de 1 m de long. Le faciès est homogène. Il contient des cristaux d'amphiboles bleues dont la coalescence détermine des taches sombres, arrondies ou anguleuses, parfois étirées, parfois à coeur d'épidote ou d'albite.

AFFLEUREMENT A2

Il s'étire sur une cinquantaine de mètres, perpendiculairement à la pente. Plus épais dans sa partie SW (environ 10 m), il s'amincit progressivement vers le NE.

Son extrémité SW est essentiellement constituée d'albitite qui apparaît très transformée. Elle est localement bordée par une roche de couleur verte, orientée, qui contient des plages arrondies, noires ou blanchâtres. Ces plages s'avèrent être constituées de minéraux de métamorphisme finement cristallisés (amphiboles bleues, plagioclase, chlorite...).

La partie médiane est essentiellement constituée d'une chloritite qui englobe à certains endroits l'albitite.

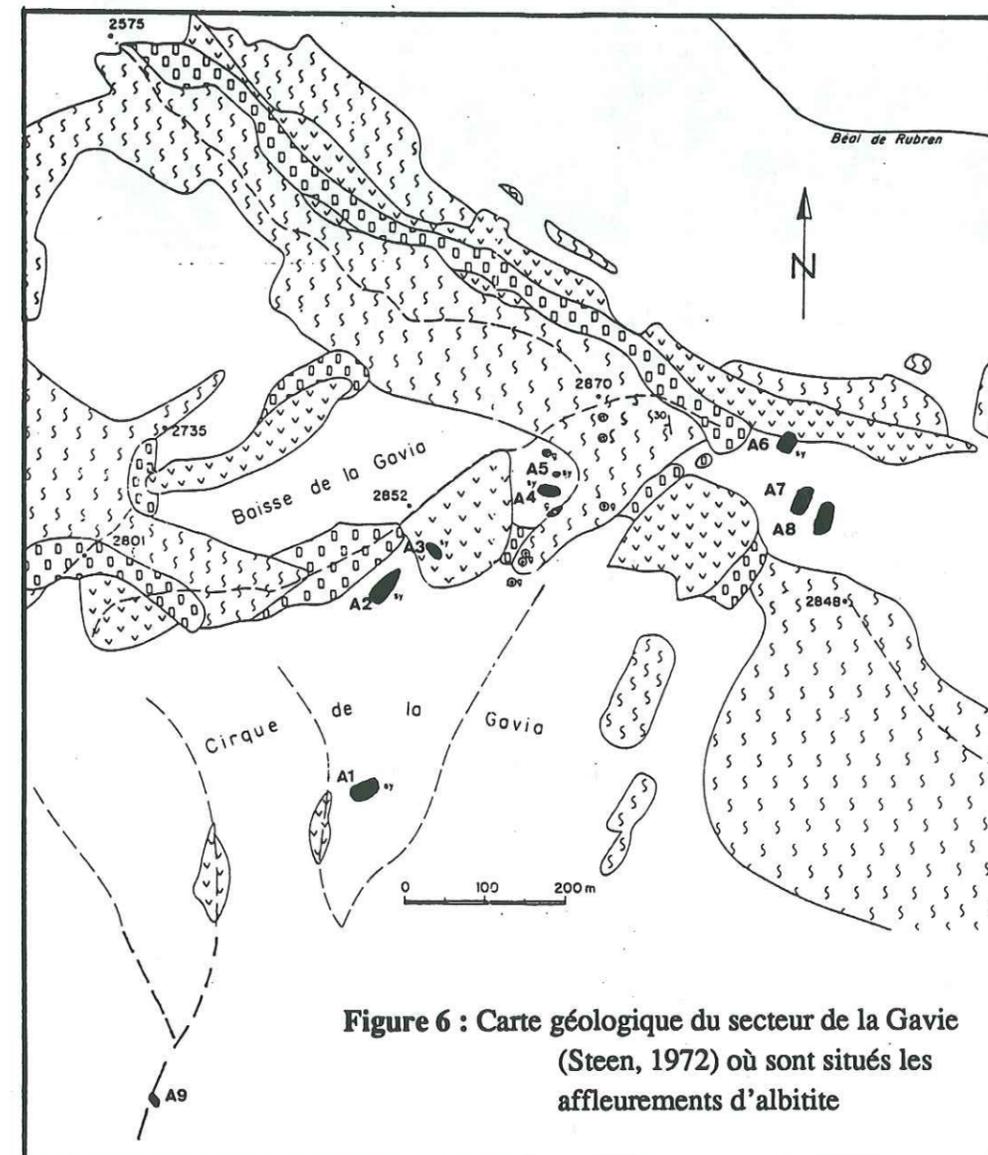
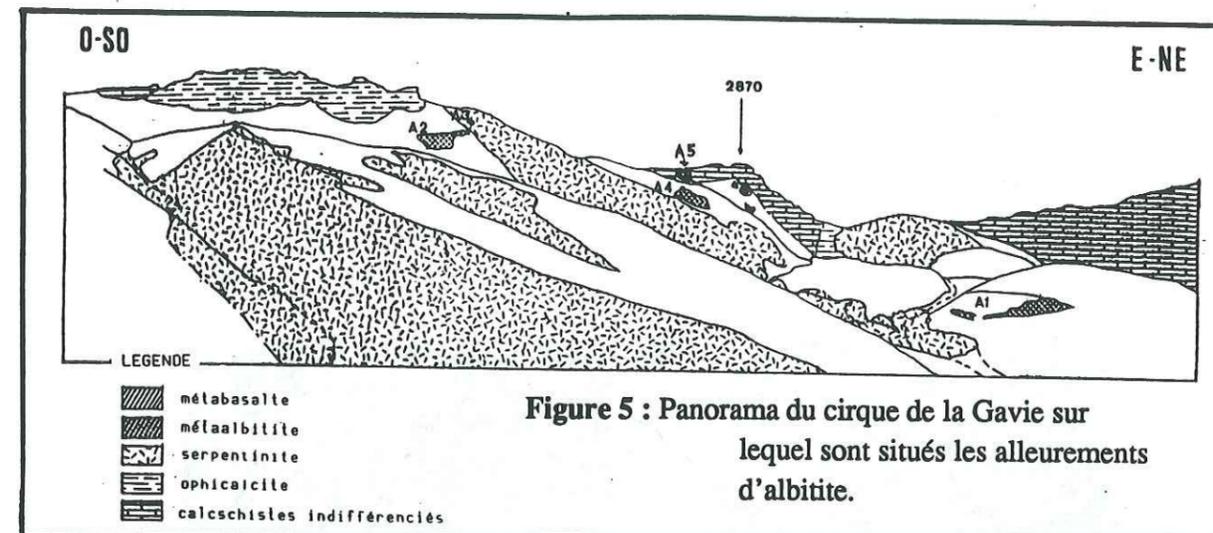
Dans la bordure NE de l'affleurement, cette dernière contient des enclaves grossièrement arrondies d'environ 10 cm de diamètre, d'un faciès également albitique, mais plus grossier. Ces enclaves tendent à prendre l'orientation générale de la roche.

Localement se trouvent des zones à patine rousse, riches en oxydes de fer, ce qui n'est pas le cas dans les autres affleurements d'albitite.

AFFLEUREMENT A3

Ce pointement se trouve dans le prolongement NE de l'affleurement précédent, au sein des serpentinites.

Il est de petites dimensions (3mx3mx3m). Du NW vers le SE, on observe la succession : chloritite, ophicalcite, albitite, chloritite.



AFFLEUREMENT A4

Il prolonge approximativement vers le NE les affleurements A2 et A3.

L'albitite y montre différents faciès :

- albitite "s.st."
- albitite à surface "mamelonnée". Ce faciès est formé par des éléments arrondis, de nature albitique, englobés dans une matrice de même nature mais plus chloriteuse (fig. 7).

Des fractures de direction NNW-SSE recoupent l'affleurement.

La chlorite qui borde l'albitite se retrouve parfois en enclaves étirées dans l'albitite.

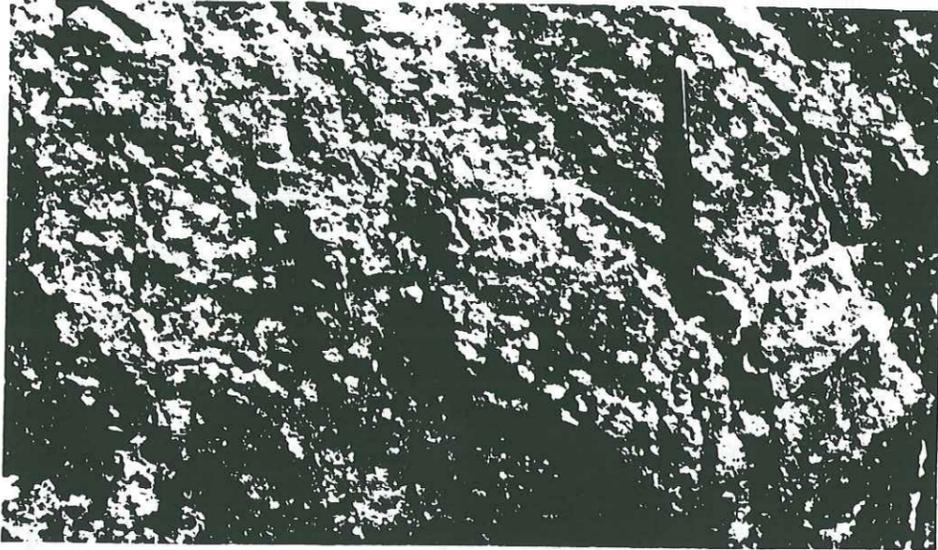


Figure 7 : "Eléments" grossièrement arrondis, de nature albitique, en relief par rapport à l'albitite qui les entoure.

AFFLEUREMENT A5

Situé légèrement au N de l'affleurement A4, il est orienté grossièrement perpendiculairement à la pente.

Il mesure environ 8 m de long sur 2-3 m de large et 3-4 m de haut.

Les faciès pétrographiques rencontrés sont les mêmes que dans l'affleurement 4.

Les extrémités E et W de l'affleurement sont recoupées par des fractures de même direction que précédemment.

AFFLEUREMENT A6

Il fait partie d'un ensemble de trois petits pointements (A6, A7, A8) situés à proximité les uns des autres, à l'E des précédents.

Il a l'aspect d'un petit mur d'environ 60 cm d'épaisseur, 2 m de long, et 1 m de haut. Le faciès de l'albitite très leucocrate et très homogène est particulier. Le contact avec l'encaissant n'est pas visible

AFFLEUREMENTS A7 ET A8

Les deux affleurements ne sont séparés que par quelques mètres recouverts d'éboulis, eux-mêmes constitués de petits blocs d'albitite. Ils mesurent chacun 7-8 m de long sur 3-4 m de large, leur grande longueur étant parallèle à la pente. Le contact avec l'encaissant constitué de calcschistes n'est pas visible.

On y observe différents types d'albitite et des faciès de bordure particuliers qui se répartissent de façon analogue dans les deux pointements. Se succèdent de bas en haut :

- albitite s. st., cependant plus chloriteuse pour le pointement situé au SE. Ce faciès constitue l'essentiel de l'affleurement,
- roche homogène, leucocrate, à texture microgrenue, dans laquelle s'identifient d'anciens cristaux de minéraux ferromagnésiens chloritisés,
- un faciès de bordure très recristallisé.

Ces roches montrent une augmentation progressive de la déformation et des recristallisations, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du cœur des affleurements. Ce phénomène est d'ailleurs général en ce qui concerne les affleurements d'albitite de la Gavie.

2.2 ETUDE MICROSCOPIQUE DES ALBITITES

Les plagioclases se rencontrent toujours mais ils peuvent être fortement altérés : il s'agit d'albite qui est représentée par deux générations de cristaux :

- des cristaux tabulaires, appartenant à une génération précoce.
- des cristaux néoformés, rarement mâclés, à extinction roulante.

La texture primaire de ces roches ne subsiste que localement.

Un développement ultérieur de minéraux métamorphiques l'a oblitérée donnant une texture granoblastique (Pl I, 6). Les cristaux sont le plus souvent hétérogranulaires, et parfois orientés (G42).

Les minéraux accessoires : zircon, sphène et apatite, se rencontrent dans toutes les lames. Leucoxène et calcite sont fréquents, mais leur abondance varie d'un échantillon à l'autre.

Les différences entre les lames étudiées résultent de la variété des minéraux de métamorphisme qui ont permis de distinguer les catégories suivantes :

1 - Les albitites à jadéite, lawsonite, chlorite*

Les cristaux automorphes de jadéite sont abondants. Leurs plans de clivage sont fréquemment envahis de plagioclase témoignant de la destabilisation du minéral.

Deux sortes de chlorites sont présentes : la plus abondante est magnésienne; l'autre, ferrifère, est fréquemment associée à des minéraux opaques.

L'abondance de la lawsonite et de la jadéite sont variables. Accessoirement, on rencontre de la pumpellyite.

* G17, G19, G28, G41, G42, G26

Une des lames contient du xénotime en cristaux automorphes (G26).

2 - Albitites à jadéite, lawsonite et amphiboles bleues**

L'abondance de l'amphibole bleue est variable. Le glaucophane est la variété la plus fréquente. Il peut être entouré d'une bordure d'amphibole bleue plus ferrifère, de nature crossitique.

3 - Albitites à pyroxène sodique et amphibole bleue***

Outre la jadéite, Steen (1972) note dans ce type de faciès la présence d'augite aëgyrinique. L'amphibole bleue s'est développée postérieurement.

4 - Albitites à chlorite****

La texture y est particulière par rapport aux albitites précédentes. Il s'agit d'une texture métamorphique, granoblastique hétérogranulaire dans laquelle les cristaux subautomorphes de jadéite sont entourés de cristaux grenus de plagioclase.

Cette texture se complique dans certaines lames où les minéraux sont affectés de recristallisations : ils sont envahis par de fines aiguilles de minéraux néoformés. C'est le cas notamment du plagioclase et de la lawsonite.

En général la jadéite domine, mais elle peut parfois disparaître dans certaines lames.

La chlorite est essentiellement magnésienne. On rencontre cependant aussi une chlorite à tendance ferrifère qui est moins abondante.

Le leucoxène est fréquent. On observe aussi du quartz, de l'allanite, de l'actinote et quelques minéraux opaques.

5 - Albitites à analcime, actinote, stilpnomélane*

Dans ce type de faciès, l'actinote et le stilpnomélane et, dans une moindre mesure la chlorite, sont les minéraux essentiels.

Les zircons sont abondants; on y rencontre un peu plus de minéraux opaques que dans les autres lames. L'analcime s'y observe parfois. Elle a déjà été citée par Steen (1972). Un peu de calcite peut être présente.

** G9, G40, G46

*** PP25, G31

**** G6, G21, G22

* G16, G36

Remarques :

Dans toutes ces lames le quartz est fréquemment observé, particulièrement dans les échantillons riches en jadéite, et résulte de la transformation :

albite ----> jadéite + quartz

Quelques épidotes (pistachite surtout) et des minéraux opaques sont parfois observés.

Steen (1972) a mis en évidence la succession suivante des métamorphismes :

- un métamorphisme de faciès schistes bleus correspondant à des pressions très élevées et des températures faibles à modérées (7-9,5 kbar; 200-300°C);

- un métamorphisme de faciès schistes bleus correspondant à des pressions moindres et des températures légèrement plus élevées que précédemment (5,5 kbar; 250-390°C);

- un métamorphisme de faciès schistes verts dans un domaine évalué à $P < 5$ kbar et $T: 360$ à 440°C .

Conclusion

Les principales paragenèses mises en évidence dans les lames étudiées sont compatibles avec celles présentées dans le travail de Steen (1972). Les différences avec ce travail proviennent du fait que tous les stades intermédiaires, correspondant aux transitions entre les différentes étapes du métamorphisme, sont susceptibles d'être observées. Elles sont complétées ici par la description des textures. Il est important de noter que pour plusieurs pointements (A2, A3, A4, A5, A7, A8) le faciès classique de l'albitite est bordé par une succession de faciès qui témoignent d'une déformation accompagnée d'étirement et de recristallisations.

III - ETUDE TYPOLOGIQUE DES ZIRCONS

1. METHODE D'ETUDE

Elle a été développée et mise au point par Caruba et Turco (1971), Pupin (1976, 1980) et Pupin et Turco (1972 a et b, 1975).

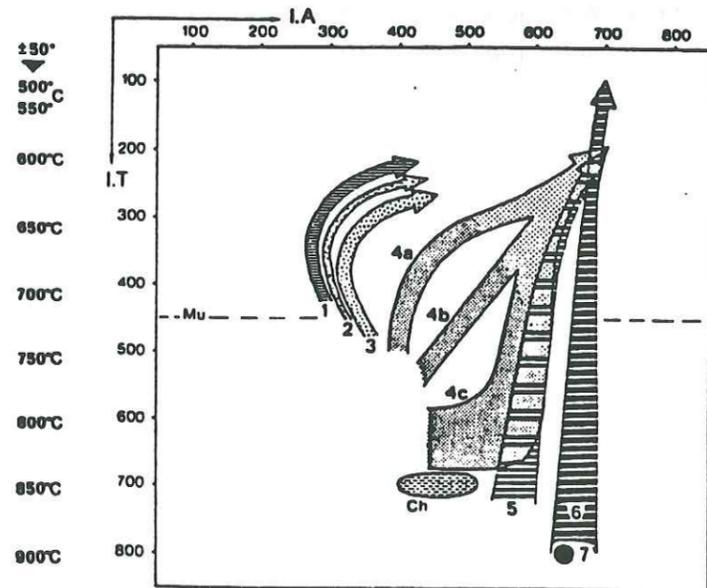
La préparation des échantillons est détaillée dans l'annexe 6.

Les lames minces sont ensuite étudiées au microscope (X 400).

Rappelons que l'étude porte sur le développement relatif des faces prismatiques et pyramidales des cristaux de zircon qui permet de déterminer les types fondamentaux. L'importance des premières semble contrôlée par la température du milieu de cristallisation (indice T), celle des secondes par le degré d'agpaïcité (Al/Alc : indice A) et dans un moindre mesure par l'alcalinité et l'acidité du milieu (fig. 8). Les sous-types correspondent à la présence de faces supplémentaires (fig. 9).

L'étude des cristaux est complétée par l'observation de la couleur, des groupements cristallins, des figures de corrosion, des surcroissances et excroissances, des noyaux et des inclusions...

Pupin, 1976, a introduit la notion de tendance typologique (T.E.T.) qui rend compte de manière théorique de l'évolution dans le temps d'une population de zircon (fig. 10).



- 1) granites alumineux
- 2) monzogranites et granodiorites
- 3) monzogranites alumineux
- 4) a, b, c granites des séries calco-alcalines
- 5) granites des séries subalcalines
- 6) granites des séries alcalines
- 7) champ des granites des séries tholéitiques
- ch) champ des charnockites

Figure 10 : Distribution des T.E.T. moyennes qui caractérisent les populations de zircons des granites d'origine crustale (d'après Pupin, 1980)

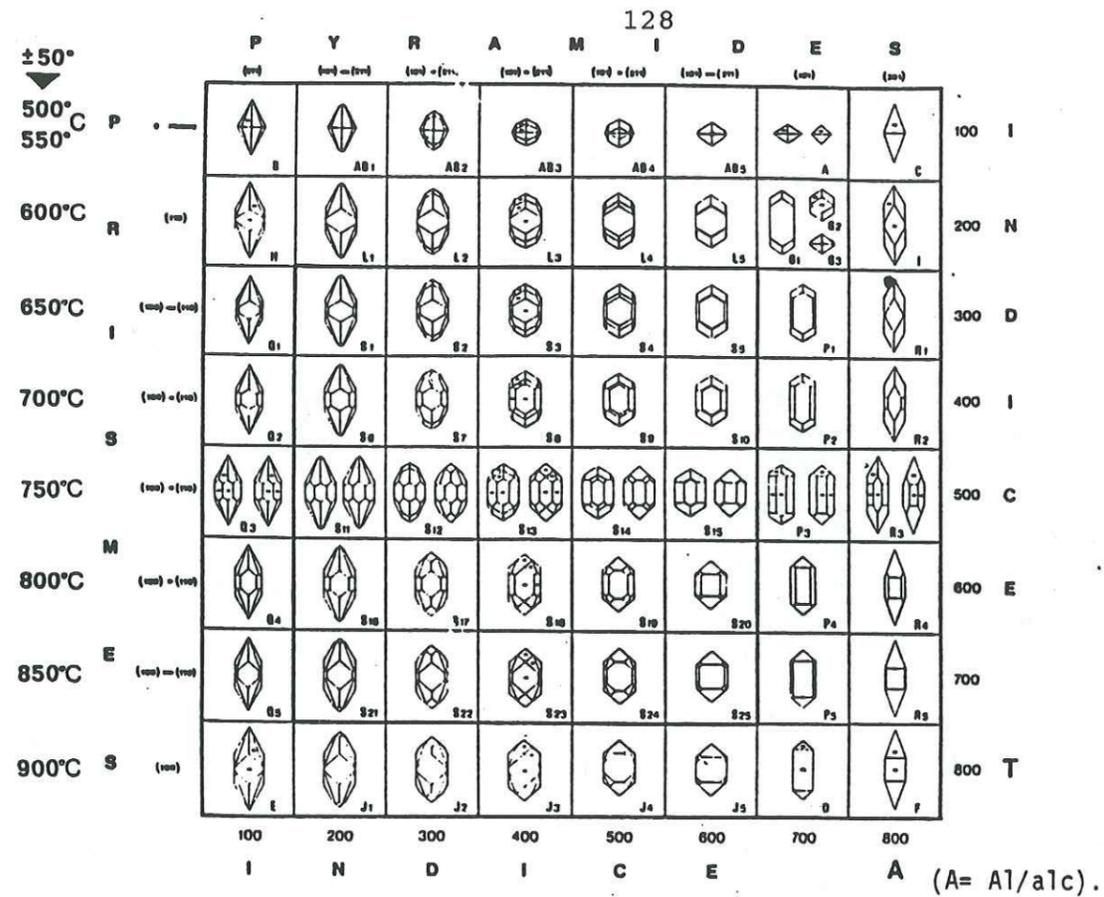


Figure 8 : Types et sous-types fondamentaux de la classification des zircons (Pupin et Turco, 1972)

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

- D(301): K₁ à K₃
- G " : M₁ à M₃
- J " : N₁ à N₅
- L " : O₁ à O₅
- P " : T₁ à T₁₅
- S " : U₁ à U₂₅
- A " : AC₁ à AC₃
- AB " : ABC₁ à ABC₅
- L(112): LZ₁ à LZ₅
- S " : SZ₁ à SZ₂₅
- S(321): V₁ à V₂₅
- L " : LY₁ à LY₅
- Q " : QY₁ à QY₅
- J(311): JW₁ à JW₅
- S " : SW₁ à SW₂₅
- J(511): JX₁ à JX₅
- S " : SX₁ à SX₂₅

Figure 9 : Sous-types fondamentaux de la classification des zircons

2. CARACTERISATION DES POPULATIONS

L'étude porte sur 5 échantillons d'albitite du Montgenèvre et 5 échantillons d'albitite de Haute-Ubaye.

D'une manière générale, les populations sont très pauvres en cristaux correctement identifiables; le plus souvent l'une des deux pyramides est partiellement ou totalement cassée. L'opacité du zircon empêche la détermination des faces opposées à l'observateur. Dans ces conditions, il a été impossible de mener une étude typologique sur 100 individus entiers, comme le préconise Pupin (1976). Les cristaux observés sont en effet rarement déterminables en entier. J'ai donc préféré dénombrer les résultats non en cristaux, mais en quarts de cristaux. Malgré ces écarts à la méthode préconisée nous verrons cependant que les résultats apportés sont cohérents.

2.1. DESCRIPTION DES POPULATIONS

Les principaux caractères des zircons des populations étudiées ont été regroupés dans les tableaux 1 (Montgenèvre) et 2 (Haute-Ubaye), et illustrés par les planches II et III.

2.2. ETUDE TYPOLOGIQUE

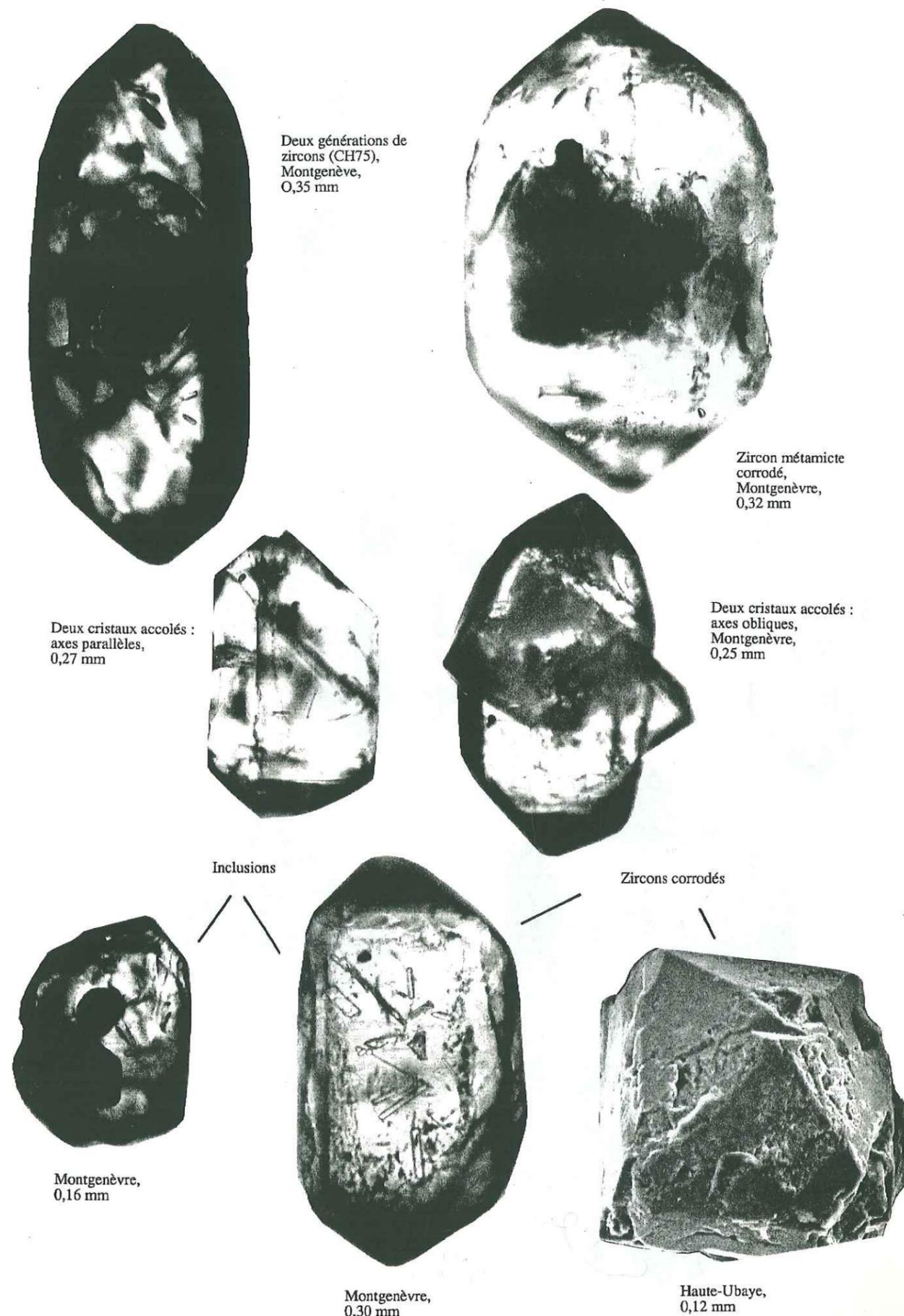
Les types de zircons rencontrés sont S, P, D, J. Les sous-types les plus fréquents sont S17, S18, S19, S20, S22, S23, S24, S25, P4, P5, J5, J4. Les sous-types suivants sont beaucoup plus rares : S21, J3, P1, P2.

La face (301) est communément observée. Son développement reste en général assez faible. Elle se trouve associée aux types et sous-types suivants : D, S17, S22, S24, S25, J4, J5, P4, P5, ce qui donne lieu respectivement aux dénominations des zircons : K, U17, U22, U24, U25, N4, N5, T4, T5. La présence de cette face indique une forte appaïcité (Ohnenstetter et al, 1981).

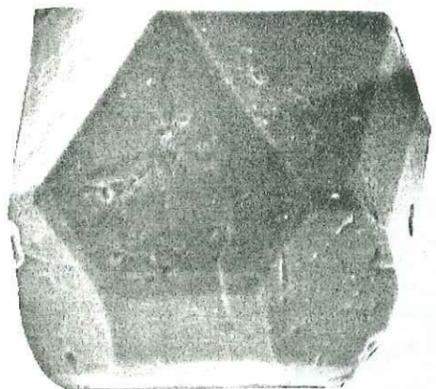
Les zircons étudiés sont souvent sombres, brunâtres; cette coloration semble se développer à partir du centre pour gagner la périphérie. Les études antérieures ont montré que, dans certains cas, la coloration apparaissait et s'accroissait avec le temps, tout au moins en ce qui concerne les colorations dues à la métamictisation. Certains cristaux sont jaunes-orangés. Ils sont peu nombreux et sont de types variés, analogues à ceux des autres zircons de la population.

En Haute-Ubaye, les zircons ont souvent un allongement très faible qui se traduit par un aspect trapu.

Les groupements cristallins sont peu abondants, ce qui est en accord avec le fait qu'ils se développent plus particulièrement dans des roches volcaniques. Les cristaux sont en moyenne trapus.

