



**HAL**  
open science

**Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises) : utilisation originale de projections géochimiques sélectives préalables à l'analyse en composantes principales**

Georges Buffet Croix Blanche

► **To cite this version:**

Georges Buffet Croix Blanche. Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises) : utilisation originale de projections géochimiques sélectives préalables à l'analyse en composantes principales. *Géochimie*. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1981. Français. NNT : . tel-00654178

**HAL Id: tel-00654178**

**<https://theses.hal.science/tel-00654178>**

Submitted on 21 Dec 2011

**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.



BUFFET-CROIX-BLANCHE (G.)

N° 19 - AOUT 1984

classée à Thèse Grenoble

# SCIENCES DE LA TERRE

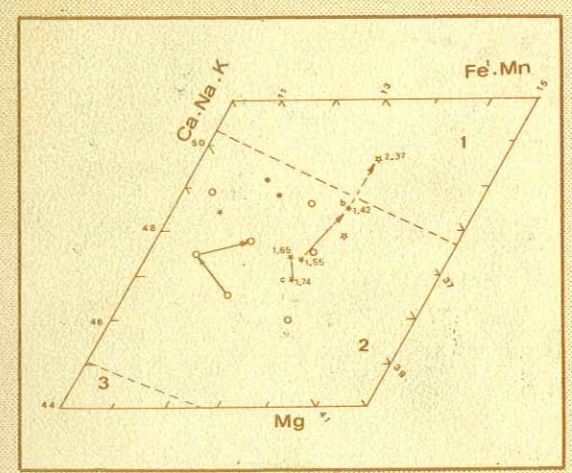
Souvenue en 1981

## INFORMATIQUE GÉOLOGIQUE

75 OCT 1984

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

4



### VARIABILITÉ DES CARACTÈRES SPILITIQUES ET MAGMATIQUES DU VOLCANISME ALCALIN TRIASIQUE DU MASSIF DES ÉCRINS-PELVOUX

Alpes Françaises

par

Georges BUFFET-CROIX-BLANCHE

ANNALES DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE ET DE PROSPECTION MINIÈRE  
DU CENTRE DE RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES (C.N.R.S.)  
ET DES LABORATOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ NANCY (FRANCE)

# SCIENCES DE LA TERRE

ANNALES DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE ET DE PROSPECTION MINIÈRE  
DU CENTRE DE RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES (C.N.R.S.)  
ET DES LABORATOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ - NANCY (FRANCE)

Éditées par la

FONDATION SCIENTIFIQUE DE LA GÉOLOGIE ET DE SES APPLICATIONS

94, Avenue de Lattre de Tassigny - 54000 NANCY (France)

FONDATEUR DE « SCIENCES DE LA TERRE »

† Professeur Marcel ROUBAULT, Membre de l'Académie des Sciences.

DIRECTEUR DE LA PUBLICATION

M. Jean HILLY, Professeur de Géologie à l'Université de Nancy I.

COMITÉ DE PATRONAGE

MM. Robert LAFFITTE, Paris; Georges MILLOT, Strasbourg; Maurice ROQUES, Clermont-Ferrand;  
Pierre ROUTHIER, Paris; Eugène WEGMANN, Neuchâtel (Suisse); Jean WYART, Paris.

---

## SÉRIE "INFORMATIQUE GÉOLOGIQUE"

Dirigée par M. Jean-Jacques ROYER, Ingénieur de Recherche au C.N.R.S.  
Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy.

N°19 (mars 1984) : BUFFET-CROIX-BLANCHE (G.). - Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du Massif des Écrins - Pelvoux (Alpes françaises). Utilisation originale de projections géochimiques sélectives préalables à l'analyse en composantes principales.  
1 volume de 254 pages, avec 57 figures et 28 tableaux.

ISBN 2 - 85555 - 003 - 3 | ISSN 0335-9255

G. BUFFET

Georges BUFFET-CROIX-BLANCHE

---  
**VARIABILITE DES CARACTERES SPILITIQUES ET  
MAGMATIQUES DU VOLCANISME ALCALIN  
TRIASIQUE DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX**  
**Alpes Françaises**  
---

UTILISATION ORIGINALE DE PROJECTIONS GEOCHIMIQUES SELECTIVES PREALABLES  
A L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

5 OCT. 1984

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

(Manuscrit reçu en Janvier 1983)

SCIENCES DE LA TERRE, *Série Informatique Géologique*, n° 19  
254 pages, 57 figures, 28 tableaux  
Nancy, Janvier 1984

His results, brought about by the very soul and essence of method, have, in truth, the whole air of intuition. The faculty of resolution is possibly much invigorated by mathematical study, and especially by that highest branch of it which, unjustly, and merely on account of its retrograde operations, has been called, as if par excellence, analysis. Yet to calculate is not in itself to analyse.

Edgar Allan Poe

(Tales of Mystery and Imagination)  
(The murders in the rue Morgue)

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

A deux de mes grands-pères

Euchariste BUFFET-CROIX-BLANCHE  
Georges MALLIAROPoulos

qui chacun à leur manière m'ont légué ce que je suis.

La synthèse des recherches présentées dans ce mémoire est une étape dans le contrat qui me lie avec le CNRS. C'est donc tout naturellement à ceux qui m'ont fait confiance et qui ont cru en mon programme que sont adressés mes premiers remerciements.

Que tous ceux qui m'ont aidé ou qui ont contribué, selon leur disponibilité, aux résultats présentés ici trouvent dans l'aboutissement de cette thèse la meilleure expression de ma reconnaissance. Tous les travaux effectués sur les spilites du Pelvoux n'ont pas été présentés ; certains résultats encore trop fragmentaires laissent prévoir une continuité sur un sujet passionnant qui est loin d'avoir été épuisé.

C'est aussi à ceux qui ont accepté la responsabilité de sanctionner mon travail que je voudrais témoigner ma gratitude, et que l'on veuille bien m'excuser si je bouscule quelque peu le protocole en citant en premier le Professeur D.M. Shaw, Doyen de l'Université Mc Master à Hamilton (Ontario), qui même à plusieurs milliers de kilomètres et malgré ses lourdes responsabilités, est resté si proche de la petite équipe de volcanologie de Grenoble. Acceptant de lire les fragments de manuscrit provisoire, *en français*, il n'a pas cessé de m'apporter aide, conseils et encouragements. Que ce travail ne le déçoive pas et surtout qu'il soit suffisamment constructif pour la suite du programme qui devrait se poursuivre dans son laboratoire.

C'est aussi au Professeur M. Vuagnat, Directeur du Département de Minéralogie de l'Université de Genève, que je m'adresse. Je reste admiratif de sa notoriété et de sa compétence en matière de paléovolcanisme. Gentillesse, hospitalité, ouverture aux techniques et aux problèmes nouveaux, sont autant de raisons d'espérer avec plaisir des prolongements concrets de cette collaboration entre les deux universités voisines de Genève et Grenoble.

A tous les autres membres de ce Jury je voudrais témoigner également ma reconnaissance :

- A Monsieur le Professeur R. Michel, président de ce Jury. Par quelques remarques ou citations à propos, il a réorienté une recherche quelquefois hésitante.
- A Monsieur le Professeur G. Rocci mon parrain au CNRS. C'est en croyant à l'originalité des spilites du Pelvoux qu'il a contribué à y déceler phénomènes et mécanismes inédits.
- A Monsieur le Professeur T. Juteau, animateur du groupe français pour l'étude des paléovolcanites. L'esprit de son essai de classification, inédit, où apparaissent spilites et metabasaltites, devrait ressortir de mon travail.
- A Monsieur P. Leymarie, Maître de Recherche au CNRS. Il a été mon soutien dans mon apprentissage de la transposition géochimique des techniques statistiques. Il est en partie responsable de l'aspect méthodologique original de cette thèse.
- A Madame N. Vatin-Perignon, Maître de Recherche au CNRS. Leader de cette petite équipe de Grenoble, son dynamisme et sa confiance auront été capitaux dans les moments de découragement.

Mais c'est avec quelques regrets que je m'adresse à Monsieur H. de La Roche, Directeur de Recherche au CNRS. Ses très nombreuses activités actuelles à la direction du BRGM, ne lui ont malheureusement pas permis de faire partie de ce Jury. Au prix d'une très longue et laborieuse cor-

respondance, nous avons discuté des problèmes de dualité de la statistique et des diagrammes géochimiques.

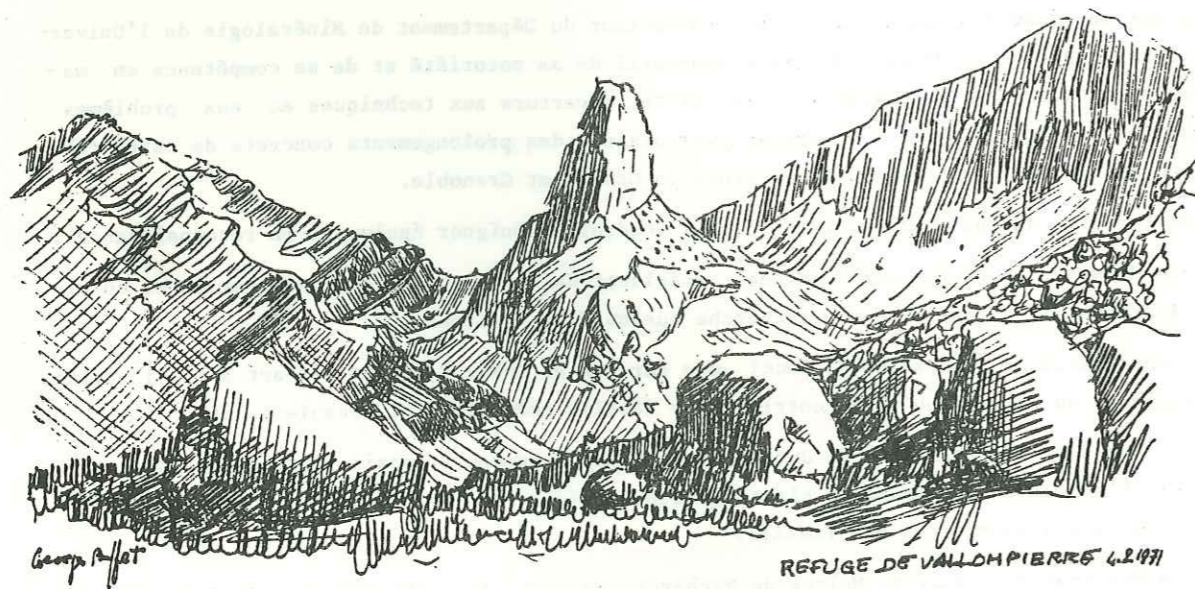
Enfin, la curiosité toute scientifique de S. Wilhelm sur la signification des microtextures feldspathiques m'a apporté quelques déterminations capitales.

Que Monsieur le Professeur R. Letolle, à qui je dois les analyses isotopiques des carbonates, étayant la "deuxième conclusion" de mon travail, soit remercié de sa bienveillance.

Enfin que tous ceux qui n'ont pas été cités dans cette liste déjà longue, se rassurent, je saurai faire moi-même la part de toutes ces aides matérielles ou morales apportées selon la disponibilité de chacun.

Je termine en révenant vers cette petite équipe de Grenoble, toujours remise en cause par de nouveaux doctorants, mais jamais étouffée de nouveaux chercheurs ou personnel. C'est à la ténacité et à la tolérance de N. Vatin-Pérignon que l'on doit des travaux originaux et à multiples facettes sur la volcanologie. Que ma thèse en soit un nouvel exemple et qu'elle marque une étape d'une collaboration qui dure depuis dix ans.

Je souhaite enfin dédier ce travail à Hélène et nos enfants. Je les ai beaucoup négligés ces derniers temps. Que tous trouvent dans l'achèvement de cette thèse la récompense de leurs efforts et la justification de mes humeurs.



## RESUME

Les volcanites spilitiques du massif des Ecrins-Pelvoux, qui comprennent un réseau filonien traversant le socle anté-triasique et des coulées subaériennes interstratifiées dans les dolomies du Trias supérieur, marquent la période pré-rift de la plate-forme alpine occidentale. Dans quelques rares cas les coulées les plus tardives se prolongent jusque dans les sédiments argilo-calcaires de la marge téthysienne, active ici à partir de l'Hettangien.

Toutes les variantes de la structure doléritique sont présentes dans le réseau filonien et dans les coulées les plus épaisses. Les roches effusives, habituellement plus microlitiques que les filons sont aussi plus sévèrement remplacées par une paragenèse minérale de chlorite, albite (ou feldspath potassique) et carbonate. Les dykes, en général moins altérés, montrent cependant quelques bordures et diverticules intensément recristallisés et parfois disloqués au point de prendre le faciès de véritables brèches à ciment carbonaté.

Toutefois, malgré l'intense altération, une minéralogie relique est encore observable, tant dans les coulées que dans les filons. Les analyses à la microsonde donnent des compositions de pyroxènes des séries alcalines non-néphéliniques. Le plagioclase relique affiche des valeurs depuis An60 jusqu'à celles de l'anorthose, avec des cas de compositions coexistantes suggérant la syncristallisation de deux feldspaths différents à partir de liquides alcalins ou de liquides basaltiques résiduels. Le sphène, proche du pôle titanifère, lui aussi est comparable à celui des roches alcalines.

La paragenèse de basse température montre une distribution spatiale et des variations minéralogiques quantitatives en disharmonie avec les effets du métamorphisme syntectonique qui affecte l'ensemble du socle dans le faciès schistes verts et qui décroît graduellement dans la couverture.

Dans l'ensemble la géochimie des éléments majeurs montre pour les roches les moins altérées une parenté avec les laves basaltiques alcalines. Mais les représentations géochimiques conventionnelles enregistrent une dispersion considérable. Celle-ci oblitère complètement le chimisme initial des échantillons les plus spilitiques. Pour contourner cette difficulté une adaptation originale de l'analyse statistique a été utilisée. La méthode, appelée "projections géochimiques sélectives" vise à neutraliser les variations chimiques bien connues en utilisant une projection orthogonale appropriée. Une telle projection (application linéaire généralisée) couplée à l'analyse en composantes principales permet d'obtenir le meilleur écran géochimique pour visualiser des variations habituellement oblitérées par des fluctuations de grande amplitude mais sans intérêt. Le but des projections sélectives est le même que celui des diagrammes géochimiques conventionnels, mais la généralisation mathématique permet la neutralisation *simultanée de plusieurs effets dispersifs*. De plus, avec le programme BASIC écrit pour cette étude, les composantes de la projection peuvent être définies :

- soit par des modèles linéaires théoriques tel le fractionnement d'une espèce cristalline ou tel autre mélange magmatique ;
- soit calculés comme la différence entre deux compositions distinctes d'un système naturel de différenciation effectivement observé. La simulation de la dispersion géochimi-



que due aux incertitudes des mesures et la connaissance des limites d'utilisation de la méthode sont aussi indispensables pour son utilisation.

La méthode est principalement utilisée ici pour atténuer les effets majeurs de la spilitisation. Toutefois une analyse statistique préliminaire classique permet de bien préciser le comportement de *chacune des composantes de la spilitisation* des volcanites à carbonate du massif des Ecrins-Pelvoux. La teneur en carbonate (calcique ou magnésien) montre une très nette corrélation négative avec la teneur en feldspaths alcalins (sodiques ou potassiques). Dans l'ensemble cette opposition est indépendante de la teneur en chlorite, mais à l'échelle de la coulée de lave, la teneur et la nature du carbonate varient avec la teneur en chlorite magnésienne. Dans quelques coulées particulièrement séricitisées, des modifications chimiques significatives sont aussi enregistrées pour les éléments réputés peu variés dans la spilitisation (Al, Mg, Fe), accentuant l'oblitération du chimisme initial.

Des projections sélectives appropriées, préalables à l'analyse en composantes principales, permettent de neutraliser, ou au moins de limiter, les effets géochimiques dus à divers degrés d'altération. Non seulement elles autorisent une identification plus précise et rigoureuse de la nature alcaline du magma parent mais elles permettent aussi de placer chaque échantillon par rapport à une échelle de degrés de fractionnement. Par exemple, dans le cas d'un ensemble stratifié de minces coulées de lave, après avoir neutralisé la carbonatation, l'albitisation et la chloritisation, une polarité chimique apparaît, indiquant la vidange progressive d'un réservoir magmatique superficiel. Une telle déduction ne pouvait être révélée par les diagrammes géochimiques conventionnels.

D'autres méthodes statistiques ont aussi été testées. L'analyse discriminante multivariée et des procédures de classification automatique apportent d'intéressantes données complémentaires pour la connaissance de l'origine des aberrations chimiques des spilites étudiées. *Chaque site du massif des Ecrins-Pelvoux est chimiquement distinct.* Les fonctions discriminantes permettent de replacer correctement plus de 90 % des échantillons dans leur gisement d'origine. Les différences entre gisements s'organisent en deux tendances géochimiques principales, l'une calco-sodique, l'autre potassique. Les gisements potassiques sont ceux dont le magma a traversé les massifs granitiques du socle, alors que l'autre cas est associé à un soubassement gneisso-amphibolique. Cette opposition peut signifier une origine des fortes teneurs en potassium par contamination magmatique.

Ainsi les variations spilitiques sont bien cernées par les méthodes statistiques et, dans le cas étudié, la spilitisation peut être considérée comme le résultat d'un mélange entre un magma basaltique alcalin ou ses termes différenciés d'une part, et les différents composants de la paragenèse spilitique d'autre part. Dans le basalte alcalin décalcifié et carbonaté, la dolomite et/ou la calcite, le feldspath alcalin (sodique ou potassique) et la chlorite (surtout magnésienne) peuvent se mélanger en toutes proportions. Dans certains échantillonnages restreints, des combinaisons plus simples peuvent être décrites. Les dykes, par exemple, sont presque entièrement expliqués par une composition de basalte diversement diluée dans un mélange binaire d'albite pure et de calcite pure. La chlorite, contrairement au cas des coulées, n'apparaît que comme un produit de substitution des minéraux ferromagnésiens et du verre interstitiel.

Deux hypothèses peuvent expliquer la formation de ces *spilites potassiques et carbonatées*.

Toutes deux supposent que le métamorphisme alpin n'est responsable que d'une ultime recristallisation topochimique et que les aberrations chimiques enregistrées étaient acquises avant l'orogénèse alpine.

La première hypothèse attribue l'altération majeure à un processus de propylitisation particulièrement intense, causé par la fracturation associée au volcanisme profond. Celui-ci aurait soit produit un flux de fluides hydrothermaux juvéniles, soit tamponné et activé des eaux continentales infiltrées, les uns ou les autres chargés de carbonates caractérisés par des  $\delta^{13}\text{C}$  magmatiques.

Dans la seconde hypothèse il est proposé qu'au cours de l'ascension magmatique et des derniers stades de la cristallisation un liquide riche en carbonate se sépare du magma. Ce liquide serait piégé dans la lave sous forme de globules, mais serait aussi responsable de l'altération des laves voisines dans un processus d'autofélicitation. Cette interprétation peut être envisagée à la lumière de travaux expérimentaux récents sur les immiscibilités des carbonates dans les magmas basaltiques. Elle expliquerait comme une évolution dynamique le passage progressif observé depuis les laves à structures doléritiques massives mais très altérées vers des brèches à ciment carbonaté, en passant par des structures amygdalaires, d'abord finement globulaires, puis anastomosées en amygdales polylobées ou flexueuses. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$ , généralement inférieures à 8 ‰, refléteraient alors directement la parenté carbonatitique.

Enfin, indépendamment du problème de la spilitisation, le volcanisme des Ecrins-Pelvoux est considéré par rapport aux autres événements volcaniques du Trias et du Lias inférieur des Alpes occidentales, du S de la France, des Pyrénées, et des marges de la branche N de l'Atlantique central embryonnaire. Les filons du Pelvoux, en majorité orientés parallèlement au rift atlantique, suggèrent une fissuration en échelons associée à de grands décrochements dus à l'opposition entre l'ouverture de la Téthys à l'E et de l'Atlantique au SW.

#### ABSTRACT

*Variability of spilitic and magmatic features  
in the Triassic alkalic volcanism from the Ecrins-Pelvoux area (French Alps)*

*Preliminary use of selective projections in  
principal component analysis for geochemical applications*

The spilitic volcanic rocks of the Ecrins-Pelvoux area comprise subaerial lava flows and a swarm of dykes which crosscut the crystalline pre-Triassic basement. Most flows are interbedded with the upper Triassic dolomites of the pre-rift platform, but occasional flows are interbedded with limestone or shale of the Tethyan rifted margin.

Doleritic texture has been observed in many dykes and thicker lava flows. The effusive rocks are commonly microlithic and almost completely replaced by a low temperature assemblage of chlorite, albite (or K-feldspar), and carbonate. The dykes are generally less altered; but the margins and offshoots are strongly recrystallized and are sometimes brecciated containing the low temperature carbonate-rich product as a fracture filling. Nevertheless, despite the general alteration, a relict basaltic mineralogy is found in the dykes, as well as in the lava flows.

Univ. J. Fourier  
MAISON DES SCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
univ.grenoble.fr

probe analysis shows calcic pyroxenes with compositions similar to those from alkalic, but non-nephelinitic, basaltic suites. Relict plagioclases range from An60 to anorthoclase. Some case of coexisting anorthoclase compositions suggest simultaneous crystallization of two different feldspars from alkalic liquids or late stage basaltic differentiates. Sphene is close in composition to the titaniferous end-member, as in rocks of alkaline origin. The low temperature mineral assemblage, which developed during alteration, shows spatial distribution and quantitative variations, which are rather inconsistent with the view that the spilitisation developed during the Alpine regional metamorphism.

In general the major element geochemistry of the less altered rocks is consistent with an alkaline parental magma; but all the variation diagrams show considerable scatter. For this reason an original adaptation of multivariate statistical analysis has been developed to avoid the problems encountered during the application of standard geochemical methods to the more altered carbonate-rich rocks. This method is called "Selective Projection" and is aimed at removing the chemical variations due to unwanted petrochemical trends using an appropriate orthogonal projection. Such projections (generalized linear transformations) performed together with a principal component analysis, give the best geochemical screen to visualize variations generally obliterated by spurious chemical fluctuations of larger amplitude. The aim of the Selective Projection is similar to that of classical geochemical diagrams, but the mathematical generalization allows the simultaneous removal of several chemical dispersive processes. The interactive BASIC computer programme written for this study can use any theoretical linear model, such as crystal fractionation or magmatic mixing, to define the components of the projection. In addition the projection may be defined on the basis of trends observed in any natural system, using the difference between two natural compositions. Simulated scatter representing measurement uncertainties, and appreciation of the limitations of the method, are also indispensable for the use of Selective Projection.

A conventional statistical analysis without Selective Projection is useful to show the individual behaviour of each component of the spilitisation of the carbonated volcanic rocks from the Ecrins-Pelvoux area. For instance, the carbonate content (Mg or Ca) shows negative correlation with the alkali-feldspar (K or Na-rich). In the veins this main trend is independent of the Mg chlorite content, but in a single lava flow carbonate content and carbonate mineralogy vary with the Mg chlorite content. In some specific lava flows sericitization also gives significant chemical changes in Al, Fe and Mg, and strongly obliterates the original geochemistry.

Use of this Selective Projection in the statistical analysis can remove, or at least limit, the effects of alteration. They allow a more accurate identification of the alkalic nature of the volcanism, and indicate the degree of fractionation in each sample. For example, in the case of a sheeted lava flow unit, where variations caused by carbonatisation, albitisation, and chloritisation have been removed, a chemical polarity appears and has been related to previous fractionation in a small high-level magma chamber, which would be progressively emptied during the eruption. This progressive extrusive process is not evident from conventional diagrams.

Other statistical methods have also been tried. Multivariate discriminant analysis and automatic classification procedures give useful insight into the origin of carbonated spilites. Each section of lava flows is chemically distinct. The discriminant functions allow each individual sample to be placed in its correct section with more than 90% confidence. These differences between each occurrence form the geochemical trends, once sodi-calcic, the other potassic. The more

rocks occur in sections that were above granitic intrusions of the sialic basement before Alpine deformations. In contrast, the sodi-calcic trend represents magma mostly intruded through amphibolite gneisses or related rocks. This difference suggests that the potassic trend could be the result of a magmatic contamination.

It is concluded that spilitic trends are more accurately discerned by statistical methods. In the present case the spilitisation can be viewed as the mixing product of an alkalic basaltic magma and its differentiates with the different components of the hydrothermal mineral association. In the decalcified-carbonated alkali-basalt, dolomite or calcite, albite or orthoclase, and Mg-rich chlorite are the end members of the final mixing. More simple subsystems occur in specific sampling: for example, the dykes can be almost completely described by a basaltic composition variously diluted with a mixture of pure albite and pure calcite. Chlorite here behaves only as the pseudomorph of primary minerals or interstitial glass.

Two different hypotheses may be proposed for the origin of the potassic and carbonated spilites from the Ecrins-Pelvoux area. Both assume that the syntectonic Alpine metamorphism did not cause the observed chemical aberrations, but probably imposed only a final recrystallisation without important chemical changes. The first hypothesis relates the main alteration to an intensive propylitic process, caused by faulting associated with deep magmatic activity. This may have generated fluxes of hydrothermal fluid or it could have buffered infiltrated continental mineral water, to give carbonates with magmatic  $^{13}\text{C}$  values. In the second hypothesis it is proposed that during the ascent of the magma and the late stages of crystallization, a carbonate-rich liquid became separated from the melt. This liquid was mostly trapped as quenched alteration of the surrounding lava by an "autofenitisation" process. This hypothesis seems in accord with recent experimental works on carbonate unmixing from basaltic melts. It may explain progressive changes from strongly altered doleritic massive lava to small carbonate filled globules, then to coarse amygdaloidal lava and finally to carbonate cemented breccia. It could also account for the  $^{13}\text{C}$  values often being less than 8 permil (PDB), as in carbonatite.

Lastly, independent of spilitization problems, the volcanism from the Ecrins-Pelvoux area is viewed in relation to other Triassic and early Liassic volcanic events from Western Alps, South of France, Pyrenees and the margins of the Northern part of the embryonic Central Atlantic Ocean. The Pelvoux dikes, which are mostly oriented parallel to the Atlantic rift suggest an origin as in "en échelon" tension cracks within general faulting generated by tectonic interaction between the embryonic Atlantic rift and the Tethyan ocean.

## INTRODUCTION

Le but de ce travail est essentiellement la mise en évidence, sur l'exemple des coulées et des filons triasiques du massif des Ecrins-Pelvoux, des causes et des processus de la spilitisation.

Le cas choisi est original par bien des aspects. Il possède des variations internes importantes qui laissent espérer la possibilité de séparer la part des caractères spilitiques propres de celle des caractères magmatiques communs. De nombreux facteurs sont favorables pour mener une analyse approfondie de la part de chacun des phénomènes ayant présidé à l'élaboration de matériaux très nettement spilitiques. Le milieu marin très peu marqué du contexte sédimentaire encaissant tranche avec les cas bien connus de spilites en contexte océanique. Les effets très légers du métamorphisme syntectonique alpin et son empreinte variable selon les secteurs du massif autorisent des comparaisons de premier intérêt. L'érosion glaciaire récente, entaillant profondément le massif, découvre des affleurements depuis les épanchements superficiels jusqu'aux racines des structures volcaniques dans le socle, 2000 m plus bas. Elle révèle des caractères pétrographiques extrêmement diversifiés. Enfin, le chimisme très varié, parfois démesurément éloigné des compositions basaltiques attendues d'après la structure pétrographique, se montre favorable, grâce à des fluctuations aussi tranchées, à une approche géochimique par les techniques modernes de calcul.

Mais qui traite du problème de la spilitisation pénètre dans un sujet complexe et controversé. Un ouvrage collectif, édité sous la direction de C.G. Amstutz (1974) a eu pour but de faire le point, au début des années 70, des divergences d'interprétation des causes de l'acquisition du caractère spilitique. Le découpage des chapitres montre que l'affrontement entre partisans de l'existence d'un magma spilitique spécial (Lehmann, 1949 ; Amstutz, 1954) et les adeptes d'une transformation métamorphique fortuite de basaltes communs en spilites, s'est quelque peu nuancé par les théories "hydrothermalistes".

Entre la théorie de la cristallisation directe d'une paragenèse à quartz, chlorite, albite... d'un liquide de composition différente de celle d'un basalte et les nombreuses observations de cas de metabasalts concordant dans leur faciès minéral avec le faciès métamorphique de leur encaissant, de nombreuses publications traitent de cas d'hydrothermalisation parfois plus ou moins reliés au magmatisme lui-même.

Les partisans des recristallisations métamorphiques regroupent aujourd'hui la majorité des auteurs. A la suite de Vallance (1960, 1969, 1974), Fonteilles (1968), Cann (1969), ils émettent leur conclusion sur les résultats expérimentaux de la cristallisation des liquides basaltiques (Yoder et Tilley, 1962), mais entre les nuances les limites sont parfois difficiles à saisir.

Ainsi l'autohydrothermalisation ou l'autopneumatolyse de la roche au cours de sa cristallisation à partir d'un liquide basaltique *différencié* (Tane, 1974, 1976 ; Amstutz et Patwardhan, 1974) ou *contaminé* (Tane, 1967) s'apparente à un mécanisme primaire. Mais à cause de la recristallisation des premiers cristaux formés et de la surimposition de l'altération par des liquides résiduels ou deutériques, elle s'apparente aussi à un métamorphisme. Inversement, le métamorphisme post-magmatique de laves par des circulations hydrothermales convectives liées à un gradient

géothermique anormal, à cause d'une activité magmatique prolongée en profondeur (Cann, 1969 ; Spooner et Fyfe, 1973) peut garder un certain lien avec la théorie du magmatisme primaire. En effet, si l'on suppose qu'une lave cristallisée à haute température se déstabilise plus facilement au cours d'un refroidissement ralenti par l'activité magmatique qui se prolonge, on rejoint le concept d'autohydrothermalisation. De même, lorsque l'on reconnaît dans le magma primitif d'une série volcanique des caractères chimiques qui différencient tel ou tel site géostructural (Rocci et Juteau, 1968 ; Juteau et Rocci, 1974) on est en mesure de penser que ces différences sont autant de facteurs "primaires" qui vont influencer les recristallisations métamorphiques ultérieures.

Certes, les exemples convaincants de spilites non métamorphiques sont très rares. On compte parmi eux les spilites d'Erquy (Bretagne, Auvray et Hameurt, 1973 ; Auvray, 1979) où aucune recristallisation secondaire n'a pu être décelée, ni par la logique pétrographique, ni par les méthodes modernes d'investigation (géochronologie fine, analyse isotopique, analyse des Terres-Rares ...). Il y a aussi le cas d'une coulée en Anatolie centrale, dans des calcaires de plate-forme continentale indemnes de métamorphisme et où la microfaune est parfaitement conservée (Gutnic et Juteau, 1973). On peut aussi rattacher aux spilites primaires les laves variolitiques archéennes d'Abitibi (Gélinas et al., 1976) résultant de la trempe d'émulsions de liquides silicatés non miscibles.

En revanche les cas de spilites démontrées comme étant des metabasaltes abondent. Ils sont d'autant plus nombreux qu'on leur adjoint tous les cas de laves basaltiques altérées dans les fonds océaniques, au voisinage des rides (Cann, 1969) et des failles transformantes (Bonatti et al., 1976), cas découverts avec l'essor de l'exploration des fonds océaniques (plus de 30 publications sur le sujet dans le seul dernier rapport annuel D.S.D.P.\*).

Mais le désir de généralisation a souvent fait oublier que le terme spilite pris dans son sens descriptif regroupe des roches très diverses, variées jusque dans le détail et présentes dans des contextes parfois bien différents. Le tour d'horizon de Rocci (1978) rappelle qu'il y a spilites et spilites ... et que selon le critère de classification retenu des tendances spilitiques très différentes peuvent être distinguées.

Refusant alors de me situer dans une polémique où la passion individuelle n'est pas exclue et surtout constatant que les arguments développés par tel ou tel auteur reposent sur des considérations et des méthodes qui ne permettent pas de lever l'ambiguïté pour chaque cas particulier, j'ai orienté ma recherche vers des techniques géochimiques, encore peu exploitées jusque là. Ensuite, afin d'éviter le piège de la généralisation, les spilites du massif des Ecrins-Pelvoux déjà reconnues (Aumaitre et Buffet, 1973) tant sur le terrain que dans l'éventail de leurs variations chimiques, spilites qui sont l'expression d'une série à forte originalité, ont été choisies pour servir de test et de termes de comparaison avec différents modèles d'altération hydrothermale bien typés.

Pourtant, malgré l'originalité de l'ensemble volcanique pris en référence, malgré l'utilisation et le développement d'une méthodologie descriptive beaucoup plus complète et rigoureuse que celle habituellement consacrée, l'ambiguïté ne sera pas totalement levée. L'originalité de

\* (Deep Sea Drilling Project, annual report).

ma recherche sera alors (peut-être) de présenter à l'issue de ce mémoire deux possibilités différentes pour la genèse des laves étudiées.

Enfin, le volcanisme triasique du massif des Ecrins-Pelvoux se situe à une époque et dans un site tout à fait privilégiés à la charnière entre l'ouverture de la Téthys à l'Est et les prémices de l'ouverture de l'Atlantique Central à l'Ouest. La reconnaissance des caractères magmatiques propres est alors une nécessité avant d'accorder une signification géostructurale à ce volcanisme. Les techniques géochimiques utilisées et développées pour cette étude, fondées sur l'analyse statistique, en donnent une meilleure image et contribuent ainsi, indirectement, à verser des données plus précises sur l'histoire du début de l'ère secondaire.

**DONNEES MINERALOGIQUES ET PETROLOGIQUES DES SPILITES TRIASIQUES**

**MASSIF DES ECRINS-PELVoux**

**I-RAPPEL DES ACQUIS ANTERIEURS**

Dans le massif des Ecrins-Pelvoux, des coulées spilitiques sont interstratifiées dans la série sédimentaire au niveau du Trias terminal et du Lias inférieur. Leur pétrographie et leur géochimie sont comparables à celles observées dans un réseau, parfois très dense, de filons et d'amas qui traversent le socle cristallin et cristallophyllien antétriasique (Aumaître et Buffet, 1973 ; Vatin-Pérignon et al., 1974).

**A - LES FILONS DOLERITIQUES**

Les filons sont essentiellement doléritiques. La roche est sombre, massive, parfois vacuolaire, et constituée d'une trame à lattes de feldspaths calco-sodiques (An 40 à An 10) entourant des augites en grains ou en plages poecilitiques. Le terme "dolérite" est utilisé ici, en accord avec Wilkinson (1967), dans un sens pétrographique descriptif.

Différentes structures doléritiques sont représentées dans cet ensemble intrusif : les amas et gros filons (5 à 10 m de puissance) sont essentiellement ophitiques alors que les filons moyens (2 à 4 m) sont plus franchement à tendance intersertale voire porphyrique. Aucune de ces roches n'est totalement dépourvue de phénomènes d'altération ; ceux-ci se développent progressivement du bas vers le haut des édifices et aussi du cœur vers les épontes où la structure devient plus fine et parfois nettement vacuolaire. Fréquemment les diverticules sont issus de ces filons et alors, comme aux épontes, la paragenèse devient exclusivement spilitique.

L'analyse structurale des directions filoniennes (Buffet et Aumaître, 1980) fait apparaître une orientation initiale préférentielle NS avec des variantes et des torsions locales qui suggèrent une mise en place dans un système de décrochements sénestres, dont les grands cisaillements, qui affectent l'ensemble de la croûte, devaient s'aligner sur la direction N 50. Cette hypothèse est préférée à celles qui invoqueraient une ouverture directement en relation avec un bombement de socle.

**B - LES COULEES SPILITIQUES**

L'hypothèse retenue pour la mise en place des filons s'harmonise assez bien avec la loca-

lisation des principaux gisements d'empilements de coulées spilitiques situés le plus souvent au voisinage immédiat de ces grandes zones de cisaillement.

Ces coulées offrent des structures pétrographiques variées, caractéristiques des écoulements volcaniques basiques : microlitiques plus ou moins fluidales, porphyriques ou intersertales. Mais dans certains gisements de la bordure du massif, des coulées à faciès subophitique bien développé, ne sont pas sans rappeler les faciès intrusifs.

Même si le péridot est toujours entièrement pseudomorphosé en chlorite et/ou carbonate, la minéralogie de ces laves correspond à celle de basaltes à olivine (Aumaitre et Buffet, 1973 ; Vatin-Pérignon et al., 1974).

L'ensemble est presque totalement oblitéré par une paragenèse hydrothermale de basse température à albite, chlorite, calcite et hématite, tout à fait caractéristique des *spilites au sens descriptif du terme* accepté par Cann (1969) ou Vallance (1974).

Ajouté aux considérations sédimentologiques et structurales, qui suggèrent une mise en place de ces laves à l'air libre ou sous une faible tranche d'eau, dans un environnement continental, le chimisme très particulier de ces roches permet de les considérer comme doublement originales :

- spilites potassiques
- spilites mises en place dans un environnement continental.

### C - CHIMISME DU CORTEGE

Du point de vue chimique, la composition globale de ces roches montre une parenté probable avec une lignée alcaline saturée (Aumaitre et Buffet, 1973) depuis les termes à composition d'ha-waïtes vers des termes plus acides sans toutefois atteindre des compositions trachytiques. Mais par rapport à cette série, ces roches présentent une dispersion extrême des teneurs en CaO centrée sur une teneur nettement plus faible que celle des basaltes.

Les teneurs en  $K_2O$  en revanche sont anormalement élevées. Ces roches servent, avec celles du massif schisteux Rhénan, à définir un type particulier de spilites potassiques dans la classification de Rocci (1978). Elles s'apparentent de ce fait aux weilburgites décrites et définies par Lehmann (1949, 1974).

Portées dans le diagramme de Hughes (1973), figure 1, les compositions des coulées et des filons des Ecrins-Pelvoux débordent largement le domaine spilitique référencé par l'auteur de la représentation.

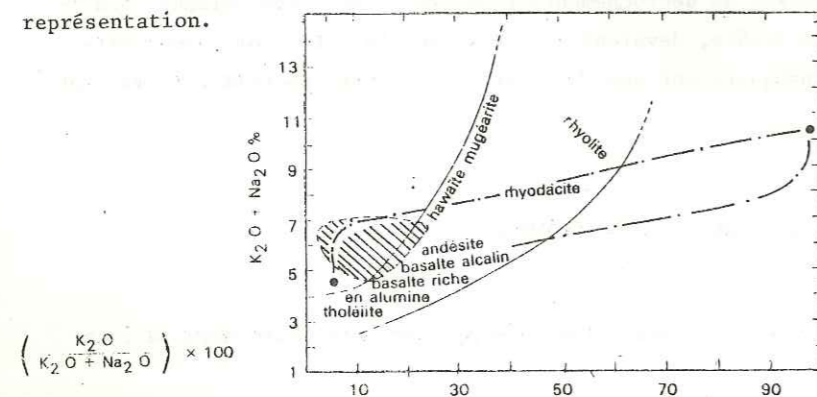


Figure 1 : Diagramme de Hughes, (1973). Le domaine de composition des spilites référencées par l'auteur (aire hachurée) s'écarte de celui des roches volcaniques. Les spilites du Pelvoux (trait mixte) chevauchent largement tous ces domaines.

### D - METAMORPHISME

Postérieurement à la mise en place de ces ensembles intrusif et effusif, le massif des Ecrins-Pelvoux a subi un métamorphisme léger qui se traduit par des fentes à quartz et épido-te (dans le socle surtout) et des amygdales sigmoïdes d'épidote (dans les coulées) recoupant toutes les structures volcaniques et les sédiments intercalaires. La cristallinité des illites de la série sédimentaire accompagnant les coulées traduit une intensité de métamorphisme correspondant à la limite anchizone-épizone (Arahamian, 1974) alors que les micas du socle granito-gneissique constituant l'encaissant du réseau filonien accusent une rétro-morphose uniforme dans le faciès schistes verts (Aumaitre et Buffet, 1973; Vatin-Pérignon et al., 1974).

L'empreinte de ce métamorphisme est décroissante depuis la limite socle-couverture vers la périphérie du massif. Elle dérive d'un effet de socle tout à fait caractéristique que l'on peut suivre tant d'après la cristallinité de l'illite (Arahamian, 1974) que dans les mesures microthermométriques des inclusions fluides des quartz syncinématiques des déformations alpines (Bernard et al., 1977).

L'évolution chimique des roches du cortège dolérito-spilitique résulte donc de la superposition de nombreux phénomènes : aux différenciations magmatiques issues de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée, s'ajoutent des contaminations liées à la dynamique de la mise en place des filons et coulées, de l'altération hydrothermale tardimagmatique probable, de l'altération hydrothermale métamorphique, voire même enfin une altération météorique qu'il est bien difficile de distinguer, sur le terrain, des précédentes. Ces phénomènes superposés et a priori indépendants les uns des autres, ont engendré des variations chimiques théoriquement différentes mais dont il est impossible de hiérarchiser les effets par des méthodes classiques. Devant la diversité et la multiplicité des variations possibles et surtout devant l'incertitude qui subsiste sur la cause de la spilitisation, les diagrammes géochimiques conventionnels établis pour suivre des évolutions magmatiques ou métamorphiques selon les modèles simples se révèlent inefficaces. La recherche a donc été orientée sur l'utilisation des projections géochimiques fondées principalement sur l'analyse statistique.

La localisation des échantillons et des coupes géochimiques utilisés dans cette étude est résumée par la carte schématique des affleurements (planche hors texte). Cette figure synthétise aussi les grandes lignes des milieux de mise en place des coulées à partir d'informations anciennes (Aumaitre et Buffet, 1973) et nouvelles. Elle intègre les premiers résultats de travaux récents dirigés par M. Lemoine et N. Vatin-Pérignon (Baron, 1981 ; Adline, 1982).

Il faut aussi souligner que l'interprétation de l'étude géochimique statistique des spilites du Pelvoux a été plus solidement étayée grâce à de nouvelles données minéralogiques complémentaires, principalement des analyses à la microsonde, qui sont présentées et commentées ci-après dans leurs résultats spécifiques.

## II COMPLEMENTS DE MINERALOGIE ET DONNEES NOUVELLES

Dans toute étude sur les roches spilitiques il est fondamental de connaître la composition magmatique de la paragenèse de haute température. D'autre part, pour suivre certaines évolutions minéralogiques, des optimisations linéaires des normes ont été utilisées. Celles-ci donnent des résultats d'autant plus proches de la réalité que les compositions des minéraux sont connues avec précision.

Afin de connaître ce type de données, une étude a été entreprise à la microsonde de Castaing. Les résultats parfois surprenants vont bien au-delà du simple inventaire attendu et leur interprétation reste, dans quelques cas, problématique. Ainsi le but de ce paragraphe est de synthétiser ces données nouvelles et de les commenter sommairement afin de poser les bases d'une discussion que l'on trouvera dans la dernière partie de ce mémoire.

L'étude a été effectuée en partie sur la microsonde CAMECA du Centre de Minéralogie Industrielle de Fontainebleau (Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris) où l'on a cherché plus particulièrement à analyser ou à caractériser les minéraux opaques. Elle a été poursuivie sur la microsonde CAMEBAX de l'Université de Nancy. Les analyses portent en premier lieu sur les pyroxènes reliques afin de les comparer à ceux de séries magmatiques bien typées. Ensuite la composition des feldspaths s'est révélée bien plus variée que ne le laissaient prévoir les mesures optiques. Enfin la composition des minéraux d'altération a été précisée pour plusieurs sites géographiques. La sélection des échantillons analysés est destinée à représenter les 3 principales tendances doléritiques filoniennes ainsi que les deux grands faciès géochimiques des coulées.

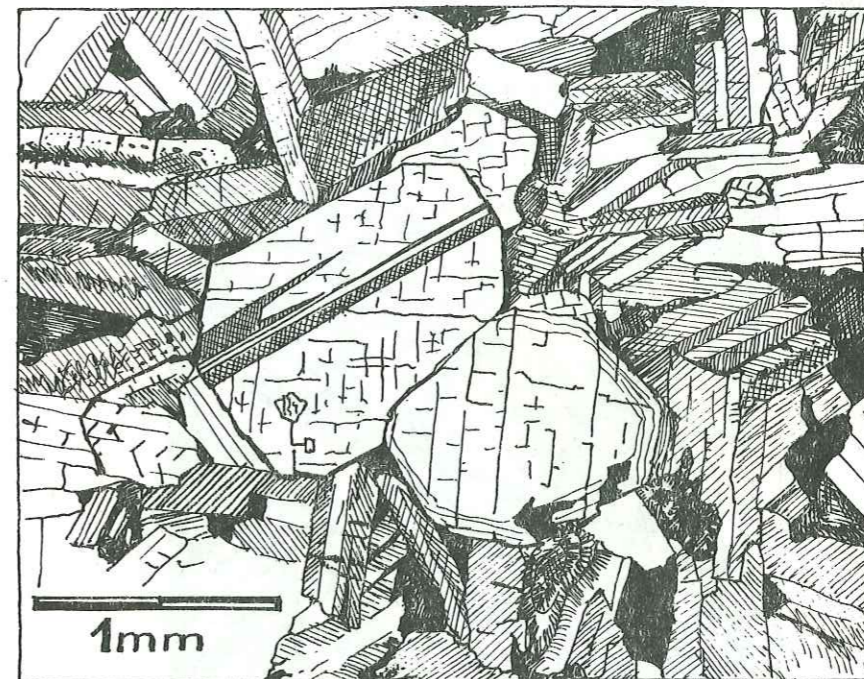
Le nombre total d'échantillons effectivement analysés est inférieur à la douzaine. Il n'autorise pas de raisonnement sur des évolutions géographiques. Ce nombre qui peut paraître faible se révèle toutefois suffisant pour les calculs normatifs dont la cohérence des résultats justifie la sélection effectuée. Certes, quelques comportements restent maintenant à confirmer ou plutôt à préciser dans une évolution régionale, mais de telles études sont à entreprendre dans le cadre de travaux plus thématiques que celui-ci.

La présentation de l'étude minéralogique suit un plan classique où, pour chaque catégorie de minéraux (feldspaths, pyroxènes, minéraux d'altération), les principaux caractères descriptifs ou spécifiques seront confrontés aux résultats de microanalyses in situ.

### A - CHOIX DES ECHANTILLONS

Les 3 échantillons filoniens sélectionnés pour l'étude à la microsonde CAMEBAX sont des dolérites intersertales. Chaque échantillon représente néanmoins une tendance nettement expri-

mée vers d'autres termes de la classification des dolérites déjà utilisée dans Aumaître et Buffet (1973) et Vatin-Pérignon et al. (1974). La localisation des échantillons analysés se trouve sur la planche hors texte.

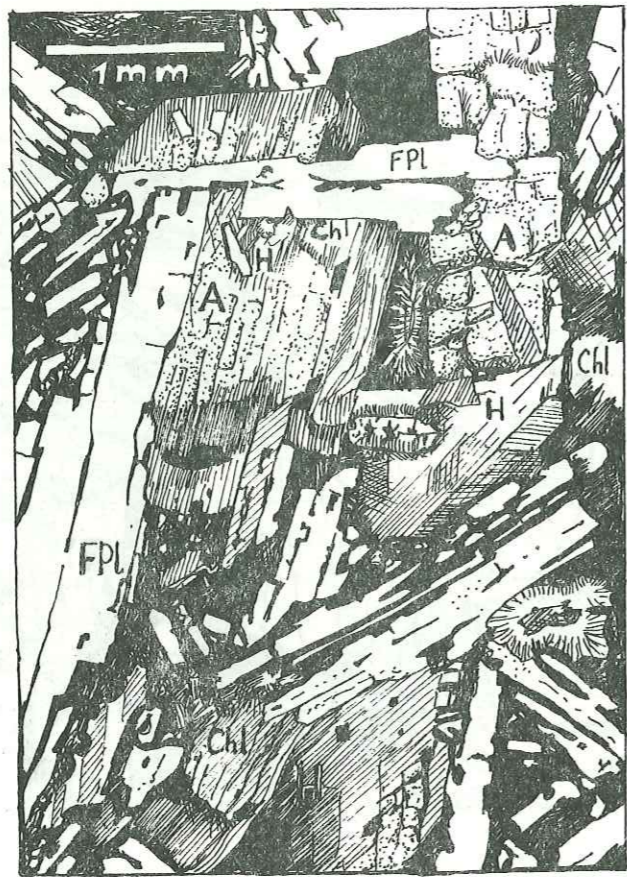


Echantillon SN 68

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>
46.10	15.30	12.01	0.20	8.05	8.20	3.15	2.30	2.20	1.50	1.25

$$X = 917.66 \quad Y = 284.28 \quad Z = 2250$$

Figure 2 : Cette dolérite tend vers la structure porphyrique par la présence de porphyroblastes augitiques mais le pyroxène est aussi intergranulaire dans la trame intersertale. Dans tous les cas il est remarquablement frais et l'amphibole n'apparaît que dans la pâte.

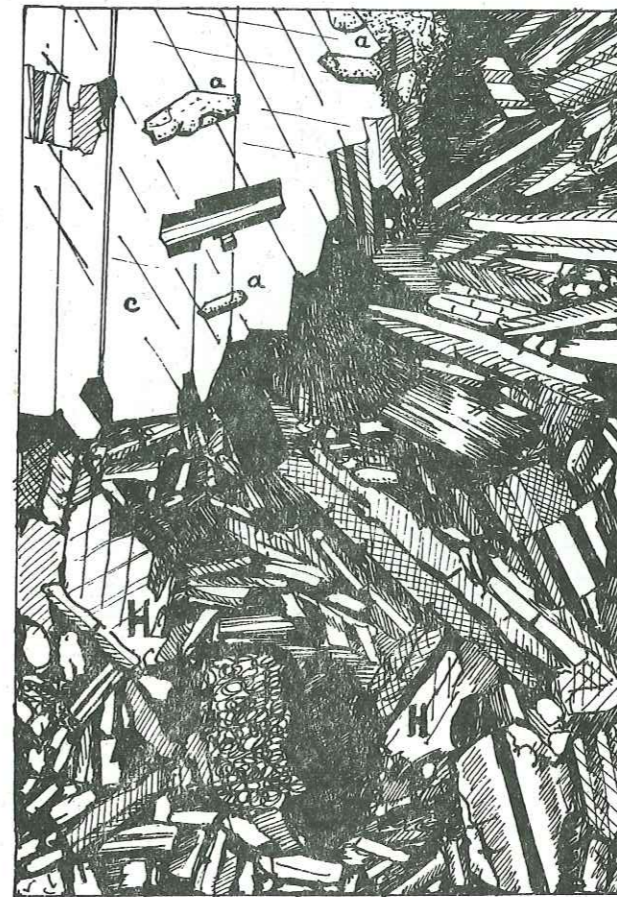


Echantillon PN94G

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>
49.00	17.35	12.54	0.20	4.65	6.05	5.10	0.85	2.40	1.54	0.06

X = 913.10 Y = 283.80 Z = 2690

Figure 3 : Cet échantillon prélevé dans un massif ophitique représente le terme de passage vers la structure intersertale. Malgré un développement irrégulier de l'amphibole (H), il montre encore quelques reliques de pyroxènes déterminables (A = Augite, FPL = Plagioclase, Chl = Chlorite).



1 mm

Echantillon SN62A

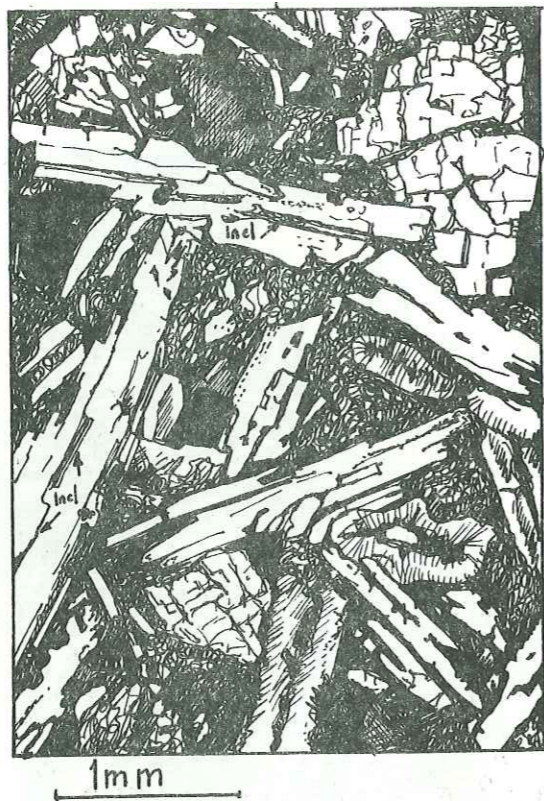
SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>
42.50	15.65	14.53	0.20	10.55	4.70	2.40	0.95	2.25	4.81	1.84
				X = 917.96	Y = 284.88	Z = 2575				

Figure 4 : La trame feldspathique est nettement intersertale mais le grain est plutôt fin. De petits cristaux subautomorphes d'amphibole (H) apparaissent en position intergranulaire et le pyroxène n'est plus déterminable.

L'existence d'amygdales millimétriques à carbonate (c), chlorite et actinote (a) donne aussi à cet échantillon des caractères de spilite assez marqués.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GÉOLOGES  
 DOCUMENTATION  
 BP. 53  
 F. 38041 GRENoble CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 45 58  
 Mail : plateau@ujf-grenoble.fr





Echantillon MV76.7

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>
46.50	16.30	12.39	0.16	7.44	5.86	3.27	2.69	1.94	3.74	0.23

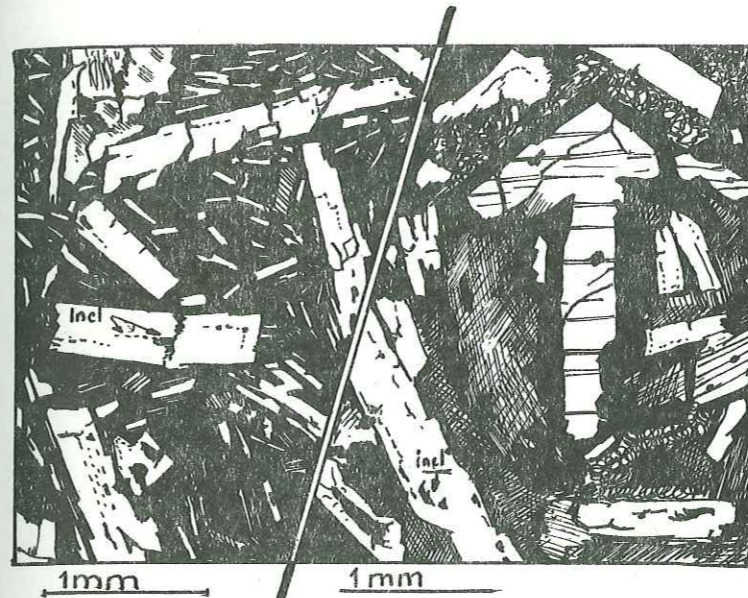
X = 889.76    Y = 290.60    Z = 2010 m

Figure 5 : Cet échantillon représente le gisement où les structures doléritiques se rapprochent le plus des faciès ophitiques filoniens. Situé sur la bordure SW du massif, l'affleurement montre un empilement de 5 coulées successives interstratifiées au sommet d'un Trias détritique, à la base duquel on trouve un des rares témoins de formations permienes grésopélitiques rouges.

Deux échantillons représentent les faciès effusifs :

- Un échantillon prélevé au coeur de la 3e coulée de Prés-Clos (Figure 6) présente un chimisme de basalte alcalin sensiblement plus sodique que potassique. Il offre de remarquables phénocristaux de pyroxène indemnes d'altération.

- Un échantillon du massif de Rochail (Figure 7) avec près de 9 % de K<sub>2</sub>O représente une tendance hyperpotassique.



Echantillon VJ24E

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>
45.97	16.66	14.09	0.04	4.43	1.49	0.30	8.95	1.66	3.35	0.87

X = 892.38    Y = 307.62    Z = 1560

## B - LES FELDSPATHS

Les feldspaths analysés à la microsonde correspondent aux trois habitus suivants :

- phénocristaux, rarement totalement limpides et souvent criblés d'inclusions (incl sur les figures 5 et 6),
- microlites le plus souvent limpides,
- plages intergranulaires.

1 - Dans les filons (tableau 1) :

Pour le faciès subophitique, les feldspaths sont généralement xénomorphes et d'une taille qui dépasse le millimètre. Ils englobent poeciliquement un pyroxène fréquemment indemne de transformation progressive.

Les inclusions, de nature carbonatée ou ferromagnésienne, soulignent parfois les fronts de croissance mais aucune ne présente de contours cristallographiques suffisamment nets pour affirmer qu'elles représentent des reliquats magmatiques piégés dans des cristaux négatifs. Les fissures transversales et sensiblement perpendiculaires aux sections (001) allongées ont une origine vraisemblablement liée à l'anisotropie de dilatation thermique du feldspath (Wilhelm, 1977 ; Wilhelm et Mackenzie, 1977). Elles sont généralement remplies par un matériel cryptocristallin dont la paragenèse minérale est identique à celle de la mésostase.

Figure 6 : Cet échantillon provient du coeur de la première coulée de Coste-Belle, Massif du Rochail. Avec près de 9 % de K<sub>2</sub>O pour 46 % de SiO<sub>2</sub>, il représente les faciès hyperpotassiques. Sa structure est intermédiaire entre une structure porphyrique et une structure intersertale. Les phénocristaux ferromagnésiens ont parfois une allure de pyroxène ou d'olivine mais les teintes de polarisation comme les compositions montrent qu'il s'agit d'un mica vert de pseudomorphose.



Quelques petits phénocristaux tout proches, plus trapus, de 20 à 40  $\mu\text{m}$  d'épaisseur et 40 à 60  $\mu\text{m}$  de longueur, se distinguent par la présence de la macle de Carlsbad seule. Leur composition nettement moins basique évolue vers celle de l'albite ( $\text{An}_{10}$  à  $\text{An}_{25}$ ).

Toutefois la teneur en K peut être localement importante et la valeur de 8,5 % d'Or trouvée pour l'analyse 15 pourrait paraître erratique si de telles compositions d'anorthose n'existaient pas aussi dans d'autres échantillons.

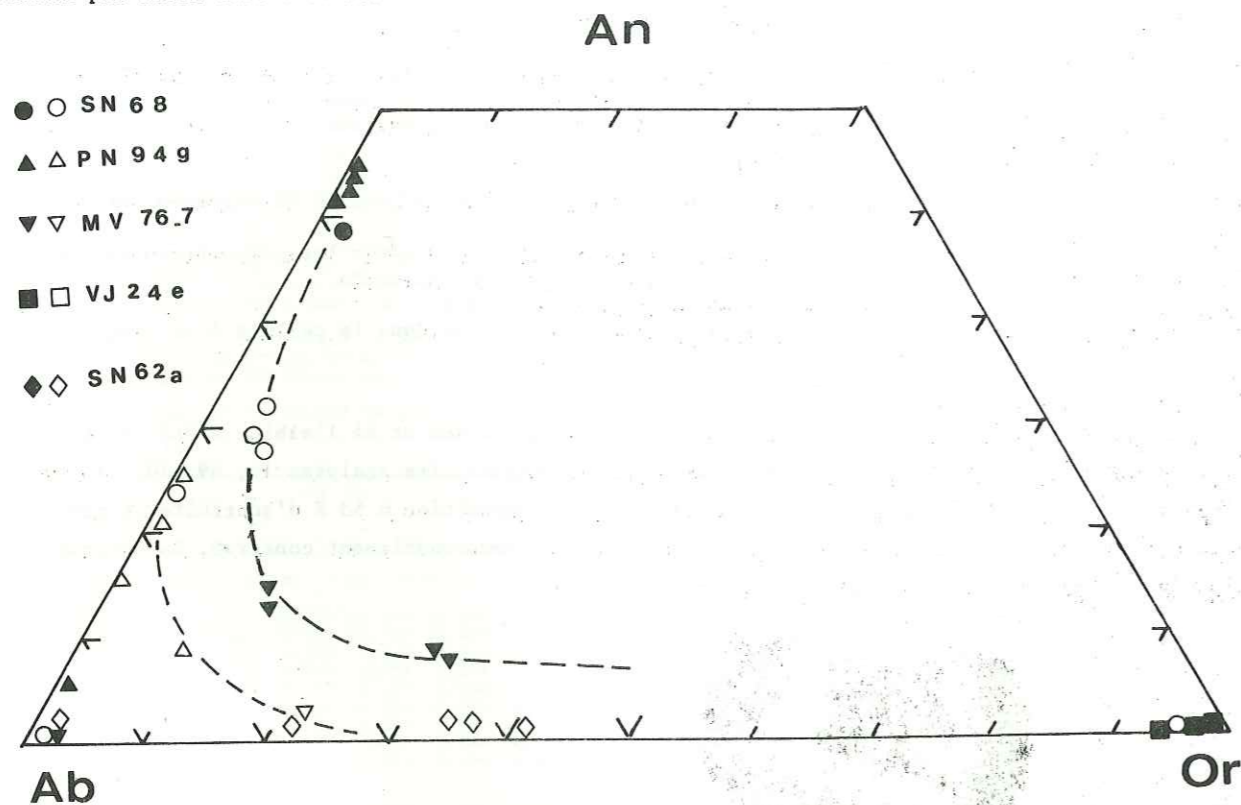


Figure 8 : Position des feldspaths des dolérites intrusives et effusives du Massif des Ecrins-Pelvoux dans le triangle Or, Ab, An.

Symboles pleins : phénocristaux  
Symboles vides : microlites et plages intergranulaires

La tendance porphyrique (échantillon SN 68) présente une dispersion des analyses du plagioclase qui évolue depuis le labrador jusqu'à l'albite pure en montrant des teneurs intermédiaires d'anorthose. Là aussi l'enrichissement en K (Or 2.7 à 4.7) est sensible. Ce dernier est toute fois assez anarchique et ne montre pas de zonation particulière.

Un petit plagioclase limpide inclus dans une amygdale à chlorite, carbonate et actinote (analyse 10/1) possède une composition d' $\text{An}_{30}$  comparable à celle des feldspaths de la roche encaissante alors qu'un cristal voisin, distant de moins de 50  $\mu\text{m}$ , dans la même amygdale, offre une composition d'albite stoechiométriquement pure.

Cette hétérogénéité s'accroît à l'extrême dans une auréole réactionnelle entre une amphibole verte et sa matrice chlorito-carbonatée. Une première couche intérieure de couleur jaunâtre de 5 à 8  $\mu\text{m}$  d'épaisseur possède une composition d'orthose pure alors que la couche suivante plus externe est formée d'andésine-oligoclase totalement dépourvue de K (analyses 10 et 11).

La structure doléritique intersertale où tous les minéraux ferromagnésiens sont hydratés (échantillon SN 62 A) ne possède que des feldspaths alcalins de la série albite-orthose. Par diffraction des rayons X l'albite apparaît comme une variété ordonnée. Les compositions sont nettement dispersées malgré la ressemblance et la faible distance (moins de 200  $\mu$ ) entre les différents cristaux analysés. La composition la plus potassique appartient à une plage intergranulaire (analyse 68) qui occupe les espaces vacants entre des serpentins de ripidolite.

2 - Dans les coulées (tableau 2)

Les faciès de dolérite subophitique (échantillon MV 76 F) renferment des feldspaths dont les teneurs en Ca sont élevées pour des feldspaths alcalins (analyse 20, 22, 28 et 30). Cette anomalie ne peut qu'en partie s'expliquer par la présence de petites inclusions carbonatées ou chloritiques non visibles optiquement à un grossissement de 50. En effet, le léger déficit (voisin de 1,50 %) sur le total de l'analyse 30, associé au 1,79 % de MgO laisse supposer la présence d'un carbonate dolomitique ou d'une chlorite magnésienne en inclusion. Mais en tout état de cause, l'ordre de grandeur de ce déficit est insuffisant, dans l'hypothèse du carbonate, pour envisager que tout le CaO y est associé. Les analyses 10, 22 et 28 se présentent plus franchement anorthosiques.

FELDSPATHS DES COULÉES

	22	* 28	* 20	* 30	* 29	* 39	* 42	* 44	* 45	*
SiO <sub>2</sub> *	61.25*	61.44*	61.17*	61.03*	71.20*	64.21	* 66.36*	65.46*	65.99*	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	25.34*	25.64*	21.75*	21.50*	20.38*	23.23	* 18.87*	18.68*	18.40*	
FeO *	0.23*	0.73*	0.82*	1.21*	0.08*	0.55	* 0.26*	0.66*	0.00*	
MnO *	0.12*	0.14*	0.12*	0.14*	0.21*	0.00	* 0.07*	0.00*	0.09*	
MgO *	0.56*	0.84*	0.79*	1.79*	0.00*	0.38	* 0.03*	0.56*	0.00*	
CaO *	1.33*	1.33*	2.54*	2.41*	0.19*	0.46	* 0.01*	0.00*	0.00*	
Na <sub>2</sub> O *	5.97*	5.78*	7.95*	7.81*	8.16*	6.95	* 0.20*	0.52*	0.25*	
K <sub>2</sub> O *	4.53*	4.50*	2.16*	2.37*	0.11*	3.03	* 13.79*	13.74*	15.71*	
TiO <sub>2</sub> *	0.00*	0.13*	0.10*	0.21*	0.00*	0.00	* 0.00*	0.00*	0.00*	
NB OX *	32*	32*	32*	32*	32*	32	* 32*	32*	32*	
SI *	10.984*	10.911*	11.209*	11.110*	12.198*	11.441	* 12.110*	12.001*	12.081*	
AL *	5.346*	5.357*	4.689*	4.605*	4.108*	4.870	* 4.051*	4.029*	3.963*	
FE <sub>3</sub> *	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000	* 0.000*	0.000*	0.000*	
FE <sub>2</sub> *	0.034*	0.108*	0.125*	0.184*	0.011*	0.082	* 0.040*	0.101*	0.000*	
MN *	0.018*	0.021*	0.019*	0.022*	0.030*	0.000	* 0.011*	0.000*	0.014*	
MG *	0.151*	0.224*	0.217*	0.489*	0.000*	0.102	* 0.008*	0.154*	0.000*	
CA *	0.256*	0.253*	0.499*	0.470*	0.035*	0.088	* 0.002*	0.000*	0.000*	
NA *	2.072*	1.987*	2.820*	2.752*	2.706*	2.397	* 0.071*	0.185*	0.089*	
K *	1.037*	1.020*	0.505*	0.551*	0.024*	0.689	* 3.213*	3.216*	3.672*	
TI *	0.000*	0.017*	0.014*	0.029*	0.000*	0.000	* 0.000*	0.000*	0.000*	
P *	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000	* 0.000*	0.000*	0.000*	
OR *	30.82*	31.29*	13.22*	14.60*	0.87*	21.72	* 97.79*	94.57*	97.64*	
AB *	61.58*	60.94*	73.74*	72.94*	97.87*	75.52	* 2.15*	5.43*	2.36*	
AN *	7.59*	7.76*	13.04*	12.46*	1.26*	2.77	* 0.06*	0.00*	0.00*	
AN % *	10.98*	11.30*	15.03*	14.59*	1.27*	3.53	* 2.69*	0.00*	0.00*	
EQ *	-1.725*	-1.843*	-0.366*	-0.361*	-1.307*	-1.607	* -0.763*	-0.628*	-0.202*	

MV 76-7

VJ 24 E

Tableau 2 : 9 compositions feldspathiques des faciès effusifs :

- Echantillon MV 76.7 - faciès subophitique :

analyses 22 et 28 petits phénocristaux allongés (60 x 15  $\mu$ )  
analyse 20 et 30 petit phénocristal trapu (40 x 20  $\mu$ ) présence  
d'inclusions  
analyse 29 microlite  
analyse 39 frange réactionnelle entre une plage pyroxénique et une  
plage feldspathique poecilitique.

- Echantillon VJ 24e - faciès porphyrique à intersertal

analyses 42 - 44 - 45 phénocristaux

- Signification des calculs : voir la légende du tableau 1.

Dans ce faciès subophitique, le feldspath potassique est présent mais son habitus en plaques intergranulaires traduit une cristallisation beaucoup plus tardive, peut-être même post-magmatique.

Dans le faciès de spilite potassique (échantillon VJ 24 E) le feldspath est presque exclusivement orthosique, avec des teneurs en albite très faibles ( $Ab_{2-3}$ ). Les compositions ne sont pas du tout calciques.

### 3 - Apport des microanalyses de feldspaths pour la connaissance des dolérites et spilites du Pelvoux.

On retiendra en premier lieu l'extrême dispersion de la composition chimique des feldspaths des roches analysées.

L'hétérogénéité existe jusqu'à l'échelle du cristal. Des microlites distants de quelques  $\mu$  peuvent avoir des compositions très différentes.

Le feldspath potassique présent aussi bien dans les coulées que dans les filons correspond à un pôle orthosique pur. Le terme albitique est peu représenté dans cet échantillonnage alors que les études antérieures, fondées sur des déterminations optiques ou des analyses diffractométriques laissaient supposer l'ubiquité de ce minéral. *Il est vrai que les faciès les plus spilites n'ont pas été analysés à la microsonde.* Les résultats ne donnent pas, par conséquent, une image statistique sur l'ensemble des roches étudiées.

Les feldspaths alcalins donnent des compositions soit dispersées le long du segment  $Or_{60} - Or_0$ , soit très concentrées au pôle  $Or_{100}$ . Pour tous les termes totalement dépourvus d'An, la dispersion des compositions pourrait suggérer l'existence de structures cryptoperthitiques très fines, non décelables au microscope et dont les individus, plus fins que le faisceau de la microsonde, ne pourraient pas être analysés de manière unique. Les analyses alors représentatives de plages mixtes seront d'autant plus dispersées que la taille des exsolutions cryptoperthitiques sera plus proche de celle du faisceau électronique. Des techniques de microscopie électronique par transmission (MEP), telles celles décrites par Willaime (1977) ou utilisées par Yund (1975 a, b), seraient plus adaptées pour analyser ces feldspaths.

Le problème se pose en d'autres termes pour les feldspaths ternaires. La distribution sur la figure 8 de 4 analyses du filon doléritique et des analyses 20, 22, 28 et 30 du faciès effusif subophitique le long d'une courbe parallèle et proche du solidus du système Ab, Or, An (déterminé à partir de compositions trachytiques par Tuttle et Bowen, 1958), suggère un comportement plus cohérent. Selon ces auteurs, la présence d'une plage hydratée, ou l'influence d'une

forte pression d'eau sur un liquide trachytique, ou encore l'existence d'une phase néphélinique dans un liquide phonolitique provoque le déplacement du solidus expérimental vers le pôle albitique (figure 9).

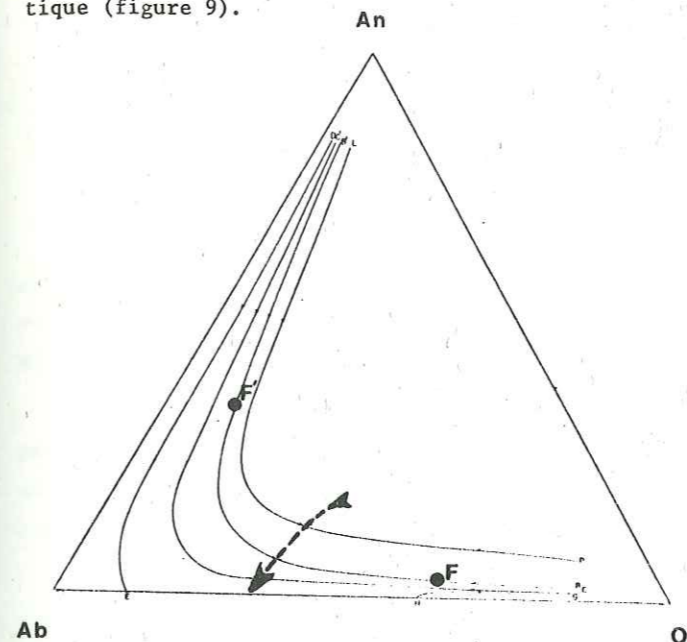


Figure 9 : Courbes de Tuttle et Bowen (1958, figure 66) montrant l'évolution probable de la limite de stabilité de solutions solides à 4 températures différentes. La température est abaissée vers le pôle Ab à cause de la présence de silice, néphéline ou d'eau en solution dans la phase liquide.

Les points F et F' correspondent à la composition de 2 feldspaths analysés dans une même obsidienne (Larsen, 1938).

L'évolution de la courbe de syncristallisation de 2 feldspaths en présence d'eau est précisée par des données quantitatives dans Luth et Tuttle, 1969.

Il est donc possible d'envisager que certains feldspaths de composition anorthosique représentent les reliques de la syncristallisation de deux phases feldspathiques, chimiquement différentes l'une de l'autre, toutes deux en équilibre avec le liquide silicaté ambiant. Bien entendu, comme Tuttle et Bowen l'ont souligné, ce liquide doit être déjà fortement différencié et résiduel par rapport au liquide initial. Dans une cellule échantillon considérée comme un système de cristallisation clos, une cinétique d'interaction liquide-cristaux non favorable relègue à un rôle inerte les premiers cristaux formés. Le système Or, Ab, An ne s'applique alors que sur la phase interstitielle laquelle est bien différente du liquide initial dont la composition est proche de celle de la roche totale.

De tels mécanismes sont classiques dans les roches alcalines. Wilhelm et Bonin (1980) en ont décrit récemment un nouvel exemple.

Selon cette hypothèse de syncristallisation de deux feldspaths, la présence de phénocristaux basiques ( $An_{60} - An_{50}$ ), bien plus fréquente dans les filons que dans les coulées, témoignerait d'un début de cristallisation à une température plus élevée dans les filons que dans les coulées. Les cristaux très basiques des faciès effusifs pourraient alors être considérés comme des reliques intratelluriques. Inversement la présence d'orthoses, fréquemment intergranulaires, nécessiterait la démixtion d'une anorthose primaire nettement potassique et la remobilisation préférentielle de la phase potassique par rapport à une phase sodique.

Ces compositions de feldspaths ternaires restent cependant trop isolées pour établir une statistique valable et, compte tenu de la probabilité de recristallisations post-magmatiques, l'hypothèse de l'héritage magmatique reste une possibilité parmi d'autres hypothèses plus transformistes.

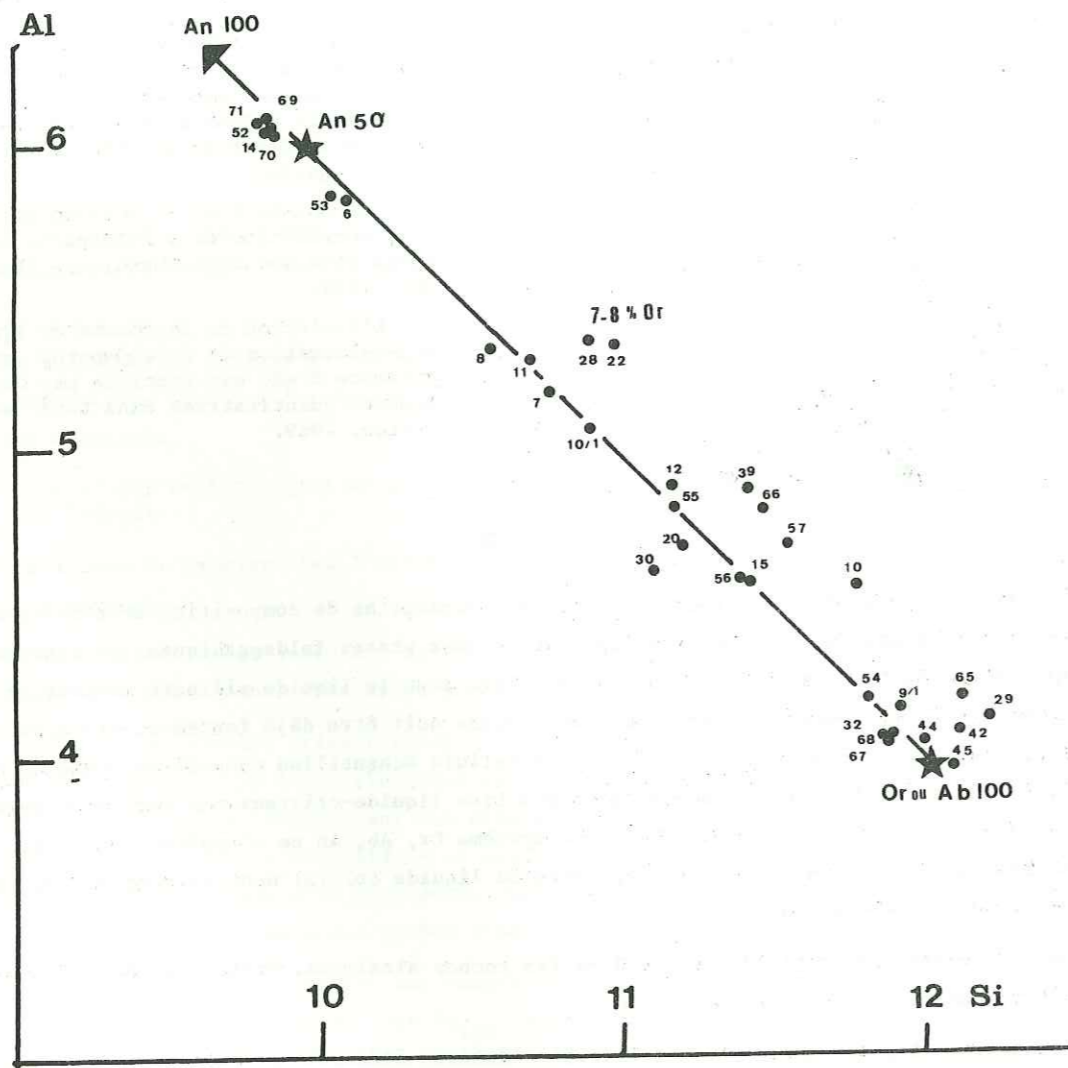


Figure 10 : Position des proportions ioniques de Si et Al des feldspaths (dans une cellule à 32 oxygènes) par rapport à la substitution théorique Si/Al. Peu d'analyses s'écartent notablement de la courbe An-Ab et dans l'ensemble les feldspaths étudiés peuvent être considérés comme stoechiométriques dans la limite de la précision analytique. Toutefois les compositions qui présentent le rapport Al/Si le plus fort correspondent aux analyses:  
 22-28 : anorthose du faciès subophitique effusif,  
 29, 57, 65, 66 : microlites  
 10, 39 : plages intergranulaires  
 Elles peuvent indiquer une substitution postérieure à la cristallisation totale de la roche.

## C - LES PYROXENES

Tant dans les coulées que dans les filons, les pyroxènes, lorsqu'ils sont préservés, présentent des caractères chimiques beaucoup plus constants que les feldspaths. L'altération de ce minéral est plus fréquente et plus poussée dans les faciès effusifs mais les processus de pseudomorphose par de la chlorite et des oxydes de fer restent de même type que dans les filons.

Dans les coulées, ce sont les faciès de dolérite subophitique qui renferment les spécimens les mieux conservés. Des individus automorphes d'une taille parfois supérieure au mm peuvent être rencontrés et isolés par des séparations aux liqueurs denses sur des fractions de concassage de 200 à 320  $\mu$ .

Dans les filons, la structure doléritique intersertale semble plus favorable à la conservation du pyroxène. Les dolérites ophitiques ou porphyriques en contiennent cependant de magnifiques cristaux qui peuvent parfois dépasser 3 mm. Les structures microlitiques et les faciès filoniens microcristallins montrent les transformations les plus poussées. Les reliques de pyroxène y sont rarement déterminables.

Dans tous les cas, lorsque les cristaux sont automorphes et que leur taille dépasse le millimètre, la macle  $h_1$  (100) est fréquente (figure 11). Pour les individus plus petits, l'association "en sablier" est parfois présente. La forme et les caractères optiques de ces pyroxènes sont comparables à ceux des roches volcaniques indemnes de spilitisation. Leur ressemblance avec ceux de coulées des planèzes du Cantal (Vatin-Pérignon, 1966 ; Maurizot-Blanc, 1974) avait été soulignée (Aumaître et Buffet, 1973) lorsque l'étude optique comme l'analyse diffractométrique révélaient des caractères d'augite titanifère.

a - filon SN 68

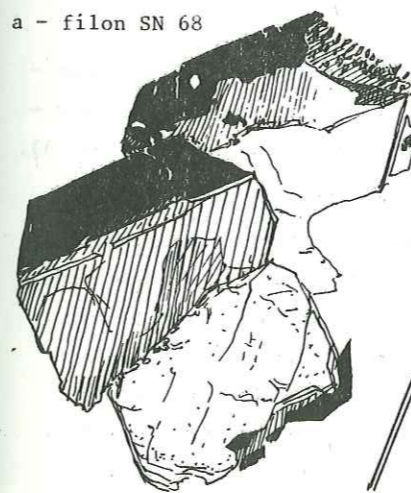


Figure 11 : Phénocristaux d'augite légèrement titanifère.

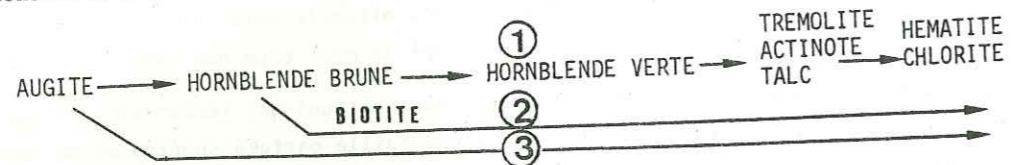
a - filon SN 68

b - coulée MV 76 - montre une macle en sablier et une inclusion monocristalline d'andésine.

b - coulée MV 76



L'altération du pyroxène, fréquente, est parfois très complexe. Elle atteint indifféremment les individus quelle que soit leur taille. Elle débute principalement le long des craquelures et des clivages en transformant directement le pyroxène en chlorite. Dès que la frange altérée est conséquente, un liseré d'oxyde métallique (hématite surtout) apparaît et donne l'impression d'une migration vers la périphérie du cristal ou de la plage non altérée, créant une structure en vitrail tout à fait caractéristique. En fin d'évolution, le cristal initial n'apparaît plus qu'en fantôme reconnaissable seulement par ses formes extérieures. Il s'agit là du type d'altération du pyroxène le plus fréquent. Toutefois dans certains cas, principalement dans les faciès ophitiques ou subophitiques, une transformation plus progressive, apparentée à l'ouralitis, reste visible et, en rapprochant plusieurs termes, les séquences suivantes peuvent être reconstituées :



Dans la filière 2 l'altération semble se figer avec l'apparition de la biotite alors que dans la filière 1 le passage hornblende brune - hornblende verte - trémolite ne montre qu'une frange d'ouralitis métastable qu'il est très rare de pouvoir décomposer en totalité. Fréquemment les filières 1 et 2 et même localement l'altération directe (filière 3), sont associées conformément à l'évolution probable suivante :

- hydratation des extrémités du cristal en hornblende brune ;
- développement, le long de certaines zones plus craquelées, de nids de biotite dans la hornblende brune ;
- apparition d'une frange réactionnelle à trémolite actinote, frange qui progresse depuis les craquelures ou les clivages vers la périphérie du cristal en laissant derrière elle la chlorite séparée par un liseré d'hématite ; les nids de biotite précoces, réfractaires à cette transformation, sont alors contournés par la frange d'ouralite.

#### a - COMPOSITIONS DU PYROXENE

17 analyses de pyroxènes donnent des résultats techniquement satisfaisants. Elles concernent le faciès de dolérite subophitique effusif (7 analyses), le filon de dolérite interstellaire (7 analyses) et le filon de dolérite à tendance ophitique (3 analyses) (cf. tableau 3 et 4).

Le premier résultat de ces analyses est la mise en évidence d'une étroite analogie chimique entre tous les cristaux analysés qu'il s'agisse de phénocristaux, de plages poecilitiques ou de pyroxènes interstitiels, tant filoniens qu'effusifs. Leur homogénéité chimique contraste avec la dispersion des compositions des feldspaths ou des roches totales. Le rapport entre la figure 12 a et 12 b indique à quel point l'échelle du triangle de classification des pyroxènes doit être dilatée pour visualiser la dispersion des analyses. En effet, en dépit de la grande homogénéité, de légères différences significatives peuvent être mises en évidence. En particulier, on remarque une véritable zonation chimique du coeur vers la périphérie d'un phénocristal porphyrique, zonation accentuée par la nature plus calcique d'un petit phénocristal voisin, analysé dans le même échantillon (figure 12b et 13).

#### PYROXENES FILONIENS

	* 2/1	* 3/1	* 4/1	* 5/1	* 11/1	* 12/1	* 13/1	* 58	* 21	* 27
SiO2	47.36*	48.86*	50.86*	51.17*	48.54*	49.23*	49.95*	53.61*	47.80*	49.33*
Al2O3	6.44*	5.21*	3.10*	3.13*	4.80*	4.90*	3.83*	2.00*	5.49*	4.61*
FeO	7.74*	6.34*	8.52*	8.15*	7.39*	6.62*	7.37*	13.84*	7.29*	7.16*
MnO	0.15*	0.08*	0.11*	0.17*	0.16*	0.17*	0.11*	1.05*	0.02*	0.15*
MgO	13.39*	13.69*	14.39*	13.91*	14.53*	14.35*	14.12*	15.46*	13.39*	13.73*
CaO	22.49*	22.14*	22.03*	22.74*	22.03*	22.10*	22.60*	11.95*	22.64*	23.33*
Na2O	0.57*	0.54*	0.43*	0.44*	0.44*	0.46*	0.46*	0.27*	0.00*	0.37*
K2O	0.00*	0.00*	0.03*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.27*	0.00*	0.00*
TiO2	2.38*	1.61*	1.34*	1.39*	1.53*	1.51*	1.64*	0.00*	2.30*	2.17*
NB OX*	6*	6*	6*	6*	6*	6*	6*	6*	6*	6*
Si	1.765*	1.838*	1.884*	1.889*	1.821*	1.838*	1.859*	2.011*	1.798*	1.826*
Al	0.282*	0.231*	0.135*	0.136*	0.212*	0.215*	0.168*	0.088*	0.243*	0.201*
Fe3	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*
Fe2	0.240*	0.199*	0.263*	0.251*	0.231*	0.206*	0.229*	0.437*	0.228*	0.221*
Mn	0.005*	0.003*	0.003*	0.005*	0.005*	0.005*	0.003*	0.033*	0.001*	0.005*
Mg	0.749*	0.773*	0.799*	0.770*	0.817*	0.804*	0.788*	0.870*	0.755*	0.762*
Ca	0.898*	0.893*	0.874*	0.899*	0.885*	0.884*	0.901*	0.480*	0.912*	0.925*
Na	0.041*	0.039*	0.031*	0.031*	0.032*	0.033*	0.033*	0.049*	0.028*	0.027*
K	0.000*	0.000*	0.001*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.013*	0.000*	0.000*
Ti	0.067*	0.045*	0.037*	0.038*	0.043*	0.042*	0.046*	0.000*	0.065*	0.060*
LE BAS										
CA	48.59*	48.90*	45.96*	47.56*	46.54*	47.47*	47.80*	28.86*	48.84*	49.07*
MG	38.73*	40.54*	40.53*	39.36*	41.48*	41.59*	40.33*	39.25*	39.30*	
FE	12.68*	10.56*	13.51*	13.08*	11.98*	10.94*	11.87*	24.81*	11.91*	11.63*
D.H.Z										
CA	47.47*	47.82*	45.06*	46.71*	45.66*	46.55*	46.90*	26.45*	48.10*	48.36*
MG	39.57*	41.40*	41.21*	40.00*	42.16*	42.32*	41.02*	47.90*	39.82*	39.85*
FE	12.96*	10.79*	13.73*	13.30*	12.18*	11.13*	12.08*	25.65*	12.08*	11.79*

Tableau 3 : 10 compositions de pyroxènes de filons doléritiques.

Analyses D. Ohnenstetter, 1980, Nancy :

- Analyse 1 : Echantillon SN 68, dolérite porphyrique
- Analyse 2 : Phénocristal 100 x 100 µ à macle en sablier
- Analyses 3, 4, 5 : petits phénocristaux (< 40 µ)
- Analyses 11, 12, 13 : petit phénocristal, du coeur vers la bordure.
- Analyse 58 : Echantillon PN 94 à tendance subophitique, petit cristal englobé poecilitiquement dans un plagioclase. Composition anormale, non représentée sur les figures 12 et 13.

Analyses G. Frot - Centre de Minéralogie industrielle, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris :

- 2.1 et 2.7 pyroxènes subautomorphes du faciès ophitique SO 645 a, amas grenu du vallon de la Selle de Vallouise.

Calculs :

- Formule structurale sur la base de 6 oxygènes par cellule
- Position dans le triangle de Lebas, 1962 (figure 13)
- Position dans le triangle utilisé par Deer, Howie et Zussman (1963, 1979).

**PYROXENES COULEES**

	* 32	* 33	* 34	* 35	* 36	* 37	* 38	*
SiO <sub>2</sub>	49.54*	51.35*	48.92*	50.30*	50.67*	49.89*	51.45*	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.60*	1.88*	3.69*	2.48*	2.21*	2.16*	1.67*	
FeO	6.62*	8.69*	8.04*	8.34*	7.94*	8.12*	8.48*	
MnO	0.19*	0.12*	0.19*	0.14*	0.20*	0.39*	0.16*	
MgO	14.32*	13.75*	12.54*	14.37*	13.98*	14.32*	13.66*	
CaO	23.16*	22.74*	22.34*	22.64*	22.37*	23.02*	23.48*	
Na <sub>2</sub> O	0.45*	0.61*	0.68*	0.52*	0.53*	0.52*	0.42*	
K <sub>2</sub> O	0.00*	0.09*	0.01*	0.03*	0.00*	0.02*	0.11*	
TiO <sub>2</sub>	1.80*	1.32*	2.37*	1.74*	1.65*	1.55*	1.42*	
<b>NB OX*</b>								
Si	1.831*	1.914*	1.856*	1.875*	1.901*	1.875*	1.914*	
Al	0.200*	0.082*	0.165*	0.109*	0.098*	0.095*	0.073*	
Fe <sup>3</sup>	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	
Fe <sup>2</sup>	0.204*	0.270*	0.254*	0.259*	0.248*	0.254*	0.263*	
Mn	0.006*	0.004*	0.006*	0.004*	0.006*	0.012*	0.005*	
Mg	0.794*	0.769*	0.714*	0.803*	0.787*	0.807*	0.762*	
Ca	0.917*	0.908*	0.908*	0.904*	0.899*	0.927*	0.936*	
Na	0.032*	0.044*	0.050*	0.038*	0.038*	0.038*	0.030*	
K	0.000*	0.004*	0.000*	0.001*	0.000*	0.001*	0.005*	
Ti	0.050*	0.037*	0.067*	0.049*	0.046*	0.044*	0.040*	
<b>LE BAS</b>								
CA	48.61*	47.85*	49.60*	46.92*	47.38*	47.35*	48.53*	
MG	40.65*	38.46*	36.93*	39.97*	39.75*	39.58*	38.08*	
FE	10.74*	13.69*	13.47*	13.11*	12.86*	13.08*	13.39*	
<b>D.H.Z</b>								
CA	47.75*	46.56*	48.25*	45.87*	46.34*	46.33*	47.60*	
MG	41.33*	39.41*	37.92*	40.76*	40.54*	40.35*	38.77*	
FE	10.92*	14.03*	13.83*	13.37*	13.12*	13.33*	13.63*	

**NISBET ET PEARCE 1975**

F1	*-0.938*	*-0.933*	*-0.996*	*-0.943*	*-0.944*	*-0.944*	*-0.947*
F2	*-2.460*	*-2.446*	*-2.462*	*-2.449*	*-2.461*	*-2.439*	*-2.456*

**Tableau 4 :** 7 analyses de pyroxènes de coulées (analyses D. Ohnenstetter, Nancy)

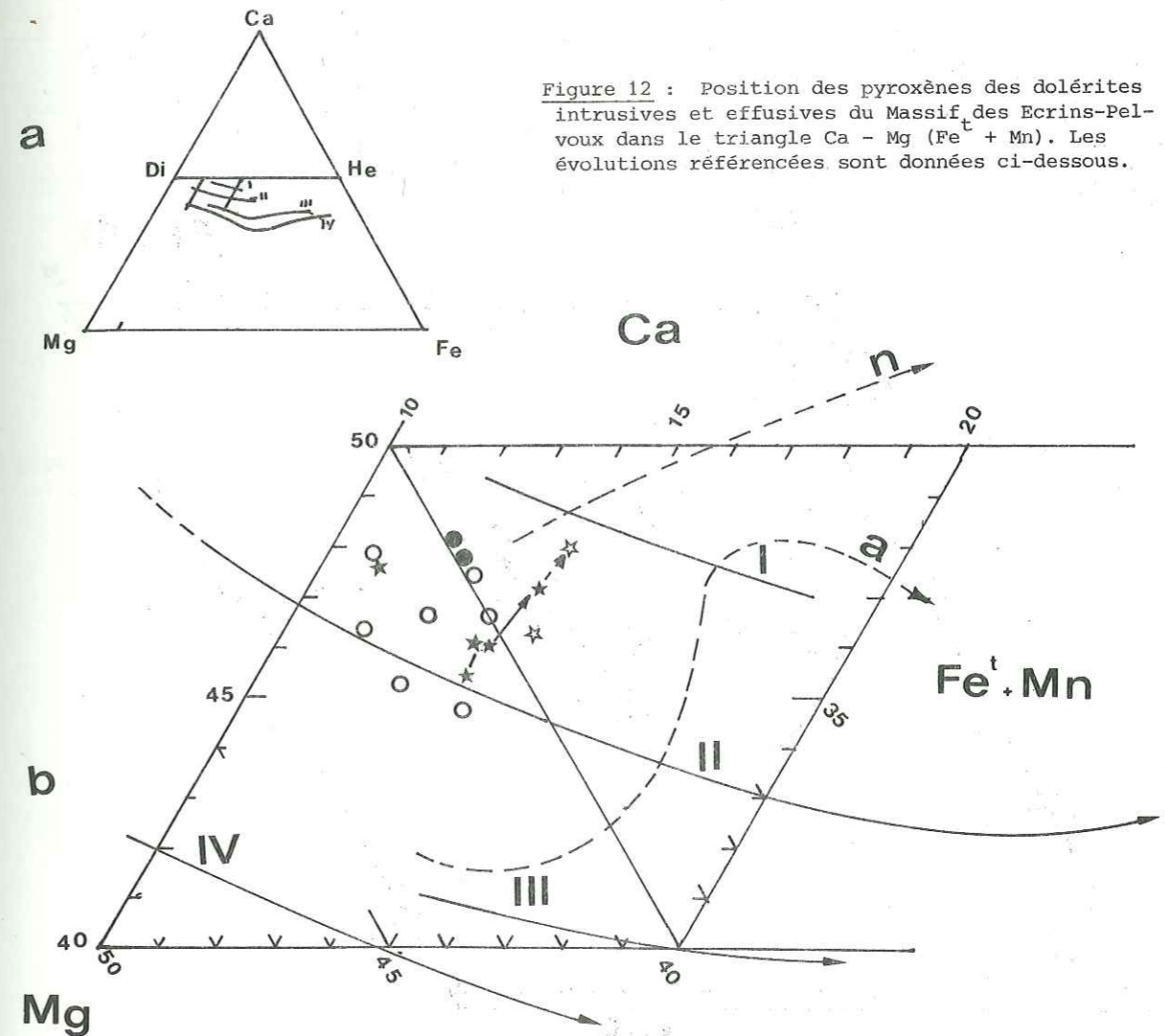
Analyses 35 à 38 : phénocrystal zoné, 200 x 80 µ analysé longitudinalement du coeur à la bordure.

Analyse 32 : phénocrystal 200 x 200 µ : coeur

Analyse 33 : petit phénocrystal de la pâte

Analyse 34 : petit phénocrystal proche des analyses 35-38.

La signification des calculs est la même que dans le tableau 3. Sont ajoutées les valeurs de Nisbet et Pearce (1977), cf. fig. 15.



**Figure 12 :** Position des pyroxènes des dolérites intrusives et effusives du Massif des Ecrins-Pelvoux dans le triangle Ca - Mg (Fe<sup>t</sup> + Mn). Les évolutions référencées sont données ci-dessous.

- I - teschérites différenciées (Wilkinson, 1957) du sill Black Jack
  - II - sill Garbh Eilean, Iles Shiant (Murray, 1954)
  - III - verres acides tertiaires d'Islande (Carmichael, 1960)
  - IV - intrusion du Skaergaard (Muir, 1951 ; Brown, 1957, in Deer et al., 1963)
- a - position générale dans le diagramme Diopside (Di), Hedenbergite (He), Enstatite (Mg) et Ferrosilite (Fe).
- b - position des 4 évolutions types et de la tendance évolutive des pyroxènes des roches néphéliniques (n) et alcalines (a) déterminée par Fodor et al. (1975) à Hawaï. Les cercles correspondent aux pyroxènes filoniens. Les étoiles pleines aux phénocristaux filoniens. Les étoiles vides aux microphénocristaux de la pâte de dolérite effusive.
- La flèche relie en trait plein le coeur à la bordure d'un phénocrystal porphyrique zoné, et en tireté un petit phénocrystal distant de moins de 10 µ.

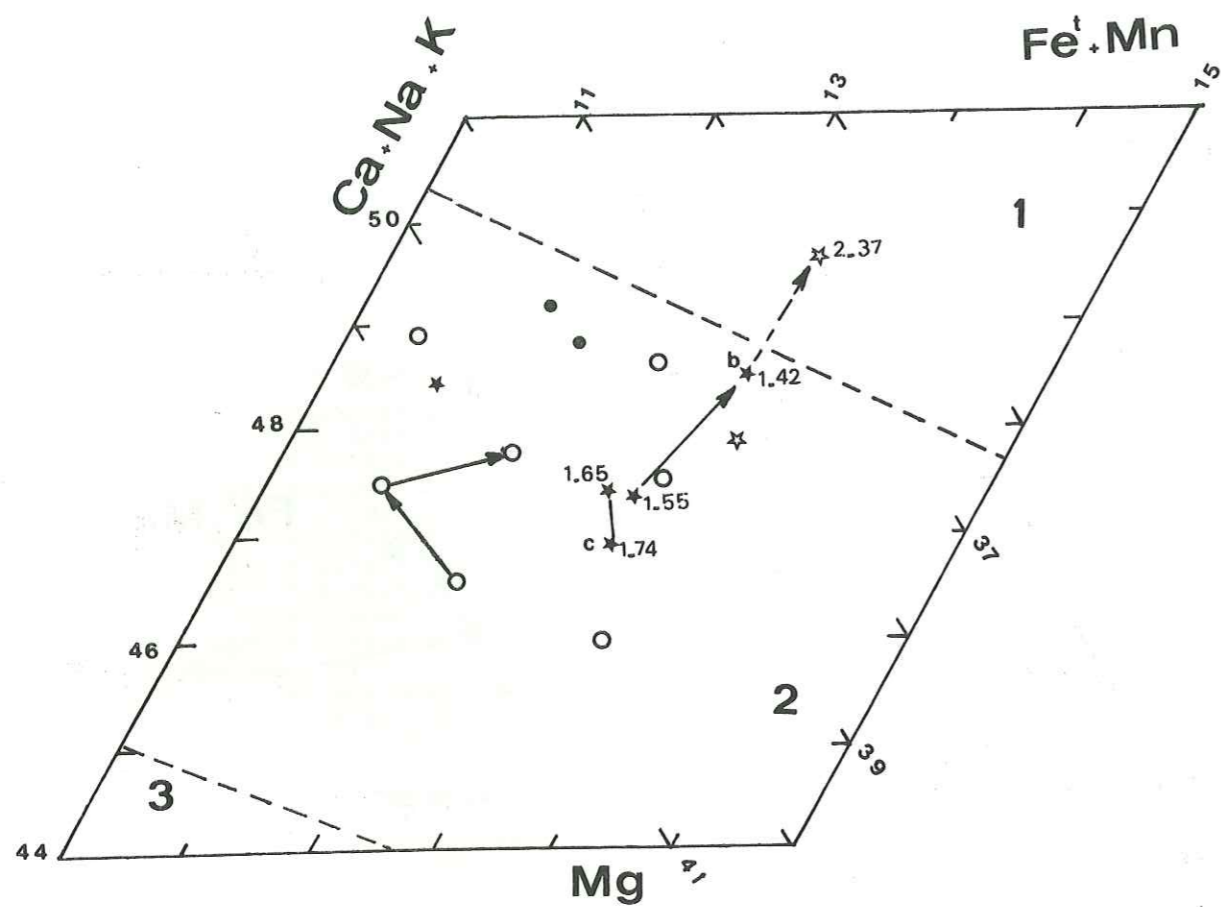


Figure 13 : Position des pyroxènes (tableau 3 et 4), dans le triangle des proportions ioniques Ca + K + Na, Mg, Fe<sup>t</sup> + Mn de Le Bas (1962).

D'après cet auteur sont discriminées sur cette figure les compositions des pyroxènes des roches paracalines (1) de celles des roches alcalines (2) et de celles des roches non alcalines (3) (roches calco-alcalines, tholéitiques et hyperalumineuses).

Les symboles des pyroxènes doléritiques sont identiques à ceux de la figure 12 dont la signification est d'ailleurs très voisine dans le cas présent puisque les pyroxènes sont très peu sodiques.

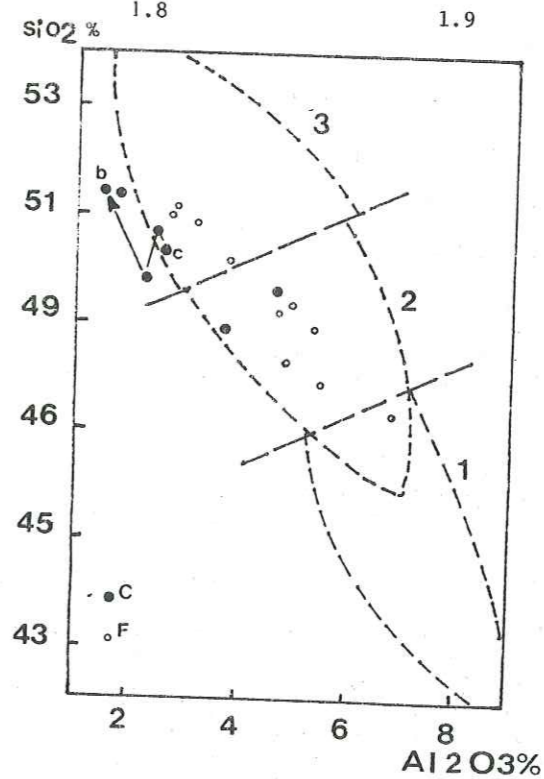
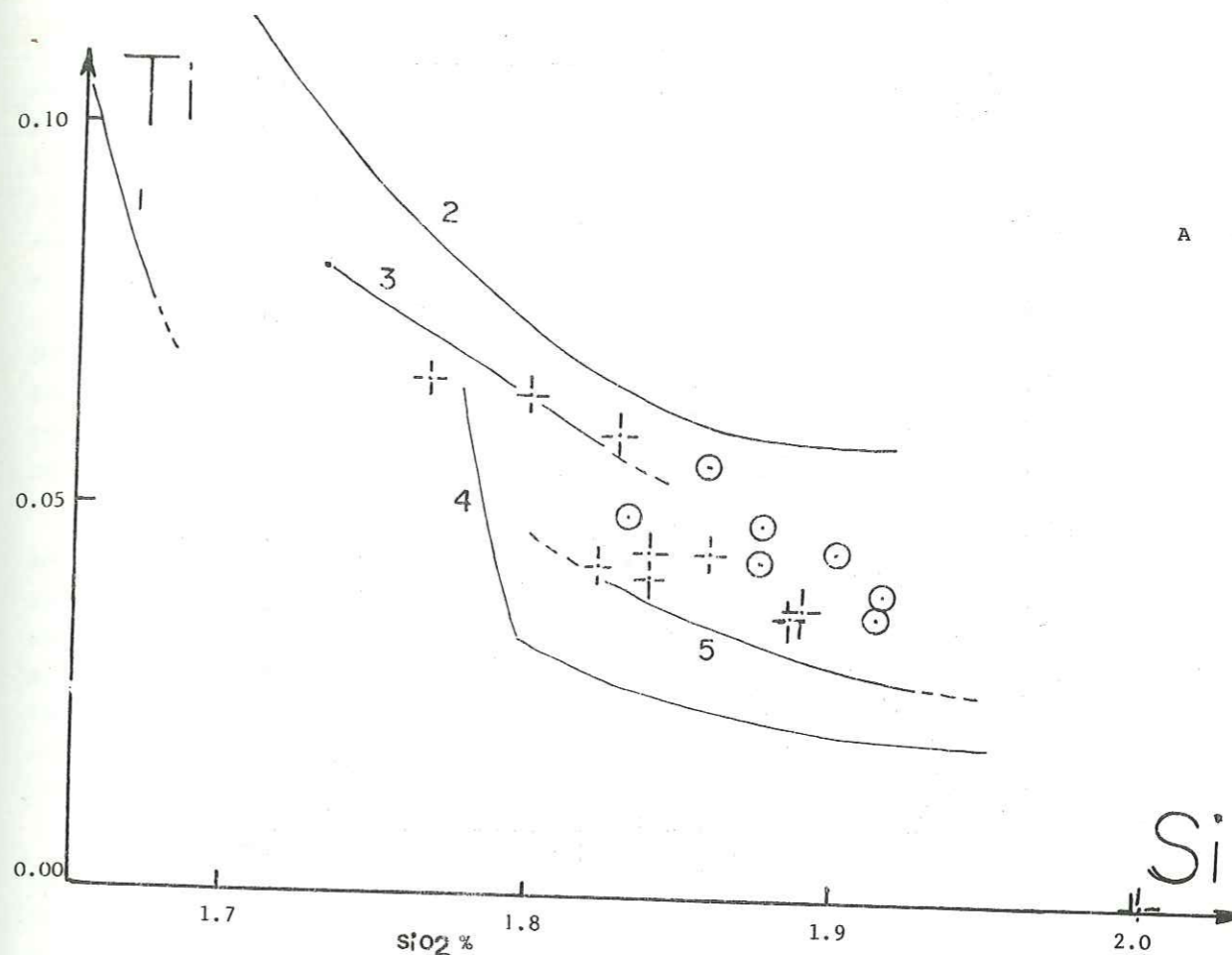


Figure 14  
(Légende page suivante)

B



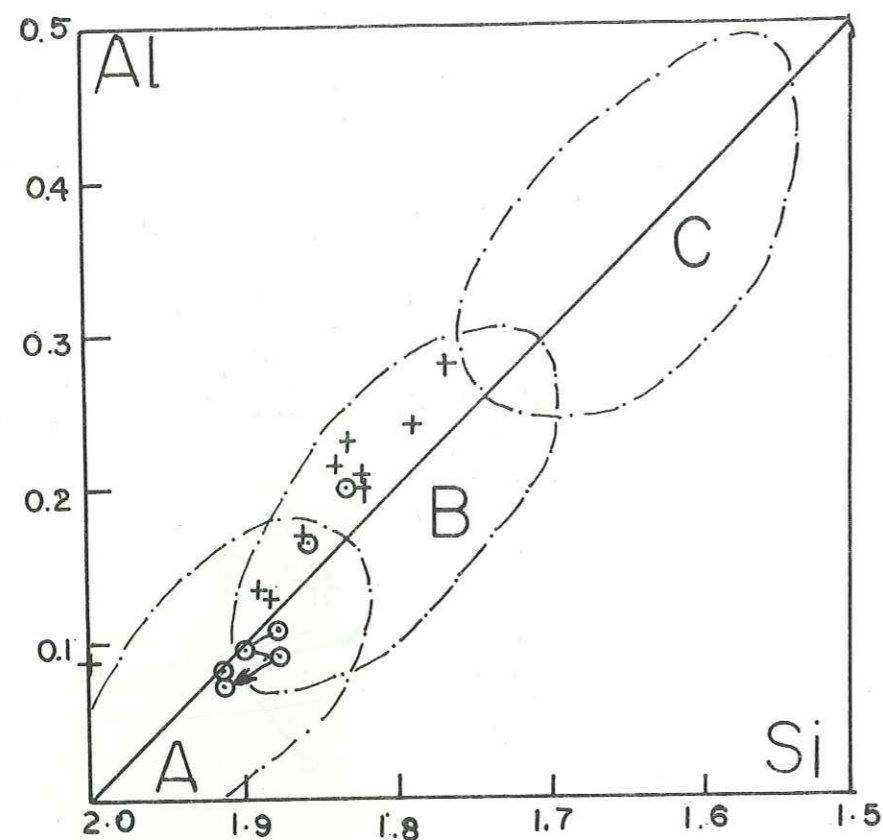


Figure 14 : Teneur en silice des pyroxènes analysés (tableaux 5 et 6) en fonction :

A - des proportions ioniques de Ti

position de séries alcalines remarquables

1. Nyiragongo (Sahama et Meyer, 1958)
2. Takakusayama (Tiba, 1966)
3. Black Jack (Wilkinson, 1957)
4. Morotu (Yagi, 1953)
5. Shiant (Murray, 1954)

Comme dans la figure 12 b les compositions apparaissent intermédiaires aux cas 3 et 5 et les pyroxènes des coulées (C) ne se discriminent pas des pyroxènes de filons (F)

B - de la teneur totale en alumine

Les coupures sont celles de la figure 25.

Les pyroxènes montrent un léger excès de  $\text{SiO}_2$  pour apparaître comme franchement alcalins.

Cette figure est toutefois moins discriminante que celle de la figure 25.

C - de la proportion ionique d'Al selon les références proposées par Kushiro (1960) qui distingue les roches alcalines à feldspathoïde (C) des roches alcalines sans feldspathoïde (B) et des roches tholéitiques (A). Une différence sensible apparaît entre les pyroxènes des coulées (C) et ceux des filons (F) des roches spilitiques analysées. Les pyroxènes filoniens montrent un léger excès d'Al par rapport à la substitution théorique entre Si et Al.  
Références : Deer et al. (1963, 1979).

La distribution des compositions du pyroxène se superpose à celle des roches basiques alcalines telles qu'elles apparaissent dans la compilation de Deer et al. (1963, 1979), ou celle de Morisson (1980). Selon les critères retenus par Le Bas (1962), elles atteignent pratiquement la frontière entre roches alcalines et roches peralcalines (figure 25). Les teneurs en Ti du pyroxène confirment tout à fait cette parenté alcaline (figure 14a). Ces dernières sont toutefois assez variables et peu ordonnées. Elles ne discriminent pas le faciès intrusif du faciès effusif et ne semblent pas non plus dépendre du faciès du minéral. Seule une légère baisse de teneur depuis le cœur vers la périphérie du cristal pourrait être envisagée (figure 13), mais ce caractère mérite d'être confronté à un plus grand nombre de mesures avant de conclure à l'évolution des teneurs en Ti du liquide au cours de la cristallisation du clinopyroxène. L'argument est d'autant plus ténu que la teneur en Ti des cristaux reste du même ordre de grandeur que celle de la roche totale.

Enfin, dans l'ensemble, les teneurs en Ti restent suffisamment élevées pour expliquer la présence de rutile en inclusions dans les minéraux d'altération du pyroxène. En particulier quelques cas d'associations sagénitiques dans la hornblende suggèrent que ce minéral dérive de la pseudomorphose d'un pyroxène. On retiendra aussi que la présence de rutile dans le fantôme d'un minéral ferromagnésien devrait indiquer une nature originelle d'augite et non d'olivine. Ce critère, qui devrait permettre de lever le doute lorsque la forme du minéral primaire n'est pas caractéristique, n'est malheureusement que rarement utilisable dans l'étude microscopique car le rutile qui se trouve étroitement associé à l'hématite reste très difficile à mettre en évidence.

La composition des pyroxènes révèle donc une nature franchement alcaline du magma parent. Toutefois aucune évolution liée à une différenciation équivalente à celle des cas référencés sur la figure 12 ne peut être mise en évidence. Toutes les analyses, y compris celles de petits cristaux de la pâte, se situent à la naissance des lignées évolutives les plus proches (I, II ou n, figure 12). En effet, si elles semblent se placer au début d'une évolution néphélinique (n), la pente très redressée de l'évolution du phénocrystal zoné indiquerait plutôt le début d'une différenciation alcaline (a). Mais que l'on choisisse l'un ou l'autre cas, ces compositions suggèrent une cristallisation précoce dans un magma bien typé, bien qu'assez peu différencié par fractionnement.

En dernier lieu, les fonctions discriminantes de Nisbet et Pearce, (1977), calculées pour classer les compositions d'augites dans une partition à la fois géochimique et géotectonique, indiquent pour les augites des dolérites du Pelvoux des valeurs caractéristiques de basaltes alcalins intraplaques (figure 15). Cette représentation qui a été obtenue par l'analyse statistique factorielle discriminante d'un nombre important de données prend en compte l'ensemble des 8 éléments majeurs. Elle discrimine sans ambiguïté les pyroxènes de basaltes alcalins intraplaques de ceux d'une autre origine.

L'origine alcaline du magma parent se trouve donc confirmée. La situation géostructurale intraplaque déterminée par la valeur de la fonction F1 de Nisbet et Pearce, (1977) est en bon accord avec les caractères de la sédimentation de plateforme continentale, contemporaine de la mise en place des coulées.

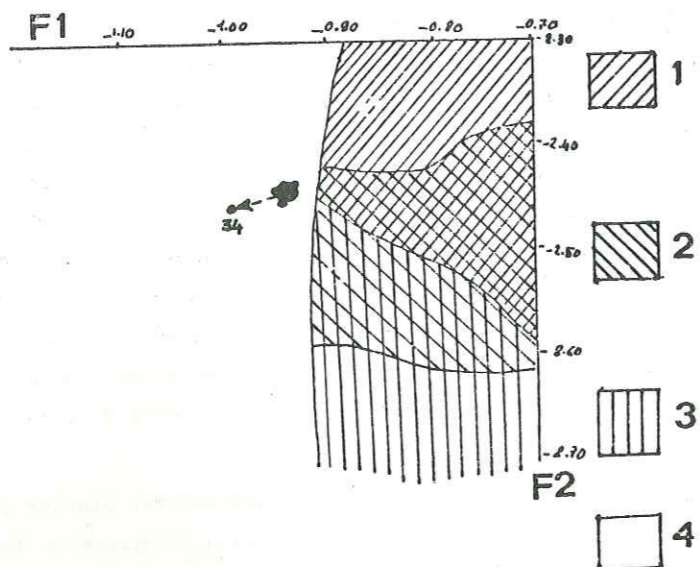


Figure 15 : Discrimination des pyroxènes en fonction d'une partition géostructurale. Diagramme de Nisbet et Pearce, 1977.

$$F_1 = -0.012 \text{ SiO}_2 + 0.0026 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \text{ FeO}^T - 0.0026 \text{ MnO} \\ + 0.0087 \text{ MgO} - 0.0128 \text{ CaO} - 0.0419 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0807 \text{ TiO}_2$$

$$F_2 = 0.0469 \text{ SiO}_2 - 0.0212 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \text{ FeO}^T - 0.1435 \text{ MnO} \\ - 0.0029 \text{ MgO} + 0.0085 \text{ CaO} + 0.0160 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0818 \text{ TiO}_2$$

- 1 = basaltes des arcs volcaniques
- 2 = basaltes des fonds océaniques
- 3 = tholéiites intraplaques
- 4 = basaltes alcalins intraplaques

Tous les pyroxènes des roches doléritiques analysées se projettent en une aire réduite du domaine alcalin intraplaque. Seule l'analyse 34 (tableau 6) s'écarte sensiblement du groupe. Il s'agit d'un microlite.

#### D - LES MINÉRAUX FERROMAGNÉSIENS HYDROXYLES

La présence de hornblende brune ou verte, de biotite et de chlorite vient d'être évoquée dans l'altération du pyroxène. Ces minéraux apparaissent aussi en cristaux automorphes et la hornblende brune ou la biotite peuvent dans certains cas avoir la valeur de phénocristaux. A côté de ces minéraux apparaissent des phyllites le plus souvent en substitution ou dans les structures dévitrifiées. La phengite par exemple a été identifiée sur diffractogrammes RX comme le minéral d'altération des plagioclases saussuritisés. Pourtant dans les coulées hyperpotassiques apparaît en phénocristaux un mica automorphe aux propriétés optiques intermédiaires entre celles de la ferrimuscovite et celles de la phlogopite. Il est donc extrêmement difficile d'affirmer que telle ou telle espèce minérale appartient à une paragenèse magmatique ou non. Les qualificatifs de primaire ou secondaire sont trop ambigus. On leur préférera les expressions de minéral de substitution et de dévitrification, s'opposant aux minéraux d'origine magmatique. Le

terme de minéral de pseudomorphose est réservé aux cas où la déstabilisation d'un minéral antérieur peut effectivement être observée sur différentes étapes successives.

Il est important de préciser qu'à ce stade descriptif les substitutions décrites ne présentent en rien de la cause, magmatique ou métamorphique, des déstabilisations.

#### a - LES AMPHIBOLES

Peu d'amphiboles des roches dolérito-splittiques présentent des dimensions suffisantes ou une homogénéité convenable pour obtenir des analyses techniquement satisfaisantes.

En particulier la taille toujours réduite des actinotes, dont la section est rarement supérieure à 5 microns, rend l'analyse peu précise. Les hornblendes sont plus grosses mais les caractères optiques sont toujours variables sous une même section. L'analyse est aussi fortement gênée par d'abondantes inclusions de rutile, de sphène ou de carbonates.

#### AMPHIBOLES

	* 1	* 6/1	* 7/1	* 8/1	* 13	* 26	* 59
SiO <sub>2</sub>	44.53*	54.68*	54.77*	55.08*	51.92*	47.63*	51.61*
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.84*	1.12*	0.90*	1.28*	2.60*	4.68*	2.00*
FeO	5.67*	12.47*	13.54*	12.40*	16.48*	7.44*	13.84*
MnO	0.15*	0.16*	0.00*	0.26*	0.27*	0.00*	1.05*
MgO	12.96*	15.30*	14.85*	15.71*	13.18*	13.62*	15.46*
CaO	20.07*	11.70*	12.24*	12.04*	11.46*	21.47*	11.95*
Na <sub>2</sub> O	0.67*	0.14*	0.34*	0.26*	0.47*	0.29*	0.67*
K <sub>2</sub> O	0.00*	0.01*	0.01*	0.08*	0.11*	0.05*	0.27*
TiO <sub>2</sub>	2.25*	0.14*	0.10*	0.04*	0.09*	2.43*	0.00*
NB OX*	23*	23*	23*	23*	23*	23*	23*
SI	6.788*	7.575*	7.955*	7.919*	7.499*	6.773*	7.610*
AL	1.225*	0.192*	0.154*	0.217*	0.454*	0.806*	0.347*
FE3	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*
FE2	0.719*	1.516*	1.639*	1.510*	2.037*	0.908*	1.701*
MN	0.019*	0.020*	0.000*	0.032*	0.034*	0.000*	0.131*
MG	2.960*	3.347*	3.244*	3.363*	2.932*	2.991*	3.419*
CA	3.274*	1.823*	1.905*	1.855*	1.821*	3.368*	1.888*
NA	0.197*	0.040*	0.096*	0.072*	0.135*	0.082*	0.191*
K	0.000*	0.002*	0.002*	0.015*	0.021*	0.009*	0.051*
TI	0.257*	0.015*	0.011*	0.004*	0.010*	0.267*	0.000*
P	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*

Tableau 5 : Analyses à la microsonde des amphiboles.

- 1 - Hornblende brune de pseudomorphose d'une augite en phénocristaux (frange de 50 µ, échantillon SN 68).
- 6/1, 7/1, 8/1 actinotes en aiguilles d'une amygdale à albite, chlorite, carbonate de l'échantillon SN 68.
- 26 - Hornblende brune de pseudomorphose d'un pyroxène (100µ x 30µ) de la dolérite subophitique effusive MV 76.7.
- 59 - Amphibole vert jaune poecilitique du filon intersertal à ophitique PN 94 G.

Les analyses 1 et 26 ont été recalculées aussi comme les pyroxènes (calculs cf. tableau 3).  
13 - actinohornblende du filon PN 94 G.

	6*	6*
NB OX*	6*	6*
SI	1.771*	1.819*
AL	0.320*	0.210*
FE3	0.000*	0.000*
FE2	0.188*	0.237*
MN	0.005*	0.000*
MG	0.772*	0.780*
CA	0.854*	0.879*
NA	0.052*	0.021*
K	0.000*	0.002*
TI	0.067*	0.070*
P	0.000*	0.000*
LE DAS		
CA	48.42*	47.01*
MG	41.28*	40.65*
FE	10.30*	12.34*
D.H.Z		
CA	46.76*	46.35*
MG	42.45*	41.16*
FE	10.59*	12.49*
NISBET ET PEARCE 1975		
F1	-0.887*	-0.733*
F2	-2.321*	-2.415*

Selon la classification de Leake (1968) (figure 16), ces amphiboles appartiennent au groupe des amphiboles calciques et magnésien-nes avec un apport atomique Mg/Fe + Mg (Fe = fer correspondant à FeO total) compris entre 0.6 et 0.8.

Les 2 analyses de hornblende brune montrent des teneurs en Ca anormalement élevées. Leurs points représentatifs dans le diagramme de Hallimond (figure 17) sortent du spectre des amphiboles calciques de roches ignées classiques. Ces dernières se situent toutefois dans le prolongement de l'allongement du nuage défini par les compositions d'amphiboles calciques des roches alcalines.

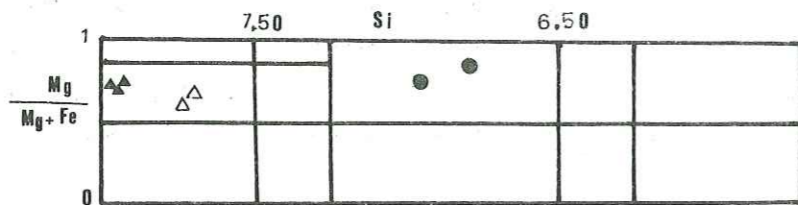


Figure 16 : Place des amphiboles analysées dans la classification de Leake (1968). La hornblende (points) s'individualise très nettement des actinotes de déstabilisation (triangles vides, analyses 13 et 59) et des aiguilles d'actinotes de remplissage des vacuoles (triangles pleins, analyses 6/1, 7/198/1) mais conservent un rapport ferromagnésien identique.

En fait les deux cristaux analysés correspondent manifestement à la pseudomorphose d'un pyroxène augitique. Ce dernier est bien reconnaissable par ses formes extérieures dans un cas et par le passage progressif du pyroxène à l'amphibole brune en quelques 10 microns dans une plage ferromagnésienne poecilitique dans l'autre cas.

Ces amphiboles (analyses 1 et 26, tableau 5), recalculées en formule structurale anhydre à 6 atomes d'oxygène par cellule, présentent une répartition de Ca, Fe et Mg tout à fait conforme à celle du pyroxène primitif. La perte de Ca de la transformation augite → hornblende n'est donc pas complète.

Les actinotes ont été analysées uniquement dans les filons. Elles affichent un rapport ferromagnésien voisin de celui des hornblendes et de celui des pyroxènes suggérant ainsi leur équilibre avec le chimisme global de la roche.

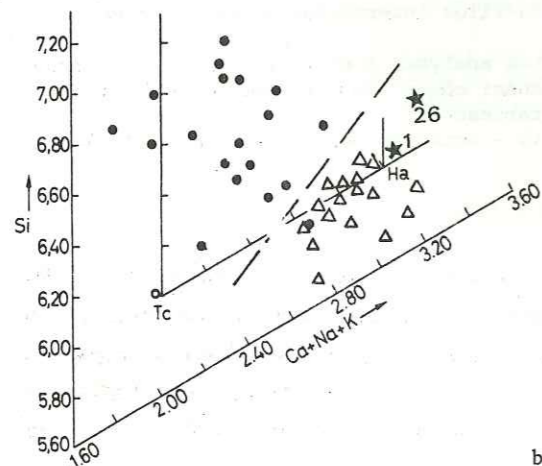


Figure 17 : Diagramme pseudoternaire de Halimond séparant les amphiboles magmatiques alcalines (triangles) des amphiboles calco-alcalines (points) in Lewis (1973). Les analyses 1 et 26 se projettent à proximité du pôle hornblende alcaline (Ha). Tc : Tschermakite.

b - LES MICAS

Omniprésents dans les roches du cortège dolérito-spilitique du massif des Ecrins-Pelvoux les micas appartiennent le plus souvent à la paragenèse d'altération. Cependant les faciès les moins spilitiques des dolérites porphyriques filoniennes renferment de magnifiques biotites automorphes. La substitution de l'amphibole brune par la biotite peut aussi conduire à des structures pseudo-automorphes. Ce dernier cas toutefois n'a jamais été rencontré totalement réalisé, la hornblende subsiste toujours au coeur du cristal. Si des inclusions de rutile sont présentes

en association sagénitique dans la hornblende, on les retrouve sans désordre dans la bordure biotitique.

Dans les coulées hyperpotassiques, c'est un mica blanc pléochroïque dans les tons jaune verdâtre qui prend avec la biotite la valeur de porphyroblaste ferromagnésien (figure 18).

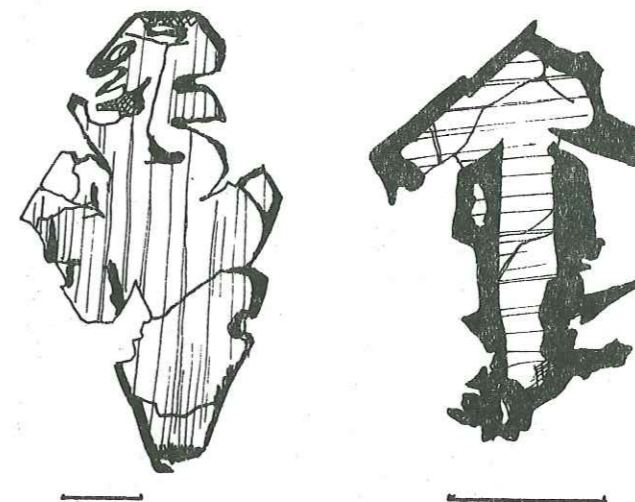


Figure 18 - Pseudomorphose de péridot par un mica vert d'aspect monocristallin, dans les faciès hyperpotassiques du Rochail et de Combe-Bonne (d'après Adline, 1982).

— = 1 mm.

Le mica d'altération se présente le plus souvent en association étroite fibroradiée avec la chlorite. Il est alors extrêmement difficile, voire impossible, d'analyser isolément ce minéral à la microsonde. Des analyses composites (1) sont alors obtenues (analyses 41-49 ou 50 tableau 8).

Ces dernières sont pourtant utilisables car, à défaut d'analyses de minéraux purs, elles permettent toutefois d'apprécier les caractères du mica probable. En effet connaissant l'éventail des compositions des chlorites visualisé sur la figure 30, on remarque alors que les analyses en question sont non seulement alignées entre elles, mais que l'alignement intercepte aussi le domaine des chlorites. Ces dernières représentent vraisemblablement un des termes du mélange. La composition du mica doit alors se projeter sur le même alignement mais au-delà des compositions hybrides. L'étalement des compositions 49 - 50 - 41 traduit obligatoirement un mélange de deux espèces chimiquement distinctes et non l'existence d'un minéral phylliteux interstratifié, tel celui décrit par Saliot (1978). En effet, même un interstratifié irrégulier devrait offrir, à l'échelle de la dizaine de microns dans une vacuole unique, des mesures dispersées seulement sous l'effet des écarts analytiques.

(1) L'analyse représente d'autant plus une composition de mélange que les fibres ont un diamètre voisin de celui du faisceau analyseur et, comme l'a constaté Chopin (1977), dans une matrice de minéraux phylliteux un faisceau même bien focalisé excite une zone de près de 20 microns de diamètre.

MICAS

	* 40	* 43	* 47	* 48	* 49	* 50	* 41	* 59	*
SiO <sub>2</sub>	47.37*	48.79*	48.32*	38.95*	46.11*	43.77*	33.47*	34.17*	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.14*	22.35*	21.87*	20.42*	23.48*	22.53*	21.60*	14.48*	
FeO	9.59*	8.81*	9.29*	15.76*	11.25*	12.74*	19.84*	24.44*	
MnO	0.06*	0.03*	0.05*	0.18*	0.00*	0.05*	0.03*	0.06*	
MgO	7.17*	6.46*	6.51*	10.08*	7.74*	8.42*	12.70*	8.66*	
CaO	0.18*	0.13*	0.18*	0.11*	0.11*	0.20*	0.08*	0.00*	
Na <sub>2</sub> O	0.00*	0.00*	0.08*	0.03*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	
K <sub>2</sub> O	6.51*	7.07*	7.00*	4.32*	4.48*	3.25*	2.00*	8.11*	
TiO <sub>2</sub>	0.18*	0.18*	0.16*	0.20*	0.20*	0.24*	0.13*	2.52*	

NE DX*	22*	22*	22*	22*	22*	22*	28*	22*
SI	6.628*	6.751*	6.738*	5.888*	6.424*	6.284*	6.589*	5.517*
AL	3.645*	3.638*	3.588*	3.631*	3.848*	3.805*	5.003*	2.751*
FE <sub>3</sub>	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*
FE <sub>2</sub>	1.118*	1.016*	1.080*	1.985*	1.306*	1.524*	3.255*	3.288*
MN	0.007*	0.004*	0.006*	0.023*	0.000*	0.006*	0.005*	0.008*
Mg	1.505*	1.341*	1.362*	2.285*	1.617*	1.813*	3.750*	2.097*
CA	0.027*	0.019*	0.027*	0.018*	0.016*	0.031*	0.017*	0.000*
NA	0.000*	0.000*	0.022*	0.009*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*
K	1.163*	1.249*	1.246*	0.834*	0.797*	0.596*	0.503*	1.672*
TI	0.019*	0.019*	0.017*	0.023*	0.021*	0.026*	0.019*	0.305*
F	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*

Tableau 6 : Composition des micas des roches spilitiques du Pelvoux.