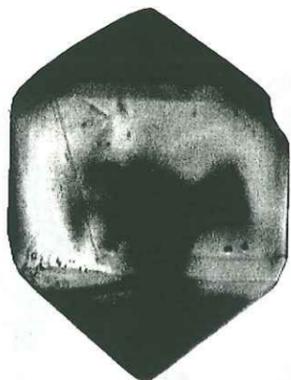


Type J 5 + (301) = N 5
Montgenèvre (CH127)
0,11 mm

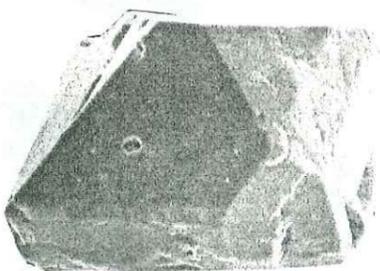


Type S15 + (301) = U15
Cristal trapu
Montgenèvre (80CH20)
0,10 mm

Type S17 + (301) = U17
Montgenèvre (CH127)
0,30 mm



Type S25 + (301) = U25
Cristal trapu
Montgenèvre (83CH38)
0,19 mm



Type P4 + (301) = T4
Allongement du cristal
très faible
Haute-Ubaye (G46)
0,11 mm



Type S25 = (301) + U25
Haute-Ubaye (G28)
0,35 mm

Caractères	Ech.	CH37	CH127	80CH20	80CH21	83CH37
Couleur		incolore	incolore; sombres; orangés en surface	incolore; jaune- orangés en surface	incolore placages jaunes- orangés	incolore
Centre du cristal		sombre; métamictite		métamictite	métamictite; germes de cristallisation	métamictite
Forme nbeux		nbeux fragments		trapus; nbeux fragments	trapus; allongés (rares) nbeux fragments	automorphe; arrondi; ovoïde; fragments
Arêtes		émoussées		fréquemment émoussées		
Traces de corrosion magmatique			fréquentes	oui	fréquentes	oui
INCLUSIONS :						
nombre			variable	moyennement abondantes		
forme			allongée arrondie	allongées arrondies		allongées arrondies
couleur			incolores sombres rouge-orangé	incolores noires		incolores sombres
GROUPEMENTS CRISTALLINS :						
fréquence			peu			oui
nbre individus type			2 ou 3 parallèles obliques			oui
Excroissances surcroissances			quelques unes			quelques unes

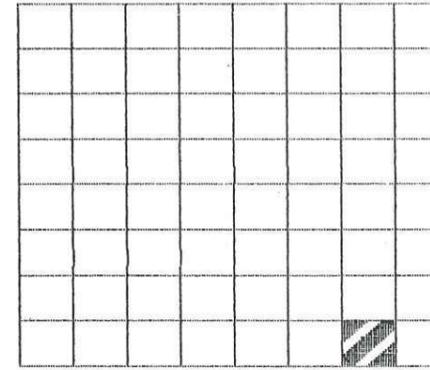
Tableau 1 : Description des populations de zircons des albitres du Montgenèvre

Caractères	Ech.	G19	G28	G31	G40	G46
Couleur		incolor	incolor; surface orangé	incolor; orangé en surface	marron	incolor; brunâtre à orangé en surface
Centre du cristal		métamict	métamict	métamict	métamict	métamict
Forme		trappus; souvent cassés	automorphes arrondis	très fragmentés	trapus; subautomorphes arrondis nbeux fragments	automorphe; arrondi; ovoïde; nb fragments
Arêtes		émoussées				émoussées
Traces de corrosion magmatique					fréquentes	fréquentes
INCLUSIONS :						
nombre						fréquentes
forme						
couleur			allongée arrondie incolores sombres		allongée arrondie incolores sombres rouges	
GROUPEMENTS CRYSTALLINS :						
fréquence			quelques uns	quelques uns		
nbre individus			2 ou 3			2 ou 3
type				oblique; parallèle		oblique parallèle
Excroissances surcroissances					quelques unes	

Tableau 2 : Description des populations de zircons des albitites de Haute-Ubaye

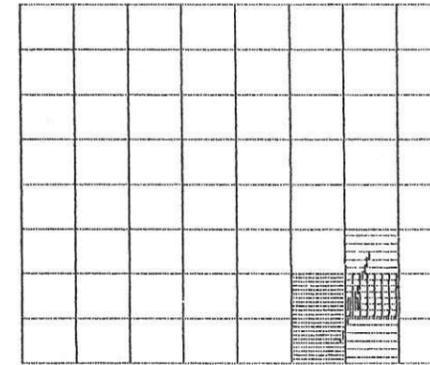
REF.echantillon.....80CH20
 Nature.....ALBITITE
 Lieu de prelevement.....CHENAILLET
 Nombre de zircons comptes...36
 Nombre d'indetermines.....28

A=700 T=800



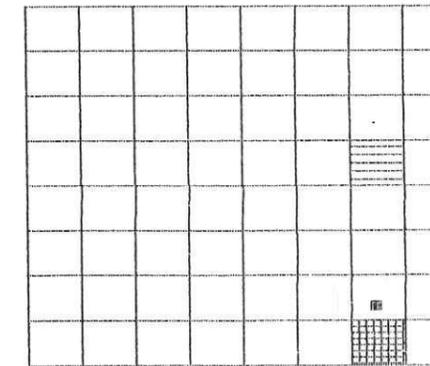
REF.echantillon.....83CH37
 Nature.....ALBITITE
 Lieu de prelevement.....CHENAILLET
 Nombre de zircons comptes...82
 Nombre d'indetermines.....51

A=665 T=719



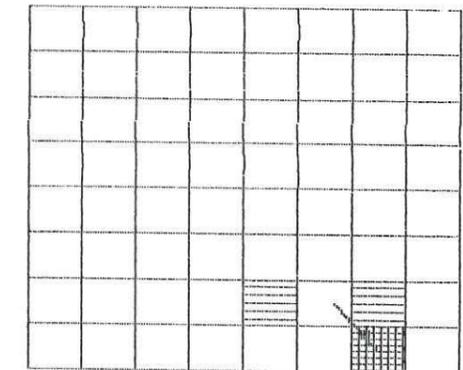
REF.echantillon.....CH37
 Nature.....ALBITITE
 Lieu de prelevement.....MONTGENEVRE
 Nombre de zircons comptes...26
 Nombre d'indetermines.....21

A=700 T=720



REF.echantillon.....80CH21
 Nature.....ALBITITE
 Lieu de prelevement.....CHENAILLET
 Nombre de zircons comptes...80
 Nombre d'indetermines.....63

A=676 T=771



REF.echantillon.....CH127
 Nature.....ALBITITE
 Lieu de prelevement.....CHENAILLET
 Nombre de zircons comptes...121
 Nombre d'indetermines.....64

A=626 T=756

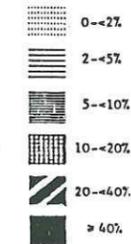
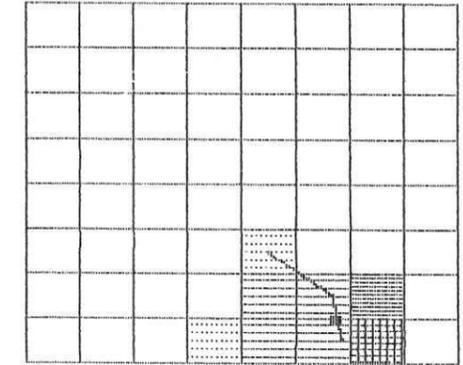
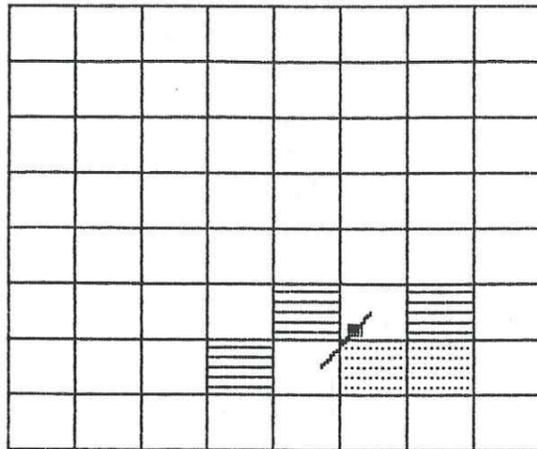


Figure 11 : Etude typologique des populations de zircons du Montgenèvre

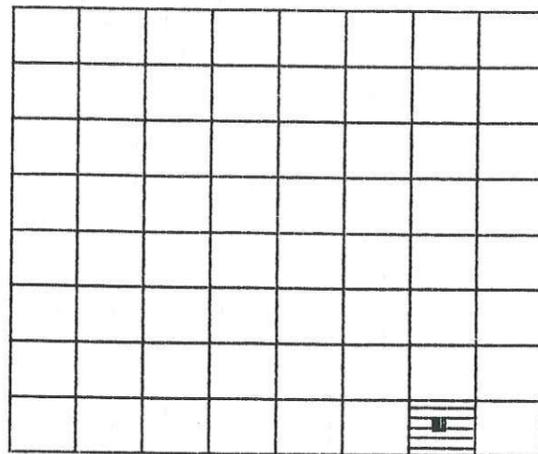
REF.echantillon.....G28
 Nature.....ALBITITE
 Lieu de prelevement.....GAVIA
 Nombre de zircons comptes...97
 Nombre d'indetermines.....85

$\bar{A}=575$ $\bar{T}=633$



REF.echantillon.....G31
 Nature.....ALBITITE
 Lieu de prelevement.....GAVIA
 Nombre de zircons comptes...38
 Nombre d'indetermines.....37

$\bar{A}=700$ $\bar{T}=800$



REF.echantillon.....G40
 Nature.....ALBITITE
 Lieu de prelevement.....GAVIA
 Nombre de zircons comptes...16
 Nombre d'indetermines.....11

$\bar{A}=580$ $\bar{T}=640$

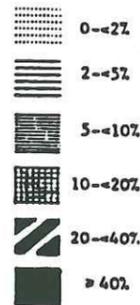
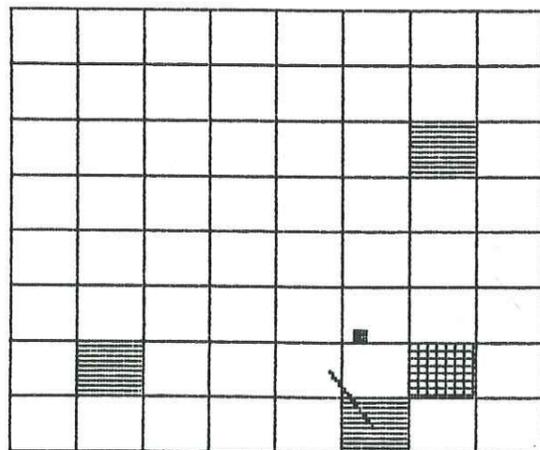


Figure 12 : Etude typologique des populations de zircons de Haute-Ubaye

Les phénomènes de corrosion magmatique sont très souvent observés. D'après Pupin et Turco, 1981, ils affectent plus particulièrement les roches basiques et les bordures figées des roches granitiques. Ce caractère suggère donc un refroidissement rapide du magma.

Les surcroissances et excroissances sont peu abondantes.

Les noyaux sont fréquents et constituent probablement dans certains cas des germes de cristallisation.

Les cristaux sont souvent fragmentés. Trois causes peuvent l'expliquer :

- une fracturation liée au broyage de l'échantillon,
- une fracturation consécutive à la métamictisation,
- une fracturation due aux contraintes tectoniques lors de la structuration de l'ophiolite au cours de la fermeture de l'océan alpin.

Il est difficile de faire la part entre ces trois phénomènes. L'aspect souvent émoussé des bords fracturés des cristaux, ainsi que la préparation commune des échantillons avec ceux d'une autre étude (Saby, 1986) dont les cristaux ne sont pas aussi fracturés ni métamictes, tendent à privilégier les deux dernières hypothèses. De plus, en Haute-Ubaye, les cristaux sont plus souvent cassés qu'au Montgenèvre, ce qui pourrait souligner, l'importance de la fracturation liée à la tectonique alpine.

Les inclusions sont souvent abondantes et variées. Elles peuvent être allongées ou arrondies, incolores ou plus ou moins verdâtres, parfois noires, rarement rouges.

Les résultats de l'analyse typologique sont résumés par les tableaux des figures 11 (Montgenèvre) et 12 (Haute-Ubaye).

Pour chaque population les indices A et T moyens ont été calculés et sont indiqués dans le tableau suivant :

ECH	83CH37	80CH20	80CH21	CH37	CH127	G28	G3	G40
A	665	700	676	700	626	575	700	580
T	719	800	771	720	756	633	800	640

Les échantillons présentent tous une valeur A élevée variant de 575 à 700. Les valeurs de T sont aussi élevées et varient de 633 à 800 pour l'ensemble des échantillons.

Pour l'échantillon G19, un seul cristal, de type P5, a pu être déterminé. De même pour G31 on a seulement pu déterminer un cristal de type D+(301). Dans G46, les types P2, T5, D+(301) ont été reconnus.

2.3. INTERPRETATION

Pour l'ensemble des échantillons :

* Le coeur des cristaux est le plus souvent sombre. Cette coloration est due à la métamictisation. Ce phénomène s'accompagne d'une fracturation importante des cristaux. Celle-ci est par ailleurs imputable à des contraintes contemporaines de la tectonique alpine, tout particulièrement en Haute-Ubaye.

* Les cristaux sont trapus. Leur faible allongement, associé aux nombreuses inclusions témoigne d'un refroidissement rapide.

* Les figures de corrosion sont fréquentes et indiquent soit un transport durant la phase magmatique, soit un déséquilibre entre le zircon et le liquide magmatique, créant une dissolution du minéral (les deux phénomènes peuvent se combiner).

* La présence fréquente de la face (301) correspond à une forte agpaïcité du milieu de cristallisation.

* Les valeurs élevées des indices moyens A et T, la fréquence des sous-types N5 et K, la similitude entre le domaine occupé dans les diagrammes typologiques et celui des rhyolites alcalines, considérées comme ayant une origine essentiellement mantellique, indiquent que le magma à l'origine de ces albitites n'a subi aucune contamination crustale notable.

Ces observations, et les conclusions qu'elles entraînent correspondent à celles qui ont été faites pour les plagiogranites ophiolitiques de l'Inzecca, Corse (Jauzein et al, 1979), (fig. 13).

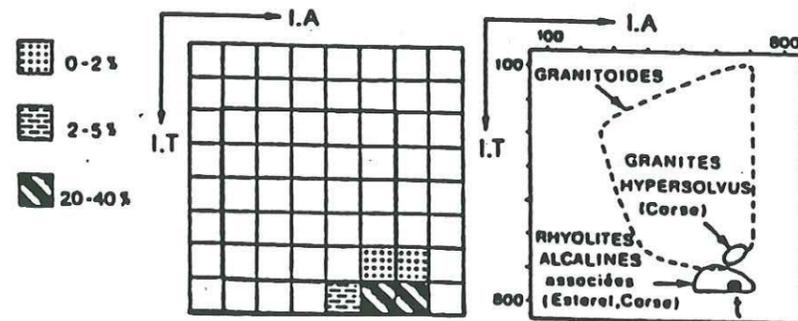


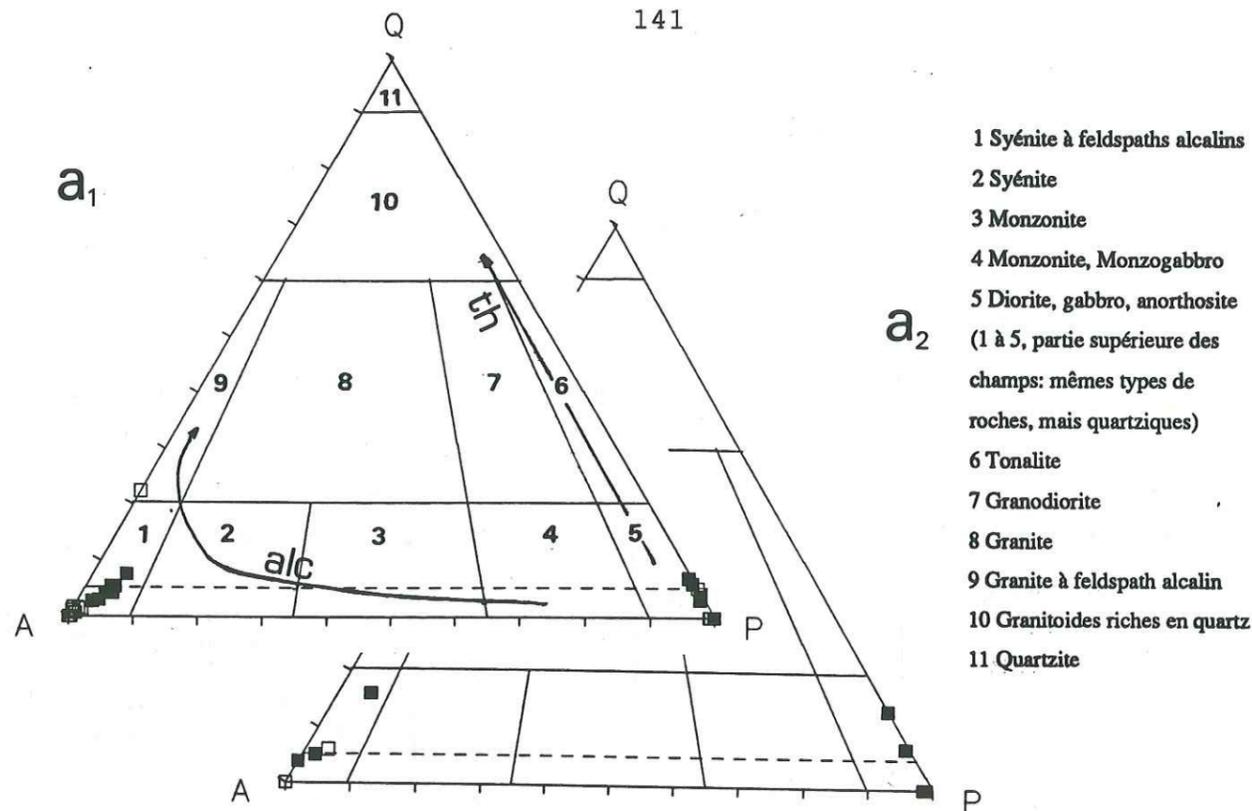
Figure 13 : Zircons des trondhjemites corses
(d'après Jauzein et al, 1979)

* Les TET sont variables; seule celle de l'échantillon 83CH37 correspond à celle d'une lignée tholéitique. Cette variabilité s'explique par la difficulté de l'étude résultant de la corrosion, de la fracturation et de l'opacité des zircons métamictes.

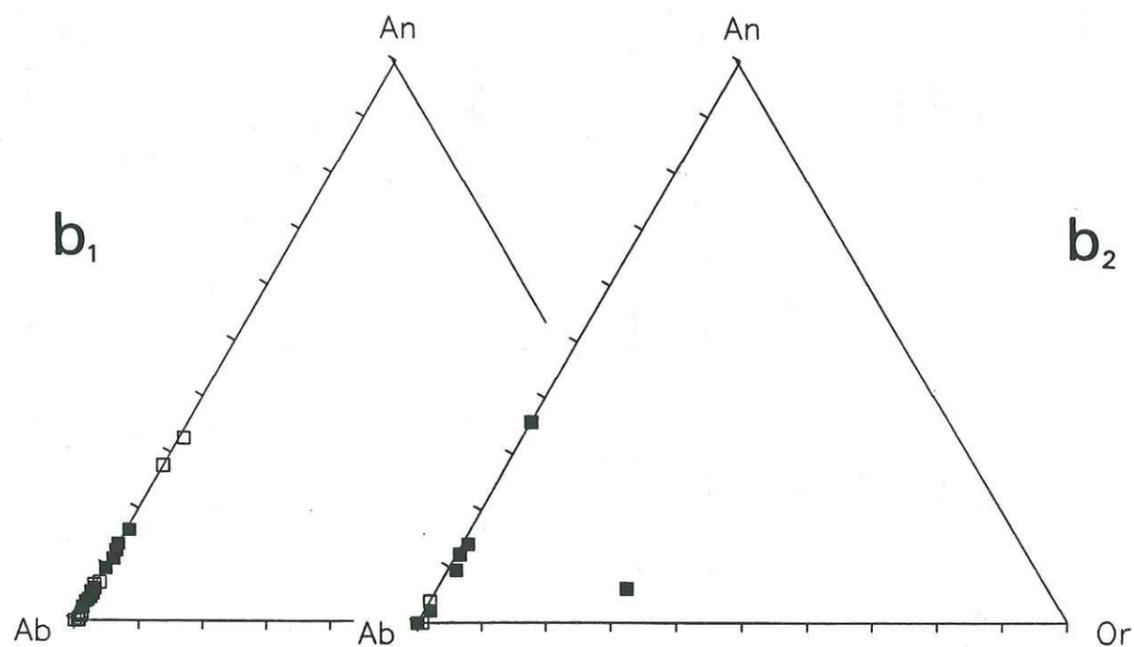
De plus, peu d'études ont été faites sur les TET de ce type de populations. L'étude de Saby (1986), sur les roches acides du Pic des Lauzes, Queyras, montre également de légères variations de la TET par rapport à celles des lignées tholéitiques.

En résumé, l'étude des zircons des albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye indique l'origine "mantellique" de ces roches. Leur cristallisation a été rapide et les cristaux de zircon se sont formés précocement.

Les contraintes tectoniques qu'ont subi ces roches ont été plus importantes en Haute-Ubaye. Elles expliquent en particulier la fracturation plus importante des cristaux.



- 1 Syénite à feldspaths alcalins
- 2 Syénite
- 3 Monzonite
- 4 Monzonite, Monzogabbro
- 5 Diorite, gabbro, anorthosite
- (1 à 5, partie supérieure des champs: mêmes types de roches, mais quartziques)
- 6 Tonalite
- 7 Granodiorite
- 8 Granite
- 9 Granite à feldspath alcalin
- 10 Granitoides riches en quartz
- 11 Quartzite



- ■ ■ ■ ■ Albitites (Ce travail)
□ □ □ □ □ Albitites (Publications)

MONTGENEVRE

HAUTE-UBAYE

Figure 14 : (a) Diagrammes QAP (Steckeisen, 1973)

(b) Diagrammes normatifs Ab-An-Or (O'Connor, 1965), pour les albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
alc : lignée alcaline, th : lignée tholéitique

2. COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DES ELEMENTS

2.1. VARIATIONS DES TENEURS DES OXYDES DES ELEMENTS MAJEURS AU COURS DE LA DIFFERENCIATION

Les tendances évolutives des oxydes des éléments majeurs au cours de la différenciation ont été étudiées pour l'ensemble de la série au début de la deuxième partie.

Nous évoquerons plus particulièrement ici celles des roches acides (fig. 15 a et b).

Les teneurs moyennes en SiO_2 sont élevées (64,40 % pour les échantillons du Montgenèvre; 62,89 % pour ceux de Haute-Ubaye).

Au cours de la différenciation, Al_2O_3 , FeO , MgO , TiO_2 et CaO diminuent, traduisant la cristallisation des principaux minéraux constitutifs : plagioclase, clinopyroxène, hornblende verte, sphène.

Cette tendance est cependant moins bien marquée en ce qui concerne MgO pour le Montgenèvre et TiO_2 pour la Haute-Ubaye.

Les teneurs en Na_2O pour les échantillons du Montgenèvre, et celles en P_2O_5 pour ceux de Haute-Ubaye, augmentent avec SiO_2 .

Les autres oxydes ne montrent pas d'évolution nette avec la différenciation.

A propos des teneurs en SiO_2 , il est intéressant de remarquer, en se reportant aux diagrammes de variation des oxydes pour l'ensemble de la série (2ème partie), qu'il existe, au Montgenèvre, un domaine de teneurs, compris entre environ 56 % et 63 %, dans lequel se situent très peu d'échantillons. Cette remarque n'est pas applicable à la série de Haute-Ubaye où les pourcentages en SiO_2 descendent jusqu'à 56 %.

Il faut noter en outre la présence d'un échantillon particulier (MG10, Bertrand et al, 1987) très pauvre en SiO_2 (49,88 %), Na_2O (5,33 %), riche en MgO (11,33 %), MnO (0,09 %), H_2O^+ (5,64 %). Sa teneur en H_2O^+ suggère qu'il a été fortement affecté par des remobilisations secondaires.

Les échantillons ne montrent pas des comportements géochimiques différents selon les faciès pétrographiques (définis dans le chapitre II) auxquels ils appartiennent.

2.2. ORIGINE PAR DIFFERENCIATION MAGMATIQUE

a - Comportement des éléments majeurs au cours du fractionnement

Le diagramme ternaire $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ (Besson et Fontelles, 1974) a permis d'illustrer dans le chapitre 2, l'affinité tholéitique de la série (fig. 16).

Reportées dans ce diagramme, les albitites se situent à proximité du pôle Al_2O_3 . C'est tout particulièrement le cas pour les échantillons du Montgenèvre. Deux d'entre eux s'en éloignent cependant sensiblement.

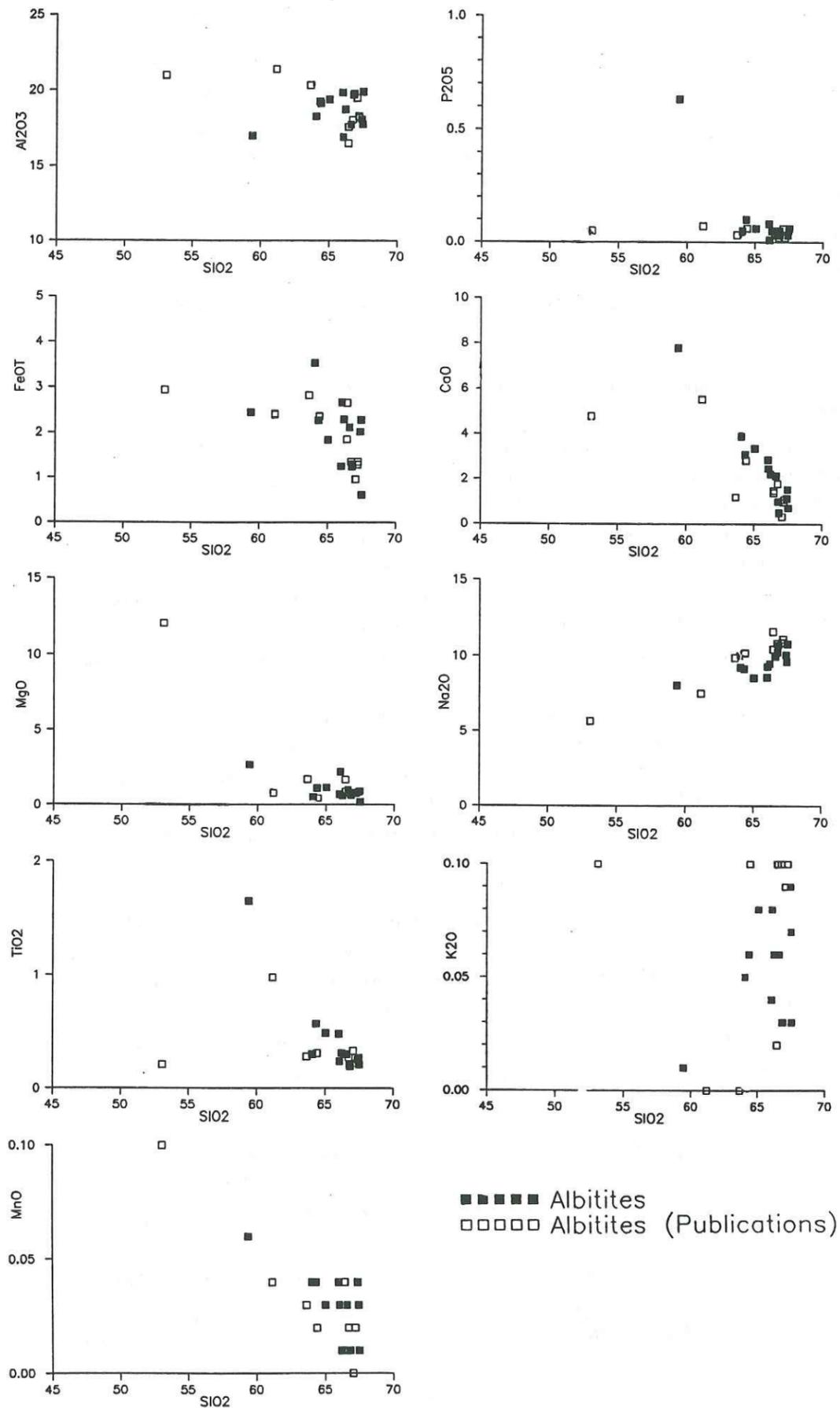


Figure 15a : Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO₂ (Harker, 1909) pour les échantillons du Montgenèvre

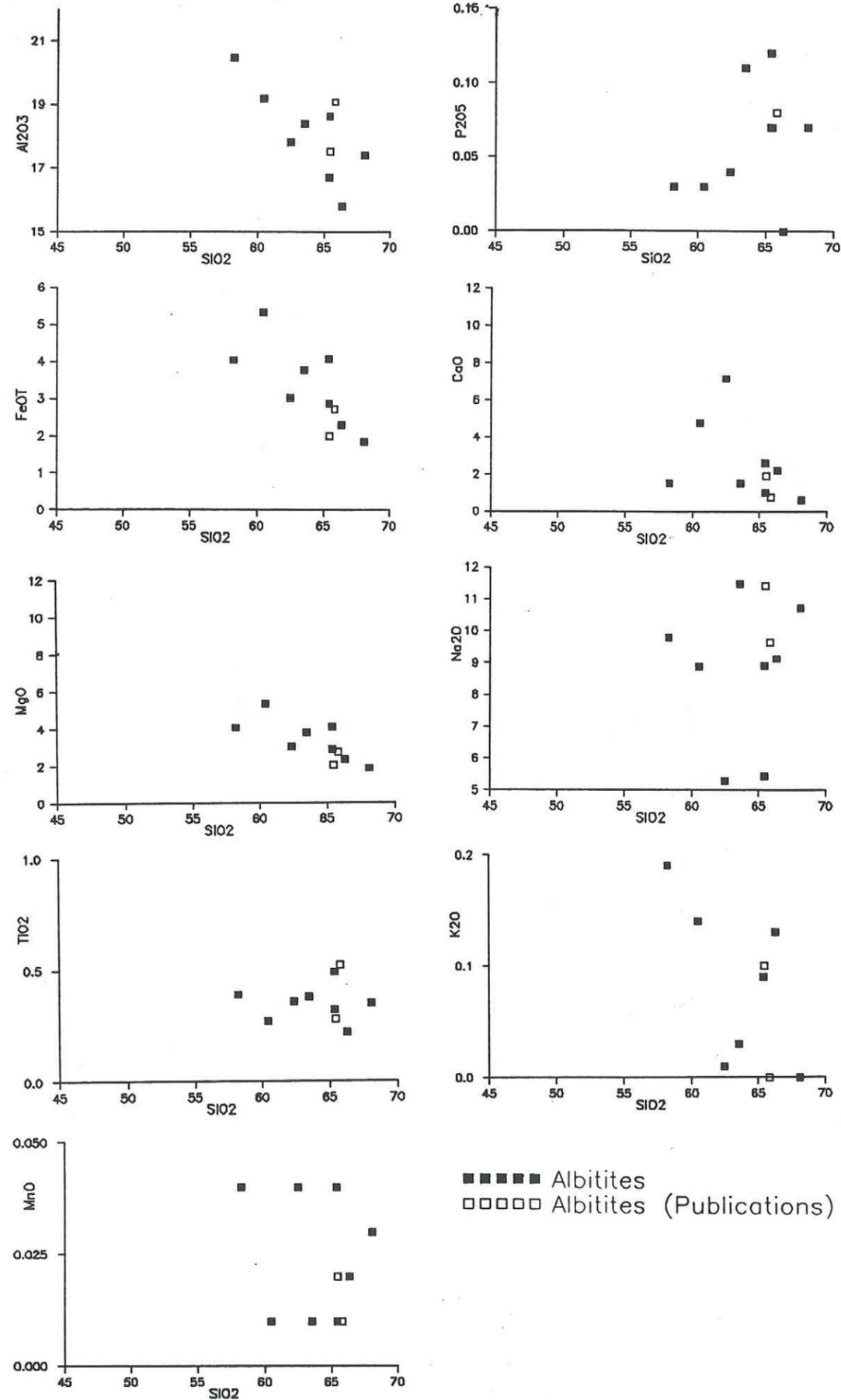


Figure 15b : Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO₂ (Harker, 1909) pour les échantillons de Haute-Ubaye

Il s'agit de 80CH19 et de 80CH20. Cette éloignement se retrouve pour les albitites de Haute-Ubaye qui, par ailleurs se scindent en deux groupes. Les 4 échantillons les plus éloignés du pôle alumineux sont G6, G19, G31 et G40.

Les diagrammes de Miyashiro (1973) (fig. 17) montrent les faibles teneurs en TiO_2 et $FeOt$ des albitites qui correspondent au fractionnement de ces oxydes dans les termes moins différenciés. Quelques échantillons ont cependant des teneurs relativement élevées en TiO_2 (80CH19, AB8, AB77, MG6).

Dans le diagramme SiO_2 vs $FeOt/MgO$, les albitites se situent approximativement dans le prolongement des roches basiques. Cette position plaide encore en faveur d'une origine des albitites par différenciation fractionnée.

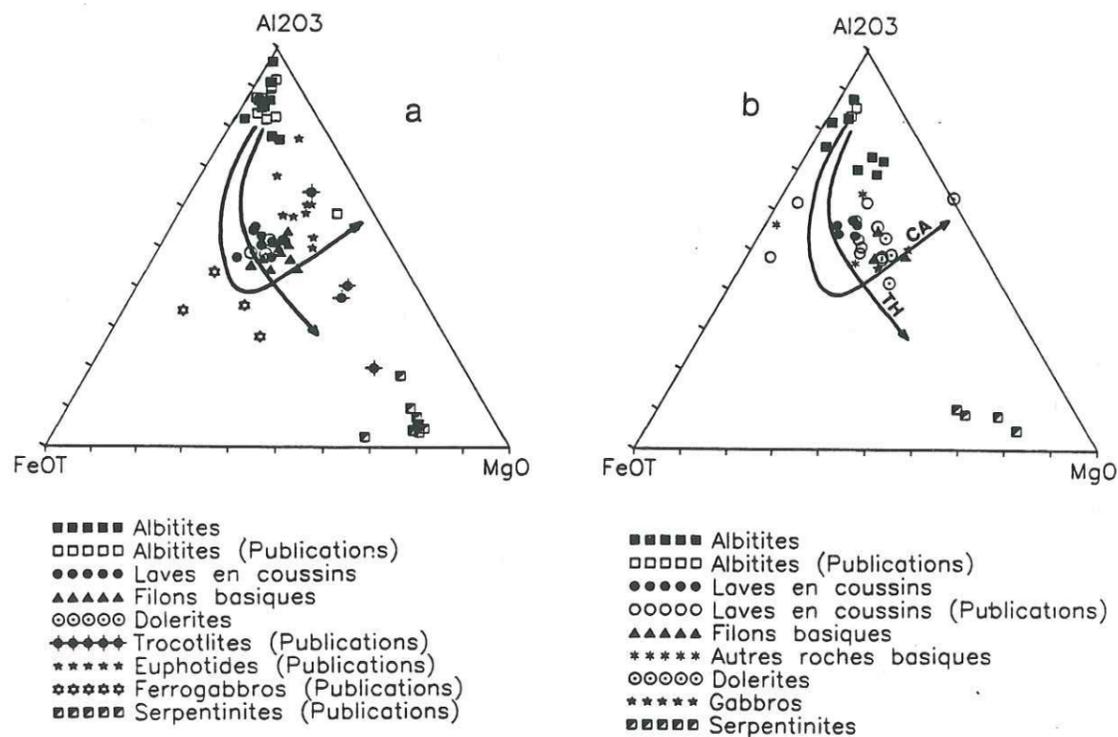


Figure 16 : Diagramme $FeOt-Al_2O_3-MgO$ (Besson et Fontcilles, 1974) pour les séries du Montgenèvre (a) et de Haute-Ubaye (b)
CA: lignée calco-alcaline, TH: lignée tholéitique

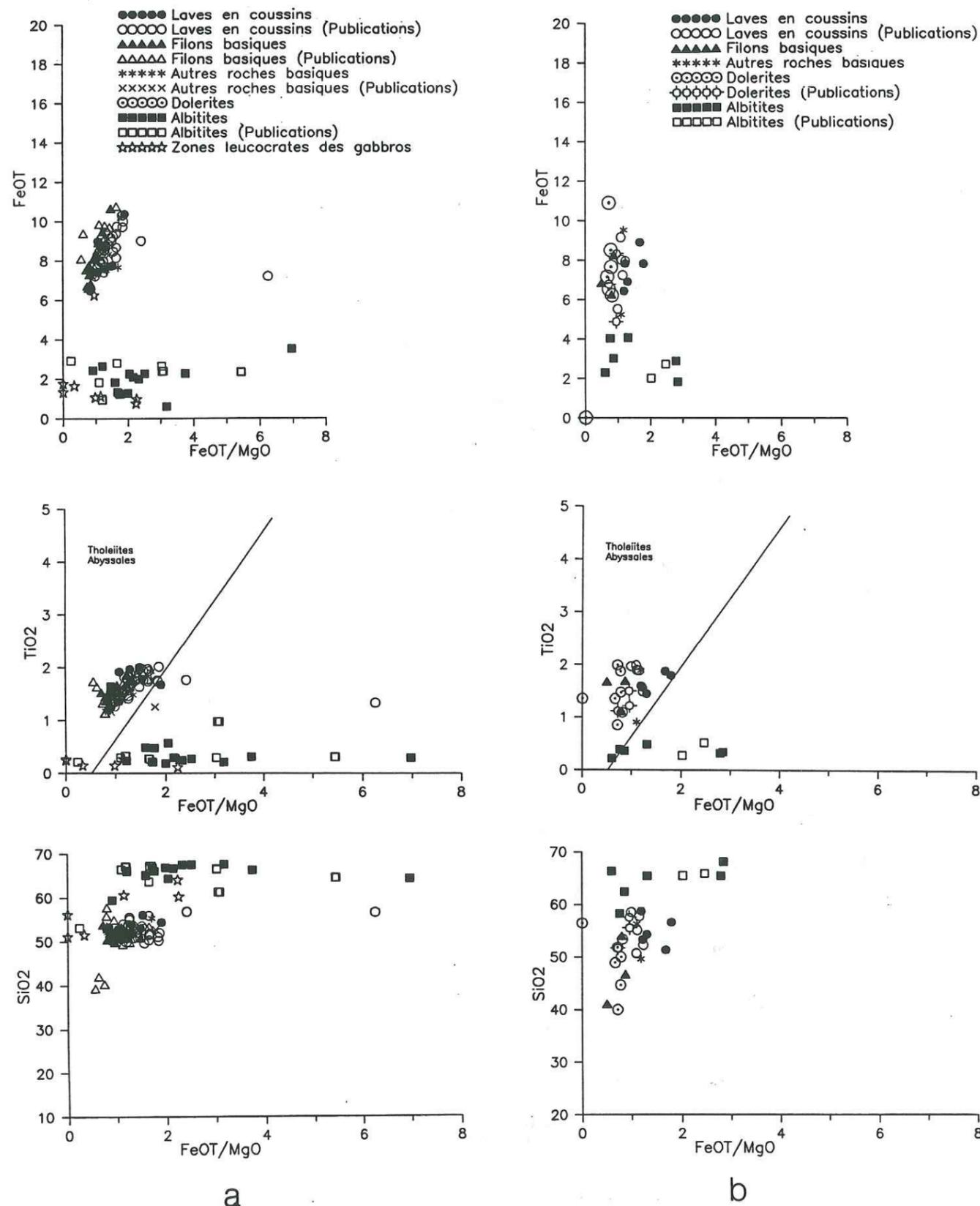


Figure 17a : Diagrammes de Miyashiro (1973) pour le Montgenèvre

b : pour la Haute-Ubaye

b - Comportement des éléments traces pendant le fractionnement.