40, 43, 47 : micas à propriétés optiques intermédiaires entre celles du phlogopite et celles de la céladonite, faciès doléritique hyperpotassique VJ24E.

48, 49, 50, 41 : mélanges de micas et de chlorite en remplissage fibroradié de vacuoles. L'analyse 41 est plus franchement chloritique. Faciès doléritique hyperpotassique VJ24E.

59 : biotite du filon PN 94 g (dolérite ophitique).

Analyses microsonde : D. OHNENSTETTER (1981), Université de Nancy I.

Les formules structurales sont calculées sur la base de 22 oxygènes sauf l'analyse 41 plus franchement chloritique. L'approximation n'a aucun sens dans le cas des mélanges mais n'influe pas sur la position des points dans les diagrammes triangulaires.

Parmi les compositions référencées sur la figure 30, seuls les micas du faciès schistes verts présentent des compositions compatibles avec celles d'un terme du mélange (micas de la zone à chlorite et biotite du secteur Est d'Otago - Nouvelle-Zélande - Brown, 1967). En particulier, les compositions phengitiques des faciès à pumpellyite, comme les compositions céladonitiques des faciès zéolites, paraissent soit trop potassiques, soit pas assez alumineuses (figures 19 et 20).

Le faciès de cette association chlorite-mica indique une néoformation venant en remplissage d'une vacuole. La nature probable, voisine de celle des micas de néoformation du faciès schistes verts, déduite par le raisonnement graphique ci-dessus, va dans le même sens que celle déduite de la cristallinité de l'illite (Aprahamian, 1974) qui, dans le Lias de ce secteur géographique, indique le plus fort métamorphisme synschisteux qui ait pu être mesuré dans la couverture sédimentaire du massif des Ecrins-Pelvoux.

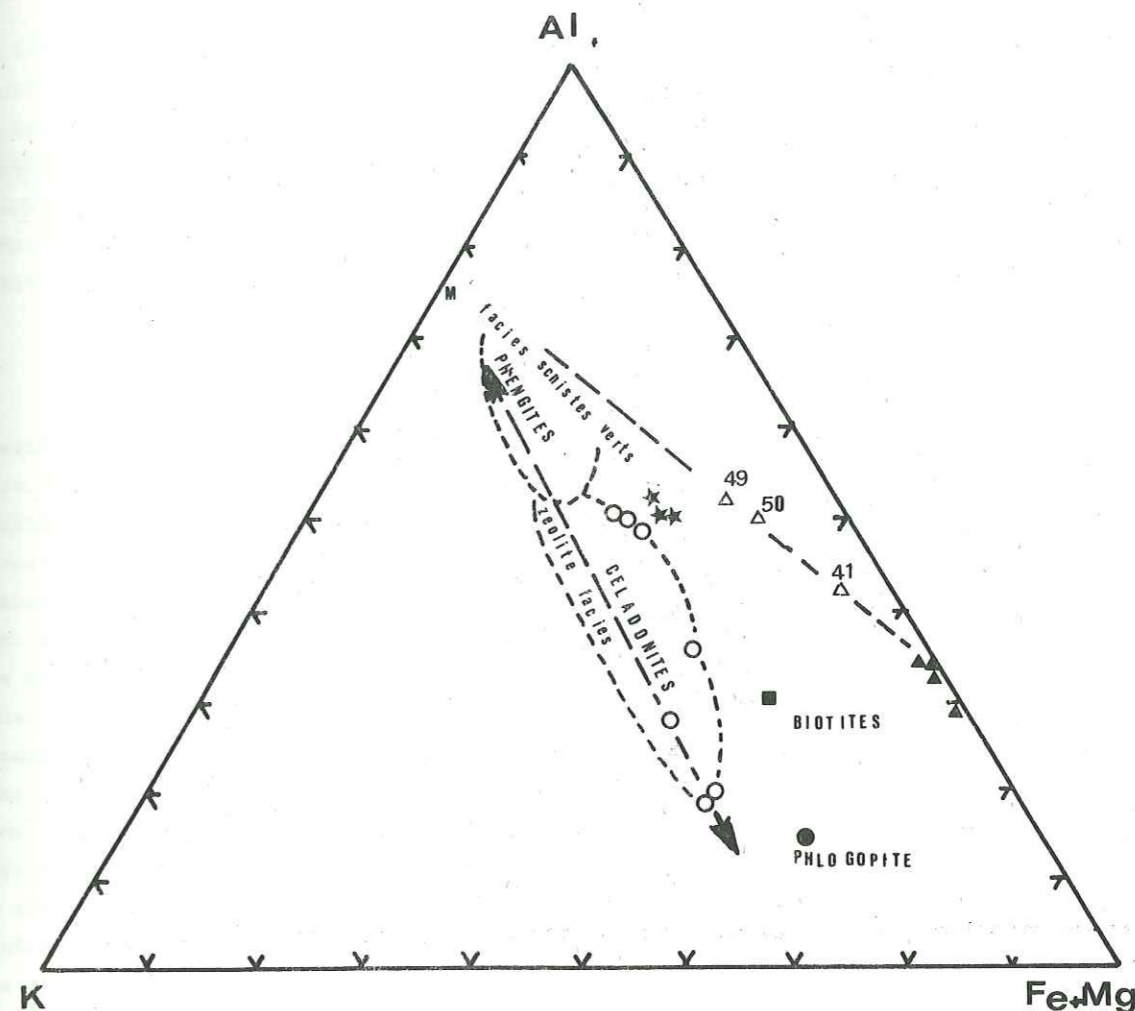


Figure 19 : Position des phyllosilicates des roches spilitiques du Pelvoux dans le triangle Al - K - Fe + Mg (en proportions molaires) et selon les domaines définis par Coombs, Nakamura et Vuagnat (1976).

Les coulées hyperpotassiques renferment un mica aux caractères optiques de céladonite (étoiles, analyses 40, 43, 47). Il se rapproche du domaine des céladonites décrites dans des faciès à zéolites par Boles et Coombs (1975), mais ne l'atteint pas (cercles vides).

La biotite est parfois encore analysable (carré = analyse 59) et s'écarte nettement des analyses de phlogopites (point) décrites par Bocquet (1971, 1974) dans le Trias des Combes de Champ (N du massif du Pelvoux).

En remplissage secondaire de vacuoles, on trouve une association étroite de chlorite et de micas (triangles vides) qui correspond assez bien à un mélange de chlorite (triangles pleins analyses 60, 62, 64) et de muscovite pure.

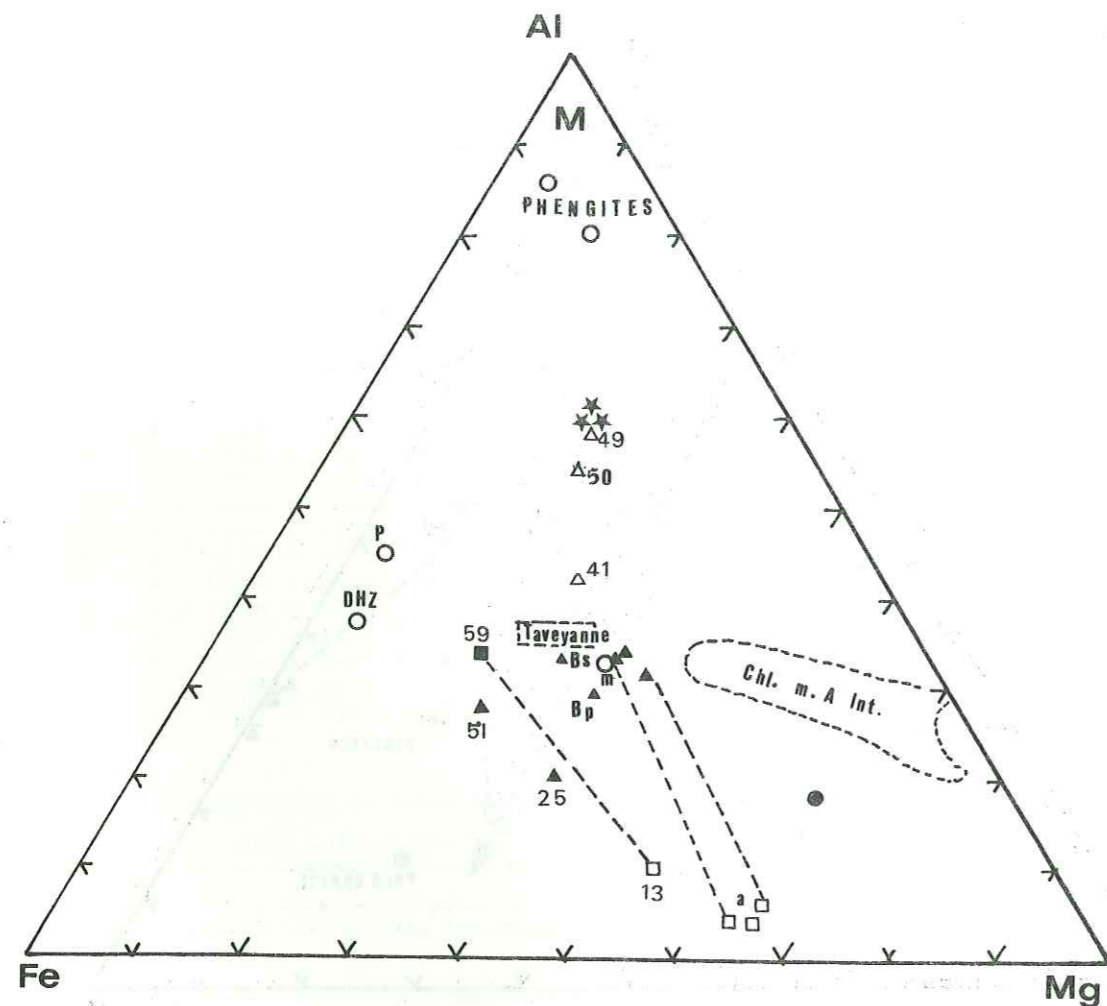


Figure 20 : Position des phyllosilicates et des actinotes dans le triangle Al - Fe - Mg.

Les compositions de références sont représentées avec des cercles vides. Le point est utilisé pour le phlogopite des dolomies triasiques des Combes de Champ (Bocquet, 1974). Les autres symboles gardent la même signification que dans la figure 19. Sont ajoutés des carrés vides pour les actinotes de remplissage de vacuoles (a) et l'actinohornblende (analyse 13).

Aucune composition du Pelvoux ne tend vers le pôle alumineux (M = muscovite) comme les phengites de Taveyenne (Coombs et al. 1974). Les chlorites du filon SN 62 apparaissent intermédiaires entre celles des metabasites des Alpes internes (Bocquet, 1974) et celles de Taveyenne. Les chlorites des coulées (41, 51, Bs, Bp) apparaissent beaucoup plus dispersées que celles décrites dans différents métamorphismes alpins (25 = chamosite de PR2S Clos). Les compositions 40 et 50 apparaissent encore comme un mélange, y compris la chlorite 41, mais la nature du terme alumineux ne peut être lue sur cette figure.

DHZ = moyenne des chlorites hydrothermales référencées par Deer, Howie et Zussman, (1963).

m = moyenne des chlorites magmatiques.

P = sidérophylite de rétroformation des biotites du Mont-Blanc (Poty, 1969).

*La biotite* : En revanche la composition des petits phénocristaux de biotite (analyses 51 et 59) montre qu'ils conservent vraisemblablement leur héritage magmatique. En effet, lorsque la biotite est altérée, elle est remplacée sans transition par la chlorite. De plus, dans le même secteur géographique, des biotites de filons de kersantites donnent des âges K/Ar indemnes de rajeunissement par le métamorphisme synschisteux (Beaubron et Buffet, 1981). Le chimisme et la minéralogie de ces kersantites sont relativement proches de celui des dolérites. On voit alors difficilement comment le métamorphisme aurait pu épargner les biotites des roches les plus anciennes et déstabiliser celles des roches les plus récentes.

#### c - PROBLEME DU PHLOGOPITE ET DU MICA VERT

Dans les coulées du gisement spilitique des Combes de Champ, dans le prolongement NNW du massif des Ecrins-Pelvoux (cf. planche h.t.) Vialon (1968), Bocquet (1971) ont décrit un mica vert. Une biotite verte analysée (Bocquet, 1974) dans les dolomies encaissantes des coulées s'est révélée présenter des caractères chimiques de phlogopite. L'âge radiométrique du phlogopite JB 82 (Bocquet et al., 1974) de la dolomie oscille entre 84 et 103 Ma selon la fraction prélevée et la méthode K/Ar ou Rb/Sr utilisée. Les observations récentes concernant ces micas ne permettent pourtant pas de lever toutes les incertitudes à l'origine du débat installé entre les auteurs mentionnés ci-dessus. On peut toutefois penser que mica vert des spilites et phlogopite des dolomies encaissantes sont deux minéraux différents. L'idée d'une origine détritique du phlogopite, émise par Bocquet et al. (1974) paraît trop simple. En effet, en plus du niveau détritique dans lequel ce minéral a été décrit, on en trouve de très beaux spécimens néoformés en placage de fissures, toujours dans la dolomie à différents endroits du gisement. On comprend aussi difficilement comment des cristaux de phlogopite détritique de près d'un mm de taille moyenne auraient été préservés dans un sédiment très hétérogène où les éléments détritiques ne traduisent que très difficilement la minéralogie des roches dégradées. Le chimisme de ce minéral est de plus très différent de toutes les analyses obtenues sur les micas verts ou sur les biotites de spilites comparables à celles des Combes de Champ (figures 19 et 20). Sa nature très magnésienne est vraisemblablement liée à la nature franchement évaporitique des accumulations exceptionnelles de gypse et d'anhydrite étroitement imbriquées stratigraphiquement et tectoniquement avec les coulées spilitiques et leurs horizons intercalaires. Enfin la dispersion entre l'âge K/Ar et l'âge Rb/Sr de ce phlogopite paraît bien faible pour émettre l'hypothèse d'un rajeunissement partiel par un métamorphisme plus jeune que l'âge mesuré. Un âge compris entre 85 et 103 Ma ne pourrait-il pas tout simplement exprimer la fermeture définitive du minéral au cours d'un ultime rééquilibrage diagénétique ?

#### d - METAMORPHISME TERTIAIRE ?

En revanche une réouverture des phyllites magmatiques de petite taille, relative à l'homogénéisation isotopique de l'argon radiogénique, peut-être envisagée. En effet, une biotite de dolérite située tout près du grand décrochement du Valgaudemar donne un âge apparent (K/Ar) de  $53 \pm 2$  Ma (1). Cet âge, avec ceux de  $47.7 \pm 2$  (spilite en roche totale),  $54.6 \pm 2$  (spilite - mélange chlorite + mica vert) et  $48.2 \pm 2$  Ma (schiste encaissant en roche totale) du gisement des Combes de Champ (Bocquet et al., 1974), confirme ainsi, à quelques 30 km de distance, l'existence

(1) - Mesures nouvelles, J.C. Baubron BRGM : Buffet et Baubron (en préparation).

d'un événement métamorphique tertiaire. Ce dernier aura toutefois épargné l'amphibole de la dolérite du Valgaudemar (197 ± 7 Ma) et les biotites de taille supérieure à 160 microns des filons de kersantite hercyniens.

#### e - LES CHLORITES

Malgré l'omniprésence de la chlorite, l'analyse de ce minéral à la microsonde est assez difficile du fait de son association constante et étroite avec d'autres minéraux :

- mica et albite dans les structures dévitrifiées,
- amphibole fibreuse et oxydes métalliques dans l'altération des phénocristaux ferromagnésiens d'olivine, pyroxène, hornblende ou même biotite,
- mica vert, quartz et carbonate dans le remplissage de certaines vacuoles ...

Deux analyses de minéraux triés (analyses Bp et Bs, tableau 7) ont permis de contrôler que les paramètres radiocristallographiques des chlorites, mesurés directement sur diffractogrammes de poudre de roche totale, donnent une bonne image de la nature cristallographique du minéral. Pour les filons, celle-ci est assez homogène. Elle oscille autour de celle du ripidolite moyen ( $R = Fe/Fe + Mg$  varie de 0.25 à 0.70 -  $R$  moyen = 0.48). Les chlorites des coulées sont sensiblement plus variables avec une nuance plus magnésienne que celle des filons ( $R$  varie de 0.05 à 0.65 -  $R$  moyen = 0.33).

Les analyses à la microsonde du faciès filonien intersertal le plus spilitique donnent pour le faciès de pseudomorphose (analyses 60 et 62, tableau 7) et pour la chlorite de dévitrification (analyse 64) une composition homogène assez proche de celles des chlorites Bp et Bs. Elles ont aussi une projection géochimique sur la figure 20 qui vient en concordance avec celle de la moyenne des biotites magmatiques données par Deer et al., 1963.

Dans le faciès effusif hyperpotassique (échantillon VJ24C, analyse 51, tableau 7), la proportion  $Fe/Mg/Al$  est peu différente de celle de la biotite du faciès filonien subophitique (analyse 59). La position des analyses 60, 62 et 64, intermédiaire entre celle des chlorites du faciès à pumpellyite-actinote des grès de Taveyannaz de Loèche, Valais Suisse (Coombs et al., 1976) et celle des chlorites plus magnésiennes des metabasites des Alpes internes (Bocquet et al., 1974), aurait pu être interprétée comme due à une intensité de métamorphisme elle-même intermédiaire, selon un raisonnement analogique identique à celui de Coombs et al. Pourtant la dispersion des autres compositions de chlorite montre que le chimisme de la roche ou à défaut celui du minéral dégradé, est susceptible d'intervenir pour une part importante dans la composition de la chlorite finale. En tout état de cause, le métamorphisme n'a pas été suffisant pour homogénéiser ces compositions, comme c'est le cas dans les metabasites des types internes.

En conséquence, le chimisme des chlorites des spilites du Pelvoux montre des variations sensibles en fonction du site ou du faciès. Il est donc difficile de considérer qu'elles ont cristallisé à l'équilibre avec les autres minéraux ferromagnésiens hydroxylés. On peut toutefois considérer que, dans le socle, les faciès filoniens présentent des couples chlorite-actinote qui ne doivent pas être très éloignés de l'état d'équilibre. Ceci est suggéré sur la figure 31 par le parallélisme entre la droite qui joint les chlorites 60, 62 et 54 aux actinotes 6/1, 7/1 et 8/1 et les droites qui, dans chaque échantillon de grès de Taveyannaz, relient les couples chlorite-actinote.

CHLORITES											
* 60	* 62	* 64	* 41	* 51	* 25	* SO630*		* PC	* BP	* BS	
SiO2	28.17*	28.69*	28.40*	33.47*	21.70*	27.31*	24.15*	SiO2	24.35*	29.15*	31.50*
Al2O3	19.24*	17.23*	18.35*	21.60*	14.01*	12.15*	15.69*	Al2O3	20.21*	16.30*	16.20*
FeO	22.87*	20.21*	21.97*	19.84*	32.13*	35.17*	31.51*	Fe2O3	2.13*	12.55*	25.50*
MnO	0.16*	0.23*	0.06*	0.03*	0.06*	0.18*	0.00*	FeO	36.27*	13.20*	0.00*
MgO	17.52*	17.65*	17.87*	12.70*	13.16*	19.73*	11.23*	MnO	0.48*	0.25*	0.30*
CaO	0.13*	0.26*	0.09*	0.08*	0.01*	0.39*	0.19*	MgO	5.57*	17.00*	12.80*
Na2O	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.05*	0.04*	0.00*	CaO	0.00*	0.00*	0.00*
K2O	0.54*	0.14*	0.03*	0.13*	0.45*	0.00*	0.00*	Na2O	0.00*	0.00*	0.00*
TiO2	0.18*	0.33*	0.00*	0.00*	0.94*	0.16*	0.13*	K2O	0.00*	0.00*	0.00*
								TiO2	0.04*	0.15*	1.62*
								F2O5	0.00*	0.00*	0.00*
								H2O	10.46*	9.60*	8.90*
								H2O-	0.35*	0.75*	0.50*

NE OX*								NE OX*			
28*	28*	28*	28*	28*	28*	28*	28*	32*	32*	32*	32*
SI	5.778*	6.078*	5.914*	6.654*	5.218*	5.630*	5.659*	SI	4.713*	5.179*	5.647*
AL	4.642*	4.295*	4.495*	5.052*	3.963*	2.947*	4.325*	AL	4.602*	3.407*	3.417*
FE3	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	FE3	0.309*	1.672*	3.429*
FE2	3.909*	3.548*	3.812*	3.287*	6.438*	6.042*	6.153*	FE2	5.850*	1.954*	0.000*
MN	0.028*	0.041*	0.011*	0.005*	0.012*	0.031*	0.000*	MN	0.079*	0.038*	0.045*
MG	5.390*	5.609*	5.582*	3.787*	4.747*	6.101*	3.947*	MG	1.617*	4.530*	3.442*
CA	0.029*	0.059*	0.020*	0.017*	0.003*	0.086*	0.048*	CA	0.000*	0.000*	0.000*
NA	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.023*	0.016*	0.000*	NA	0.000*	0.000*	0.000*
K	0.141*	0.038*	0.008*	0.033*	0.138*	0.000*	0.000*	K	0.000*	0.000*	0.000*
TI	0.028*	0.052*	0.000*	0.000*	0.170*	0.025*	0.023*	TI	0.006*	0.020*	0.218*
P	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*				

Tableau 7 : Composition des chlorites des roches spilitiques du Pelvoux.

60, 62, 64 : échantillon SN 62, filon de dolérite intersertale, chlorite de plages intergranulaires (RX : ripidolite).

41 : chlorite de remplissage de vacuoles de l'échantillon VJ24E (cf. micas tableau 6).

51 : chlorite de pseudomorphose d'un minéral ferromagnésien avec auréole de biotite (cf. filière 2 de l'altération des pyroxènes).

25 : chamosite de pseudomorphose d'un cristal d'olivine automorphe corrodé avant son remplacement. Accompagnée de carbonates et oxydes de fer. Echantillon MV 76.7, 3e coulée Près Clos.

(Analyses à la microsonde CAMEBAX de l'Université Nancy I, D. Ohnenstetter, 1980).

SO6 30 : chlorite d'un filon doléritique intersertal à nombreuses reliques ferromagnésiennes.

(Analyses microsonde CAMECA, Minéralogie Industrielle, ENS Mines de Paris, G. Frot, 1974).

PC, BP, BS : analyses quantométriques et voie humide sur minéral trié (Y. Tardy, Université de Strasbourg, 1971).

PC 3e coulée de Près Clos

BP 3e coulée de Beauvin, faciès subophitique ; BS filonnet décimétrique de chlorite massive.

L'empreinte d'un métamorphisme sur les phyllites est donc certaine, mais elle reste limitée. En ce qui concerne la chlorite et l'actinote, l'équilibre semble avoir été approché seulement dans quelques filons du socle, et l'association chlorite-mica n'est rencontrée que dans le remplissage de quelques vacuoles. Pour le reste la plupart des biotites et des amphiboles semblent avoir conservé leur héritage magmatique, soit dériver de recristallisations liées à un mécanisme très localement local ou ponctuel.

E - LE SPHENE

4 analyses de sphène ont été obtenues à la microsonde.

- 2 analyses sur cristaux automorphes inclus poecilitequement dans la trame feldspathique très altérée de la dolérite effusive subophtique MV76-7 (analyses 70,71 - tableau 8) ;

	31	70	71	S0630 sp	S0630 ilm	5/1	15/1	23	24
SiO <sub>2</sub>	30.74	30.44	30.58	30.36	-	-	-	-	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.92	1.65	1.54	2.26	-	0.06	-	-	0.16
FeO <sup>t</sup>	1.84	0.97	1.95	1.00	46.53	46.61	46.57	0.28	0.37
MnO	0.00	0.02	0.00	-	3.66	3.63	3.38	1.28	0.00
MgO	1.65	0.41	0.75	-	-	.18	-	0.22	0.25
CaO	27.28	27.20	26.90	29.60	47.64	-	-	53.74	54.40
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.07	0.01	-	-	-	-	-	0.05
K <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.01	-	-	-	-	0.01	0.04
TiO <sub>2</sub>	34.30	37.40	34.79	32.49	-	48.25	47.95	-	-
H <sub>2</sub> O	0.95	0.36	1.41	1.57	-	-	-	-	-
Total	98.70	98.52	97.94	97.28	97.83	98.73	99.90	55.54 (99.54)	55.34 (99.34)
Si	4	4	4	4	0=6	0=6	0=6		
Y	Al	0.29	0.25	0.21	0.35				
	Ti	3.37	3.70	3.42	3.22	1.89	2.04	2.05	
	Fe3	0.20	0.05	0.21	0.11				
X	Fe2	0.00	0.05	0.00	0.00	2.05	1.90	1.90	
	Mg	0.32	0.08	0.14	-				
	Ca	3.80	3.83	3.77	4.18	0.16(Mn)	0.16(Mn)	0.15(Mn)	
	Na	0.00	0.02	0.00	-				
	K	0.01	0.00	0.00	-				
	(OH,F)	0.78	0.16	0.61	0.69				

Tableau 8 : Minéraux accessoires.

Analyses 31, 70, 71 : sphènes dans le faciès doléritique. Les deux derniers sont subautomorphes, le 1er intergranulaire dans un filon porphyrique.

Analyse SO 630 sp : sphène en position lamellaire entre de l'ilménite dans un filon de dolérite intersertale.

Analyse SO 630 ilm : ilménite.

Analyse 23 : amygdale monocristalline de calcite, éch. MV 76.7

Analyse 24 : plage intergranulaire, ébauche de vacuole, éch. MV 76.7

Analyse 5/1 et 15/1 : ilménite dans le faciès porphyrique SN 68.

Calculs : les formules structurales du sphène sont calculées sur la base de 4 Si par cellule comme dans Coombs et al. (1976). L'estimation de la teneur en H<sub>2</sub>O est faite sur la base du nombre de (OH, F) calculé comme le complément à 20 du nombre d'oxygène.

Analyses 31, 70, 71, 23 et 24, 5/1 et 15/1. D. Ohnenstetter, microsonde CAMEBAX, 1980. Université Nancy I.

Analyses SO 630, G. Frot (1974), microsonde CAMECA, Ecole Normale Supérieure des Mines de Paris (Centre Minéralogie Industrielle, Fontainebleau).

- 1 analyse correspondant à une plage de sphène xénomorphe à faciès leucoxène, comblant

un site intergranulaire de la trame feldspathique de la dolérite intrusive porphyrique SN68 (analyse 31) ;

- 1 analyse du produit d'altération lamellaire d'ilménite d'un faciès subophtique (analyse So 630 sp. - figure 26).

Les teneurs en eau, calculées dans le faciès automorphe, ayant le même ordre de grandeur que celles du faciès xénomorphe, on peut supposer, à défaut d'un nombre d'analyses plus important, que le faciès leucoxène du sphène xénomorphe n'est dû qu'à la microporosité classiquement décrite dans les roches volcaniques altérées. L'influence de cette microporosité n'est toutefois pas sensible à la microsonde. Elle contribue seulement à donner un aspect nébuleux au minéral observé sous fort grossissement.

Chimiquement les sphènes analysés donnent une projection bien regroupée au pôle titanifère du triangle Al, Ti, Fe total (figure 21). Les compositions des spilites du Pelvoux s'écartent nettement de celles mesurées dans les spilites permocarbonifères du N de la France (Morre-Biot, 1970)

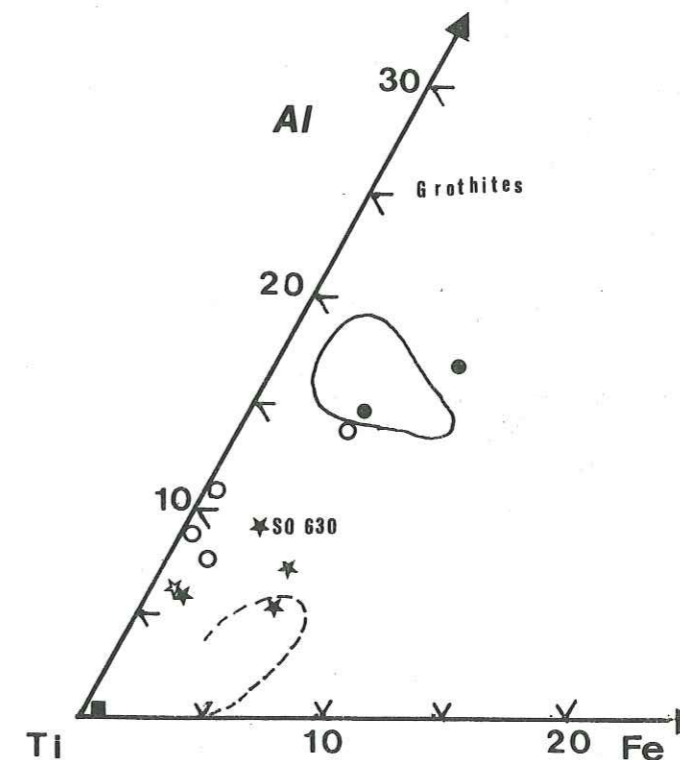


Figure 21 : Proportions ioniques Al, Fe et Ti des sphènes des roches doléritespilites du Pelvoux.

- Les analyses du tableau 8, figurées par des étoiles (l'étoile vide représente le déplacement de l'analyse 70 en ne considérant que les proportions ioniques des ions en site Y).

- L'aire cerclée en trait continu est définie par 5 sphènes de spilites, metabasaltes permocarbonifères, du N de la France (More-Biot, 1970).

- Carré : sphène de syénite néphéline pegmatitique de la péninsule de Kola (Sahama, 1964).

- L'aire en tireté représente des sphènes de néphélines et leurs roches volcaniques associées (Smith, 1970).

- Cercles vides : sphènes de schistes à glaucophane de l'île de Groix (Makanjuola et Howie, 1972).

- Points : sphènes du faciès à pumpellyite-actinote des grès de Taveyenne à Loèche, Coombs, Nakamura, Vuagnat (1976).

spilites interprétées comme métamorphiques par Huot (1979). Les sphènes volcanodétritiques des grès de Taveyenne de Loèche, affectés d'un métamorphisme à pumpellyite-actinote typique (Coombs et al., 1976), présentent la même tendance alumineuse que ceux des spilites permocarbonifères cités ci-dessus. Pour les sphènes métamorphiques ou métamorphisés, seuls certains sphènes du faciès schistes bleus à glaucophane (Makanjuola, 1972) se rapprochent du faciès d'altération de l'ilménite. Celui-ci dérive-t-il d'une transformation à haute pression comme le faciès à glaucophane ? En revanche les sphènes automorphes se rapprochent nettement du domaine délimité par des sphènes de néphélinites et de roches peralcalines associées (Smith, 1970).

Si ce diagramme a vraiment la valeur discriminante de l'origine magmatique ou métamorphique du sphène qui a été accordée par Coombs et al. (1976), on est donc conduit à conclure que la composition du sphène des spilites des Ecrins-Pelvoux ne serait pas modifiée par le métamorphisme synschisteux qui a affecté la série. De plus l'altération de l'ilménite étant suggérée s'être produite à haute pression on imagine mieux cette transformation dans un mécanisme pneumatolytique que dans un métamorphisme général.

Enfin la ressemblance des sphènes analysés avec des sphènes de roches peralcalines est à rapprocher des tendances peralcalines montrées par l'évolution des pyroxènes.

## F - LES CARBONATES

Une phase carbonatée est présente principalement en remplissage des microfissures et des vacuoles de la roche volcanique initiale. Mais selon le degré d'altération, c'est-à-dire selon l'état spilitique de la roche, le carbonate peut envahir la mésostase et même se retrouver en inclusion au coeur des phénocristaux feldspathiques.

Le carbonate est accompagné ou non de chlorite ou d'hématite et selon la finesse de l'association il prendra macroscopiquement diverses teintes variant du rouge au vert. Bien souvent le carbonate se présente en cristaux bien formés et il n'est pas rare de trouver des vacuoles ou amygdales de plus de  $100 \text{ cm}^3$  à remplissage monocristallin d'un carbonate blanc laiteux. Parfois encore, certaines amygdales très contournées, sont occupées par un carbonate saccharoïde de couleur brun rouille à miel. Tantôt ankérite, tantôt sidérose, il contraste alors avec la calcite par sa résistance plus grande à la dissolution par les agents atmosphériques.

A l'affleurement la proportion de carbonate par rapport à la roche encaissante dépasse parfois 40 %. A ce stade, on obtient dans certains cas une véritable inversion de nature du milieu continu. Le matériel silicaté basique, alors inclus dans le carbonate, est représenté dans les éléments spilitiques d'une brèche à ciment carbonaté.

Le faciès carbonaté est volumétriquement moins important que le faciès de lave compacte. Il correspond préférentiellement aux sommets de coulées où la calcite et la dolomite viennent en remplissage des vacuoles d'un faciès originellement scoriacé. On le rencontre aussi en zones laminaires centrales dans certaines coulées ou même dans certains filons, comme dans le filon porphyrique SN68 analysé précédemment. Dans ce cas, le contexte cristallophyllien de l'encaissant du filon interdit toute hypothèse de contamination par l'extérieur. Toutefois l'assimilation directe de sédiment a été observée à la base ou au front de quelques coulées (figure 22). Mais, comme

dans le cas des filons, le carbonate se présente aussi comme s'il provenait de la démixtion d'une phase carbonatée d'un liquide silicaté au cours du refroidissement (cf. discussion p.203).

Le profil des terres rares d'un carbonate extrait d'un tel faciès montre une remarquable homogénéité avec celui du matériel spilitique encaissant (figure 24). Par ailleurs ce profil est très différent de celui de la plupart des carbonates des minéralisations hydrothermales hercynotypes des Alpes (Le Suavé, 1974). Il montre une tendance à l'enrichissement en terres légères, inverse du déficit en lanthanides légers généralement rencontré dans les sédiments argilo-carbonatés côtiers ou de plate-forme (Balashov et al. 1964). Il semble donc peu probable que le carbonate du filon spilitique analysé provienne d'une contamination, ni par le sédiment qui a dû se déposer lors de la mise en place du filon 200 m plus haut, ni par un carbonate hercynotype emballé en xénolite.

Deux analyses effectuées à la microsonde (analyses 23 et 24) sur des inclusions carbonatées de phénocristaux feldspathiques du faciès doléritique subophitique effusif MV76.7 montrent des compositions de calcite stoechiométrique et laissent prévoir de grandes hétérogénéités sur les teneurs en Mn (MnO = 1,28 % analyse 23 contre 0 pour l'analyse 24).

D'une manière générale, les relations entre le carbonate et la roche encaissante peuvent être extrêmement complexes (cf. par exemple le rôle des filons de calcite qui contiennent des débris de spilite et pourtant se bloquent contre le matériel volcanique - filons F2 figure 22). Différentes origines sont à envisager pour le carbonate qui constitue les pustules et amygdales :

- démixtion, au stade magmatique, d'une phase carbonatée qui reste liquide plus longtemps que la phase silicatée.
- contamination par assimilation de sédiment au cours de la mise en place.
- remplissage secondaire, au stade post-magmatique, des bulles et tubes de dégazage, par des dépôts carbonatés hydrothermaux et fumeroliens.
- remplissage, au cours de l'ensevelissement des coulées par les sédiments liasiques, des vides, fissures et vacuoles encore béantes.
- remplissage secondaire, au cours des déformations tectoniques, par un carbonate identique à celui qui obstrue les fissures d'extension synschisteuses.

Les études isotopiques, depuis les travaux de H.P. Taylor et al. (1967), jusqu'à Pineau (1977) confirment l'origine profonde du carbone des carbonatites des complexes hyperalcalins (Le Bas, 1977) ainsi que la majorité des carbonates des kimberlites.

Dans les spilites du Pelvoux, les valeurs de  $\delta C^{13}$  des carbonates sont très proches de la gamme -5, -9 de la majorité des carbonates profonds. On enregistre toutefois un enrichissement corrélatif en  $C^{12}$  et  $O^{18}$  dans une évolution qui pourrait se concevoir comme le prolongement de celle des carbonatites du Kaiserstuhl, et qui vient même en coïncidence avec certaines valeurs mesurées sur les complexes Nord et Sud du Ruri (Deines et Gold, 1973). Les valeurs s'échappent ainsi, par enrichissement en  $O^{18}$ , du domaine le plus large défini pour les calcites hydrothermales (figure 25). Mais cette évolution est totalement indépendante de celle définie par la calcite sédimentaire emballée en xénolithes.



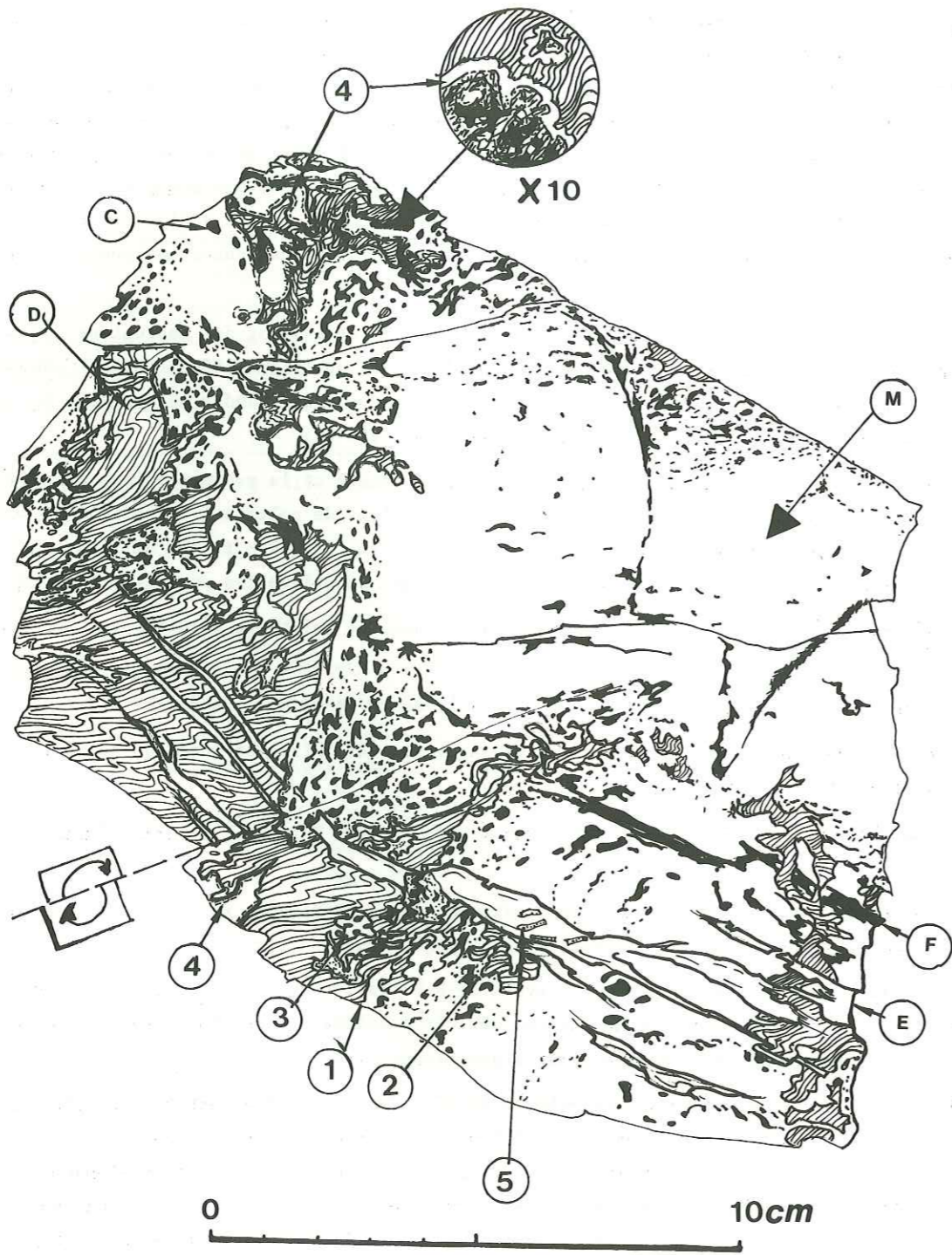


Figure 22

Figure 22 :

Interaction lave-sédiment, à un front de coulée. Une lave très micro-litique (M) emballe des sédiments dolomitiques (D) toujours très silicifiés au contact. Des pustules de chlorite très magnésienne (C) se concentrent au voisinage des contacts, mais aussi parallèlement (F) à certaines fissures d'extension de calcite (C).

Le contour est extrêmement persiforme (1) avec des lambeaux de sédiments inclus dans la lave (2) et des gouttes de lave dans le sédiment (3) toujours au contact, une croûte de calcite blanche (A) est présente.

Les fissures à calcite peuvent contenir des morceaux de lave anguleux (5), mais aussi se bloquer contre la lave elle-même. Ces fissures d'extension ne sont donc pas dues à la tectonique alpine, mais liées vraisemblablement aux recristallisations et aux contraintes d'une lave encore inégalement solidifiée et mobile.

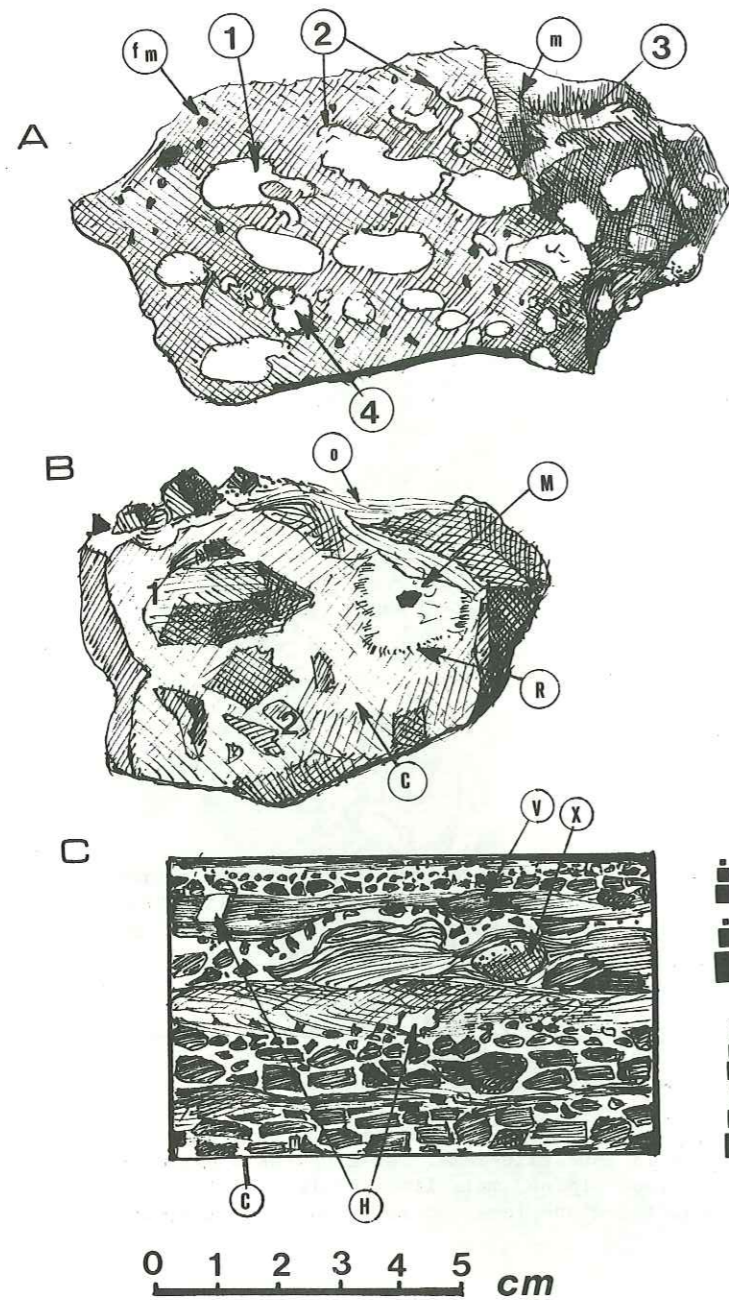


Figure 23 : 3 cas de relations lave-carbonate intéressants à l'échelle macroscopique.

A - Amygdales de calcite, typiques du faciès "variolite du Drac" (par opposition aux variolites de la Durance, à sphérules albitiques). (Echantillon SR57g, 7e coulée de la Rouite). La pâte microlitique rouge violacé (m), avec des fantômes millimétriques de minéraux ferromagnésiens (fm) vert sombre, inclut des varioles parfois bifides (1), ou à terminaison nébuleuse (2), parfois vermiculiforme sur plus de 10 cm, ou coalescent (4).

B - Brèche d'éponte d'un dyke adventif de la cheminée de l'Aiguille Fourchée (Echantillon PO512).

Des éléments doléritiques microgrenus à microlitiques sont soit très arrondis (1), soit très anguleux (2). Ils sont emballés dans un ciment très abondant (> 50 %), parfois minéralisés (M), avec des auréoles réactionnelles (R) dans le carbonate lui-même. M = granule d'hématite monocristallin, entouré de calcite magnésienne blanche, saccharoïde, bien individualisée dans une masse finement cristalline à patine ocre (O) et montrant en cassure fraîche une nébulosité chloriteuse (C).

C - Horizon intercalaire entre la première et la deuxième coulée de la Rouite. Des éléments très anguleux à structure très fine évoquent parfois des échardes de verre (V), mais toujours recristallisées et schisteuses. Des granoclasses particuliers individualisent et même dans les lits les plus hétérogènes, où l'on trouve de rares éléments polygéniques (X), les éléments sont toujours emballés dans une matrice finement saccharoïde de calcite blanche très homogène

et continue (C). On retrouve parfois cette calcite en éléments hétéromorphes (H). Les carrés dégradés à droite de la figure 23 c matérialisent les granoclasses.

La direction graphique, dans une hypothèse de carbonate d'origine profonde, devrait s'expliquer plutôt par un mécanisme de fractionnement isotopique très particulier, lié à une réaction chimique (concentration d'un isotope lourd,  $O^{18}$ , corrélativement à un isotope léger  $C^{12}$ ), que par une contamination. En effet, dans ce dernier cas, on aurait du mal à trouver un pôle contaminant, dans le prolongement de l'évolution mise en évidence, correspondant à une composition isotopique naturelle. Cette évolution impliquant une large gamme de valeurs traduit différents états dont probablement aucun n'était à l'équilibre.

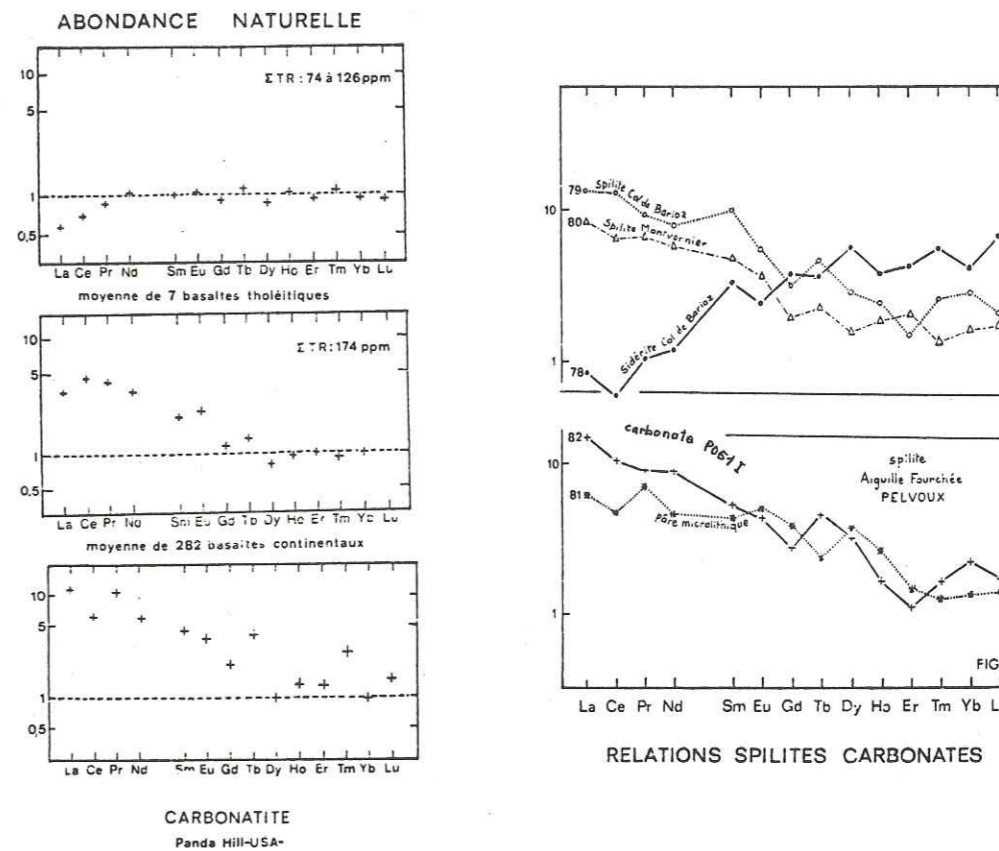


Figure 24 : Profils de terres rares (ppm roche/ppm chondrite) de roches volcaniques non altérées, de carbonatites et spilites des massifs cristallins des Alpes externes. Compilation et analyses Le Suavé (1974). Les analyses 79 et 80 correspondent à des spilites triasiques des massifs de Belledonne et du Grand Chatelard, septentrionaux par rapport aux Ecrins-Pelvoix.

De tels enrichissements en terres légères, atteignant 10 fois les valeurs chondritiques sont même modérés pour des roches alcalines. Des valeurs dépassant 200 (La > 100 ppm) ont été relevées dans des laves du Nigeria (Irving et Price, 1981) et d'Antarctique (Sun et Hanson, 1976).

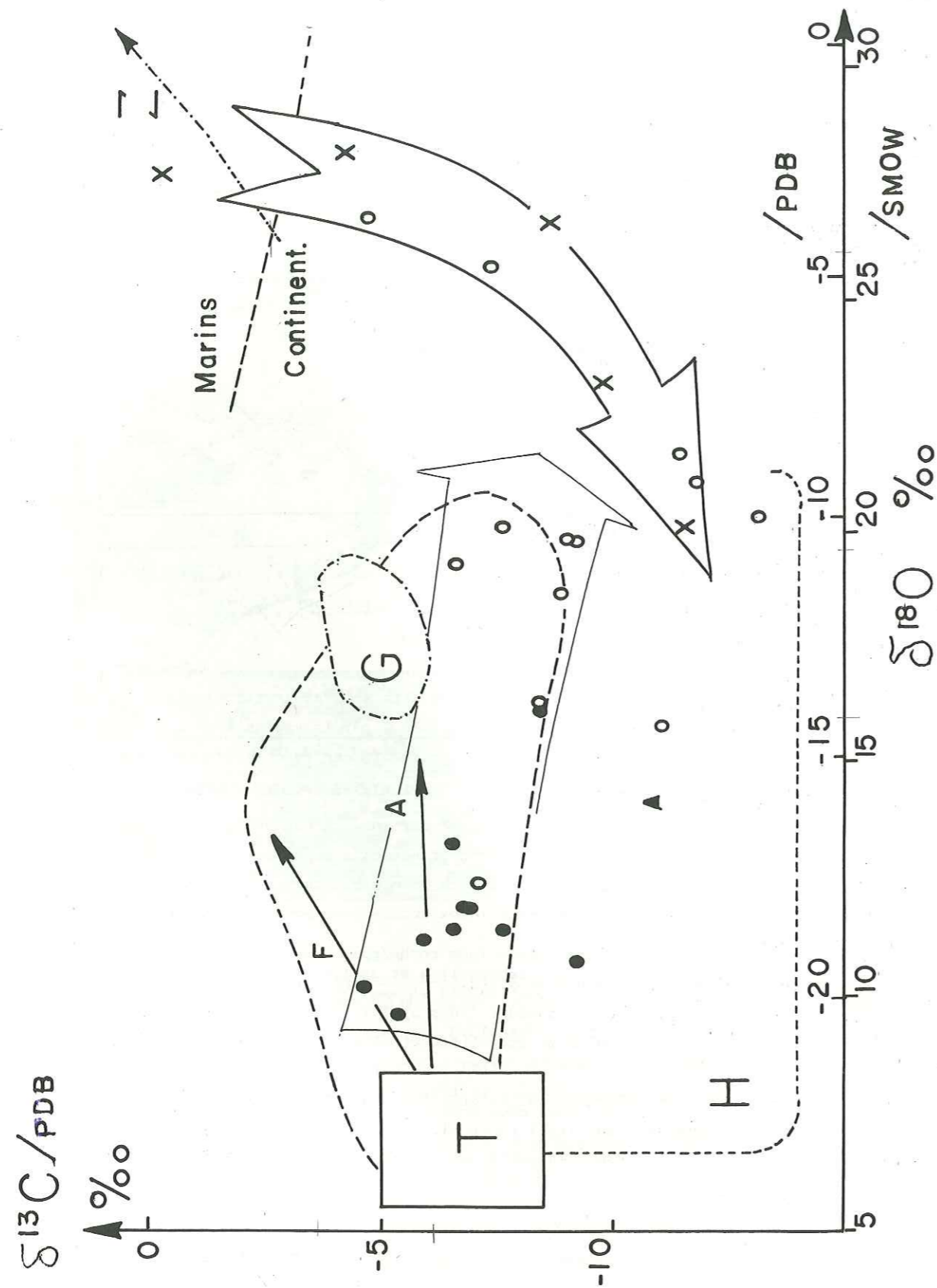


Figure 25

Figure 25 : Valeurs isotopiques des carbonates associés aux laves triasiques du Massif des Ecrins-Pelvoux.

Le domaine des carbonatites primaires (T = "Taylor Box", Taylor et al. 1967) s'oppose sans équivoque à celui des carbonates sédimentaires. Ces derniers, sur l'exemple du Zechstein (Z, Rösler et al. 1968) s'individualisent assez bien selon qu'ils proviennent d'une sédimentation marine ou continentale. L'aire cernée par un tireté délimite l'ensemble des valeurs obtenues par Pineau (1977) sur des carbonatites plus ou moins altérées naturellement ou expérimentalement. L'altération (A) n'affecte pas le rapport isotopique du carbone. Selon ce même auteur, un fractionnement isotopique entre phénocristaux de calcite et matrice interstitielle suggère un modèle d'évolution par cristallisation fractionnée (F). H = domaine général des calcites hydrothermales.

Pour les *roches spilitiques du Pelvoux*, les carbonates des coulées (cercles vides) et des filons (cercles pleins) sont plus dispersés que ceux reconnus par Amstutz et Patwardhan (1974) sur les spilites de Glarus (Suisse) (G), considérées comme primaires par ces auteurs.

Le triangle représente un carbonate associé à une minéralisation thalassifère, la jarrousite, décrite par Mantienne (1974) et attribuée à des stades tardifs du volcanisme triasique du secteur étudié. Les croix représentent une évolution remarquable du sédiment contemporain des coulées (Echantillon THU 5, tableau 9), emballé en xénolithe et dissocié au contact de la lave en fusion. Ce type d'interaction lave-sédiment à haute température pourrait expliquer une partie des valeurs isotopiques mesurées dans les coulées (flèche en trait fort). Dans les filons, inclus dans le socle cristallin et cristallophyllien, la contamination par assimilation est très invraisemblable. Les mesures isotopiques traduisent d'ailleurs, si l'on admet une origine profonde pour le CO<sub>2</sub> des carbonates analysés, des échanges (altération A) beaucoup plus limités<sup>2</sup> avec les eaux superficielles dans les filons que dans les coulées (flèche en trait fin). Les carbonates inclus dans les coulées et dont les valeurs isotopiques restent compatibles avec une origine profonde carbonatitique ou kimberlitique forment des amygdales de toutes tailles, mais toujours très blanches, parfois bleu-vert ou légèrement rosées, jamais zonées et souvent occupées par une calcite monocristalline. Les autres sont jaunâtres, souvent associées à de la chlorite fibroradiée ou en auréoles plus ou moins concentriques.

L'échelle de correspondance en δ<sup>18</sup>O mesuré par rapport aux étalons PDB et SMOW est obtenue en utilisant la constante :

$$\delta_{\text{PDB/SMOW}} = 30.86 \text{ (Friedman et O'Neil, 1977).}$$

Echantillon		$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
P0511	Ciment calcitique d'une brèche à éléments doléritiques. Encaissant = orthogneiss - F	- 6.79	- 18.12
P052C(1)	Calcite de pseudomorphose d'une enclave de péridotite - F	- 7.62	- 18.65
P052C(2)	id. mais finement associée à de la chlorite - F	- 6.92	- 18.17
"5"	Amygdales millimétriques dans dolérite porphyrique - F	- 9.25	- 19.26
SN39	Amygdales millimétriques dans dolérite intersertale - F	- 6.60	- 17.82
SN65A	Amygdales centimétriques dans dolérite à chlorite - F	- 5.42	- 20.36
P055B	Amygdale centimétrique dans dolérite microlitique - F	- 6.59	- 18.53
SO625	Amygdales millimétriques dans dolérite intersertale à amphibole - F	- 4.70	- 19.80
SO628C	Amygdale centimétrique dans dolérite intersertale à pyroxène - F	- 5.91	- 18.85
SR41	Amygdales millimétriques dans spilite - F	- 8.52	- 13.99
<hr/>			
B1	Amygdale centimétrique 1e coulée Beaufin	CNa - 6.62	- 11.01
B6	Amygdale centimétrique 2e coulée Beaufin	CNa - 13.24	- 9.96
B4	Amygdale centimétrique jaunâtre Beaufin	CNa - 4.72	- 3.71
BK	Amygdale pluricentimétrique + filonnet Beaufin	CNa - 7.13	- 17.70
A260-80	Amygdale pluricentimétrique Rochail	CK - 8.41	- 13.88
CARB1	Amygdale centimétrique Chanteloube	CK - 9.09	- 10.37
MK2	Amygdales pluricentimétriques Chanteloube	- 8.93	- 10.37
MK3A	(éboulis)	C - 11.40	- 8.77
MK3B		- 11.73	- 9.34
A278	Amygdale (Lac Gary)	CK - 7.51	- 9.79
A291	Amygdale - La Lavey N - Combe Bonne (+ Chlorite)	CK - 11.10	- 15.20
A296	Remplissage de bulle fibroradié (Lavey)	CK - 8.87	- 11.67
CB2K	Remplissage zoné, enclave ? Combe Bonne	CK - 7.30	- 4.78
A327 a.	Enclave de calcaire dolomitique	- 8.64	- 3.74
A327 b.	id. zone blanche proche contact lave	- 9.76	- 7.18
A327 c.	id. petit "résidu" après réaction avec lave	- 11.46	- 9.67
<hr/>			
PAL711.	Calcaire dolomitique triasique - Paletas (brèche)	- 0.24	- 2.85
THU 5.	Calcaire dolomitique, banc disloqué à 10 m de la coulée. Equivalent latéral des enclaves A327	- 4.18	- 2.28

Tableau 9 - Mesures isotopiques de carbonates des spilites du Pelvoux.  
Analyses 1981, R. Letolle, Laboratoire de Géologie Dynamique,  
Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, Paris.

Dans une hypothèse d'origine externe, d'un carbonate mobilisé par un mécanisme hydrothermal, un fractionnement de même nature que celui invoqué précédemment sera à rechercher. L'interprétation du déficit global en  $\text{C}^{13}$  n'est toutefois pas immédiate dans ce schéma et des mesures sur différents minéraux de la paragenèse calcitique seront nécessaires pour conclure.

Dans l'une ou l'autre hypothèse, l'altération météorique décrite et reproduite expérimentalement par Pineau et al. (1973), Pineau (1977), qui provoque une évolution seulement de  $\text{O}^{18}$  ou éventuellement une faible pente positive, ne suffit pas à expliquer les variations enregistrées.

En dernier lieu, la figure 25 montre clairement qu'une contamination directe par des carbonates sédimentaires doit être exclue pour l'interprétation des carbonates analysés.

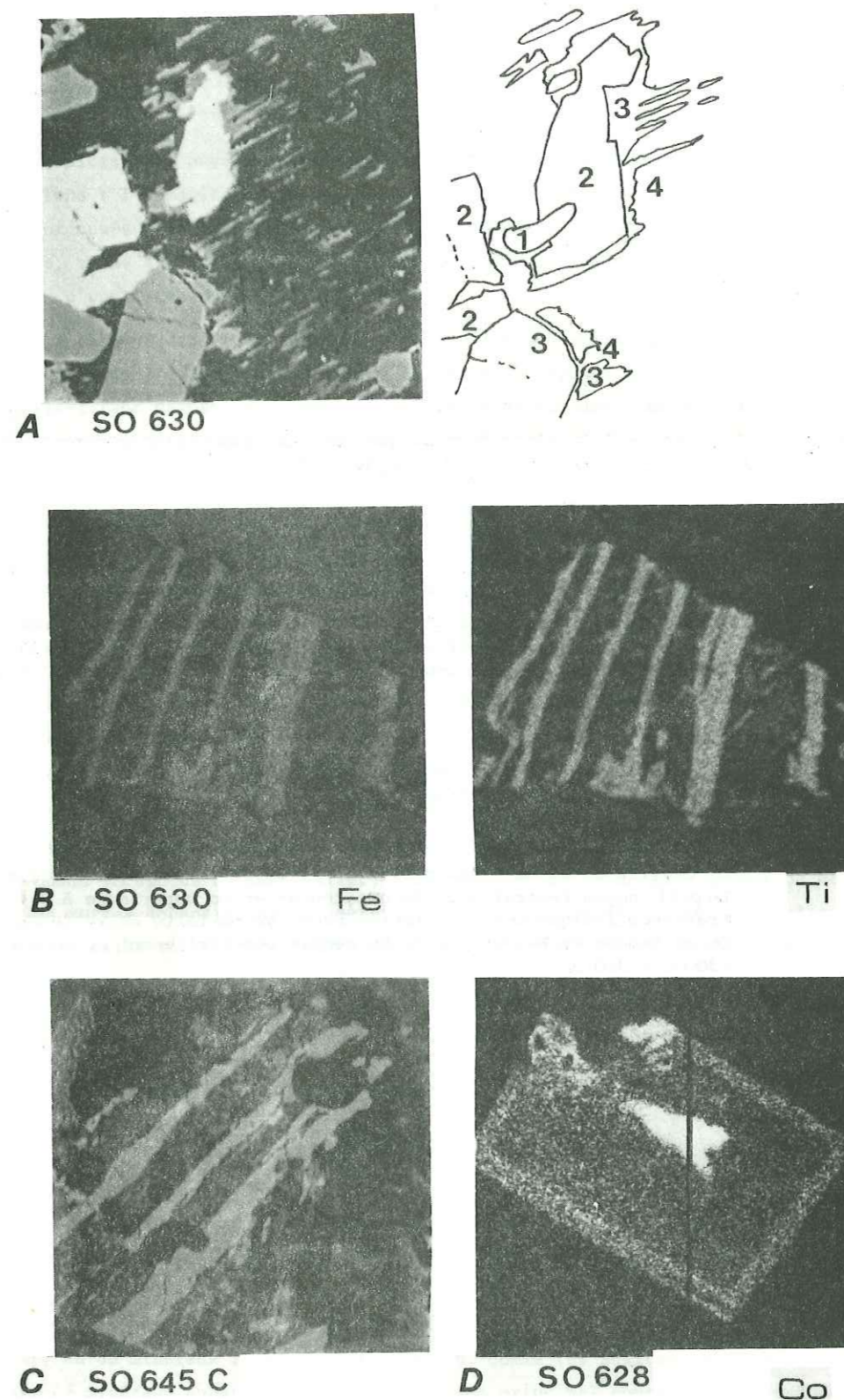


Figure 26

**Figure 26 :** Observation à la microsonde de quelques minéraux opaques dans les filons doléritiques du vallon de la Selle de Vallouise.

*Echantillon S0630 :* dolérite intersertale filonienne.

A, image électronique 300 x 300  $\mu$ . Les éléments lourds apparaissent plus blancs - 1, relique de magnétite - 2, ilménite automorphe à sub-automorphe - 3, sphène en lamelle - 4, fond chloritique.

B, lamelles de sphène et d'ilménite (100  $\mu$  x 100  $\mu$ ) correspondant à la plage analysée. Une traversée longitudinalement à une lamelle, donne un profil de fer beaucoup plus stable ( $\sim 1\%$  Fe) que l'image ne le laisse paraître.

*Echantillon S0645c :*

C, image électronique d'une ilménite en lamelle associée à du sphène dans un faciès subophitique (100  $\mu$  x 100  $\mu$ ).

*Echantillon S0628 :*

D, densité de Co dans une pyrite d'une dolérite porphyrique filonienne. Le petit noyau central possède une teneur en Co supérieure à 2%. Une traversée indique une corrélation négative parfaite entre teneur en Co et teneur en Fe. Un peu de Cu semble ponctuellement accompagner Co (300  $\mu$  x 300  $\mu$ ).

Dans les coulées, les oxydes métalliques correspondent plus fréquemment à des phases pures que dans les filons : l'hématite et le rutil sont bien développés dans ce faciès effusif, alors qu'ils sont subordonnés à l'ilménite dans le faciès intrusif. L'ilménite, bien qu'apparemment automorphe, dérive, comme en témoigne le noyau relique mis en évidence sur les images électroniques de la figure 26, d'une titanomagnétite préexistante.

En fait, on observe dans l'ensemble du cortège dolérito-spilitique du massif des Ecrins-Pelvoix tous les stades de l'évolution des oxydes de Fe et Ti depuis la démixtion de la solution solide ulvöspinelle-titano magnétite jusqu'à l'individualisation des deux phases pures, rutil ou anatase et hématite, qui atteignent le plus fort degré d'oxydation. On rencontre de telles évolutions dans les gabbros différenciés (Vincent et al. 1956, Mathison, 1975 ...).

Pourtant cette évolution, qui classiquement débute vers 500°C par la démixtion de l'ulvöspinelle au cours d'un refroidissement lent d'un magma basique normal, semble ici avoir interféré ou avoir été prolongée par des altérations successives. Des liquides magmatiques résiduels ou des liquides hydrothermaux donneraient les minéraux aussi divers que la chlorite et le sphène que l'on met en évidence sur les images de la figure 26.

Les analyses 5/1 et 15/1 effectuées sur des plages d'ilménite homogènes dans le faciès porphyrique confirment une minéralogie équilibrée en Fe et Ti.

La teneur en MnO, (3.63, éch. 5/1 ; 3.38, éch. 15/1 ; et 3.66, éch. S0630 ilm.) est significativement élevée. Les analyses S0630 sp, S0630 ilm, et S0630 chl. (tableau 7) permettent de comparer le chimisme de minéraux associés à l'échelle de l'évolution du cristal de titanomagnétite. Ces minéraux, comme le sphène en particulier, sont chimiquement analogues à ceux de même nature trouvés dans les autres échantillons. Il serait illusoire de chercher, dans une telle instabilité, où les minéraux de basse température jouxtent la magnétite vraisemblablement relique de haute température, des équilibres utilisables en géothermométrie.

### III - CONCLUSION A L'ETUDE CHIMIQUE DES MINERAUX DES SPILITES ET DOLERITES DU PELVOUX

Malgré la présence, dans tous les sites géographiques étudiés, d'une paragenèse de basse température à chlorite, calcite et albite-orthose qui macro-et microscopiquement semble oblitérer toutes les roches analysées, l'étude à la microsonde révèle un important héritage magmatique. Qu'il s'agisse de reliques magmatiques authentiques, comme certains coeurs de phénocristaux feldspathiques, ou de minéraux indemnes d'altération, comme les augites calciques et titanifères, ou encore de minéraux substitués dont le chimisme principal conserve l'empreinte du minéral antérieur, comme le chimisme de la hornblende traduit celui du pyroxène originel, toutes les mesures s'accordent pour souligner le caractère très alcalin du magma basaltique initial.

La dégradation des minéraux d'une paragenèse de haute température originelle est toujours nettement marquée. Pourtant, quel que soit le site géographique ou le faciès pétrographique, les minéraux de substitution ne présentent qu'exceptionnellement des caractères de minéraux ayant cristallisé à l'équilibre. *La diversité des cas de figure est extrême* et des déséquilibres peuvent s'observer jusqu'au coeur même de certains minéraux alors que sont parfois épargnés des minéraux de même nature pourtant proches ou même mitoyens et de taille plus réduite.

En fait, en plus de l'apport spécifique de chacune des phases minérales analysées, il faut reconnaître dans cette variabilité constante du faciès et du chimisme des minéraux (à l'exception du pyroxène) le caractère premier des roches dolérites-spilitiques triasiques du massif des Ecrins-Pelvoux, à savoir des disparités pétrologiques extrêmes à toutes les échelles d'observation.

METHODOLOGIE GEOCHIMIQUE

I- PROPRIETES DU MATERIEL SPILITIQUE ETUDIE VIS-A-VIS DES  
REPRESENTATIONS GRAPHIQUES GEOCHIMIQUES

A - GENERALITES

Les roches spilitiques du massif des Ecrins-Pelvoux résultent d'une altération hydrothermale et carbonique d'un matériel basaltique préexistant. Par rapport à une composition considérée comme initiale et homogène, des transferts sélectifs de matière et des variations de volume s'observent, tant à l'échelle de l'architecture cristalline de la roche qu'à l'échelle de l'échantillon macroscopique. Indépendamment de l'interprétation des transformations par des phénomènes rapportés à une origine pneumatolytique, ou hydrothermale (tardi- ou fini-magmatique), ou liée à un mécanisme convectif activé par des irrégularités du gradient géothermique, ou encore attribuée à un métamorphisme ultérieur, on décrit des modifications parfois complètes mais toujours polyphasées.

Aucun système de référence des variables extensives mesurables (pourcentages pondéraux ou pourcentages volumiques) ou recalculées d'après les mesures (proportions cationiques ou proportions susceptibles de traduire un sous-système chimique indépendant) ne peut être tenu pour invariant au cours des altérations qui marquent la spilitisation.

Ainsi dans l'hypothèse du remplissage, au cours de la spilitisation, de tubes de dégazage, de vacuoles, de microfissures par des minéraux hydrothermaux, on devrait aboutir à une dilution vraie d'une roche basaltique initiale aisément reconnaissable. Mais l'éventuelle correction, nécessaire pour calculer les compositions avant spilitisation, ne peut se déduire de manière simple et uniforme sur tout l'échantillonnage. En effet deux mécanismes interfèrent pour oblitérer la composition initiale d'un échantillon :

- le "diluant" est constitué de *plusieurs* phases minérales dont la composition et la proportion sont *variables*,

- la composition diluée n'est pas la vraie composition initiale car les éléments constitutifs des précipités hydrothermaux sont *partiellement* empruntés à la roche environnante immédiate. Ils sont alors redistribués, selon la texture du faciès, en totalité dans la même cellule échantillon, ou partiellement transportés à l'extérieur du système, ou ajoutés au système constitué par l'échantillon voisin.

En conséquence, il devient extrêmement délicat de choisir une cellule de référence pour organiser la description et la comparaison avec des roches bien connues, surtout si l'on souhaitait accéder à des bilans quantitatifs d'échanges de matière et à des variations de poids et de volume entre état initial et état final.

Toutefois les faciès les plus dilués, à l'exception de ceux de Combe-Bonne qui seront traités séparément, ont été a priori écartés de l'échantillonnage. Les faciès à plus de 10 % de carbonate macroscopique n'ont pas été analysés et l'on pourrait espérer que les perturbations parasites resteraient du même ordre de grandeur que l'incertitude analytique. De ce fait, en choisissant les diagrammes géochimiques les mieux adaptés, un traitement sur des représentations paramétriques conventionnelles semblait encore possible. L'exemple qui sera présenté plus loin montre que l'approche graphique du problème présente malgré tout des difficultés importantes pour maîtriser les variations dans de trop nombreuses directions. Dans la plupart des cas les diagrammes ou paramètres pétrochimiques conventionnels ont été établis et étalonnés pour suivre, soit des évolutions de roches volcaniques non altérées et dans des systèmes à relativement peu de composants (4 dans le tétraèdre quartz, néphéline, diopside, forstérite de Yoder et Tilley, 1962), soit pour identifier des compositions de roches métamorphiques à des équivalents non transformés. Mais aucune de ces représentations graphiques ne permet de suivre différents stades ou différents aspects de l'altération hydrothermale d'une manière indépendante des variations propres au matériel initial, avant spilitisation. En réalité le problème ne peut être traité sur des projections géochimiques simples, à 2 ou même 3 dimensions.

## B - DIAGRAMMES D'ÉVOLUTIONS CHIMICO-MINÉRALOGIQUES, DEMARCHE GRAPHIQUE DE H. de La ROCHE (1978)

La projection R1R2 de H. de La Roche et Leterrier (1973) devrait illustrer les difficultés rencontrées dans l'utilisation de diagrammes conventionnels pour traiter le matériel spilitique étudié. La représentation est une transposition de la cellule de Yoder et Tilley (1962) qui évite le calcul de la position des points en passant par les compositions minéralogiques normatives. Réétalonnée récemment par H. de La Roche et al. (1980) la représentation utilise les principes généraux exposés par H. de La Roche (1978). Elle discrimine sans ambiguïté les roches basaltiques alcalines et leurs équivalents différenciés des roches de la lignée tholéitique ou calco-alcaline.

La signification minéralogique du repère chimique est obtenue au moyen d'une partition adéquate de chacun des cations majeurs entre 4 variables chimiques multiélémentaires (combinaisons linéaires). Aux 4 termes extrêmes du repère chimique se superposent ainsi les compositions respectives de la forstérite, du diopside, du quartz, et de la néphéline du tétraèdre minéralogique (figure 27a). Le plan passant par l'arête forstérite-diopside et recoupant l'arête quartz-néphéline au point représentatif de l'albite contient aussi la fayalite, l'hedenbergite et l'anorthite. Il constitue le plan critique qui selon Yoder et Tilley sépare le champ des basaltes sous-saturés en silice (du côté de la néphéline) de celui des basaltes saturés à sursaturés (du côté de l'hypersthène et du quartz). Une projection particulière de ce tétraèdre chimique, parallèlement à la droite de jonction forstérite-anorthite contenue dans le plan critique conduit au diagramme R1R2 (figure 27b) dont la première bissectrice, trace du plan critique, passe par la projection

particulière des péridots, des clinopyroxènes et des feldspaths.

On note que cette première bissectrice correspond à la valeur nulle de la fonction :

$$F = R1-R2 = 4 \text{ Si-Al-2 (Mg + Fe + Ti) - 6Ca - 11 (Na + K)}$$

Si le repère R1, R2 est orthonormé, pour une composition donnée, la valeur de F mesure la projection, parallèlement au plan critique, sur un axe orthogonal à ce plan. La mesure est positive pour les roches saturées ou sur-saturées en silice et négative pour les roches sous-saturées.

La représentation est donc conçue pour représenter des variations en termes de minéraux influents dans un système magmatique bien connu. On peut cependant l'utiliser pour prévoir les évolutions graphiques liées à la spilitisation. Ainsi, la dilution vraie d'une composition ignée dans un carbonate, provoque la translation de son point figuratif en direction de la calcite, sub-parallèlement à l'axe R2. De même une silicification secondaire provoque un déplacement sub-parallèle à l'axe R1. La pseudomorphose à volume constant de l'anorthite par l'albite provoque une translation subparallèle à la trace du plan critique. Inversement, le développement de minéraux dont la projection est proche de celle des basaltes ne devrait pas provoquer une translation significative. Bien entendu, une translation ne pourra être mise en évidence que si son amplitude est supérieure à celle de la dispersion imputable à l'incertitude analytique. Il sera donc utile d'en contrôler l'importance, soit par l'analyse en double, ou l'analyse répétée plusieurs fois sur un même prélèvement, soit par la simulation de la variabilité d'une analyse calculée d'après la précision des dosages chimiques (cf. annexe 1). En effet, pour des roches à grain fin, l'incertitude analytique recouvre largement les variations d'échantillonnages in situ (Lafitte, 1957) quantifiées par Isnard et Leymarie (1978).

De cette manière, si la composition d'un échantillon avant spilitisation est bien établie, et si l'on est en mesure d'affirmer qu'uniquement deux aspects élémentaires de la spilitisation ont eu une influence graphique significative par rapport au chimisme de la roche initiale, une appréciation quantitative, aux erreurs analytiques près, de chacun des deux effets peut être espérée. Malheureusement ce cas n'est pas applicable aux spilites du Pelvoux. En effet ces roches (figure 27c) montrent une dispersion extrême sur la projection R1 R2 et leur minéralogie suggère une dispersion *multiple* à partir d'une composition de basaltes alcalins à olivine peu sous-saturés. Les 3 dispersions élémentaires principales et compatibles avec l'observation sont reportées sur la figure 28 à partir de la composition moyenne des basaltes alcalins continentaux. Or chacune d'elle représente déjà en soi un mécanisme composite sujet à discussion :

Pour l'*albitisation* ( $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{CaO}_8 \text{ Si}_3\text{Al NaO}_8$ ) doit-on simplement envisager une transformation à volume constant de l'anorthite en albite, auquel cas l'influence de la disparition de l'anorthite doit être prise en compte avant de prévoir une dilution équivalente dans l'albite, ou bien doit-on envisager une décalcification sélective du feldspath déstabilisé avec fixation de l'excès d'Al dans l'environnement immédiat du cristal et prélèvement du Si nécessaire dans la cellule échantillon ? Ce dernier cas, plus proche de l'observation, s'envisage alors comme une décalcification simple, de la quantité de Ca contenue dans l'anorthite, et correspond donc à une translation parallèle à R2. On la combinera selon les cas observés avec une séricitisation ou une chloritisation (figure 27).

La *carbonatation* elle-même est difficile à maîtriser. Selon la nature dolomitique ou calcitique du carbonate une variabilité induite devient sensiblement supérieure à celle de l'incerti-



tude analytique dès que la dilution approche 10 %.

Quant à la *séricitisation*, l'observation de l'étroite association du mica avec la chlorite, tant dans les pustules à structure radiaire qu'au niveau de la dévitrification et de l'altération du plagioclase, n'autorise pas à envisager une dispersion simple vers un pôle minéral bien défini comme la séricite analysée ou la muscovite théorique.

On peut toutefois tenter de simplifier le problème graphique en neutralisant l'influence de la carbonatation, en ramenant tour à tour la calcite ou la dolomite sur la trace du plan critique, à la hauteur des basaltes. Il suffit pour cela de prendre en compte le carbone des dosages de  $CO_2$ . Deux systèmes de paramètres sont alors substitués à  $R_1$   $R_2$  (de la Roche, communication personnelle):

$$R'1 = R1 + 2C$$

$$R'2 = R2 + 4C \quad \text{avec } F' = R'1 - R'2 = F + 6C \text{ qui s'annule pour la calcite}$$

$$(R'1 = R'2 = 2\ 000)$$

et

$$R''1 = R1 + 2C$$

$$R''2 = R2 - 2C \quad \text{avec } F'' = R''1 - R''2 = F + 4C \text{ qui s'annule pour la dolomite}$$

$$(R''1 = R''2 = 2\ 173)$$

C représente la teneur totale en  $CO_2$  convertie en millièmes. On ne peut malheureusement pas faire coïncider la calcite et la dolomite sur le plan critique (lre bissectrice) sans remanier profondément les paramètres  $R_1$  et  $R_2$  et sans exclure de la projection du plan critique un des minéraux ignés normalement contenus dans ce plan.

- Dans le système  $R'1$   $R'2$  c'est la dilution dans la calcite qui est neutralisée, en ce sens qu'elle n'influence en rien la partition entre roches sursaturées et sous-saturées. La dolomitisation (dolomite :  $R'1 = 2173 - R'2 = 0$ ) peut entraîner une déviation sensible vers le domaine sur-saturé.

- Dans le système  $R''1$   $R''2$  c'est la dolomite qui est sur le plan critique tandis que la calcite reste dans le domaine sous-saturé ( $R''1 = 2\ 000, R''2 = 4\ 000$ ). Cette dernière y possède toutefois une influence graphique moindre que dans le système  $R_1$   $R_2$  ( $R_1 = 0, R_2 = 6\ 000$ ).

Les hypothèses extrêmes, relatives à la carbonatation, ont ainsi été testées sur les deux séquences effusives qui seront détaillées par l'approche géochimique proposée plus loin. L'analyse de la déformation des nuages entre les systèmes  $R, R'$  et  $R''$  (figures 27, 28 et 29) montre tout d'abord que l'effet de correction attendu réduit peu la dispersion des nuages par rapport au système  $R$ . Même dans le cas particulier où une dilution importante était attendue (figure 30), la dispersion géochimique n'est que légèrement atténuée. La dispersion due à différentes proportions de carbonatation n'est donc pas la plus influente. Cette dilution, en valeur absolue, est toutefois prépondérante dans la position moyenne du nuage des roches analysées. Ainsi, par rapport à la position supposée initiale, une importante majorité de points franchit le plan critique lorsque l'on atténue graphiquement l'effet de carbonatation. Ceci est dû à la décalcification du plagioclase qui n'est que rarement totalement compensée par la carbonatation. Une part importante de Ca, peut-être même un peu de Mg, quitte vraisemblablement le système basaltique initial.

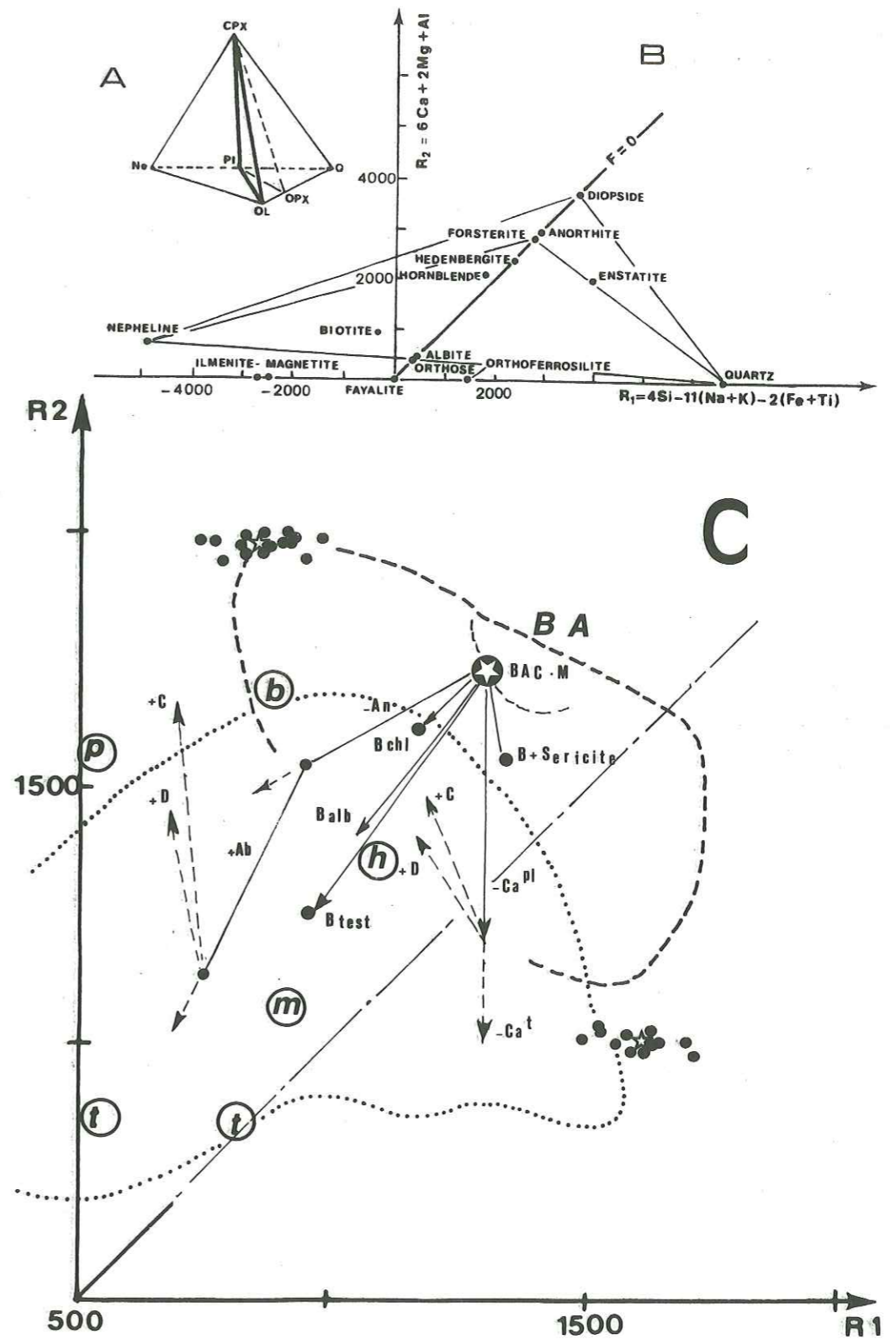


Figure 27

Figure 27 : Diagramme R1, R2 de H. de La Roche et Leterrier, 1973.

- A - Ce diagramme est la transposition du tétraèdre de classification des basaltes selon Yoder et Tilley, 1962. Il correspond à une projection particulière, parallèlement au plan critique qui passe par le clinopyroxène (CPX), l'olivine (Ol) et le plagioclase (Pl) normatifs.
- B - En projection, le plan critique apparaît selon une droite sur laquelle se projettent les minéraux albite-anorthite (Pl), diopside-hédénbergite (CPX) et forstérite-fayalite (Ol). La représentation discrimine parfaitement (de La Roche et al., 1980) les roches volcaniques des séries alcalines qui se projettent à gauche du plan critique du côté de la néphéline et les roches des séries calco-alcalines et tholéitiques qui se projettent vers le pôle quartz.
- C - A partir des basaltes alcalins non différenciés (BA) on distingue une série sous-saturée (b = basanites, p = téphrites et phonolites) et une série alcaline saturée (h = hawaïtes, m = mugéarites, t = trachytes et benmoreïtes). Les filons dolérito-spilitiques du socle du Pelvoux (aire cerclée par un trait tireté) et les coulées triasiques (aire cerclée par un trait pointillé) chevauchent largement toutes ces compositions. Une simulation de divers aspects de la spilitisation de la composition moyenne des basaltes alcalins continentaux (BACM, moyenne calculée par Manson, 1967) montre que diverses transformations sont nécessaires pour donner l'ensemble des compositions observées.

Le mécanisme le plus sensible sur cette figure est sans doute la pseudomorphose du plagioclase en albite pure. Elle se décompose en une destruction totale de l'anorthite (-An) et une cristallisation d'albite (+Ab). A partir de cette composition une dilution dans la calcite (+C) ou la dolomite (+D) rendra compte de la carbonatation générale observée. La chloritisation (B + Chl) à rapport Fe/Mg constant du clinopyroxène, combinée à l'albitisation partielle à volume constant (B alb) donneront la composition B test (compositions calculées cf. tableau 16) qui prend ainsi en compte le modèle le plus généralement admis pour la spilitisation (Fonteilles, 1968).

Sur ce graphique, albitisation et orthosification auront le même effet. De plus séricitisation et décalcification sélective du plagioclase (-Ca<sup>Pl</sup>) ou totale (-Ca<sup>+</sup>) provoquent une dispersion encore divergente par rapport aux autres.

Les deux nuages de points, allongés parallèlement à l'axe R1 représentent la dispersion analytique, simulée par le programme de l'annexe 1 à partir de deux compositions particulières (étoiles).

Cette dispersion reste comparable d'une zone à l'autre de la projection. Elle pourrait être rendue totalement isotrope en jouant sur la métrique des axes, par exemple en multipliant par 3 l'échelle de l'axe R2.

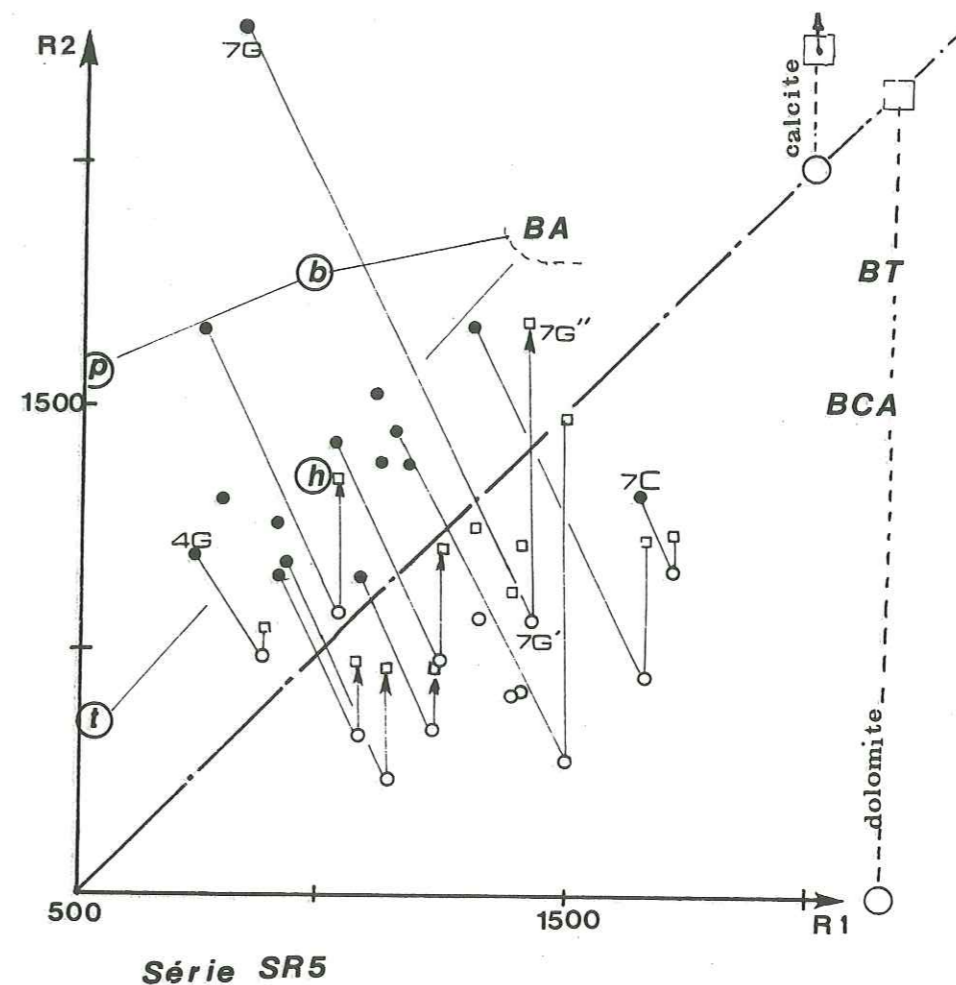


Figure 28 : Essai d'atténuation de la carbonatation des compositions des laves de la Route, dans le diagramme R1, R2 de H. de La Roche.

Les cercles pleins correspondent à la position initiale des points dans le diagramme R1, R2. Les cercles vides indiquent la translation qui s'opère dans un système R'1, R'2 ou R''1, R''2 ou R'1 = R1 + 2C et R'2 = R2 - 4C (C = carbone en milliatomes) et qui amène la calcite sur la projection du plan critique (trait mixte), au voisinage des compositions basaltiques.

Les carrés vides correspondent à une transformation R''1, R''2 similaire (R''1 = R'1 + 2C ; R''2 = R'2 - 2C) qui amène, cette fois, la dolomite sur le plan critique, au voisinage des souches basaltiques.

BA = basaltes alcalins, BT = basaltes tholéitiques, BCA = basaltes calco-alcalins, b = basanites, p = phonolites, t = trachytes, h = hawaïtes.

Les traits fins servent à suivre l'évolution d'un point d'un système de paramètres à l'autre (exemple : échantillon SR57 G : (7G) (7G') (7G'')).

La transformation R, R', R'' n'affecte pas la projection des roches non carbonatées.

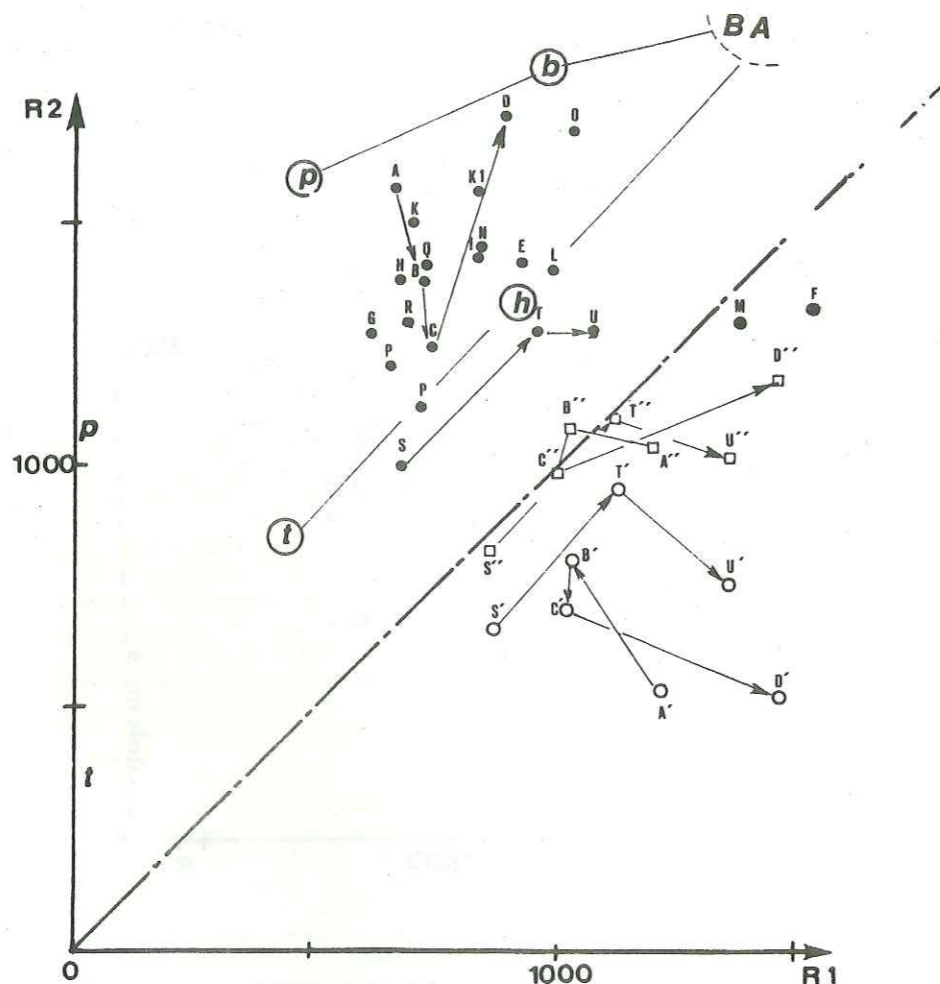


Figure 29 : Translation de la projection R1, R2 des compositions de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne (Série CB2) lorsque l'on neutralise graphiquement la dilution dans la calcite (R'1, R'2) ou la dolomite (R''1, R''2).

Seuls la base (échantillons A,B,C,D) et le sommet (S,T,U) sont représentés dans les systèmes R' et R''. Les nuages complets seraient plus dispersés. On remarque aussi que malgré des modifications apparemment peu importantes des paramètres R1 R2, la polarité des deux unités lithologiques représentées, base et sommet de la coulée, est profondément modifiée, selon l'appréciation du carbonate présent. Par rapport aux roches repères, non carbonatées donc non sensibles aux transformations, les spilites de Combe-Bonne franchissent très nettement le plan critique et quittent le champ des roches alcalines si l'on tente d'atténuer la carbonatation.

Les symboles utilisés sont identiques à ceux de la figure 28, mais ici, les flèches matérialisent la polarité dans la coulée.

Ainsi ce type de développement est donc d'un intérêt immédiat pour mesurer globalement l'importance de la carbonatation. Il n'est toutefois pas suffisant, dans le cas étudié, pour appréhender chacune des autres transformations chimico-minéralogiques telles l'albitisation, l'enrichissement en orthose, la séricitisation, la chloritisation (ferrifère ou magnésienne ?), les minéralisations, etc ... Trop d'inconnues restent à résoudre sur un simple graphique bidirectionnel. La cellule de dispersion tétraédrique complète, visualisée par une 3<sup>e</sup> dimension orthogonale à R1 R2 n'est pas suffisante pour décomposer toutes ces influences. De plus, les dispersions composites se superposent à celles du basalte initial probable. Négligées jusque là, elles sont mises en évidence par l'examen pétrographique et sont probablement encore visibles dans le chimisme final des laves étudiées. Ainsi sur la projection R1 R2, corrigée ou non des variations dues au comportement du carbonate on ne peut savoir, en toute rigueur, si l'allongement parallèle à la différenciation alcaline type correspond à différents degrés d'un fractionnement d'une lave originelle, ou bien si cet allongement est dû à divers stades de l'albitisation (ou de l'orthosification ?) d'un matériel uniforme. La première supposition se réfère à une albitisation complète d'un matériel inégalement différencié alors que la seconde hypothèse envisage divers degrés de transformation d'un matériel initialement homogène. Or la réponse rigoureuse à cette question demande l'utilisation d'une ou plusieurs représentations graphiques où la part de chacune de ces dispersions élémentaires puisse être mise en évidence sans ambiguïté. Il faut pouvoir tester la superposition de divers mécanismes dans la mesure où ceux-ci ne sont pas rigoureusement identiques dans leurs conséquences chimiques.

Malgré la limitation causée par la complexité des transformations, en système ouvert, subies par le matériau étudié, la présentation du principe des projections R1 R2 permet toutefois de souligner principalement deux propriétés graphiques qui sont à la base de la méthode généralisée des projections sélectives présentées plus loin. Elles concernent d'une part la notion de direction de projection parallèlement à des alignements et des surfaces pétrologiques, et d'autre part la qualité d'isotropie de la représentation géochimique vis-à-vis de l'aire de dispersion due aux incertitudes analytiques.

### C - DIAGRAMMES GEOCHIMIQUES SPECIFIQUES, A BUT D'IDENTIFICATION

Avec des teneurs en CO<sub>2</sub> qui varient de 0 à 12 %, sans que l'on puisse caractériser le carbonate, avec des teneurs en H<sub>2</sub>O (perte au feu diminuée de la teneur en CO<sub>2</sub>) qui varient aussi de 1 à 9 % sans que l'eau ne soit localisée dans une phase minérale précise, les représentations graphiques des données étudiées posent d'emblée un problème de choix de l'espace géochimique de référence. De plus, comme les multiples dilutions dans des minéraux secondaires sont toujours subordonnées à d'autres transformations chimiques, aucune correction destinée à retrouver la composition initiale ne semble réalisable simplement.

Ainsi lorsque l'on traite des roches à affinité basaltique, mais dont la teneur en K<sub>2</sub>O peut dépasser 10 % alors que les teneurs en SiO<sub>2</sub> restent inférieures à 44 %, il faut constater qu'aucune correction d'une éventuelle dilution dans du carbonate, de la chlorite ou un mica potassique, en proportion compatible avec l'observation, ne ramènera ces compositions hyperpotassiques au voisinage de celles des basaltes communs. Il en est de même des corrections destinées

à neutraliser les effets de la spilitisation les plus couramment formulés, telle la transformation à volume constant du labrador en albite pure et de l'olivine et du clinopyroxène en chlorite.

*Ainsi toute démarche consistant à tester successivement différents modèles nécessitant une notion préétablie de processus de spilitisation s'annonce extrêmement complexe, tant par la variabilité de la stoechiométrie des minéraux à mettre en oeuvre que par la multiplicité des modèles possibles.*

En effet, dans l'ensemble les diagrammes conventionnels se réfèrent plus ou moins implicitement à des modèles pétrochimiques préétablis. Le triangle (Na + K) - Fe - Mg de Nockolds et Allen (1953), dont l'utilisation par Juteau et Rocci (1966) et par Fonteilles (1968) a contribué à deux diagnostics différents pour une même collection de données, peut être pris pour exemple. Juteau et Rocci (1966, fig. 7) utilisant la version originale du triangle constatent une similitude de répartition entre les laves de Schirmeck et les séries alcalines d'Ecosse et de Polynésie. Fonteilles (1968, fig. 18) présente un triangle AFM où les unités en oxydes sont utilisées, donnant ainsi relativement plus de poids au pôle ferrifère. L'auteur, contradictoirement à une de ces remarques antérieures (Fonteilles op. cit. p. 17 et fig. 5) suppose un enrichissement global en alcalis au cours de la spilitisation et interprète une majorité de compositions de Schirmeck comme tholéitiques par rapport à la limite proposée par Kuno (1960), d'après des cas japonais, pour séparer les séquences tholéitiques des séquences calco-alcalines.

En réalité, cette représentation, d'une part ne discrimine pas les compositions basaltiques alcalines non altérées des autres basaltes (Fonteilles, 1976). Elle repose d'autre part sur des hypothèses d'invariance relative, notamment entre Fe et Mg, au cours de la spilitisation. Celles-ci ne sont guère vérifiées et à supposer un sensible enrichissement en Fe au détriment de Mg, ou inversement un départ sélectif de Mg au cours de l'altération d'une série calco-alcaline et sa représentation progressera rapidement vers le domaine tholéitique.

Dans le cas des spilites du Pelvoux, à cause de la nature variable des relations entre minéraux ferromagnésiens (présence de mélanges mica-chlorite et parfois de dolomite en remplissage de vacuoles ou en remplacement de structures feldspathiques), l'invariance de Fe et Mg au cours de l'acquisition de la paragenèse de basse température a tout lieu d'être suspectée. L'utilisation de diagrammes AFM, pour reconnaître les caractères chimiques primaires des laves étudiées, doit donc être écartée.

En fait des indéterminations de même nature se rencontrent dans l'utilisation de la quasi totalité des diagrammes géochimiques conventionnels, lorsque l'on y traite les spilites du Pelvoux. Un maximum de difficultés est atteint lorsque les paramètres des représentations utilisées ne sont pas des fonctions linéaires des variables chimiques (par exemple  $\text{SiO}_2 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). C'est le cas général des diagrammes triangulaires puisque l'on peut les réduire à 2 axes inclinés à  $60^\circ$ , portant chacun des fonctions où apparaissent au dénominateur la somme des 3 variables chimiques définissant le triangle. Dès que cette somme n'est plus constante, d'un échantillon à l'autre ou d'une série représentée comparativement à une autre, les paramètres ne sont plus linéaires. Le but recherché est alors la neutralisation graphique de certaines variations en normant les variables chimiques habituelles par une des variables du système, simple ou combinée mais qui serait restée inerte au cours de l'évolution chimique que l'on souhaite neutraliser. Ce principe, repris dans la théorie des diagrammes de variation de T.H. Pearce (1968) repose sur une parfaite connaissance a priori du processus dont on veut s'affranchir. On le retrouve dans le triangle ACF d'Esko-

la (1939) lorsque l'on élimine la "charge quartzo-feldspathique" d'une roche métamorphique, à la condition toutefois que cette dernière soit excédentaire en silice.

C'est le cas aussi des projections du tétraèdre AKFM de Thompson (1957) qui élimine théoriquement l'effet de dilution des roches métamorphiques dans  $\text{H}_2\text{O}$ .

Mais dans le cas étudié, la superposition de 2 ensembles de différenciations chimiques laisse trop d'incertitudes sur les effets relatifs à chacune des phases de l'évolution magmatique potentielle et à l'appréciation du caractère plus ou moins isochimique des réactions d'altération. Le risque d'utiliser des fonctions non appropriées est donc accru. Il peut même dans les cas limites, lorsque l'on norme par des teneurs en alcalis dans le triangle AFM par exemple, accroître une variabilité déjà difficilement maîtrisable.

## D - ORIENTATION DE LA DEMARCHE GEOCHIMIQUE RETENUE

Pourtant la variabilité n'est pas totalement anarchique. Une première exploration, utilisant l'analyse en Composantes Principales (Aumaitre et Buffet, 1973), a prouvé que l'on pouvait organiser la description de la quasi totalité des variations chimiques significatives dans une cellule de référence à 5 dimensions.

La technique utilisée permet aussi la visualisation de dispersions élémentaires indépendantes. Reprise et associée à un procédé original de projections géochimiques orientées de manière à neutraliser quelques dispersions évidentes, la méthode permet de simplifier considérablement l'espace de référence. Par ses principes la démarche concilie l'analyse paramétrique conventionnelle et les possibilités de l'analyse statistique.

## II - METRIQUE ET VARIANTE DE L'ANALYSE STATISTIQUE

Depuis la parution des deux ouvrages fondamentaux et complémentaires de Joreskog et al. (1976) et Saporta (1978), décrire les méthodes de l'analyse statistique multivariable ferait double emploi. Tant la théorie (Saporta) que l'illustration des méthodes par des exemples géologiques (Joreskog et al.) sont traitées de manière suffisamment complète et rigoureuse pour permettre au géologue qui le souhaite de s'initier et de pratiquer l'analyse statistique. Il trouvera aussi dans Joreskog et al. une bibliographie abondante sur le sujet. Cependant, du fait de l'exhaustivité de ces deux ouvrages, l'aspect fondamental de la métrique de l'analyse statistique est dilué dans des exposés parfois un peu fastidieux. Il a donc semblé utile d'en résumer ici les principales définitions et propriétés en les plaçant dans le contexte des espaces géochimiques.

Cette revue très succincte ne saurait être rigoureuse et exhaustive. Son but est, à la manière d'un lexique, de faciliter le dialogue entre le naturaliste qui a besoin d'utiliser les techniques statistiques multivariées, et surtout qui doit en saisir les nuances, et le statisticien qui souhaite trouver un domaine d'application particulièrement adapté pour des méthodes qu'il connaît bien.

Lorsque l'on représente une composition chimique de roche par un vecteur à  $n$  composantes on suppose, a priori, que l'ensemble des compositions possibles possède une structure d'espace vectoriel. Il faut donc définir une base vectorielle où les vecteurs unitaires représentent les unités de mesure.

Comme cette métrique est bouclée à 100, il faudrait considérer qu'une des variables est linéairement dépendante des autres. On devrait donc éliminer une variable au hasard avant d'effectuer l'analyse. Pourtant en géochimie la somme des erreurs possibles sur le dosage des 12 oxydes majeurs dépasse largement la valeur maximale de certaines variables comme  $MnO$ ,  $P_2O_5$  ou  $TiO_2$  et supprimer une de ces variables ferait perdre une information importante.

Il semblerait donc préférable de supprimer un oxyde abondant comme  $SiO_2$  ou  $Al_2O_3$ . Mais là aussi la perte d'information est importante car les variations de ces oxydes sont individuellement significatives et pourtant dans des proportions généralement inférieures à la somme des erreurs possibles sur les autres éléments.

Ce problème dû à la nature des données géochimiques, quand il s'agit d'oxydes majeurs, est en partie discuté dans Joreskog et al. (1976, p. 57). Il demande un développement théorique examiné récemment par Aitchison (1981).

Fort heureusement, dans la pratique, grâce à une transformation particulière des unités de mesures - la standardisation qui sera décrite plus loin - la dépendance linéaire, déjà fortement masquée par les fluctuations analytiques, n'a pas de conséquence sensible au niveau du calcul. Aucune suppression de variable ne sera donc effectuée.

Par ailleurs dans cette étude "la subtile mais importante nuance" (Joreskog et al., op. cit. p. 59) entre analyse en composantes principales et analyse factorielle vraie n'a pas été approfondie. L'analyse statistique effectuée est considérée comme un outil descriptif. Elle est destinée à mettre en évidence les traits majeurs de la structure des données géochimiques de roches altérées. L'analyse en composantes principales se révèle donc suffisante et même paraît-elle mieux adaptée. Mais les hypothèses que l'on peut en déduire devront toujours être confrontées à des caractères non pris en compte dans l'analyse car la méthode n'a pas le caractère prévisionnel qu'auraient d'autres techniques plus performantes.

#### A - ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES (ACP)

L'ACP simple consiste à définir, dans l'espace géochimique complet  $R^n$ , une projection repérée par un nombre  $p$  minimum ( $p < n$ ) d'axes orthonormés (axes factoriels). Le repère complet est défini par des axes ( $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Mg$ , perte au feu ...) sur lesquels la longueur unitaire représente l'unité brute des mesures (pourcentage pondéral d'élément, ppm, milliatome ...). La mesure de la projection d'une composition chimique sur chaque axe du repère factoriel est donnée par la valeur d'une combinaison linéaire particulière de ces mesures chimiques. Elle correspond à une projection orthogonale élémentaire, parallèle à un sous espace de  $R^n$ , à  $n-1$  dimensions.

On sélectionne alors les directions de projection les plus discriminantes, c'est-à-dire celles où la mesure de la projection de l'ensemble des individus présente la plus grande variance possible. Les axes non retenus sont ceux qui visualisent des dispersions mineures ou négligea-

bles classiquement attribuées aux écarts analytiques. Ainsi, dans le cas de la figure 30, cas d'un espace simplifié à 3 dimensions, si l'on projette orthogonalement le nuage sur le plan des axes  $A_1$  et  $A_2$  les plus discriminants, on obtient l'image du nuage de points la plus dispersée possible. Mais en premier lieu, comme la métrique prise en compte correspond à des données brutes (% d'oxyde, % d'éléments ...), les facteurs, et par conséquent la direction des axes, sont fortement influencés par les variables dont les mesures sont grandes ( $SiO_2$  ou  $Al_2O_3$  par exemple). Ensuite, compte tenu du calcul de cette nouvelle base qui dans l'ACP consiste à extraire les vecteurs propres d'un tableau des variances-covariances, le résultat est nettement influencé par l'unité des variables qui, comme  $Na_2O$  dans les spilites, sont très fluctuantes.

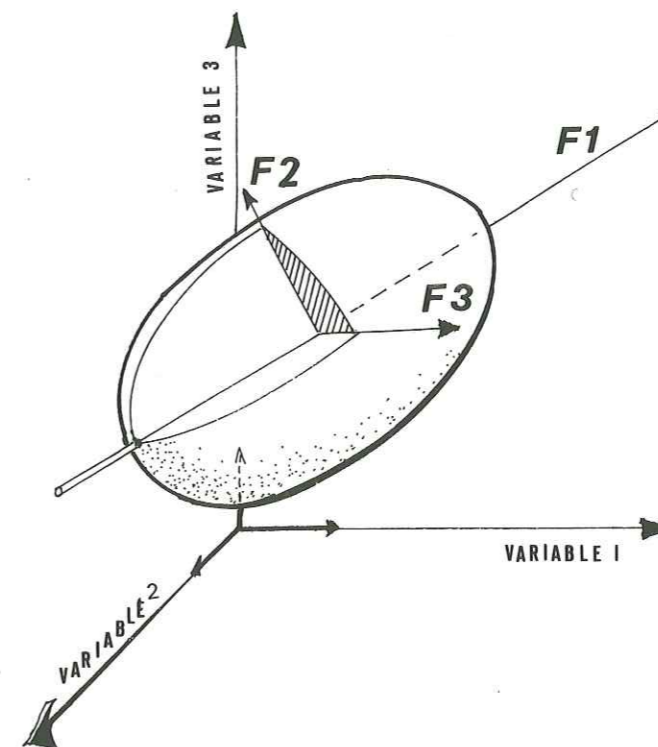


Figure 30 : représentation géochimique schématique dans un espace à 3 dimensions.

L'axe 1 est défini comme l'axe d'inertie maximale pour le nuage par rapport à son centre de gravité. Au contraire l'axe 3 représente l'inertie minimale.

L'analyse en composantes principales (ACP) détermine les vecteurs directeurs de ces 3 axes comme les vecteurs propres de la matrice symétrique des variances-covariances :

Variance var.1	Covariance var.1,2	Covariance var.1,3
Covariance var.2,1	Variance var.2	Covariance var.2,3
Covariance var.3,1	Covariance var.3,2	Variance var.3

La projection du nuage sur le plan des axes 1 et 2 est celle qui conserve, par rapport à l'information initiale, un maximum d'informations.

La mesure de la projection orthogonale de chaque point sur un axe est un nouveau caractère géochimique (=paramètre linéaire). L'ACP définit l'axe F1 comme celui qui porte le caractère dont la variance est la plus forte possible.

L'unité initiale influence donc les résultats de l'analyse et ceux-ci se retrouveront sensiblement différents selon que l'on effectue l'ACP sur des données géochimiques mesurées en pourcentages pondéraux d'éléments ou pourcentages pondéraux atomiques par cellule de 100 g de roche. Pourtant ces trois unités, proportionnelles entre elles, sont déductibles l'une de l'autre par un simple facteur multiplicatif. Si l'on effectue l'ACP sur les pourcentages pondéraux d'éléments on accorde plus d'importance aux éléments lourds au détriment des éléments plus légers. Si l'on effectue l'ACP sur les pourcentages pondéraux d'oxyde on risque de donner une importance trop grande aux oxydes lourds comme  $Fe_2O_3$ , d'ailleurs surestimés dans un procédé d'analyse où tout Fe est oxydé. Seules les proportions atomiques semblent se rapprocher de l'image que l'on a coutume de se faire dans les milieux cristallins. Elles permettent aussi de lire directement, si la cellule de référence est assez stable, les échanges chimiques qui auraient eu lieu de manière différentielle entre divers échantillons. Cette dernière unité paraît donc préférable dans le cas d'utilisation de l'ACP. Elle n'a pas été utilisée directement, mais une conversion des résultats de l'ACP permet de se rapprocher de ce cas idéal.

Cette conversion, utilisée par Leymarie (1978) consiste à retrouver le nombre d'atomes que représente la longueur unitaire de chacun des axes. Ainsi dans ce type d'analyses (ACP non normée) la contribution de chacune des variables dans l'unité de l'axe est donnée par la mesure de la projection, sur l'axe, des vecteurs initiaux de chaque variable (1 %  $SiO_2$ , 1 %  $Al_2O_3$  ...).

Pour chaque variable, on divisera alors la contribution par la masse moléculaire de l'oxyde et l'on multipliera par le nombre d'atomes de l'élément contenu dans la molécule.

Dans l'ACP, présentée au § suivant, il faudra multiplier cette valeur par la valeur de l'écart-type de chaque variable.

$$\text{Contribution en milli-atomes de Al} = \frac{\text{contr. } Al_2O_3 \times 2 \times 0.75}{\text{masse de } Al_2O_3} \times 1000$$

## B - ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES NORMEE (ACPN)

La standardisation de l'unité de mesure dans l'ACPN contourne cette difficulté du choix de l'unité géochimique. Ce procédé statistique qui consiste à diviser chaque valeur d'une variable par l'écart-type de la variable considérée a pour principale propriété de ramener, en géochimie, tous les éléments ou les oxydes à une amplitude de variation comparable.

L'intérêt en est immédiat car on peut, dès lors, analyser simultanément éléments en traces et éléments majeurs quelle que soit la forme initiale de leur unité : ppm poids, % oxyde, % atomique ... On peut aussi introduire des paramètres quantitatifs relatifs à la localisation des échantillons ou à diverses mesures physiques.

Les données standardisées doivent toutefois être manipulées avec précaution car une variable qui afficherait une gamme de teneurs proches de la limite de détection ou une variable qui représenterait une amplitude de variation faible par rapport à l'erreur analytique, due à la méthode de dosage, a, du fait de la transformation, autant d'importance qu'une variable dosée avec plus de précision. Une telle disparité des variables ne serait pas trop gênante si l'erreur

analytique était réellement aléatoire. Malheureusement cette propriété, souvent posée comme un principe sans être vérifiée, n'est pas toujours vraie, et il est fréquent que les erreurs soient corrélées entre elles ou reliées à une contamination extérieure (Buffet et al. 1979). Toutefois, dans la pratique, les données traitées ici se sont montrées acceptables, et grâce au traitement comparé de deux lots d'analyses provenant de deux laboratoires différents, il a pu être constaté que les risques évoqués plus haut sont mineurs, sinon négligeables, tant que les facteurs impliqués peuvent visualiser plus de 10 % des variations chimiques.

La comparaison de la figure 30 avec la figure 31 permet de voir comment évolue un espace géochimique simplifié à 3 dimensions lorsqu'on standardise les données. La covariance de deux variables standardisées étant égale à leur transformation, rechercher les directions de projection les plus discriminantes se fait, dans l'ACPN, en extrayant les vecteurs propres directement des coefficients de corrélation des variables prises deux à deux. Pour cette raison l'ACPN est parfois appelée analyse des corrélations.

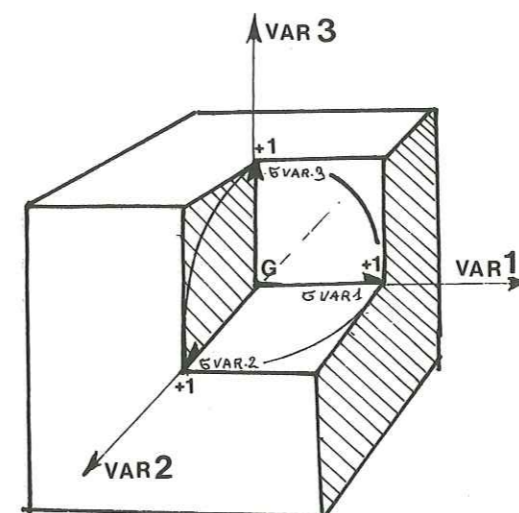


Figure 31 : Métrique de l'Analyse en Composantes Principales Normée (ACPN). L'ACPN est équivalente à une ACP effectuée dans un espace où la longueur des vecteurs unitaires de la base orthonormée représente l'écart-type de chacune des variables initiales. ( $\sigma$ )

A 3 dimensions, la majorité des individus se représentent ainsi à l'intérieur d'un cube.

## C - ANALYSE DISCRIMINANTE

Cette variante de l'analyse statistique a pour but de rechercher une représentation qui discrimine, non plus les individus isolément, mais des groupes d'individus les uns par rapport aux autres. Afin d'éviter que la direction de projection recherchée ne soit influencée par un étirement du nuage qui, en pétrologie, pourrait être dû à une différenciation commune à chacun des groupes, l'espace géochimique est normé par la métrique de Mahalanobis.

Cette dernière revient à définir une nouvelle base non orthogonale. Chaque vecteur unitaire, comme dans le cas précédent de la figure 31, représente l'écart-type de chaque variable, mais les axes font entre eux un angle tel que les variables ne présentent plus de corrélation (figure 32). A deux dimensions la plus grande partie des individus est alors inscrite dans un cercle de rayon unité. A trois dimensions on représenterait une sphère et à plus de trois dimensions on parlera d'hypersphère.

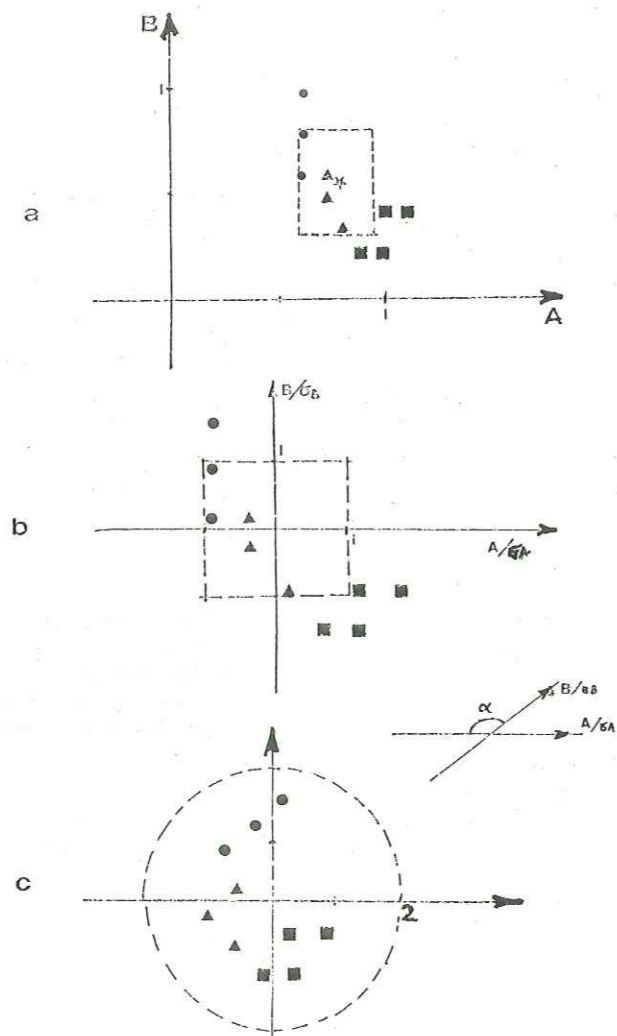


Figure 32 : Déformation du nuage de points d'une population en fonction de la métrique.

Dans la métrique euclidienne (a) les deux variables A et B sont représentées par rapport à une base orthonormée.  
 Dans la métrique de l'écart-type (b) le nuage est inscrit dans un carré de côté 4 ( $\pm 2\sigma$ ).  
 Dans la métrique de Mahalanobis la figure correspond à la projection b mais pour laquelle on a forcé les axes à faire un angle tel que le nuage présente une inertie nulle.  
 L'angle  $\alpha$  a son cosinus égal au coefficient de corrélation linéaire entre A et B. Le nuage est alors inscrit dans le cercle de rayon 2 équivalent au carré de côté 4 de la figure b.  
 Les symboles schématisent 3 sous-populations. L'étoile en (a) représente le centre de gravité du nuage devenu l'origine sur des données centrées en (b) et (c).

Si dans cet espace on a défini plusieurs groupes sur la population initiale, l'analyse discriminante consiste alors à rechercher les directions de projection qui séparent au mieux chaque groupe du reste de la population.

A chaque direction de projection est associée une fonction discriminante. Cette technique, située dans la métrique de Mahalanobis, a l'inconvénient de ne pas prendre en compte la forme spécifique de chaque groupe. Elle a cependant pour elle une plus grande facilité de calcul. De plus, lorsque la forme des classes n'est pas très différente d'un groupe à l'autre, ce qui est généralement le cas dans des ensembles pétrologiques homogènes, compliquer la métrique devient superflu. Seules les corrections permettant de rééquilibrer, par une pondération appropriée, le poids relatif de chacun des groupes ont été jugées utiles pour les exemples présentés ici.

## D - ANALYSE DES CORRESPONDANCES

Une variante de l'ACP, dite analyse des correspondances, a été développée en France par Benzecri (1970, 1976) et proposée en géochimie par Teil (1975), Teil et Cheminée (1975).

La méthode place l'analyse des données dans la métrique du  $\chi^2$ . Cette métrique revient à affecter à chaque valeur d'un tableau de mesures une double pondération.

La première consiste, en divisant chaque mesure par la somme des mesures obtenues pour un individu, à transformer le tableau des valeurs initiales en un tableau des fréquences conditionnelles. La seconde pondération a pour but de normer chaque variable. Elle se fait en divisant chaque valeur par la racine carrée de la somme des mesures brutes obtenues pour la variable considérée, sur l'ensemble de la population analysée.

La méthode, en théorie, s'accommode mieux que l'ACP de données qualitatives ou semi-quantitatives. Elle serait donc recommandée en géochimie, lorsque les dosages sont peu précis ou toujours voisins du seuil de détection.

Elle suscite cependant de la part de Saporta (1978, p. 30) quelques réserves : "La justification de cette métrique est délicate ... le choix de la pondération ... est un bon remède quoi qu'un peu arbitraire ...".

On remarquera toutefois, qu'en géochimie des éléments majeurs, la comparaison entre ACPN et Analyse des correspondances est en quelque sorte un faux problème. En effet les dosages géochimiques des éléments majeurs sous leur forme oxyde sont, aux écarts analytiques près, apparentés à des pourcentages. De ce fait, la pondération par la somme des mesures sur un même individu est donc automatiquement incluse dans la métrique initiale utilisée dans l'ACP ou l'ACPn.

De plus normer une variable *gaussienne* par son écart-type ou par la somme des valeurs qu'elle prend a une signification équivalente. Puisqu'en géochimie des éléments majeurs les variables ont un comportement le plus souvent gaussien, dès que l'on étudie des groupes de roches bien précis, on peut donc considérer en première approximation qu'ACPn et Analyse des correspondances sont alors très proches l'une de l'autre.

Des essais comparatifs ont été effectués sur un même lot de compositions de laves spilitiques. Les résultats montrent que le pourcentage de variance, expliquée par chaque facteur, va-

rie sensiblement d'un cas à l'autre. Cependant, la signification minéralogique des directions de projection, associées à chaque facteur de l'ACP, se transpose intégralement à la signification des facteurs de l'analyse des correspondances. Donc, seule l'anisotropie de l'image du nuage de points, fournie par les deux analyses, est modifiée. Elle est sensiblement plus faible dans l'ACP.

### E - JUSTIFICATION DE LA METHODE RETENUE

Les angles, que font entre eux les vecteurs "variables" après une projection sur l'espace défini par l'ACP, expriment une réalité physique directement associée à la notion de corrélation. Cette notion, ainsi que la décomposition en plans de l'image donnée par l'ACP, fournissent au géologue une interprétation immédiate dans un modèle de mélange de minéraux que représente un échantillon de roche. Cette propriété est donc préférée à la notion plus abstraite de similitude, déduite de l'analyse des correspondances, même si cette dernière possède en plus la propriété d'équivalence distributionnelle. Cette équivalence distributionnelle implique, dans le sous-espace défini par l'analyse des correspondances, que la proximité entre variables et individus a la même signification que la proximité de deux variables ou de deux individus. Par ailleurs, le léger handicap de l'ACP par rapport à l'Analyse des correspondances peut aisément être compensé en projetant des compositions de roches ou de minéraux remarquables en individus supplémentaires à la population analysée.

L'ACP est donc préférée pour les exemples présentés dans cette étude.

### III - TESTS DE CLASSIFICATION AUTOMATIQUE

L'analyse discriminante et l'analyse des grappes sont deux techniques statistiques multivariées référées aux méthodes ou procédures de classification automatique qui donnent des résultats intéressants dans l'étude géochimique des roches altérées. L'utilisation de ces techniques est présentée par Isnard et al. *in* Laffitte (1972) dans des applications géochimiques. L'aspect théorique repris récemment par Saporta (1978) ne sera pas décrit ici.

#### A - ANALYSE DISCRIMINANTE

La méthode s'apparente aux techniques de classification automatique, dans la mesure où les fonctions discriminantes, calculées sur une population, donnent la probabilité d'appartenance d'un individu d'origine éventuellement inconnue à chacun des sous-groupes qui forment la population analysée. Ici une divergence de terminologie avec celle utilisée par Lemaitre (1976a) doit être mentionnée. En effet cet auteur, sous l'appellation "analyse discriminante", présente une analyse en composantes principales non centrée ni réduite. Critiquant et rejetant cette technique, mal adaptée pour classer les roches éruptives, il présente alors sous le nom de "procédu-

re de classification" ce qui est désigné ici "analyse discriminante" à la suite de Rao (1962), Isnard et al. (op. cit), Saporta (op. cit)...

Cette nomenclature est aussi en accord avec celle utilisée dans les bibliothèques de programmes standard comme BMD<sup>(1)</sup> et SPSS<sup>(2)</sup>.

A l'issue d'une analyse discriminante on calcule fréquemment l'appartenance probable de chacun des individus considérés successivement comme inconnus. Le pourcentage d'individus bien reclassés selon la classification calculée est un bon indice du pouvoir discriminant des fonctions trouvées.

Ce procédé déforme cependant l'image du pouvoir de classification réel car en effet les résultats seraient sensiblement moins optimistes, quel que soit le problème traité, si l'on cherchait à reclasser des échantillons complètement étrangers à ceux pris en compte dans l'analyse initiale. Cette précaution étant prise, l'intérêt géochimique principal de l'analyse discriminante est cependant bien la propriété d'affecter une origine probable à un fragment de roches détaché de son contexte, comme par exemple, affecter une origine géographique à un galet trouvé dans le lit d'une rivière.

Mais de plus, grâce aux représentations graphiques synthétiques que l'on peut obtenir de ce type d'analyse, un raisonnement des similitudes géochimiques est possible et permet, le cas échéant, de suivre des évolutions intéressantes. Le cas traité par Bertrand et Westphal (1977) où la latitude relative des tholéiites mésozoïques du Maroc est rapportée, grâce à l'analyse discriminante, à l'un des différents sites de tholéiites de même âge affleurant dans l'Est des Etats-Unis, constitue un des exemples les plus spectaculaires de ce que l'on peut obtenir de cette méthode.