L'utilisation de diagrammes faisant intervenir des éléments incompatibles et inertes au métamorphisme, tels que Zr, Y, Nb, Ti et les terres-rares, doit permettre d'aller plus loin dans l'hypothèse du fractionnement (fig. 18 et 19).

Le diagramme TiO_2 vs Zr montre un regroupement des échantillons qui se répète de manière identique dans les deux autres diagrammes, aussi bien pour le Montgenèvre que pour la Haute-Ubaye.

Pour le Montgenèvre, il s'agit des échantillons suivants :

Gr 1 : CH37, CH72, CH73, MG9, MG10. Ces échantillons proviennent tous des affleurements de la Punta Rascia (Italie).

Gr 2 : CH127, CH129, MG6. Les deux premiers sont des albitites en filons dans les gabbros du sud du Chenaillet. Le mode d'affleurement de MG6 n'est pas connu (donnée bibliographique, Lewis et Smewing, 1980).

G3 : 80CH20, 80CH21, 83CH34, 83CH37, 83CH39, MG2, MG3 et dans une moindre mesure CH10. Ces échantillons proviennent de l'affleurement de la cabane des Douaniers (Gondran). Le lieu de prélèvement de CH10 s'écarte sensiblement de ceux des autres échantillons (Annexe 2)

Les échantillons CH76, MG1, MG4 ont une position variable par rapport aux différents groupes et les uns par rapport aux autres, et n'ont donc pas été intégrés dans ce regroupement.

Pour la Haute-Ubaye, les échantillons se rassemblent de la façon suivante :

Gr 1 : PP25, G6, G28, G31, G40. Ces échantillons appartiennent aux affleurements situés au sud de la Crête de la Gavie.

Gr 2 : G17, G19. Ces échantillons proviennent d'affleurements situés au nord de la Crête de la Gavie.

G40 a une position intermédiaire entre les deux groupes. Nous verrons lors de l'étude des spectres de REE qu'il se rapproche plutôt de G28 et G31. Pour cette raison, nous le placerons dans le groupe 1.

Le tableau 5 regroupe les valeurs moyennes en Si, SiO_2 , Zr, TiO_2 et fait ressortir un degré de différenciation croissant du groupe 1 au groupe 3.

Le groupe 2 est donc moins différencié que le groupe 3. Il est cependant appauvri en Nb et Y par rapport au groupe 3, ce qui semble contradictoire avec le comportement du titane. Ce comportement pourrait s'expliquer par la cristallisation, dans un premier temps, d'amphibole qui concentre le titane et donne lieu à la formation des roches du groupe 2. Le liquide résiduel s'enrichit en Y et en Nb, qui sont à leur tour piégés dans des minéraux tels que oxydes ferrotitanés, sphène, zircon, apatite, dans les albitites du groupe 3.

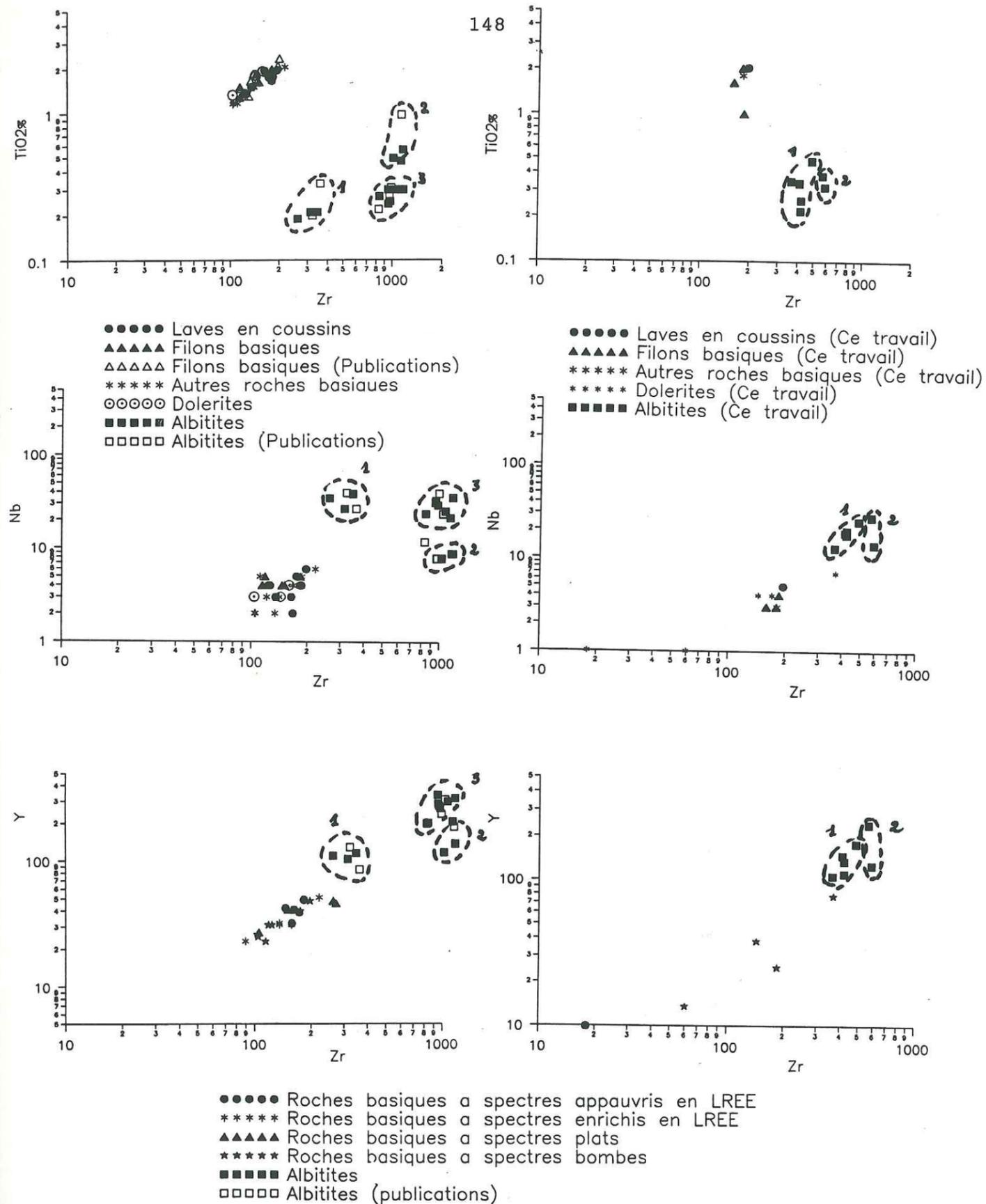


Figure 18 : Diagrammes TiO_2 , Y, Nb vs Zr (Pearce, 1979, 1984) pour les roches basiques et les albitites du Montgenèvre GAUCHE

Figure 19 : Diagrammes TiO_2 , Y, Nb vs Zr (Pearce, 1979, 1984) pour les roches basiques et les albitites de Haute-Ubaye DROITE

Le groupe 1, moins différencié, est par contre appauvri en titane. Il ne semble donc pas pouvoir appartenir à la même lignée de différenciation.

Ce fait se retrouve entre les groupes 1 (moins différencié et plus pauvre en titane) et 2 des albitites de haute-Ubaye.

Si, au vu du tableau 5, le groupe 3 du Montgenèvre apparaît bien plus différencié que le groupe 1, le groupe 2 a par contre une position intermédiaire. Un simple fractionnement ne semble donc pas pouvoir expliquer le passage du groupe 1 aux groupes 2 et 3.

	SI	SiO ₂	Zr	TiO ₂
Montgenèvre				
Groupe 1	15.38	63.23	324	0.23
(MG10 exclu)	4.70	66.57	324	
Groupe 2	9.31	64.11	1109	0.67
Groupe 3	6.84	65.50	1008	0.28
Haute-Ubaye				
Groupe 1	16.29	63.05	403	0.33
Groupe 2	18.20	61.86	546	0.35

Tableau 5 : teneurs moyennes en SiO₂, SI et Zr par groupe d'échantillons d'albitite (voir la définition des groupes dans le texte)

Du fait du comportement différent des éléments présentés dans le tableau 6, dans les roches basiques (incompatibles) et acides (compatibles) et de leur intégration dans des minéraux différents, il apparaît difficile de tirer des conclusions nettes de l'étude de ces valeurs.

Les diagrammes suivants (Yb vs La; Tb vs La) ont été réalisés afin de mettre en évidence les éventuelles relations entre les différents groupes de roches acides et basiques (fig. 20, 21, 22).

Le diagramme Tb vs La montre, pour les échantillons du Montgenèvre, un alignement des différents groupes de roches basiques avec les groupes 2 et 3 d'albitites. Cet alignement ne se retrouve dans le diagramme Yb vs La que pour le groupe 1 de roches basiques.

Nb/Zr x(10)2			Y/Zr		
MONTGENÈVRE					
Spectres appauvris en LREE					
CH43	2,72	0,27			
CH145	2,72	0,29			
MG41		0,20			
MG67		0,22			
MG84		0,25			
moy	2,72	0,25			
ec. type	0,00	0,03			
Spectres enrichis en LREE					
CH113	2,70	0,23			
MG23A		0,24			
MG24A		0,23			
MG23		0,20			
MG26A		0,26			
moy	2,70	0,23			
ec. type		0,02			
Spectres bombes					
CH46	4,20	0,26			
CH85	2,84	0,23			
CH88	1,90	0,24			
CH96	2,88	0,25			
CH119	3,03	0,24			
CH121	3,23	0,25			
CH122	3,48	0,20			
moy	3,08	0,24			
ec. type	0,65	0,02			
Spectres plats					
CH89	1,89	0,25			
MG38A		0,27			
MG40		0,17			
MG45		0,18			
moy	1,89	0,22			
ec. type		0,04			
MONTGENÈVRE					
Groupe 1					
CH37	11,14	0,33			
CH72	8,54	0,33			
CH73	13,31	0,41			
MG9	7,40	0,23			
MG10	12,31	0,39			
moy	10,54	0,34			
ec. type	2,24	0,06			
Groupe 2					
CH127	0,76	0,11			
CH129	0,77	0,11			
MG6	0,77	0,16			
moy	0,77	0,13			
ec. type	0,01	0,02			
Groupe 3					
CH10	2,83	0,24			
80CH20	3,44	0,30			
80CH21	3,34	0,35			
83CH34	3,04	0,27			
83CH37	2,41	0,27			
83CH39	3,05	0,27			
MG2	2,29	0,29			
MG3	4,00	0,24			
moy	3,05	0,28			
ec. type	0,52	0,04			
Echantillons particuliers					
CH76	1,91	0,18			
MG1	1,44	0,24			
MG4	0,82	0,28			
HAUTE-UBAYE					
Groupe 1					
PP25	3,57	0,29			
G6	4,63	0,36			
G28	4,77	0,32			
G31	4,31	0,26			
G40	5,15	0,36			
moy	4,49	0,32			
ec. type	0,53	0,04			
Groupe 2					
G17	2,39	0,21			
G19	4,94	0,42			
moy	3,66	0,32			
ec. type	1,28	0,10			

Tableau 6 : Rapports moyens en Y/Zr et Nb*100/Zr pour les albitites et les roches basiques des 2 massifs étudiés

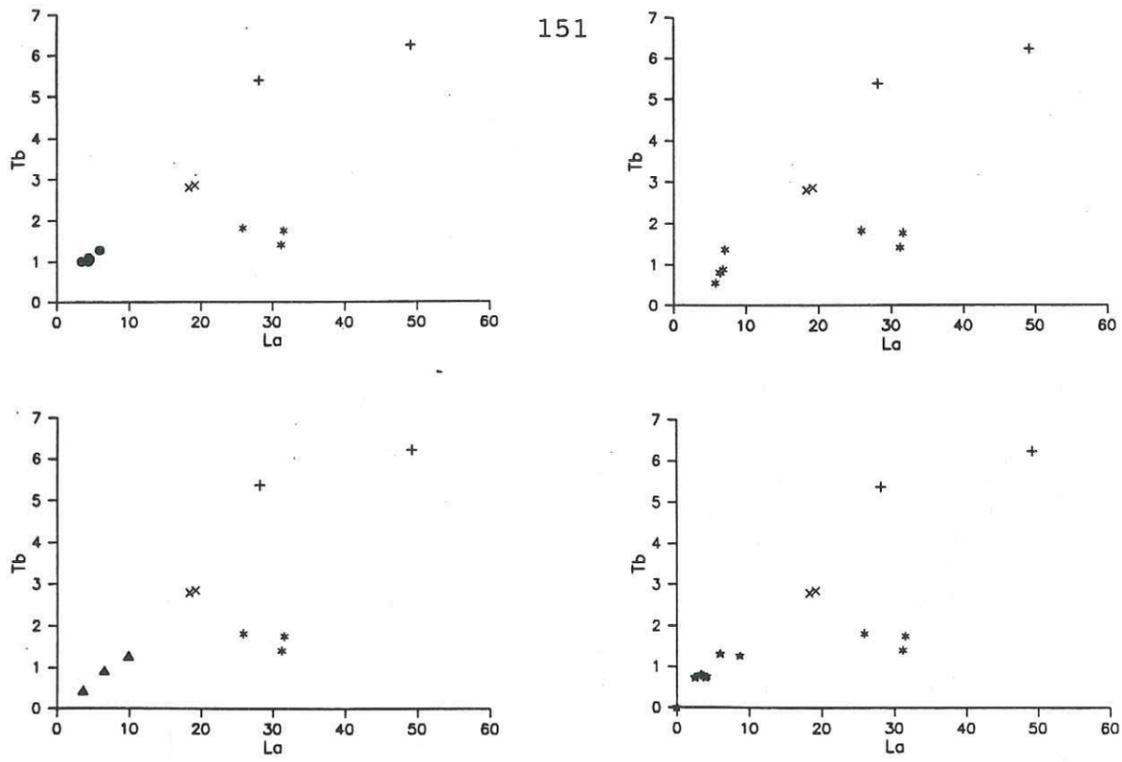


Figure 20 : Diagramme Tb vs La pour les différents groupe d'albitites et de roches basiques du Montgenèvre

- ***** Albitites, gr. 1
- xxxxx Albitites, gr. 2
- +++++ Albitites, gr. 3
- Roches basiques a spectres appauvris en LREE
- ***** Roches basiques a spectres enrichis en LREE
- ▲▲▲▲▲ Roches basiques a spectres plats
- ***** Roches basiques a spectres bombes

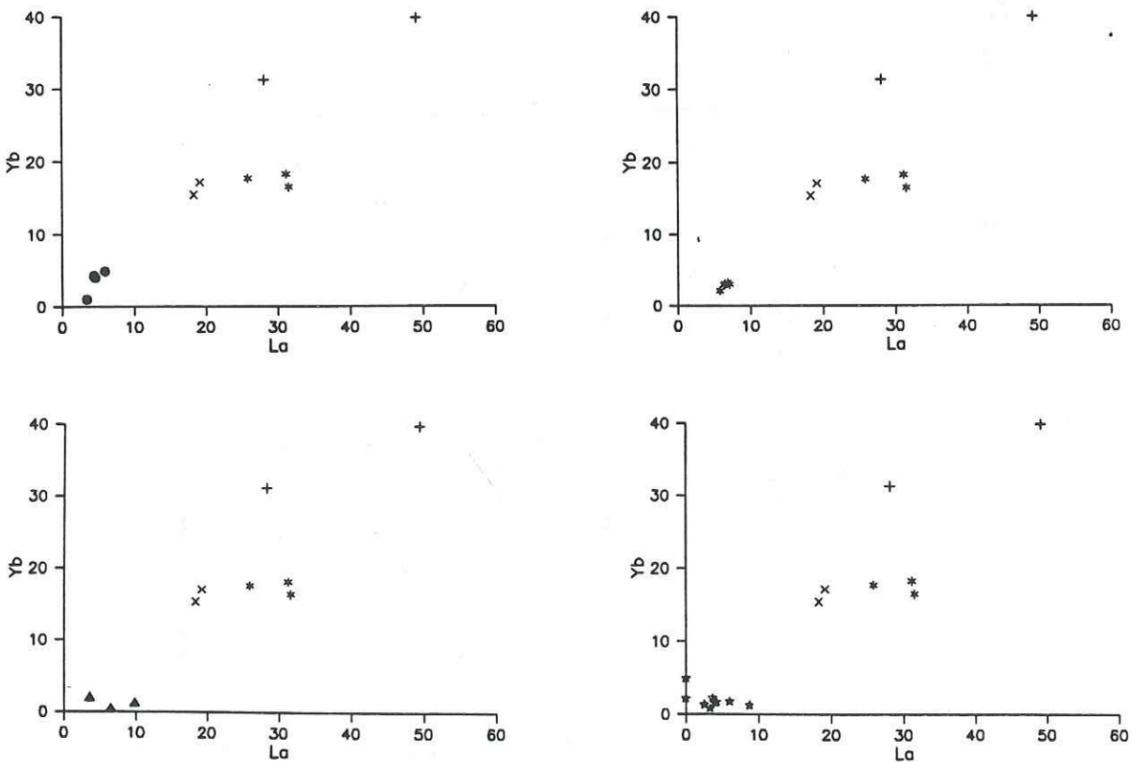


Figure 21 : Diagramme Yb vs La pour les différents groupes de roches basiques et d'albitites du Montgenèvre

En Haute-Ubaye, l'alignement entre roches basiques et albitites ne semble avoir lieu que partiellement dans le diagramme Yb vs La.

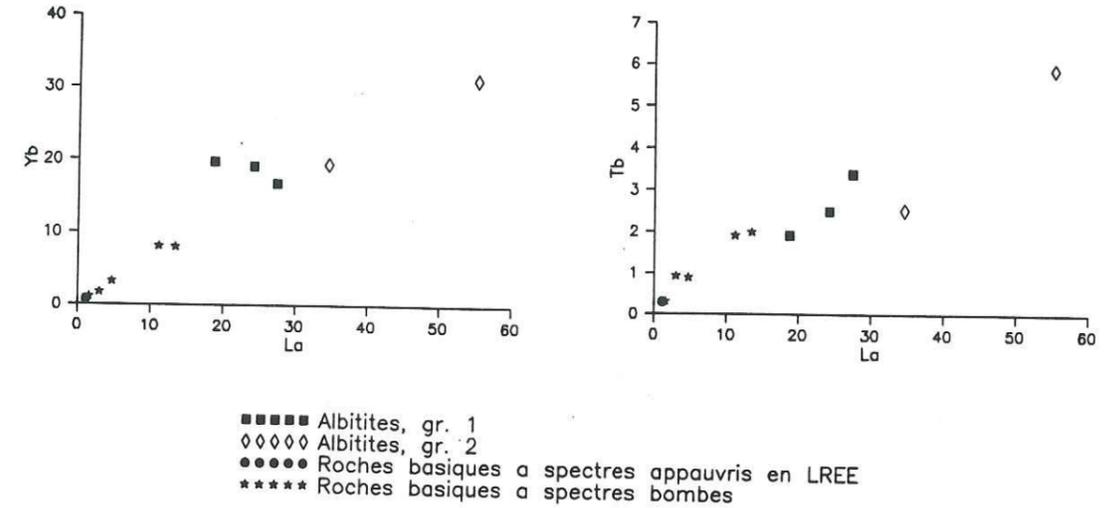


Figure 22 : Diagrammes Yb vs La et Tb vs La pour les différents groupes d'albitites et de roches basiques de Haute-Ubaye

La seule conclusion solide semble être une filiation entre les roches basiques (sans distinction) et le groupe 3 des albitites. Il semble donc que les albitites des groupes 2 et 3 puissent être affiliées aux roches basiques, ce qui n'est pas le cas des échantillons du groupe 1.

L'étude des terres-rares est susceptible d'apporter des éléments permettant d'aller plus loin dans nos hypothèses.

Les spectres sont fortement enrichis en terres-rares (80 à plus de 100 fois la chondrite). Ils se répartissent en plusieurs catégories selon leur forme (fig. 23).

On distingue au Montgenèvre :

* des spectres plats, avec une anomalie plus ou moins marquée en europium : 80CH20, 80CH21;

* des spectres légèrement appauvris en terres rares légères, sans anomalie notable en Eu : CH127, CH129;

* des spectres légèrement enrichis en terres-rares légères et lourdes par rapport aux éléments intermédiaires, avec une anomalie en europium modérée : CH37, CH72, CH73.

Cette répartition correspond aux regroupements précédemment effectués à partir des teneurs en Zr, Y, Nb, TiO₂, au paragraphe 1.2.2.

Les albitites de Haute-Ubaye montrent deux grand types de spectres (fig. 24) :

* des spectres plats avec une anomalie prononcée en europium (G28, G31, G40) qui s'apparentent à ceux de 80CH20 et 80CH21 du Chenaillet;

* des spectres ayant une anomalie en europium modérée et légèrement enrichis en terres-rares lourdes et légères (G17 et G19) qui rappellent ceux de CH37, CH72, CH73.

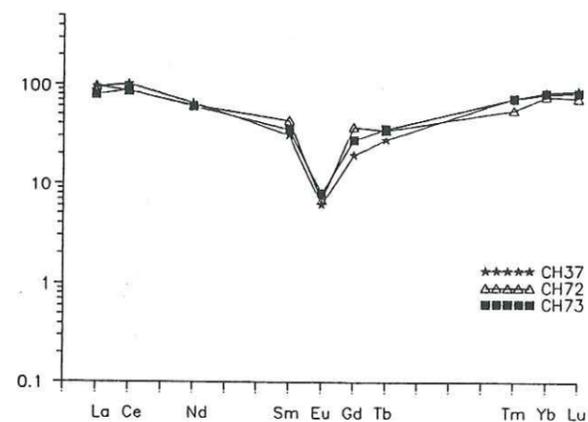


Figure 23 : Spectres de terres rares normalisés à la chondrite C4 des albitites du Montgenève

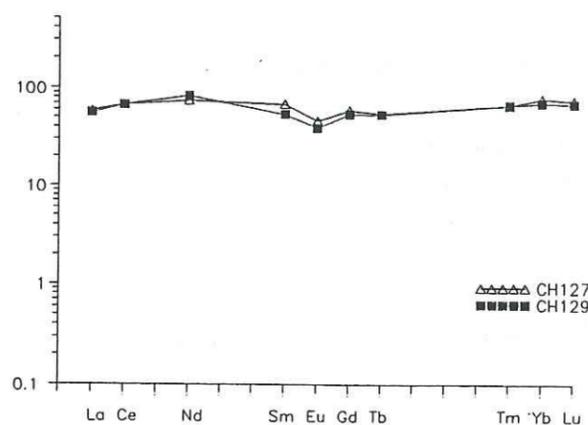
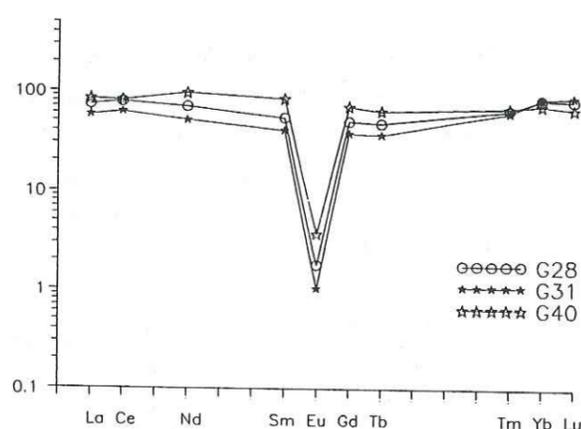
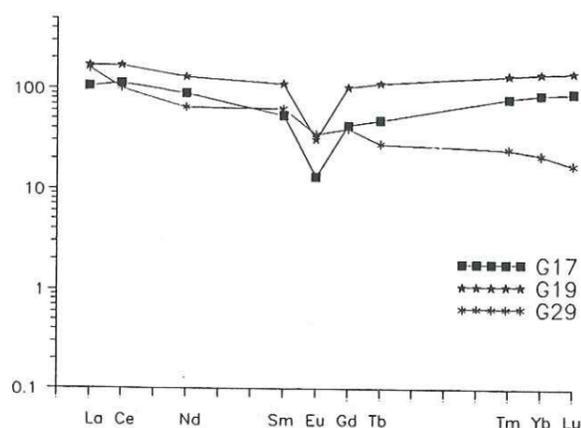
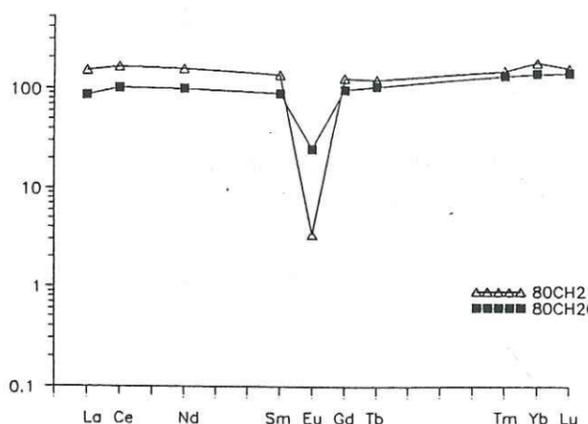


Figure 24 : Spectres de terres rares normalisés à la chondrite C4 des albitites de Haute-Ubaye



On notera la forme particulière du spectre de G29. La pétrographie de cet échantillon a montré qu'il a été fortement affecté par des transformations métamorphiques. L'étude des éléments majeurs envisagée dans le chapitre II a indiqué en outre que cet échantillon au faciès particulier, trouvé en bordure des albitites de la Gavie, ne s'apparentait pas à des roches basiques. Son spectre de terres rares ne se rapporte cependant pas à ceux des autres roches analysées ici. Cet aspect particulier pourrait être dû aux transformations (Métamorphisme HP et rétomorphose dans le faciès schistes verts) que cet échantillon a subi.

Les spectres des albitites du Montgenève et de Haute-Ubaye sont compatibles avec une origine par cristallisation fractionnée des basaltes étudiés dans le chapitre II, pour lesquels l'enrichissement à la chondrite est de l'ordre de 10 à 30 fois. Ils diffèrent ainsi par leur origine par fractionnement magmatique à partir d'une souche basaltique des roches acides issues par fusion partielle de roches basiques hydratées que l'on rencontre dans certaines ophiolites.

L'anomalie négative en europium observée dans les albitites étudiées et dans les plagiogranites en général, s'explique par le degré d'oxydation de cet élément (Eu^{2+}) dans les conditions magmatiques naturelles qui sont en général réductrices. Dans cet état le comportement de l'europium se distingue de celui des autres terres-rares du fait qu'il occupe beaucoup plus facilement les sites du calcium dans le plagioclase. Il est donc appauvri dans les termes pauvres en calcium.

Les spectres des albitites étudiés ici se distinguent nettement de ceux, présentant un fort fractionnement des LREE par rapport aux HREE, de roches acides provenant des associations calco-alcalines, subalcalines et alcalines (fig. 26-1 : Fourcade et Allègre, 1981 in Vittoz et al, 1987).

Cependant les granophyres continentaux peuvent montrer des spectres beaucoup plus plats (fig. 26-2 : Coles, 1974 in Coleman, 1977).

Les spectres à rapports La/Yb élevés se retrouvent aussi pour des granites appartenant à des lignées tholéitiques correspondant à une évolution particulière. C'est le cas des plagiogranites de l'ophiolite de Chamrousse (Alpes françaises) (Menot, 1987) qui se sont formés dans un contexte transitionnel entre lithosphère continentale atténuée et lithosphère océanique. Les plagiogranites sont interprétés par les auteurs comme les produits finaux d'une cristallisation fractionnée en plusieurs stades, d'un magma tholéitique enrichi en LIL (fig. 26-3).

Les roches acides associées aux ophiolites et en provenance des fonds océaniques ont fait l'objet d'études, concernant notamment les terres-rares. Nous allons envisager quelques exemples caractéristiques.

Un échantillon de monzonite quartzique provenant de la ride de l'Océan Indien a été étudié de pair avec les roches basiques associées. Les études pétrographique et géochimique ont montré que ces roches sont cogénétiques et que la monzonite quartzique pourrait être le produit ultime du fractionnement (Engel et Fischer, 1975; Hedge et al, 1979). Une réserve est toutefois émise dans la mesure où ces produits de fin de différenciation sont très peu abondants par rapport aux autres roches. La fig. 25-a montre d'une part que les spectres des basaltes sont comparables à ceux de certains de nos échantillons (cf. 2ème partie), et d'autre part

que le spectre de la monzonite quartzique rappelle ceux de certains de nos albitites (CH72 par exemple).

Les échantillons d'albitite provenant de la série de Rospigliani, Corse, ont été comparés aux échantillons de l'Océan Indien (Ohnenstetter M et D, 1980). Ces auteurs ont invoqué les mêmes processus génétiques pour ces deux séries pétrographiques. Les spectres des albitites de Corse sont donnés par la figure 25-b.

On remarque une faible anomalie en europium pour deux échantillons (2873 et 23861A) et un rapport La/Yb élevé pour 2581, caractères qui ne se retrouvent pas pour nos échantillons.

Le mode de genèse invoqué par les auteurs fait intervenir l'immiscibilité d'un liquide magmatique ayant donné naissance à un liquide riche en fer, et un autre riche en silice (nous reviendrons sur ce processus dans le paragraphe 1.2.3.) suivi par un fractionnement du liquide silicaté conduisant à la formation des albitites.

Les roches précédentes sont associées à des basaltes de type N-morb, tandis que la diorite quartzique provenant de la ride médio-Atlantique, dont le spectre est donné par la figure 27-1 est associée à des T ou E-morb (Aumento, 1969, Aldiss, 1981). Son spectre est comparable à celui de la monzonite quartzique de l'Océan Indien.

Les plagiogranites de Semail et du Troodos proviennent de contextes d'arc insulaire (fig. 27-1). Leurs teneurs en REE sont de l'ordre de 20 à 30 fois celles de la chondrite pour les échantillons du Semail et de 5 à 30 fois pour celles du Troodos qui sont appauvries en LREE. Ces plagiogranites ont d'abord été considérés comme provenant de bassins d'avant-arc (Kay et Senechal, 1976; Coleman et Donato, 1979). En ce qui concerne le contexte géotectonique du Troodos, des études récentes ont conduit certains auteurs à envisager un protoarc. D'autres penchent plutôt pour une légère expansion avant-arc.

En contexte d'arrière-arc figurent les trondhjémites de Smartville (Menzies et al, 1977) (fig. 27-3) et ceux de l'ophiolite de Karmoy (Visnes High Level Complex, Norvège) (Malpas, 1984) (fig. 27-1).

Les roches acides des deux derniers ensembles ont des spectres assez plats, avec une anomalie négative en europium marquée. L'enrichissement des teneurs par rapport à la chondrite est de l'ordre de 50 pour les échantillon de Smartville et de 20 à 100 pour les échantillons de Karmoy.

Les trondhjémites de Betts Cove (Coish et al, 1980) ont des spectres très particuliers (fig. 27-2), en forme de V, très appauvris en Eu et significativement appauvris en Nd, Sm, Ho.