#### B - ANALYSE DES GRAPPES

L'analyse des grappes fait appel à des techniques statistiques multivariées plus empiriques que les méthodes décrites ou citées précédemment. L'exposé synthétique et assez complet d'Isnard et al. (1972) montre que les différentes recettes, pour regrouper progressivement les échantillons ou les variables dans une classification ascendante hiérarchique, possèdent une interprétation géométrique assez abstraite et entachée d'arbitraire. D'ailleurs, bien rares sont les statisticiens qui accordent une préférence à tel ou tel procédé, ou qui définissent des types de problèmes ou des caractéristiques de population pouvant guider le choix de la technique à re-

(1) - BMD (Biomedical Data) = Biomedical computer programs from the University of California. Dixon (1971). Cette bibliothèque est souvent implantée sur les systèmes IBM.

(2) - SPSS (Statistical package for the Social Sciences). Bibliothèque dont la notice est éditée chez McGraw Hill. Elle est implantée sur le système MULTICS de CII-HB, au Centre de Calcul interuniversitaire de Grenoble.



tenir. En effet aux différents modes de regroupement proposés s'ajoutent différentes variantes qui, comme dans l'ACP, diffèrent par la métrique de l'espace dans lequel sont calculés les coefficients de similitude entre variables ou entre échantillons.

En pratique, on essaie fréquemment toute la panoplie des techniques disponibles dans la bibliothèque de programmes et le choix ne s'effectue qu'après coup en sélectionnant la méthode qui, pour le cas étudié, donne le résultat le plus cohérent.

#### IV - UTILISATION PREALABLE DE PROJECTIONS SELECTIVES DANS L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES PROJECTIONS SELECTIVES

##### A - BUT DE LA METHODE

Le problème consiste à analyser, dans un échantillonnage géochimique, la dispersion qui reste lorsque l'on neutralise les variations qui correspondent à des phénomènes majeurs ou mineurs, mais bien connus par l'observation pétrographique.

La solution permet d'éviter que les résultats de l'Analyse en Composantes Principales ne soient influencés, voire prédominés, par des dispersions géochimiques aussi triviales que celles attribuables à différentes dilutions consécutives à un remplissage secondaire de pores ou de micro-fissures d'une roche analysée globalement. Elle permet aussi de tester certaines transformations théoriques dont les divers degrés d'évolution sont suspectés produire une variabilité géochimique. On compare alors la variabilité brute à la variabilité résiduelle après neutralisation des variations modélisées.

La neutralisation, purement graphique, est de même nature que l'atténuation de l'effet de dilution dans la calcite dans les projections R'1 R'2 de H. de La Roche (cf. figures 29 et 30) où la représentation correspond à une projection orthogonale plane de l'espace géochimique des milli-atomes, parallèlement à un vecteur théorique "calcite-basalte", contenu dans le plan critique. Elle ne nécessite nullement le calcul des différents taux des dilutions ou des transformations à neutraliser.

Mais la généralisation de la projection à l'espace géochimique complet permet de neutraliser *simultanément* plusieurs dispersions élémentaires. L'application concerne aussi bien la superposition de mécanismes dispersifs indépendants que l'éventuelle dilution dans une phase minérale de composition variable. Il suffit dans ce dernier cas de projeter parallèlement aux effets des dilutions élémentaires dans des pôles chimiques du minéral diluant.

La démarche proposée repose également sur l'analyse statistique. Elle utilise aussi les propriétés élémentaires des projections orthogonales. La simplicité du raisonnement associée au fait que le géochimiste définit lui-même *explicitement* son problème et qu'il peut créer des diagrammes ajustés sur ses observations, devraient susciter une utilisation de la méthode dès la

phase préliminaire du dépouillement géochimique. Sur le fond, la démarche est essentiellement pétrologique et constitue, en quelque sorte, une généralisation à l'espace de l'ensemble des variables géochimiques, des projections formalisées dans un sous-espace minéralogique à 3 dimensions par H. de La Roche (1978).

##### B - ENONCE DU PROBLEME

Il faut trouver les paramètres géochimiques susceptibles de traduire *toutes* les variations qui subsistent lorsqu'on a neutralisé diverses dispersions bien connues.

L'exemple schématique à trois dimensions de la figure 33 devrait situer le problème dans un cas simple. Il pourra aussi être utilisé pour aider les utilisateurs éventuels, non familiers des espaces vectoriels, à généraliser le problème à un espace multidimensionnel plus complet. En effet la figure 33 montre un sous-espace à une dimension, l'axe E servant d'écran orthogonal à un sous-espace de projection, le plan P. Pour un espace géochimique à 4 dimensions ( $R^4$ ), la projection orthogonale d'un nuage de compositions chimiques projeté parallèlement à un plan contenant, comme dans la figure 33, la calcite et la dolomite, est entièrement contenue dans un plan qui prend alors la signification de l'écran E. Ce dernier est alors repéré par deux axes E1 et E2.

Définissons dans un espace  $R^n$  un projecteur à n-2 dimensions au plus. Fixons ce nombre à 4. L'écran a alors n-4 dimensions, 8 dans le cas où n = 12 (12 oxydes majeurs). Il doit être repéré par 8 axes : E1, E2 ... E8 pour être complètement décrit. Si le problème géochimique traité est bien délimité il est alors vraisemblable que le nombre de dimensions minimum, nécessaire pour visualiser toutes les dispersions non neutralisées par la projection, soit inférieur au nombre total de dimensions de l'écran. Ce nombre de dimensions de l'espace des dispersions résiduelles, mais significatives si leur amplitude est supérieure à celles des écarts analytiques, va alors être calculé par l'analyse statistique. En effet c'est seulement à ce stade que par une Analyse en Composantes Principales on définit le sous-espace de  $R^n$  encore susceptible, après neutralisation des dispersions modélisées a priori, de contenir des dispersions géochimiques supérieures à celles qui sont liées aux incertitudes des mesures. Ainsi, dans un cas idéal, après avoir neutralisé, a priori, 4 dispersions évidentes on établira que 2 dimensions (ou plus) suffisent pour contenir des dispersions résiduelles normalement oblitérées par les dispersions modélisées.

On visualisera alors ces dispersions résiduelles sur une projection plane ou, si nécessaire, sur une série de projections planes complémentaires.

##### C - SOLUTION MATHEMATIQUE

Bien qu'aucune technique mathématique nouvelle ou originale ne soit utilisée dans le programme, le raisonnement mathématique est donné ici pour fournir des repères pour suivre plus rigoureusement la démarche originale proposée.

Les projections orthogonales et l'Analyse en Composantes Principales sont des techniques classiques. Seul leur couplage dans un ordre inverse de celui qui les associe habituellement constitue une démarche non exploitée jusque là.

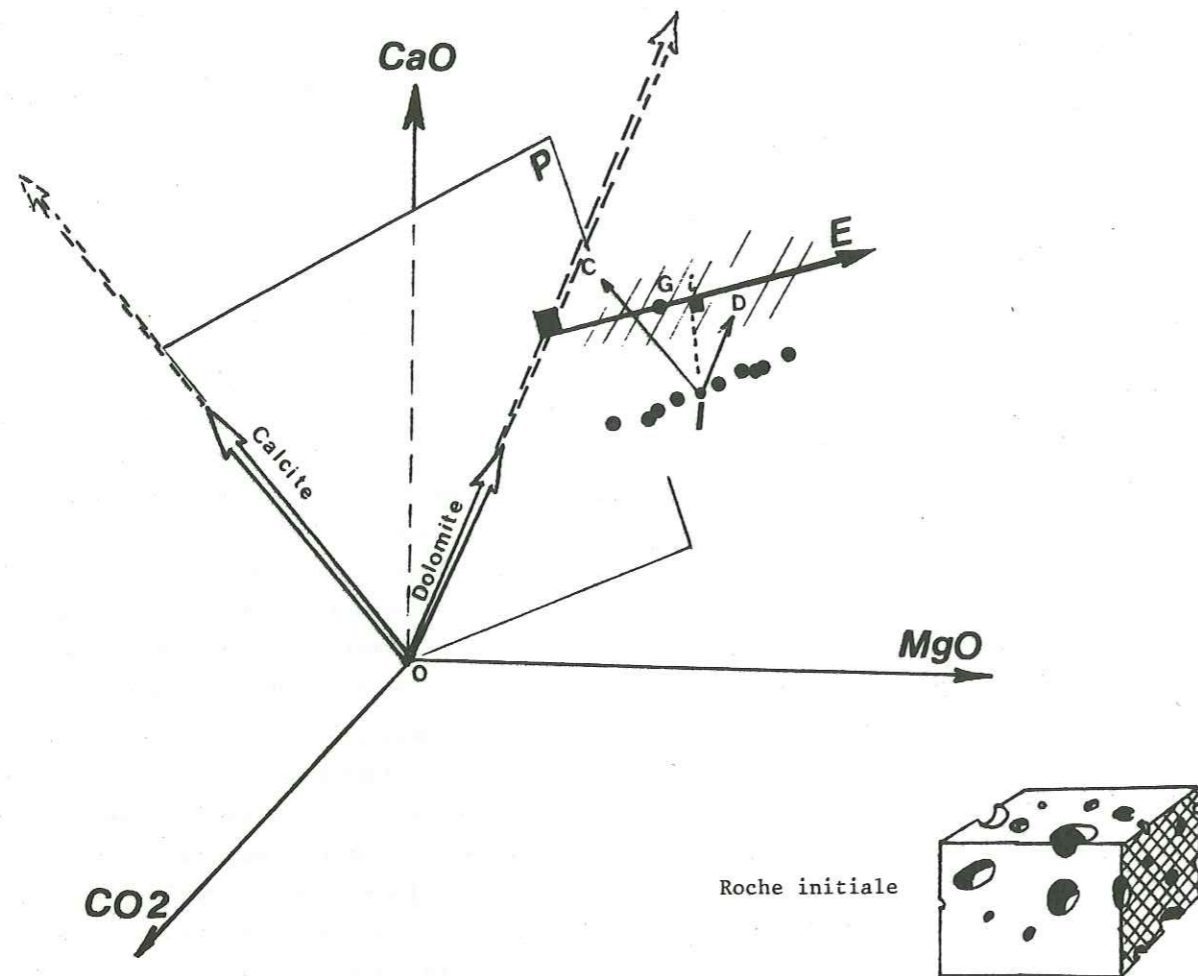


Figure 33 : Projection sélective de la carbonatation dans un espace à 3 dimensions.

Exemple de roches volcaniques dont les vacuoles et la porosité originelles sont remplies secondairement par de la calcite et/ou de la dolomite, ainsi qu'un carbonate intermédiaire entre ces deux termes. Devant l'impossibilité analytique de doser et de caractériser le carbonate, seul  $\text{CO}_2$  peut être mesuré.

Pour neutraliser la carbonatation, on repère les compositions chimiques par les 3 teneurs en  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{CO}_2$ .

Une composition initiale  $I$  va migrer, selon la dilution et la nature du carbonate, dans le plan  $ICD$ , parallèle à  $P$ , qui contient à la fois les vecteurs calcite et dolomite.

La projection de chacun des points du nuage, parallèlement au plan  $P$ , sur un axe  $E$  servant d'écran orthogonal à  $P$  sera insensible aux différentes dilutions dans le carbonate.

Soit un tableau de mesures géochimiques  $D_{(n \times N)}$  repéré dans  $R^n$  par  $n$  éléments chimiques dosés sur  $N$  échantillons. On cherche une matrice  $T_{(n \times n)}$  qui, à toute composition  $d_{(n \times 1)}$  associe un vecteur  $y_{(n \times 1)}$  tel que  $y$  soit orthogonal à un sous-espace  $P^P$  de  $R^n$  selon l'application linéaire :

$$y = T \times d \quad (1)$$

Si  $P^P$  est repéré par  $p$  vecteurs linéairement indépendants, parallèles aux directions de dispersions que l'on veut neutraliser, ces  $p$  vecteurs rangés dans les colonnes d'une matrice  $P_{(n \times p)}$  constituent une base quelconque pour le sous-espace  $P^P$ .

On déduit alors du procédé d'orthogonalisation qui vient en application du théorème de Gram-Schmidt (Lachat, 1966, p. 74-76) que :

$$T_{(n \times n)} = I_{(n \times n)} - (P_{(n \times p)} \times (P'_{(p \times n)} \times P_{(n \times p)})^{-1} \times P'_{(p \times n)}) \quad (2)$$

( $P'$  est la matrice transposée de  $P$  et  $p^{-1}$  la matrice inverse de  $P$ .)

$I$  la matrice identité.

Soit  $C_{(n \times n)}$  un tableau des variances-covariances. Par définition :

$$C_{(n \times n)} = D_{(n \times N)} \times D'_{(N \times n)} \quad (3)$$

L'analyse en composantes principales consiste classiquement (i.e. Joreskog et al., 1976) à prendre comme nouvelle base de  $R^n$  les  $q$  premiers vecteurs propres de la matrice  $C$ .

La même Analyse en Composantes Principales peut être effectuée après une projection orthogonale parallèlement à  $P$  selon l'application (1).  $D_{(n \times N)}$  est alors remplacé par  $T_{(n \times n)} \times D_{(n \times N)}$  et sa transposée par  $D'_{(N \times n)} \times T'_{(n \times n)}$ . Reportés dans (3) le nouveau tableau des variances-covariances devient :

$$(T_{(n \times n)} \times D_{(n \times N)}) \times (D'_{(N \times n)} \times T'_{(n \times n)}) \quad (4)$$

Soit  $T \times C \times T'$

Donc en prenant pour nouveau repère de l'espace  $R^n$  les  $q$  premiers vecteurs propres de la nouvelle matrice des variances-covariances après projection (4), vecteurs propres associés aux valeurs propres qui traduisent des inerties significatives, on ne visualisera plus que des dispersions géochimiques résiduelles après projection.

#### REMARQUES :

**Remarque 1 :** En (1) on utilise une application linéaire traduisant une projection orthogonale. En théorie, si les dispersions modélisées dans  $P$  et les dispersions résiduelles visualisées sur l'écran n'étaient pas totalement indépendantes, une projection oblique serait préférable. Toutefois, comme on le verra dans la discussion, les dispersions résiduelles étant les inconnues que l'on veut mettre en évidence, aucune projection oblique ne peut être définie sans présupposer a priori de leur nature.

**Remarque 2 :** Dans la formule (2), on calcule l'inverse d'un produit matriciel. Il faut donc que les  $p$  vecteurs qui définissent le projecteur soient linéairement indépendants. Afin d'écartier le risque qu'ils ne le soient pas, après la définition du projecteur on calcule pas à pas un pseudo-inverse de  $P$ , afin de détecter et d'écartier un vecteur linéairement dépendant de ceux admis aux pas précédents. Dans cette éventualité c'est le dernier vecteur examiné qui est rejeté avant de passer au pas suivant. L'algorithme a été emprunté à Mallet (1978).

**Remarque 3 :** Si l'on calcule la matrice  $T$  comme la supplémentaire de celle calculée en (2) :

$$T = P \times (P' \times P)^{-1} \times P'$$

On obtiendra la projection orthogonale du nuage des compositions sur le projecteur pré-

cédemment défini. On verra (figure 36) que cette projection est moins utile qu'il ne semble a priori.

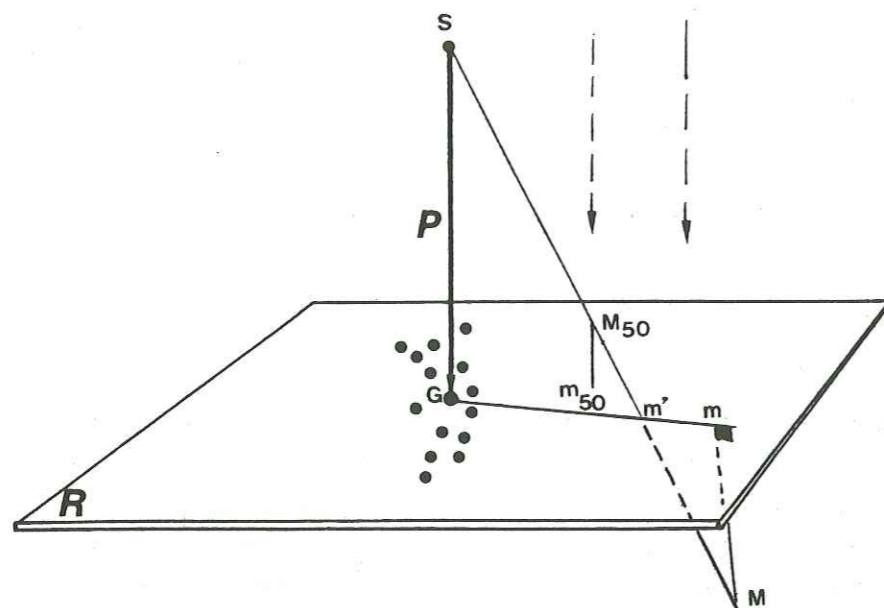


Figure 34 : Inconvénients d'une projection orthogonale pour des points très excentrés.

Soit un projecteur P défini comme la dilution d'une composition G (centre de gravité) dans une composition S. Pour un point M très excentré, seule une projection conique de sommet S, sur le plan R, possède rigoureusement la propriété de non dépendance de la projection  $m'$  vis-à-vis des différentes dilutions de M dans S.

La projection linéaire préconisée, parallèle à P et orthogonale à R, présente un défaut soit centripète (i.e.  $m_{50}$  projection de 50 % de M dilué dans S) soit centrifuge (i.e.m) pour les termes qui tendent vers la composition non diluée.

Remarque 4 : Si l'espace géochimique initial est repéré dans la métrique de l'écart-type, la matrice C (3) devient la matrice des corrélations. Si P est alors répété dans la même métrique, le produit matriciel (4) devient la nouvelle matrice de corrélation après projection.

## D - DISCUSSION

### Qualité et Limites des Projections préalables à l'Analyse en Composantes Principales

1. La démarche proposée, baptisée méthode des *projections sélectives*, pour la concision du texte, n'autorise à n'éliminer que des *évolutions géochimiques linéaires* ou proches d'un modèle linéaire. En pétrologie, ces mécanismes de dilution, comme dans le cas de la figure 33, les mélanges et les ségrégations de minéraux, les transformations plus ou moins complètes d'une phase minérale en un autre assemblage, constituent les évolutions linéaires les plus fréquentes. Cela laisse donc déjà un large domaine d'application.

Dans les cas où les transformations ne seraient pas linéaires, on espère alors que par un *échantillonnage bien délimité* on isole un ensemble de compositions différenciées suffisam -

ment restreint pour que le modèle linéaire approché ne s'écarte pas trop de la réalité. Un compromis devra être cherché pour délimiter un échantillonnage où les variations couvrent largement les incertitudes analytiques et où les différenciations sont encore proches d'un modèle linéaire.

2. L'indépendance entre les dispersions modélisées et les dispersions que l'on veut mettre en évidence est-elle nécessaire ?

La remarque 1 évoque la possibilité de non indépendance entre les deux ensembles de dispersions que l'on cherche à décomposer.

Dans ce cas une projection orthogonale ne constitue-t-elle pas une contrainte inadéquate?

L'examen de la figure 33 donne une réponse empirique à cette question sans recourir à une théorie générale sur l'indépendance des variables géochimiques. La projection orthogonale sur E, parallèlement à P, neutralise une dispersion à 2 dimensions : la carbonatation. L'image du nuage des compositions, obtenue par projection orthogonale, est d'autant plus proche du nuage des compositions indemnes de carbonatation, que l'axe-écran E est parallèle à un hypothétique allongement dû à une différenciation. Cette différenciation étant, au départ, l'inconnue on ne peut définir a priori une projection oblique, parallèlement à P, sur l'allongement des compositions I. La déformation de la projection orthogonale par rapport à la projection idéale est alors d'autant plus grande que les dispersions résiduelles sont corrélées aux dispersions modélisées a priori. Les distances entre les points de l'image obtenue restent cependant proportionnelles à celles de l'image idéale, tant que l'amplitude des variations visualisées est supérieure à celle de l'incertitude analytique. En pratique un contrôle graphique de la dispersion analytique permet de fixer la limite d'interprétabilité de la projection obtenue (cf. annexe 1 et figure 35a).

3. Contrôle de la dispersion analytique.

En théorie, si le projecteur représente toutes les dispersions géochimiques, la projection résiduelle ne visualisera plus que la dispersion due aux imprécisions des analyses. On a vu plus haut (1) que la méthode est mieux adaptée aux problèmes bien délimités. Mais dans ce cas l'amplitude des variations mineures risque d'être masquée par les écarts analytiques et ce risque s'accroît rapidement si l'on restreint l'échantillonnage. Le test le plus simple pour contrôler si l'espace résiduel visualisé après projection permet encore de discerner des dispersions significatives est un contrôle graphique. On projette, en éléments supplémentaires à la population analysée, une série de compositions simulant des écarts analytiques autour d'une composition test. Les compositions simulées ne sont, bien évidemment, pas prises en compte dans le calcul de la matrice des covariances ou des corrélations. En pratique, 12 à 15 analyses calculées de manière à simuler une loi normale de même écart-type que l'erreur analytique suffisent pour un contrôle visuel (cf. figure 35a). L'annexe 1 donne le programme et un exemple de simulation des écarts analytiques.

4. Les espaces géochimiques ont la particularité, au moins dans le cas des éléments majeurs, d'être bornés à 100 %. Dans l'analyse d'un tableau de corrélations un effet de fermeture est décrit par Chayes (1971). Cette propriété peut être négligée dans la plupart des études géochimiques dès que le problème est bien délimité (Saxena et Walter, 1974 ; Davoine, 1976). Pourtant dans les projections sélectives, il est important de contrôler, lorsque l'on définit un vecteur directeur de la projection comme une dilution, que le terme considéré comme diluant (carbonate dans l'exemple de la figure 33), soit suffisamment excentré par rapport au nuage analy -

sé, ou ce qui revient au même que les écarts de compositions du nuage par rapport à leur centre de gravité restent d'un ordre de grandeur très inférieur à la distance "centre de gravité - diluant".

La figure 34 illustre l'inconvénient de l'utilisation de projections orthogonales dans le cas de points très excentrés par rapport au nuage. Il ne faut toutefois pas exagérer ce défaut car, dans la plupart des cas où la méthode a été testée, on a constaté que la perturbation reste inférieure à la dispersion due aux écarts analytiques. Ainsi, dans l'exemple numérique qui suit, deux compositions rhyolitiques, l'une brute (RHYOL) et l'autre diluée à 10 % dans de la calcite (RHY+C), projetées en éléments supplémentaires d'un nuage défini par une coulée basaltique altérée, donnent des projections très excentrées par rapport à celle du nuage analysé (figure 35). Pourtant, malgré le cas très défavorable où la grande différence des compositions place la rhyolite RHYOL dans la situation du point M de la figure 34 par rapport au nuage des basaltes, schématisé par l'ensemble des cercles, la distance entre la projection RHYOL et RHY + C reste inférieure à la dispersion analytique.

#### 5. Utilisation de modèles naturels.

La limite de la méthode exposée ci-dessus, montre que dans les cas extrêmes, une projection polaire de sommets serait préférable à une projection linéaire. Mais la simplification des transformations linéaires est largement compensée par la propriété suivante :

- si l'on souhaite neutraliser une différenciation (magmatique, métamorphique ...) mieux connue dans ses effets que dans son mécanisme, on pourra toujours définir comme vecteur directeur du projecteur la différence entre une composition différenciée et une composition initiale, l'une et l'autre étant mesurées directement sur un cas naturel servant de modèle. Dans le cas où la composition initiale ne pourrait être connue ou mesurée avec certitude on serait alors dans l'impossibilité de définir le sommet d'une projection. En revanche une projection parallèle à une droite passant par deux compositions diversement différenciées est toujours possible. Il faut toutefois contrôler, pour éviter les inconvénients de même nature que ceux du cas précédent, que la direction de projection définie ne s'écarte pas trop du centre de gravité du nuage analysé. Mais là, la logique pétrographique qui devrait inciter à ne neutraliser que des modèles observés ou plausibles et donc proches des roches traitées, devrait servir de garde-fou pour limiter ce risque.

### E - EXEMPLE NUMERIQUE

L'exemple choisi est la généralisation du cas de la figure 33. Dans l'étude de la variabilité chimique d'une coulée basaltique altérée, on décrit des faciès originellement vacuolaires remplis secondairement d'un carbonate variable en nature et en faciès. Ce dernier n'est pas caractérisable chimiquement ou physiquement sur tous les échantillons. Seule la teneur en CO<sub>2</sub> a été mesurée et aucune correction réaliste, de la part de CaO et de MgO, liée au carbonate n'a pu être effectuée.

On définit donc un projecteur "carbonatation" parallèle à la fois à la "calcitisation" et la "dolomitisation" en ajustant les compositions de ces minéraux sur des analyses effectuées à la microsonde (tableau 10).

La comparaison des résultats de l'Analyse en Composantes Principales avant (tableau 11) et après projection (tableaux 11 - 12) présente un grand intérêt pétrologique. Sans entrer dans le détail de l'interprétation les quelques faits suivants montrent néanmoins l'intérêt de la méthode.

Tout d'abord la communauté des variables cumulée sur les facteurs significatifs tombe de 0.91 à 0.08 pour CaO et de 0.90 à 0.06 pour MgO après projection. Le comportement de ces variables est donc entièrement modélisé sur le projecteur. En particulier MgO ne paraît plus lié à une tendance chloritique comme le laissait supposer la contribution de -0.61 à côté de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et H<sub>2</sub>O sur le premier facteur avant projection.

Ensuite le fait que la communauté de CO<sub>2</sub> baisse de 0.97 à 0.35 après projection, mais n'est pas totalement annulée, prouve qu'une part des variations de CO<sub>2</sub> n'est pas modélisée par le projecteur. La contribution constante de MnO à côté de CaO et CO<sub>2</sub> avant projection, dans cette série d'analyses, comme dans d'autres partitions géographiques ou pétrographiques de roches spilitiques continentales, suggère que le reliquat de communauté de CO<sub>2</sub> après projection provient du comportement d'un carbonate de Mn non pris en compte dans le projecteur.

Enfin, l'opposition traduite dans le facteur 3, après projection entre Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO et TiO<sub>2</sub>, éléments constitutifs de l'ilménite et SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O, éléments constitutifs de l'albite, deux minéraux cardinaux des roches basaltiques, se retrouve nettoyée d'une contribution parasite de MgO. En effet cette dernière, tout en faussant le rang du facteur albite-ilménite placé avant projection en seconde position derrière la carbonatation, pouvait aussi orienter, à tort, l'interprétation vers des variations de teneurs d'un minéral ferromagnésien.

La projection de la coulée analysée (figure 35a), complétée par la projection dans le même repère orthonormé de roches remarquables (figure 35b) ou de minéraux test (figure 35c), se serait alors à commenter comme un diagramme géochimique conventionnel dont les paramètres sont les fonctions 1 et 2 du tableau 11.

Dans le cas traité, avec 61 % des variations résiduelles après neutralisation de la carbonatation (au rôle de MnO près), ce diagramme est celui qui disperse le mieux (pour la métrique choisie) les variations chimiques des roches étudiées.

Complétée par la fonction 3 (21 % des variations), cette projection permet de visualiser toutes les dispersions chimiques résiduelles significatives. Le but descriptif est donc atteint. De plus l'interprétation de petits facteurs est facilitée.

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	0	0	41.65	2.88	- 14.46	- 14.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	14.13	1.70	- 8.31	- 8.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	1.32	10.96	1.70	- 6.45	- 5.67
MnO	0.2	0	0.076	0.033	+ 3.75	- 2.30
MgO	0	21.1	6.3	1.75	- 3.60	+ 8.45
CaO	56	30.2	7.23	2.05	+ 23.74	+ 11.15
Na <sub>2</sub> O	0	0	1.12	0.80	- 1.4	- 1.4
K <sub>2</sub> O	0	0	5.09	1.11	- 4.58	- 4.58
TiO <sub>2</sub>	0	0	2.00	0.43	- 4.65	- 4.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0.37	0.11	- 3.36	- 3.36
M <sub>2</sub> O	0	0	2.64	1.57	- 1.68	- 1.68
CO <sub>2</sub>	44	47.5	8.03	2.77	+ 12.99	+ 14.25

Tableau 10 : Définition d'un projecteur carbonatation.

Des composition stoechiométriques corrigées par des dosages à la microsonde de calcite (1) et dolomite (2) centrées sur une composition moyenne (3) et standardisées par les écarts-types (4) de roches analysées donnent les composantes des deux vecteurs directeurs (5) et (6) d'une projection parallèle à la carbonatation.

AXE 1	AXE 2	AXE 3	AXE 4
H <sub>2</sub> O - .94 (.88)	MgO - .67 (.45)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - .84 (.71)	CaO - .44 (.19)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - .74 (.55)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - .66 (.44)	TiO <sub>2</sub> - .62 (.38)	Na <sub>2</sub> O - .28 (.08)
MgO - .61 (.37)	TiO <sub>2</sub> - .39 (.15)	K <sub>2</sub> O - .61 (.37)	CO <sub>2</sub> - .28 (.08)
Na <sub>2</sub> O - .57 (.32)	MnO - .28 (.08)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - .35 (.12)	MgO - .27 (.07)
TiO <sub>2</sub> - .55 (.30)	CO <sub>2</sub> - .26 (.07)	CaO - .19 (.04)	MnO - .16 (.03)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - .28 (.08)	H <sub>2</sub> O - .05 (.00)	CO <sub>2</sub> - .12 (.01)	H <sub>2</sub> O - .08 (.02)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - .26 (.07)	K <sub>2</sub> O - .02 (.00)	MgO + .09 (0.1)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - .08 (.02)
SiO <sub>2</sub> + .22 (.05)	CaO + .11 (.01)	H <sub>2</sub> O + .18 (.03)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - .06 (.00)
K <sub>2</sub> O + .57 (.32)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> + .14 (.02)	SiO <sub>2</sub> + .31 (.10)	TiO <sub>2</sub> + .04 (.00)
MnO + .57 (.32)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + .40 (.16)	Na <sub>2</sub> O + .34 (.12)	SiO <sub>2</sub> + .37 (.14)
CaO + .82 (.67)	Na <sub>2</sub> O + .64 (.41)	MnO + .40 (.16)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + .47 (.22)
CO <sub>2</sub> + .90 (.81)	SiO <sub>2</sub> + .76 (.58)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + .43 (.18)	K <sub>2</sub> O + .48 (.08)
40 %	19 %	19 %	9 %

Tableau 11 : Projection des variables sur chacun des axes du repère factoriel, avant projection, donnée par l'Analyse en Composantes Principales Normée.

Pour chaque axe factoriel la première valeur représente le cosinus de l'angle (variable, axe). Elle est calculée comme la composante du vecteur propre multipliée par la racine carrée de la valeur propre du facteur considéré.

Elevée au carré, elle donne la seconde valeur (entre parenthèses) qui représente la communauté de la variable avec l'axe considéré. Les pourcentages représentent la part de l'inertie visualisée par chacun des axes.

TABLE 12- A -

AXE 1	AXE 2	AXE 3
H <sub>2</sub> O - .87 (.76)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - .81 (.66)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - .84 (.71)
Na <sub>2</sub> O - .61 (.37)	K <sub>2</sub> O - .67 (.45)	MnO - .48 (.23)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + .59 (.35)	TiO <sub>2</sub> - .64 (.41)	TiO <sub>2</sub> - .47 (.22)
TiO <sub>2</sub> - .43 (.18)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - .29 (.08)	H <sub>2</sub> O - .19 (.04)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - .27 (.07)	CO <sub>2</sub> - .14 (.02)	MgO - .16 (.03)
CaO - .26 (.07)	CaO - .12 (.01)	K <sub>2</sub> O - .05 (.00)
MgO - .17 (.03)	MgO + .05 (.00)	CaO + .04 (.00)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + .10 (.01)	H <sub>2</sub> O + .22 (.05)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> + .15 (.02)
MnO + .33 (.11)	SiO <sub>2</sub> + .31 (.10)	CO <sub>2</sub> + .16 (.03)
CO <sub>2</sub> + .55 (.30)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + .34 (.12)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + .21 (.04)
SiO <sub>2</sub> + .62 (.38)	MnO + .36 (.13)	SiO <sub>2</sub> + .48 (.23)
K <sub>2</sub> O + .74 (.55)	Na <sub>2</sub> O + .44 (.19)	Na <sub>2</sub> O + .54 (.29)
36 %	25 %	21 %

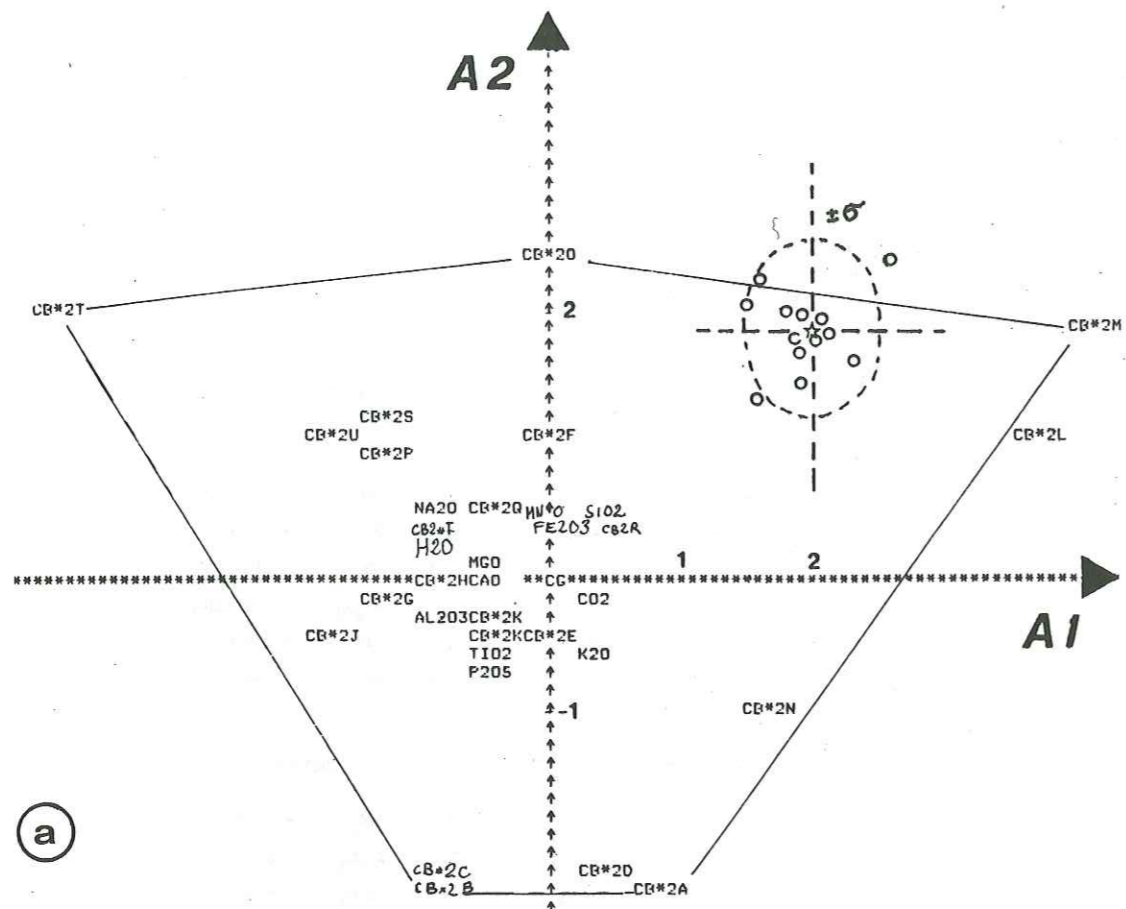
TABLE 12- B -

FONCTION 1	FONCTION 2	FONCTION 3
SiO <sub>2</sub> + 0.120	SiO <sub>2</sub> + 0.072	SiO <sub>2</sub> + 0.122
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 0.195	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 0.112	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + 0.093
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + 0.032	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + 0.132	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 0.365
MnO + 5.616	MnO + 7.297	MnO - 10.571
MgO - 0.053	MgO + 0.018	MgO - 0.067
CaO - 0.071	CaO - 0.040	CaO + 0.014
Na <sub>2</sub> O - 0.429	Na <sub>2</sub> O + 0.368	Na <sub>2</sub> O + 0.500
K <sub>2</sub> O + 0.378	K <sub>2</sub> O - 0.409	K <sub>2</sub> O - 0.031
TiO <sub>2</sub> - 0.560	TiO <sub>2</sub> - 1.002	TiO <sub>2</sub> - 0.814
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 1.373	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 4.945	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> + 1.018
H <sub>2</sub> O - 0.309	H <sub>2</sub> O + 0.095	H <sub>2</sub> O - 0.089
CO <sub>2</sub> + 0.111	CO <sub>2</sub> - 0.035	CO <sub>2</sub> + 0.042
CONST - 2.074	CONST + 2.312	CONST - 0.536

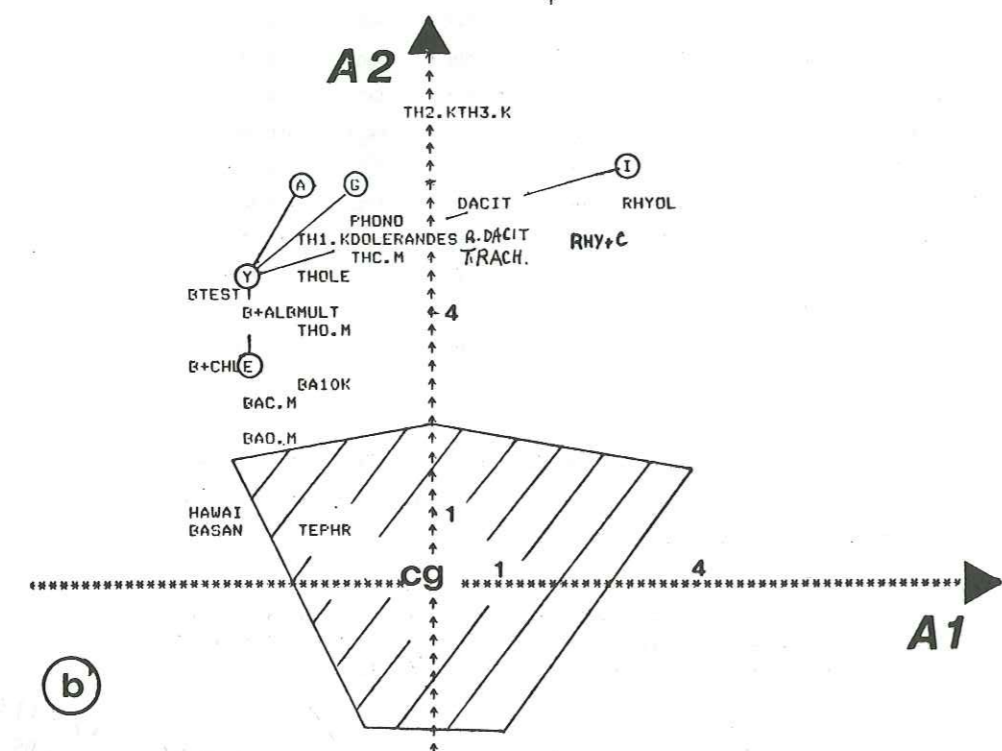
Tableau 12 : Projection des variables sur chacun des axes du repère factoriel calculée après projection parallèle au plan calcite-dolomite.

12a - même légende que le tableau 11.

12b - coefficients des combinaisons linéaires servant à obtenir la projection d'une composition chimique directement à partir des teneurs en oxydes.

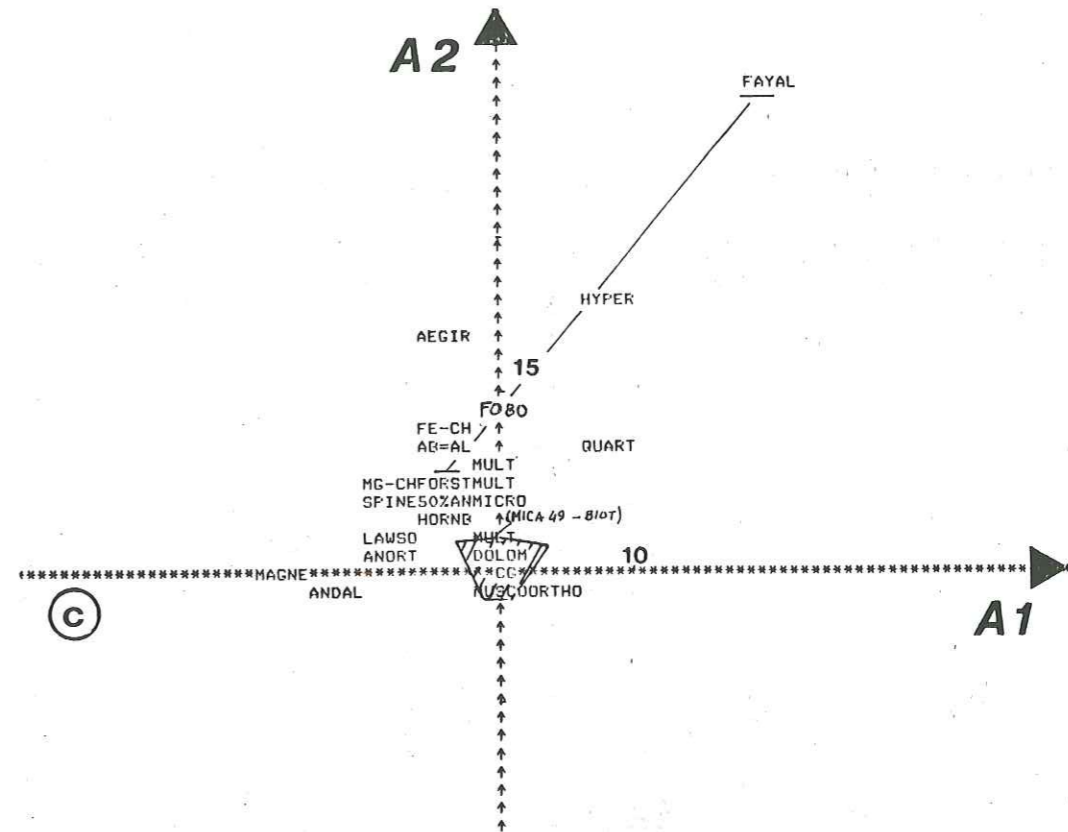


(a)



(b)

Figure 35



(c)

Figure 35 : Projections neutralisant la carbonatation, plan des axes 1 et 2. (Les abréviations correspondent à celles des compositions des annexes 1 et 2).

Figure 35a : projection des 12 variables et des 21 compositions chimiques analysées sur plan des axes 1 et 2. 61 % des variations chimiques sont visualisées sur cette représentation. Les points dispersés autour de l'étoile matérialisent la dispersion analytique théorique.

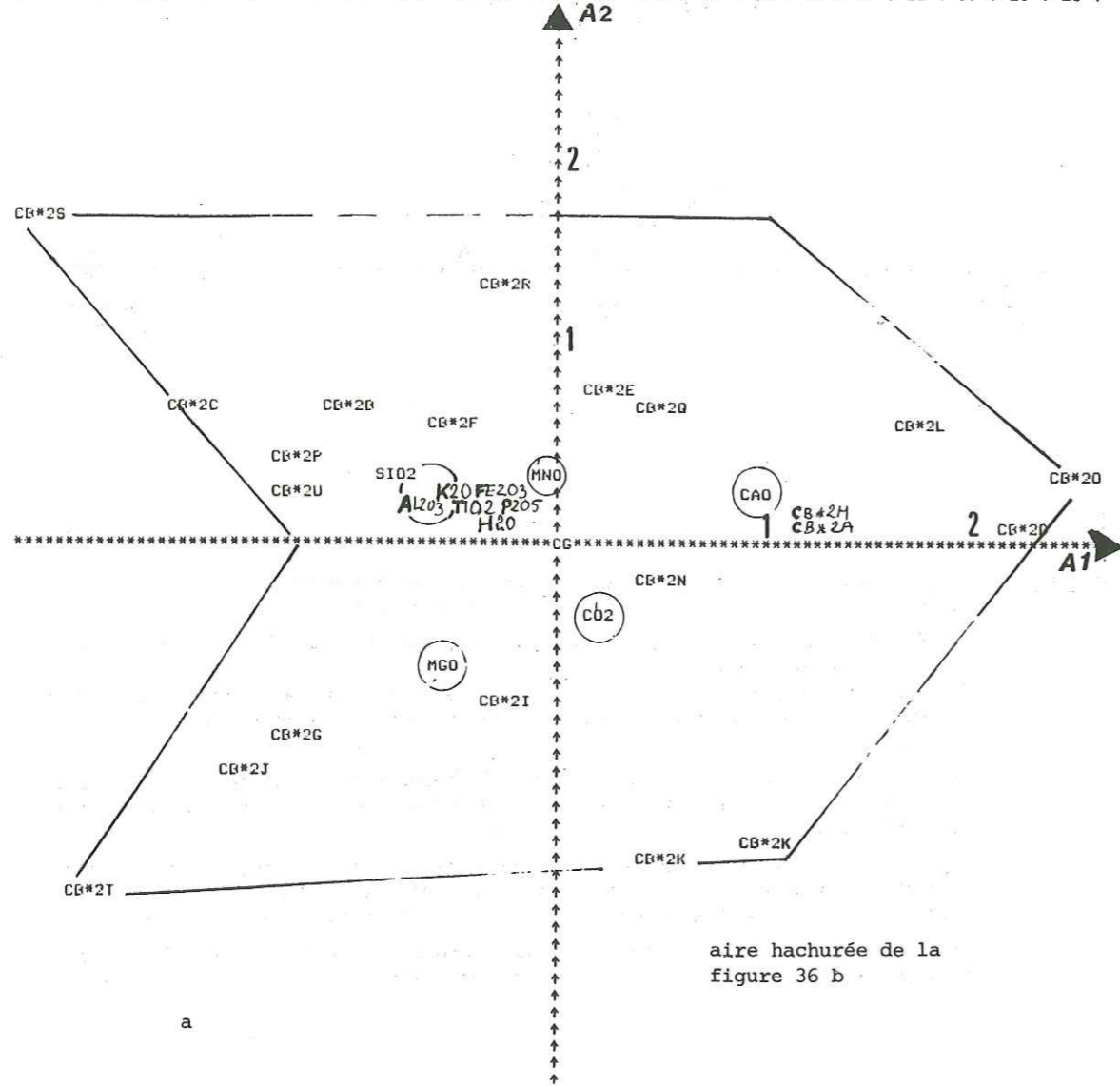
Figure 35b : Projection, à une échelle différente de celle de la figure 35a, de compositions chimiques de roches remarquables en éléments supplémentaires aux compositions analysées visualisées par l'aire hachurée.

Figure 35c : Projection de compositions minéralogiques supplémentaires sur le plan des axes 1 et 2. La composition de la dolomite (DOLOM) comme celle de la calcite (non figurée) se projettent au centre de gravité du nuage analysé. Les coordonnées de la projection d'une composition chimique supplémentaire sont calculées directement à l'aide des fonctions 1 et 2 du tableau 12A.

REPRESENTATION GRAPHIQUE

GYI HORIZ= 1 VP= 2.280332612163 PART=72%  
 AXI VERTI= 2 VP= .8954714732355 PART=28%  
 PART DU PLAN= 1  
 DIMENSION DU DESSIN= 5.4 ECARTS-TYPES(OU UNITES)  
 ECART-TYPE(OU UNIT)=\*\*\*\*\*

1 ↑ 2 ↑ 3 ↑ 4 ↑ 5 ↑ 6 ↑ 7 ↑ 8 ↑ 9 ↑ 10 ↑ 11 ↑ 12 ↑ 13 ↑ 14 ↑ 15 ↑ 16 ↑ 17 ↑ 18 ↑ 19 ↑ 20 ↑ 21 ↑



aire hachurée de la figure 36 b

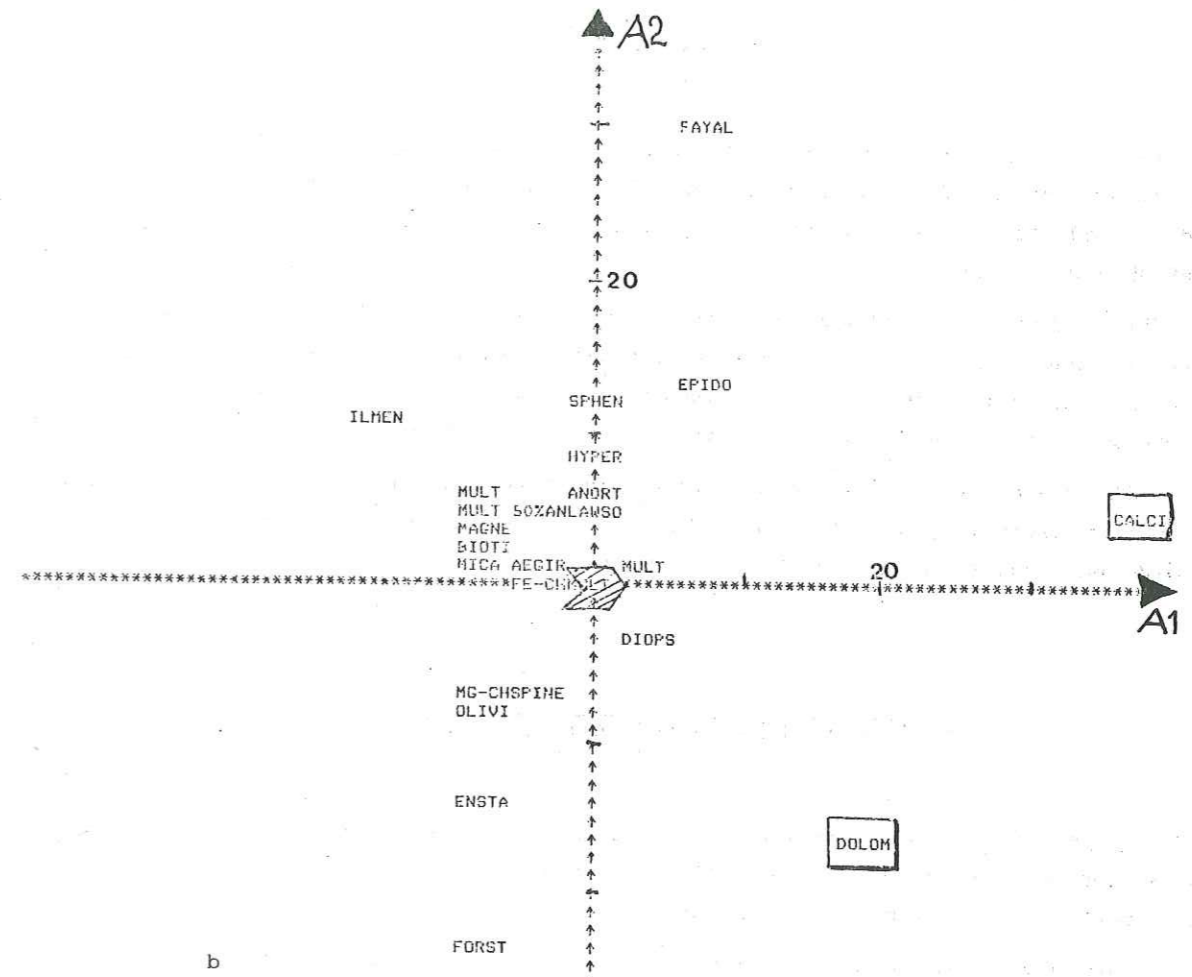


Figure 36 : Projection sur le plan carbonatation (calcite-dolomite).  
(Les abréviations correspondent à celles des compositions des annexes 2 et 3).

En projetant sur le plan CG - calcite - dolomite, ayant servi précédemment de projecteur, les axes P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub> visualisent respectivement 72 et 29 % de la part des variations chimiques corrélées à la carbonatation.

Figure 36a : Projection des 12 variables et des 21 compositions chimiques analysées.

Figure 36b : Projection de compositions minéralogiques supplémentaires aux compositions analysées (visualisées par l'aire hachurée).

Si la carbonatation, telle qu'elle a été définie, était totalement indépendante des autres différenciations, cette projection serait très utile. Malheureusement la projection des minéraux magmatiques est très excentrée par rapport au nuage et montre clairement une corrélation de la série des olivines (FAYAL-FORST) avec l'axe 2. Si bien que ce plan exprimera toujours des dispersions multiples non décomposables.

## F - CONCLUSION

La recherche par retouches successives d'une projection sélective capable de gommer toutes les dispersions géochimiques significatives d'un groupe de roches est concevable comme une finalité. On espère ainsi, dans le cas idéal, parvenir à modéliser tous les mécanismes générateurs de l'échantillonnage étudié.

Mais à défaut d'une modélisation globale, l'utilisation préalable de projections qui neutralisent les variations dues aux caractères ou mécanismes connus par l'observation pétrographique, place l'Analyse en Composantes Principales dans des conditions favorables pour mettre en évidence des variations résiduelles alors plus facilement interprétables.

La démarche nécessite l'intervention d'un pétrographe pour définir explicitement un projecteur chimico-minéralogique. Elle concilie de ce fait l'observation et l'analyse statistique en une procédure générale élargissant les raisonnements classiques.

## V - PROJECTIONS FACTORIELLES OBLIQUES

Tant dans l'analyse en Composantes Principales que dans les Projections Sélectives, le mode orthogonal est le seul à avoir été utilisé. Ce procédé est le plus adapté tant que les variations visualisées sont réellement indépendantes les unes des autres.

Or en géochimie, en partie peut-être à cause du bouclage éventuel des données à 100 %, mais surtout à cause des relations pétrogénétiques et minéralogiques, l'indépendance des variables réelles prend des nuances parfois différentes du sens généralement accordé dans d'autres domaines d'application de l'analyse multivariable. Soit l'exemple de l'altération de basaltes traduisant divers taux d'accumulation d'olivine. La teneur et la nature de la chlorite de pseudomorphose de l'olivine traduiront des variations héritées directement du volume et du chimisme ferrifère ou magnésien du minéral altéré. Les deux mécanismes, fractionnement de l'olivine et altération sont indépendants ; pourtant si la transformation est plus ou moins complète, une corrélation négative entre teneur en chlorite et teneur en olivine peut apparaître. Inversement, si la transformation est complète, on peut s'attendre à une corrélation positive entre la teneur en chlorite, traduite par de fortes teneurs en  $Al_2O_3$  et en  $H_2O$ , et le taux de fractionnement traduit par l'abondance de fantômes d'olivine.

Ainsi, dans l'analyse statistique des éléments majeurs, la notion de proportions minérales se substitue assez souvent à la notion de facteurs statistiques et leurs relations d'indépendance relative peuvent être discutées à la lumière de connaissances pétrologiques ou physico-chimiques n'intervenant pas dans le calcul statistique. L'indépendance (orthogonalité) devient alors une contrainte mathématique non adaptée. Aussi a-t-on cherché à en corriger les effets par des "rotations" ou des ajustements de la base factorielle orthogonale initiale à une base oblique dont les vecteurs unitaires seront plus proches de variations minérales réelles.

Des deux principaux critères mathématiques proposés pour trouver directement de tels axes, celui de Frossard et Leymarie (1981) se révèle le plus utile en géochimie quand, dans le système étudié, les éléments varient sous la dépendance de réactions minéralogiques. En effet le procédé "VARIMAX" de Kaiser (1958) disponible dans la plupart des bibliothèques de programmes se révèle inadapté pour trouver 2 ou plusieurs dispersions chimiques qui impliquent les mêmes éléments. Critiqué par Mallet (1971) dans sa formulation mathématique mais pas dans sa signification physique, le procédé VARIMAX calcule des axes obliques pour lesquels la contribution des variables est le plus possible proche de 1 (ou 100 %). Cette contrainte va à l'encontre de la possibilité de modéliser le comportement d'une variable dont la contribution se partage entre plusieurs dispersions comme Si ou Al qui sont impliqués à la fois dans les variations quantitatives de feldspath, de mica ou de chlorite.

En revanche le procédé de Frossard et Leymarie (1981) tourne cette difficulté. Il consiste à rechercher de nouvelles directions de projection qui ajustent au plus près de 0 un maximum de coefficients factoriels. Cette contrainte est à mettre en parallèle avec le fait que tous les éléments chimiques ne suivent pas les variations minéralogiques quantitatives. Elle se justifie donc beaucoup mieux que la précédente dans la modélisation de divers degrés de réactions chimico-minéralogiques stoechiométriques.

Mais tant l'un que l'autre, ces critères de recherche de meilleurs paramètres ne sont adaptés à tous les systèmes dispersifs. En particulier, ils s'accordent mal avec les transformations que l'on peut schématiser par leur dilution d'une composition dans une autre, ou, ce qui revient au même, à un mélange entre deux termes de compositions impliquant tous les éléments chimiques. Dans de telles dispersions, à la différence de la transformation secondaire d'un minéral, la variation d'un élément entraîne la variation corrélative de tous les autres. Son modèle linéaire ne sera donc pas trouvé par les procédés d'ajustement évoqués ci-dessus.

## VI - PROBLEME DES COMPOSITIONS MINERALOGIQUES CALCULEES NORMES CONVENTIONNELLES ET NORMES AJUSTEES SUR L'OBSERVATION

Le calcul des concentrations minéralogiques à partir de la composition chimique d'un échantillon est rapidement passé d'un but purement descriptif à un usage visant à suivre des évolutions pétrogénétiques.

La norme CIPW présente l'intérêt d'offrir une convention très largement utilisée depuis longtemps (Denaeyer, 1951 ; Frey, 1937). Cependant de par son mode de calcul, elle ne tient pas compte de la minéralogie réelle de la roche. Ceci n'est pas trop gênant puisqu'il s'agit d'un calcul conventionnel. Mais la norme CIPW présente le grave défaut d'être très sensible aux fluctuations analytiques. Comme il s'agit d'un calcul en chaîne, la surestimation ou la sous-estimation du premier minéral standard calculé va se répercuter sur tous les autres. Ainsi pour une erreur relative de 10 % sur  $Na_2O$  - précision considérée comme satisfaisante pour cet élément dans la plupart des modes opératoires de routine - l'erreur se transmettra non seulement sur le calcul de la proportion d'albite mais aura des répercussions difficilement prévisibles sur toutes



les autres teneurs minéralogiques calculées. Par exemple, dans le cas fréquent où la teneur en orthose dépend de l'Al qui reste après le calcul de l'albite, l'erreur relative sur l'orthose peut devenir énorme pour les échantillons peu alumineux. La répercussion de ces erreurs est encore plus difficilement contrôlable et hétérogène sur les paramètres qui, comme ceux de Lacroix, reprennent les résultats normatifs dans des fonctions non linéaires. De plus, dans les roches spilitiques, indépendamment des erreurs analytiques, Na subit d'importantes fluctuations. Quelle qu'en soit la cause, calculer les proportions de minéraux normatifs de ces roches revient à définir un repère chimico-minéralogique entièrement dépendant de la spilitisation.

Cette critique s'applique aussi à toute autre norme conventionnelle utilisant des compositions stoechiométriques ou non mais dont la convention de calcul - l'organigramme - débute par l'affectation prioritaire des alcalins dans une phase minérale figée.

Cette difficulté peut être contournée par les procédés de calcul faisant appel aux techniques d'optimisation. L'idée de base consiste à résoudre un système linéaire dans lequel le nombre d'équations est égal au nombre de minéraux à calculer. Si l'on était particulièrement sûr de la composition chimique à normer, comme de celle des minéraux qui entrent dans la norme, la résolution directe du système donnerait la solution cherchée. Mais dans le cas général le nombre d'équations possibles est supérieur au nombre de concentrations minérales à calculer. Les combinaisons de ces équations en différents systèmes vont donner autant de solutions que de systèmes possibles. Ces solutions diffèrent d'autant plus entre elles que l'analyse chimique est peu précise.

Un calcul de la solution optimale, par une technique de moindres carrés, est proposé par Isnard et de La Roche (1968). Sa traduction en termes vectoriels montrerait qu'il revient à minimiser une distance dans la formule de laquelle entrent toutes les variables de la composition chimique.

Ainsi, si un élément est dosé avec une précision moindre que pour les autres, l'erreur se trouvera, en quelque sorte, diluée dans l'ensemble des termes plus exacts.

La technique suppose cependant que l'on n'ait pas d'incertitudes sur la composition des phases minérales cherchées. Il est donc préférable d'en limiter l'utilisation à un usage conventionnel pour comparer des analyses entre elles.

Toujours par une technique de moindres carrés Albarède et Provost (1977) donnent une solution originale dans laquelle on tolère une incertitude différente sur la composition chimique à normer et sur la composition des minéraux. La solution est néanmoins assez complexe.

Mallet (1978) propose de résoudre le système linéaire sous contraintes. La démarche est sensiblement différente. Elle est d'autant plus intéressante que l'on peut introduire des contraintes dictées par la logique pétrographique comme par exemple l'incompatibilité entre deux phases minérales. Le programme que propose cet auteur permet aussi, en jouant sur la métrique de l'espace géochimique, de prendre en compte une partie des propriétés de la solution Albarède-Provost (op. cit.). Le programme de calcul a été transcrit du FORTRAN en BASIC et adapté aux moyens de calcul de l'Institut Dolomieu (Buffet et Dubois, 1980).

Simple ou sous contrainte, la résolution de tels systèmes linéaires revient à définir, comme l'ACP, une nouvelle base réduite dans l'espace géochimique. On l'appellera *espace des concentrations minéralogiques*. La représentation des échantillons y a la même signification que dans les projections formalisées par Greenwood (1975) mais où l'espace minéralogique est limité à 4

dimensions. La résolution sous contraintes apporte en plus une moindre dépendance de l'incertitude analytique.

*Au terme de cette revue succincte de quelques procédés de projections géochimiques, il est important de constater qu'aucune technique n'est universelle. Ainsi malgré le développement et la facilité d'utilisation de moyens de calculs de plus en plus complets et accessibles, l'esprit critique et la qualité synthétique de l'observation seront pour longtemps encore l'atout essentiel du géochimiste. Ce dernier doit donc rester naturaliste dans sa démarche.*

*Les méthodes statistiques et techniques de projections évoluées apportent des éléments de raisonnement plus rigoureux ou plus complets que les procédés conventionnels mais la démarche reste du même type et ces techniques ne peuvent en aucun cas être une finalité.*

VARIABILITE DES FACIES EFFUSIFS ET SEPARATION DES CARACTERES  
SPILITIQUES DES CARACTERES MAGMATIQUES

PREAMBULE

Tane et Vatin-Pérignon (1969) sont les premiers auteurs à avoir considéré les spilites du Pelvoux, non plus comme un ensemble géochimique à composition figée, mais comme un ensemble dont les caractères chimiques varient selon la minéralogie et la position dans le gisement. Mettant en évidence sur une coupe détaillée une nette corrélation négative entre K et Na, des secteurs soulignent l'enrichissement potassique des sommets des coulées. Cette propriété n'est cependant pas vérifiée sur l'ensemble du massif.

L'analyse en composantes principales, (Aumaître et Buffet, 1973) met en évidence plusieurs tendances dispersives indépendantes les unes des autres. La plus marquée peut se résumer à la variation dans un plan entre 3 termes minéralogiques : albite - calcite et chlorite. Les variations de *proportion* de ces minéraux de la paragenèse spilitique sont responsables de plus de la moitié des variations géochimiques des roches tant intrusives qu'effusives. Les faciès micro-litiques sont les plus affectés par cette dispersion. Les filons apparaissent aussi moins déformés que les coulées par la spilitisation. Cette étude se limite toutefois à une première exploration de la méthode et par conséquent toutes les possibilités de l'outil statistique sont loin d'avoir été utilisées.

Par une démarche utilisant certaines possibilités d'ajustement des facteurs, en tolérant une corrélation entre les vecteurs de la base factorielle, ou par la conversion de la mesure de la projection des variables statistiques initiales (écarts-types) en une unité plus représentative des échanges chimiques (nb d'atomes), l'analyse statistique peut apporter des informations plus précises et même suggérer des réactions qui réalisées plus ou moins complètement ont donné les différentes compositions analysées.

De telles méthodes seront appliquées successivement pour décrire et comprendre la variabilité géochimique des spilites à l'échelle de la coulée, du gisement et du massif.

Des différences géochimiques apparaissent entre certains gisements. L'analyse discriminante permet non seulement de les mettre en évidence mais aussi propose une classification simple des sites effusifs en trois principaux groupes. Cette méthode met aussi en évidence des différences subtiles mais réelles entre coulées et filons.

Des tests de classification automatique ainsi que l'analyse des correspondances donnent des résultats qui, dans l'ensemble, vont dans le même sens que ceux des méthodes précédentes. Mais leur interprétation plus délicate n'apporte pas d'information complémentaire fondamentale. La présentation de ces dernières techniques est donnée plus pour l'exemple qu'elles traitent que pour leur apport spécifique.