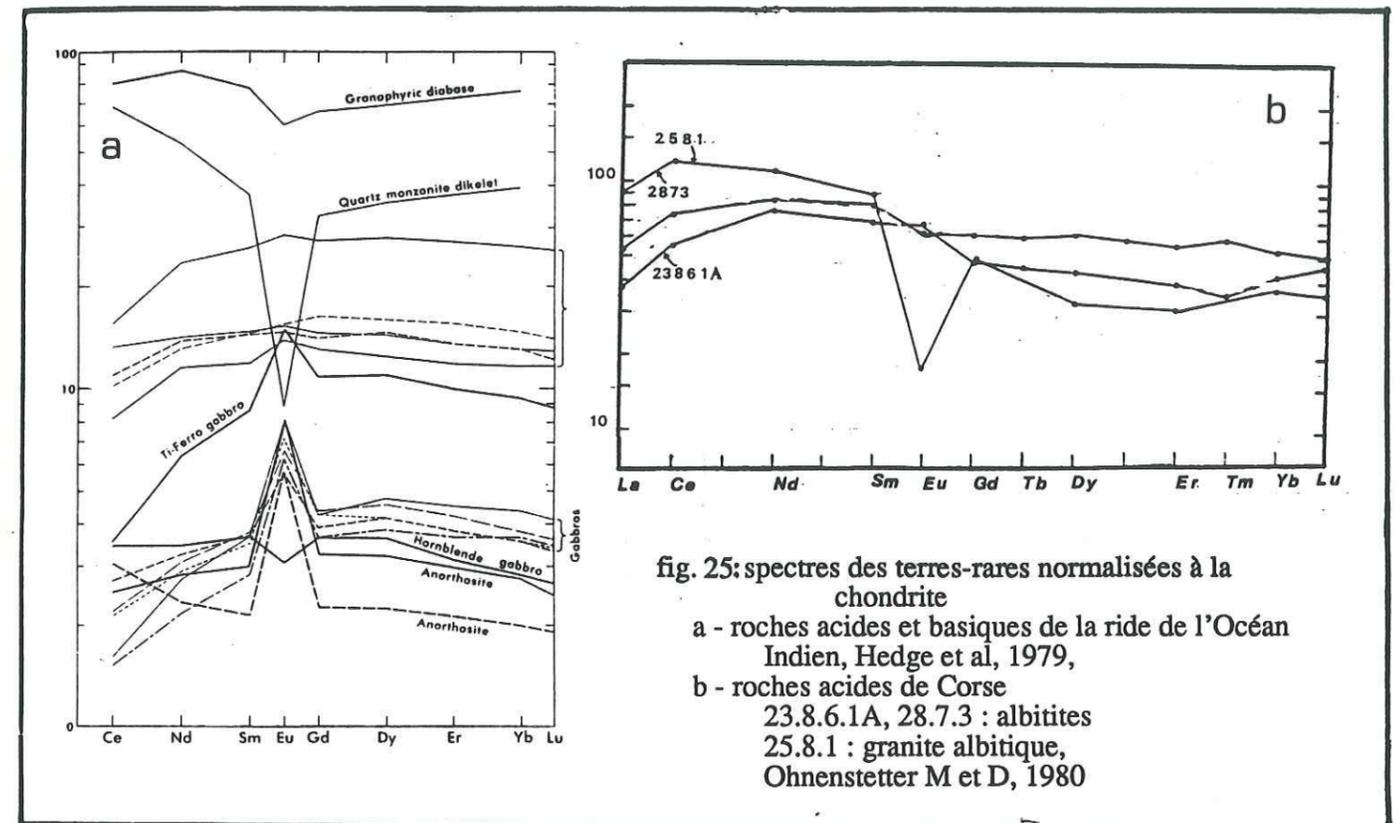


fig. 25: spectres des terres-rares normalisés à la chondrite
a - roches acides et basiques de la ride de l'Océan Indien, Hedge et al, 1979,
b - roches acides de Corse
23.8.6.1A, 28.7.3 : albitites
25.8.1 : granite albitique,
Ohnenstetter M et D, 1980

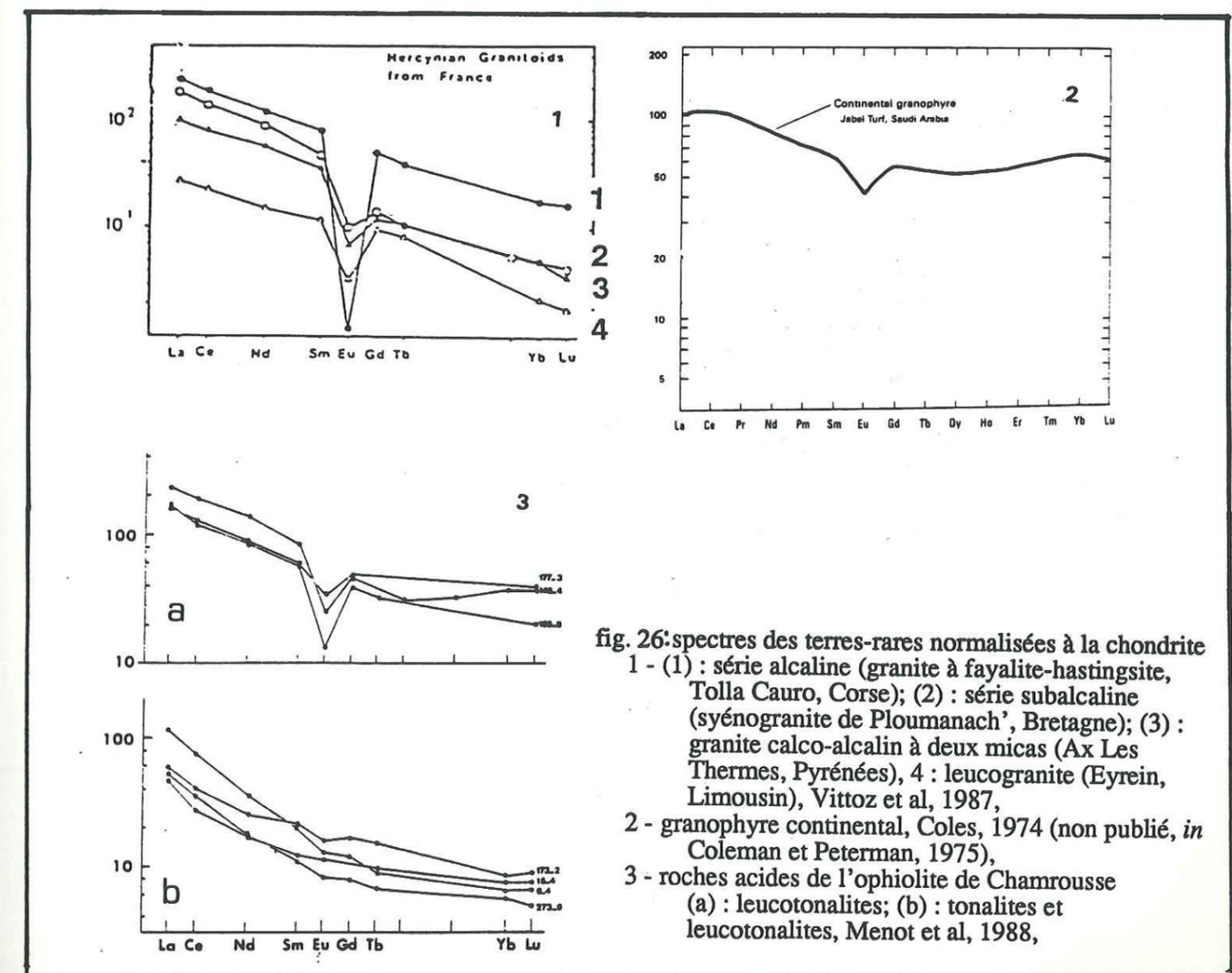


fig. 26: spectres des terres-rares normalisés à la chondrite
1 - (1) : série alcaline (granite à fayalite-hastingsite, Tolla Cauro, Corse); (2) : série subalcaline (syénogranite de Ploumanach', Bretagne); (3) : granite calco-alcalin à deux micas (Ax Les Thermes, Pyrénées), 4 : leucogranite (Eyrein, Limousin), Vittoz et al, 1987,
2 - granophyre continental, Coles, 1974 (non publié, in Coleman et Peterman, 1975),
3 - roches acides de l'ophiolite de Chamrousse (a) : leucotonalites; (b) : tonalites et leucotonalites, Menot et al, 1988,

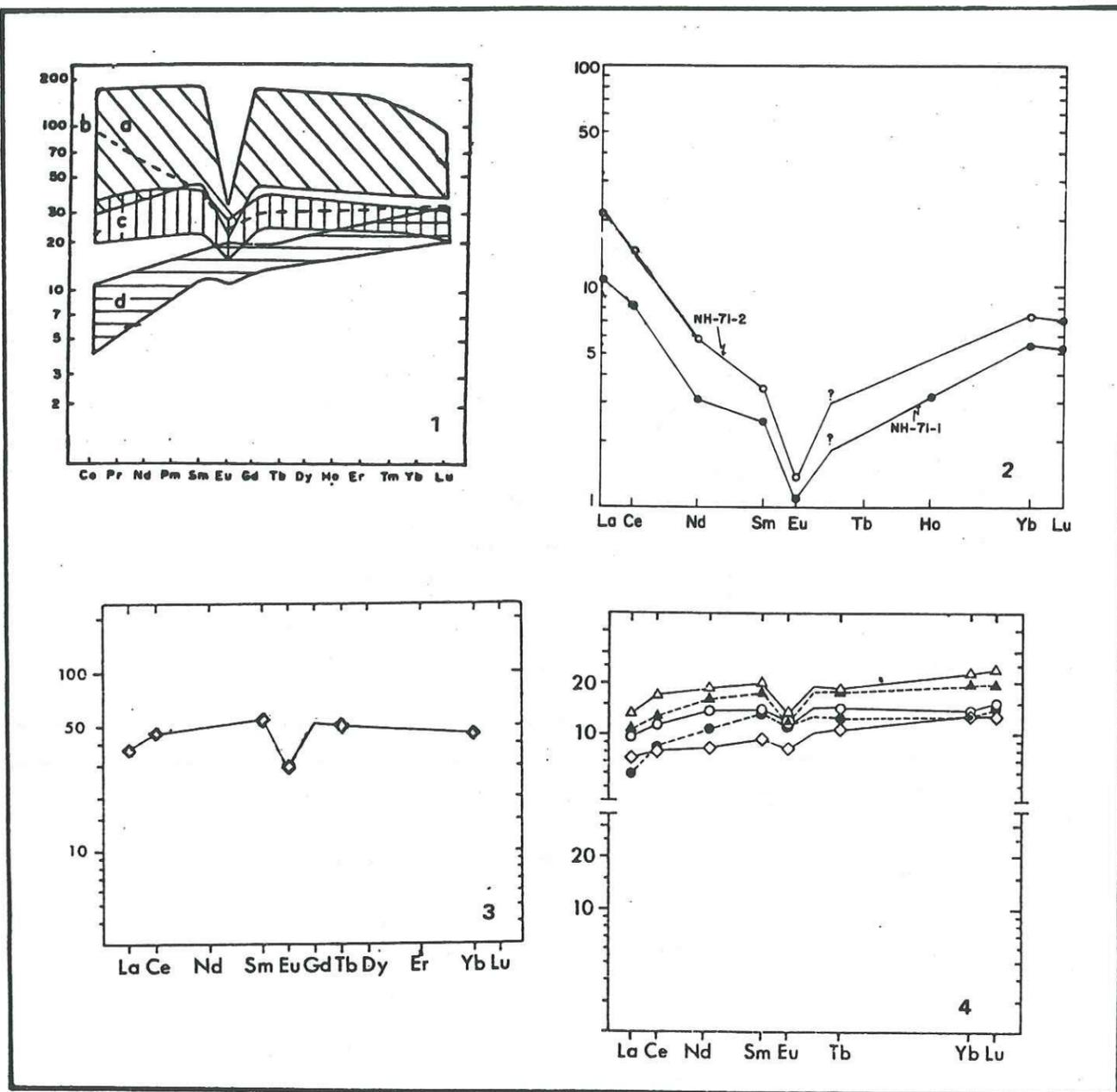


fig. 27: spectres des terres-rares normalisées à la chondrite, *in* Pedersen et Malpas, 1984,
 1 - (a) : plagiogranites, Visnes High Level Complex, ophiolite de Karmoy; (b) : diorite
 quartzique, MAR 45°; (c) : plagiogranites, Semail; (d) : plagiogranites, Troodos,
 2 - trondhjemites de Betts Cove, Coish et al, 1982,
 3 - plagiogranites de l'ophiolite de Smartville, Menzies et al, *in* Gerlach et al, 1981,
 4 - plagiogranites du complexe ophiolitique de Canyon Mountain, Gerlach et al, 1981

Enfin, les plagiogranites de l'ophiolite de Canyon Mountain (Oregon) montrent des spectres légèrement appauvris en LREE et une anomalie en Eu faible ou inexistante (faibles teneurs globales en REE). Cette ophiolite provient d'un contexte d'arc volcanique à magmatisme tholéitique prépondérant (fig. 27-4).

Nos échantillons, par l'ordre de grandeur d'enrichissement en REE par rapport à la chondrite, et par la forme du spectre, se rapprochent essentiellement des roches acides de l'ophiolite de Karmoy et de la diabase granophyrique de l'Océan Indien. Les échantillons de Corse et du MAR 45°, présentent un enrichissement en LREE par rapport aux HREE qui ne se retrouve pas dans les albitites étudiées ici. Cependant les échantillons de Corse et de l'Océan Indien ont pu être rapprochés quant à leur mécanisme de genèse (Ohnenstetter M et D, 1980).

Le fractionnement à partir de roches basiques est invoqué dans tous les cas pour expliquer la formation de ces roches.

Cependant, pour les plagiogranites de Corse, il succéderait à une phase d'immiscibilité magmatique, tandis qu'il précéderait un phénomène de filtre-pressé dans le cas des roches acides de Karmoy. Par ailleurs, l'intervention de phénomènes hydrothermaux (Corse) et d'autométasomatisme (Karmoy) est invoquée pour expliquer notamment les faibles teneurs en potassium.

A ce stade de l'étude, il semble donc que la cristallisation fractionnée joue un rôle important dans la formation des albitites de Haute-Ubaye et du Montgenèvre. Mais, comme le laisse présager le paragraphe précédent, d'autres mécanismes ont pu intervenir. C'est ce que nous allons essayer de préciser dans la suite de cette étude.

2.3. AUTRES MODES GENETIQUES

L'étude du comportement des éléments majeurs et traces a montré l'intervention de phénomènes de fractionnement qui semblent variés. En effet, ils ne conduisent pas à un groupe homogène, mais à plusieurs populations géochimiquement distinctes. Cette diversité pourrait s'expliquer par des souches basaltiques originelles différentes.

Toutefois, l'examen des données géochimiques montre qu'il ne semble pas exister de continuum entre certains groupes de roches acides (G1) et les roches basiques. Le phénomène d'immiscibilité magmatique a souvent été invoqué pour expliquer cette lacune de termes intermédiaires dans les séries ophiolitiques.

2.3.1. Immiscibilité magmatique

A l'appui de l'hypothèse de l'immiscibilité magmatique, Ohnenstetter M et D, 1980, invoquent les teneurs élevées en zirconium et les valeurs élevées de la somme des concentrations en terres-rares qui est de l'ordre de 200 ppm. Ces remarques sont aussi valables pour les albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye. D'après ces auteurs, de telles teneurs ne s'expliquent pas uniquement par la cristallisation fractionnée.

Microprobe analyses of immiscible liquid pairs

	TR-18		TR-21		TR-46		TR-63		TR-92		TR-108	
	High Si	Low Si										
SiO ₂	68.0	42.8	66.6	43.2	70.0	43.2	69.4	46.7	69.5	45.1	69.9	40.6
TiO ₂	1.99	4.02	1.97	4.02	1.63	4.35	1.00	3.96	2.68	7.56	1.17	3.53
Al ₂ O ₃	11.6	7.2	11.6	7.2	12.0	6.7	10.6	7.2	10.4	7.3	10.8	6.2
FeO	6.47	23.78	6.95	23.4	7.42	28.25	9.34	21.24	7.15	20.64	7.84	26.60
MnO	0.15	0.36	0.15	0.36	0.19	0.59	0.02	0.45	0.15	0.89	0.19	0.52
MgO	0.91	2.20	0.94	2.19	0.44	2.16	0.56	2.84	0.81	1.93	0.65	2.54
CaO	4.23	9.26	4.20	9.27	3.36	9.71	3.02	9.83	4.04	10.74	3.88	11.55
Na ₂ O	2.83	1.81	2.82	1.78	4.13	2.10	2.90	2.10	2.15	1.61	2.06	1.59
K ₂ O	1.05	0.76	1.78	0.76	0.79	0.25	1.46	0.61	0.79	0.12	1.54	0.20
P ₂ O ₅	1.68	6.44	1.82	7.07	0.40	2.16	0.27	3.19	0.51	2.87	-0.90	7.84
Total	98.90	98.63	98.83	99.26	100.36	99.47	98.64	98.12	98.18	98.76	98.93	101.17

Tableau 7 : Teneurs en éléments majeurs de couples de liquides de compositions acides et basiques, obtenus par immiscibilité au cours d'expériences en laboratoire par Dixon et Rutherford (1979)

Dixon et Rutherford, 1979, ont montré expérimentalement qu'il était possible qu'un basalte enrichi en fer (issu du fractionnement d'une tholéite océanique primitive) se scinde, donnant d'une part un liquide riche en silice et d'autre part un magma riche en fer. L'intervention d'un tel processus peut expliquer l'absence de termes intermédiaires (SiO₂=50 à 60 %) que l'on note dans la plupart des séries ophiolitiques).

Pour les albitites du Montgenèvre, il a été signalé (chapitre III, IV, 2.1.1.) que peu d'échantillons ont des teneurs comprises entre 56 et 63 %. Par contre ce caractère ne se retrouve pas en Haute-Ubaye.

Cet argument serait toutefois à utiliser avec précaution dans la mesure où Clague (1978) a pu expliquer cette lacune par un autre processus que l'immiscibilité.

En outre, l'expérience de Dixon et al (1979) implique qu'une origine par immiscibilité nécessite l'existence de termes enrichi en fer. Ceux-ci pourraient être représentés au Montgenèvre par des ferrogabbros (MG11 à 14, Bertrand et al, 1987), et en Haute-Ubaye par des dolérites et certaines laves en coussins (ST4, ST17, ST18, Steen, 1979; PP20, PP8, PP57, RG10, G36, ce travail) (voir diagrammes AFM, deuxième partie). Toutefois, il est à noter que les termes riches en fer ne semblent pas associés spatialement aux albitites. Cependant, leur rareté va de paire avec le faible volume d'albitite rencontré à l'affleurement.

Dixon et Rutherford, 1979, fournissent les analyses en éléments majeurs des liquides obtenus au cours de leur expérience (tableau 8).

La comparaison des données de ce tableau avec les teneurs moyennes des échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye (tableaux 3 et 4) montre de nettes différences, notamment en ce qui concerne les valeurs de SiO₂, Al₂O₃ et CaO pour les albitites.

Enfin, le diagramme de Greig (Roedder, 1979) fait figurer un domaine d'immiscibilité. Les produits d'immiscibilité se répartissent parallèlement à ce champ (Yoder, 1979). C'est le cas des séries étudiées ici. On observe cependant une position particulière de deux des ferrogabbros en provenance du massif du Montgenèvre (fig. 34 a et b).

En conclusion, un certain nombre d'éléments plaident en faveur de l'intervention de l'immiscibilité magmatique, dans la genèse des albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye. Aucun argument ne permet malgré tout d'être catégorique. Le schéma envisagé pour les plagiogranites de Corse et selon lequel il y aurait intervention de l'immiscibilité précédant une évolution tardive par cristallisation fractionnée des liquides, ne paraît cependant pas applicable ici. En Corse, les éléments de terrain appuyant cette hypothèse sont plus nombreux que ceux disponibles pour les massifs étudiés ici.

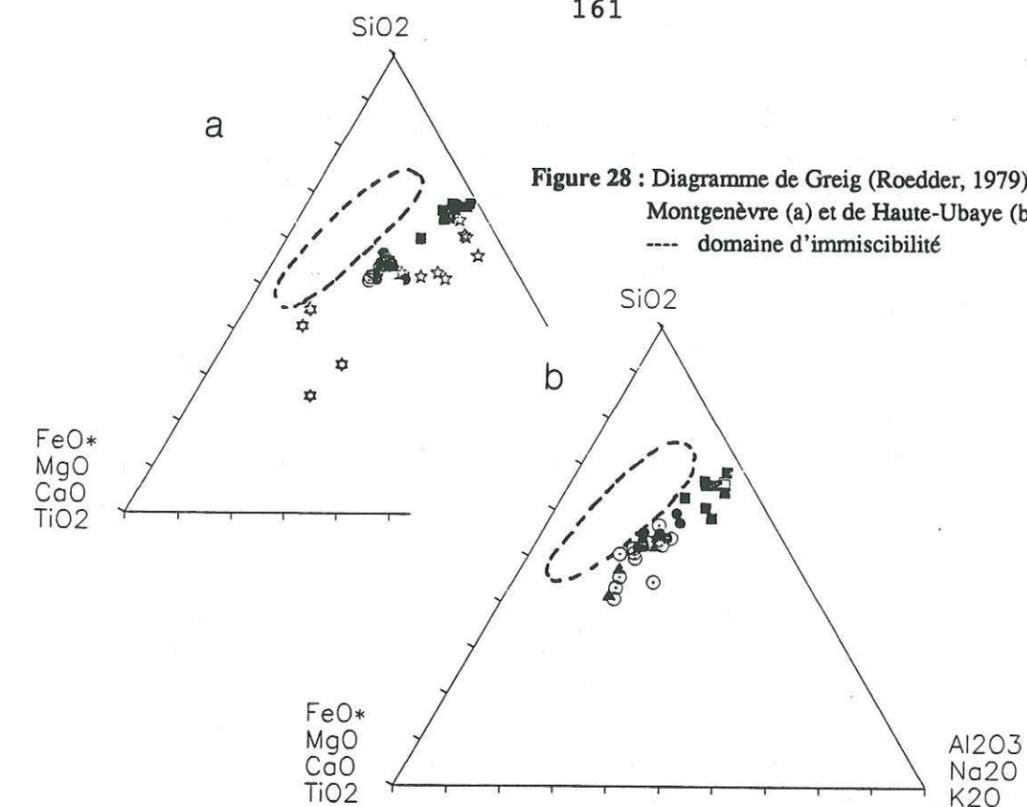


Figure 28 : Diagramme de Greig (Roedder, 1979) pour les roches du Montgenèvre (a) et de Haute-Ubaye (b)
--- domaine d'immiscibilité

- | | |
|---------------------------------------|------------------------------------|
| ■ ■ ■ ■ ■ Albitites | ■ ■ ■ ■ ■ Albitites |
| ● ● ● ● ● Laves en coussins | □ □ □ □ □ Albitites (Publications) |
| ○ ○ ○ ○ ○ Dolerites | ● ● ● ● ● Laves en coussins |
| ☆☆☆☆☆ Passées leucocrates des gabbros | ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ Filons basiques |
| ☆☆☆☆☆ Ferrogabbros (Publications) | ○ ○ ○ ○ ○ Dolerites |

Remarque :

La formation de la brèche albitique décrite dans la partie pétrographique de ce chapitre semble pouvoir faire intervenir un processus localisé d'immiscibilité magmatique qui expliquerait les contacts lobés entre albitite d'une part, et diorite et basalte d'autre part. Les filons leucocrates recoupant l'affleurement peuvent s'expliquer par une venue ultérieure de matériel acide, contemporaine de la mise en place des filons albitiques dans les gabbros.

2.3.2. Fusion partielle

Des expériences ont été réalisées pour tenter d'expliquer la genèse de granites sodiques à partir de la fusion partielle d'un magma basique en conditions anhydres ou à partir d'un matériel hydraté (Dixon et Rutherford, 1980...)

Ce processus est en général invoqué pour des séries calco-alcalines en contexte d'arc volcanique (Malpas, 1979; Gerlach, 1981).

Dans le cas des granites sodiques de Little Port Complex (Malpas, 1979) une fusion partielle à partir d'amphibolites a été invoquée. Pour Payne et Strong (1979) le matériau de départ serait constitué par des basaltes hypopotassiques.

Gerlach (1981) a réalisé une modélisation des spectres de terres-rares à partir de basaltes appauvris en LREE. Pedersen et Malpas (1984) expliquent la formation des plagiogranites du complexe oriental de Karmoy par la fusion partielle

d'un flasergabbro constitué de hornblende, de plagioclases saussuritisés et d'oxydes qui aboutirait à la formation d'un liquide à l'origine des plagiogranites et d'un résidu représenté par des amphibolites. Il en est de même pour certains plagiogranites de Belledonne associés à des mélanosomes (Menot, 1987).

La réaction à l'origine de ces transformations proposée par Heltz (1973) est la suivante :

hornblende + An53 + minéraux accessoires riches en fer

---> hornblende + An75 + minéraux accessoires pauvres en fer + magma

Cette réaction se déroule dans le champ de stabilité de la hornblende.

Appliqué aux massifs du Montgenèvre et de Haute-Ubaye, ce modèle soulève le problème du matériau résiduel, appauvri en feldspath et enrichi en amphiboles. Aucune présence significative de restites à hornblende n'a été signalée dans ces massifs. D'autre part, il a été montré que les plagiogranites issus de la fusion partielle d'un matériel basique, ont des rapports en REE par rapport à la chondrite, proches de ceux des basaltes. Ce phénomène a été en particulier observé pour des roches acides liées à des ophiolites (Canyon Mountain (Gerlach et al, 1981); fig. 27-4; Chamrousse (Menot, 1979)).

Ce caractère ne correspond pas à ceux donnés par les spectres des albitites étudiées ici qui présentent un enrichissement de 50 à 100 fois la chondrite (fig. 23 et 24). Cette hypothèse est donc à écarter.

2.3.3. MECANISME DE FILTRE-PRESSE

Ce mécanisme a été invoqué par Pedersen et Malpas (1984). Ces auteurs le font intervenir pour expliquer l'expulsion de liquides intersticiels différenciés, de gabbros aux textures variées, donnant lieu à la formation de diorites à biotites et de plagiogranites. Dans ce cas la cristallisation interviendrait dans un magma non agité et donnerait lieu à des textures ophitiques à subophitiques. Par ailleurs, la différenciation par diffusion lente dans les minéraux entraînerait la formation de plagioclases zonés.

En ce qui concerne les albitites étudiées ici, l'étude géochimique a montré qu'elles sont issues d'un processus de fractionnement. Cependant, elles s'organisent mal dans les diagrammes relatifs à l'étude géochimique fine, par rapport aux lignées basiques.

Cet écart pourrait s'expliquer par l'intervention d'un mécanisme de filtre-presse.

Bien qu'aucun argument décisif n'appuie cette hypothèse, elle ne peut être exclue.

2.4. REMOBILISATIONS SECONDAIRES

2.4.1. Comportement de K_2O , Rb, Sr

Le diagramme donnant les pourcentages en K_2O en fonction de SiO_2 a été utilisé pour la discrimination de certaines roches acides (Coleman et Peterman, 1975) (fig. 29).

Les échantillons étudiés se répartissent à proximité du champ des plagiogranites océaniques. Leur dérive vers les très faibles teneurs en potassium traduit la remobilisation de cet élément.

Par ailleurs, le strontium et le rubidium sont deux éléments sensibles aux phénomènes secondaires. Le diagramme donnant le Rb en fonction du Sr (Coleman et Peterman, 1975) a été réalisé pour les échantillons des deux massifs (fig. 30).

Les albitites du Montgenèvre (à 2 exceptions près : 80CH20, CH127) et l'albitite G40 en provenance de la Gavie, ont des teneurs en Rb très faibles (voisines de 1) et se situent hors des champs définis dans ce diagramme.

Les teneurs en Rb des échantillons provenant de Haute-Ubaye (sauf G40) sont plus élevées et situent les échantillons à la limite des domaines des plagiogranites océaniques et roches acides d'arcs insulaires et de marges continentales. Ce sont les teneurs usuelles dans ce type de roches. Les teneurs en Sr sont variables.

2.4.2. Interprétation

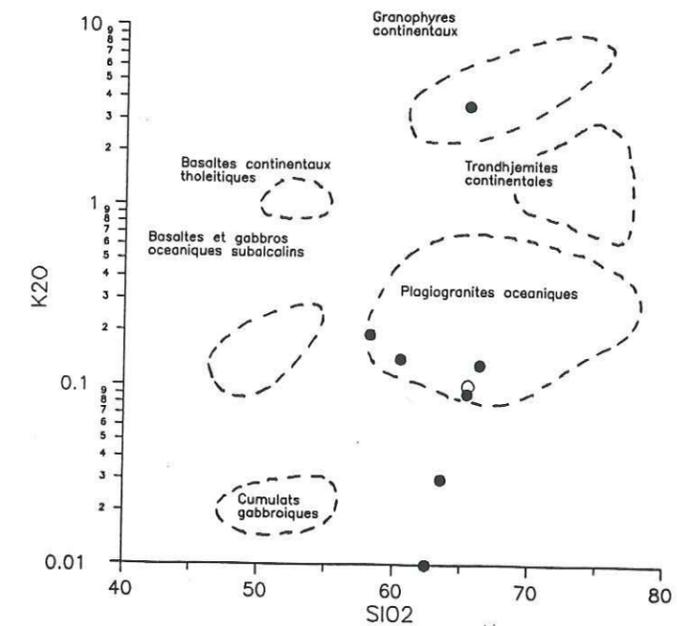
L'étude des spectres généralisés de Pearce (1984) nous permet de préciser s'il y a eu des remobilisations des alcalins et des alcalino-terreux. Ils font intervenir deux types d'éléments hygromagmaphiles normalisés aux teneurs d'un plagiogranite théorique issu du fractionnement de N-MORB. Les alcalins et les alcalino-terreux sont réputés mobiles. Les éléments situés après le Ba sont réputés inertes. On peut constater une anomalie générale en K_2O et Rb, alors que les formes générales sont comparables à celles des granites de rides océaniques (fig. 31-a).

Les rapports en K_2O sont très faibles (0,08 à 0,5). Deux échantillons montrent toutefois des rapports élevés (G40 et CH72).

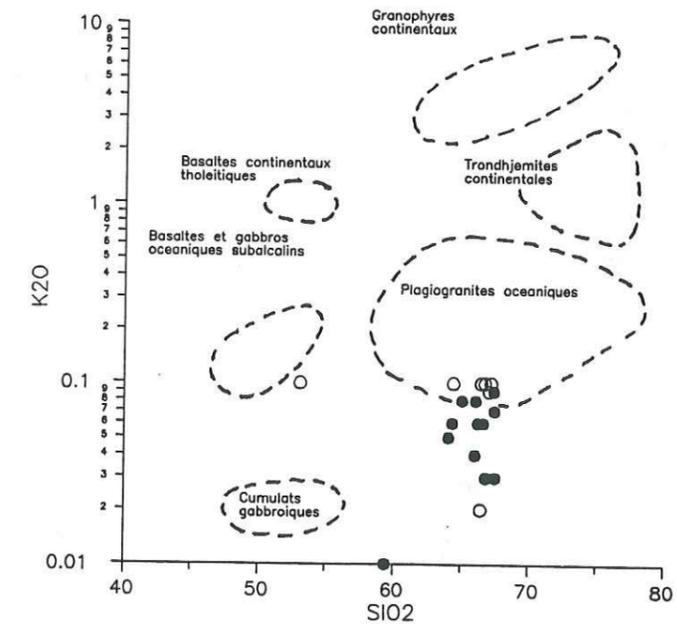
L'allure générale de nos spectres par rapport à ceux de la bibliographie, indique un enrichissement relatif de Rb par rapport à K_2O qui pourrait traduire un taux de lessivage différent pour ces deux éléments (sauf en ce qui concerne G40 et CH72).

L'évolution par fractionnement d'un magma basique ne permet pas d'expliquer les faibles teneurs en K_2O des liquides de fin de différenciation représentés par les plagiogranites associés aux ophiolites, la concentration dans les liquides au cours du processus se traduisant par des teneurs plus élevées. L'immiscibilité magmatique n'apporte pas non plus d'explication satisfaisante (Sinton et Byerly, 1980). Ces auteurs ont aussi envisagé un processus d'altération sub-solidus.

HAUTE-UBAYE



MONTGENEVRE



●●●● Albitites (Ce travail)
○○○○ Albitites (Publications)

Figure 29 : Diagramme K_2O vs SiO_2 (Coleman et Peterman, 1975) pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye

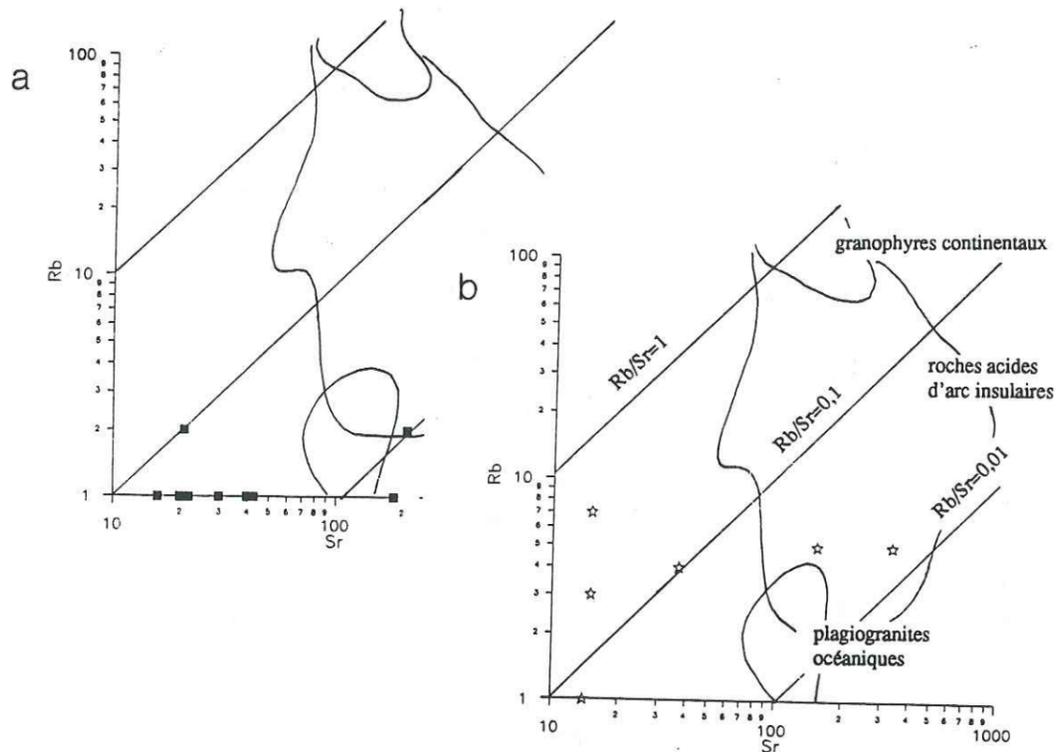


Figure 30 : Diagramme Rb vs Sr (Coleman et Peterman, 1975) pour les albitites du Montgenèvre (a) et de Haute-Ubaye (b)

Cependant un tel processus s'accompagnerait d'une hydratation de la roche qui n'est pas observée dans les plagiogranites.

L'hypothèse retenue dans cette étude a été celle d'un transport du potassium en phase aqueuse durant le stade tardi-magmatique.

Coleman et Donato (1979) suggèrent que le départ de potassium et de rubidium est dû à l'altération hydrothermale. Ils se basent pour cela sur les mesures isotopiques du strontium.

La dispersion des teneurs en Sr suggère également une remobilisation secondaire de cet élément.

L'hypothèse retenue dans cette étude a été celle d'un transport du potassium en phase aqueuse durant le stade tardi-magmatique.

Conclusion :

Les teneurs faibles en K₂O ne sont pas consécutives au fractionnement, mais seraient dues à une remobilisation à la fin de l'épisode magmatique. Plusieurs mécanismes sont envisagés et notamment un lessivage à chaud, comparable à celui intervenant pendant la spilitisation. Le rubidium est aussi remobilisé, mais semble-t-il, avec un taux différent..

Certains échantillons présentent des teneurs assez élevées en K₂O. Cet enrichissement pourrait être la conséquence d'une altération hydrothermale particulièrement poussée et localisée.