## I - VARIABILITE GEOCHIMIQUE A L'EHELLE DE LA COULEE

L'exemple choisi concerne la 2<sup>e</sup> coulée de la coupe de Combe-Bonne. Située sur la bordure SW du massif (cf. planche hors texte) X = 892.18 ; Y = 286.06 (point moyen-coordonnées Lambert zone III), la coupe totale s'échelonne entre les cotes 1 749 m (sommet stratigraphique) et 1 790 m (base stratigraphique).

La coulée analysée (figure 37) est divisée en deux feuilletés superposés séparés par un important panneau de sédiments argilo-dolomitiques emballés dans la lave. Il s'agit véritablement d'une énorme enclave, car cette dernière n'apparaît plus 150 m plus au Sud, dans le ravin principal de Combe-Bonne. On retrouve là uniquement une accumulation d'enclaves carbonatées plus ou moins assimilées dans le niveau latéralement équivalent de celui du panneau sédimentaire de la coupe étudiée.

La description des différents faciès est sommairement résumée sur la figure 37 avec en regard les variations minéralogiques estimées par le programme PROQUA. La composition des minéraux retenus, pour calculer cette norme, apparaît sur le tableau 13.

### A - FACIES ET VARIATIONS MINERALOGIQUES

On remarque tout d'abord des différences assez bien marquées entre le comportement des 3 principales unités lithologiques de cette coulée.

- La base de la coulée (unité I) est franchement fluidale et l'écoulement laminaire est bien marqué par des joints interfeuilletés distants de quelques mètres. La présence d'enclaves de sédiments est exclue.

On constate une corrélation positive entre le caractère calcique des carbonates et la quantité de chlorite, et inversement une corrélation négative entre quantité de carbonate et quantité de chlorite. La teneur en orthose du feldspath alcalin évolue indépendamment de ces tendances. Elle affiche une décroissance sensible et régulière vers le haut de l'unité.

- Dans la partie centrale (unité II) la présence de feuilletés sédimentaires, partiellement assimilés, n'altèrent pas l'opposition des teneurs en carbonate et en chlorite. La dolomite devient pourtant le carbonate exclusif et la teneur en orthose se stabilise autour d'une moyenne d'Or<sub>75</sub>. La probabilité de trouver des reliques de feldspath calcique, estimée par le calcul de la teneur en anorthite, devient faible à nulle. En effet, la teneur en anorthite calculée reste inférieure à 5 % du total de la roche alors qu'elle atteint 10 % dans l'unité I sous-jacente.

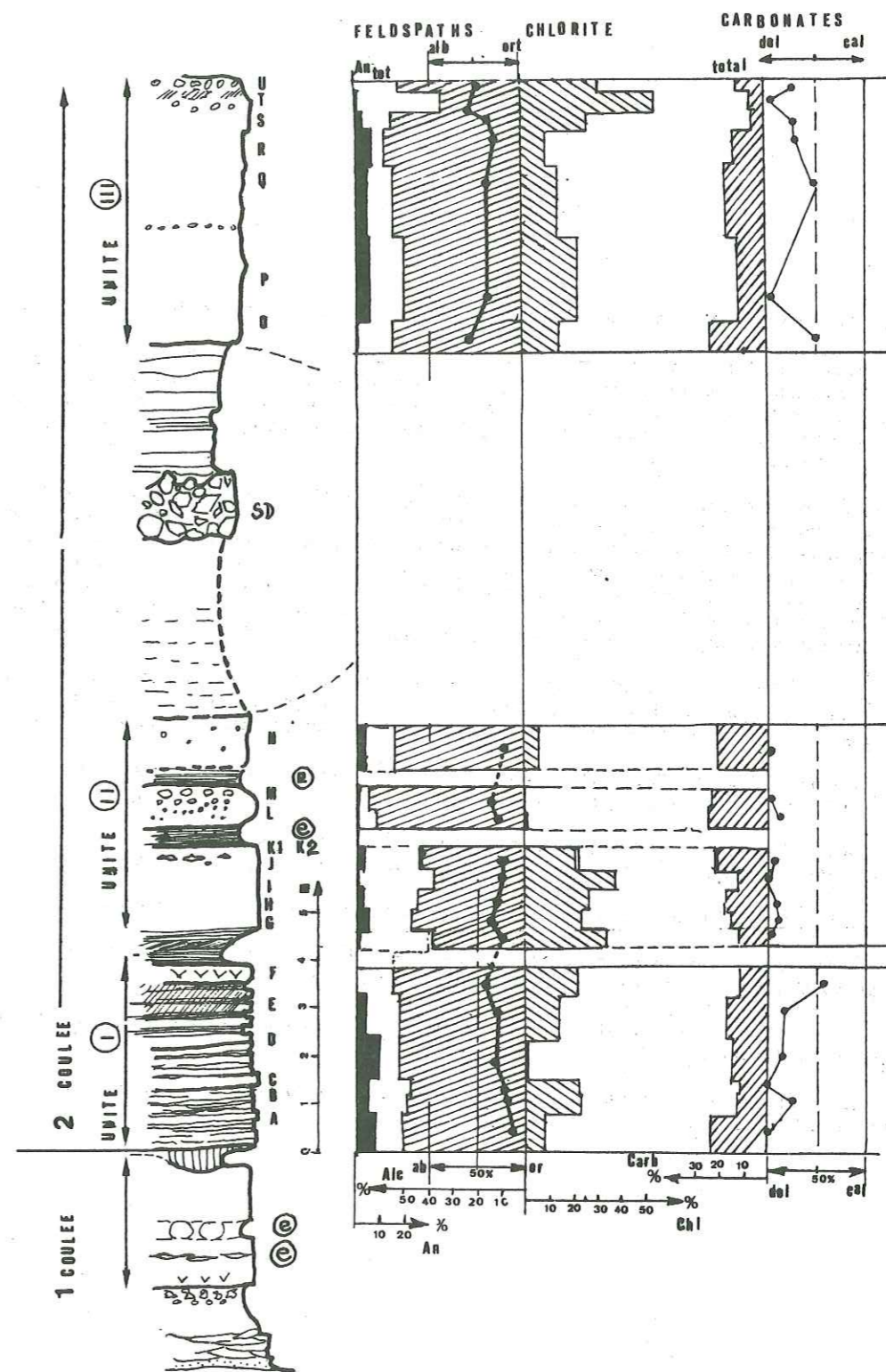


Figure 37

Figure 37 : Variations chimico-minéralogiques dans la 2e coulée de Combe-Bonne.

Dans l'affleurement de Combe-Bonne un ensemble compact de 20 à 25 m d'épaisseur s'individualise d'une première coulée par l'intermédiaire d'un niveau de sédiments dolomitiques (SD) bien structuré. La première coulée repose sur un niveau de sédiments très corrodés (métamorphisme de contact) et contient de nombreuses enclaves (e) de carbonate jaunâtre.

La deuxième coulée contient une énorme enclave sédimentaire qui elle-même emballe (ou se subdivise en deux masses séparées par ?) un niveau lenticulaire de brèche volcanosédimentaire. Le panneau de sédiments disparaissant 80 m plus au S et 100 m plus au N est un véritable xénolithe décoiffé et transporté au cours des différentes émissions qui constituent la 2e coulée de Combe-Bonne. Il sert pour individualiser les 2 unités supérieures. L'unité 1 inférieure s'individualise par un niveau très fluidal très schisteux et écrasé (entre les échantillons F et G).

En principe les échantillons représentent une coupe verticale. Débutée en rive droite du ravin pour la base stratigraphique (haut topographique) la coupe traverse le ruisseau au niveau des échantillons L, M et N, et se poursuit en rive gauche.

Les échantillons CB2K1 et CB2K2 représentent deux prélèvements d'un faciès unique à grosses amygdales de carbonates.

Les variations minéralogiques sont calculées à partir de teneurs normatives estimées grâce à un programme d'optimisation linéaire (PROQUA, Cf. Mallet, 1978).

Sur les graphiques, deux sortes de variations relatives sont figurées :

- les pourcentages minéraux pondéraux, dans 100 g de roche = Anorthite, somme de feldspaths alcalins, chlorite, somme des carbonates.

- les proportions relatives entre deux termes minéralogiques (albite/orthose) et (calcite/dolomite).

En première approximation la deuxième coulée de Combe-Bonne apparaît très orthosique et dolomitique.

	Albite	Orthose	Calcite	Augite	Dolomite	Hématite	Sphène	Anorthite	Mica	Chlorite
SI02 *	68.70	64.75	0.00	49.80	0.00	0.00	30.58	43.16	46.87	28.42
AL203 *	19.47	18.35	0.00	3.58	0.00	0.00	1.70	36.69	22.47	18.27
FE203 *	0.00	0.00	0.00	8.65	1.20	100.00	2.14	0.00	11.49	24.09
FED *	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MNO *	0.00	0.00	0.50	0.18	0.20	0.00	0.00	0.00	0.05	0.15
MGO *	0.00	0.00	0.00	13.80	21.10	0.00	1.07	0.00	7.26	17.68
CAO *	0.00	0.00	55.50	22.70	30.20	0.00	27.13	18.34	0.20	0.16
NA20 *	11.83	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
K20 *	0.00	16.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.66	0.24
TI02 *	0.00	0.00	0.00	1.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.20
F205 *	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	35.53	0.00	0.00	0.00
H20 *	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84	0.00	5.90	12.00
XY0 *	0.00	0.00	44.00	0.00	47.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Exemple : Analyse CB 2A - Calcul avec tous les minéraux.

SI02 *	AL203 *	FE203 *	FE0 *	MNO *	MGO *	CAO *	NA20 *	K20 *	TI02 *	F205 *	H20 *	XY0 *
+39.78*	+14.30*	+8.25*	+0.00*	+0.12*	+6.23*	+9.18*	+0.39*	+6.73*	+2.28*	+0.52*	+1.00*	+11.58*
SOLUTION SANS CONTRAINTES												
AB *	OR *	CALCI *	CPX *	DOLOM *	HEMAT *	SPHEN *	AN *	MICA *	CHL *			
+3.16*	+21.03*	-1.57*	+0.92*	+25.84*	+6.02*	+6.19*	+1.53*	+56.91*	-20.04*			
SOLUTION EN 33 ITER												
AB *	OR *	CALCI *	CPX *	DOLOM *	HEMAT *	SPHEN *	AN *	MICA *	CHL *			
+6.12*	+34.37*	-0.00*	-0.00*	+23.44*	+5.52*	+5.22*	+5.45*	+19.82*	+0.00*			
SI02 *	AL203 *	FE203 *	FE0 *	MNO *	MGO *	CAO *	NA20 *	K20 *	TI02 *	F205 *	H20 *	XY0 *
+39.71*	+14.04*	+8.19*	+0.00*	+0.05*	+6.44*	+9.54*	+0.72*	+6.93*	+1.90*	+0.00*	+1.21*	+11.13*

DENSITE DE L'ECHANTILLON 2.80

Calcul sans prendre en compte le mica et le clinopyroxène

SOLUTION SANS CONTRAINTES												
AB *	OR *	CALCI *	CHLOR *	DOLOM *	HEMAT *	SPHEN *	AN *					
+7.02*	+41.45*	-4.69*	+4.37*	+27.62*	+6.73*	+5.76*	+11.73*					
SOLUTION EN 3 ITER												
AB *	OR *	CALCI *	CHLOR *	DOLOM *	HEMAT *	SPHEN *	AN *					
+7.60*	+41.58*	-0.00*	+8.70*	+23.10*	+5.73*	+4.76*	+8.49*					
SI02 *	AL203 *	FE203 *	FE0 *	MNO *	MGO *	CAO *	NA20 *	K20 *	TI02 *	F205 *	H20 *	XY0 *
+39.75*	+13.90*	+8.21*	+0.00*	+0.05*	+6.46*	+9.84*	+0.89*	+7.05*	+1.70*	+0.00*	+1.08*	+10.97*

Tableau 13 : Calcul normatif à l'aide de PROQUA. Composition des minéraux utilisés dans la norme.

L'analyse finale est une analyse recalculée comme le mélange des minéraux dans les proportions calculées.

TABLEAU DES COEFFICIENTS FACTORIELS TRANSFORMES

	F1 *	F2 *	F3 *	F4 *
H	-163.6 *SI	-36.8 *H	-31.8 *SI	-18.0 *
MG	-26.8 *NA	-16.4 *SI	-14.7 *K	-11.5 *
AL	-24.7 *AL	-13.2 *FE3	-9.1 *FE3	-10.0 *
NA	-14.6 *CA	-4.0 *NA	-8.7 *TI	-0.2 *
FE3	-5.5 *P	-0.2 *MG	-4.0 *MN	+0.1 *
TI	-3.0 *MN	+0.1 *MN	-0.2 *P	+0.1 *
P	-0.4 *K	+0.4 *P	+1.3 *AL	+2.1 *
MN	+0.3 *TI	+2.1 *TI	+3.4 *NA	+7.1 *
SI	+10.7 *H	+8.4 *CA	+7.0 *MG	+12.0 *
K	+13.4 *FE3	+14.0 *C	+7.6 *H	+14.9 *
CA	+29.9 *C	+16.3 *AL	+11.5 *CA	+16.0 *
C	+57.0 *MG	+29.5 *K	+14.4 *C	+17.3 *
	40 %	20 %	19 %	9 %
Val Propre:	4.76	2.36	2.23	1.06

	1	2	3	4
SI02	+0.036 * SI02	-0.173 * SI02	-0.071 * SI02	-0.126 *
AL203	-0.201 * AL203	-0.153 * AL203	+0.137 * AL203	+0.037 *
FE203	-0.069 * FE203	+0.251 * FE203	-0.167 * FE203	-0.266 *
MNO	+7.886 * MNO	+5.401 * MNO	-8.113 * MNO	+4.725 *
MGO	-0.160 * MGO	+0.251 * MGO	-0.035 * MGO	+0.152 *
CAO	+0.182 * CAO	-0.035 * CAO	+0.062 * CAO	+0.206 *
NA2O	-0.328 * NA2O	-0.521 * NA2O	-0.285 * NA2O	+0.338 *
K2O	+0.235 * K2O	+0.010 * K2O	+0.369 * K2O	-0.428 *
TI02	-0.584 * TI02	+0.585 * TI02	+0.970 * TI02	-0.085 *
P2O5	-1.198 * P2O5	-0.808 * P2O5	+5.169 * P2O5	+0.746 *
H2O	-0.273 * H2O	+0.020 * H2O	-0.078 * H2O	+0.053 *
CO2	+0.150 * CO2	+0.061 * CO2	+0.029 * CO2	+0.096 *
CONST	+1.493 * CONST	+3.988 * CONST	-2.182 * CONST	+5.604 *

	MOYENNE	ECART-TYPE
SI02	41.65045	2.8801
AL203	14.13409	1.6959
FE203	10.96500	1.7039
MNO	0.07590	0.0333
MGO	6.30359	1.7504
CAO	7.32636	2.0524
NA2O	1.11727	0.7961
K2O	5.09363	1.1071
TI02	2.00500	0.4306
P2O5	0.36681	0.1087
H2O	2.64500	1.5711
CO2	8.03136	2.7719

Tableau 14 : ACPN de la 2e coulée de Combe-Bonne. Ce tableau complète le tableau 11, p. 102 où sont données les projections des variables (coefficients factoriels bruts) de cette analyse.

A - Les coefficients bruts sont convertis en une unité proportionnelle aux nombres d'atomes qui peuvent être ajoutés ou retranchés de la valeur moyenne de l'échantillonnage étudié. Les valeurs sont obtenues par exemple pour H<sub>2</sub>O en multipliant la valeur sur l'axe 1 (tabl.11) : H<sub>2</sub>O = -.94 par l'écart type de H<sub>2</sub>O (1.57) pour corriger l'effet de métrique, en divisant par la masse moléculaire (H<sub>2</sub>O = 18) et en multipliant par la valence de l'ion (H=2) et en multipliant enfin par 1000 pour évoquer des milli-atomes.

$$\text{ex : } \frac{-.94 \times 1.57 \times 2 \times 1000}{18} = 163.6$$

B - La fonction donne directement la coordonnée d'un point sur un diagramme factoriel. Ses coefficients sont obtenus en :  
-divisant le coefficient -.94 par la racine carrée de la valeur propre :  $\sqrt{4.76} = 2.18$  pour se replacer dans la métrique du vecteur propre (correction d'anisotropie).

- divisant par l'écart-type (1.57 pour H<sub>2</sub>O) pour tenir compte de la métrique de l'écart-type. La constante est égale à la valeur de la fonction pour la moyenne (centrage). Elle sera utilisée telle qu'elle apparaît sur le tableau. Ainsi pour la moyenne la valeur de chaque fonction est nulle.

C - Valeurs utilisées pour le calcul.

- Dans la partie supérieure (unité III), le comportement du feldspath potassique devient irrégulier. Les faciès du coeur de l'unité, très riches en amygdales carbonatées parfois pluricentimétriques, affichent les valeurs des plus orthosiques, alors que vers le sommet les échantillons R, S et T montrent la même décroissance que dans l'unité I. La teneur totale en carbonate est toujours bien corrélée négativement à la teneur en chlorites, mais à l'inverse de l'unité I c'est le caractère magnésien du carbonate qui donne une évolution parallèle à celle de la quantité de chlorite.

Il est donc important de constater, d'après cet exemple, que la mise en évidence de relations chimico-minéralogiques à l'échelle de la coulée nécessite le lissage de variations de détail parfois non négligeables. Toute extrapolation de comportement à l'échelle du gisement, ou à plus forte raison à l'échelle régionale, est donc extrêmement délicate. D'autre part, la multiplicité des comportements minéralogiques dans cette coulée, montre bien le caractère polyphasé des transformations qui ont donné le caractère spilitique final. En effet, sans empiéter sur la discussion de l'origine du phénomène spilitique, on peut cependant formuler les deux remarques suivantes :

- à supposer la spilitisation comme résultant d'un unique métamorphisme régional dans le faciès schistes verts, on comprendrait mal comment la nature du carbonate, qui viendrait alors en remplissage de pores et de vacuoles d'une roche relativement homogène, puisse afficher des variations importantes jusqu'à l'intérieur des unités lithologiques de la coulée.

- inversement, il est difficile de trouver parmi les processus magmatologiques classiques un mécanisme qui, malgré une uniformité dans la structure pétrographique (structure intersertale à tendance fluidale) et dans la morphologie des reliques et fantômes des minéraux de la paragenèse de haute température, puisse produire de telles variations minéralogiques qualitatives et quantitatives.

## B - VARIABILITE GEOCHIMIQUE DE LA 2e COULEE DE COMBE - BONNE

Les 21 échantillons de cette coulée ont été analysés (annexe 4) en une série unique au CRPG de Nancy. Les analyses sont donc, du point de vue du mode opératoire, parfaitement homogènes (étalonnage, conditions analytiques, réglage de l'appareil ...).

La collection de données, bien que portant sur un effectif réduit, est donc idéale pour une analyse statistique qui privilégie les variations relatives. Une analyse en composantes principales sur variables centrées et réduites a donc été effectuée. Pratiquée en deux temps, l'analyse porte tout d'abord sur les éléments majeurs ; les éléments en traces ont ensuite été incorporés à l'ensemble des variables.

### a - ANALYSE DES ELEMENTS MAJEURS

Les 12 éléments majeurs étant pris en compte sous leur forme "oxyde" et la teneur en CO<sub>2</sub> ayant été mesurée par mano-carbonatimétrie, la variable "H<sub>2</sub>O" représente en fait la perte au feu à 1000°C, diminuée de la teneur en CO<sub>2</sub>.

4 facteurs prennent en compte 87 % des variations géochimiques relatives (tableau 14).

#### Facteur 1

La projection des variables sur le *premier facteur* montre une opposition fondamentale entre :

- d'une part les éléments constitutifs de la chlorite, à savoir  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  et  $H_2O$  ;

- d'autre part les oxydes,  $CaO$ ,  $CO_2$ , qui forment la calcite. Ce facteur est très stable, bien qu'on puisse l'ajuster par diverses transformations, notamment les rotations utilisées pour obtenir le tableau 15. On le retrouve toujours intégralement. Il souligne une opposition fondamentale entre deux des principales phases minérales. La projection des variables met en évidence une corrélation négative bien marquée entre la tendance chloritique et la tendance calcitique. Interprété en termes minéralogiques quantitatifs, ce résultat montre le caractère magnésien de la chlorite et la nature calcitique du carbonate qui lui est opposé. Mais sous l'aspect qualitatif, l'interprétation doit être modulée en remarquant que si le carbonate devient dolomitique, lorsqu'il est moins abondant, la structure de ce facteur restera identique. Selon les variations visualisées sur la figure 37, dans l'unité III, la teneur totale en carbonate montre une corrélation négative tant avec la teneur en chlorite qu'avec la nature magnésienne du carbonate. La projection des échantillons les plus carbonatés est donc susceptible d'être plus fortement rejetée vers les valeurs négatives de l'axe 1 que pour l'unité I ou l'évolution du carbonate est inverse.

En pratique, si l'on excepte l'échantillon T qui est, de toute la coulée, le plus riche en chlorite, on constate sur la figure 38 que la projection sur l'axe 1 des nuages formés par les unités I et III est globalement confondue. En particulier les échantillons A et O qui possèdent la même teneur de 24 % d'un carbonate total, pourtant bien différencié, ont la même mesure de projection sur l'axe 1.

L'aspect quantitatif du carbonate l'emporte donc sur l'aspect qualitatif. *Le facteur 1 traduit donc plus la variation de teneur totale en carbonate que sa nature calcique ou magnésienne.*

La chlorite qui lui est opposée semble donc en contrepartie franchement magnésienne.

Ce facteur, qui rend compte de 40 % des variations chimiques relatives de la coulée analysée, discrimine aussi partiellement le comportement de Na - K (tableau 11 et 14). Mais l'interprétation de ces contributions partielles est facilitée par l'examen de la projection des variables sur les plans des axes 1 et 2 (figure 38) et 1 et 4 (figure 40) qui seront présentés plus loin.

#### Facteur 2

Ce facteur, nettement moins discriminant que le précédent, oppose  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  et  $Al_2O_3$  à  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$  et  $TiO_2$ .

$SiO_2$  est la seule variable dont la contribution n'est pas partagée de manière significative avec les autres facteurs.

La contribution partielle mais importante de  $Na_2O$  et celle sensiblement plus modeste de  $Al_2O_3$  à côté de  $SiO_2$ , suggèrent que ce facteur traduit des variations de proportions d'albite dont les plus fortes teneurs seraient alors incompatibles avec les faciès les plus ferromagnésiens.

siens. La participation de  $TiO_2$  dans le terme ferromagnésien laisse supposer des variations de proportions d'augite titanifère dont le chimisme serait conservé même si la phase minérale en question est complètement altérée dans la coupe étudiée.

Le calcul de la corrélation des minéraux de l'annexe 2 avec les axes de la base factorielle met en évidence une bonne corrélation de l'axe associé au facteur 2, non seulement avec l'albite ( $\cos(\text{axe 2, vecteur "albite"}) = r = -0.83$ ), mais aussi avec toute la série des plagioclases ( $r$  pour  $An_{50} = -0.83$ ), le microcline ( $r = -0.87$ ), ainsi qu'une corrélation partielle avec le quartz ( $r = -0.56$ ).

En revanche, sur la tendance positive de ce facteur 2 la participation de l'augite attendue, d'après la mesure de la projection des variables, ne se trouve pas confirmée par le calcul des corrélations. On remarque cependant que la série des olivines intercepte l'axe 2 pour une valeur  $Fo_{60}$ . La série des titanomagnétites, bien que partiellement corrélée à l'axe 2 ( $r$  pour le spinelle = 0.62), s'écarte assez peu de l'ilménite. Le minéral primaire comme le minéral de substitution ont beaucoup de poids sur la tendance positive de cet axe.

*Ce facteur représente typiquement l'opposition fondamentale entre éléments leucocrates et minéraux ferromagnésiens (pyroxène mis à part) de la différenciation magmatique par fractionnement.*

Le rôle de Ti, qui apparaissait partiellement discriminé par ce facteur, passe nettement à l'arrière-plan lorsque l'on "déréduit" les coefficients factoriels et que l'on convertit la mesure de la projection des variables dans une unité proportionnelle aux nombres d'atomes (cf. tableau 14 A).

La participation de Ca, du côté des éléments leucocrates et non du côté des éléments ferromagnésiens, suggère à première vue, comme la faible corrélation de l'augite avec l'axe 2, la non-participation directe de ce minéral dans la différenciation par fractionnement.

Ce facteur traduit donc l'opposition entre un minéral leucocrate, l'albite, et des minéraux ferromagnésiens comme ceux de la série des magnétites, l'ilménite et l'olivine ( $Fo_{60}$  probable).

Que l'on conçoive l'albite, dans cette coulée splitique, comme le minéral de substitution d'un plagioclase plus calcique ou comme le terme le plus extrême de l'évolution des plagioclases, au cours de la cristallisation fractionnée, on est fortement tenté de reconnaître, dans ce facteur, le modèle d'un fractionnement de cristaux. Si tel est le cas l'augite y aurait alors un rôle très subordonné.

#### Facteur 3

L'interprétation de ce facteur est plus délicate que dans le cas précédent. Le fait que l'amplitude des variations visualisées en projection sur l'axe 3 est voisine de celles visualisées par l'axe 2, confère une anisotropie des dispersions insuffisante pour considérer ce facteur comme caractéristique. En effet, la condition d'orthogonalité entre le facteur 3 et les précédents, imposée sans raison physique par le calcul, risque de provoquer un flou important dans l'interprétation. Il n'est donc pas surprenant de voir les oppositions de variables, au niveau des coefficients factoriels du facteur 3, profondément modifiées après transformation (tableau 14). En effet non seulement  $P_2O_5$  se retrouve escamoté après transformation, en partie à cause

de sa faible variance et de son fort poids moléculaire, alors qu' $H_2O$  prend la plus forte valeur négative pour la raison inverse, mais la hiérarchie de la contribution des autres variables se voit modifiée par la conversion d'unités. Toutefois les coefficients factoriels transformés suggèrent la contribution d'un minéral micacé dont on est en mesure d'imaginer qu'il deviendrait plus siliceux et ferrifère lorsqu'il est, soit plus abondant, soit plus hydraté, et qui serait plus alumineux et potassique dans les cas contraires. Cette interprétation doit toutefois être soumise aux réserves précédemment formulées.

#### Facteur 4

Avec 7% des variations pour matérialiser le facteur 4, l'interprétation ne sera pas plus évidente que celle du facteur 3. On y enregistre seulement des contributions partielles de  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  et  $K_2O$  opposées à la part des variations de  $CaO$  non visualisée sur l'axe 1. Après transformation des coefficients factoriels, la contribution de C du côté de Ca est opposée à Si avec, pour l'ensemble, l'indication en nombre d'atomes de compensations qui suggèrent diverses substitutions minéralogiques comme par exemple celle de la biotite (ou tout autre silicate ferrifère et potassique) par de la calcite. Mais, compte tenu du fait que le faible pourcentage des variations, discriminées par le facteur, est déterminé par un effectif de roches très limité, l'interprétation ne peut être que très réservée.

#### Projections factorielles principales

La projection factorielle des diverses compositions chimiques de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne, sur le trièdre défini par les 3 premiers axes factoriels, visualise l'essentiel (77% dans la métrique de l'écart-type) des dispersions chimico-minéralogiques.

Sur le plan des axes 1 et 2 (figure 38 A), la projection des échantillons se répartit en trois groupes qui correspondent aux trois unités lithologiques de la coulée. Les échantillons de la base (unité I) se retrouvent en position intermédiaire entre ceux de l'unité centrale (unité II) et ceux de l'unité sommitale (unité III).

Le facteur 1, qui oppose les échantillons carbonatés aux échantillons chloritiques, éti- re indifféremment, et selon une amplitude comparable, les nuages des trois unités. C'est le facteur 2 (fractionnement) qui permet la distinction graphique entre les trois unités.

La partie sommitale de la coulée apparaît enrichie en minéraux leucocrates alors que la partie centrale montre les compositions les plus riches en éléments sidérophiles. Une légère rotation des axes 1 et 2 dans leur plan est envisageable et permettrait d'ajuster ces deux facteurs sur les tendances vues à travers les échantillons, tout en conservant leur orthogonalité. La projection des minéraux en éléments supplémentaires (figure 38 B) montre que l'axe 2, dans une telle rotation, viendrait en coïncidence avec l'allongement de la série des plagioclases et intercepterait la série des olivines pour une valeur plus ferrifère encore que  $Fo_{60}$ .

Du point de vue pétrographique, l'unité centrale, la plus ferro-magnésienne, offre des structures doléritiques dont la tendance ophitique est nettement plus marquée que dans l'unité sommitale plus intersertale.

L'unité basale, qui ne semble pas avoir été affectée par cette différenciation, offre des structures plus fines microlitiques plus ou moins fluidales.

Pour le facteur 1, qui modélise, semble-t-il, un mécanisme de carbonatation, on remarque-

ra d'une part la très faible corrélation de l'axe 1 avec les minéraux magmatiques et d'autre part que la contribution de la calcite l'emporte sur celle de la dolomite, pourtant abondante et omniprésente dans les laves de cette coulée. Le mécanisme de carbonatation étant souligné sur l'axe 1 de manière relative, on en conclura que les variations dans les teneurs du carbonate de calcium sont plus importantes que celles du carbonate magnésien, même si ce dernier est toujours plus abondant dans le cas analysé.

Sur le plan des axes 2 et 3 (figure 39 A) la base de la coulée s'écarte nettement de la direction de fractionnement vers les valeurs positives du facteur 3. D'après la projection des minéraux (figure 39 B), aucune des compositions minéralogiques du fichier ne permet de considérer les échantillons A, B, C ou D de la semelle de la coulée comme la différenciation, par concentration minérale, d'une composition conforme à celle du reste de la coulée. Il faut donc envisager une substitution sélective d'éléments au cours d'un mécanisme de transformation ou d'altération. Un enrichissement en K et/ou un lessivage de Fe auraient pu produire le caractère chimique de la base de cette coulée. Si l'on considère que l'étalement des nuages de compositions de chacune des unités lithologiques, parallèlement à l'axe 3, est dû à un même mécanisme, il faut alors considérer que la polarité du mécanisme est indifféremment positive ou négative dans les différentes sous-unités.

Ainsi, si l'axe 3 correspond à un enrichissement en K au cours d'un lessivage qui entraîne une partie de Fe et Mn, mécanisme qui sera discuté plus loin, l'unité I montre une progression du phénomène depuis le cœur vers la semelle de la coulée. La partie principale de l'unité II montre une polarité inverse, depuis la base vers le sommet, alors que la sous-unité MN, prise entre deux feuillets de sédiments, affiche la même polarité que la semelle de la coulée. La partie sommitale montre l'enrichissement potassique vers son sommet, si l'on excepte les échantillons S, T et U de la croûte scoriacée. Attribué à une hydrothermalisation, ce mécanisme d'altération montre donc une évolution très variable qui contraste avec l'enrichissement potassique enregistré très globalement vers le haut de la plupart des coulées triasiques du reste du massif des Ecrins-Pelvoux, analysées précédemment (Tane et Vatin-Perignon, 1969 ; Aumaitre et Buffet, 1973).

#### Plans factoriels contenant l'axe 4

La fragilité de l'interprétation au facteur 4 se retrouve lorsque l'on examine les différentes projections factorielles qui contiennent l'axe 4. Seule la projection des minéraux sur le plan des axes 1 et 4 montre quelques traits minéralogiques particuliers. Ce plan, fortement corrélié aux carbonates, calcite et dolomite, n'apparaît toutefois guère plus précis que le seul axe 1 pour discriminer la carbonatation (figure 40).

#### Apport des projections factorielles

Il est alors remarquable de constater comment l'ACPN des quelques 21 compositions chimiques d'une coulée très altérée permet de trier et de hiérarchiser des variations a priori largement dominées par des mécanismes de carbonatation et de chloritisation et de mettre en parallèle des variations de chimisme, de structure pétrologique et de position stratigraphique.

A l'échelle de la coulée on y reconnaît tout d'abord un mécanisme de carbonatation lié, en partie et en opposition, à un mécanisme de chloritisation. Cette différenciation est à mettre en parallèle avec la présence de pustules de chlorite, de pustules de calcite, de pustules de carbonate et chlorite associées, dont la taille peut parfois dépasser le cm. Dans certaines coulées,

elles peuvent représenter plus de 30 % du volume de la roche. Ensuite on retrouve la signature d'un mécanisme de différenciation, par fractionnement, dans lequel le clinopyroxène ne semble pas avoir joué. Enfin, un mécanisme d'hydrothermalisation, assez désordonné dans sa localisation, paraît avoir oblitéré les différenciations précédentes.

En associant différenciation magmatique et différenciation hydrothermale, on retrouve une représentation géochimique dont la signification pétrographique est intéressante (figure 39). La projection de compositions de roches volcaniques remarquables, en éléments supplémentaires, permet d'apprécier la parenté génétique de la coulée analysée ainsi que la position de quelques modèles classiques de spilitisation. En effet, cette représentation est orthogonale, donc indépendante des dispersions dues à la carbonatation. Sa signification est voisine de celle de la figure donnée dans l'exemple numérique d'une projection sélective de cette même coulée, parallèle - ment à la carbonatation (figure 35).

En premier lieu, le nuage des compositions de la coulée analysée chevauche à peine celui des compositions des laves qui servent de référence, mais la coïncidence des compositions moyennes de basanites, d'hawaïtes ou de quelques basaltes alcalins (moyenne de Manson, 1967) avec les compositions de la partie supérieure de la coulée analysée est en bon accord avec les caractères pétrographiques de basaltes alcalins à olivine et la composition des clinopyroxènes observés dans les laves triasiques les moins transformées du Pelvoux.

Ensuite l'allongement du nuage, dans les compositions de la coulée étudiée, est parallèle à un modèle de fractionnement, tel celui de la composition des liquides de l'intrusion du Skaergaard (composition E - Y - I, figure 39 C).

Compte-tenu de l'orthogonalité de cette projection, par rapport aux facteurs 1 et 4, on peut donc considérer que les effets des transformations, qui n'ont pas été effectuées à volume constant, sont neutralisés sur la représentation. Comme des translations, par rapport aux compositions initiales probables, subsistent, on peut alors les comparer à celles induites par les modèles classiques de spilitisation, à volume constant, comme celui exposé dans la théorie de la métasomatose par Korjinsky (1957), réaménagé par Fonteilles (1968).

A partir de la composition moyenne des basaltes alcalins continentaux, diverses transformations à volume constant ont été imaginées pour donner les compositions B + ALB, B + CHL, BTEST (tableau 16), matérialisant respectivement l'albitisation du plagioclase, la chloritisation du pyroxène, et la combinaison des 2 mécanismes.

La figure 39 C montre sans ambiguïté qu'aucune des transformations calculées, ni leur aménagement par d'autres combinaisons de volumes différents d'albite ou de chlorite néoformés ne peut produire, à partir d'un basalte alcalin et de ses diverses compositions différenciées parallèlement à l'axe 2, le nuage analysé. Toute transformation de ce type entraîne radicalement une évolution opposée à celle que l'on lit dans la coulée étudiée.

Deux éventualités se présentent alors :

1 - La (ou les) composition initiale est différente de celle d'un basalte alcalin. Diamétralement opposée par rapport à la composition moyenne de la coulée étudiée, elle se situerait sur la projection (2,3) dans une aire de compositions nettement plus pauvres en  $\text{SiO}_2$  et éventuellement  $\text{Na}_2\text{O}$  et plus riches en  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$ , c'est-à-dire encore plus hyperalcalines et sous-saturées que celles des néphélines et des ijolites.

	1	2	3	4
$\text{SiO}_2$	-.885	-.472	-.906	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	-	-.653	-	.218
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	-	-	-	-.647
$\text{MnO}$	-	.488	-	-
$\text{MgO}$	.583	-	.650	-
$\text{CaO}$	.215	.658	-	.383
$\text{Na}_2\text{O}$	-.416	-.839	-.409	.596
$\text{K}_2\text{O}$	-	.504	-	-.540
$\text{TiO}_2$	.592	-	.700	-.261
$\text{P}_2\text{O}_5$	.400	-	.446	-
$\text{H}_2\text{O}$	-	-.677	(.154)	-
$\text{CO}_2$	.389	.890	(.193)	-
Vecteurs pour transformations	-.0625	.7141	-.1905	-.0403
	.6660	.6024	.7016	-.4422
	.5154	.2977	.5451	-.1206
	.5356	.1964	.4175	.8879

Tableau 15 : Essai de rotation de la matrice factorielle de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne.

4 facteurs peuvent être sélectionnés après rotation par le programme DETERMO de Leymarie et Frossard (1981). Les vecteurs transformation permettent de retrouver exactement les colonnes 1 à 4 en multipliant le tableau 11 par chacun des vecteurs à 4 composantes.

Les nouveaux facteurs après rotation, ajustés pour avoir le plus possible de composantes nulles font apparaître :

Facteur 1 : Comportement de la dolomite ( $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CO}_2$ ) opposé à  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$ . Une part de  $\text{TiO}_2$  et de  $\text{P}_2\text{O}_5$  reste toujours associée à  $\text{CO}_2$  quelle que soit la rotation retenue.

Facteur 2 : comportement de la calcite seule ( $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ) opposé aux éléments constitutifs de l'albite.

Facteur 3 : souligne un comportement d'albite qui s'oppose aux éléments sidérophiles  $\text{TiO}_2$  et  $\text{MgO}$ .

Facteur 4 : par l'opposition de  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  précise le comportement des alcalins. Une part de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  est associée à l'enrichissement en  $\text{K}_2\text{O}$ .

D'une manière générale, lorsque des minéraux appartiennent à une phase diluante (par exemple la dolomite), il vaudrait mieux réserver ce type de traitement aux matrices factorielles obtenues après projection sélective du mécanisme de dilution.

2 - La composition initiale est bien un basalte alcalin, mais la présence de feldspaths potassiques provient de l'altération d'un plagioclase dans un mécanisme de métasomatose.

Le seconde éventualité n'est guère plus plausible que la précédente. En effet la projection des minéraux (figure 39 B) montre clairement qu'une substitution d'un plagioclase par de l'orthose soit n'influence que très peu la position des compositions initiales, soit aggrave l'écart dans le même sens que l'albitisation.



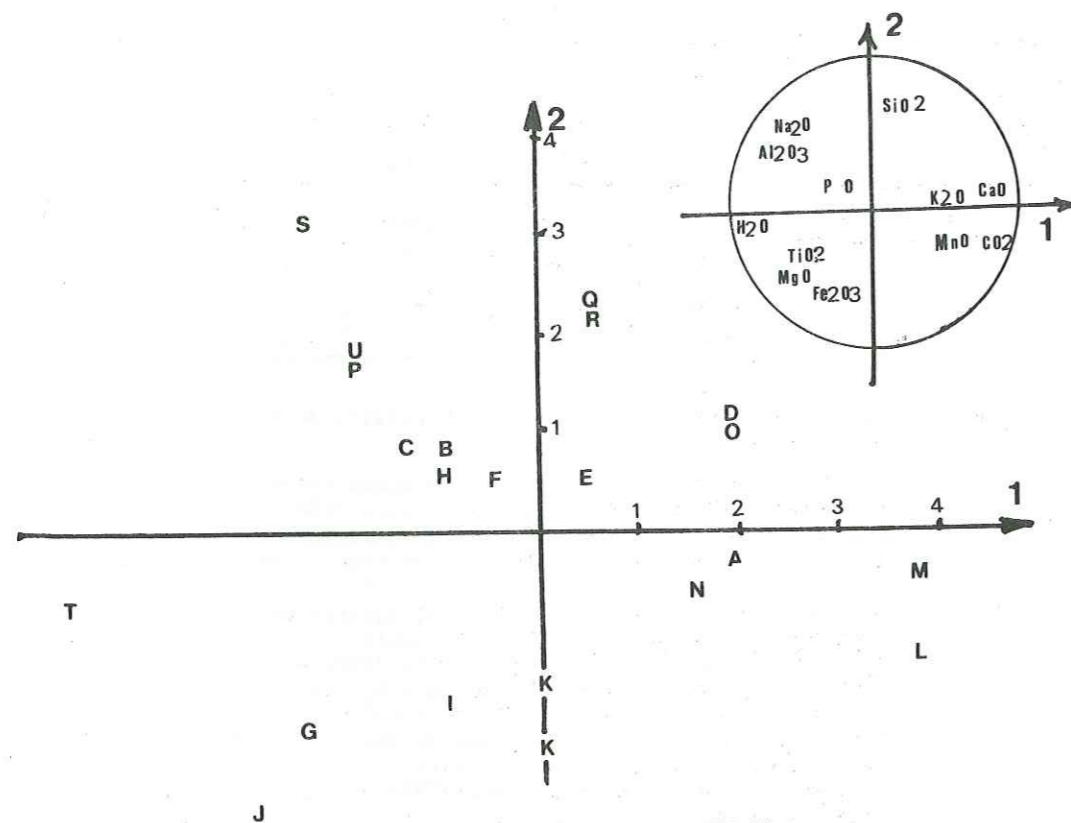


FIG. 38 A

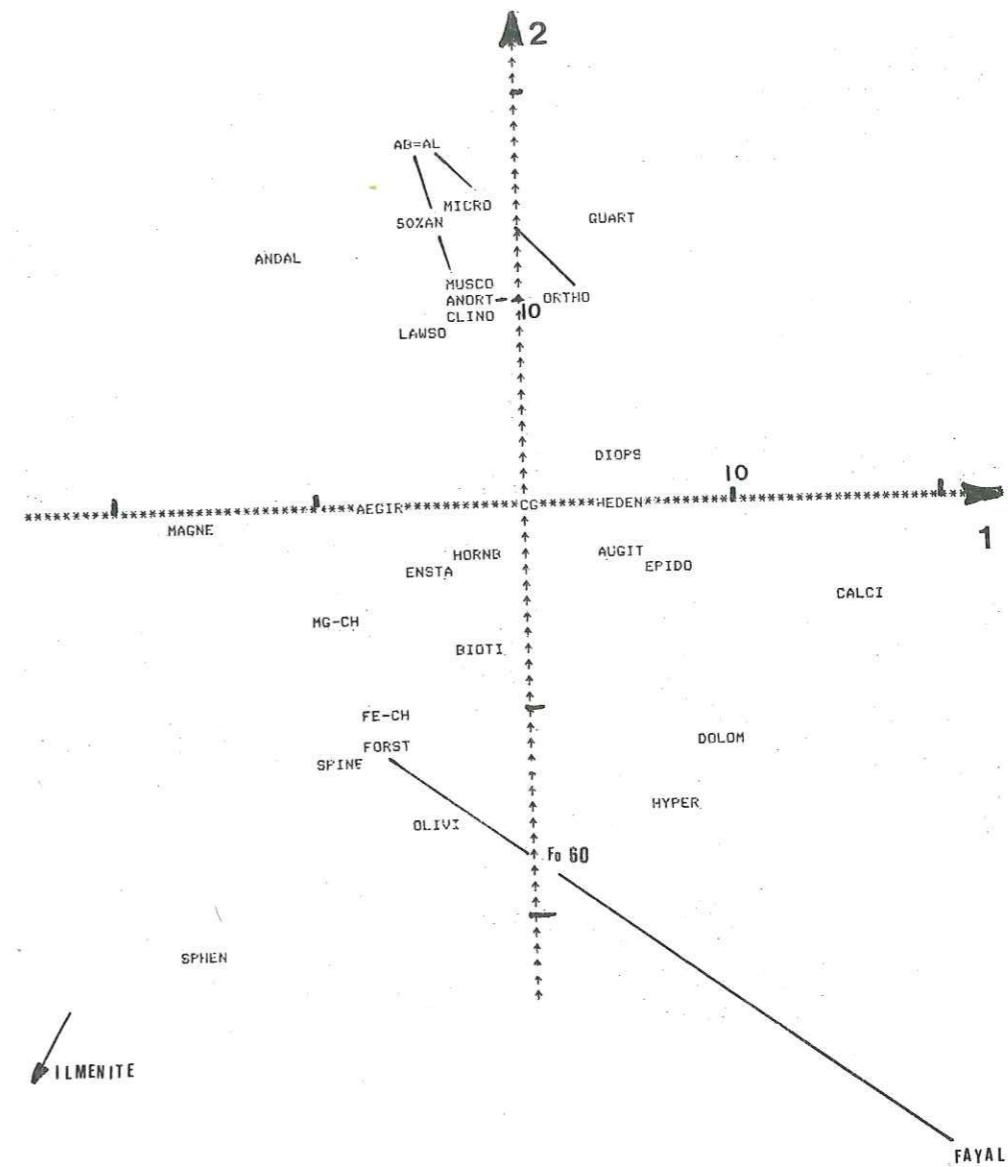


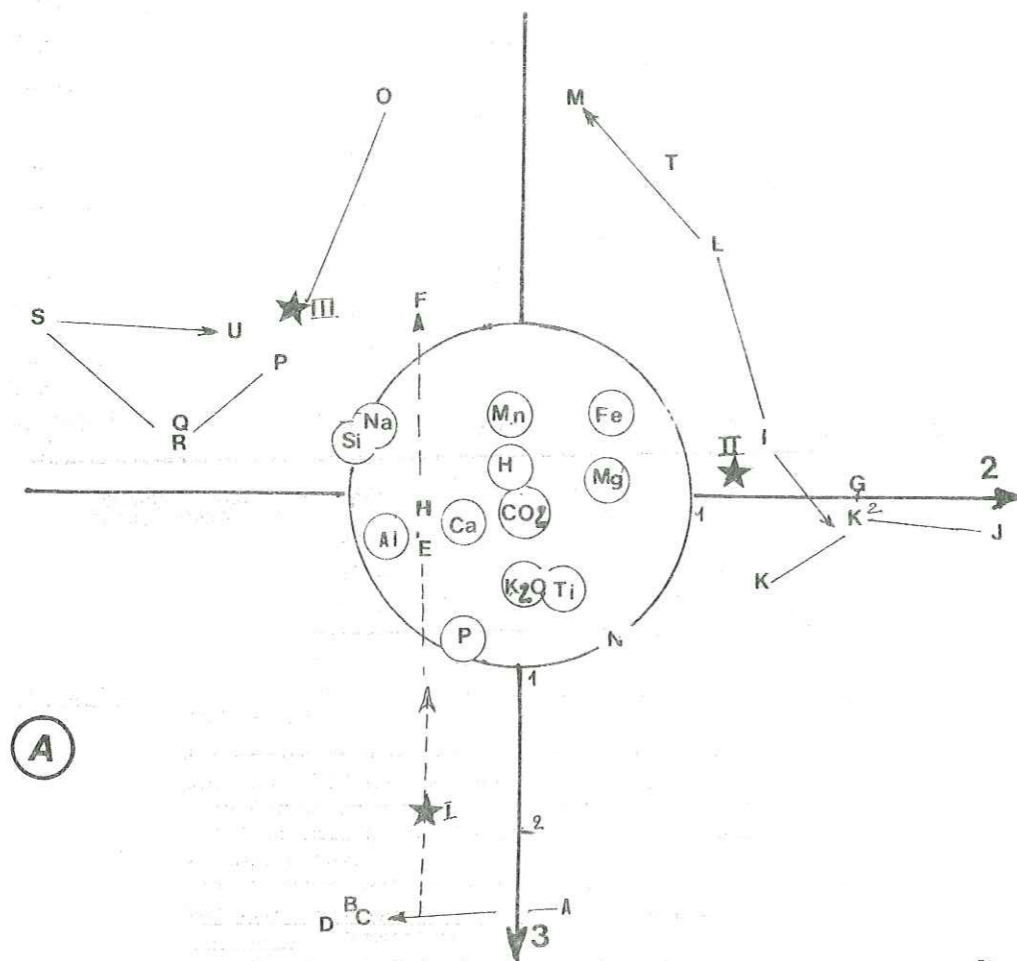
FIG. 38 B

Figure 38 : ACPN de la 2e coulée de Combe-Bonne. Projection sur le plan des axes 1 et 2 (60% des variations chimiques).

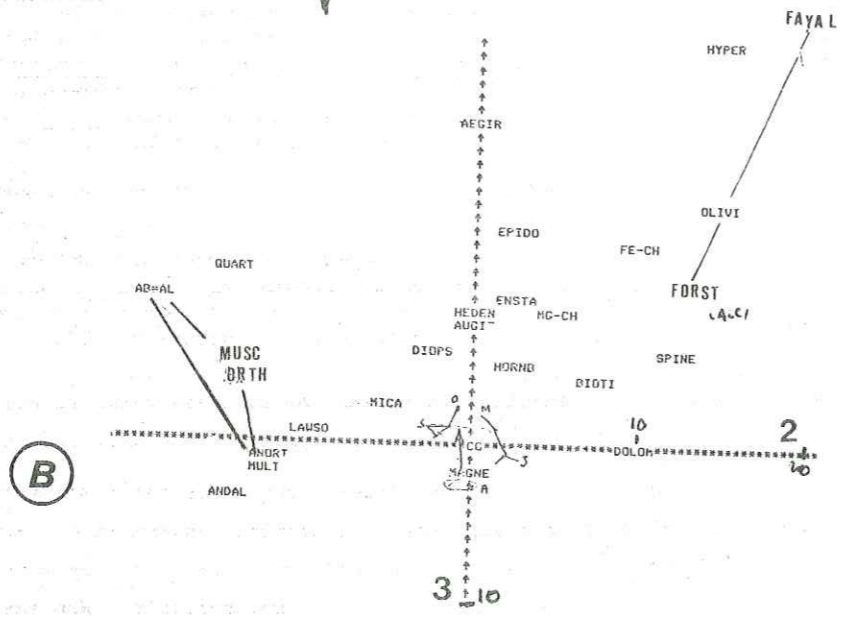
Les abréviations correspondent à celles des compositions des annexes 2 et 3. A - Projection des échantillons, numérotés du bas (A) vers le haut (U) comme dans la figure 37 p. 124-125.

En encart, projection des variables.

B - Projection sur le même système d'axes des minéraux de l'annexe 2. La projection oppose d'une manière remarquable les feldspaths à la série des olivines. Toutefois la contribution importante de la dolomite (DOLOM) au pôle ferro-magnésien laisse un doute dans l'interprétation d'un échantillon à F2 fortement négatif : est-il riche en dolomite, ou traduit-il un cumulat d'olivine ? Une projection sélective de la dilution dans la dolomite lèvera ce doute.

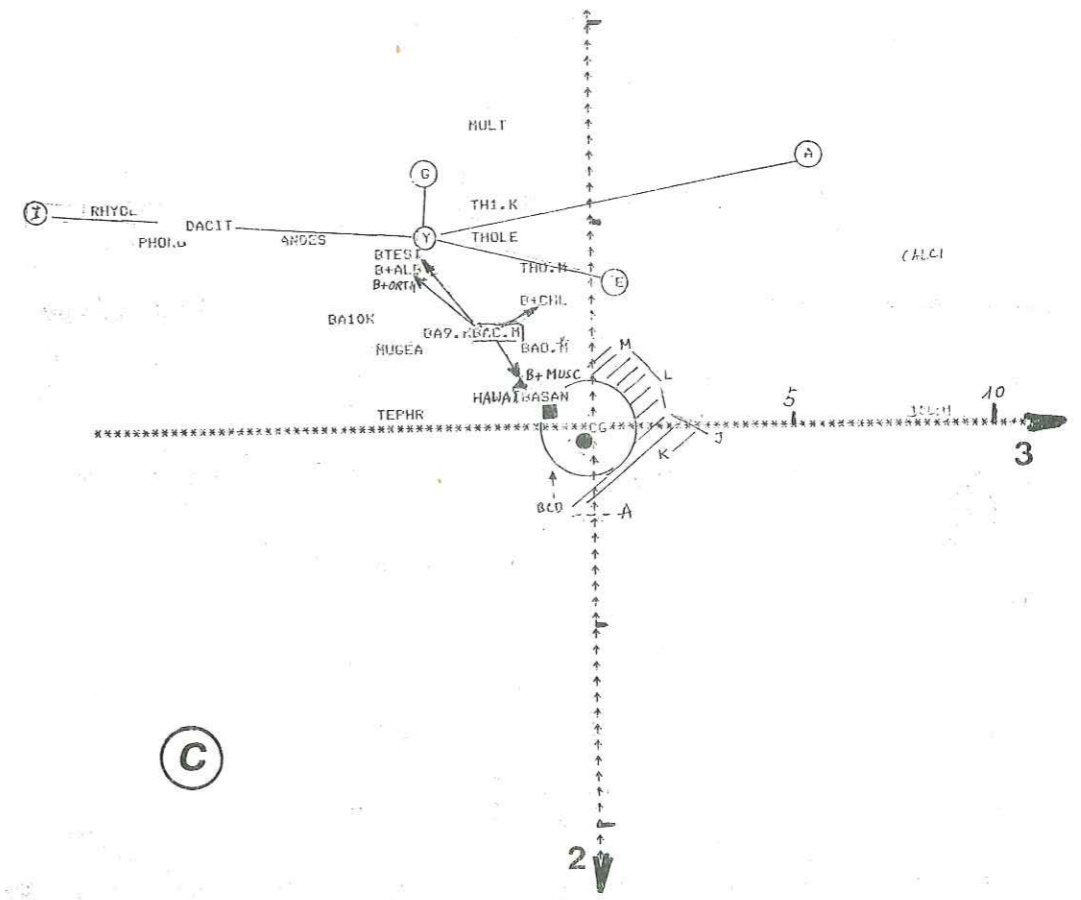


(A)



(B)

Figure 39 A - B



(C)

Figure 39 : ACPN de la 2e coulée de Combe-Bonne, plan des axes 2 et 3.

- Les abréviations correspondent à celles des compositions des annexes 2 et 3.
- A - projection des échantillons et des variables. Les 3 unités définies sur la figure 37 sont bien discriminées. Les étoiles correspondent à la moyenne de chaque unité.
- B - projection des minéraux de l'annexe 2. Comme sur la figure 38 B, l'axe 2 oppose feldspaths-olivines.
- C - projection des roches de l'annexe 3. L'aire des échantillons de Combe-Bonne est représentée par quelques points extrêmes et la surface hachurée.
  - le point correspond à une néphéline à méllilite,
  - le carré à une ijolite,
  - les flèches montrent l'évolution de la position du basalte alcalin continental moyen (BAC.M) transformé par les pseudomorphoses calculées sur le tableau 16 :
    - l'albitisation et l'adularisation de l'Anorthite éloignent la position du basalte de celle des spilites ;
    - la chloritisation est parallèle à l'évolution S → T vue pour le sommet de la coulée ;
    - la muscovitisation (Mica 49 composition 5, tableau 16) est seule capable d'expliquer, et encore partiellement, quelques évolutions ;
    - pour le raisonnement voir le texte.

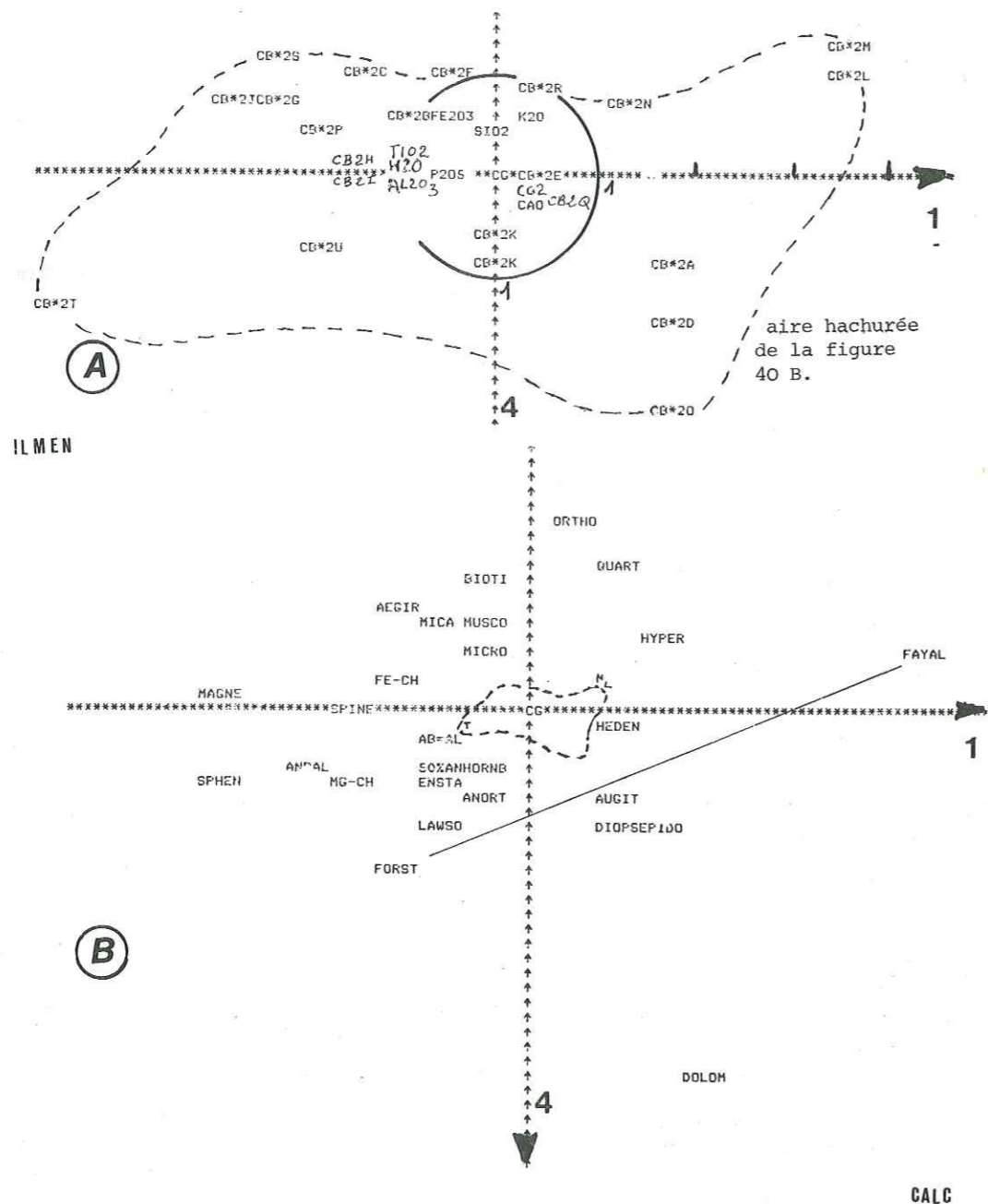


Figure 40 : ACPN de la 2e coulée de Combe-Bonne projection sur le plan des axes 1 et 4.  
 A - projection des échantillons et des variables  
 B - projection supplémentaire des minéraux de l'annexe 2.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>
0 BALC.M	47.10	15.70	12.65	0.16	7.10	10.10	3.30	1.50	2.20	0.47	1.10	0.30
1 ANORTHITE	43.95	37.36	0.00	0.00	18.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2 ALBITE	68.70	19.47	0.00	0.00	0.00	0.00	11.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3 PLAGIO AN50	56.07	28.59	0.00	0.00	0.00	9.52	5.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4 MUSCOVITE	52.40	33.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.26	0.00	0.00	3.93	0.00
5 MICA 49	46.75	23.80	12.67	0.00	7.84	0.11	0.00	4.54	0.20	0.00	4.05	0.00
6 AUGITE	46.71	6.35	8.48	0.14	13.20	22.18	0.56	0.00	2.34	0.00	0.00	0.00
7 CHLORITE MG.	28.69	17.23	22.45	0.23	17.65	0.26	0.00	0.14	0.33	0.00	13.00	0.00
8 B + ALB	50.95	15.53	10.32	0.13	5.79	7.62	5.10	1.22	1.79	0.38	0.89	0.24
9 B + CHL	44.34	16.26	13.81	0.16	7.73	8.02	3.07	1.42	1.94	0.44	2.47	0.28
10 B TEST	49.31	16.21	11.46	0.13	6.41	6.03	4.95	1.18	1.61	0.36	2.05	0.23
11 B. MUSC	53.83	15.97	8.16	0.10	4.58	6.02	3.72	4.96	1.41	0.30	0.70	0.18
12 B.SERI	46.09	16.91	12.89	0.12	7.39	7.82	2.46	2.18	1.81	0.37	1.75	0.24

Tableau 16 : Transformation d'une analyse de basalte alcalin dans divers modèles de spilitisation à volume constant.

0 = BALC.M = moyenne des basaltes alcalins continentaux de Manson (1967). Elle représente la composition de départ. Les analyses 1 à 4 et 6 et 7 représentent les compositions minéralogiques de référence (fichier MINERAL en annexe). La composition 5 est une analyse effectuée à la microsonde sur une plage séricitisée et chloritisée (analyse 49 du tableau).

Les diverses compositions simulées sont calculées comme suit :

- 8 : transformation de la fraction anorthite d'un plagioclase représentant 25 % de la roche initiale (composition normative pondérale).
- 9 : transformation d'une augite (composition 6) représentant 12 % du poids de la roche initiale, en chlorite à rapport Fe/Mg identique.
- 10 : transformation sur le résultat précédent d'anorthite représentant 25 % de la composition 9.
- 11 : transformation à partir de la composition 0 de 30 g d'An<sub>50</sub> en muscovite (composition 4).
- 12 : transformation à partir de la composition 0 de 25 g d'An<sub>50</sub> en séricite (composition 5).

Il faut préciser par ailleurs que le faciès de sanidine de certains phénocristaux feldspathiques suppose que le feldspath potassique est en grande partie primaire et que, si certains paramètres radiocristallographiques lui confèrent un faciès de basse température, on peut supposer, après l'examen de nombreux échantillons, que la déstabilisation est plutôt isochimique.

Enfin, il est possible d'envisager une substitution mettant en jeu un minéral micacé. La simulation de la séricitisation, à volume constant, d'un plagioclase, en utilisant une analyse de mica d'un faciès hyperpotassique identique à celui de la coulée étudiée (cf. tableau 16), provoque une translation de la composition initiale parallèle à l'axe 3. C'est la seule des transformations envisagées qui permette de mettre en coïncidence une composition alcaline altérée de cette manière et une partie du nuage. Un tel mécanisme, appliqué à diverses compositions issues de différents degrés de fractionnement d'une hawaïte ou d'un basalte alcalin, est alors susceptible de donner une différenciation chimique qui couvre une grande partie de celle observée.

On peut ajouter aussi un mécanisme dispersif, négligé en première approximation, car l'essentiel de ses variations est pris en compte par l'axe 1. Mais, du fait des contraintes d'orthogonalité des projections factorielles brutes, il ne semble pas avoir été totalement éli-

miné sur l'axe 2. Il s'agit de la carbonatation, encore sensible ici, puisque une contribution partielle de la calcite et de la dolomite subsiste sur l'axe 2. Cette dernière est vraisemblablement à l'origine de l'exagération de l'étalement du nuage vers les compositions I, G, J ou K, correspondant à des faciès qui jouxtent les enclaves de sédiments et dont le mécanisme ou la signification doit être différent de celui visualisé sur l'axe 1.

Au terme de l'analyse de la dispersion géochimique des éléments majeurs, à l'échelle de la coulée, il apparaît clairement que les raisonnements graphiques sur les projections factorielles peuvent se mener conformément à la philosophie pétrochimique classique. Mais, grâce à un contrôle toujours possible de l'information non prise en compte, mais disponible sur les projections complémentaires, les interprétations peuvent être plus aisément maîtrisées quand il s'agit de cas complexes. Ainsi, dans l'exemple présenté, on a pu décomposer et analyser des mécanismes qui représentent moins de 20 % des variations chimiques de l'ensemble analysé et qui sont a priori largement masqués par des mécanismes dominants, comme la carbonatation et la chloritisation, même si ces derniers ne sont pas toujours interprétés rigoureusement, tant qualitativement que quantitativement.

#### b - APPORTS EN ELEMENTS EN TRACES

8 éléments en traces Ba, Co, Cu, Cr, Ni, V, Sr et Rb ont été analysés, conjointement aux éléments majeurs en une ACPN à l'échelle de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne. Les résultats de cette analyse, résumés sur le tableau 17, montrent tout d'abord que 4 fonctions peuvent résumer 80 % des variations chimiques enregistrées sur 20 variables. La performance est presque aussi bonne que lorsque l'on considère les éléments majeurs seuls. Mais c'est surtout en comparant les tableaux 14 et 17 que la ressemblance apparaît entre les deux analyses.

Avec l'association CaO - CO<sub>2</sub>, dans le premier facteur, une part de la carbonatation est mise en évidence. Elle s'oppose à la même association d'éléments majeurs H<sub>2</sub>O, MgO et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que sur le premier facteur des éléments majeurs seuls. A cette dernière tendance s'associe TiO<sub>2</sub> et la plus grande partie des variations en Ni, Cr, V, éléments cristallisables, et de Ba, élément incompatible. Co et Sr sont corrélés plus partiellement à l'axe 1.

Comme dans le tableau 14, le second facteur est corrélé à des variations conjointes de Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et SiO<sub>2</sub>. Mais ces dernières ne sont pratiquement plus opposées à Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO et TiO<sub>2</sub>. En revanche, une part de la carbonatation y apparaît avec autant de poids que dans le premier facteur et une part importante des variations de K<sub>2</sub>O et de Sr s'y trouve associée.

La contribution des éléments majeurs, dans le troisième facteur, à l'inversion de signe près, se retrouve intégralement après l'incorporation des éléments en traces. L'inversion de signe n'a aucune signification physique. Il faut la considérer comme la conséquence de l'orientation aléatoire des axes dans l'algorithme de calcul des vecteurs propres. Le facteur 3 a donc le même sens, que l'on prenne en compte ou non les éléments en traces. Ce sens est donc plus fort que ce que la faible anisotropie des variations, visualisées par les facteurs 2 et 3 des éléments majeurs, laissait prévoir (cf. fig. 39). Rb contribue pour une part importante à côté des termes les plus alumino-potassiques, interprétés précédemment comme une séricitisation.

Le quatrième facteur n'est pas très éloigné non plus de son homologue précédent, y compris dans la part des variations qu'il discrimine. On y retrouve une variation résiduelle de CaO qui

FONCTION 1		FONCTION 2		FONCTION 3		FONCTION 4	
SiO <sub>2</sub>	+0.079	SiO <sub>2</sub>	-0.080	SiO <sub>2</sub>	-0.060	SiO <sub>2</sub>	+0.083
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.115	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.140	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.205	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.066
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.075	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.009	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+0.221	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+0.238
MnO	+5.545	MnO	+4.061	MnO	+0.576	MnO	+1.667
MgO	-0.150	MgO	-0.028	MgO	+0.108	MgO	-0.067
CaO	+0.114	CaO	+0.124	CaO	-0.018	CaO	-0.018
Na <sub>2</sub> O	-0.014	Na <sub>2</sub> O	-0.539	Na <sub>2</sub> O	-0.159	Na <sub>2</sub> O	-0.206
K <sub>2</sub> O	+0.070	K <sub>2</sub> O	+0.293	K <sub>2</sub> O	-0.260	K <sub>2</sub> O	+0.333
TiO <sub>2</sub>	-0.774	TiO <sub>2</sub>	+0.360	TiO <sub>2</sub>	-0.325	TiO <sub>2</sub>	+0.023
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-1.455	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	+0.455	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-3.055	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-2.555
H <sub>2</sub> O	-0.169	H <sub>2</sub> O	-0.200	H <sub>2</sub> O	+0.061	H <sub>2</sub> O	-0.075
CO <sub>2</sub>	+0.078	CO <sub>2</sub>	+0.134	CO <sub>2</sub>	+0.033	CO <sub>2</sub>	-0.065
Ba	-0.009	Ba	+0.003	Ba	-0.004	Ba	-0.001
Co	-0.004	Co	-0.001	Co	+0.003	Co	-0.005
Cr	-0.003	Cr	+0.002	Cr	+0.000	Cr	+0.001
Cu	+0.028	Cu	-0.002	Cu	+0.009	Cu	-0.070
Ni	-0.003	Ni	+0.001	Ni	-0.000	Ni	-0.001
Sr	-0.005	Sr	+0.011	Sr	+0.002	Sr	-0.008
V	-0.005	V	+0.004	V	+0.000	V	-0.005
Rb	+0.001	Rb	+0.002	Rb	-0.008	Rb	+0.004
CONST	+4.446	CONST	-1.790	CONST	+6.073	CONST	-3.580

TABLEAU DES COEFFICIENTS FACTORIELS

F1		F2		F3		F4	
Ni	-91(.84)	Na <sub>2</sub> O	-86(.74)	Rb	-81(.65)	CaO	-50(.25)
TiO <sub>2</sub>	-89(.80)	H <sub>2</sub> O	-63(.39)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-59(.35)	Cu	-44(.19)
Ba	-86(.74)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-47(.22)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-57(.33)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-35(.12)
Cr	-83(.69)	SiO <sub>2</sub>	-46(.21)	K <sub>2</sub> O	-49(.24)	Co	-28(.08)
V	-75(.56)	Co	-11(.01)	SiO <sub>2</sub>	-29(.02)	Sr	-27(.07)
H <sub>2</sub> O	-71(.51)	MgO	-10(.01)	Ba	-26(.07)	CO <sub>2</sub>	-22(.05)
MgO	-71(.50)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-03(.00)	TiO <sub>2</sub>	-24(.06)	Na <sub>2</sub> O	-20(.04)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-52(.27)	Cu	-02(.00)	Na <sub>2</sub> O	-22(.05)	Ni	-15(.02)
Co	-46(.21)	CaO	+10(.01)	CaO	-06(.00)	MgO	-14(.02)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-43(.18)	Ni	+16(.03)	Ni	-00(.00)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-14(.02)
Sr	-42(.17)	Rb	+22(.05)	Cr	+00(.00)	H <sub>2</sub> O	-05(.00)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-34(.12)	Ba	+23(.05)	V	+04(.00)	Ba	-04(.00)
Na <sub>2</sub> O	-04(.00)	MnO	+27(.07)	Cu	+08(.01)	TiO <sub>2</sub>	+01(.00)
Rb	+16(.03)	TiO <sub>2</sub>	+31(.10)	Sr	+08(.01)	MnO	+07(.00)
K <sub>2</sub> O	+24(.06)	V	+45(.20)	CO <sub>2</sub>	+16(.02)	Cr	+13(.02)
Cu	+37(.15)	Cr	+45(.20)	H <sub>2</sub> O	+16(.03)	SiO <sub>2</sub>	+29(.09)
MnO	+49(.24)	CaO	+51(.25)	Co	+20(.04)	V	+29(.09)
CO <sub>2</sub>	+58(.33)	K <sub>2</sub> O	+65(.42)	MnO	+48(.23)	Rb	+31(.09)
SiO <sub>2</sub>	+61(.37)	Sr	+65(.43)	MgO	+56(.32)	K <sub>2</sub> O	+32(.10)
CaO	+63(.39)	CO <sub>2</sub>	+74(.55)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+64(.41)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+50(.25)
VP1	7.19 (36%)	VP2	3.97 (20%)	VP3	2.92 (15%)	VP4	1.51 (8%)

COMMUNAUTÉS CUMULÉES

SiO <sub>2</sub>	(.75)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(.37)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(.77)	MnO	(.55)	MgO	(.84)
CaO	(.91)	Na <sub>2</sub> O	(.83)	K <sub>2</sub> O	(.32)	TiO <sub>2</sub>	(.95)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	(.64)
H <sub>2</sub> O	(.93)	CO <sub>2</sub>	(.95)	Ba	(.86)	Co	(.34)	Cr	(.91)
Cu	(.35)	Ni	(.88)	Sr	(.68)	V	(.85)	Rb	(.82)

Tableau 17 : ACPN de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne, éléments majeurs et éléments en trace.

Pour la signification des valeurs se reporter à la légende du tableau 14.

A - coefficients des fonctions factorielles recalculés pour obtenir directement à partir d'une composition en oxydes la projection d'un échantillon sur chaque axe (éléments majeurs en % oxyde, éléments en traces en ppm pondéral).

B - projection des variables sur chaque axe. Le nombre entre parenthèses est le carré de la mesure de la projection des variables, ou communauté des variables avec l'axe considéré.

Celle-ci a été cumulée sur les 4 premières composantes principales (communautés cumulées).

VP = valeur propre.

(36 %) = part des variations chimiques représentées par l'axe 1.

s'oppose à des variations résiduelles de K<sub>2</sub>O et de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, qu'il est toujours bien délicat d'interpréter. Cu est le seul élément en traces dont la contribution soit significative sur ce facteur.

Les principaux caractères chimiques des éléments majeurs analysés conjointement aux éléments en traces ne font donc pas apparaître, à l'échelle de la coulée, de tendances particulières à certains éléments en traces. Ces derniers se contentent d'un rôle d'accompagnateur dans les différenciations minéralogiques. Tout au plus assiste-t-on à l'atténuation des intercorrélations qui exprimaient sur les éléments majeurs seuls la relique d'une différenciation magmatique, au bénéfice de celles, interprétables en termes de minéraux, de la paragenèse spilitique comme calcite, albite et chlorite.

L'atténuation de la signature de variations magmatiques propres est particulièrement sensible sur le plan des axes 1 et 2 (figure 41) où l'allongement des nuages des principales unités lithologiques montre une obliquité frappante avec les axes. En effet, l'étirement principal se fait toujours entre les éléments constitutifs de la chlorite et ceux de la calcite. Leur bonne corrélation avec le plan des axes 1 et 2 se partage sur chacun des repères de la représentation.

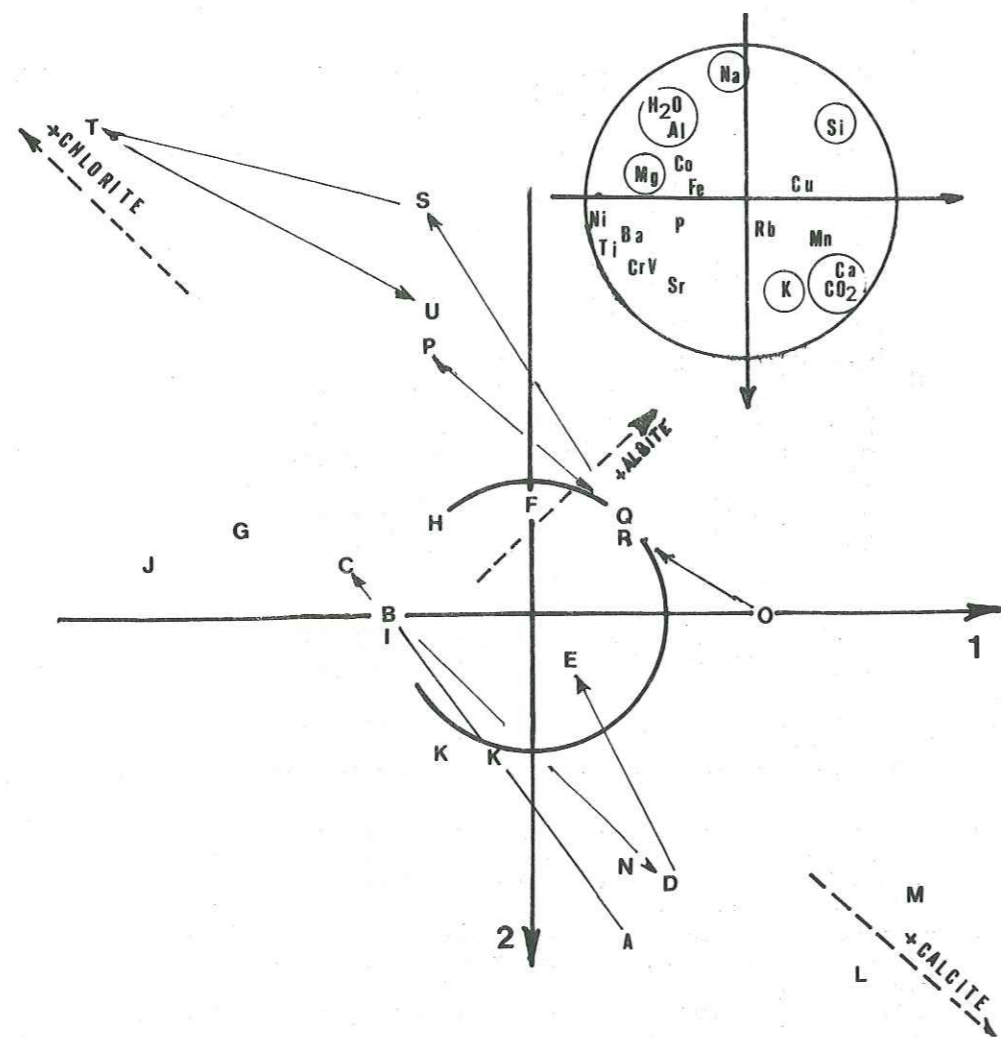


Figure 41 : ACPN, éléments majeurs et éléments en traces de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne.

La projection des échantillons fait ressortir une polarité dans la coulée, orthogonalement à un étirement entre un pôle marqué par de fortes teneurs en chlorite et un pôle riche en calcite. A la base de la coulée sont concentrés les éléments cristallisables alors que le sommet en est plutôt appauvri. L'effet de plus forte teneur en Si et Na affiché par le sommet est plus la conséquence d'une faible dilution dans la calcite que d'une surconcentration d'albite.

Les valeurs négatives sur l'axe 2 sont fortement influencées par un enrichissement en albite. La teneur en albite montre ici une corrélation positive partielle mais nette avec la teneur en chlorite.

La plus grande partie de la communauté de Ni (87 %), Cr (89 %), V (76 %), Ba (79 %) et Sr (70 %) est expliquée sur cette projection factorielle. Les teneurs de ces éléments montrent

une double corrélation négative. Leurs fortes teneurs s'opposent d'une part aux plus fortes teneurs en  $\text{SiO}_2$ , d'autre part aux fortes teneurs en  $\text{CaO}$  et  $\text{CO}_2$ . La première de ces corrélations négatives apparaît donc comme la signature d'une différenciation magmatique, opposant les éléments hydromagmatophiles (selon la classification de Treuil, 1973) Si ou Na, aux éléments cristallisables Ni, Cr et Sr qui accompagnent  $\text{MgO}$  et  $\text{TiO}_2$ .

La seconde corrélation négative oppose l'ensemble des éléments cristallisables aux traceurs de la carbonatation. Sr possède toutefois un comportement hybride. Ces teneurs, bien qu'assez nettement corrélées positivement à Cr ou même Ni, montrent une évolution parallèle à celle de la part de  $\text{K}_2\text{O}$  qui suit la carbonatation.

La projection factorielle de la figure 41 met particulièrement bien en évidence ce partage de Sr qui, pour une part est associé aux éléments cristallisables, et pour l'autre part suit Ca dans la carbonatation. Cette projection factorielle est donc plus apte que l'analyse individuelle des deux premiers facteurs à séparer l'effet d'altération de l'effet de différenciation magmatique.

Le premier de ces effets est essentiellement caractérisé par une dilution dans une phase carbonatée, d'autant plus calcique qu'elle est abondante. Les éléments en traces Cr, Ni, V, Ba, Sr comme  $\text{TiO}_2$  sont peu mobiles pendant la carbonatation et se retrouvent au stade final corrélés négativement avec  $\text{CO}_2$ . Seul Sr a pu être partiellement remobilisé et même sensiblement concentré dans le carbonate. Ceci n'est pas surprenant lorsque l'on connaît les affinités chimiques communes de Ca et de Sr.

L'effet de différenciation magmatique présente une amplitude visiblement subordonnée à celle de la carbonatation. Il est pourtant d'autant moins négligeable qu'il résulte de la différenciation interne à une coulée de quelques mètres d'épaisseur, échantillonnée en une coupe unique. Les variations de teneurs en alcalins K, Na et Rb ne sont pas (ou plus) liées à cette différenciation et si l'opposition entre  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  est classique dans les roches volcaniques basiques (par exemple Manson, 1967) et même accentuée par la spilitisation (Fontelles, 1968) le comportement de Rb est ici surprenant. En effet, cet élément dont les variations reflètent habituellement très fidèlement celles de  $\text{K}_2\text{O}$ , se retrouve ici insensible à la carbonatation, mécanisme auquel est pourtant associé une part importante des concentrations en  $\text{K}_2\text{O}$ .

A l'échelle de la coulée, des différences apparaissent donc dans le comportement de Rb par rapport à celui de  $\text{K}_2\text{O}$ . Ces différences seront complètement masquées sur les échantillonnages plus larges.

La base de la coulée est particulièrement bien discriminée de son sommet sur la figure 41, et, quelques récurrences internes exceptées, la polarité du sommet de l'unité vers des termes plus riches en éléments leucocrates est particulièrement frappante. La base de la coulée est plus riche en éléments cristallisables, marqueurs d'une ségrégation gravitaire de cristaux. Les deux tendances opposées ne sont pas équivalentes dans la spilitisation, puisque la base est préférentiellement carbonatée (calcite), alors que le sommet montre une nette affinité pour la chlorite.

La discussion générale ultérieure soulignera que cette dépendance observée entre la structure pétrographique et la nature de la spilitisation est difficilement entièrement explicable par de simples différences morphologiques et minéralogiques d'une roche initiale.

L'exemple numérique des pages 100 à 107 donne l'analyse de la projection orthogonale des compositions de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne, parallèlement à une carbonatation.

En premier lieu le choix d'un projecteur à deux dimensions, contenant à la fois la calcite et la dolomite, permet de réduire d'une dimension la matrice factorielle.

Ainsi 3 facteurs expliquent 82 % des variations résiduelles après projection. La comparaison des tableaux 11 et 12 montre que c'est en grande partie le premier facteur qui a été neutralisé par la projection retenue. Le fait qu'une seule dimension de la dispersion initiale soit neutralisée par un modèle à deux dimensions ouvre, dans le cas étudié, les deux possibilités suivantes :

- soit le carbonate qui constitue la phase diluante possède une composition bien définie, calcique en l'occurrence puisque MgO se projette du côté des éléments qui caractérisent les compositions diluées ;

- soit la nature du carbonate varie régulièrement avec l'importance de la dilution.

Or les variations importantes de la nature magnésienne ou calcique du carbonate mises en évidence de manière caractéristique, bien que peu précise, par manocalcimétrie, montrent que c'est la deuxième éventualité qui exprime le mieux les variations observées dans la coulée étudiée. De plus, dans l'unité III, les variations de nature et de quantité du carbonate, calculées et visualisées sur la figure 37, confirment ce comportement. On remarquera toutefois sur ce point que la prise en compte d'une composition de chlorite figée, pour toutes les spilites étudiées, entraîne, comme dans le calcul d'une norme conventionnelle, des distorsions entre les concentrations minéralogiques calculées et celles que l'on peut observer. Ainsi les résultats obtenus sur l'unité II, envisagés dans l'hypothèse que le facteur 1 de la figure 38 A exprime une dilution dans un carbonate d'autant plus calcique qu'il est abondant, devrait faire apparaître un nuage nettement moins étiré parallèlement à l'axe 1 que celui de l'unité III.

Cette distorsion est due à ce que la composition de la chlorite est franchement plus magnésienne et moins alumineuse lorsqu'il y a contamination et assimilation par de la lave d'un sédiment dolomitique (figure 22). Ainsi les analyses CB2L et CB2M (annexe 4) étant peu alumineuses, reflètent pour une composition de chlorite moyenne, non adaptée dans les cas particuliers, des teneurs arbitrairement faibles. Aucun autre minéral ferromagnésien n'étant pris en compte dans le calcul, la part de MgO qui aurait dû être attribuée à cette chlorite est alors affectée à la dolomite, qui de ce fait est surestimée. Ainsi la projection factorielle initiale reflète mieux les variations des carbonates que le calcul, avec des compositions standards, des concentrations minéralogiques.

L'apport spécifique de la prise en compte de la dolomite, conjointement à la calcite dans une projection sélective de la carbonatation, est d'effacer la contribution de MgO et l'association caractéristique d'une chloritisation. En effet il serait difficile de voir dans le seul facteur, qui après projection (facteur 1, tableau 12) souligne un comportement de la teneur en eau, une association résiduelle caractéristique de variations de concentration ou de nature de chlorite. Non seulement la contribution de  $Al_2O_3$  est sensiblement réduite après projection, mais surtout, ni la contribution de  $Fe_2O_3$  (+ 0.10), ni la contribution résiduelle de MgO (- 0.17) ne mon-

trient de corrélation significative avec  $H_2O$ .

La chloritisation est donc, dans le cas de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne, étroitement associée à la carbonatation.

Une projection supplémentaire a également été effectuée, parallèlement à une calcite stœchiométrique prise comme unique terme diluant. Les résultats, non présentés dans ce texte par souci de concision, sont assez proches de ceux qui proviennent d'une projection parallèlement à une calcitisation et une dolomitisation. Tant les facteurs résiduels que leurs pourcentages de variance expliquée respectifs sont remarquablement similaires dans les deux cas. Ceci confirme l'univariance de la dispersion chimique due à diverses dilutions dans un carbonate et la comparaison des deux résultats laisse supposer que le terme le plus carbonaté attendu sera très calcitique. Quelques différences mineures ressortent toutefois de la comparaison. La calcite prise en compte étant, dans le dernier cas, dépourvue de manganèse, la projection laisse apparaître une contribution résiduelle de  $CO_2$  associée à une part de MnO plus importante que lorsque l'on choisit une composition de calcite à 1 % de MnO. Cette constatation souligne alors le rôle que MnO prend dans la carbonatation.

#### d - BILAN DE LA SPILITISATION A L'ECHELLE DE LA COULEE

Les variations chimiques les plus importantes apparaissent liées à un mécanisme de dilution d'un matériel volcanique, proche d'un basalte alcalin, dans une phase carbonatée, d'autant plus calcique qu'elle est abondante par rapport à la phase typiquement ignée.

Dans la coulée étudiée, il y a superposition de la dilution et de variations magmatiques propres aux basaltes, avec accentuation (liaison directe ?) de certains caractères de la différenciation gravitaire.

- les termes les plus carbonatés sont globalement les plus riches en minéraux leucocrates alors que les termes moins dilués montrent des compositions qui, indépendamment de la carbonatation, sont plus magnésiens et proches des basaltes alcalins (hawaïtes) ;

- une part importante de  $K_2O$  est concentrée dans les faciès les plus carbonatés mais Rb ne suit pas, dans le cas étudié, cette remobilisation. En revanche Sr n'est pas insensible à la teneur en calcite finale ;

- les éléments en traces cristallisables Cr et Ni, comme les éléments de transition Co et V, ainsi que Ba élément incompatible intermédiaire, sont concentrés dans les faciès qui résultent de la double évolution : liaison aux faciès sidérophiles de la différenciation gravitaire et opposition aux termes carbonatés.

#### II - VARIABILITE CHIMIQUE A L'ECHELLE DES GISEMENTS

La coulée étudiée précédemment fait partie d'un gisement que l'on peut caractériser comme potassique ( $K_2O = 5.00 - \sigma = 1.10 - Na_2O = 1.11 - \sigma = 0.79$ ) sur toute la coupe relevée, par opposition à d'autres gisements du Pelvoux où les laves sont nettement calco-sodiques, voire franchement sodiques ( $K_2O = 1.34 - \sigma = 0.86 - Na_2O = 3.58 - \sigma = 1.03$ ). Cette distinction ne peut

toutefois pas s'effectuer sur le terrain. Si, à force d'habitude tel faciès doléritique assez grossier se révèle plus favorable pour y déceler de fortes teneurs en  $K_2O$ , ou si un secteur comme le Massif du Rochail a, depuis la première analyse qui lui a été accordée (Michel et al. 1960), montré des compositions constamment potassiques, on ne peut malgré tout pas prévoir la présence, au sein d'un gisement quelconque, de l'une ou l'autre des catégories sans effectuer l'analyse chimique. Même l'examen microscopique se révèle impuissant pour dresser des pronostics quantitatifs satisfaisants quant à la tendance potassique ou non de tel ou tel échantillon.

Placer l'analyse statistique à l'échelle d'un gisement, qui représenterait une coupe à travers une séquence éruptive, est alors assez utile pour lire les tendances qui n'auraient pu s'exprimer suffisamment dans la cellule trop restreinte de la coulée. Mais cette échelle est surtout utile pour comprendre l'évolution dans le temps des émissions volcaniques, sans prendre le risque de voir ces variations oblitérées par les grandes tendances qui différencient les gisements à l'échelle du massif des Ecrins-Pelvoux.

Deux gisements ont été sélectionnés pour servir tour à tour d'exemple dans chacune des deux grandes catégories :

- le gisement de Combe-Bonne dont on connaît, par l'exposé précédent, la 2<sup>e</sup> coulée en détail et qui est caractérisé par une tendance modérément à fortement potassique ;
- le gisement de la Rouite qui marque une tendance plus sodique que potassique et qui se caractérise, comme la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne, par l'abondance de carbonates. Dans ce deuxième exemple les faciès les plus calciques n'ont toutefois pas été analysés.

#### A - LE GISEMENT POTASSIQUE DE COMBE-BONNE

7 échantillons complémentaires de ceux qui caractérisent la coupe de la 2<sup>e</sup> coulée ont été prélevés dans les 5<sup>e</sup>, 6<sup>e</sup>, 7<sup>e</sup> et 8<sup>e</sup> coulées. Les conditions d'affleurement et l'état d'altération des autres coulées de la coupe étudiée n'autorisent pas à envisager l'élargissement de l'échantillonnage géochimique. Les résultats sont de ce fait assez partiels car les différences de faciès sont parfois plus accusées sur l'affleurement que dans l'échantillonnage retenu. En particulier, les faciès fluidaux finement laminaires, presque toujours écrasés et schisteux, ne sont prélevés qu'à la base de la 2<sup>e</sup> coulée. On les rencontre pourtant dans la quasi totalité de la coulée et ils forment toute la base de la 4<sup>e</sup> coulée, sur plus de 10 m d'épaisseur.

Ce défaut d'échantillonnage ne doit toutefois pas être exagéré, car la collection de données se révèle suffisante pour dégager une différenciation géochimique propre au gisement, même si celle-ci ne sera pas appréhendée dans toute son amplitude.

L'ACPN brute de cet échantillonnage n'est pas détaillée ici car les informations facilement interprétables n'y ont pas une signification très différente de celles qui ont été relevées à l'échelle de la coulée. 4 facteurs prennent en compte 87 % des variations du gisement et, comme dans la 2<sup>e</sup> coulée, le premier facteur (35 % des variations) exprime une carbonatation à laquelle est liée une part importante de  $K_2O$ . Les variations de teneur en  $MgO$  donnent une tendance nettement indépendante du 1<sup>er</sup> facteur. Ainsi les variations minéralogiques de la chlorite ne paraissent plus, à l'échelle du gisement, liées à la carbonatation.

A cette différence près, concernant le comportement de la chlorite, les autres facteurs expriment des tendances analogues à ce qui a été décrit dans la 2<sup>e</sup> coulée.

Il a donc paru intéressant de vérifier si chloritisation et carbonatation donnent des dispersions réellement indépendantes à l'échelle du gisement alors qu'elles semblent liées à l'échelle de la coulée. Comme la chlorite vient parfois en remplissage spécifique de certaines pustules, ou accompagne dans d'autres cas le carbonate dans quelques amygdales, une projection sélective, orthogonale, a été effectuée sur l'espace à 3 dimensions défini par :

- une dilution dans la calcite (stoechiométrique),
- une dilution dans la dolomite (stoechiométrique),
- une dilution dans une phase chloritique (chlorite analysée à la microsonde, n° 7, cf. tableau 16).

Les variations résiduelles réduites à un espace à 3 dimensions, après projection, font apparaître un premier résultat spectaculaire puisque 2 facteurs seulement prennent en compte la totalité des dispersions (99.4 %).

Toutes les dispersions résiduelles sont donc contenues dans un plan, sans artifice de normalisation de l'espace géochimique réduit à 3 dimensions. Un des vecteurs directeurs de la projection est donc inutile pour représenter les variations chimiques de la coulée et doit être très proche de la dépendance linéaire des 2 autres.

La projection de compositions de minéraux sur l'espace à 3 dimensions ainsi défini, affiche des corrélations diverses avec le plan caractéristique des dispersions du gisement analysé. La chlorite et la calcite montrent des corrélations parfaites de 0.982 et 0.996. Mais la dolomite fait un angle de près de 40° avec le plan ( $\text{Arc cos } 0.794 = 38^\circ 4'$ ). Le modèle de dispersion par dilution dans la dolomite est donc, parmi les trois éventualités considérées, celui dont la probabilité d'influence est la plus faible. On est alors en droit de considérer qu'une dilution dans la calcite est un modèle certes simplifié mais satisfaisant pour prendre en compte la dilution dans le carbonate. La projection des minéraux sur le plan "carbonatation-chloritisation" (figure 42 A) montre l'orthogonalité entre les deux tendances, soulignant alors leur indépendance. A la calcitisation n'est liée, même partiellement, que la dilution dans la dolomite. Avec la chloritisation, en revanche, on retrouve toute la gamme des minéraux magmatiques habituels où les feldspaths s'opposent aux chlorites dans une corrélation négative et où les minéraux ferromagnésiens de la série de l'olivine et de l'hypersthène se retrouvent étroitement liés à la série des chlorites. Dans l'espace à trois dimensions précédemment défini, l'alignement des chlorites, entre le terme le plus ferrifère et le terme le plus magnésien, montre une obliquité nette par rapport au plan des axes 1 et 2 qui contient l'ensemble des dispersions résiduelles après projection. La ligne oblique intercepte le plan pour la composition naturelle qui a servi dans le calcul. On en conclut que, dans le gisement analysé, la composition de la chlorite est assez stable, ou plutôt, pour rester conforme à l'observation, que les variations de nature de la chlorite sont limitées et suffisamment localisées pour ne pas produire d'effet quantitatif sensible.

A la série des chlorites se superpose de manière remarquable celles de l'olivine et de l'hypersthène. La représentation de la figure 42, utilisée en diagramme géochimique, sera donc très sensible à une éventuelle différenciation, avec enrichissement en Fe vers les termes fayalite et ferrosilite et comme pour les chlorites, la propriété du plan des axes 1 et 2 autorise

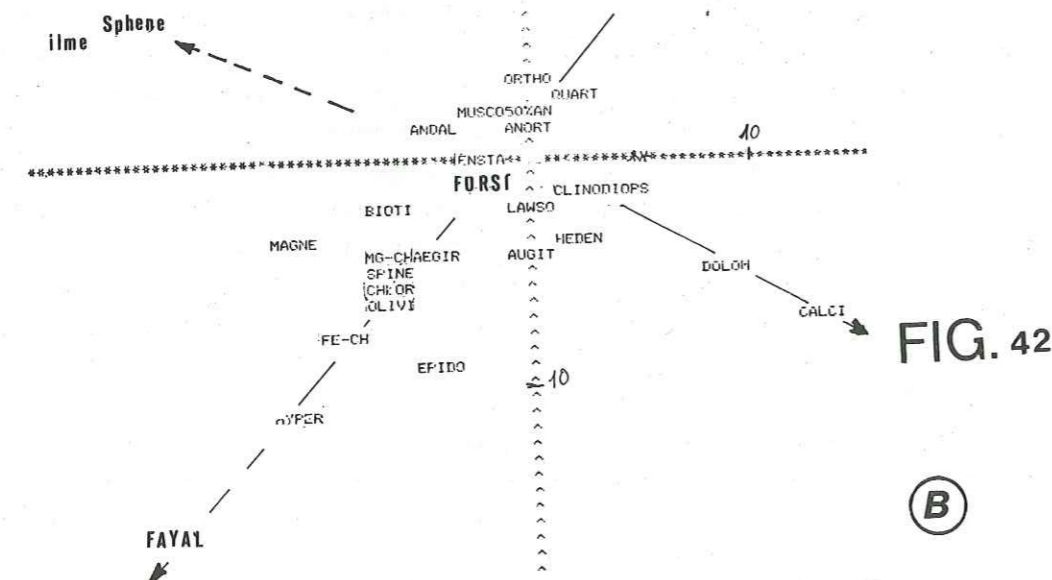
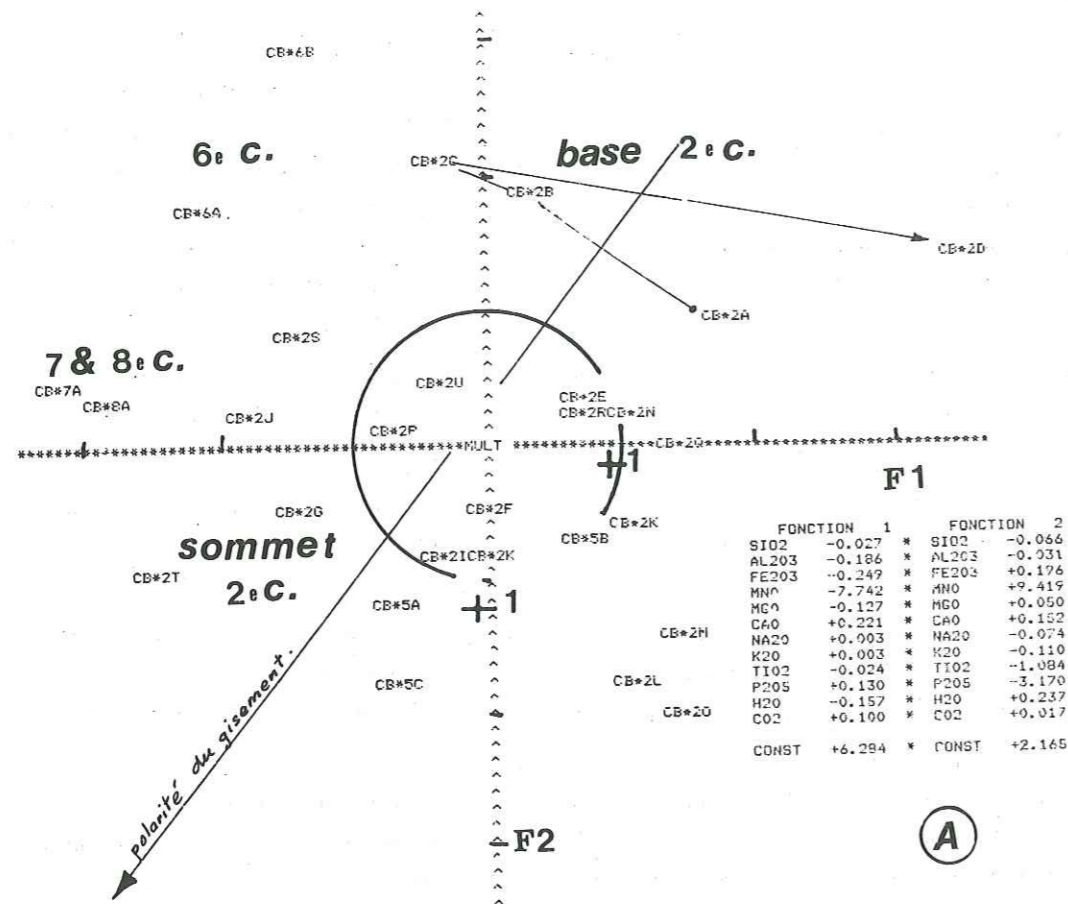


Figure 42 : A - Projection des échantillons de Combe-Bonne dans l'espace défini par :  
 - dilution d'un basalte dans la calcite.  
 - chloritisation de l'augite  
 - albitisation du plagioclase  
 L'ensemble des points est contenu dans le plan F1 F2 qui prend en compte 99 % des variations.  
 B - Projection supplémentaire des minéraux sur le plan F1 F2.

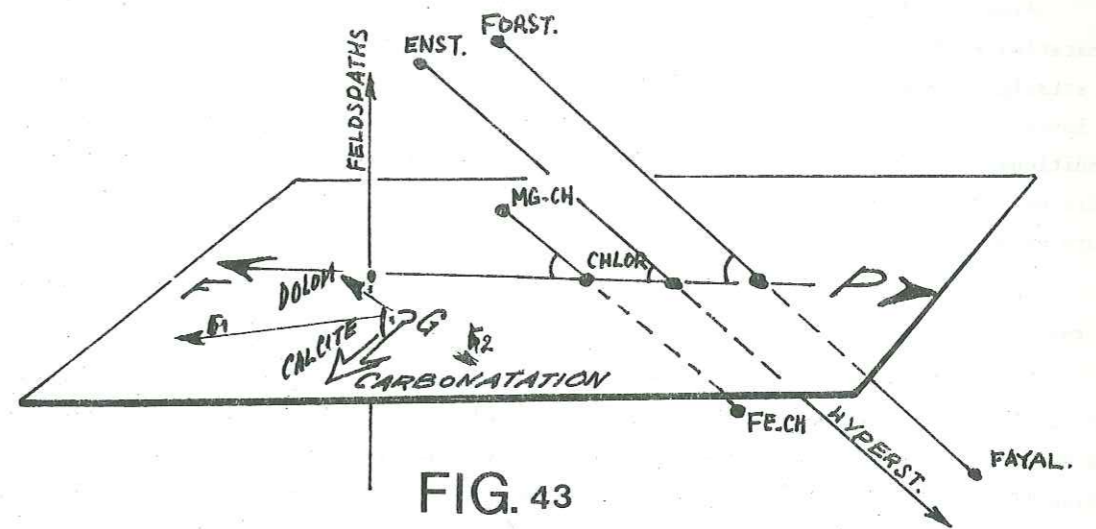


Figure 43 : Représentation schématique des séries minérales dans l'espace à 3 dimensions défini par :  
 - dilution d'un basalte dans la calcite,  
 - chloritisation par pseudomorphose de CPX par de la chlorite à rapport Fe/Mg constant,  
 - albitisation du plagioclase.  
 L'ensemble des points de la totalité du gisement de Combe-Bonne est contenu dans ce dessin. La différenciation s'effectue le long d'une ligne P (péridot) - F (felds-paths), orthogonale à la carbonatation.  
 F1 F2 : position des axes de la figure 42 qui prend en compte 99 % des variations chimiques des laves observées.

à envisager que ce mécanisme n'a pas joué, à l'échelle du gisement, de manière très sensible.

En effet, tout enrichissement en Fe de ces minéraux, sans variation de proportion, aurait provoqué non seulement l'éloignement de la projection des compositions chimiques par rapport au pôle feldspathique, mais aussi leur écart au plan des axes 1 et 2, impliquant ainsi une troisième dimension à la dispersion.

La figure 43 suggère toutefois que des variations minéralogiques quantitatives et qualitatives, conformes à celles enregistrées au cours de fractionnements classiques, peuvent se combiner pour donner une évolution univariante, c'est-à-dire dispersée uniquement le long de l'axe FP (feldspaths, péridots). La seconde dimension, exprimant l'étalement de ces compositions dans le plan des axes 1 et 2, est provoquée indépendamment par la carbonatation.

La projection des minéraux de Combe-Bonne sur cette représentation (figure 42) fait ressortir de manière assez caractéristique une polarité dans le gisement. En effet, en imaginant une projection orthogonale des échantillons sur l'axe FP, exprimant la différenciation magmatique, on s'affranchit des effets de la carbonatation. On oppose alors sur la tendance feldspathique la base de la 2<sup>e</sup> coulée (éch. 2A, 2B, 2C et 2D) aux échantillons 7A et 8A qui représentent les coulées supérieures et montrent la même tendance ferromagnésienne que l'échantillon 2T, caractérisant la croûte vitreuse du sommet de la 2<sup>e</sup> coulée. Les 5<sup>e</sup> et 6<sup>e</sup> coulées de l'édifice ont une position intermédiaire dans cette évolution.



Ainsi, comme à l'échelle de la coulée, dans le gisement une tendance indépendante de la carbonatation se dégage pour montrer une différenciation ferromagnésienne vers le sommet de l'édifice. La stratigraphie du gisement étant bien établie, on constate qu'il s'agit réellement d'une polarité inverse si l'on interprète cette différenciation comme le produit d'un fractionnement. Dans ces conditions, l'observation à l'échelle de la séquence volcanique suggère davantage la vidange régulière et progressive d'un réservoir magmatique différencié plutôt qu'une évolution de la coulée au cours de sa cristallisation, postérieurement à l'épanchement.

Compte-tenu du volume des laves émises, il pourrait s'agir d'un réservoir assez localisé, de relativement faible dimension et situé assez près de la surface.

La nature de cette différenciation paraît mieux décrite dans l'espace orthogonal à celui qui vient d'être présenté. Le plan le plus discriminant, dans cet espace insensible aux mécanismes de dilution dans le carbonate, dans la chlorite, prend en compte plus de 65 % des variations résiduelles et fait ressortir la tendance feldspathique, indépendamment de l'opposition ferrifère et magnésienne de la chlorite, de l'olivine et de l'hypersthène.

Si l'on neutralise, en plus de ces variations, les effets d'une éventuelle albitisation du plagioclase, on se place dans un espace où la plus grande partie des effets de transfert de masse (dilution, lessivage ou apport sélectif d'éléments ...) serait neutralisée. L'espace et les projections planes que l'on peut y définir sont alors plus favorables que les cas précédents pour comparer le magma de la séquence de Combe-Bonne avec les souches basaltiques communes.

Dans l'espace orthogonal, l'ACPN met en évidence 3 axes qui permettent de visualiser plus de 80 % des variations chimiques résiduelles :

- la dilution dans la calcite,
- la chloritisation par pseudomorphose à rapport Fe/Mg constant de 12 % pondéral d'augite modale dans un basalte alcalin moyen (BAC.M),
- l'albitisation à volume constant de 25 % pondéral labrador  $An_{50}$  dans le basalte alcalin (BAC.M).

Avec 14 %, le troisième axe ne permet toutefois pas de s'affranchir totalement des incertitudes analytiques dont les écarts, simulés à partir de la composition moyenne, chevauchent assez largement les valeurs du gisement calculées pour le facteur 3.

Sur le plan des axes 1 et 2 (figure 44) on visualise 67 % des variations résiduelles. On remarque en premier lieu que le nuage des compositions du gisement de Combe-Bonne est encore fortement dispersé par rapport à celui de l'ensemble des moyennes des roches volcaniques effusives communes. Ceci est dû en partie à ce que la direction de projection effective, qui donne la figure 44, n'est pas la plus favorable pour visualiser la dispersion de volcanites non altérées.

Pourtant certains échantillons, comme ceux de la 2<sup>e</sup> coulée (6A et 6B), peuvent traduire une évolution vers des différenciés de type trachytique ou phonolitique. Les échantillons 2M et 2L marquent nettement leur contamination par du sédiment et l'effet d'une silicification que l'on peut observer macroscopiquement. Mais surtout, la projection souligne une dispersion vers des minéraux potassiques, orthose et muscovite, qui apparaissent sur ce plan en corrélation négative avec les principaux minéraux ferromagnésiens.

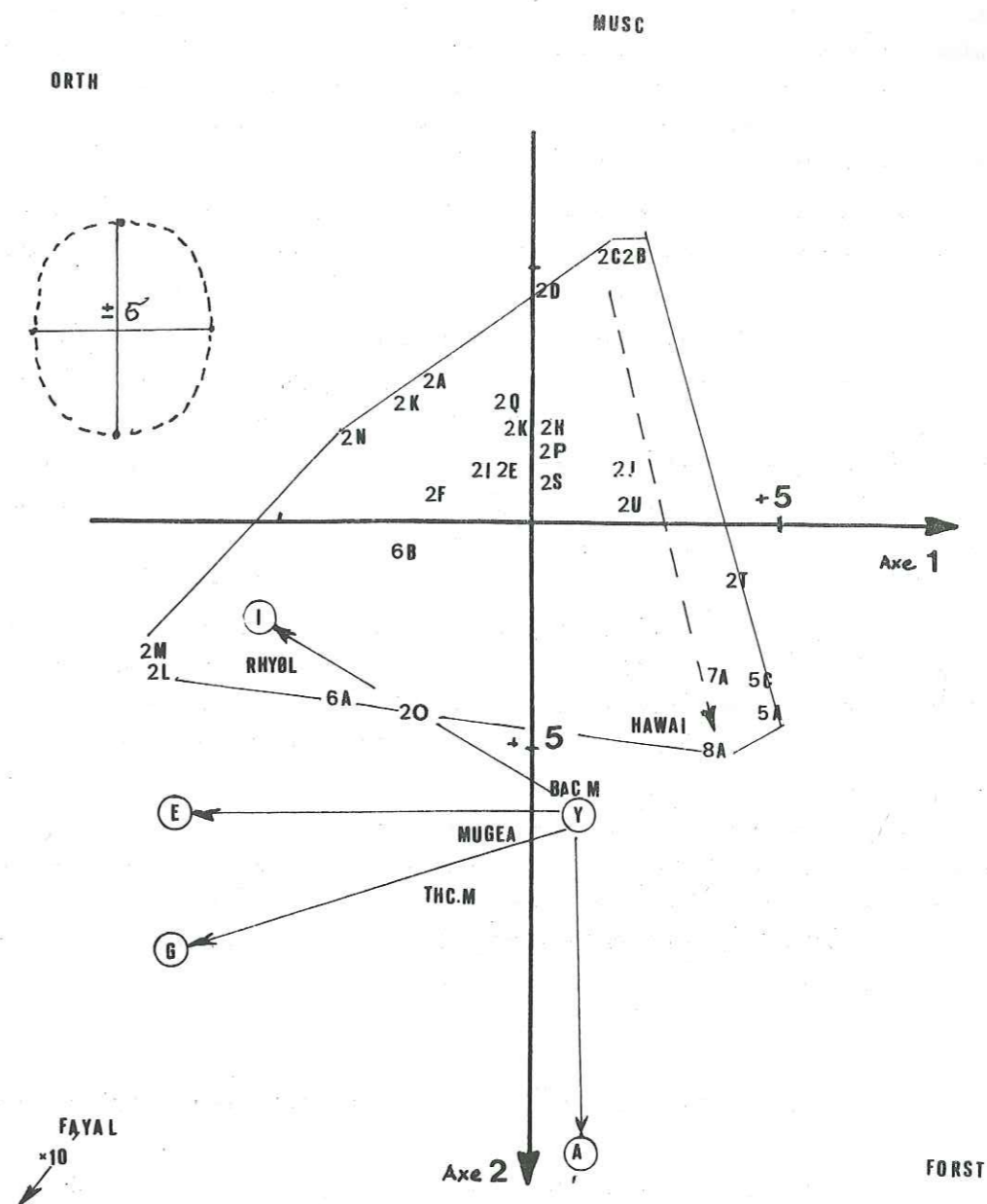


Figure 44 : Projection des échantillons du gisement de Combe-Bonne parallèlement à la carbonatation, la chloritisation et l'albitisation, plan des axes 1 et 2. La figure est complémentaire de la figure 42. La polarité entre la base et le sommet de la coulée est toujours sensible. Le phénomène est donc indépendant des mécanismes d'altération, sur cette projection sélective de la spilitisation.  
- Les abréviations sont celles utilisées pour les compositions des annexes 2 et 3.

La polarité du gisement vis-à-vis de l'enrichissement potassique est aussi caractéristique. La base de la 2<sup>e</sup> coulée (éch. 2A, 2B, 2C et 2D) est beaucoup plus potassique que son sommet (éch. 2S, 2T, 2U), et dans l'ensemble, les coulées supérieures restent plus conformes aux compositions basaltiques alcalines (coulées 5, 7 et 8). Cette polarité est parallèle à celle

qui a été mise en évidence sur la figure 42. Les deux plans de représentation des figures 42 et 44 ont cependant été conçus pour visualiser des dispersions indépendantes les unes des autres bien que les contraintes de construction ne soient pas rigoureusement identiques. La conformité de la polarité de l'enrichissement en K et de la concentration en feldspaths, dans le fractionnement, peut être interprétée dans différentes hypothèses.

1 - La nature du liquide silicaté était primitivement plus potassique que celle des magmas basaltiques alcalins communs. La précipitation directe de feldspaths potassiques peut être envisagée.

2 - L'enrichissement en K est secondaire et s'apparente à un phénomène de métasomatose, affectant la totalité de la séquence étudiée, ultérieurement à sa cristallisation complète. Les faciès originellement plus riches en plagioclase absorberont plus de potassium.

3 - Comme variante de l'hypothèse 2, on suppose une percolation per-ascensum de fluides minéralisateurs. Des conditions locales de perméabilité dans les niveaux volcano-sédimentaires intercalés à la base de la 2<sup>e</sup> coulée et la texture fluidale, finement litée, de la semelle de cette coulée, permettent d'envisager une altération préférentielle de la base de la séquence.

Sans anticiper sur la discussion relative à ces trois hypothèses, on peut toutefois préciser que la morphologie de sanidine de quelques cristaux de feldspaths alcalins devrait inciter à considérer l'éventualité 1 comme plausible, alors que l'abondance de phénomènes de séricitisation des feldspaths et leur distribution dans la première coulée donnent plus de crédit à la troisième possibilité.

On retiendra surtout que les méthodes graphiques utilisées mettent en évidence une polarité chimique dans le gisement de Combe-Bonne, indépendante des tendances liées à la paragenèse spilitique. Sa compréhension et l'hypothèse qui sera retenue, seront déterminantes dans l'interprétation du caractère hyperpotassique de près du tiers des gisements effusifs spilitiques triasiques du Massif des Ecrins-Pelvoux.

## B - LE GISEMENT CALCO-SODIQUE DE LA ROUTE (cf. coupe synthétique sur planche h.t.)

Ce gisement est situé en bordure SE du massif (cf. planche hors texte), à quelques km de la cheminée volcanique de l'Aiguille Fourchée. Il comporte (Aumaître et Buffet, 1973, p. 66-74) un empilement sur plus de 250 m de très nombreuses coulées avec intercalations de niveaux volcano-sédimentaires variés mais où l'influence marine est pratiquement nulle. Dans la partie supérieure de la séquence, les coulées, probablement sub-aériennes, ne sont plus séparées par des sédiments et donnent l'impression de masses volcaniques très importantes de plusieurs dizaines de m d'épaisseur. Ces dernières n'ont pas dans l'ensemble été détaillées.

On trouvera dans le tableau 21 en colonne 4, les teneurs moyennes de ce gisement.

Dans l'ACPN des éléments majeurs seuls (tableau 18) 4 facteurs prennent en compte 88 % des variations totales. Avec 7 % le quatrième facteur traduit des variations à peine 2 fois plus importantes que les écarts analytiques.

Le facteur 1 est très important. A lui seul il prend en compte près de la moitié des va-

riations chimiques significatives. On y reconnaît, d'après les coefficients factorisés bruts ou transformés, le rôle joué par les fortes teneurs en calcite. Comme dans le gisement de Combe-Bonne, une part de MnO et de K<sub>2</sub>O suit la calcitisation. Le nombre d'atomes de K impliqués, relativement à ceux de C et de Ca, devient assez faible consécutivement à une diminution d'abondance et de variance. Le partage d'une fraction de K<sub>2</sub>O, qui montre une évolution parallèle à celle de la carbonatation, mais plus limitée que dans le gisement précédemment décrit, reste cependant sensible. Le cas de MnO est différent. L'abondance de cet élément en trace est près de 100 fois inférieure à celle de Ca. Compte-tenu de la précision des calculs, son rôle d'accompagnateur de Ca ne peut être apprécié correctement en nombre d'atomes.

FONCTION 1		FONCTION 2		FONCTION 3		FONCTION 4	
SiO2	+0.051 *	SiO2	-0.125 *	SiO2	-0.054 *	SiO2	+0.015
Al2O3	+0.257 *	Al2O3	-0.142 *	Al2O3	+0.020 *	Al2O3	-0.147
Fe2O3	+0.161 *	Fe2O3	+0.110 *	Fe2O3	+0.096 *	Fe2O3	+0.652
MnO	-1.085 *	MnO	-3.441 *	MnO	-7.416 *	MnO	+7.741
MgO	+0.095 *	MgO	+0.227 *	MgO	-0.001 *	MgO	-0.094
CaO	-0.129 *	CaO	+0.010 *	CaO	+0.003 *	CaO	-0.022
Na2O	+0.171 *	Na2O	-0.336 *	Na2O	-0.502 *	Na2O	+0.021
K2O	-0.140 *	K2O	-0.286 *	K2O	-0.766 *	K2O	+0.041
TiO2	+0.759 *	TiO2	-1.112 *	TiO2	+1.760 *	TiO2	-0.573
H2O	+0.273 *	H2O	+0.525 *	H2O	+0.000 *	H2O	-0.107
CO2	-0.157 *	CO2	+0.010 *	CO2	-0.017 *	CO2	-0.027
CONST	-10.221 *	CONST	+6.883 *	CONST	-0.722 *	CONST	-3.575

TABLEAU DES COEFFICIENTS FACTORIELS

F1		F2		F3		F4	
CO2	-98(.96) *	SiO2	-63(.40) *	Na2O	-64(.41) *	Al2O3	-21(.04)
CaO	-97(.94) *	Na2O	-56(.32) *	MnO	-29(.08) *	MgO	-19(.04)
MnO	-76(.58) *	TiO2	-44(.20) *	SiO2	-21(.04) *	TiO2	-13(.02)
K2O	-26(.07) *	K2O	-40(.16) *	CO2	-06(.00) *	H2O	-09(.01)
Na2O	+39(.15) *	Al2O3	-36(.13) *	MgO	-00(.00) *	CaO	-07(.00)
TiO2	+41(.17) *	MnO	-18(.03) *	H2O	+00(.00) *	CO2	-06(.00)
MgO	+47(.22) *	CO2	+03(.00) *	CaO	+01(.00) *	Na2O	+02(.00)
Fe2O3	+48(.23) *	CaO	+03(.00) *	Al2O3	+04(.00) *	K2O	+03(.00)
H2O	+56(.31) *	Fe2O3	+25(.06) *	Fe2O3	+16(.03) *	SiO2	+04(.00)
SiO2	+62(.38) *	H2O	+80(.63) *	TiO2	+53(.28) *	MnO	+22(.05)
Al2O3	+87(.75) *	MgO	+84(.70) *	K2O	+82(.67) *	Fe2O3	+81(.65)
VP1	4.76 (43%) *	VP2	2.63 (24%) *	VP3	-1.52 (14%) *	VP4	0.82 (7%)
COMMUNAUTÉS CUMULÉES							
SiO2	(.83) *	Al2O3	(.92) *	Fe2O3	(.97) *	MnO	(.74) *
CaO	(.94) *	Na2O	(.83) *	K2O	(.90) *	TiO2	(.66) *
CO2	(.87) *			H2O	(.95) *		

COEFFICIENTS FACTORIELS TRANSFORMÉS

F1		F2		F3		F4	
C	-64 *	SI	-33 *	NA	-21 *	MG	-11 *
CA	-59 *	NA	-19 *	SI	-11 *	H	-9 *
K	-5 *	AL	-11 *	C	-4 *	AL	-6 *
MN	-0 *	K	-7 *	MG	-0 *	CA	-4 *
TI	+1 *	TI	-1 *	MN	-0 *	C	-4 *
FE3	+8 *	MN	-0 *	H	+0 *	TI	-0 *
NA	+13 *	C	+3 *	CA	+1 *	MN	+0 *
AL	+26 *	CA	+3 *	AL	+1 *	K	+1 *
MG	+27 *	FE3	+4 *	TI	+2 *	NA	+1 *
SI	+32 *	MG	+48 *	FE3	+3 *	SI	+2 *
H	+58 *	H	+83 *	K	+15 *	FE3	+14 *

Tableau 18 : ACPN du gisement de la Route.

- tableau des fonctions utilisables pour calculer directement la position d'une composition donnée en oxyde, sur un axe.
- projection des variables (+ un écart type) et communauté de celle-ci avec chacun des axes, ou cumulées sur l'espace factoriel principal à 4 dimensions (88 % des variations chimiques).
- conversion du tableau B en nombre d'atomes selon la formule donnée en légende du tableau 14.

A l'opposé des éléments qui caractérisent les termes carbonatés, on observe un comportement prédominant de la perte au feu non carbonique qui accompagne les principaux éléments constitutifs des minéraux silicatés des laves basaltiques. L'opposition globale de l'ensemble de ces éléments à la carbonatation souligne aussi bien une simple dilution de la roche silicatée dans la calcite qu'une carbonatation sélective, observée au microscope, de certains phénocristaux de plagioclase de la trame feldspathique. Diverses combinaisons de minéraux impliquant l'albite (Si, Na, Al), la chlorite (Mg, Fe, Al, H) et un mica (Fe, Mg, Al, K, H) sont envisageables pour interpréter les nombres d'atomes obtenus sur la colonne F1 du tableau 18c. Elles nécessitent toutefois des hypothèses difficilement vérifiables sur la stoechiométrie des minéraux hydroxydés mis en cause. Le grand nombre de combinaisons possibles ne permet pas d'approfondir ce raisonnement. De plus le nombre réduit d'échantillons analysés n'autorise pas à considérer comme stables les corrélations partielles. Il n'en reste pas moins que la contribution de  $K_2O$ , à côté de celles de  $CO_2$  et CaO, suggère, avec une relative probabilité, la participation d'un mica dans le processus de carbonatation. La dilution dans la calcite ne consiste pas uniquement en un simple remplissage de pores et de fissures mais accompagne, au niveau de l'altération de certains phénocristaux de plagioclase, une intense séricitisation.

Le facteur 2 représente 24 % des variations chimiques totales. Les variables transformées évoquent assez nettement la stoechiométrie d'un feldspath alcalin, plus sodique que potassique, qui s'oppose à un minéral ferro-magnésien hydraté, plus magnésien que ferrifère. Comme dans l'exemple précédent, cette opposition résulte vraisemblablement d'une différenciation magmatique par fractionnement.

Le facteur 3 ne traduit plus que 14 % des variations chimiques brutes des 16 échantillons analysés. Il pourrait suggérer qu'une fraction d'albite soit substituée par un mica potassique sans qu' $Al_2O_3$  soit mobilisé.

Le facteur 4 souligne un comportement de  $Fe_2O_3$  qui s'oppose, en nombre d'atome égal, à MgO. Bien que l'amplitude de cette variabilité soit à peine supérieure au double de celle de la dispersion analytique, la projection des échantillons sur l'axe 4 (tableau 19) montre que la contribution au facteur 4, des spécimens les plus extrêmes, est nettement significative.

Ainsi, les deux compositions les plus extrêmes sur l'axe 4 (figure 45), SR5Y et SR7F marquent respectivement l'influence d'un lessivage hydrothermal le long d'une faille minéralisée (tendance négative alumino-magnésienne) et le chimisme d'un faciès doléritique très compact, largement cristallisé en structure subophitique (tendance positive ferrifère). Cette tendance ferro-magnésienne apparaît donc indépendamment de celle visualisée sur l'axe 2.

#### Deux tendances magnésiennes ?

Le faciès magnésien SR5Y, discriminé par le facteur 4, présente une teneur nettement surbordonnée à celle de l'échantillon SR7C qui donne la plus forte projection positive sur l'axe 2. Ce dernier faciès, avec 14.61 % de MgO et 6.91 de  $H_2O$ , caractérise la semelle vitreuse et très laminée de la 7e coulée. Sur l'axe 2 il s'oppose à des compositions où la teneur en alumine, supérieure à la moyenne, marque un enrichissement feldspathique relatif. Au contraire, dans le facteur 4 la tendance magnésienne s'accompagne des plus fortes valeurs alumineuses.

Le facteur 2 marque donc une concentration ferro-magnésienne opposée à un enrichissement

feldspathique alors que le facteur 4 traduit l'effet d'un lessivage où l'enrichissement relatif en Mg et Al correspond davantage à un départ des autres éléments qu'à une concentration réelle. L'un mettrait en évidence un fractionnement, alors que l'autre soulignerait une altération.

Dans l'hypothèse du fractionnement la non contribution de CaO au pôle magnésien n'exclut pas totalement la possibilité de précipitation d'un pyroxène calcique. Une telle éventualité, peu probable à cause de l'absence de relique d'augite, reste cependant compatible avec le résultat du calcul si on imagine une remobilisation totale de CaO au cours de l'altération postérieure, ou même un partage équilibré de CaO entre le clinopyroxène qui précipite et le plagioclase du liquide surnageant.

#### PROJECTION DES ECHANTILLONS

NOM	PROJ ( COS ;CONT)			
	AXE 1	AXE 2	AXE 3	AXE 4
SR*1M	-0.83(+0.42; 0.1)	+0.52(+0.26; 0.1)	-0.48(-0.24; 0.2)	-0.46(-0.23; 0.3)
SR*2E	+0.23(+0.14; 0.0)	+0.56(+0.35; 0.1)	+1.24(+0.77; 1.0)	-0.12(-0.08; 0.0)
SR*3E	-1.17(-0.47; 0.3)	+0.88(+0.35; 0.3)	+1.62(+0.65; 1.7)	+0.96(+0.39; 1.1)
SR*4B	-2.41(-0.90; 1.2)	+0.46(+0.17; 0.1)	+0.41(+0.15; 0.1)	-0.17(-0.06; 0.0)
SR*4E	-0.22(-0.13; 0.0)	+0.69(+0.40; 0.2)	-0.06(-0.03; 0.0)	-0.60(-0.34; 0.5)
SR*4G	+1.79(+0.59; 0.7)	-1.65(-0.54; 1.0)	-0.43(-0.14; 0.1)	-1.14(-0.37; 1.6)
SR*5B	+0.71(+0.23; 0.1)	-1.77(-0.59; 1.2)	-1.65(-0.55; 1.8)	-0.95(-0.32; 1.1)
SR*5Y	+0.26(+0.09; 0.0)	-0.51(-0.18; 0.1)	+1.88(+0.67; 2.3)	-1.73(-0.62; 3.7)
SR*6D	-0.67(-0.18; 0.1)	-2.84(-0.77; 3.1)	+1.16(+0.31; 0.9)	+0.77(+0.21; 0.7)
SR*6E	+1.65(+0.74; 0.6)	-0.92(-0.41; 0.3)	-0.92(-0.41; 0.6)	-0.25(-0.11; 0.1)
SR*7B	-0.41(-0.23; 0.0)	-0.13(-0.07; 0.0)	-1.34(-0.74; 1.2)	+0.51(+0.28; 0.3)
SR*7C	+2.44(+0.45; 1.3)	+4.59(+0.85; 8.0)	-0.53(-0.09; 0.2)	-0.32(-0.05; 0.1)
SR*7F	+2.68(+0.74; 1.5)	-0.78(-0.21; 0.2)	-1.33(-0.36; 1.2)	+1.76(+0.48; 3.8)
SR*7G	-6.31(-0.96; 8.4)	+0.53(+0.08; 0.1)	-1.45(-0.22; 1.4)	+0.17(+0.02; 0.0)
SR*8D	+0.59(+0.27; 0.1)	-0.12(-0.05; 0.0)	+1.87(+0.85; 2.3)	+0.83(+0.38; 0.9)
SR*8E	+1.67(+0.75; 0.6)	+0.49(+0.22; 0.1)	+0.02(+0.00; 0.0)	+0.74(+0.33; 0.7)
S01	+0.04(+0.08; 0.0)	-0.07(-0.14; 0.0)	-0.08(-0.18; 0.0)	+0.20(+0.42; 0.0)
S02	+0.28(+0.51; 0.0)	-0.24(-0.44; 0.0)	+0.02(+0.03; 0.0)	-0.22(-0.40; 0.1)
S03	+0.08(+0.15; 0.0)	-0.25(-0.48; 0.0)	-0.04(-0.08; 0.0)	-0.14(-0.27; 0.0)
S04	-0.05(-0.09; 0.0)	+0.00(+0.01; 0.0)	+0.11(+0.19; 0.0)	-0.09(-0.15; 0.0)
S05	+0.08(+0.10; 0.0)	-0.09(-0.11; 0.0)	+0.06(+0.07; 0.0)	-0.38(-0.48; 0.2)
S06	+0.05(+0.15; 0.0)	+0.07(+0.22; 0.0)	+0.01(+0.05; 0.0)	+0.16(+0.47; 0.0)
S07	+0.08(+0.16; 0.0)	+0.12(+0.23; 0.0)	+0.07(+0.14; 0.0)	+0.31(+0.61; 0.1)
S08	-0.23(-0.29; 0.0)	-0.01(-0.02; 0.0)	-0.31(-0.39; 0.1)	+0.18(+0.23; 0.0)
S09	-0.30(-0.34; 0.0)	+0.18(+0.21; 0.0)	-0.03(-0.03; 0.0)	+0.04(+0.05; 0.0)
S10	-0.11(-0.20; 0.0)	+0.34(+0.62; 0.0)	+0.04(+0.08; 0.0)	-0.13(-0.25; 0.0)
S11	+0.27(+0.31; 0.0)	-0.12(-0.13; 0.0)	-0.17(-0.19; 0.0)	+0.29(+0.33; 0.1)
S12	-0.20(-0.54; 0.0)	-0.00(-0.00; 0.0)	+0.13(+0.34; 0.0)	-0.15(-0.40; 0.0)
S13	+0.28(+0.47; 0.0)	+0.18(+0.30; 0.0)	-0.06(-0.11; 0.0)	+0.14(+0.24; 0.0)
S14	-0.04(-0.06; 0.0)	-0.10(-0.12; 0.0)	+0.19(+0.24; 0.0)	+0.38(+0.49; 0.2)
S15	+0.01(+0.01; 0.0)	-0.05(-0.06; 0.0)	+0.24(+0.30; 0.0)	-0.54(-0.69; 0.4)
S16	+0.23(+0.26; 0.0)	+0.11(+0.13; 0.0)	-0.06(-0.07; 0.0)	-0.26(-0.30; 0.1)

Tableau 19 : Projection des échantillons et des analyses simulant l'incertitude analytique dans l'espace factoriel des 4 premiers axes (88 % des variations chimiques) de la Route.