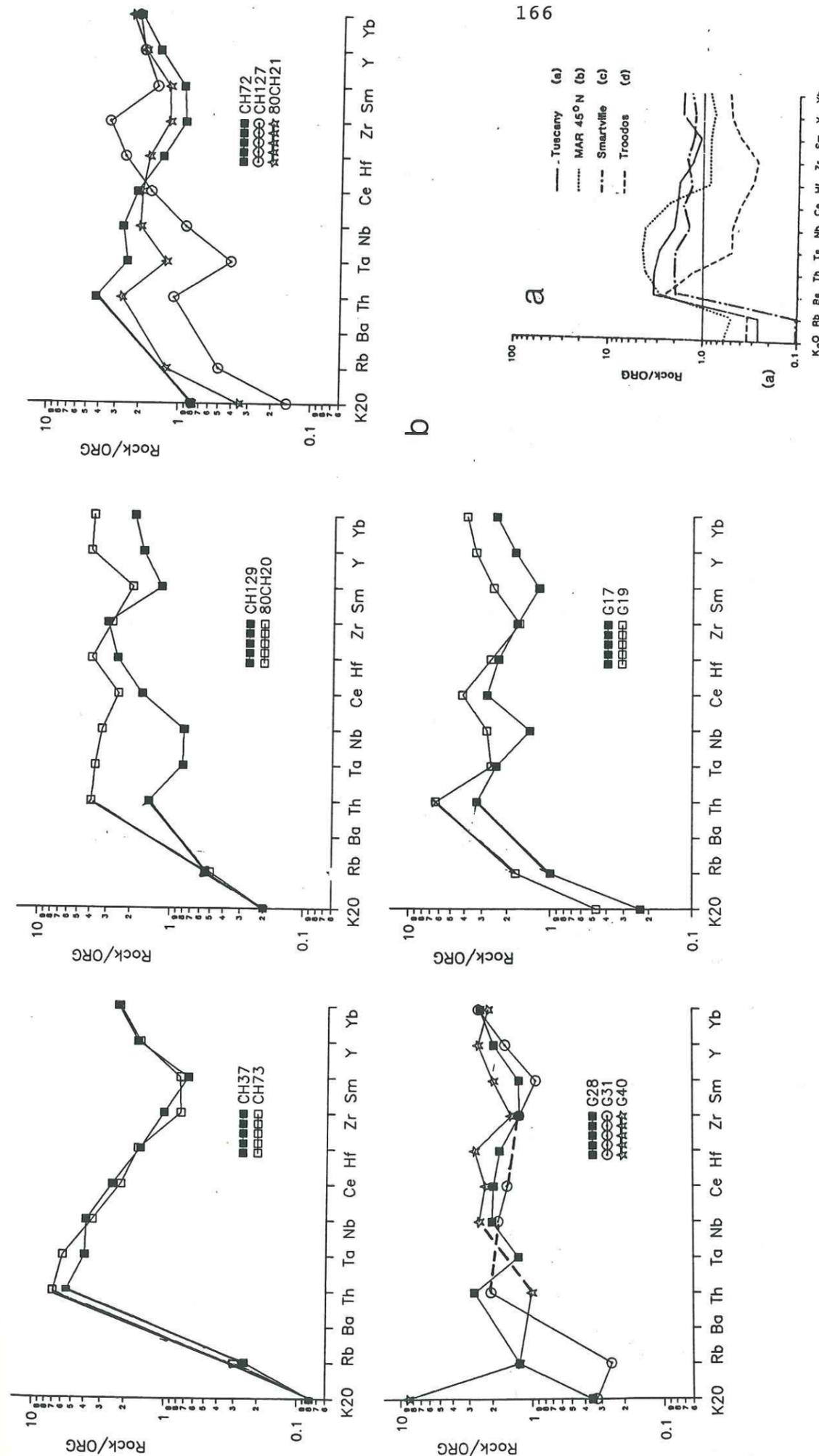


Figure 31 : Spectres généralisés de Pearce
 a/ Pour des plagiogranites de rîdes océaniques (Pearce, 1984)
 b/ Pour les albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye

3. CONTEXTE GEOTECTONIQUE DE FORMATION

Les études menées sur les plagiogranites ont montré que le comportement géochimique de leurs éléments est révélateur du contexte géotectonique dans lequel ils se sont formés. Nous allons essayer dans ce paragraphe de situer nos échantillons par rapport aux principales données existant dans ce domaine.

L'étude des spectres généralisés pour nos échantillons (Pearce, 1984) (fig. 31) montre leur forme assez plate comparable à celle des spectres des plagiogranites de Toscane et de Smartville.

Aucun ne présente les rapports élevés en Th, Ta, Nb, Ce, qui caractérisent les granites du MAR 45 et qui s'expliqueraient par un enrichissement en ces éléments de la source magmatique (Pearce, 1984).

On n'observe pas non plus l'enrichissement en Th/Ta des roches acides du Troodos qui correspond aux granites des séries tholéitiques en contexte d'arc insulaire.

Les spectres de CH127 et CH129 se distinguent par leurs faibles rapports en Th, Ta, Nb par rapport aux éléments à charges élevées élevés et par le fort rapport en Zr/Sm. Ce type de spectre n'a pas été répertorié par Pearce.

En résumé, nous sommes donc bien en présence de spectres de granites de rides océaniques. Des particularités apparaissent cependant dans les spectres des albitites en filons dans les gabbros.

Les diagrammes Nb vs Y (Pearce, 1984) (fig. 32) complètent ces données.

Les échantillons du Montgenèvre se répartissent en trois groupes qui correspondent, pour nos échantillons, aux groupes définis plus haut sur la base des spectres

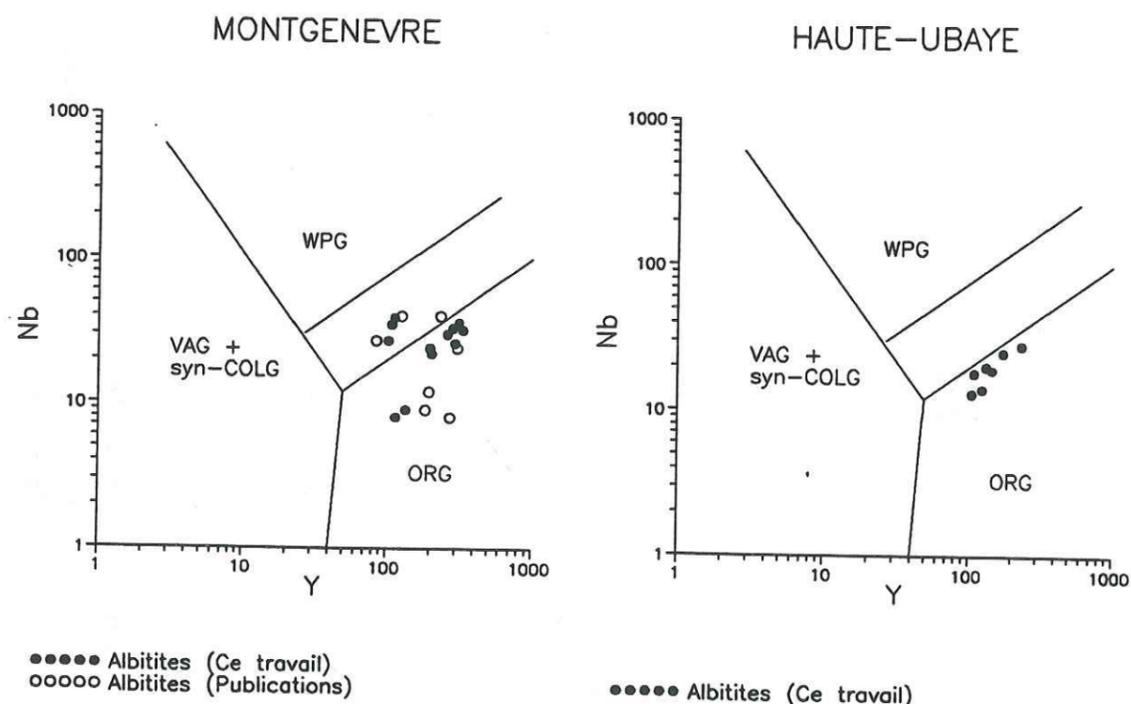


Figure 32 : Diagramme Nb vs Y (Pearce, 1984) indiquant le contexte géotectonique de formation des albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye

CH37, CH72, CH73 et MG9, MG10 (Bertrand et al, 1987) se situent dans le champ commun aux granites intraplaques et aux granites de rides océaniques. CH127, CH129, MG6, (MG1, MG4) se trouvent dans le champ des ORG, loin des limites avec les champs voisins.

Les autres échantillons et ceux de Haute-Ubaye se situent à la limite du champ des WPG, mais strictement dans le champ des ORG, à une exception près au Montgenèvre.

Toutes les albitites étudiées ici ont des caractères de plagiogranites océaniques.

Une évolution apparaît entre les différents groupes définis au Montgenèvre.

Les albitites massives, échantillonnées au sud du Chenaillet ont une position comparable à celle des albitites de Corse. Par contre, les filons ont un caractère de granites de ride océanique beaucoup plus marqué. Les albitites d'Italie montreraient au contraire une tendance vers les granites intraplaques, plus marquée.

Le groupe de albitites de Haute-Ubaye est plus homogène. Ces roches se situent en partie dans le champ occupé par les albitites de Corse, mais présentent des teneurs en Y plus faibles, qui les rapprochent des roches acides de Toscane.

Cette distinction entre plusieurs groupes d'albitite rappelle celle qui a été vue pour les roches basiques. Comme pour ces dernières, il semble y avoir, pour les albitites du Montgenèvre, une évolution de roches à caractère intraplaque vers des roches ayant un caractère de ride franc. Seuls les échantillons ayant un caractère intermédiaire sont représentés en Haute-Ubaye.

4. ETUDE COMPARATIVE DES ALBITITES ET DES BRÈCHES A ELEMENTS ACIDES DU PIC MARCEL ET DU LAGO NERO

Des brèches de natures diverses sont fréquemment associées aux séries ophiolitiques.

Il s'agit notamment des brèches de basaltes, d'ophicalcites...provenant du démantèlement des roches appartenant à la pile ophiolitique et donc d'origine sédimentaire (Tricart et al, 1982, Tricart et Lemoine, 1983).

Des brèches polygéniques ont également été décrites, en particulier dans les Apennins (Spadea, 1982). Elles comprennent des gneiss à grenat, à biotite, des amphibolites, qui proviendraient de la marge africaine de la Tethys.

La brèche polygénique du Pic Marcel (Queyras) a fait l'objet d'une étude pétrographique et géochimique fine et a été comparée aux albitites du Chenaillet et de Haute-Ubaye (Saby, 1986).

Cette brèche est comprise entre, à la base, des ophicalcites qui reposent sur des serpentinites, et au sommet, une brèche à éléments de coussins basaltiques qui précède une coulée à débit en coussins. Elle contient des éléments leucocrates qui se sont révélés avoir une nature calco-alcaline. De fait ils se distinguent nettement des

albitites étudiées ici par la typologie des zircons et par le chimisme et notamment les teneurs élevées en potassium et les profils des terres-rares (voir fig. 33).

Ils proviendraient du démantèlement de la croûte continentale proche de la croûte océanique (Saby, 1986). Une autre hypothèse a cependant été émise récemment (Caby, comm. orale) selon laquelle ces matériaux correspondraient à des produits néosialiques. Cette hypothèse repose sur la comparaison des granites d'Islande et d'Afrique centrale.

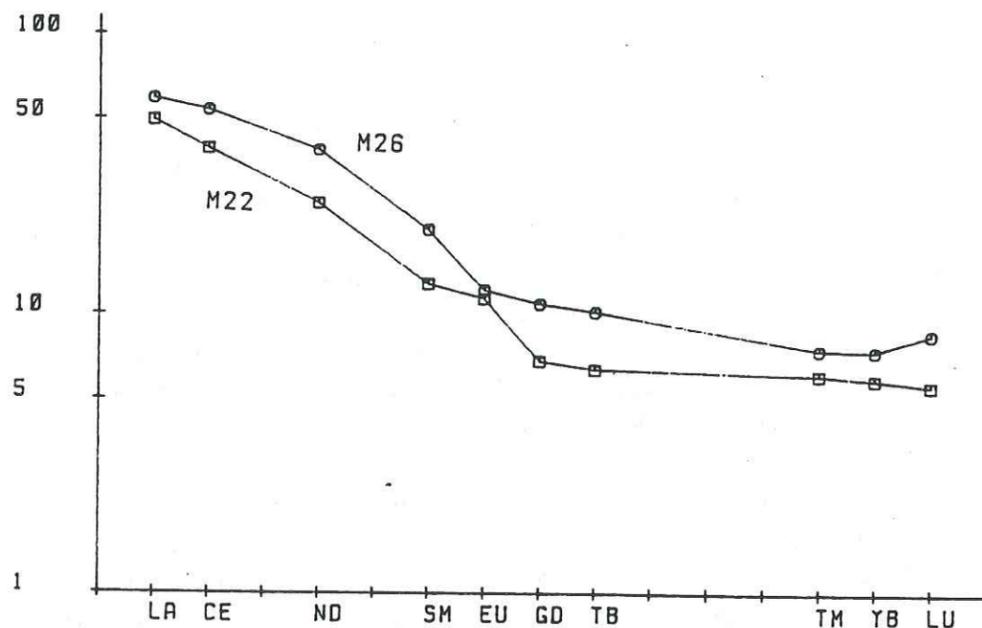


Figure 33 : Spectres de terres rares des granitoides du Pic Marcel (d'après Saby, 1986)

Un autre type de brèche polygénique a été mentionné à l'est du massif du Montgenèvre, à proximité du Lago Nero (Italie). Afin de compléter les informations sur ce gisement, cette brèche va faire ici l'objet d'une description un peu plus détaillée.

SITUATION

Elle se trouve en bordure gauche du chemin qui, partant du Lago Nero, franchit le col du Mont Corbioun et redescend vers l'est, environ 250 m en contrebas du col.

DESCRIPTION

Cette brèche a été initialement mentionnée par Polino et Lemoine (1984). Elle fait suite stratigraphiquement à la succession (du bas vers le haut de la série) brèche de basaltes - ophicalcite - brèche de basalte. Le tout repose sur des serpentinites et est recouvert par des marbres clairs (Malm-Berriasien).

L'affleurement principal de brèche acide est un bloc de 3 à 5 m de haut et d'environ 8 m de long. Les éléments sont de couleur blanche (feldspath plus ou moins saussuritisé), anguleux. Il s'agit parfois de cristaux automorphes. Le tout est entouré d'une matrice constituée de feldspath, quartz, biotite, mica blanc, apatite, sphène, minéraux opaques, chlorite et épidote (peu). On y trouve aussi des galets de granite à biotite (Polino et Lemoine, 1984). Il n'y a pas de classement des éléments : la roche peut cependant parfois être orientée : la matrice acquiert une foliation parallèlement à laquelle les éléments ont tendance à s'orienter. Des filonets à albite-épidote recoupent la brèche. Ils sont en général épais de 1 à 2 cm, parfois plus. Ils sont souvent plissés. L'hématite peut apparaître dans ces filonets. Elle tapisse aussi les plans de faille qui recoupent la brèche.

Une étude typologique a été réalisée sur les zircons (CH75) (fig. 34).

Il y a dans cet échantillon deux populations distinctes et successives de zircons.

La plus ancienne présente des cristaux relativement trapus, comparables par exemple, à ceux de l'échantillon CH37 (voir paragraphe III), par leur couleur, l'aspect sombre de leur partie centrale et leur fragmentation poussée.

La seconde génération, plus récente, est constituée par des individus incolores, limpides, ayant un allongement moyen beaucoup plus élevé que celui des zircons de tous les autres échantillons d'albitite étudiés.

L'existence de deux générations est confirmée par l'observation d'un grand cristal incolore dont le noyau de cristallisation est constitué par un zircon coloré, à coeur sombre.

Les cristaux les plus récents vont être ici décrits plus en détail, ceux de première génération s'apparentant aux populations d'autres échantillons décrits ultérieurement. Notons simplement que les cristaux de première génération sont très souvent réduits à des fragments. Parfois ils sont simplement préfracturés : les fragments restent accolés. Du fait de leur mauvaise conservation, une étude typologique n'a pas été possible.

Les cristaux de deuxième génération sont, rappelons-le, incolores et ont un allongement marqué. Ils sont souvent arrondis, ce qui rend leur détermination impossible. Les inclusions y sont peu fréquentes à la différence des cristaux des autres échantillons étudiés. Elles sont le plus souvent allongées ou parfois arrondies et incolores. On rencontre aussi des inclusions solides, colorées, de plusieurs types :

- verdâtres ou brunâtres, isolées ou groupées dans un même zircon.

Certaines ont servi de germes de croissance. Dans un cristal l'une de ces inclusions ne semblait pas totalement englobée par le cristal,

- noires, arrondies, de taille variable, isolées ou non.

Les groupements cristallins sont rares. Ceux observés n'étaient constitués que de deux individus.

Quelques cristaux présentent des lacunes de croissance qui correspondent aux empreintes d'autres minéraux.

REF.echantillon.....CH75
 Nature.....BR. A ELTS GRANITIQUES
 Lieu de prelevement.....LAGO NERO
 Nombre de zircons comptes...66.25
 Nombre d'indetermines.....64

$\bar{A}=367$ $\bar{T}=678$

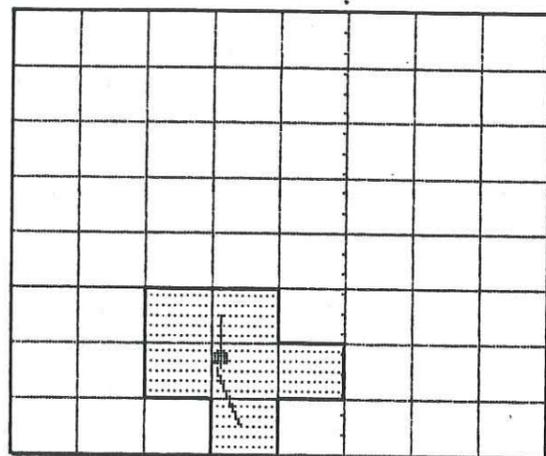


Figure 34 : Etude typologique des populations de zircons de la brèche à éléments acides du Lago Nero

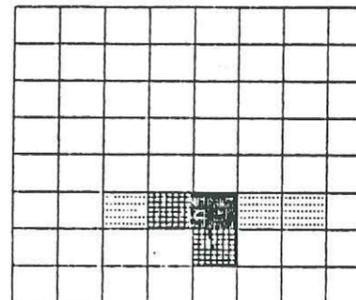
caractérisée par un indice moyen T élevé et par contre un indice moyen A qui l'est moins.

Ces caractères correspondent à ceux d'une série calco-alkaline et rapprochent ces zircons de ceux des brèches acides du Pic Marcel (figure 35, Saby, 1986).

Les éléments granitiques de la brèche du Lago Néro pourraient donc avoir une affinité calco-alkaline.

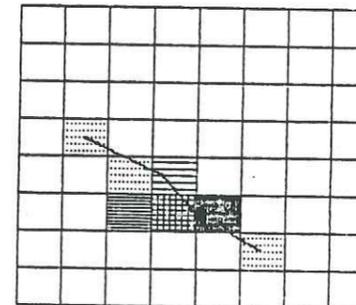
REF.echantillon.....M 12
 Nature.....BRECHE
 Lieu de prelevement.....PIC MARCEL
 Nombre de zircons comptes...75
 Nombre d'indetermines.....23

$\bar{A}=485$ $\bar{T}=615$



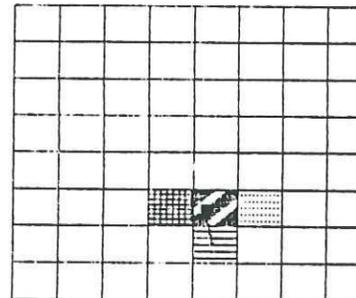
REF.echantillon.....M 25
 Nature.....BRECHE
 Lieu de prelevement.....PIC MARCEL
 Nombre de zircons comptes...66
 Nombre d'indetermines.....13

$\bar{A}=445$ $\bar{T}=591$



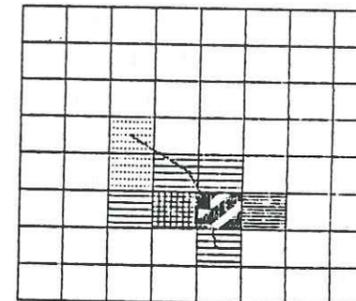
REF.echantillon.....M 28
 Nature.....BRECHE
 Lieu de prelevement.....PIC MARCEL
 Nombre de zircons comptes...100
 Nombre d'indetermines.....52

$\bar{A}=481$ $\bar{T}=584$



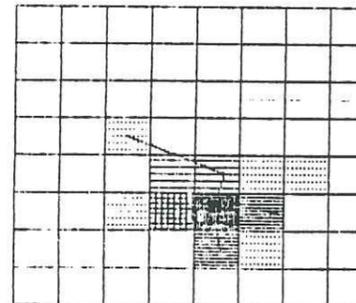
REF.echantillon.....M 26
 Nature.....BRECHE
 Lieu de prelevement.....PIC MARCEL
 Nombre de zircons comptes...100
 Nombre d'indetermines.....28

$\bar{A}=471$ $\bar{T}=589$



REF.echantillon.....M 14
 Nature.....
 Lieu de prelevement.....
 Nombre de zircons comptes...100
 Nombre d'indetermines.....11

$\bar{A}=493$ $\bar{T}=600$



Evolution Globale :
 Nombre de zircons comptes...441
 Nombre d'indetermines.....127

$\bar{A}=477$ $\bar{T}=599$

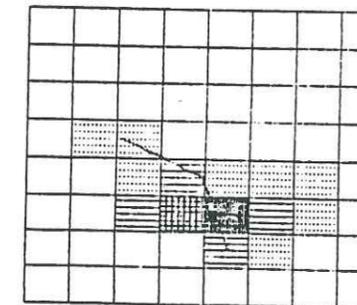
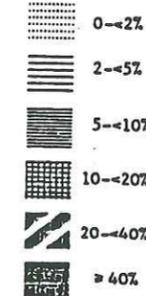


Figure 35 : Etude typologique des populations de zircons des granitoides de la brèche polygénique du Pic Marcel (Saby, 1986)

5. CONCLUSION GENERALE SUR LES ROCHES ACIDES

Les datations effectuées sur les albitites du Montgenèvre indiquent une formation précoce de ces roches (-212 ma) les situent au Trias supérieur (un âge de -140 ma a cependant aussi été obtenu).

Les affleurements, tant au Montgenèvre qu'en Haute-Ubaye sont d'extension réduite et leurs contacts avec l'encaissant souvent mal visibles, à l'exception des filons intrusifs dans les basaltes et les gabbros du Montgenèvre.

L'étude microscopique indique essentiellement, en Haute-Ubaye, la présence de paragénèses secondaires, alors que les minéraux et les textures primaires sont relativement bien préservées dans les albitites du Montgenèvre. Les textures y sont variées et correspondent notamment à des vitesses de refroidissement différentes (textures d'adumulat et grenue).

L'étude typologique des zircons indique une origine mantellique des magmas souches qui en sont à l'origine, que confirme l'étude géochimique. Celle-ci indique l'appartenance des albitites des deux massifs à des lignées tholéitiques. Elles ont évolué essentiellement par crystallisation fractionnée, mais un processus d'immiscibilité magmatique n'est pas à exclure. Les albitites de Haute-Ubaye semblent homogènes quant à leurs compositions chimiques, tandis que celle du Montgenèvre se répartissent en trois grandes catégories. Celles qui proviennent de la partie italienne du massif correspondent à un contexte géotectonique transitionnel entre ceux de ride et intraplaque. Les filons intrusifs dans les gabbros et les basaltes proviennent d'un contexte franc de ride océanique, tandis que les albitites massives du Gondran correspondent à un site intermédiaire entre les deux précédents. Les filons semblent donc correspondre à la mise en place la plus tardive.

Des remobilisations secondaires au cours de l'épisode tardi magmatique expliqueraient les faibles teneurs en potassium et la nature albitique du plagioclase.

Les données concernant les passées leucocrates des gabbros étudiées parallèlement ne sont pas suffisante pour en préciser l'origine.

En ce qui concerne la brèche polygénique du Lago Nero, l'étude pétrographique montre qu'elle s'apparente, par la nature calco-alcaline de ses éléments leucocrates, à la brèche polygénique du Pic Marcel (Queyras). Celle-ci a été interprétée comme étant le produit du démantèlement de la marge continentale. Une autre hypothèse a été formulée récemment, sur la base des données géochimiques. Les éléments qu'elle contient seraient comparables à des matériaux d'Islande et d'Afrique centrale qui correspondraient à un manteau néosialique (Caby, comm. orale).

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

I - CARACTERES GENERAUX DES MASSIFS

Les deux massifs qui font l'objet de ce travail appartiennent aux Alpes Occidentales franco-italiennes.

Le massif du Montgenèvre est le plus étendu. Il a été, pour la majeure partie, épargné par le métamorphisme HP-BT du faciès schistes-bleus qui se fait sentir uniquement dans sa partie orientale.

Seul le métamorphisme alpin du faciès schiste vert l'a marqué de façon notable.

Ces deux épisodes de métamorphisme se succèdent par contre en Haute-Ubaye.

Tous les termes de la série ophiolitique type sont représentés au Montgenèvre : roches ultrabasiqes serpentinisées (tectonites et cumulats), cumulats gabbroïques, dolérites, coulées massives et en coussins, filons basiques, termes ultimes de différenciation représentés par des albitites. On y rencontre en outre des brèches de différentes natures : ophicalcites résultant du démantèlement des serpentinites, brèches à éléments basaltiques, brèche polygénique à matrice syénitique, brèche polygénique à éléments acides et à matrice calcitique (Lago Néro).

En Haute-Ubaye, la série est moins complète. De plus, il existe des différences entre les différents massifs qui constituent cette ophiolite. Les gabbros, comparables à ceux du Montgenèvre, ne sont présents que sous forme d'éléments de brèche ou de petits pointements dans les serpentinites. Les microgabbros (dolérites) ont, par contre, une extension importante.

Les brèches sont très abondantes dans ce massif et résultent d'une tectonique active au Jurassique supérieur et peut-être au Crétacé inférieur.

II - PRINCIPAUX RESULTATS

Ce travail est organisé autour de deux grands axes : d'une part l'étude des roches basiques à tendance non cumulative, d'autre part, l'étude des différenciat ultimes représentés par les albitites.

1. RESULTATS CONCERNANT LES ROCHES BASIQUES

Les études pétrographiques et géochimiques des roches basiques des 2 séries montrent qu'elles appartiennent à des lignées magmatiques de nature tholéitique.

L'étude du comportement des éléments-traces incompatibles révèle l'existence de plusieurs lignées basaltiques. Ces lignées sont particulièrement bien mises en évidence par la forme des spectres des REE normalisés à la chondrite C4.

Du sommet de la coupe à la base, on observe au Montgenèvre une évolution continue conduisant de roches basiques à spectres enrichis en LREE, à des roches à spectres plats et bombés, puis à des spectres appauvris en LREE.

En Haute-Ubaye, le caractère plus homogène de la série apparaît nettement. Seuls deux types de roches basiques sont présentes : des roches à spectres bombés essentiellement et des roches à spectres déprimés en LREE.

Au Montgenèvre, la répartition des groupes géochimiques des roches basiques dans les unités pétrographiques montre que l'évolution se fait des roches à spectres enrichis en LREE (les plus anciennes) vers les roches à spectres appauvris en LREE (les plus récentes).

Ce résultat s'intègre dans le schéma d'évolution donné par Lewis et Smewing (1981) pour le Chenaillet. Un premier épisode magmatique correspond à la mise en place de l'unité aphyrique inférieure. Une période d'activité volcanique réduite lui succède, durant laquelle des phénocristaux de plagioclase se développent dans la chambre magmatique. Au cours de cette même période, l'unité aphyrique est démantellée. Cette étude confirme l'identité géochimique entre les basaltes qui la constituent et les éléments de la brèche sus-jacente.

L'activité volcanique reprend ensuite et génère successivement les basaltes des coulées porphyriques et aphyriques supérieures. Ce dernier stade s'accompagne de la mise en place de dolérites massives qui ont les mêmes caractères géochimiques.

L'unité du Grand Charvia, qui présente l'épaisseur basaltique la plus importante, a les mêmes caractères géochimiques que la moitié inférieure de la série du Chenaillet.

Les filons peuvent correspondre aux différents stades magmatiques. Cependant aucun filon correspondant à l'épisode volcanique le plus ancien n'a été rencontré.

La typologie des différentes lignées ainsi déterminées, et leur chronologie dans le temps s'intègrent harmonieusement dans le modèle décrit par Bodinier et al (1981) pour l'ophiolite paléozoïque de Chamrousse.

Pour ce massif, le mécanisme générateur correspond à un phénomène de fusion partielle dynamique. Les premiers liquides formés correspondent à des roches à spectres enrichis en LREE et ayant subi un taux de fusion partielle de 3 à 5 %. Les basaltes à spectres appauvris en LREE résultent d'un taux de fusion partielle de près de 20 %.

Ces taux de fusion sont en accord avec ceux déterminés pour les basaltes du Montgenèvre.

Les roches basiques de Haute-Ubaye ont des caractères plus homogène et ne semblent pas avoir subi la même évolution.

L'épisode ultérieur, relatif à la cristallisation fractionnée, est commun aux deux massifs. Il correspond à la cristallisation de plagioclase, clinopyroxène, olivine dans les proportions suivantes : $pl_{0,5}cpx_{0,3}ol_{0,2}$, ce qui traduit une évolution dans un domaine superficiel.

2. RESULTATS RELATIFS A L'ETUDE DES ALBITITES

Deux modes d'affleurements se rencontrent pour les albitites du Montgenèvre :

- des affleurements massifs, d'extension réduite, dans les serpentinites avec lesquelles le contact n'est pas visible,
- des filons de faible épaisseur dans les gabbros.

En Haute-Ubaye, seul le premier type d'affleurement est présent.

L'étude pétrographique, appuyée par l'étude typologique des zircons et l'étude géochimique des éléments majeurs montre, tant au Montgenèvre, qu'en Haute-Ubaye, l'appartenance de ces roches aux mêmes lignées tholéitiques que les roches basiques auxquelles elles sont associées.

De plus, leurs caractères géochimiques sont compatibles avec une origine par cristallisation fractionnée des basaltes étudiés dans ce travail.

Au sein de ces faciès, comme pour les roches basiques, des regroupements sont possibles selon le comportement des éléments-traces.

Au Montgenèvre, seules les albitites massives de la Replatte du Gondran, qui ont un caractère de ride franc, peuvent être corrélées à l'épisode volcanique majeur qui a donné lieu à la mise en place des coulées basaltiques. On ne peut cependant pas apporter plus de précisions à ce sujet.

Les albitites de la partie italienne du massif ont un caractère intraplaque plus marqué. Leur mise en place peut correspondre à un stade antérieur.

Les albitites en filons qui se rencontrent dans les gabbros du Chenaillet ont des caractères intermédiaires entre ceux des deux groupes précédents.

En Haute-Ubaye, deux groupes d'albitite peuvent être distingués, mais les caractères qui les différencient sont moins marqués qu'au Montgenèvre. Ils se rapprochent tous deux des albitites massives du Gondran.

Mécanismes génétiques

La cristallisation fractionnée est le mécanisme principal qui a généré les albitites. Cependant, l'intervention d'un mécanisme de filtre-presse et/ou d'un phénomène d'immiscibilité magmatique ne peut être exclue.

Ces albitites se rapprochent par leurs caractères géochimiques des différenciés acides dragués dans l'Océan Indien.

La brèche à éléments acides du Lago Nero

Cette brèche se situe dans la partie extrême orientale du massif. Elle est en contact avec une brèche à éléments basiques présentant des spectres bombés.

Les caractères pétrographiques de cette brèche, et notamment la typologie des zircons lui confèrent une affinité calco-alkaline qui la rapproche de la brèche acide du Pic Marcel pour laquelle une origine continentale a été invoquée.

III - SCHEMA GENERAL D'EVOLUTION

On a tenté d'intégrer dans le schéma classique d'ouverture océanique précoce, les stades de mise en place des albitites et des roches basiques pour le massif du Montgenèvre (fig. 1).

L'épisode volcanique du Montgenèvre, détaillé dans les résultats relatifs à l'étude des roches basiques, a été précédé par un stade qui a vu la mise en place des péridotites (résidus de fusion partielle du manteau) et des cumulats gabbroïques (Bertrand et al, 1987) (fig. 1, stade 1).

Cette structuration en deux temps est d'ailleurs classique en ce qui concerne les ophiolites ligures (Lemoine et al, 1986).

Entre ces deux épisodes intervient classiquement une période durant laquelle les phénomènes tectonométamorphiques et sédimentaires sont prépondérants.

Les marqueurs de tels événements sont particulièrement abondants en Haute-Ubaye (Gout, 1987).

Le stade 2 de la figure 1 correspond aux premières coulées basaltiques (unités aphyriques inférieures et porphyriques) et à la formation des albitites italiennes dans une (des) microchambre(s) magmatique(s) située sur le flanc de la ride.

Le stade 3 présente un stade ultérieur, avec la mise en place d'autres coulées basaltiques et des albitites massives du Chenaillet. La chambre magmatique reste toujours en activité sur le flanc de la ride. Ses dimensions sont plus conséquentes.

Enfin le dernier stade voit la fin de l'épisode magmatique basique et la mise en place des derniers filons d'albitite.

Remarque : un problème est soulevé du fait de l'âge attribué aux albitites (-212 ma), ce qui paraît beaucoup pour pouvoir être cohérent avec ce schéma. Cependant, un âge de 140 ma d'année a pu aussi être avancé pour ces mêmes roches (voir deuxième partie).

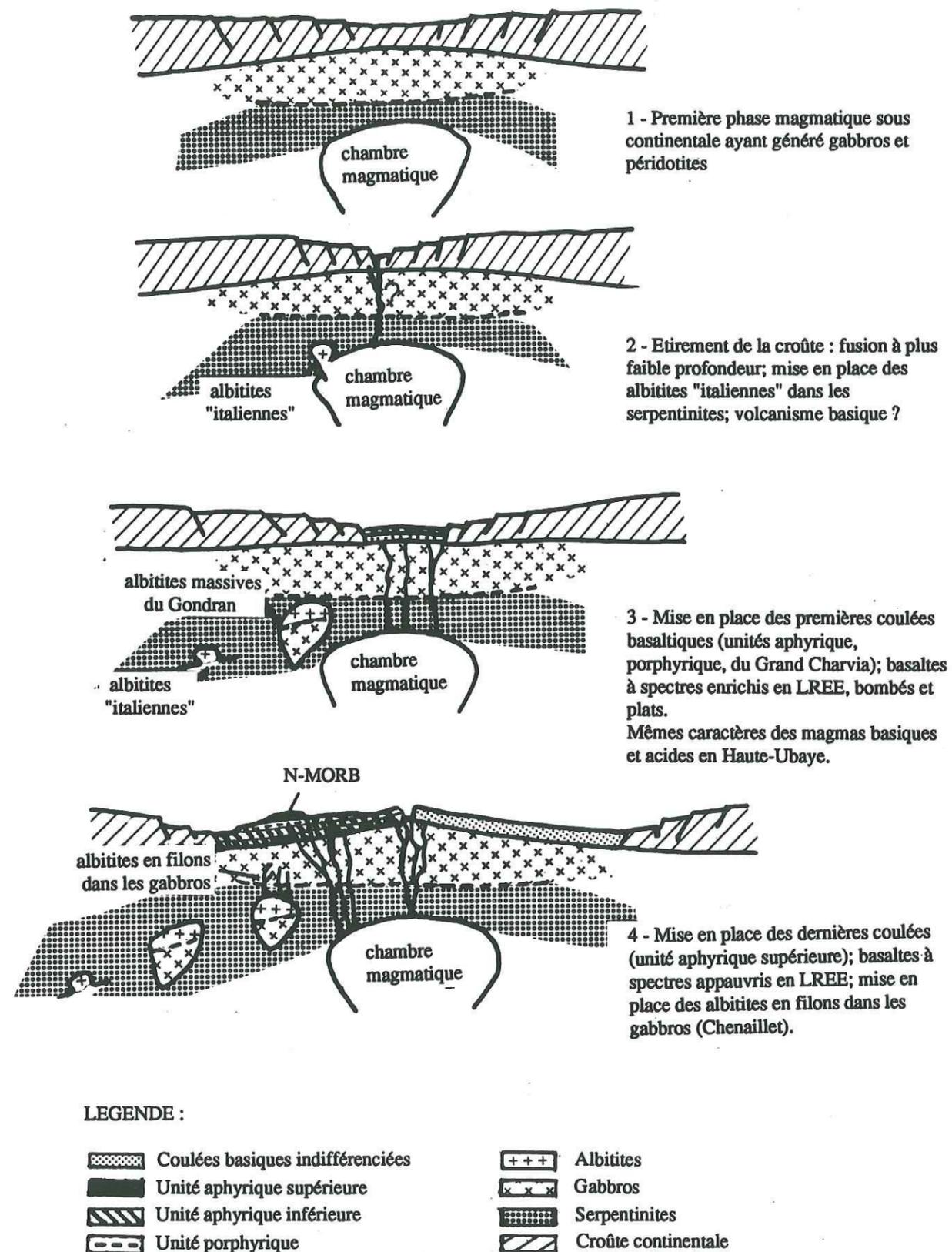


Figure 1 : Schéma général d'évolution de l'ophiolite du Montgenèvre

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ G.C.** (1974) Spilites and spilitic rocks, Springer Verlag ed.
- AUGUSTITHTHIS S.S.** (1978) Atlas of textural patterns of basalts and their genetic significance. Elsevier scientific publishing company - Amsterdam - Oxford - New York.
- ABBATE E., BORTOZOTTI V., PRINCIPI G.** (1980). Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. *Ofioliti*, special issue, tethysian ophiolites, 1, 59-96.
- ALDISS D.T.** (1981) Granitic rocks of ophiolites. Ph. D. Thesis, Earth Sciences, the open university. p.135.
- AUMENTO F.** (1969) Diorites from the mid-Atlantic ridge at 45°N. *Science*, 165, 1112-1113.
- AUMENTO F., LOUBAT H.** (1971). The mid atlantic ridge near 45°N. XVI. serpentinized ultramafic intrusions. *Can. J. Earth. Sci.*, 8, 631-663.
- AYOUB C.** (1984): Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes Cottiniennes. Le gîte de St Véran (Hautes-Alpes, France). Etude pétrographique, structurale et métallogénique. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble 207 p.
- BARETT T.J.** (1982) Stratigraphy and sedimentology of jurassic bedded chert overlying ophiolites in the north Apennines, Italy. *Sedimentology*, 29, 353-373.
- BEBIEN J., OHNENSTETTER D. et M., PAUPY A. et ROCCI G.** (1975). The role of hypabyssal magmatic rocks in our understanding of ophiolite models. *Pétrologie*, t. 1, n°2, 157-178.
- BENDER J.F., HANSON G.N., BENICE A.E.** (1982) The Cortland Complex : evidence for large scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. *Earth Planet. Sc. Lett.* 58, 330-344.
- BERTRAND J., COURTIN B., VUAGNAT M.** (1981) Le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes Alpes, France; Province de Turin, Italie) : données nouvelles sur un vestige de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais. *Bericht Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 61, 305-322.
- BERTRAND J., COURTIN B., VUAGNAT M.** (1982) Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et province de Turin, Italie). *Ofioliti*, 2/3, 155-196.
- BERTRAND J., DIETRICH V., NIEVERGELT P., VUAGNAT M.** (1987) Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rocks sequences, Montgenèvre ophiolite, Western Alps. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 67, 147-169.
- BERTRAND J., NIEVERGELT P. and VUAGNAT M.** (1984) Oceanic sedimentary processes and alpine metamorphic events in the Montgenèvre ophiolite, Western Alps, *Ofioliti*, 9, 303-320.

- BERTRAND J., STEEN D., TINKLER C., VUAGNAT M.** (1980) The melange zone of the col du Chenaillet (Montgenèvre ophiolite, Hautes Alpes, France). Symposium on tectonic inclusions and associated rocks in serpentinites. Genève, 1979. Arch. Sci. Genève, 33, 117-138.
- BERTRAND J., VUAGNAT M.** (1979) Un nouveau mode de gisement d'albite dans le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). C.R. des séances, Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 14, 62-72.
- BESSON M., FONTEILLES M.** (1974) Relation entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Min. Cristal., 97, 445-449.
- BEZZI A., PICCARDO G.B.** (1971) Structural features of the Ligurian ophiolites: petrologic evidence for the oceanic floor of the Northern Apennine geosyncline; a contribution to the problem of the Alpine type gabbro-peridotites association.
- BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J., CARME F.** (1981) Geochemistry of ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne Massif, Alps). Contrib. Mineral Petrol., 78 (4), 379-388.
- BOCQUET J.** (1974) Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises, Thèse d'état, Grenoble.
- BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P., RADICATI F.** (1975) Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N: contact hydrothermal dynamic metamorphism beneath the axial valley. J. Geol., 83, 61-78.
- BRIAND B.** (1986) Caractérisation des métamagmatites en domaine profond et reconnaissance des sites géotectoniques. Exemple du complexe leptyno-amphibolique de la vallée du Lot (Massif Central Français). Thèse de Doctorat d'Etat, Université Claude Bernard, Lyon.
- BRYAN W.G.** (1972) Morphology of quench crystals in submarine basalts. J. Geophys. Res., 77 (29), 5812-5819
- BRYAN W.G.** (1972) Textural and mineralogical relations of basalts from sites 100 and 105. Initial Reports of the D.S.D.P., Vol XI.
- CABANIS B.** (1986) Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 682 p.
- CABANIS B., THIEBLEMONT D.** (1988) La discrimination des tholéites continentales et des basaltes arrière-arc: proposition d'un nouveau diagramme: le triangle Thx3/Tbx2/Ta. Bull. Soc. Géol. Fr., t. IV, (6), 927-936.
- CANN J.R.** (1969) Spilites from the Carlsberg Ridge Indian Ocean. J. Petrol., 10, 1-19.
- CARUBA R., TURCO G.** (1971) Mise au point sur la notation des faces du zircon. Elaboration d'une méthode d'inxation rapide des faces des zircons accessoires des roches par l'utilisation d'abaques. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristal., 94, 427-436.

- CARON J.M.** (1977) Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes et en Corse orientale. Sciences géologiques Strasbourg, N° 48, 326 p.
- CARPENA J., CABY R.** (1984) Fission track evidence for late triassic oceanic crust in the french occidental Alps. Geology, vol 12, 108-111
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M.** (1964) Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). Arch. Sci. Genève, 17 (3), 342-346.
- COISH R.A., HICKEY R., FREY F.A.** (1980) Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolite formation. Geoch. Cosmoch. Acta, 46, 2117-2134.
- COLEMAN R.G.** (1977) "Ophiolites, ancient oceanic lithosphere". Minerals and rocks. Springer Verlag, 229 pages.
- COLEMAN R.G., DONATO M.** (1979) Oceanic plagiogranites revisited. In Trondhjemites, dacites and other associated rocks. Barker Ed.
- COLEMAN R.G., PETERMAN Z.E.** (1975) Oceanic plagiogranites. J. Geophys. Res., 80, (8), 1099-1108
- CORYELL C.D., CHASE J.W., WINCHESTER J.W.** (1963) A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundance patterns. J. Geophys. Res., 68, 559-566.
- DEBELMAS J., KERCKHOVE C.** (1980) Les Alpes franco-italiennes. Géol. Alpine. t.56, 21-58.
- DECANDIA F.A., ELTER P.** (1972) La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compressivo fra Levanto e la Val Gravegna (Appennino ligure). 66^{ème} Congr. S.G.I., 37-64.
- DIETRICH V., VUAGNAT M.** (1979) Alpine metamorphism of mafic rocks. Schweiz Mineral. Mitteil., 54 (2/3), 291-332.
- DIXON S., RUTHERFORD M.J.** (1979) Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study. Earth Planet. Sci. Lett., 45, 45-60.
- ENGEL C.G., FISHER R.L.** (1975) Granitic to ultramafic complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean. Bull. Geol. Soc. Am., 86, 1553-1578.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A.** (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 211-218.
- FURNES** (1973) Variolitic structure in ordovician pillow-lava and its possible significance as an environmental indicator. Geology, 1, 27-30.
- GELINAS L.** (1974) Textural and chemical evidences of liquid immiscibility in variolitic lavas. Eos, 55 (4), 486-487.

- GELINAS L., BROOKS C., TRZCIENSKI W.E.** (1976) Archean variolites - quenched immiscible liquids. *Canad. J. Earth Sci.*, 13, 210-230.
- GERLACH D.G.** (1980) Origin of plagiogranites and basic rocks of the Canyon Mountain ophiolite (Oregon). *Eos*, vol. 61, n°17, April 22, p.411.
- GERLACH D.G., LEEMAN W.P., LALLEMANT H.G.A.** (1981) Petrology and geochemistry of plagiogranite in the canyon Mountain ophiolite, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 89-92.
- GLAGUE D.A.** (1978) The oceanic basalt-trachyte association: an explanation of the Daly gap. *J. Geol.*, 86, 739-743
- GOUT C.** (1987) Tectonique océanique et tectonique alpine dans les schistes lustrés de Haute-Ubaye (Zone piémontaise des Alpes occidentales). Thèse de l'Université de Grenoble, 286 p
- GREIG J.W.** (1928) On the evidence which has been presented for liquid silicate immiscibility in the laboratory and in the rocks of Agate point, Ontario, *American J. Sc.*, 265, 373-402.
- HARKER A.** (1909) The natural history of igneous rocks. New York, Macmillan, 384 p.
- HEDGE C.E., FUTA K., ENGEL C.G., FISHER R.L.** (1979) Rare Earths abundance and Rb-Sr systematics of basalts, gabbros, anorthosites and minor granitic rocks from the Indian Ocean Ridge system (western Indian Ocean). *Contrib. Miner. Petr.* 68, 373-376.
- HELMSTAEDT H.** (1977) Postmagmatic textures and fabrics of gabbros and peridotites from DSDP, site 334. Initial rept. of DSDP, 37, 757-762
- HODGES F.N., PAPIKE J.J.** (1976), DSDP site 334, Magmatic cumulate from oceanic layer 3. *J. Geophys. Res.*, 81, 4135-4151.
- HUMPHRIS S.E., THOMPSON G.** (1978 a) Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42, 107-125.
- HUMPHRIS S.E., THOMPSON G.** (1978 b) Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42, 127-136.
- ISHIWATARI A.** (1985/86) Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a mesozoic transcurrent rift zone. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 76, 93-108.
- JAUZEIN P., PUPIN J.P., BONIN B.** (1979) Les zircons des trondhjémites corses : typologie, implications. 7^{ème} R.A.S.T., Lyon, p 262.
- JEHL V., POTY B., WEISBROB A.** (1977) Hydrothermal metamorphism of the oceanic crust in North Atlantic ocean. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), 19 (6), 1213-1221.
- JORON J.L., TREUIL M.** (1977) Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XIX, 6, 1197-1205.

- JORON J.L., TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B., RICHARD O.** (1980) Géochimie des éléments en trace du magmatisme de l'Afar et de la mégastructure Mer Rouge-Afar-Golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXII (7), 6, 945-957.
- JOUCHOUX P.** (1983) La série métamorphique spilito-kératophyrique dévono-dinantienne de la Brévenne occidentale : étude cartographique, pétrographique et géochimique (Massif Central français). Thèse 3e cycle, Univ. Lyon I, 155 p.
- KAY R., SENECHAL R.G.** (1976) The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 81, 964-970.
- KUNO H.** (1968) Differentiation of basalt magmas. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. *Int. Sci. Publishers. John Wiley & sons*, Vol 2, 623-688.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., EUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D., TRICART P.** (1984) Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine théthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires de la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ophioliti*, 9/1, 147-181.
- LAMEYRE J., BOWDEN P.** (1982) Plutonic rock types series : discrimination of various series and related rocks. *Journal of volcanology and geothermal research*, 14169-186.
- LEMOINE M.** (1964) (a) In Debelmas et Al. *Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Briançonnais*. C.R. somm. Soc.géol. France, 448-450.
- LEMOINE M.** (1984) La marge occidentale de la Théthys ligure et les Alpes occidentales. "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Masson éd. Paris, 155-248.
- LEMOINE M.** (1985) Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Thétys Ligure. *Bull. Soc. Geol. France*, 8/1, 126-137
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON M., POLINO R., TRICART P.** (1984) Découverte de foraminifères planctonique du Crétacé supérieur dans les schistes lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R.A.S. Paris* 299, II, 727-730
- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BAS T., BOURBON H., DUMONT T., GIDON M., GRACIANSKY P.C. de, MEGARD-GALLI J., RUDKIEWCZ J.L., TRICART P.** (1986 a) Etapes et modalités de la subsidence d'une paléo-marge passive: Les Alpes occidentales au Mésozoïque, *Production Soc. Nat. ELF. Aq.* 143-149.
- LEMOINE M., BOILLOT G., TRICART P.** (1986 b) Les fonds océaniques ultramafiques et gabbroïques de la Théthys ligure (Alpes, Corse, Apennin): recherche de modèles. *C.R. Acad. Sc. Paris*.

- LE ROEX A.P., DICK HJB, ERLANK AJ, REID A.M., FREY F.A., HART S.R.**(1983) Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the southwest Indian ridge between the Bouvet triple junction and 11° East. *J. Petrol.*, 24, 267-318.
- LEWIS A.D., SMEWING J.D.** (1980) The Montgenèvre ophiolite (Hautes-Alpes, France) : metamorphism and trace-element geochemistry of the volcanic sequence. *Chemical Geology*, 28, 291-306.
- LOFGREN G.** (1971) Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, 76 (23), 5635-5648.
- LOFGREN G.** (1974) An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallisation. *Am. J. Sci.*, 274, 243-273.
- MALPAS J.** (1979) Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in western Newfoundland: Initial report. In Baker F.ed. "Trondhjemites, dacites and related rocks". Elsevier, Amsterdam.
- MALPAS J.**(1984) The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy, ophiolite, Norway. *Contr. Min. Petr.* (1984), 88, 36-52.
- MARSHALL M., COX A.**(1971) Magnetism of pillow basalts and their petrology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 357-552.
- MASUDA A.** (1968) Geochemistry of lanthanides in basalts of central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, 284-292.
- MELSON W.G., THOMPSON G.** (1973) Glassy abyssal basalts from Atlantic sea-floor near Saint Paul's. Petrography and composition of secondary clays minerals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 2.
- MENOT R.P.** (1987) Magmatisme et structuration orogénique de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins) : le domaine sud-occidental. *Géol. Alp. Grenoble*, 63, 55-93.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., PAQUETTE J.L.**(1988) LES associations magmatiques acides-basiques paléozoïques et les complexes leptyno-amphiboliques: les corrélations hasardeuses. Exemples du massif de Belledone (Alpes Occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, 1988, (8), t. IV, n°6, 917-926.
- MENZIES M., BLANCHARD D., BRANNON J., KOROTEV R.** (1977) Rare earth geochemistry of fused ophiolitic and alpine lherzolites. *Contr. Min. Petr.*, 64, 53-74.
- MEVEL C.** (1975 a) Les pillows lavas spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). Thèse 3^{ème} cycle de l'Université de Paris VI.
- MEVEL C.** (1975 b) Les zonations chimiques dans les pillow-lavas spilitiques du chenaillet et des Gets (Alpes françaises). *Pétrologie*, t. I (4), 319-333.
- MEVEL C., CABY R., KIENAST J.R.** (1978) Amphibolite facies conditions in the oceanic crust : example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolite from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes-Alpes, France). *Earth Planet. Sc. Lett.*, 39, 98-108.

- MIYASHIRO A.** (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 218-224.
- MIYASHIRO A.** (1974) Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Am. Journal*, 1, 321-355.
- MIYASHIRO A.** (1975) Island arc volcanic rock series. A critical review. *Petrology*, 1, 177-187.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M.** (1969) Diversity and origin of abyssal tholeites from the the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, 38-52.
- MOORE J.G.**(1965) Petrology of deep sea basalts near Hawai. *Am. Journ. Sci.*, 263, 40-52.
- MULLEN E.D.** (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- MUIR I.D., TILLEY C.E., SCOON J.H.**(1964) Basalts from the northern part of the mid Atlantic ridge. *J. Petrol.*, 5, 409-434.
- MUIR I.D., TILLEY C.E., SCOON J.H.** (1966) Basalts from the northern part of the mid Atlantic ridge II, the Atlantic collections near 30°N. *J. Petrol.*, 7, 193-201.
- MUELLEN E.D.** (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- NICOLAS A.** (1989) Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers.
- O'CONNOR J.T.** (1965) A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspath ratio. *U. S. Geol. Survey. Prof. Pap.*, 525B, 79-84.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M.** (1975) Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse de 3^{ème} cycle, Nancy.
- OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., ROCCI G.** (1975) Essai de reconstitution du puzzle ophiolitique corse. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 280, 395-398.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A., ROCCI G.** (1979) La diversité des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. *Mém. B.R.G.M.*, 97, 47-61.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M.** (1980) Comparison between corsican albitites and oceanic plagiogranites, *Arch. Sci, Genève*, 33, (2-3), 201-220.
- OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL P., CORNICHE J., HERMITTE D., MACE J.** (1981) Crystallization and age of zircons from corsican ophiolitic albitites : conséquence for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 54, 397-408.

- PAYNE J.G., STRONG D.F.** (1979) Origin of the Twillingate trondhjemite, north central Newfoundland: partial melting in the roots of an island arc. In Baker F.ed. "Trondhjemites, dacites and related rocks". Elsevier, Amsterdam.
- PEARCE J.A., NORRY M.J.** (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral Petrol.*, 69, 33-47.
- PEARCE J.A.** (1980) Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *Proceed. Int. Sym. Cyprus*, 261-272.
- PEARCE J.A.** (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, edited by R.S. Thorpe, John Wiley and sons.
- PEARCE J.A.** (1984) A "users guide" to basalt discrimination diagrams. (Non publié).
- PEARCE J.A., CANN J.R.** (1971) Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sc. Lett.* 12, 339-349.
- PEARCE J.A., CANN J.R.** (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 19, 239-249.
- PEARCE J.A., NIGEL B.W.HARRIS, TINDEL A.G.** (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. of Petrol.*, Vol 25, Part 4, 956-983.
- PEDERSEN R.B., MALPAS J.** (1984) The origin of the oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, Western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 36-52.
- PHILPOTTS A.R.** (1972) Density surface tension and viscosity of the immiscible phase in a basic alkaline magma. *Lithos*, 5, 1-18.
- POLINO R., LEMOINE M.** (1984) Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Téthys ligurienne : la série du Lago Néro (Alpes occidentales franco-italiennes). *C. R. Acad. Sc., Paris, série II, n°8*.
- PUPIN J.P.** (1976) Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Doctorat d'Etat, Université Nice, 394 p.
- PUPIN J.P.** (1980) Zircon and granit petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73 (3), 207-220.
- PUPIN J.P., TURCO G.** (1972a) Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 95, 348-359.
- PUPIN J.P., TURCO G.** (1972b) Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène. *C. R. Acad. Sc., Paris, D*, 275, 799-802.

- PUPIN J.P., TURCO G.** (1975) Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques, dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. *Pétrologie*, 1, (2), 139-155.
- PUSZTASZERI L.** (1969) Etude pétrographique du massif du Chenaillet. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 49, 125-460.
- ROEDDER E., WEIBLEN P.W.** (1970) Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks, *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf. Geoch. Cosmo. Acta, suppl. 1, Vol 1*, 801-837.
- SABY P.** (1986) La lithosphère océanique de la Téthys ligurienne. Etude du magmatisme et des minéralisations associées dans les ophiolites du Queyras (zone piémontaise des Alpes occidentales). Thèse de l'Université de Grenoble, 242 p.
- SAUNDERS A.D.** (1984) The R.E.E characteristics of igneous rocks from the ocean basins. in "Rare Earth Element Geochemistry, P. Enderson, ed. Elsevier, 205-236.
- SCHUMACHER F.** (1972) Contribution à l'étude structurale du haut Val Grana (Zone interne des Alpes Cottiennes, Italie. Thèse de 3ème cycle Stasbourg.
- SINTON L., BYERLY G.R.** (1980) Silicic differentiates of abyssal oceanic magmas : evidence for late magmatic vapor transport of potassium. *Earth Planet. Sc Lett.*, 47, 423-430.
- SPADEA P.** (1982) Continental crust rocks associated with ophiolites in Lucanian Apennine (Southern Italy). *Ophioliti*, 2, 3, 501-522.
- STEEN D.M.** (1972) Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). Thèse de l'Université de Genève, 235 p.
- STEEN D., VUAGNAT M., WAGNER J.J.** (1980) Early deformations in Montgenèvre gabbros. *Coll. Intern. C.N.R.S., N° 212, Associations mafiques-ultramafiques dans les orogènes (Grenoble, 1977)*, 97-103.
- STEINBERG M., TREUIL M., TOURAY J.C.** (1979) Géochimie, Principes et Méthodes. II : cristalochimie et éléments en traces, Doin Ed.
- STRECKEISEN A.L.** (1967) Classification et nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry). *Neues Jb. Mineral. Abh.* 107, 2 und 3, 144-240.
- STRECKEISEN A.L.** (1973) Plutonic rocks : classification and nomenclature recommended by the I.U.G.S. subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18, 26-30.
- SUN S.S., NESBITT R.W., SHARASKIN A.Y.** (1979) Geochemical characteristic of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, 119-138.
- TESSIER M.** (1979) Caractères morphologiques du zircon de roches magmatiques alcalines et calco-alcalines de Corse. Implications pétrogénétiques. Thèse de Doctorat Spécialité, Nice, 112 p.

- TRICART P.** (1973) Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut-Cristillan (Queyras, Alpes Franco-italiennes). C.R. Acad. Sci. Paris, 276, 705-708.
- TRICART P.** (1974) Les schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes Cottiennes, France): Lithostratigraphie, architecture et tectogénèse. Géol. Alpine, 50, 131-152.
- TRICART P.** (1980) Tectoniques superposées dans les Alpes Occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse de l'Université de Strasbourg, 407 p.
- TRICART P.** (1984) From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps. Am. Journ. of Science, Vol. 284, 97-120.
- TRICART P., BOURBON M., LAGABRIELLE Y.** (1982) Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire Brêchification synsédimentaire d'un fond océanique ultramafique. Géol. Alpine Grenoble, t. 58, 105-113.
- TRICART P., LEMOINE M.** (1983) Serpentinite oceanic bottom in South Queyras ophiolites: record of incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Thethys. Eclog. Geol. Helv. 76, 3, 611-631.
- TRICART P., LEMOINE M.** (1986 a) Mégaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes Lustrés piémontais à l' Ouest du M^t Viso (Alpes occidentales. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 302, série 2, n°8, 599-604.
- TRICART P., LEMOINE M.** (1986 b) From faulted blocks to megamullions and megaboudins: thetyian heritage in the structure of the Western Alps. Tectonics, vol. 5, n°1, 95-118.
- VALLANCE T.G.** (1960) Concerning spilites. Proc. Linn. Soc. N. S. W., 86, 8-52.
- VALLANCE T.G.** (1974) Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. J. Petrol., 15, 890-903.
- VANCE J.A.** (1969) On synneusis. Mineralogy and Petrology, 24 (1), 7-29.
- VITTOZ P., COSTARELLA R., VIVIER G., OLIVER R.A.** (1987) Typologie des granitoïdes hercyniens du Haut Dauphiné par l'étude des terres rares et de la morphologie des cristaux de zircon: mise en évidence d'une zonation magmatique dans ce massif. Géologie Alpine, T. 63, "Massifs cristallins externes", 119-136.
- VUAGNAT M.** (1946) Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. Schweiz. Min. Petr. Mitt, Bd XXVI, Heft 2.
- VUAGNAT M.** (1949) Variolites and spilites. Comparaisons entre quelques pillow-lavas et britanniques. Arch. Sci. Genève, 2 (2), 233-236.
- VUAGNAT M.** (1952) Sur une structure nouvelle observée dans les roches vertes du Mont-Genève (Hautes Alpes). Arch. Sc. Genève, 5, 191-193.
- VUAGNAT M.** (1966) Les coussins éclatés du Lago-Nero (Massif du Montgenèvre, prov. de Turin) et le problème des brèches ophiolitiques. C.R. Soc. Phys. Hist Nat. Genève, N.S. 1, 3, 163-167.

- VUAGNAT M.** (1975) Les ophiolites: faits, hypothèses et problèmes. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 55, 1, 108-116.
- VUAGNAT M.** (1969) Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillows lavas. Bull Suisse Miner. Petrogr., 26, 116-283.
- VUAGNAT M., PUSZTASZERI L.** (1965a) Sur la présence de hyaloclastites dans le massif du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). Arch. Sci. Genève, 18 (1), 120-123.
- VUAGNAT M., PUSZTASZERI L.** (1965b) Réflexions sur la structure et le mode de formation des coulées en coussins du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). Arch. Sci. Genève, 18 (3), 687-689.
- YODER H.S.** (1979) The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press.
- YODER H.S., TILLEY C.E.** (1962) Origin of basalts magmas : an experimental study of natural and synthetic rocks systems. J. Petrol., 3, 342-532.
- WEIBLEN P.W., ROEDDER E.** (1976) Compositional interrelationships of mare basalts from bulk chemical and melt inclusion studies. Proc. Seventh Lunar Sci. Conf. Geoch. Cosmoch. Acta, Suppl 7, Vol 2, 1449-1466.
- WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M.** (1979) A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth Planet. Sci. Lett., 45, 326-336.

PLAN

<u>Première partie : PRESENTATION DES MASSIFS ETUDIES</u>		pages
I - SITUATION GEOGRAPHIQUE		2
II - CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL		3
1. LES PRINCIPALES UNITES SEDIMENTAIRES ET STRUCTURALES		3
2. LA SERIE SEDIMENTAIRE LIGURO-PIEMONTAISE		6
3. LES GRANDES PHASES TECTONIQUES		6
4. LE METAMORPHISME		7
III - ETUDES ANTERIEURES		8
1. LE MASSIF DU CHENAILLET-MONTGENEVRE		8
1.1. Série lithologique		9
1.2. Grands traits structuraux		12
1.3. Contexte et chronologie de la structuration		12
2. LE MASSIF DE HAUTE-UBAYE		13
2.1. Caractères lithostratigraphiques		13
2.2. Grands traits structuraux.		17
2.3. Chronologie des principaux événements		18
III - BUTS ET MOYENS DE L'ETUDE		18
<u>Deuxième partie : TYPOLOGIE ET ORIGINE DES ROCHES BASIQUES : PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE</u>		
I - LES ROCHES BASIQUES AU SEIN DE LA SERIE OPHIOLITIQUE		22
1. LES LAVES EN COUSSINS		22
1.1. Les laves en coussins du Massif du Montgenèvre		22
1.2. Les laves en coussins de Haute-Ubaye		29
2. LES FILONS BASALTIQUES ET DOLERITIQUES		32
2.1. Les filons du Montgenèvre		32
2.2. Les filons de Haute-Ubaye		34
3. LES DOLERITES MASSIVES		35
3.1. Les dolérites du Montgenèvre		36
3.2. Les dolérites de Haute-Ubaye		39
4. AUTRES ROCHES BASIQUES		40
4.1. Massif du Montgenèvre		40
4.2. Les metabasites de Haute-Ubaye		42
5. LES AUTRES TERMES DE LA SERIE		43
5.1. Les brèches	43	
5.2. Gabbros et zones leucocrates des gabbros		44
5.2.1. Massif du Montgenèvre		44
5.2.1.1. Les gabbros		44

5.2.1.2. Les zones leucocrates des gabbros	47
5.2.2. Massif de Haute-Ubaye	48
5.3. Les roches ultrabasiques	49
5.3.1. Massif du Montgenèvre	49
5.3.2. Le massif de Haute-Ubaye	49
6. CONCLUSION	49

II - LA GEOCHIMIE DES ROCHES BASIQUES : LES ELEMENTS MAJEURS 51

1. VARIATIONS DES OXYDES DES ELEMENTS MAJEURS EN FONCTION DU DEGRE DE DIFFERENCIATION : LES BASALTES AU SEIN DE LA SERIE OPHIOLITIQUE	52
1.1. La série du Montgenèvre	54
1.2. La série de Haute-Ubaye	58
2. PROBLEME DES SPILITES POUR LA TYPOLOGIE DES MAGMAS PRIMAIRES	63
2.1. Détermination des basaltes spilitiques en fonction de leurs teneurs en Na ₂ O et CaO	64
2.2. Vérification des résultats précédents et approche typologique des basaltes	65
3. CARACTERISATION DE LA LIGNEE MAGMATIQUE	66
3.1. Caractère tholeitique des laves du Montgenèvre et de Haute-Ubaye	66
3.2. Comportements différenciés de FeO _t /MgO et Al ₂ O ₃	66
4 - CONCLUSION	69

III - LA GEOCHIMIE DES ELEMENTS-TRACES 71

1. INTRODUCTION	71
2. EXCLUSION DES LIQUIDES MAGMATIQUES A CARACTERE CUMULATIF	71
3. MISE EN EVIDENCE DES DIFFERENTES LIGNEES. LES MECANISMES POSSIBLES DE LEUR EVOLUTION	72
3.1. Approche de la diversité des basaltes par l'étude des spectres de terres rares	73
3.2. Typologie générale de la (des) source(s)	75
3.2.1. Comparaison avec les tholéites modernes : étude des moyennes	75
a - Teneurs caractéristiques des N-T-E MORB	75
b - Teneurs moyennes en Ti, Zr, Y, Nb pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye (Tableau 7)	80
c - Etude des valeurs moyennes des rapports La/Ta, Th/Ta, Th/Hf, Th/La pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye (Tableau 8)	81
3.2.2. Approche diagrammatique de la comparaison avec les tholéites modernes	82
3.2.3. Types(s) de MORB au(x)quel(s) se rapportent les basaltes du Montgenèvre et de Haute-Ubaye	85
3.3. Mécanismes possibles de l'évolution des basaltes	86
3.4. Evaluation du degré de fusion partielle	93
4. LE FRACTIONNEMENT	95
4.1. Etude de l'ensemble de la série	96

4.2. Etude fine du fractionnement	96
5. CONTEXTE GEODYNAMIQUE	99
5.1. Etude diagrammatique du contexte géodynamique	99
5.2. Vitesse d'expansion	102
6. CONCLUSION A L'ETUDE GEOCHIMIQUE DES ROCHES BASIQUES	104

Troisième partie : TYPOLGIE DES ALBITITES, RELATION AVEC LES ROCHES BASQUES, MODALITES DE FORMATION

I - INTRODUCTION 108

II - GISEMENT ET ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ALBITITES 109

1. LES ALBITITES DU MONTGENEVRE	109
1.1. Description des affleurements	109
1.1.1. L'albitite du Gondran	109
1.1.2. Filons d'albitite au sein des gabbros	113
1.1.3. L' albitite de la Punta Rascia (Italie)	113
1.1.4. La brèche syénitique du Sud-Chenaillet	113
1.2. Etude microscopique	116
1.3. Les sphérolites de l'albitite du Gondran : signification génétique	120
2. LES ALBITITES DU CIRQUE DE LA GAVIE, HAUTE-UBAYE	121
2.1. Description des affleurements	121
2.2. Etude microscopique des albitites	124

III - ETUDE TYPOLOGIQUE DES ZIRCONS 127

1. METHODE D'ETUDE	127
2. CARACTERISATION DES POPULATIONS	129
2.1. Description des populations	129
2.2. Etude typologique	129
2.3. Interprétation	137

IV - ETUDE GEOCHIMIQUE 139

1. TYPOLOGIE NORMATIVE	139
2. COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DES ELEMENTS	142
2.1. Variations des teneurs des oxydes des éléments majeurs au cours de la différenciation	142
2.2. Origine par différenciation magmatique	142
a - Comportement des éléments majeurs au cours du fractionnement	142
b - Comportement des éléments traces pendant le fractionnement	147
2.3. Autres modes génétiques	158
2.3.1. Immiscibilité magmatique	158
2.3.2. Fusion partielle	161
2.3.3. Mécanisme de filtre-pressé	162
2.4. Remobilisations secondaires	163
2.4.1. Comportement de K ₂ O, Rb, Sr	163
2.4.2. Interprétation	164
3. CONTEXTE GEOTECTONIQUE DE FORMATION	167

4. ETUDE COMPARATIVE DES ALBITITES ET DES BRECHES A ELEMENTS ACIDES DU PIC MARCEL ET DU LAGO NERO	168
5. CONCLUSION GENERALE SUR LES ROCHES ACIDES	173
CONCLUSION GENERALE	176
I - CARACTERES GENERAUX DES MASSIFS	176
II - PRINCIPAUX RESULTATS	176
1. RESULTATS CONCERNANT LES ROCHES BASIQUES	176
2. RESULTATS RELATIFS A L'ETUDE DES ALBITITES	178
III - SCHEMA GENERAL D'EVOLUTION	179

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX, ANNEXES, PLANCHES

PREMIERE PARTIE

- Figure 1 :** A/ Localisation du massif du Chenaillet-Montgenèvre
B/ Localisation du massif de Haute-Ubaye
(d'après la carte topographique IGN Grenoble-Gap au 1/100000)
- Figure 2 :** Localisation des secteurs étudiés et des principales ophiolites dans les Alpes occidentales.
- Figure 3 :** Coupe schématique des Alpes Occidentales, repérée sur la fig. 2B
(d'après Carpena et Caby, 1984)
- Figure 4 :** Colonne stratigraphique de la série de Chabrière (d'après Tricart, 1973)
- Figure 5 :** Reconstitution hypothétique de la séquence du massif ophiolitique du Montgenèvre (d'après Bertrand et al, 1981)
- Figure 6 :** Carte géologique et structurale schématique du massif ophiolitique du Montgenèvre (d'après Bertrand et al, 1982).
- Figure 7 :** Coupe Chenaillet-Grand Charvia (partie occidentale du massif du Montgenèvre), d'après Bertrand et al, 1980.
- Figure 8 :** Carte des affleurements des complexes de Chabrière et de la Gavie (Gout, 1987).
- Figure 9 :** Panorama des deux Pelvat (Gout, 1987).
- Figure 10 :** Carte géologique du massif occidental de Chabrière (Gout, 1987).
- Figure 11 :** Carte des affleurements du complexe de la Gavie (Gout, 1987).

DEUXIEME PARTIE

- Figure 1 :** Diagramme SI vs SiO₂ pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye
- Figure 2 :** Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO₂ (Harker, 1909) et SI pour les séries ophiolitiques du Montgenèvre (a) et de Haute-Ubaye (b).
- Figure 3 :** Diagrammes discriminant les roches basiques spilitiques et non spilitiques Vallance, 1974)
- Figure 4 :** Diagramme normatif de Yoder et Tilley (1962)
a : Montgenèvre, b : Haute-Ubaye
- Figure 5 :** Diagrammes AFM (Kuno, 1968) pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye
- Figure 6 :** Diagrammes FeO_t-Al₂O₃-MgO (Besson et Fontailles, 1974) pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye
- Figure 7 :** Diagrammes de Miyashiro (1973)
- Figure 8 :** Diagrammes Al₂O₃ vs TiO₂ et Al₂O₃ vs Zr : élimination des matériaux à tendance cumulative
- Figure 9 :** Spectres de terres rares normalisés à la chondrite C4 (diagrammes Coryell-Masuda, 1963,1968) pour les roches basiques du Montgenèvre.
- figure 10 :** Spectres de terres rares normalisés à la chondrite C4 (diagrammes Coryell-Masuda, 1963,1968) pour les roches basiques de Haute-Ubaye
- Figure 11 :** Diagramme la vs Ta pour les roches magmatiques des bassins océaniques (d'après Saunders, 1984)
- Figure 12 :** Diagramme Ta vs Th montrant la variation du rapport entre ces deux éléments pour les volcanismes des domaines d'expansion océaniques et des domaines de subduction (d'après Joron et Treuil, 1977).

- Figure 13** : Diagrammes La vs Ta et Ta vs Th pour les roches basiques du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Figure 14** : Diagramme Y-Nb-Zr/10 pour les échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye (d'après Egin et al, 1979)
- Figure 15** : a/ Variations de Zr/Y pour quelques séries volcaniques typiques d'après Pearce et Nory, 1979
b et c/ Diagramme Zr/Y vs Zr pour les séries respectives du Montgenèvre et de Haute-Ubaye.
- Figure 16** : Diagrammes La(C₄)/Sm(C₄) vs La et La (C₄)/Yb(C₄) vs La dans lesquels les échantillons sont regroupés en fonction de leurs types de spectres de REE. La(C₄), Sm(C₄) et Yb(C₄) représentent les teneurs des échantillons en ces éléments normalisés à celles de la chondrite C₄
- Figure 17** : Répartition des basaltes du Montgenèvre selon les groupes géochimiques auxquels ils appartiennent et les unités pétrographiques dont ils proviennent.
- Figure 18** : Diagramme Cr vs Th réalisé pour les échantillons du Montgenèvre (Cabanis 1986) montrant l'intervention de la cristallisation fractionnée et celle de la fusion partielle.
- Figure 19** : Modélisation de l'évolution de quelques suites ophiolitiques typiques à partir de la chondrite C₃ (*), d'après Pearce (1980). Les pourcentages indiquent le taux de fusion partielle
- Figure 20** : Diagramme Cr vs Y pour les roches basiques du Montgenèvre (Pearce 1980)
- Figure 21** : Diagrammes TiO₂, Y, et Nb vs Zr pour les échantillons du Montgenèvre et de la Haute-Ubaye.
- Figure 22** : Diagramme TiO₂ et Y vs Zr (Pearce 1979, 1984) représentés pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye en fonction des différents types de spectres de basaltes.
- Figure 23** : Diagrammes permettant d'appréhender le contexte géodynamique des ophiolites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye.
a/ Flyod et Winchester (1975)
b/ Pearce et Cann (1973)
c et d/ Cabanis (1986).
- Figure 24** : Diagramme Th-3 x Tb-2 x Ta pour des séries de contexte géotectonique connu (d'après Cabanis, 1986)
1: séries orogéniques; 2: séries intermédiaires; 3: séries non orogéniques
- Figure 25** : Diagramme de discrimination log (Th/Tb) vs log (Ta/Tb) montrant la répartition de séries volcaniques actuelles ou récentes appartenant à divers contextes géodynamiques (d'après Cabanis, 1986)
- Figure 26** : Diagramme Zr/Y vs Zr donnant les vitesses d'expansion des rides. Les points concernent les ophiolites méditerranéennes du Mésozoïque, les cercles les ophiolites du Crétacé (d'après Pearce, 1980)
- Figure 27** : Evaluation de la vitesse d'expansion océanique pour les ophiolites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Tableau 1** : Etude microscopique des laves en coussins de Haute-Ubaye, Steen, 1972, Mevel, 1975
- Tableau 2** : Etude minéralogique des dolérites du Montgenèvre, Bertrand et al, 1987
- Tableau 3** : Exemples de valeurs proposées pour chacun des groupes de référence déterminés par Briand (1986)

- Tableau 4** : Moyennes et écarts-types des valeurs de Ti, Zr, Nb, Y pour les divers groupes de références déterminés par Briand (1986)
- Tableau 5** : Valeurs moyennes des rapports entre éléments hygromagphiles dans les séries volcaniques récentes (d'après Cabanis, 1986)
- Tableau 6** : Teneurs des échantillons et valeurs moyennes pour Y, Sr, Rb, Zr et Nb concernant les échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Tableau 7** : Teneurs des échantillons et valeurs moyennes pour les rapports Th/Ta, Th/Hf, La/Ta et Th/Ta concernant les échantillons du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Tableau 8** : Répartition des groupes géochimiques de basaltes (définis selon la forme des spectres de terres rares) en fonction des principales unités pétrographiques.

Troisième partie

- Figure 1** : Cartographie des différents faciès albitiques au col du Gondran, Chenaillet
- Figure 2** : Situation des affleurements d'albitite sur le versant italien du massif du Montgenèvre
- Figure 3** : Réunion de "sphérolites" qui constituent des zones rubannées dans l'albitite
- Figure 4** : Particularités de la brèche à matrice albitique du Chenaillet
- Figure 5** : Panorama du cirque de la Gavie sur lequel sont situés les affleurements d'albitite.
- Figure 6** : Carte géologique du secteur de la Gavie (Steen, 1972) où sont situés les affleurements d'albitite
- Figure 7** : "Eléments" grossièrement arrondis, de nature albitique, en relief par rapport à l'albitite qui les entoure.
- Figure 8** : Types et sous-types fondamentaux de la classification des zircons (Pupin et Turco, 1972)
- Figure 9** : Sous-types fondamentaux de la classification des zircons
- Figure 10** : Distribution des T.E.T. moyennes qui caractérisent les populations de zircons des granites d'origine crustale (d'après Pupin, 1980)
- Figure 11** : Etude typologique des populations de zircons du Montgenèvre
- Figure 12** : Etude typologique des populations de zircons de Haute-Ubaye
- Figure 13** : Zircons des trondhjémites corses (d'après Jauzein et al, 1979)
- Figure 14** : (a) Diagrammes QAP (Steckeseisen, 1973) (b) Diagrammes normatifs Ab-An-Or (O'Connor, 1965), pour les albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Figure 15a** : Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO₂ (Harker, 1909) pour les échantillons du Montgenèvre
- Figure 15b** : Variations des oxydes des éléments majeurs en fonction de SiO₂ (Harker, 1909) pour les échantillons de Haute-Ubaye
- Figure 16** : Diagramme FeO_t-Al₂O₃-MgO (Besson et Fontelles, 1974) pour les séries du Montgenèvre (a) et de Haute-Ubaye (b)
CA: lignée calco-alkaline, b: TH: lignée tholéitique
- Figure 17** : Diagrammes de Miyashiro (1973) pour le Montgenèvre (a) et pour la Haute-Ubaye (b)
- Figure 18** : Diagrammes TiO₂, Y, Nb vs Zr (Pearce, 1979, 1984) pour les roches basiques et les albitites du Montgenèvre

- Figure 19** : Diagrammes TiO_2 , Y, Nb vs Zr (Pearce, 1979, 1984) pour les roches basiques et les albitites de Haute-Ubaye
- Figure 20** : Diagramme Tb vs La pour les différents groupe d'albitites et de roches basiques du Montgenèvre
- Figure 21** : Diagramme Yb vs La pour les différents groupes de roches basiques et d'albitites du Montgenèvre
- Figure 22** : Diagrammes Yb vs La et Tb vs La pour les différents groupes d'albitites et de roches basiques de Haute-Ubaye
- Figure 23** : Spectres de terres rares normalisées à la chondrite C4 des albitites du Montgenèvre
- Figure 24** : Spectres de terres rares normalisées à la chondrite C4 des albitites de Haute-Ubaye
- Figure 25** : spectres des terres-rares normalisées à la chondrite;
a - roches acides et basiques de la ride de l'Océan Indien, Hedge et al, 1979, b - roches acides de Corse, 23.8.6.1A, 28.7.3 : albitites, 25.8.1 : granite albitique, Ohnenstetter M et D, 1980
- Figure 26** : spectres des terres-rares normalisées à la chondrite
1 - (1) : série alcaline (granite à fayalite-hastingsite, Tolla Cauro, Corse); (2) : série subalcaline (syénogranite de Ploumanach', Bretagne); (3) : granite calco-alcalin à deux micas (Ax Les Thermes, Pyrénées), 4 : leucogranite (Eyrein, Limousin), Vittoz et al, 1987; 2 - granophyre continental, Coles, 1974 (non publié, in Coleman et Peterman, 1975); 3 - roches acides de l'ophiolite de Chamrousse, (a) : leucotonalites; (b) : tonalites et leucotonalites, Menot et al, 1988
- Figure 27** : spectres des terres-rares normalisées à la chondrite, in Pedersen et Malpas, 1984; 1 - (a) : plagiogranites, Visnes High Level Complex, ophiolite de Karmoy; (b) : diorite quartzique, MAR 45°; (c) : plagiogranites, Semail; (d) : plagiogranites, Troodos; 2 - trondhjémite de Betts Cove, Coish et al, 1982; 3 - plagiogranites de l'ophiolite de Smartville, Menzies et al, in Gerlach et al, 1981; 4 - plagiogranites du complexe ophiolitique de Canyon Mountain, Gerlach et al, 1981
- Figure 28** : Diagramme de Greig (Roedder, 1979) pour les roches du Montgenèvre (a) et de Haute-Ubaye (b)
- Figure 29** : Diagramme K20 vs SiO_2 (Coleman et Peterman, 1975) pour le Montgenèvre et la Haute-Ubaye
- Figure 30** : Diagramme Rb vs Sr (Coleman et Peterman, 1975) pour les albitites du Montgenèvre (a) et de Haute-Ubaye (b)
- Figure 31** : Spectres généralisés de Pearce, a/ Pour des plagiogranites de rides océaniques (Pearce, 1984), b/ Pour les albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Figure 32** : Diagramme Nb vs Y (Pearce, 1984) indiquant le contexte géotctonique de formation des albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Figure 33** : Spectres de terres rares des granitoides du Pic Marcel (d'après Saby, 1986)
- Figure 34** : Etude typologique des populations de zircons de la brèche à éléments acides du Lago Nero
- Figure 35** : Etude typologique des populations de zircons des granitoides de la brèche polygénique du Pic Marcel (Saby, 1986)
- Tableau 1** : Description des populations de zircons des albitites du Montgenèvre

- Tableau 2** : Description des populations de zircons des albitites de Haute-Ubaye
- Tableau 3** : Teneurs moyennes en éléments majeurs des albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Tableau 4** : Teneurs moyennes en éléments traces des albitites du Montgenèvre et de Haute-Ubaye
- Tableau 5** : Teneurs moyennes en SiO_2 , SI, et Zr par groupe d'échantillons d'albitite
- Tableau 6** : Rapports moyens en Y/Zr et Nb*100/Zr pour les albitites et les roches basiques des 2 massifs étudiés
- Tableau 7** : Teneurs en éléments majeurs de couples de liquides de compositions acides et basiques, obtenus par immiscibilité au cours d'expériences en laboratoire par Dixon et Rutherford (1979)

LISTE DES ANNEXES

- ANNEXE 1** : LISTE DES ECHANTILLONS
- ANNEXE 2** : CARTE DE SITUATION DES ECHANTILLONS
- ANNEXE 3** : METHODES ANALYTIQUES
- ANNEXE 4A** : TENEURS EN ELEMENTS-MAJEURS DES ALBITITES
- ANNEXE 4B** : TENEURS EN ELEMENTS-TRACES DES ALBITITES
- ANNEXE 4C** : TENEURS EN TERRES-RARES DES ECHANTILLONS DES DIFFERENTS GROUPES PETROGRAPHIQUES
- ANNEXE 4D** : TENEURS EN ELEMENTS-MAJEURS DES ROCHES DU MONTGENEVRE (SF ALBITITES)
- ANNEXE 4E** : TENEURS EN ELEMENTS-MAJEURS DES ROCHES DE HAUTE-UBAYE (SF ALBITITES)
- ANNEXE 4F** : TENEURS EN ELEMENTS-TRACES DES ROCHES BASIQUES DU MONTGENEVRE
- ANNEXE 4G** : TENEURS EN ELEMENTS-TRACES DES ROCHES BASIQUES DE HAUTE-UBAYE

LISTE DES PLANCHES

- PLANCHE I** : ZIRCONS DU MONTGENEVRE ET DE HAUTE-UBAYE
- PLANCHE II** : ZIRCONS DU MONTGENEVRE ET DE HAUTE-UBAYE
- PLANCHE III** : ETUDE MICROSCOPIQUE DES ALBITITES

MASSIF DU MONTGENEVRE**ALBITITES**

CH10	albite massive
CH36	affleurement de la Punta Rascia
CH37	affleurement de la Punta Rascia
CH69	albite à "varioles" chloriteuses
CH70	albite (faciès 2) à "varioles" blanches
CH71	contact faciès 2-4
CH72	affleurement de la Punta Rascia
CH73	albite de la Punta Rascia
CH76	filon dans les gabbros, encadrée par des (ou une) venue basique
CH127	filon dans les gabbros
CH129	filon dans les gabbros
80CH19	filon dans les gabbros
80CH20	albite massive
80CH21	albite massive riche en chlorite
83CH16	filon dans les gabbros
83CH31	filon dans les gabbros
83CH33	albite en contact lobé avec une roche basique
83CH34	albite massive très chloriteuse
83CH35	albite claire à chlorite (gros grain)
83CH37	albite (moins chloriteuse que 83CH35)
83CH38	albite à faciès intermédiaire entre 83CH35 et 83CH37
83CH39	albite à faciès clair

LAVES EN COUSSINS

CH13	centre de coussin, unité aphyrique supérieure
CH16	coussin aphyrique, Grand Charvia
CH27	bordure variolitique de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH28	coussin aphyrique, Grand Charvia
CH30	coeur de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH52	coeur de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH57	coeur de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH59	coeur de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH61	coeur de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH65	coeur de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH66	coeur de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH67	coeur de coussin aphyrique, Grand Charvia
CH85	coeur de coussin aphyrique (élément de brèche)
CH114	coeur de coussin, unité aphyrique supérieure
CH115	coeur de coussin, unité aphyrique supérieure
CH119	coeur de coussin porphyrique
CH120	coeur de coussin porphyrique
CH121	coeur de coussin à texture doléritique, Gd Charvia
CH125	coeur de coussin à texture doléritique, Gd Charvia

DOLERITES

CH14	
CH15	
CH19	un peu de pyrite présente
CH21	
CH23	
CH25	dolérite fine
CH31	
CH84	dolérite sombre présentant des tâches sombres à coeur clair.
CH96	
CH97	
83CH5	dolérite à gros grain
83CH30	dolérite fine
83CH45	dolérite fine, riche en sulfures

FILONS

CH4	basique aphyrique dans les gabbros
CH8	basique porphyrique dans les gabbros
CH11	basique doléritique dans les gabbros
CH34	basique aphyrique dans les gabbros
CH38	basique aphyrique dans les albitites
CH43	basique à texture doléritique dans les gabbros
CH45	basique à texture doléritique dans les gabbros
CH46	basique aphyrique dans les gabbros
CH58	basique microdoléritique dans les laves en coussins
CH60	basique microdoléritique dans les laves en coussins
CH108	basique porphyrique dans les gabbros
CH122	basique aphyrique dans les laves en coussins
CH124	basique aphyrique dans les laves en coussins
CH132	basique aphyrique dans les gabbros (riche en pyrite)
CH133	basique porphyrique dans les gabbros (voisin de zones très oxydées)
CH145	basique microdoléritique dans les gabbros
CH148	basique à texture doléritique dans les gabbros
CH164	basique aphyrique dans les gabbros
CH165	basique aphyrique dans les gabbros
CH166	basique porphyrique dans les gabbros

ROCHES BASIQUES AUTRES QUE COULEES MASSIVES, DOLERITES ET FILONS

CH81	élément basique aphyrique de brèche hyaloclastique
CH82	élément basique aphyrique de brèche hyaloclastique
CH87	roche aphyrique] plusieurs passées d'un même
CH88	roche aphyrique]--> bloc en contact avec un
CH89	roche porphyrique] gabbro
CH110	roche à texture doléritique
CH112	élément basique aphyrique de brèche hyaloclastique
CH113	élément basique aphyrique de brèche hyaloclastique
CH118	roche porphyrique; située en bordure d'une zone très oxydée
CH168	élément basique de brèche à texture doléritique
CH170	élément basique de brèche à texture doléritique

BRECHES

CH18	hyaloclastite
CH32	brèche à éléments basiques, spatialement proche des radiolarites
CH54]	brèche à éléments basiques (et de coussins);
CH55]	la matrice peut présenter des varioles
CH75	brèche à matrice syénitique
CH83	hyaloclastite
CH152	brèche à éléments acides du Lago Nero.

GABBROS ET DIORITES

CH5	gabbro à olivine
CH12	euphotide
ch22	euphotide
CH44	euphotide
CH47	partie mélanocrate d'un gabbro
CH48	contact gabbro - roche basique
CH49	contact gabbro - roche basique
CH50	partie mélanocrate d'un gabbro
CH142	gabbro à olivine
CH146	gabbro à olivine

ZONES LEUCOCRATES DES GABBROS

CH126
CH136
CH141
CH147
CH149

CH171
CH172
CH173

SERPENTINITES

CH33
CH35
CH40
CH62
CH63

MASSIF DE HAUTE-UBAYE**ALBITITES ET ROCHES ASSOCIEES**

PP25	
PP26	
G1	
G6	
G9	
G11	
G12	
G13	
G14	
G15	
G16	
G17	
G19	
G20]	
G21]	faciès de bordure métamorphiques
G22]	
G26	
G28	
G29	roche métamorphique en bordure des albitites
G30	roche métamorphique orientée
G31	
G32	
G35	faciès à glaucophane
G40	faciès à glaucophane
G41	
G42	
G43	faciès identique à celui de G45 mais plus métamorphique
G45	roche très métamorphisée
G46	
G48	
G49	roche métamorphique en bordure des albitites

LAVES EN COUSSINS

PP1
PP2
PP4
PP5
PP6
PP65
RG1
RG2
RG10

FILONS

PP41	filon basique aphyrique dans les serpentinites
PP46	filon basique dans les dolérites
PP75	filon basique aphyrique dans les dolérites
PC2	filon basique aphyrique dans les dolérites

PC27 filon basique porphyrique dans les dolérites
 PC28 filon basique porphyrique dans les dolérites

ROCHES BASIQUES AUTRES QUE COULEES ET FILONS

G36 roches basiques orientés en bordure des albitites
 G44 roche basique à texture en écailles de poisson à proximité des albitites
 PP20
 PP63' présence de pyrite

DOLERITES

G3 métadolérite
 G4 métadolérite
 G8 métadolérite
 PP8 dolérite riche en glaucophane
 PP9 dolérite riche en glaucophane, contenant de la pyrite
 PP10
 PP27 métadolérite
 PP28 métadolérite
 PP33 dolérite riche en chlorite
 PP40
 PP42 faciès très métamorphique, tectonisé
 PP43]
 PP44] faciès riche en glaucophane
 PP45]
 PP47 métadolérite
 PP48
 PP51
 PP52
 PP53
 PP56 dolérite bordant une fracture
 PP57 dolérite tectonisée
 PP58
 PP59
 PC1
 PC4
 PC6
 PC8
 PC11
 PC12
 PC14
 PC16
 PC17 métadolérite
 PC18
 PC19 métadolérite
 PC23 élément de microdolérite entouré d'une matrice doléritique plus grossière
 PC29 dolérite du "faciès de passage" laves en coussins - dolérites (Steen, 1975)

BRECHE

RG11 élément doléritique de la brèche "diabasique remaniée" (Steen, 1975)
 PP49 brèche tectonique

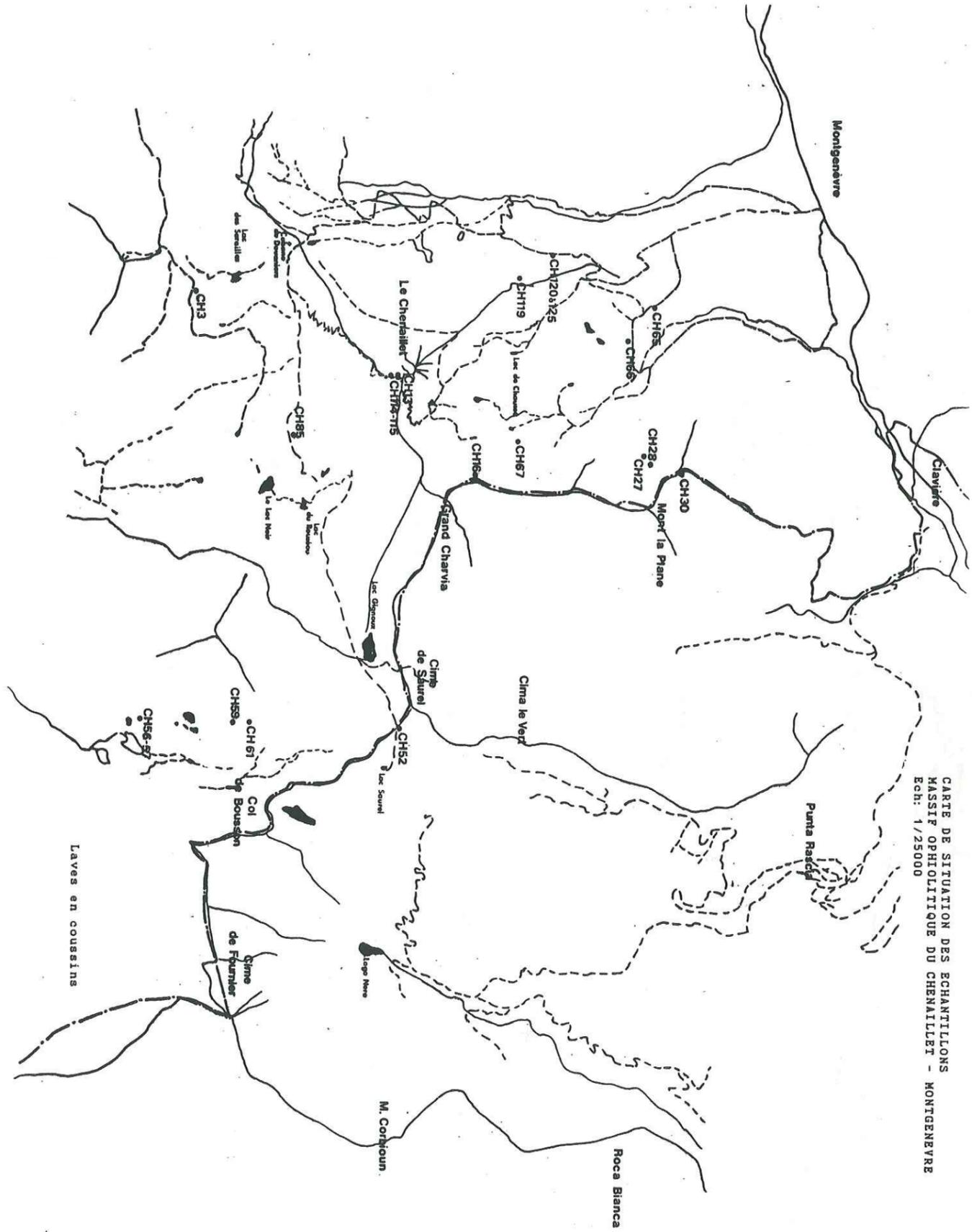
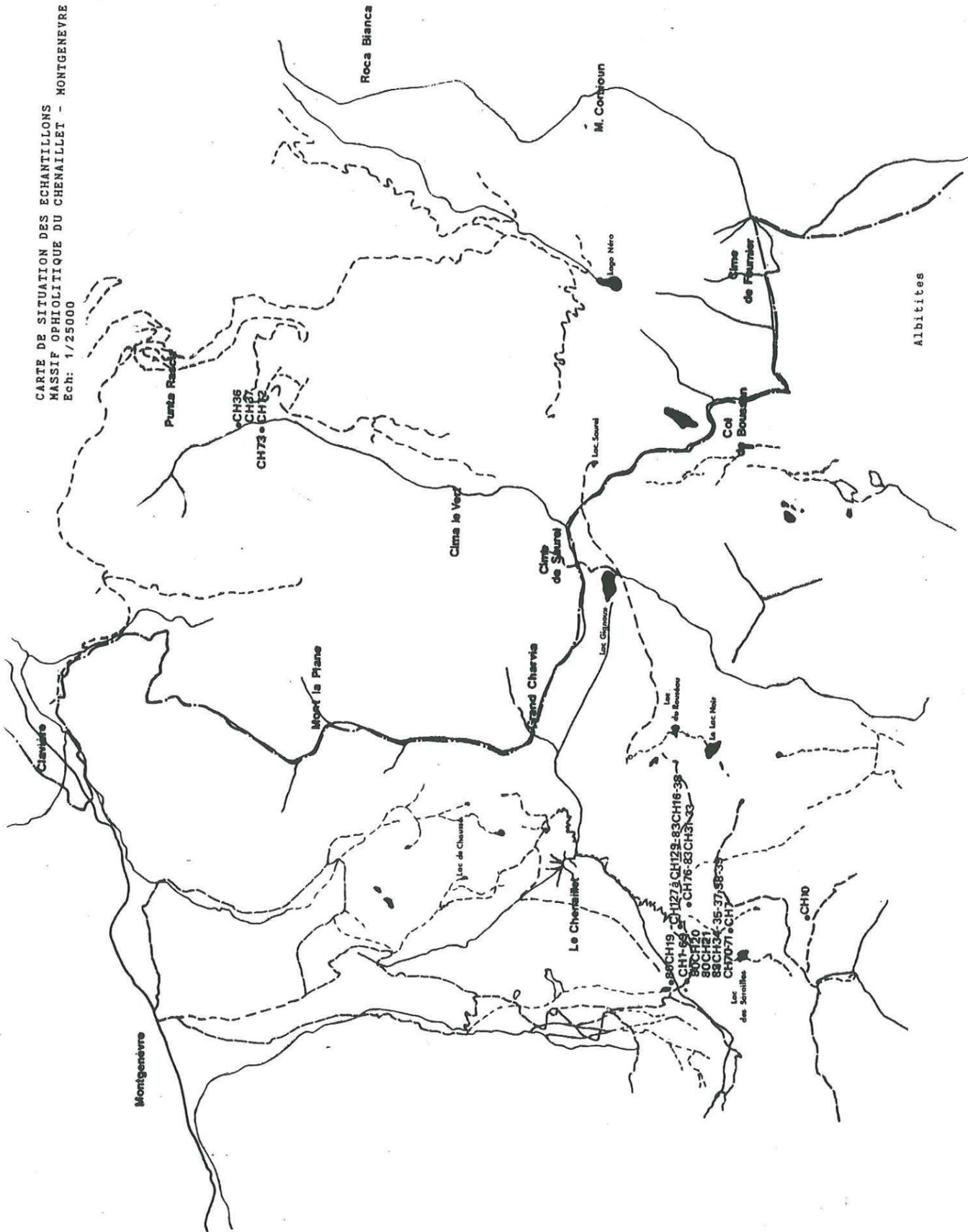
GABBROS

PP27 affleurement au sein des serpentinites
 RG4 élément de brèche polygénique

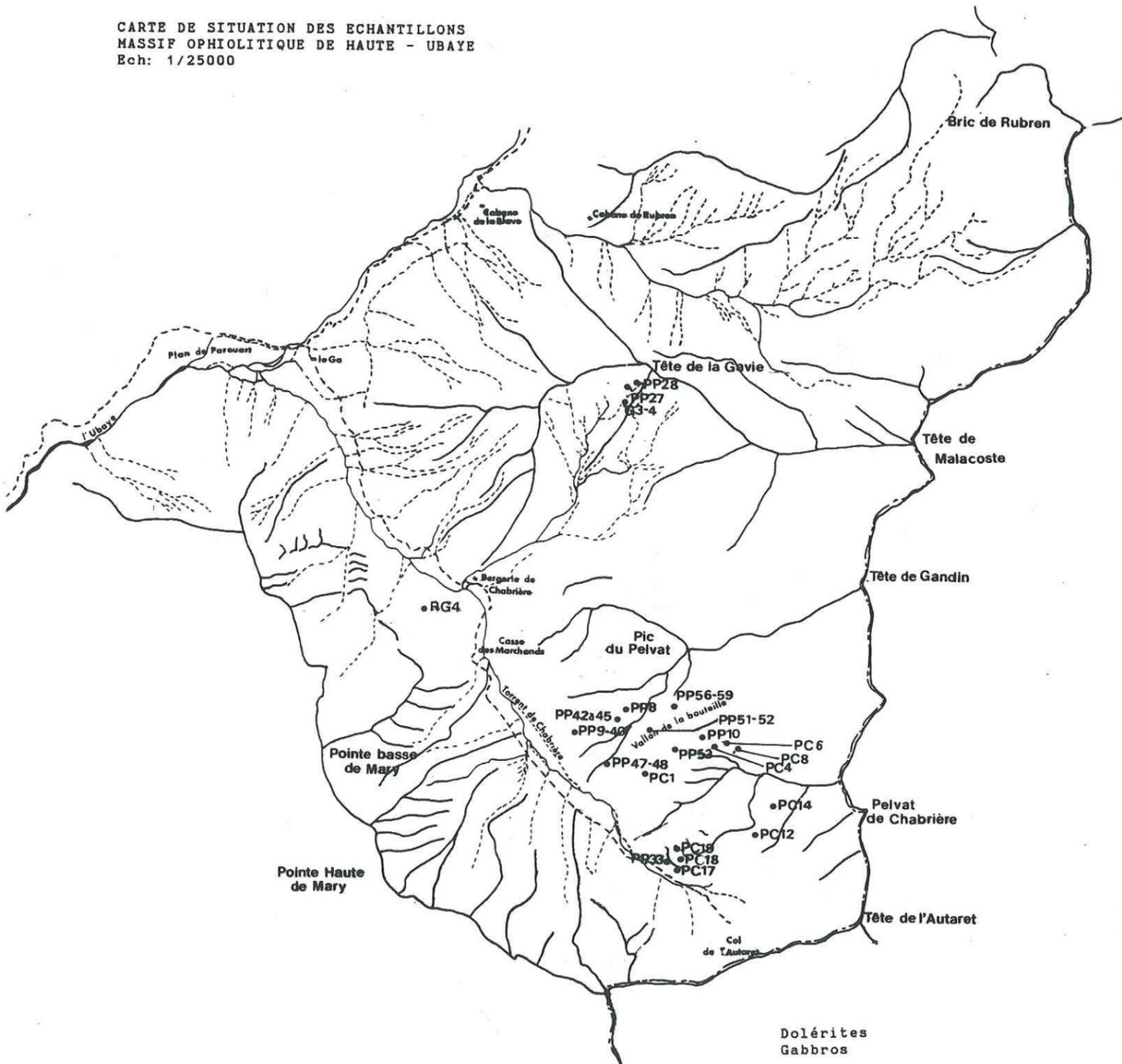
SERPENTINITES

PP22
 PP31
 PP32

ANNEXE 2 : CARTES DE SITUATIONS DES ECHANTILLONS



CARTE DE SITUATION DES ECHANTILLONS
MASSIF OPHIOLITIQUE DE HAUTE - UBAYE
Ech: 1/25000



ANNEXE 3 : METHODES ANALYTIQUES

LES ELEMENTS MAJEURS :

Ils ont été analysés à Grenoble (G. VIVIER, F. KELLER; Institut Dolomieu).

* Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti ont été dosés :

- sur perle (1 gramme d'échantillon grillé + 1 gramme de fondant : tétraborate et métaborate de lithium),

- par fluorescence X à dispersion d'énergie (X.R.500 Link Systems); tube rhodium alimenté en 11 kV. 15 mA (dosage sans filtre).

* Na et P ont été dosés :

- sur pastille (6 gouttes de polyvinyles à 5 % + 5 grammes de roche) pressée à 10 tonnes,

- par fluorescence X; alimentation 11 kV, 12 mA.

Précision analytique (en pourcentages) :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
0,5	0,3	0,3	0,01	0,3	0,1	0,2	0,1	0,05	0,1

LES ELEMENTS TRACES

* Y, Sr, Rb, Zr, Nb ont été analysés :

- soit à Grenoble (G. VIVIER, F. KELLER; Institut Dolomieu), sur pastille, par fluorescence X, à 45 kV et 30 mA,

- soit à Lyon (J.G. GERMANIQUE), sur pastille (cire Hoeschst (1 g) + 4 g de poudre de roche), par fluorescence X (PHILLIPS PW 1410-20; tube Rhodium alimenté en 50 kV et 50 mA).

Précision analytique (en ppm) :

	Y	Sr	Rb	Zr	Nb
Grenoble		5	5	10	10
Lyon	2	2	2	4	1 à 2

LES TERRES RARES

Elles ont été dosées par activation neutronique (G. VIVIER, P. VITTOZ, R. OLIVER; Institut Dolomieu) à l'Institut Laue Langevin, Grenoble.

La précision analytique est variable selon les teneurs en éléments des échantillons et des étalons par rapport à la limite de détection.

Les teneurs en Th sont entachées d'une forte erreur, sauf en ce qui concerne CH72, CH127, CH21, G29, CH85, CH38, CH37, CH129.

Les teneurs en La de PC8, PC29, et en Ta de CH168, CH85, CH113, CH121, CH38, CH46, CH122, PP41, CH148, CH165, CH89, G36, PC18, CH96, PP57, PC8, PC29 ne sont données qu'à titre indicatif.

**ANNEXE 4 : TENEURS EN ELEMENTS-TRACES ET EN ELEMENTS-MAJEURS
DES ECHANTILLONS ANALYSES**

**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES DONT SONT ISSUES LES ANALYSES
EXTRAITES DE LA BIBLIOGRAPHIE ET UTILISEES DANS CE TRAVAIL**

ANNEXE 4A : TENEURS EN ELEMENTS-MAJEURS DES ALBITITES

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	H2O+	TOTAL	FeOT	SI	FT/Mg
MONTGENEVRE																
CHI0	66,53	17,50	0,23	2,04	0,89	1,50	9,50	0,07	0,27	0,03	0,05	0,41	99,02	2,25	7,00	2,52
CH37	66,19	19,50	0,12	1,11	0,70	0,99	10,16	0,03	0,21	0,01	0,05	0,48	99,55	1,22	5,78	1,74
CH72	67,32	19,80	0,06	0,55	0,19	0,71	10,77	0,03	0,21	0,01	0,06	0,18	99,89	0,60	1,64	3,18
CH73	66,34	19,60	0,13	1,16	0,64	0,49	10,61	0,03	0,19	0,01	0,03	0,46	99,69	1,28	5,10	2,00
CH76	65,14	19,55	1,36	rd	0,69	2,80	8,48	0,04	0,47	0,04	0,08	0,74	99,39	1,22	6,61	1,77
CHI27	63,53	19,00	0,23	2,03	1,09	3,03	9,06	0,06	0,56	0,04	0,10	0,56	99,29	2,24	8,76	2,05
CHI29	64,68	19,25	0,18	1,66	1,14	3,32	8,53	0,08	0,49	0,03	0,06	0,42	99,84	1,82	9,85	1,60
80CH19	57,61	16,47	2,63	rd	2,60	7,55	7,82	0,01	1,60	0,06	0,61	1,24	98,20	2,37	20,32	0,91
80CH20	65,30	16,70	0,27	2,39	2,18	2,43	9,20	0,08	0,24	0,03	0,01	0,21	99,04	2,63	15,47	1,21
80CH21	63,33	18,05	0,35	3,17	0,50	3,84	9,16	0,05	0,30	0,04	0,05	0,75	99,59	3,49	3,79	6,97
83CH84	65,12	18,40	0,23	2,04	0,60	2,18	9,34	0,06	0,30	0,01	0,05	0,71	99,04	2,25	4,90	3,75
83CH87	66,21	17,60	0,21	1,91	0,97	2,13	9,92	0,06	0,30	0,05	0,03	0,16	99,53	2,10	7,43	2,16
83CH89	67,18	18,00	0,20	1,82	0,86	1,14	10,04	0,09	0,25	0,04	0,03	0,18	99,83	2,00	6,62	2,33
Bertrand et al., 1982																
AB1	66,02	16,39	0,85	1,06	1,66	1,47	11,52	0,02	0,30	0,01	0,05	0,52	99,87	1,83	11,05	1,10
AB2	67,59	18,37	0,50	0,75	0,75	0,97	11,18	0,10	0,22	0,02	0,02	0,23	100,80	1,29	5,63	1,72
AB3	66,20	17,50	1,23	1,53	0,87	1,38	10,41	0,10	0,30	0,04	0,04	0,31	99,94	2,64	6,21	3,03
AB4	64,00	19,04	1,09	1,36	0,43	2,80	10,15	0,10	0,31	0,02	0,06	0,96	100,56	2,34	3,30	5,45
AB5	67,34	18,20	0,44	0,78	0,80	1,80	10,92	0,10	0,27	0,02	0,02	0,35	101,23	1,35	6,08	1,68
AB6	66,43	19,29	0,44	0,55	0,79	0,33	10,75	0,09	0,33	0,06	0,06	0,76	99,82	0,95	6,28	1,20
AB7	62,39	19,90	1,29	1,60	1,66	1,17	9,68	rd	0,27	0,03	0,03	1,20	99,22	2,76	11,77	1,66
AB8	60,89	21,26	1,11	1,38	0,78	5,50	7,51	rd	0,98	0,04	0,07	0,74	100,26	2,38	7,31	3,05
AB77	60,37	21,08	1,11	1,38	0,77	5,45	7,45	rd	0,97	0,04	0,07	1,01	99,70	2,38	7,26	3,09
Bertrand et al., 1987																
M61	67,59	18,37	0,82	0,55	0,75	0,97	11,18	0,10	0,22	0,02	0,02	0,23	100,82	1,29	5,63	1,72
M62	66,26	17,50	1,53	1,26	0,87	1,38	10,41	0,10	0,30	0,04	0,04	0,31	99,94	2,64	6,21	3,03
M63	64,16	19,04	1,86	0,67	0,43	2,80	10,15	0,10	0,31	0,02	0,06	0,96	100,56	2,34	3,30	5,45
M64	67,36	18,20	0,84	0,59	0,80	1,08	10,92	0,10	0,27	0,02	0,02	0,35	100,55	1,35	6,08	1,68
M65	60,37	21,08	1,06	1,42	0,77	5,45	7,45	rd	0,97	0,04	0,07	0,74	99,42	2,37	7,27	3,08
M69	66,43	19,29	0,20	0,76	0,79	0,33	10,75	0,09	0,33	rd	0,06	0,76	99,79	0,94	6,28	1,19
M610	49,88	19,68	0,71	2,11	11,33	4,49	5,33	0,09	0,20	0,09	0,05	5,64	99,60	2,75	58,11	0,24
HAUTE-UBAYE																
PP25	68,44	17,48	2,06	rd	0,65	0,63	10,78	rd	0,35	0,03	0,07	0,24	100,73	1,85	4,89	2,85
66	59,25	16,89	3,18	rd	3,34	6,77	5,01	0,01	0,34	0,04	0,04	5,23	100,10	2,86	29,76	0,86
617	65,00	18,50	0,29	2,60	1,02	2,59	8,86	0,09	0,32	0,01	0,07	0,57	99,92	2,86	7,95	2,80
619	56,35	19,80	0,39	3,56	5,12	1,44	9,46	0,18	0,38	0,04	0,03	2,30	99,05	3,91	27,42	0,76
628	58,97	18,70	0,52	4,73	0,83	4,64	8,66	0,14	0,26	0,01	0,03	1,82	99,31	5,20	5,60	6,26
631	65,54	15,60	0,23	2,07	3,79	2,17	9,02	0,13	0,22	0,02	rd	0,25	99,04	2,26	24,91	0,60
640	64,24	16,40	0,40	3,64	3,06	1,00	5,34	3,58	0,48	0,04	0,12	2,22	100,44	4,00	19,25	1,31
646	61,34	17,75	4,06	rd	0,33	1,45	11,09	0,03	0,37	0,01	0,11	0,10	96,64	3,65	2,18	11,07
Steen, 1972																
SI26	65,04	17,40	1,91	0,28	0,99	1,90	11,35	0,10	0,28	0,02	0,07	0,31	99,65	2,00	6,86	2,02
SI27	64,70	18,75	2,13	0,77	1,09	0,74	9,47	<0,1	0,51	0,01	0,08	1,17	99,42	2,69	8,23	2,47

ANNEXE 4B : TENEURS EN ELEMENTS-TRACES DES ALBITITES

	Y	Sr	Rb	Zr	Nb
MONTGENEVRE					
CHI0	200	22	1	848	24
CH37	114	43	1	350	39
CH72	103	47	0	316	27
CH73	109	43	0	263	35
CH76	205	184	1	1149	22
CHI27	136	211	2	1184	9
CHI29	116	210	0	1033	8
80CH20	266	21	2	959	33
80CH21	336	40	1	958	32
83CH34	315	30	1	1186	36
83CH37	296	16	1	1079	26
83CH39	263	20	1	985	30
Bertrand et al., 1987					
M61	197	6		835	12
M62	307	23		1047	24
M63	235	19		1000	40
M64	274	6		972	8
M66	186	396		1165	9
M69	85	30		365	27
M610	127	77		325	40
HAUTE-UBAYE					
PP25	106	15	3	364	13
66	147	300	0	410	19
617	125	37	4	587	14
619	237	15	7	567	28
628	134	336	5	419	20
631	110	14	1	418	18
640	176	154	5	485	25

Les analyses provenant de la bibliographie, et figurant dans les diagrammes, sont extraites des références ci-dessous :

Bertrand et al (1982), Bertrand et al (1987), Lewis et Smewing (1980); Mevel (1975a); Steen (1972).

**ANNEXE 4C : TENEURS EN TERRES-RARES DES ECHANTILLONS DES
DIFFERENTS GROUPES PETROGRAPHIQUES**

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	Th	Ta	Hf	Cr
MONTGENEVRE														
Albitites														
CH37	31,18	87,06	40,42	6,11	0,47	4,98	1,41	2,70	18,30	2,92	4,42	2,79	13,93	16,55
CH72	31,56	75,57	35,79	8,62	0,60		1,76		16,52	2,44	3,43	5,99	12,34	
CH73	25,88	75,25	37,09	7,00	0,61	6,99	1,82	2,69	17,72	2,75	5,56	4,11	14,36	25,84
CH127	19,19	57,29	49,14	13,87	3,67		2,86		17,12	2,50	0,82	0,74	23,68	
CH129	18,31	58,17	51,74	10,91	2,99	14,05	2,80	2,49	15,44	2,32	1,16	0,57	23,04	14,79
80CH20	28,16	87,25	61,77	17,86	1,90	24,96	5,39	4,88	31,33	4,90	3,17	2,60	35,95	11,51
80CH21	49,19	138,91	96,89	27,12	5,10		6,24		40,00	5,43	3,84	3,10	0,56	
Laves en coussins														
CH85	6,01	19,56	15,27	4,55	1,46		1,31		1,76	0,27	11,12	0,34	5,69	350,33
CH119	6,37	19,19	16,74	5,66	1,62		1,18		4,89	0,71	1,63	0,31	4,28	
CH121	4,21	13,56	10,31	3,12	1,01		0,75		1,68	0,50	0,29	0,24	2,73	160,82
Lewis et Smewing, 1980														
MG67	4,40	14,50	14,00	5,00	1,60	6,60	1,10	0,70	4,27	0,67	0,20	0,33	3,76	
MG84	4,40	15,50	14,30	4,80	1,65	6,43	1,00	0,65	4,13	0,67	0,20	0,30	3,66	
4A	8,40	16,75	15,00	4,50	1,51	5,60	0,98	0,65	3,71	0,61	0,20	0,24	3,70	
MG40	8,73	25,00	20,66	6,80	1,58	5,60	1,26	0,78	5,15	0,83	0,30	0,50	5,32	
MG41	3,42	15,77	13,84	4,50	1,45	4,33	1,00	0,60	3,73	0,61	0,20	0,30	3,52	
MG45	9,87	23,50	nd	6,68	1,89	7,73	1,29	0,89	5,40	nd	0,85	0,50	5,35	
MG26A	5,80	9,94	7,94	2,70	0,97	3,70	0,55	0,35	2,13	0,32	nd	0,18	2,00	
MG38A	6,50	13,20	13,80	4,40	1,51	5,50	0,93	0,62	3,80	0,58	0,33	0,26	3,54	
MG23A	6,40	17,40	11,80	3,90	1,20	4,90	0,81	0,37	3,00	0,49	0,25	0,31	3,00	
MG24A	6,50	16,50	12,00	3,90	1,34	4,66	0,80	0,52	3,14	0,49	0,16	0,28	3,16	
MG23	6,86	15,47	14,08	4,35	1,47	4,87	0,88	0,50	3,30	0,54	0,20	0,29	3,12	
Filons														
CH4	2,94	15,77	83,53	3,05	1,13		0,70		4,44	0,40	0,03		2,42	261,13
CH36	8,19	27,56	23,44	7,20	2,52		1,83		4,13	1,10	0,40	0,33	0,49	190,23
CH46	3,32	13,65	10,42	3,13	1,18		0,80		1,63	0,46	0,46	0,24	2,70	285,26
CH122	3,96	13,22	9,75	2,93	1,21		0,73		1,59	0,47	0,30	0,23	2,49	264,51
CH165	4,59	12,05	7,76	3,71	1,16		0,71		2,71	0,42	0,23	0,24	2,48	7,12
CH43	5,94	18,91	15,31	5,57	1,85	6,82	1,28	0,91	4,87	0,92	0,54	0,24	4,06	0,00
CH145	4,60	15,79	12,47	4,71	1,63	6,82	1,06	0,78	4,00	0,60	0,07	0,19	3,49	215,19
CH148	7,02	22,34	17,83	6,21	2,38		1,53		3,39	0,92	0,34	0,29	535,00	98,60
Roches basiques sauf coulees en coussins, filons, dolerites massives														
CH88	2,71	10,33	7,95	2,71	0,99		0,60		2,14	0,34	0,26	0,18	2,10	
CH113	7,11	24,19	20,32	5,38	1,93		1,36		3,02	0,91	0,46	0,30	5,52	160,82
CH89	3,62	10,17	6,20	2,87	0,89		0,44		2,11	0,35	0,23	0,23	2,23	
CH168	2,52	8,73	7,07	2,00	0,79		0,73		1,33	0,63	0,31	0,25	4,23	225,94
Dolerite														
CH96	3,68	9,48	8,23	3,30	1,27		0,77		2,21	0,39	0,24	0,25	2,25	
HAUTE-UBAYE														
Albitites														
G17	34,59	98,08	56,96	11,02	1,26	11,20	2,52	3,00	19,43	3,11	2,62	1,69	21,10	25,35
G19	55,31	145,85	82,85	22,82	2,40	26,84	5,88	4,77	31,29	4,78	5,10	1,83	23,83	13,35
G28	24,23	66,19	42,26	11,17	0,90		2,50		19,08	2,88	2,18	1,69	15,64	
G31	18,78	52,20	29,81	8,26	1,09		1,91		19,70	3,14	1,63	1,60	0,41	
G40	27,46	79,86	63,53	17,47	3,77		3,39		16,77	2,37	0,81	1,14	24,10	
Filons														
PP41	3,00	12,12	11,90	4,26	1,01		0,93		1,72	0,48	0,38	0,23	4,51	225,69
Dolerites														
PP57D	11,16	34,95	27,48	10,90	3,68		1,91		8,07	1,11	0,36	0,44	8,65	
PC6	4,72	13,71	11,17	5,07	1,65		0,89		3,22	0,52	0,28	0,28	3,11	
PC18	1,59	5,45	4,12	1,71	0,67		0,31		1,08	0,18	0,16	0,17	1,22	
PC29	1,16	1,99	2,51	1,11	0,73		0,29		0,76	0,14	0,24	0,05	0,48	

**ANNEXE 4D : TENEURS EN ELEMENTS-MAJEURS DES ROCHES DU
MONTGENEVRE (SF ALBITITES)**

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	H2O+	TOTAL	FeOT	SI
MONTGENEVRE															
Laves en coussins aphyriques															
CH28	48,87	15,07	9,67	nd	8,07	8,00	3,77	1,06	1,86	0,18	0,29	3,27	100,11	8,70	37,36
CH30	50,81	15,29	9,09	nd	5,51	8,94	4,05	0,01	2,03	0,17	0,27	3,19	99,36	8,18	31,04
CH52	49,04	16,24	8,02	nd	8,00	9,47	4,70	0,02	1,50	0,15	0,25	3,34	100,73	7,22	40,12
CH59	50,66	15,38	9,45	nd	6,61	8,52	5,17	0,06	1,93	0,15	0,17	2,58	100,68	8,50	32,49
CH85	53,52	14,87	8,37	nd	5,78	9,15	5,38	nd	1,74	0,18	0,25	1,95	101,19	7,53	30,92
CH114	53,41	13,99	11,34	nd	5,35	5,69	6,42	nd	1,65	0,16	0,27	1,56	99,84	10,21	24,34
CH115	54,73	14,80	8,42	nd	4,95	8,02	4,61	0,01	1,75	0,20	0,22	1,99	99,70	7,58	28,87
Laves en coussins porphyriques															
CH119	51,21	15,30	8,30	nd	5,04	8,02	6,35	0,01	1,94	0,14	0,30	4,46	101,07	7,47	26,71
CH120	52,35	14,92	8,15	nd	6,83	9,22	5,93	nd	1,35	0,20	0,20	1,50	100,65	7,34	33,99
Laves en coussins doleritiques															
CH121	53,05	14,86	7,18	nd	7,65	6,93	8,14	0,03	1,37	0,16	0,22	2,14	101,73	6,46	34,33
CH125	52,44	13,31	7,57	nd	5,70	9,26	8,51	nd	2,05	0,17	0,33	1,45	100,79	6,81	27,11
Filons aphyriques															
CH4	51,31	16,82	7,14	nd	7,95	8,84	3,04	0,03	1,40	0,15	0,13	2,90	99,71	6,43	45,57
CH34	40,08	14,57	9,50	nd	12,15	17,63	nd	0,07	2,16	0,25	0,55	4,45	101,41	8,55	58,50
CH38	37,26	16,15	10,73	nd	13,70	15,55	nd	nd	2,21	0,24	0,47	5,77	102,08	9,66	58,65
CH46	49,23	16,33	7,91	nd	8,81	9,79	3,73	0,07	1,34	0,16	0,20	2,80	100,37	7,12	44,66
CH122	51,12	15,23	7,34	nd	7,62	9,35	5,55	0,08	1,27	0,19	0,20	2,13	100,08	6,61	38,38
CH124	51,77	15,94	7,59	nd	8,08	7,97	6,56	0,02	1,37	0,15	0,18	2,36	101,99	6,83	37,60
CH132	50,22	13,92	10,02	nd	6,66	7,60	6,09	0,04	2,44	0,11	0,28	2,25	99,63	9,02	30,54
CH133	51,42	12,11	8,79	nd	7,24	11,67	3,32	nd	1,47	0,18	0,21	1,16	97,57	7,91	39,20
CH164	52,94	15,39	8,55	nd	9,64	5,65	4,83	0,08	1,43	0,18	0,19	2,45	101,33	7,70	43,34
CH165	53,00	14,30	8,26	nd	10,29	5,66	5,10	nd	1,51	0,17	0,20	2,29	100,78	7,43	45,08
Filons porphyriques															
CH108	50,38	16,56	8,95	nd	7,85	7,93	3,08	0,06	1,62	0,15	0,23	2,83	99,64	8,06	41,22
CH166	48,24	15,92	8,74	nd	8,22	10,45	3,35	0,04	1,50	0,16	0,24	3,10	99,96	7,87	42,21
Filons doleritique															
CH43	49,72	14,54	11,59	nd	7,05	7,20	5,26	0,02	1,97	0,21	0,22	2,50	100,28	10,43	30,97
CH45	49,14	15,57	8,79	nd	8,49	9,96	3,96	0,06	1,49	0,16	0,24	2,96	100,82	7,91	41,57
CH145	50,09	15,05	10,37	nd	7,57	8,28	4,77	nd	1,83	0,20	0,22	2,61	100,99	3,33	34,93
CH148	39,41	17,13	10,99	nd	6,77	19,87	nd	nd	2,31	0,21	0,30	3,14	100,13	9,89	40,63
Roches basiques autres que coulees massives, filons, dolerites massives															
CH81	52,46	14,57	9,52	nd	7,47	8,14	5,00	0,05	1,50	0,17	0,15	1,82	100,85		

**ANNEXE 4F : TENEURS EN ELEMENTS-TRACES DES ROCHES
BASIQUES DU MONTGENEVRE**
**ANNEXE 4G : TENEURS EN ELEMENTS-TRACES DES ROCHES
BASIQUES DE HAUTE-UBAYE**
**ANNEXE 4E : TENEURS EN ELEMENTS-MAJEURS DES ROCHES DE
HAUTE-UBAYE (SF ALBITITES)**

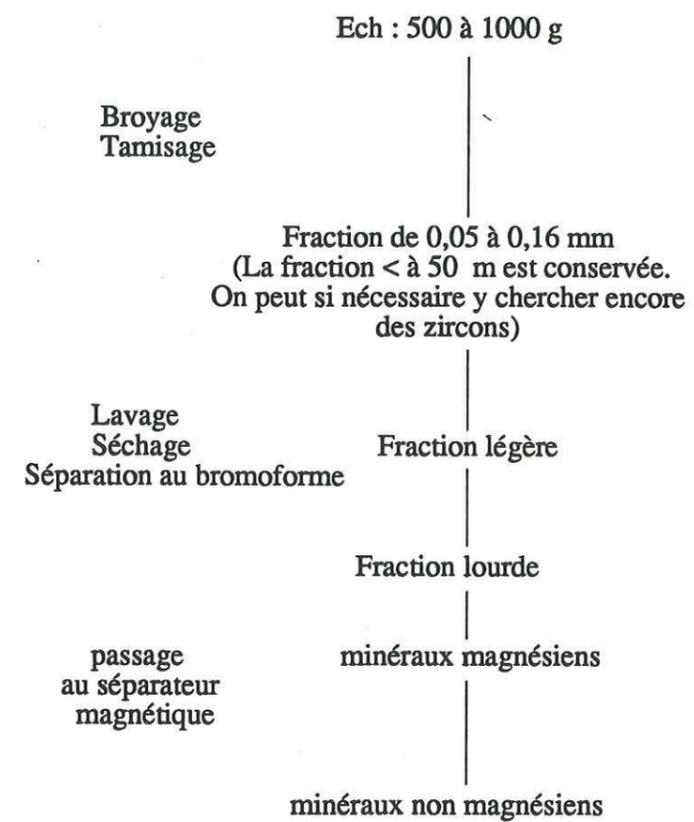
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	TOTAL	FeOT	SI
Laves en coussins aphyriques															
PP1	52,05	15,72	7,36	nd	5,09	8,41	5,53	nd	1,39	0,14	0,22	3,16	99,07	6,62	29,52
PP2	57,68	14,87	7,03	nd	5,30	3,65	5,48	2,40	1,57	0,10	0,18	2,08	100,34	6,33	27,17
PP5	50,51	14,51	9,38	nd	8,58	6,26	4,35	0,11	1,93	0,15	0,26	3,23	99,27	8,44	39,94
PP6	52,98	13,89	9,16	nd	7,74	6,60	4,61	0,09	1,95	0,14	0,25	2,55	99,96	8,24	37,42
PP65	48,98	15,19	9,47	nd	7,38	8,70	3,11	0,48	2,04	0,16	0,26	4,18	99,95	8,52	37,86
R61	54,67	15,05	8,41	nd	4,24	3,36	8,25	0,59	1,74	0,09	0,22	3,79	100,41	7,57	20,53
R62	51,54	15,82	8,42	nd	6,19	5,53	7,15	0,22	1,52	0,15	0,16	3,89	100,61	7,58	29,28
R610	48,91	15,79	9,43	nd	5,04	10,09	3,81	nd	1,79	0,14	0,29	5,37	100,66	8,49	29,07
Filons aphyriques															
PP41	48,59	15,18	6,26	nd	7,02	6,87	4,37	0,48	1,00	0,13	0,12	10,33	100,35	5,63	40,11
PP75	51,88	13,42	9,76	8,35	nd	6,03	5,32	0,09	2,02	0,18	0,27	2,30	99,62	17,13	0,00
PC2	49,65	16,05	9,91	nd	7,93	4,87	5,59	0,08	1,93	0,15	0,22	4,09	100,47	8,92	35,21
Filons porphyriques															
PC27	44,53	15,53	8,76	nd	9,03	13,27	1,96	nd	1,62	0,28	0,35	3,98	99,28	7,88	47,92
PC28	38,44	17,96	7,13	nd	12,73	14,93	nd	0,16	1,57	0,31	0,29	6,96	100,48	6,42	65,93
Roches basiques autres que coule'es massives, filons, dolerites massives															
G29	51,13	16,05	5,29	nd	4,33	4,41	8,35	0,12	0,83	0,07	0,29	9,76	100,63	4,76	24,66
G36	35,70	27,17	12,63	nd	8,82	10,50	0,09	0,85	1,25	0,15	0,43	2,83	100,42	11,37	41,75
PP20	48,60	14,32	11,71	nd	0,65	0,63	10,78	nd	0,35	0,03	0,07	0,24	87,38	10,54	2,96
PP63'	47,54	14,67	10,15	nd	7,71	8,32	5,05	0,18	1,81	0,18	0,23	3,33	99,17	9,14	34,93
Dolerites															
PP8	48,06	12,32	15,99	nd	6,21	5,67	4,02	nd	4,74	0,27	0,44	2,94	100,66	14,39	25,22
PP9	48,02	15,20	8,17	nd	9,47	9,93	3,24	0,31	1,41	0,18	0,20	3,74	99,87	7,35	46,48
PP10	50,18	14,63	nd	nd	8,69	9,65	4,10	0,17	1,20	0,13	0,18	4,42	93,35	0,00	67,05
PP48	46,80	16,33	7,61	nd	10,42	9,95	3,05	nd	1,29	0,14	0,20	3,87	99,66	6,85	51,28
PP53D	51,68	16,73	6,42	nd	8,08	7,81	4,91	0,47	1,12	0,14	0,19	2,97	100,52	5,78	42,00
PP57D	50,10	13,38	16,09	nd	4,71	5,03	5,15	0,06	4,18	0,18	0,65	2,34	101,87	14,48	19,30
PC4	51,39	16,72	6,64	nd	7,38	5,87	6,38	0,51	1,05	0,10	0,13	3,53	99,90	5,98	36,10
PC8	36,26	16,94	10,98	nd	13,94	8,63	0,47	1,31	1,81	0,18	0,24	10,40	101,16	9,88	54,45
PC12	42,27	17,10	8,95	nd	10,42	12,41	1,19	nd	1,77	0,29	0,34	5,50	100,24	8,06	52,99
PC14	49,06	16,68	6,87	nd	8,75	6,54	5,45	0,42	0,81	0,10	0,10	4,23	99,01	6,18	42,06
PC18	33,64	19,44	4,27	nd	7,34	10,55	0,70	nd	0,48	0,09	0,12	5,34	81,97	3,84	61,77
PC23	40,32	17,60	7,00	nd	11,51	15,83	1,21	nd	0,87	0,20	0,09	6,38	101,01	6,30	60,52
Breche	49,42	15,44	9,05	nd	7,34	5,26	0,41	0,01	2,26	0,16	0,47	3,54	93,51	8,15	46,15
Gabbros															
PP27	50,29	15,21	9,23	nd	10,01	3,75	5,13	0,11	0,46	0,14	0,07	5,06	99,46	8,31	42,49
Serpentinites															
PP22	40,08	2,22	7,49	nd	36,54	nd	nd	nd	0,05	0,06	nd	12,97	99,41	6,74	84,43
PP31	37,39	4,27	12,91	nd	32,64	1,47	nd	nd	0,29	0,16	0,05	10,40	99,58	11,62	73,75
PP32	38,33	4,85	13,22	nd	30,83	2,03	nd	nd	0,41	0,19	0,05	10,09	100,00	11,90	72,15

	Y	Sr	Rb	Zr	Nb		Y	Sr	Rb	Zr	Nb
MONTGENEVRE											
Laves en coussins aphyriques											
CH28	41	119	13	168	2						
CH30	50	107	1	208	5						
CH52	32	174	1	136	3						
CH59	41	182	1	165	3						
CH85	40	130	1	176	5						
CH114	42	90	2	183	4						
CH115	45	140	1	187	4						
Laves en coussins porphyriques											
CH119	48	219	1	198	6						
CH120	32	192	1	127	4						
Laves en coussins dole'ritiques											
CH121	31	216	1	124	4						
CH125	30	157	0	212	5						
Filons aphyriques											
CH34	58	564	2	238	5						
CH38	53	330	2	242	8						
CH46	31	233	2	119	5						
CH122	23	266	2	115	4						
Filons porphyriques											
CH108	40	243	2	152	4						
CH166	28	148	1	116	4						
Filons dole'ritiques											
CH43	49	268	1	184	5						
CH145	42	226	1	147	4						
CH148	54	910	1	203	5						
Roches basiques autres que laves en coussins, filons et dole'rites massives, aphyriques											
CH81	32	222	1	142	3						
CH82	32	245	2	135	2						
CH87	26	289	0	112	5						
CH88	25	260	2	105	2						
CH112	44	163	2	188	5						
CH113	51	123	2	222	6						
...porphyriques											
CH89	27	280	1	106	2						
CH118	41	88	3	167	4						
...dole'ritiques											
CH110	25	244	3	122	3						
CH168	0	7	1	1777	34						
CH170											
Dole'rites											
CH15	23	228	2	93	2						
CH25	35	153	1	144	3						
CH96	26	209	1	104	3						
CH97	39	55	0	160	4						
Bre'ches											
CH83	31	163	1	132	2						
HAUTE-UBAYE											
Laves en coussins aphyriques											
PP65	45	108	4	195	5						
Filons aphyriques											
PP41	25	16	2	185	4						
PP75	41	49	2	180	3						
Filons porphyriques											
PC27	32	114	2	159	3						
PC28	33	103	4	154	4						
Roches basiques autres que laves en coussins, filons et dole'rites massives, aphyriques											
G29	55	271	30	183	23						
G36	79	134	5	1732	3						
PP63'	44	44	2	181	3						
Dole'rites											
PP48	32	79	1	112	3						
PP53D	25	66	5	95	3						
PP57D	77	84	1	369	7						
PC											

ANNEXE 5

Préparation des échantillons en vue de l'étude typologique des zircons.

Méthode préconisée par Pupin (1976); Pupin et Turco (1975), Tessier (1979).



Etude des populations concentrées sur lames minces.

Thèse d'Université
en Géologie Appliquée

Titre de l'ouvrage :

La lithosphère océanique de la Tethys ligure. Etude des magmatismes basiques et acides (Massifs ophiolitiques du Montgenèvre et de Haute-Ubaye).

Auteur : Béatrice CHAPELLE

Etablissement : Université Joseph Fourier

Résumé

Les termes acides et basiques des massifs ophiolitiques du Montgenèvre et de Haute-Ubaye sont étudiés en parallèle dans ce travail.

L' étude pétrographique (notamment l'étude typologique des zircons pour les albitites) et la géochimie des éléments majeurs confirment la nature tholéitique des magmas étudiés. L'étude du comportement des éléments traces (Zr, Y, Nb, Th, Cr, REE) permet de mettre en évidence, pour le Montgenèvre, une évolution continue des roches basiques conduisant de basaltes enrichis en LREE, situés à la base de la série, à des basaltes appauvris en LREE (N-MORB typiques) tardifs et représentés par les coulées aphyriques supérieures et certains filons dolérito-basaltiques. Une telle évolution paraît refléter une fusion partielle dynamique, seule capable d'expliquer les variations importantes du rapport La/Sm. Les roches basiques de Haute-Ubaye montrent une plus grande homogénéité géochimique que celles du Montgenèvre avec une majorité de spectres de terres rares bombés. Les variations du taux de fusion partielle (Montgenèvre) et les caractères de la cristallisation fractionnée (Montgenèvre et Haute-Ubaye) sont précisés.

L'étude des éléments-traces des albitites des deux ensembles révèle également la diversité géochimique de ces roches et vraisemblablement l'existence de plusieurs souches parentales.

Au Montgenèvre, seules les albitites massives de la Replatte du Gondran (Chenaillet) peuvent être considérées comme cogénétiques des basaltes en coussins. Les albitites de la Punta Rascia (Italie) seraient plus anciennes, postérieures au premier épisode magmatique à l'origine de la grande masse gabbroïque du Montgenèvre. En Haute-Ubaye, il n'existe aucune filiation géochimique nette entre les roches basiques et les roches acides.

Les observations de terrain et les données géochimiques permettent d'envisager une évolution temporelle complexe où les termes effusifs paraissent s'être mis en place tardivement et latéralement par rapport au rift océanique.

L'étude typologique des zircons des éléments acides d'une brèche polygénique située à l'interface ophiolite-sédiments dans la partie orientale du massif a montré la nature calco-alkaline de certains de ces éléments. Par comparaison avec des brèches semblables étudiées dans le Queyras, ces éléments pourraient provenir du démantèlement de la croûte continentale voisine. Ainsi, les ophiolites du Montgenèvre sont, par leur position structurale et leurs caractéristiques géochimiques, à rapporter vraisemblablement aux premiers termes du magmatisme océanique téthysien.

MOTS CLES : Alpes Occidentales, Ophiolite, Pétrographie, Géochimie, MORB, Fusion Partielle Dynamique, Albitites, Basaltes, Tholeites, Eléments Majeurs et Traces, REE.