Pour chaque axe, sont donnés :

- la mesure de la projection de l'échantillon sur l'axe,
- le cosinus de l'angle que font le vecteur échantillon (origine au centre de gravité) et l'axe,
- la contribution, ou le poids relatif de l'échantillon sur l'axe.

S07 = simulation n°7, par rapport à la composition moyenne, et l'écart-type de l'erreur analytique.

A l'opposé d'un fractionnement gravitaire, le facteur 4 exprime une altération qui n'est pas sans rapport avec l'évolution mise en évidence sur l'axe 3. En effet, l'échantillon magnésien SR5Y marque aussi la plus forte tendance potassique sur l'axe 3. Inversement, l'échantillon SR7F, le plus ferrifère, est caractérisé aussi par un net enrichissement albitique. Cette relation, affichée par des échantillons dont le comportement se partage entre 2 facteurs théoriquement indépendants, est vraisemblablement la conséquence de la contrainte d'orthogonalité inadé-

quate. L'opposition traduit des différences dans la texture pétrographique de la lave. Les structures compactes poecilites du faciès subophitique sont réfractaires à une éventuelle hydrolyse, alors que les faciès où le verre est abondant, souvent finement fissurés, sont favorables à la percolation de fluides et à la fixation de K au cours de la dévitrification.

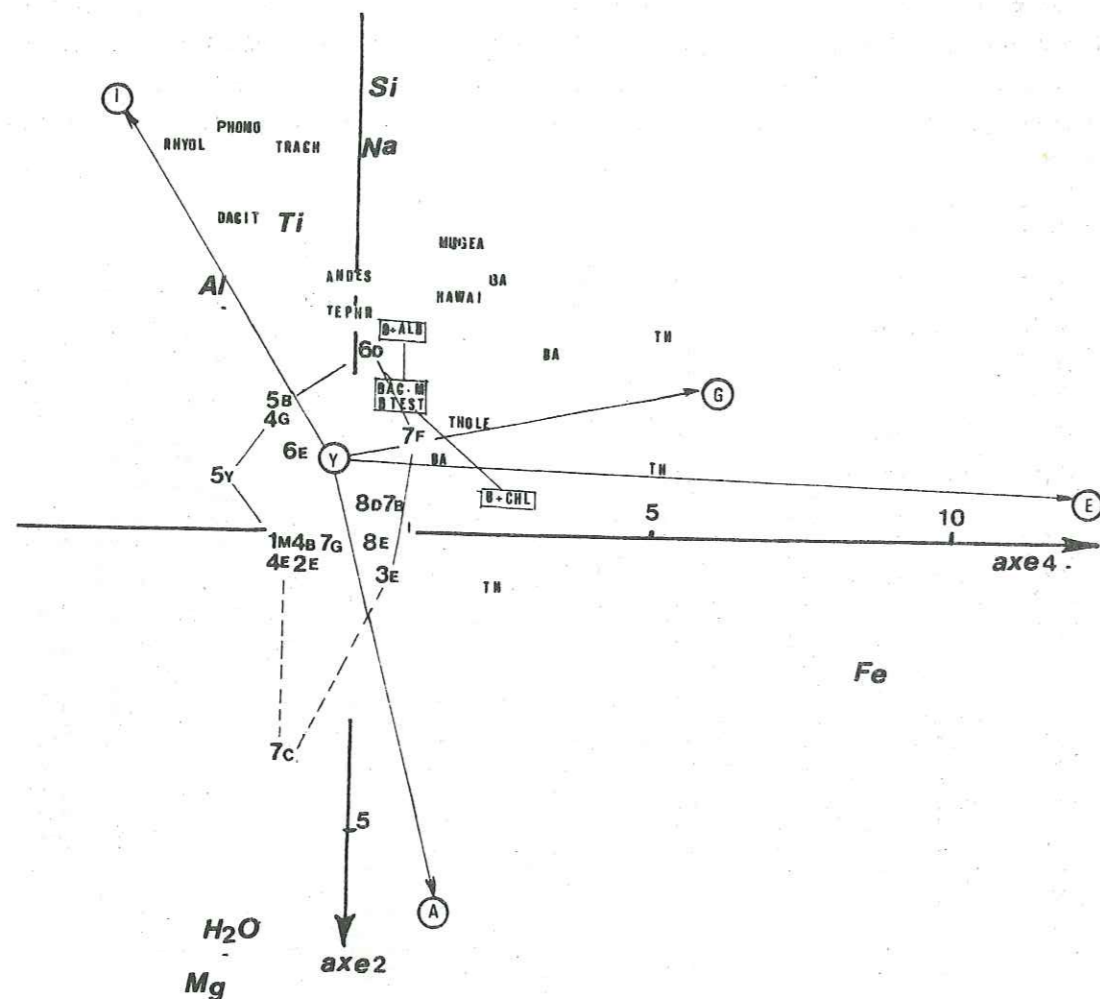


Figure 45 : ACPN de la Rouite. projection des échantillons et de quelques roches supplémentaires (fichier annexe 3) sur le plan des axes 2 et 4. La projection discrimine bien les différenciations type Skaergaard, acide (I), picritique (A), orthonolitique (E) et (G). Les effets de la spilitisation peuvent être contrôlés à partir de la composition moyenne du basalte alcalin (BAC.M) transformé par albitisation (B+ALB), chloritisation (B+CHL) et combinaison des deux (BTEST) (cf. tableau 16) pour les échantillons de la Rouite le chiffre représente le n° de la coulée et la lettre l'ordre du bas vers le haut dans la coulée (A,B...). Analyses cf. annexe 4.

La projection sur le plan des axes 2 et 4 est donc intéressante pour lire le partage de Fe et Mg entre un mécanisme de différenciation magmatique et un mécanisme d'altération, postérieur à la cristallisation de la lave. Cette projection souligne aussi de manière remarquable les deux évolutions principales du Skaergaard.

- Parallèlement à l'axe 2 s'opposent les liquides de leucogabbro (I) à la composition picriti-

que (A), opposition classiquement interprétée (Wager et Mitchell, 1951) comme le résultat d'un fractionnement d'olivine à partir d'un liquide initial Y.

- Parallèlement à l'axe 4 c'est l'évolution vers les ferrogabbros G ou E qui est discriminée.

Il faut rappeler que cette projection insensible à la carbonatation (facteur 1) et à l'enrichissement potassique (facteur 3) est aussi très peu sensible à l'albitisation. En effet, la simulation de l'albitisation à volume constant du plagioclase d'un basalte alcalin continental moyen provoque une translation inférieure à 1 unité graphique, amenant la composition calculée en superposition avec la moyenne des compositions de basaltes alcalins océaniques (selon la partition de Manson, 1967). On remarque aussi que la combinaison albitisation-chloritisation ramène la projection BTEST tout près de son origine BAC.M.

La figure est donc idéale pour tester, indépendamment de tout effet chimique spilitique majeur, la parenté magmatique des compositions de la Rouite, même si la figure n'est pas, comme la projection R1 R2 de De La Roche et al. (1980), la plus discriminante des souches basaltiques non altérées.

Le handicap à cet égard est d'ailleurs relatif puisque, contrairement à la projection R1 R2 qui sépare les séries alcalines des séries calco-alcalines et tholéiitiques en un faisceau divergent pour les différenciés acides, la projection A2, A4 (figure 45) de la Rouite sépare davantage les termes basiques de chaque souche alors que les termes acides se chevauchent au pôle rhyolitique. Ces termes acides n'étant pas présents dans la séquence étudiée on conviendra que la figure 45 est donc tout à fait adaptée pour répondre à la question posée.

- L'étalement des compositions de la Rouite, sur plus de 7 unités, parallèlement à l'axe 2, montre l'effet d'un fractionnement manifeste. La tendance picritique, mieux développée, semble exclure, comme cela a été évoqué précédemment, un fractionnement d'augite.

- La faible amplitude, inférieure à 4 unités, de la projection sur l'axe 4 rend peu probable une évolution vers des compositions de ferrogabbros, fait plus caractéristique des séries tholéiitiques ou calco-alcalines. Cette évolution est d'autant moins marquée que la différenciation majeure, visible à l'affleurement et discriminée selon cette direction géochimique, correspond à un lessivage hydrothermal qui contribue à écarter les compositions analysées dans une direction opposée aux évolutions habituelles des magmas basaltiques.

Ainsi, la figure 45 exprime, avec une probabilité bien supérieure à celle qui ressort des démarches conventionnelles, une parenté des roches spilitiques de la Rouite avec les basaltes alcalins. Elle met aussi en évidence une tendance picritique assez marquée, pour un certain nombre de faciès, mais sans polarité préférentielle à l'intérieur du gisement. La séquence de la Rouite affiche une signature de caractères magmatiques différents de ceux de la séquence potassique de Combe-Bonne où, en plus d'une polarité inverse vis-à-vis d'un fractionnement gravitaire, une différenciation s'exprime vers les hawaïtes et peut-être même les mugéarites.

#### LES ELEMENTS EN TRACES

La séquence de la Rouite est particulièrement utile pour suivre l'évolution des éléments en traces par rapport aux grandes tendances magmatiques et spilitiques. En effet c'est dans ce site que l'on relève les plus grosses anomalies en Li, Sr et Cu par rapport à l'ensemble des faciès effusifs du Pelvoux. Le comportement de Rb, est comme celui de Li, Sr et Cu, très différen-

cié entre les deux tendances ferromagnésiennes relevées précédemment (facteur 2 et facteur 4 des éléments majeurs).

La première tendance magnésienne, très hydratée dans le faciès SR7C, interprété comme picritique, détient le record des plus fortes teneurs en Li (254 ppm) et des plus faibles teneurs en Sr (18 ppm) enregistrées sur l'ensemble du Pelvoux. Il montre aussi la plus basse teneur en Rb (11 ppm) du gisement. En opposition sur cette même tendance, le faciès SR6D présente la plus basse teneur en Li (54 ppm) et la plus forte teneur en Rb (220 ppm) relevées dans la séquence de la Rouite. Ces teneurs sont à mettre en parallèle avec la présence d'une intense séricitisation du feldspath potassique qui existe tant en plages xénomorphes qu'en petites baguettes trapues (environ 2 mm) maclées Carlsbad et cohabitant avec des lattes plus petites (0.8 - 1 mm) d'andésine  $An_{30}$ . Ce faciès, potassique et riche en Rb, s'atténue rapidement dans la coulée puisque le faciès variolitique SR6E, immédiatement sus-jacent, retombe dans des teneurs moyennes, y compris pour le  $CO_2$ , en dépit de larges et abondantes amygdales de carbonate. En compensation, l'enrichissement en Li y devient très sensible (182 ppm).

La seconde tendance magnésienne, hydratée elle aussi, n'est pas, comme on l'a vu précédemment, tout à fait étrangère aux concentrations en  $K_2O$ . L'échantillon potassique et magnésien SR5Y affiche un rapport K/Rb de 150, légèrement supérieur à la moyenne du gisement ( $m = 139$ ,  $\sigma = 17$ ,  $n = 15$ , si l'échantillon SR8E est exclu, à cause de sa valeur très anormale de 594). La teneur en Li reste dans la moyenne du gisement (154 ppm) et, dans ce faciès lessivé, la teneur en Cu est inférieure à la limite de détection de 10 ppm.

En revanche, la teneur en Cu devient franchement anormale (658 ppm) dans le faciès ferrifère SR7F, opposé à la composition SR5Y sur l'axe 4. Ces comportements caractérisent assez bien les migrations hydrothermales. D'un côté l'hydrolyse et le lessivage induisent, parallèlement à une sensible concentration relative en  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$ , consécutive au départ d'autres éléments, un enrichissement net mais modéré en  $K_2O$  et Rb. En contrepartie, des minéralisations et des concentrations anormales d'éléments métalliques concordent avec l'observation, sur le terrain, de développements sulfurés. Ces comportements sont conformes à ce que l'on connaît dans certaines altérations précoces et de température relativement élevée ( $T > 350^\circ C$ ) des systèmes de type "porphyry copper" (telle l'altération potassique en un seul épisode) de R.P. Taylor et Fryer (1980). Celle-ci pourrait être traduite sur le facteur 4 de l'ACP de la Rouite.

### C - BILAN DE LA VARIABILITE CHIMIQUE A L'ECHELLE DE LA SEQUENCE VOLCANIQUE

Comme à l'échelle de la coulée, les variations chimiques les plus importantes sont liées à un mécanisme de dilution dans le carbonate. Son rôle est sensiblement plus variable à l'intérieur de la séquence que d'une séquence à l'autre. En première approximation la nature magnésienne du carbonate peut être négligée, mais en réalité, surtout dans le gisement de type potassique, on doit considérer que plus le carbonate est abondant et plus son caractère dolomitique s'atténue. La contribution de  $MgO$ , dans ce mécanisme de carbonatation, traduit aussi une corrélation négative entre la teneur, ou le caractère magnésien de la chlorite et la teneur en calcite. La contribution de  $K_2O$ , à côté de la calcite, rend compte d'une séricitisation intense des felds-

paths, qui dans le gisement hyperpotassique surtout, va de pair avec un envahissement de la trame feldspathique jusqu'à l'intérieur des cristaux, par un carbonate jaunâtre, du fait de son étroite association au mica.

Ainsi, le facteur carbonatation ne traduit pas une simple dilution, mais les variations qu'il met en évidence, font intervenir d'autres phases minérales que la calcite et la dolomite, principalement des phyllites.

Même si la dépendance partielle, entre l'évolution silicatée et la carbonatation mise en évidence à l'échelle de la coulée, s'atténue quelque peu et s'exprime davantage à l'échelle de la séquence volcanique par des liaisons avec des minéraux d'altération d'une roche basaltique bien structurée, on peut encore supposer une antécédence chimique, un milieu plus favorable, au développement du carbonate. Certes, la texture scoriacée d'un échantillon paraît une justification suffisante de l'accumulation de carbonate. Mais en plus du fait que ce ne sont pas forcément ces structures qui sont les plus riches en carbonate qui, lorsqu'ils auront comblé les sites disponibles, pourront quitter le système, la présence de pustules et d'amygdales calcitiques ne justifie pas à elle seule les liaisons et relations chimiques avec des minéraux magnésiens et potassiques. Si les phyllites exprimaient, à la manière d'un métamorphisme isochimique, seulement un nouvel état d'équilibre avec un fluide hydrothermal et carboné, on comprendrait mal la corrélation négative de Ca avec des éléments, qui comme Al, sont jugés inertes dans ce type d'altération.

Le second caractère dominant, susceptible d'oblitérer un chimisme initial de basalte alcalin, est attribuable à une intense séricitisation. Parfois associée à l'échelle du minéral, au remplacement du plagioclase par de la calcite et de la chlorite, la séricitisation (muscovitisation) donne un effet non isochimique, par rapport à une composition de basalte alcalin normal, marqué par un enrichissement important en  $K_2O$  et Rb, mais aussi en  $TiO_2$  et  $Fe_2O_3$ . Cet effet, lorsqu'il est bien exprimé, vient en opposition des plus fortes teneurs en  $Na_2O$ , lesquelles restent toutefois compatibles avec celles des roches basaltiques apparentées.

Enfin, les méthodes utilisées permettent des comparaisons de parenté magmatique assez rigoureuses. En sélectionnant les projections sélectives ou factorielles qui neutralisent les transformations chimiques accompagnées, comme dans la muscovitisation d'apports et de départs d'éléments non rigoureusement compensés, ou comme dans la carbonatation d'une dilution de la composition chimique initiale, on s'affranchit des effets de la spilitisation quelle que soit leur cause. La méthode est plus rigoureuse en ce sens qu'elle autorise, sur chaque cas considéré, le contrôle de l'information non pris en compte.

Ainsi, non seulement celles-ci confirment les conclusions de l'étude pétrographique et chimico-minéralogique, mais elles permettent de préciser ces nuances. Dans le gisement potassique de Combe-Bonne, la moyenne des compositions du liquide basaltique atteint celle de l'hawaïte, terme légèrement différencié des basaltes alcalins. Elle est obtenue par un fractionnement vraisemblable de l'olivine et peut-être même de l'orthopyroxène (figure 42) si l'on se réfère à la corrélation de l'hyperstène (HYPER) plutôt que l'augite (AUGIT) avec l'axe "différenciation" déterminé par les échantillons du gisement potassique test. L'effet de différenciation montre une polarité inverse, dans la séquence totale comme dans la 2<sup>e</sup> coulée très épaisse où la fin de l'émission recouvre les premières phases. Celle-ci pourrait s'expliquer par une relation avec un réservoir magmatique de dimensions limitées et dont la vidange, assez régulière, n'a pas donné

lieu à des répétitions rythmiques.

Dans le gisement moins potassique de la Rouite le liquide basaltique émis reste toujours très basique et certaines compositions évoquent même une différenciation picritique explicable par une accumulation relative d'olivine. L'ensemble de la séquence, qui n'affiche aucune polarité, peut évoquer des différenciations in situ, postérieures à l'épanchement. L'ensemble de la séquence, fortement oblitérée par une hydrothermalisation qui provoque quelques distorsions chimiques, peut exagérer le caractère picritique de la différenciation. Des minéralisations locales provoquent aussi une amorce de différenciation hortonolitique qui semble purement accidentelle.

Sur le plan méthodologique, ces exemples prouvent aussi qu'il est possible d'utiliser avec succès, même sur un nombre limité d'analyses, les propriétés graphiques de l'analyse statistique. La condition est de ne pas en attendre la généralisation à d'autres cas (aspect prévisionnel de l'ACPN) des comportements observés. Mais, en utilisant tout un ensemble de compositions tests, bien choisies pour exprimer les diverses éventualités possibles, la méthode, y compris en utilisant des projections sélectives lorsque cela est nécessaire, peut apporter une aide appréciable dans le dépouillement géochimique d'ensembles polyphasés. Ainsi, grâce à ce type de calcul, les variations imputables à des mécanismes magmatiques purs ont été visualisés, *indépendamment* des variations provoquées par les déstabilisations et recristallisations hydrothermales.

### III - VARIABILITE DES FACIES EFFUSIFS A L'ECHELLE DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

Par le choix de présenter deux séquences géographiquement distinctes et affichant des caractères différents, la possibilité de variations à l'échelle du massif a été évoquée. La séquence de Combe-Bonne et la séquence de la Rouite, qui présentent tour à tour des caractères potassiques et des caractères plus calco-sodiques, ne sont pas pour autant des types extrêmes. Une autre démarche géochimique devrait donc être tentée pour caractériser d'éventuelles tendances régionales.

Tout d'abord différents tests de classification automatique, recouvrant divers procédés de l'Analyse des Grappes, ont été utilisés. Ensuite, compte tenu de ces premiers résultats, qui suggèrent une bonne cohésion des compositions chimiques au sein des gisements, l'Analyse discriminante se montre tout à fait adaptée pour mettre en évidence de grandes évolutions entre gisements.

Le recours à ces méthodes était nécessaire. En effet, il est pratiquement impossible, même au prix d'une étude minéralogique fine et systématique, de prévoir sans le recours à la chimie, les tendances géographiques qui seront soulignées par l'analyse statistique. Même sur les teneurs chimiques, il serait vain de chercher, intuitivement, des fonctions de teneur qui soulignent telle ressemblance ou telle dissemblance entre gisements. Les seuls caractères que l'on peut connaître, a priori, sont une très forte anomalie positive de  $K_2O$  et Rb dans les gisements du secteur Rochail-Villard Notre-Dame, ainsi que la présence d'une intense séricitisation qui semble aller de pair avec le développement de phénocristaux de mica et l'absence de reliques de pyroxène. Au contraire dans les gisements de Prés-Clos et de Beauvin, la présence d'augite titanifère relique n'est pas une exception. En dehors de ces traits importants tout autre critère de classification,

structure pétrographique, nature des sédiments contemporains du volcanisme, épaisseur et nombre de coulées, se révèle inadapté pour caractériser un gisement par rapport aux autres.

### A - L'ANALYSE DES GRAPPES

Parmi les procédés de regroupement essayés : méthode centroïde, méthode de la moyenne des groupes, méthode médiane, méthode du voisin le plus éloigné\*, la dernière méthode corrige assez bien l'effet dissymétrique général de l'analyse des grappes inter-échantillons en géologie. En effet les résultats non présentés montrent qu'après avoir associé les individus qui se ressemblent bien, le calcul dans la plupart des cas rejette isolément avec des coefficients de similitude, qui se dégradent rapidement, les individus dissemblables, y compris ceux qui pourraient représenter divers degrés d'une même évolution. La méthode retenue dans cette représentation ne trouve toutefois pas de justification mathématique précise. Comme elle est plus utilisée à titre d'illustration que pour son aspect spécifique de classification, il n'a pas été jugé utile de préciser l'aspect méthodologique propre.

L'analyse montre d'emblée, pour des coefficients de similitude meilleurs que 0.85 (figure 46), des regroupements d'échantillons par gisements. Certes le classement n'est pas parfait, mais on peut globalement, de la gauche vers la droite, lire les associations suivantes : série MU7 (col d'Huretières), série SR5 (Rouite), série VJ2 (affleurements du secteur Rochail-Villard-Notre Dame) (cf. localisation sur planche hors texte). L'examen détaillé des compositions, isolées de leur gisement d'origine et qui viennent s'intercaler dans une autre série, mérite toute l'attention. Ainsi les échantillons PM 61 E, PM 61 Q et PM 61 F viennent se confondre dans la série VJ2. Pourtant aucun élément chimique isolé ne justifie ce classement (cf. tableau 20). L'échantillon PM 61 E est le plus potassique (6.77 %  $K_2O$ ) du gisement de Vallon-Long comme la série VJ, mais les échantillons PM 61 F et PM 61 Q sont essentiellement sodiques ( $Na_2O > 5.48\%$ ) et très peu potassiques ( $K_2O > 1\%$ ). En première approximation on considère que la partie droite du dendrogramme regroupe des échantillons aux teneurs élevées en alcalis, mais cela ne signifie pas forcément que les échantillons de la partie gauche soient particulièrement déficitaires en ces éléments. En aucun cas ce classement ne peut être prévu par un simple examen des données chimiques, ni même justifié facilement à posteriori par l'analyse du tableau reclassé.

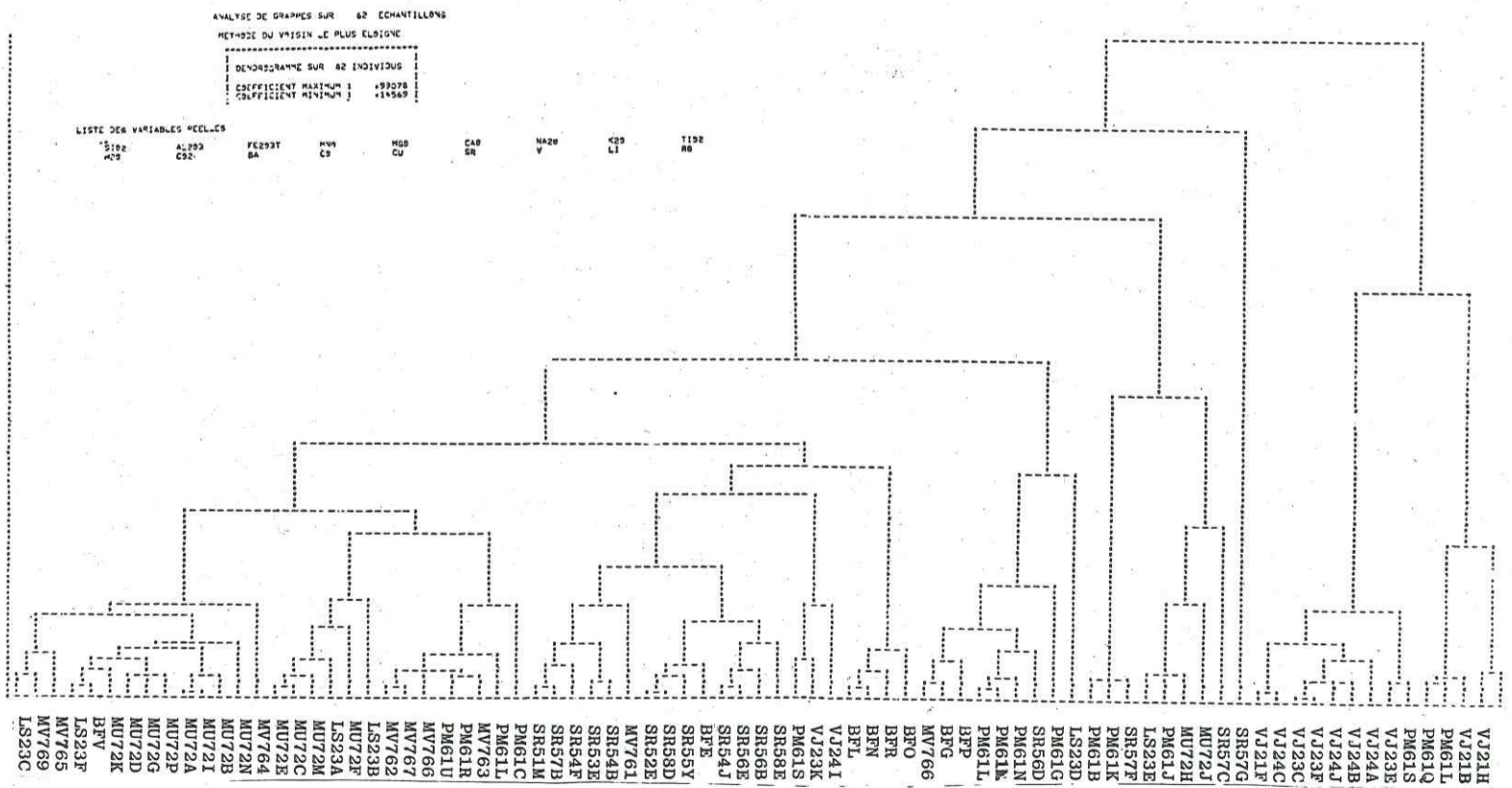
Il ne reste donc guère que la cohérence de certaines grappes élémentaires, par rapport aux lieux de prélèvement, pour justifier la valeur de la méthode.

Ce classement n'étant pourtant pas dû au hasard, les regroupements soulignent des ressemblances certaines, même si celles-ci ne sont pas d'une interprétation immédiate. Les échantillons LS 23 d'Oris-en-Rattier et les échantillons MV 76 du col de Pré-Clos restent mêlés à ceux du col d'Huretières (série MU 72). Cette imprécision est peut-être due au fait que ces trois gisements sont situés sur la bordure occidentale du massif. Ce secteur, le Beaumont, est caractérisé par un important développement des faciès schisteux au Lias (Aprahamian, 1968). Les gise-

\* Nomenclature selon le logiciel utilitaire du CRPG de Nancy, programmes P. Isnard. Pour une analyse plus approfondie des différences entre ces méthodes on se référera à P. Isnard et al. (1972) et P. Isnard (1981).

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Ba	Co	Cu	Sr	V	Li	Rb
LS23E	42.60	16.60	15.20	.07	7.27	3.10	4.83	.80	2.06	4.03	2.15	99.00	53.00	23.00	127.00	206.00	82.00	20
PM61U	45.10	16.00	15.53	.13	6.90	2.73	4.84	.72	2.44	3.93	.20	115.00	58.00	25.00	182.00	242.00	62.00	44
MU72H	48.80	16.65	11.26	.08	8.52	.85	4.87	.62	1.83	4.80	.56	99.00	40.00	269.00	265.00	235.00	88.00	41
MU72J	43.40	16.30	8.90	.06	8.64	1.38	4.79	.56	1.64	12.21	1.40	60.00	49.00	128.00	281.00	169.00	92.00	4
SR 57C	41.80	15.70	10.96	.11	14.61	2.74	2.24	.18	1.66	6.91	1.75	109.00	91.00	10.00	18.00	228.00	254.00	41
SR 57G	36.70	11.40	8.54	.22	5.48	16.69	3.27	.97	1.67	2.64	13.06	10.00	46.00	29.00	160.00	71.00	110.00	72
VJ 21F	50.38	18.25	9.57	.02	2.91	.40	.14	10.42	1.70	2.68	.20	265.00	10.00	10.00	51.00	183.00	87.00	552
VJ 24C	50.21	18.16	10.49	.02	4.04	.44	.83	9.21	1.62	2.97	.27	435.00	24.00	10.00	54.00	184.00	102.00	428
VJ 23C	48.29	17.37	8.22	.07	3.86	3.31	.39	9.57	1.79	3.58	2.10	508.00	11.00	14.00	83.00	111.00	101.00	448
VJ 23F	52.36	16.76	8.67	.04	3.33	2.16	.25	9.52	1.73	2.21	1.54	445.00	16.00	14.00	51.00	115.00	82.00	408
VJ 21J	49.60	17.39	8.54	.04	4.87	1.39	.53	9.28	1.69	2.87	1.00	348.00	23.00	105.00	108.00	117.00	97.00	520
VJ 24G	48.01	17.48	10.81	.05	4.62	2.17	.22	8.85	1.74	3.01	1.54	447.00	12.00	13.00	51.00	87.00	109.00	330
VJ 24A	47.59	18.66	10.33	.03	6.87	.35	1.04	8.01	1.77	4.04	.20	403.00	36.00	10.00	64.00	133.00	151.00	335
VJ 23E	44.45	16.92	15.25	.06	4.16	2.94	.30	8.41	1.54	2.59	2.02	348.00	17.00	10.00	123.00	104.00	106.00	300
VJ 24E	45.97	16.66	14.09	.04	4.43	1.49	.30	8.95	1.66	3.35	.87	349.00	27.00	10.00	48.00	171.00	114.00	432
PM61F	50.50	16.20	12.21	.11	4.36	3.39	6.44	.82	2.05	2.21	.88	131.00	46.00	33.00	281.00	198.00	52.00	48
PM61G	48.30	15.95	11.63	.12	7.78	2.79	5.48	.91	2.25	3.43	.47	115.00	53.00	23.00	163.00	206.00	68.00	49
PM61E	49.00	16.60	8.39	.11	6.91	4.10	.22	6.77	1.37	4.07	.57	1573.00	29.00	15.00	362.00	147.00	60.00	266
VJ 21B	47.63	16.29	6.42	.04	1.87	6.97	.50	9.34	1.60	2.31	5.20	276.00	13.00	36.00	89.00	190.00	71.00	460
VJ 21H	45.64	17.51	5.63	.03	3.59	4.28	.10	8.97	1.64	3.68	3.16	242.00	14.00	35.00	55.00	131.00	105.00	570

**Tableau 20** : Reclassement des données selon le résultat de l'Analyse des Grappes (partiel) (méthode du voisin le plus éloigné, programme P. Isnard, CRPG, Nancy). Seule est représentée la fin du tableau, correspondant aux échantillons les plus à droite sur la figure 46.



**Figure 46** : Analyse des grappes de l'ensemble des gisements effusifs du massif des Ecrins-Pelvoux, à l'aide des éléments majeurs et des éléments en traces. Méthode du voisin le plus éloigné. Programme P. Isnard, CRPG, Nancy).

ments de la Rouite (SR5), du synclinal de Morges (PM 61) et de Beaufin (BF), en position centrale du classement, sont en situation beaucoup plus méridionale par rapport au massif. Enfin à droite du classement on retrouve les échantillons des gisements du secteur Villard - Notre Dame - Rochail, exposés sur le versant W du synclinal de Bourg d'Oisans, suture sédimentaire arquée qui sépare le massif des Ecrins Pelvoux au SW du Massif des Grandes Rousses au NE.

Ce classement cohérent se retrouve à quelques nuances près dans les autres analyses de Grappes non présentées, soit que l'on traite des éléments majeurs seuls, soit que l'on traite les éléments majeurs et les éléments en traces. On le retrouvera aussi dans l'interprétation des résultats des procédures de classification et dans l'analyse factorielle discriminante. Il correspond donc à une réalité physique certaine, même si celle-ci n'est pas totalement appréhendée. Il constitue alors une contrainte fondamentale dans la recherche de la signification et des causes des caractères spilitiques des roches étudiées.

## B - ANALYSE DISCRIMINANTE

### a - GENERALITES

L'interprétation des regroupements des échantillons selon leur gisement d'origine est précisée par l'Analyse Discriminante. Les groupes formés a priori sont constitués des gisements naturels.

Le gisement de Combe-Bonne n'est pas pris en compte dans ces analyses. D'une part les dosages chimiques ont été effectués avec un décalage de plusieurs années. Les modifications d'étaonnages et de procédures analytiques sont autant de facteurs susceptibles d'apparaître dans une Analyse Discriminante. En effet la méthode, à l'opposé de l'Analyse en Composantes Principales, conduit à mettre en évidence des différences chimiques, même très faibles en s'affranchissant, par la métrique de Mahalanobis, des grandes tendances géochimiques. Ensuite, le gisement de Combe-Bonne a été échantillonné sans écarter les faciès les plus carbonatés. De ce fait, si on l'avait traité conjointement aux autres sites, son individualisation aurait certainement été dominée par les fortes teneurs en CO<sub>2</sub>, sans que ce caractère ne soit réellement significatif des différences entre gisements.

### b - RESULTATS DE L'ANALYSE DISCRIMINANTE

Les teneurs moyennes des 7 gisements retenus (tableau 21) permettent, a priori, de relever quelques traits singuliers comme une tendance sensiblement plus riche en SiO<sub>2</sub>, ainsi dans le gisement d'Huretières (2), ou plus riche en K<sub>2</sub>O et Rb dans les gisements du Rochail (3). Mais rien ne laisse prévoir une bonne cohésion intra-groupe ni même les résultats spectaculaires de l'Analyse Discriminante.

La procédure de classification indique une discrimination presque parfaite entre les groupes. Tant à l'aide des 18 éléments (11 oxydes majeurs et 7 éléments en traces) qu'à l'aide des éléments majeurs, seules les fonctions discriminantes sont capables de reclasser correctement plus de 90 % des échantillons dans leur gisement d'origine. Chaque gisement est donc parfaitement bien typé.

399JUPE								
VARIABLE	1	2	3	4	5	6	7	G
SiO <sub>2</sub>	45.84	50.00	45.18	43.49	45.39	46.79	47.43	46.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.62	16.13	15.27	15.31	15.73	15.26	17.32	15.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	11.63	10.09	12.72	10.06	12.20	9.96	10.39	10.50
MnO	0.07	0.06	0.12	0.13	0.14	0.12	0.04	0.10
MgO	7.19	7.48	6.56	7.74	6.10	6.58	4.80	6.67
CaO	3.84	1.47	6.18	6.60	5.43	6.81	2.46	4.62
Na <sub>2</sub> O	4.42	4.71	3.97	3.60	3.62	3.26	4.50	3.43
K <sub>2</sub> O	0.65	1.04	1.73	1.34	2.53	2.71	8.44	2.68
TiO <sub>2</sub>	2.03	1.89	1.89	2.07	2.09	1.79	1.66	1.93
H <sub>2</sub> O	4.69	5.17	3.62	4.00	3.53	3.39	3.38	3.98
CO <sub>2</sub>	2.80	1.08	2.53	5.04	2.19	2.13	1.71	2.55
BA	415	117	210	67	435	255	382	251
CO	51	37	35	52	47	34	21	40
CU	24	71	41	76	33	31	28	48
SR	281	349	412	108	255	496	69	262
V	189	195	207	158	218	193	141	184
LI	95	87	69	154	59	82	111	97
Rb	10	17	30	78	85	76	407	106
Effectif	6	15	9	16	15	9	13	8

Tableau 21 : Moyenne des teneurs, éléments majeurs et éléments en traces, des différents gisements effusifs de la couverture sédimentaire du Massif des Ecrins-Pelvoux.

1 - Oris en Rattier ; 2 - Col d'Huretières ; 3 - Col de Pré-Clos ; 4 - Rouite, Champoléon ; 5 - Vallon-Long, synclinal de Morges ; 6 - Beaufin, route de Motty ; 7 - Secteur du Rochail, affleurements de Combe-Tolette, Villard - Notre-Dame ; G = moyenne générale.

Conduite pas à pas, cette procédure permet d'apprécier le pouvoir discriminant de chaque variable. Le programme\* cherche en premier lieu la variable la plus discriminante (K<sub>2</sub>O). Puis, à chaque pas, il détermine parmi les variables restantes celle qui est le mieux susceptible d'améliorer le reclassement des échantillons dans leur groupe d'origine.

Ainsi, l'ordre d'entrée des variables dans le calcul des fonctions discriminantes (tableaux 22 et 23) donne une idée du pouvoir de classification de chacune d'elle. On remarque toutefois que lorsque 2 variables sont bien corrélées entre elles, dès que l'une d'elle est admise dans la procédure, l'autre n'est en général plus susceptible de fournir des informations complémentaires et son admission est rejetée à un rang élevé. Ce décalage ne signifie pas pour autant un faible pouvoir discriminant. En effet, considérée isolément, la variable rejetée a la même propriété que son *alter ego* admise au début de la procédure.

C'est le cas de Na<sub>2</sub>O dans la première analyse (tableau 22) qui, bien que présentant sur l'ensemble des gisements effusifs un coefficient de corrélation avec K<sub>2</sub>O voisin de -0.9, n'est admis qu'au 10e pas alors que K<sub>2</sub>O est la variable la plus discriminante. De même Na<sub>2</sub>O et Rb, dans la seconde analyse (tableau 23), sont respectivement intégrés au 13e et au 15e pas alors que Rb et K<sub>2</sub>O présentent un coefficient de corrélation supérieur à 0.9. Au 13e pas, Na<sub>2</sub>O n'améliore pas le classement qui reste à 80.2 % et au 15e pas Rb améliore de 87.8 % à 92.7 % le pourcentage d'échantillons correctement reclassés dans leur gisement d'origine, par les fonctions discriminantes alors calculées.

\* 2 programmes ont été utilisés tour à tour : BMD 07 M, Dixon, 1971 de la Bibliothèque Standard Biomedical Data de l'Université de Californie (utilitaires IBM) et MAHEL 3 (CRPG Nancy, programme P. Isnard reprenant la procédure publiée dans Lebart et Fenelon, 1979).

Les deux programmes donnent des résultats très voisins.



Variable	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>
rang	8	11	3	2	6	5	10	1	7	9	4
X	.325	.262	.336	.846	.759	.509	.600	1.489	.012	.267	1.350
Y	-.798	-.534	-.591	11.560	-.991	.096	-.658	-.460	-1.833	.827	-1.713

$$\begin{aligned} CX &= -36.259 \\ CY &= 71.538 \end{aligned}$$

Tableau 22 : Ordre d'entrée des variables dans l'analyse discriminante pas à pas et coefficients à appliquer pour obtenir la projection d'une composition supplémentaire sur le plan des axes 1 et 2 (figure 47).

	Rang	X	Y
SiO <sub>2</sub>	16	.289	-.188
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18	.215	-.124
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6	.238	-.178
MnO	2	-8.113	2.136
MgO	9	.408	-.303
CaO	7	.056	.225
Na <sub>2</sub> O	15	.184	-.196
K <sub>2</sub> O	1	.144	-.314
TiO <sub>2</sub>	10	.585	-.281
H <sub>2</sub> O	17	.365	-.185
CO <sub>2</sub>	8	.516	-.642
Ba	5	.00006	.00034
Co	11	-.01034	.01704
Cu	12	.00212	-.00254
Sr	4	.00122	-.00217
V	14	.00360	.00251
Li	3	-.00894	-.00795
Rb	13	-.00195	-.00057
constante		-26.191	17.669

Tableau 23 : Coefficients et constantes de centrage des fonctions correspondant aux 2 premiers vecteurs propres de l'Analyse Factorielle Discriminante de 82 échantillons de coulées, regroupés dans 7 gisements. Eléments majeurs et éléments en traces. La colonne "rang" donne l'ordre d'entrée des variables dans la procédure pas à pas et indique le pouvoir discriminant de chaque élément.

Cette remarque souligne alors le rôle différentiel de CaO et de CO<sub>2</sub>, pourtant assez bien corrélés positivement dans la plupart des gisements. Ceci est à rapprocher du fait que le carbonate présent est parfois magnésien, donc CO<sub>2</sub> se partage dans ce cas entre CaO et MgO et d'autre part la teneur en CaO marque un état de décalcification par rapport à une teneur basaltique théorique voisine de 10 %, alors que CO<sub>2</sub> exprime un taux de carbonatation. Globalement ces deux états sont corrélés, mais les imperfections de cette corrélation sont significatives. Ainsi, au pas n°4 de l'analyse sur les éléments majeurs, après l'admission de CO<sub>2</sub>, 68 % des échantillons sont bien reclassés dans leur groupe d'origine. La fonction  $2.702 K_2O + 76.04 MnO + 3.946 Fe_2O_3 + 1.281 CO_2$  permet, si elle est inférieure à 54.7, d'affecter avec une bonne probabilité une origine Huretières à un échantillon "inconnu" : les 15 échantillons d'Huretières sont parfaitement bien reclassés par cette fonction de 4 variables et parmi les 57 échantillons provenant d'autres sites 5 seulement montrent des anomalies avec le gisement d'Huretières. Il s'agit de 2 échantillons d'Oris en Rattier, 2 de la Rouite, 1 de Beaufin, tous à cause d'un net déficit en Fe par rapport à la moyenne de leur gisement d'origine.

L'ajout de Ca améliore de 7 points le pourcentage d'échantillons bien reclassés. Sans influer sur le gisement Huretières, il améliore le reclassement dans les gisements assez calciques où l'abondance de reliques de plagioclases et d'augites autorise à considérer que tout CaO n'est pas sous forme de carbonates.

Cet exemple d'analyse de résultats de la procédure de classification de l'Analyse discriminante montre que la technique est concevable comme une finalité (Lemaître, 1976a). En prospection minière, par exemple, on aura de bonnes raisons d'affecter une origine possible à un échantillon intéressant trouvé détaché de son contexte. Les similitudes alors suggérées sont d'un intérêt primordial. Mais dans le cas des spilites étudiées, en raison de la multiplicité des cas de figure, cette procédure ne dépasse guère le stade du dépouillement géochimique, parallèlement à l'examen pétrographique. La recherche du caractère commun de tel échantillon mal reclassé avec l'ensemble dans lequel il aura été affecté permet d'affiner les critères de classification pétrographique. Mais l'apport principal de la méthode, pour le problème traité, réside surtout dans l'aspect synthétique des projections issues de l'Analyse Factorielle Discriminante.

La méthode est la suite logique de l'Analyse Discriminante et consiste en l'Analyse en Composantes Principales sur les centres de gravité des groupes, repérés dans la métrique de Mahalanobis. Le procédé contesté par Lemaître (1976a) a le mérite de la simplicité et dans le cas traité ici suggère des évolutions remarquables.

Les figures 47 et 48 pourront être reconstituées grâce aux fonctions linéaires des variables brutes dont les coefficients et les constantes de centrage (tableaux 22 et 23) intègrent les facteurs de conversion dans la métrique de Mahalanobis.

La première déduction de la figure 47 rejoint les conclusions de l'Analyse des Grappes, mais avec des analogies mieux marquées et précisées grâce à la visualisation bidimensionnelle. Trois groupes d'échantillons ou de gisements s'individualisent :

- Rochail - Villard Notre-Dame (7)
- Oris en Rattier (1) - Huretières (2) et la Rouite (4)
- Vallon-Long (5) - Pré-Clos (3) - Beaufin (6)

Les deux derniers groupes apparaissent graphiquement dans le prolongement l'un de l'autre,

et même si la séparation avec le groupe 7 est précise, il n'existe pas de coupure ou d'hiatus entre les différentes compositions étudiées.

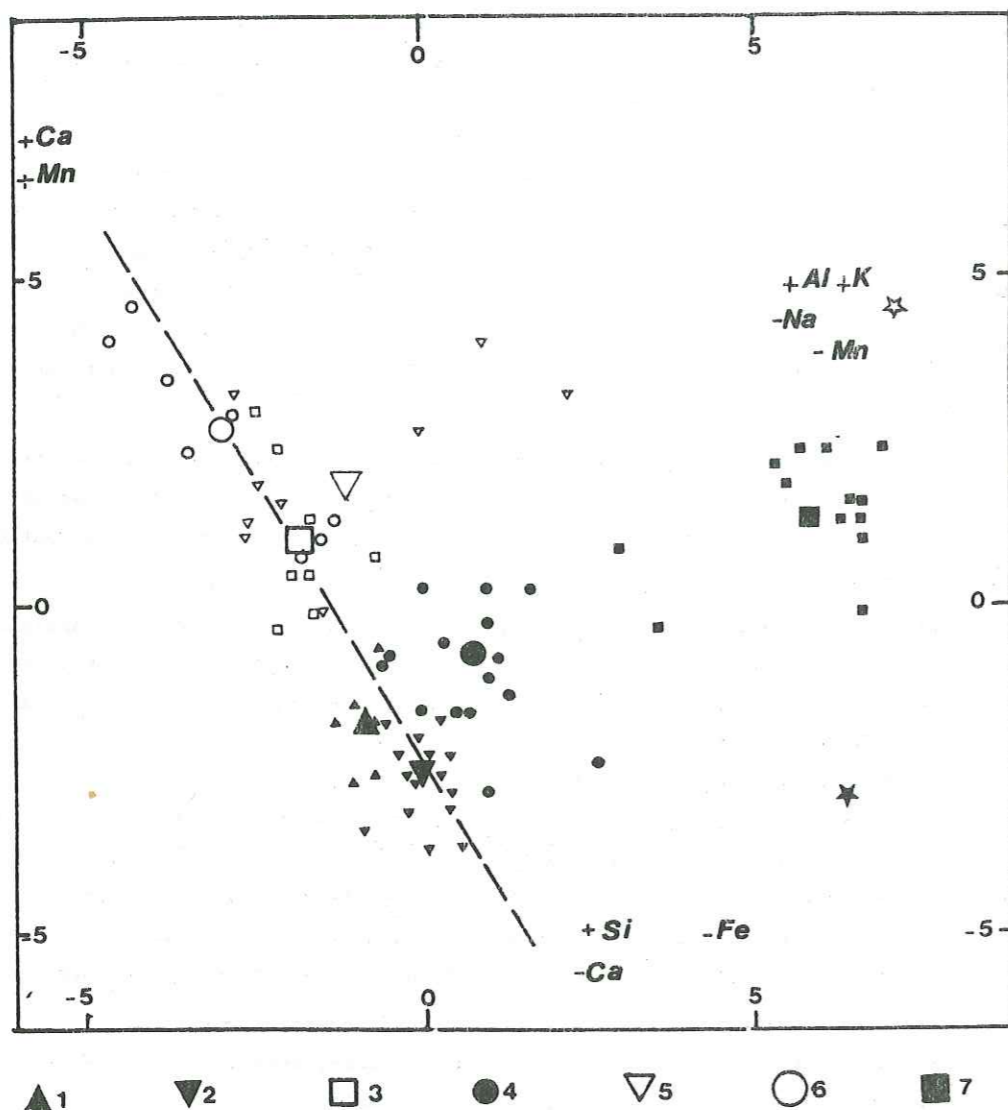


Figure 47 : Analyse factorielle discriminante de 82 échantillons de coulées spilitiques répartis en 7 gisements. Eléments majeurs.

1 = Oris en Rattier, 2 = Col d'Huretières, 3 = Col de Pré-Clos, 4 = Route, 5 = Vallon-Long (synclinal de Morges), 6 = Beaufin, 7 = Rochail.

La procédure de classification, dans l'espace à 6 dimensions, permet de reclasser correctement 76/82 échantillons. La projection la plus discriminante de cet espace est repérée grâce aux fonctions X et Y du tableau 22. Les symboles petits représentent chaque individu et le même symbole plus gros donne le centre de gravité du gisement. L'étoile pleine donne la position de la moyenne de la 2<sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne portée en élément supplémentaire. L'étoile vide en représente la position après soustraction de 100 g de calcite stoechiométrique et bouclage à 100.

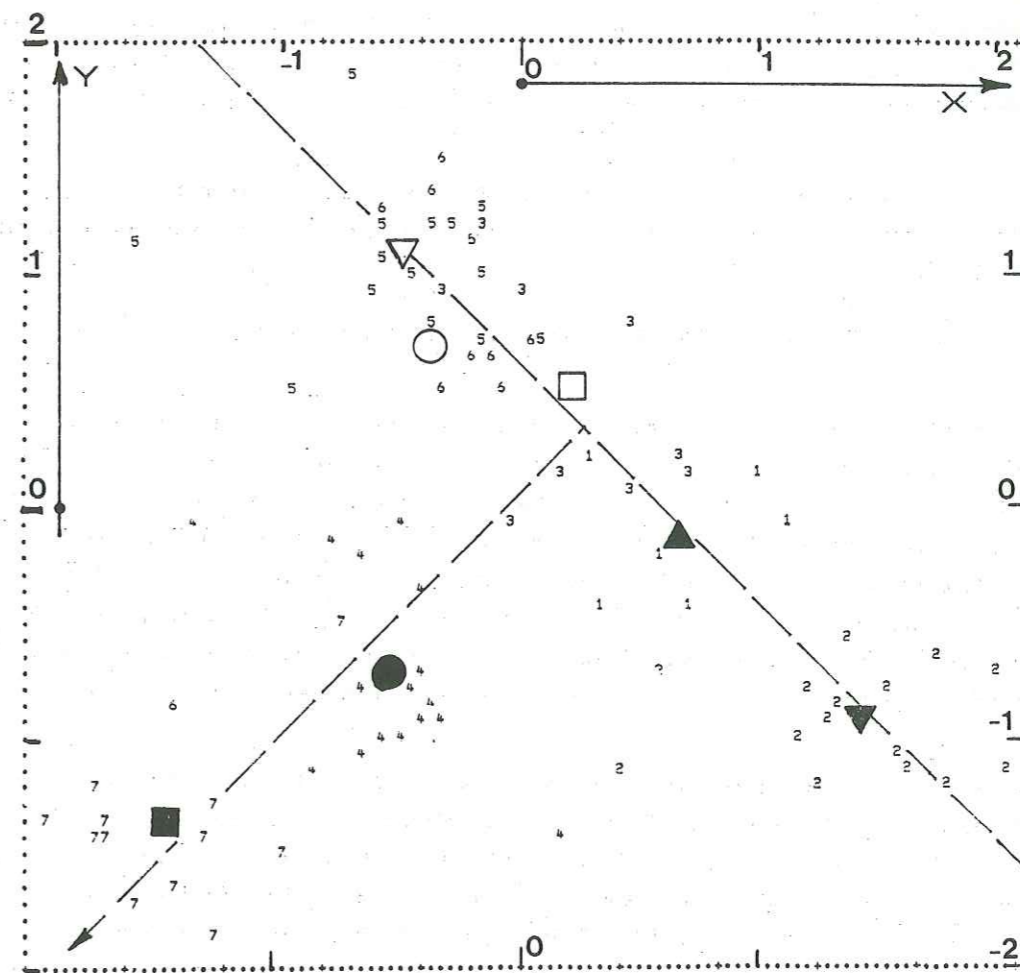


Figure 48 : Analyse factorielle discriminante de 7 gisements (82 échantillons, 11 oxydes majeurs + 7 éléments en traces).

Les tendances amorcées sur la figure 47 s'accroissent, et la procédure de classification correspondant à cette analyse reclasse correctement 80 échantillons sur 82. Mêmes symboles que sur la figure 47 pour les centres de gravité, mêmes index numériques pour les individus. Fonctions sur le tableau 23.

*Les faciès effusifs des spilites triasiques du Pelvoux, bien que parfaitement individualisés d'un gisement à l'autre, apparaissent en un ensemble homogène.*

L'analogie entre le gisement de Beaufin et le gisement de Pré-Clos est à rapprocher de leur proximité géographique. Ces deux gisements se situent aussi au voisinage d'un même accident géotectonique majeur et ayant joué à différentes époques (Gidon, 1981). Connue sous le nom de "faille de Beaufin", il est considéré (Gratier et al., 1974) comme une zone de décrochement N50 globalement sénestre.

Certains échantillons de Vallon Long (J) PM 61 B, PM 61 C et PM 61 S, prélevés respectivement à la base de la première coulée et au centre de la dernière coulée marquent avec la ma -

ajorité des échantillons de la Rouite l'amorce d'une tendance potassique intermédiaire entre la lignée principale et les gisements du secteur du Rochail. Le gisement de Combe-Bonne, géographiquement proche de Beaufin et de Pré-Clos, porté en élément supplémentaire, confirme cette tendance intermédiaire et sa 2<sup>e</sup> coulée, bien que très carbonatée, est totalement rejetée au pôle potassique.

L'ajout des éléments en traces dans l'analyse modifie peu le classement le long de l'axe matérialisant une lignée principale (figure 48), mais surtout confirme et renforce la situation intermédiaire du gisement de la Rouite.

c - APPORT SPECIFIQUE DE L'ANALYSE DISCRIMINANTE  
DES GISEMENTS EFFUSIFS

La caractérisation géochimique propre à chacun des gisements ne fait pas ressortir de tendance dominée par tel ou tel élément. Il faut véritablement associer *plusieurs termes géochimiques en une fonction* (4 à 5 variables au moins) pour assurer l'individualisation d'un gisement par rapport aux autres. Ainsi, s'il semble bien, d'après les valeurs moyennes de chaque gisement, que la lignée Huretières - Beaufin s'étire sous le contrôle des teneurs en CaO, il faut toutefois absolument un enrichissement combiné en CaO, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ainsi qu'un déficit conjoint de SiO<sub>2</sub> pour déporter une composition vers la tendance "Beaufin". De même une forte teneur en K<sub>2</sub>O ne suffit pas à elle seule pour déporter une composition au pôle potassique. Un enrichissement simultané en Al et Si est nécessaire.

Ces tendances, qui impliquent des variations simultanées d'éléments, suggèrent des comportements de minéraux. Dans la tendance Rochail c'est un véritable enrichissement en feldspath potassique (et non en mica-séricite qui aurait impliqué H<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO) qui provoque l'originalité du groupe. Ainsi, un peu à la manière de l'Analyse en Composantes Principales, l'Analyse Factorielle Discriminante est susceptible de faire la part entre un mécanisme magmatique, la précipitation du feldspath probablement potassique dès sa première cristallisation, et un mécanisme d'altération surimposé, la séricitisation de la roche.

A cause de la métrique plus complexe, les relations sont toutefois plus difficiles à établir de manière aussi précise que dans l'ACP. *L'Analyse Discriminante complète donc l'Analyse en Composantes Principales, mais ne la remplace pas.*

On distinguera dans les coulées spilitiques du Pelvoux une lignée calco-sodique par opposition à une lignée potassique. Dans la première se regroupent les gisements de Beaumont, de Champoléon, et de Morges. Ils se différencient entre un pôle calcique, ferrifère et plus riche en manganèse (Vallon-Long, Pré-Clos, Beaufin) et un pôle siliceux, alumineux et plus décalcifié, très albitique (Oris en Rattier, Huretières). Le gisement de la Rouite représente l'amorce à partir de cette tendance, de la lignée potassique alors que le gisement de Combe-Bonne (Champsaur, Valgaudemar) en est une expression beaucoup plus développée.

## VARIABILITE DE L'ENSEMBLE DU VOLCANISME TRIASIQUE DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

### I - VARIABILITE DANS LES FILONS

La variabilité des filons avait déjà été globalement comparée à celle des coulées (Aumafre et Buffet, 1973).

Appréciées tout d'abord comme des variations de faciès in situ dans les conduits filoniens, essentiellement en fonction de l'épaisseur et de la position par rapport aux épontes, les différentes structures doléritiques décrites ne semblaient pas correspondre à des caractères chimiques propres.

A partir d'un faciès doléritique intersertal (filons métriques), la roche passe en continuité à un faciès porphyrique par développement en porphyroblastes du clinopyroxène plus ou moins transformé en amphibole (filons de quelques m, plutôt tardifs). Dans les structures en amas, de plusieurs dizaines de m à quelques 100 m de largeur, on assiste au développement d'une structure ophitique, marquée par la syncrystallisation du feldspath et du pyroxène, dominée toutefois par l'inclusion poecilitique de l'augite dans les plages feldspathiques.

Parallèlement à ces différences, à proximité des épontes, on assiste généralement à un affinement du grain, accompagné d'un développement d'actino-hornblende en fines aiguilles millimétriques incluses dans un faciès finement grenu (dolérites microcristallines à amphibole verte). Les structures à amygdales de carbonates et/ou chlorite ne sont pas rares dans ces faciès et elles prennent quelquefois le relais de structures à glomérules fibroradiés, centimétriques, d'amphibole. On aboutit alors au faciès spilitique bien marqué, où toute la paragenèse de haute température est oblitérée par l'albite, la chlorite et l'actinote.

L'apparition du carbonate correspond généralement à l'affinement de la structure mais, comme dans les coulées, il arrive aussi que ce dernier envahisse la trame feldspathique d'une structure initialement intersertale ou ophitique (cas des dykes de l'Aiguille Fourchée), occupant alors préférentiellement le coeur des feldspaths eux-mêmes.

Compte tenu de ces caractères pétrographiques, il est donc difficile de classer clairement tous les faciès collectés. L'altération est-elle assez développée pour appeler spilite tel échantillon aux larges lattes albitiques ? Dans la classification doit-on donner la priorité au critère de structure pétrographique ou au contraire doit-on se fier à l'abondance de minéraux de

basse température ? La réponse difficile à ces questions aura comme conséquence inévitable un certain flou dans les limites de groupes ainsi définis.

### A - ANALYSE DISCRIMINANTE

Une première approche de la variabilité géochimique des différents faciès peut être effectuée grâce à l'Analyse Discriminante multigroupe. Le tableau 24 et la figure 49 en donnent un résultat sur une partition qui différencie à la fois critères structuraux et critères géographiques. Cette analyse correspond à un compromis qui ne donne pas de plus mauvais résultats que d'autres calculs effectués sur des partitions purement géographiques ou purement pétrographiques. On retrouve toujours 2 lignées : l'une correspondant aux faciès les moins altérés opposant les dolérites intersertales aux dolérites porphyriques, et l'autre correspondant à des faciès toujours spilitiques. Ce calcul a le mérite aussi de faire ressortir un comportement différentiel entre les spilites du Vallon de la Selle et celles qui proviennent d'autres sites. Les premières ne s'individualisent pas des faciès les moins altérés et proviennent d'une transformation relativement isochimique, alors que les autres, généralement prélevées dans des filons mieux individualisés que des faciès d'épentes et des diverticules, se démarquent aussi géochimiquement en une tendance alcaline et carbonatée.

	R	1	2
SiO <sub>2</sub>	3	- 0.027	0.252
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7	0.668	- 0.324
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9	0.210	- 0.028
MnO	11	1.723	3.043
MgO	8	0.484	0.593
CaO	5	0.126	- 0.137
Na <sub>2</sub> O	4	0.417	1.104
K <sub>2</sub> O	6	0.216	1.041
TiO <sub>2</sub>	2	- 0.858	3.121
H <sub>2</sub> O	10	- 0.241	- 0.065
CO <sub>2</sub>	1	- 0.468	0.411
constantes		-14.399	-22.476

Tableau 24 : Analyse factorielle discriminante de 72 compositions des filons répartis en 8 groupes géographico-pétrographiques (éléments majeurs seuls).

R = rang d'entrée de la variable dans le procédé pas à pas.

1 = coefficients de la fonction la plus discriminante pour l'ensemble des groupes (70 % de l'inertie des centres de gravité des groupes)

2 = coefficients pour la fonction d'ordre 2 (12 % de l'inertie des centres de gravité des groupes).

Dans cette étude des filons, par l'Analyse Discriminante, on observe toutefois toujours des variations composites et globales qu'il est bien difficile de décomposer en divers mécanismes

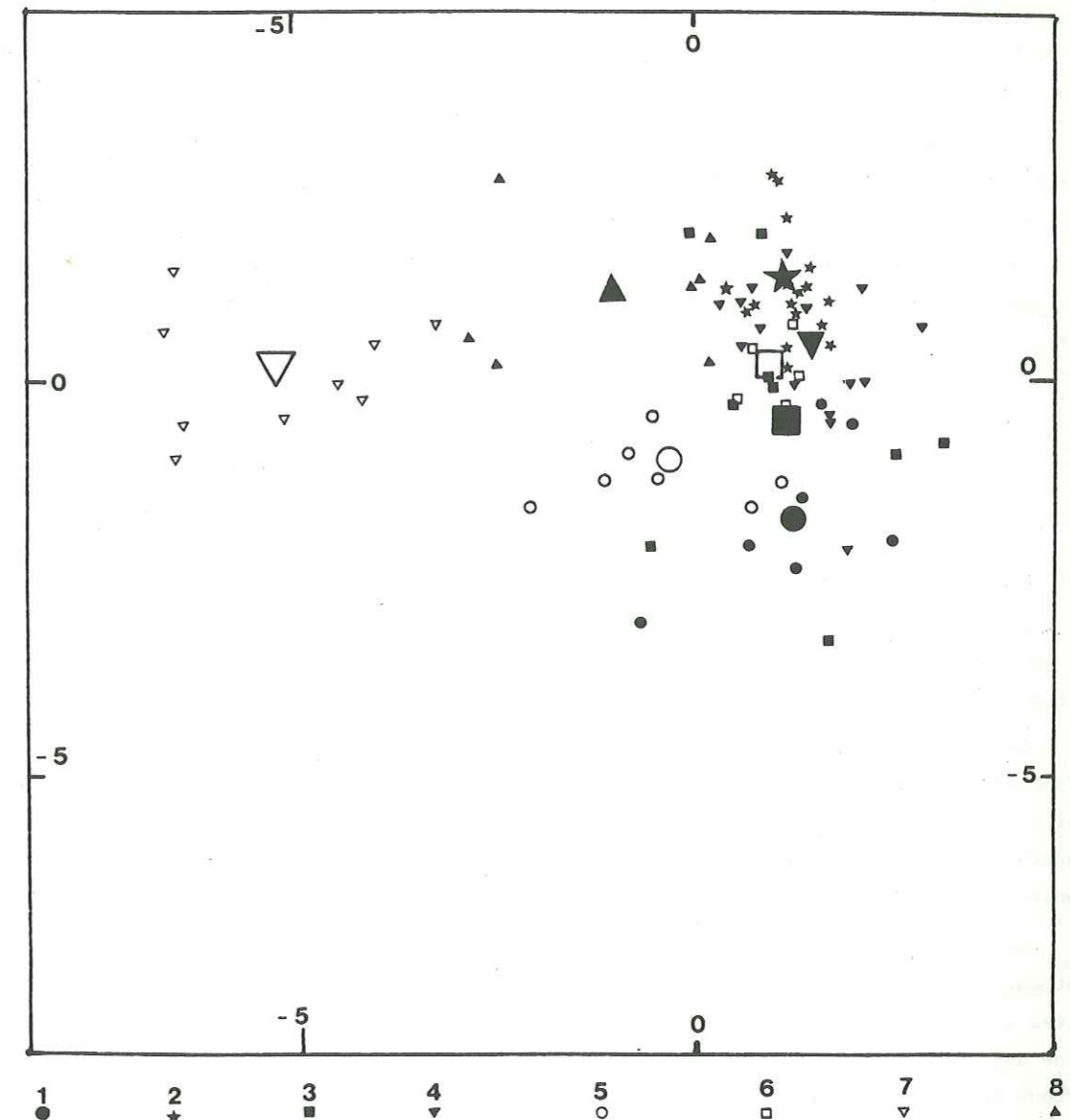


Figure 49 : Analyse factorielle discriminante des filons dolérito-spilitiques du S du massif des Ecrins-Pelvoux.

Les fonctions sont données dans le tableau 24

1 = dolérites intersertales de la Selle de Vallouise (8)

2 = dolérites porphyriques de la Selle de Vallouise (12)

3 = dolérites ophitiques de la Selle de Vallouise (8)

4 = dolérites microcristallines à hornblende verte et spilites de la Selle de Vallouise (16)

5 = dolérites intersertales à hornblende et pyroxène du Col du Cheval de Bois (sous la Rouite) (8)

6 = dolérites ophitiques du Sirac (5)

7 = spilites diverses (8)

8 = cheminée de l'Aiguille Fourchée (dolérites intersertales spilitiques) (7)

Les effectifs sont entre parenthèses (programme BMD 07M (Dixon, 1971)).

L'interprétation n'en est pas facilitée. Les faciès spilitiques chimiquement différenciés ont-ils acquis leurs caractères spilitiques parce qu'ils concernent des roches initialement chimiquement différentes et de ce fait plus facilement altérables ou, au contraire, correspondent-ils à des roches au départ non individualisées chimiquement mais qui, à cause d'une structure plus fine et d'une éventuelle texture vacuolaire, auront été plus sensibles aux échanges chimiques ?

Les seuls éléments d'observation minéralogiques, chimiques et pétrographiques, sur les filons eux-mêmes, ne permettent pas de trancher sur ce point. Des éléments extérieurs, parfois subjectifs seront nécessaires pour se forger une opinion.

Il est à noter ainsi que, quelle que soit la partition retenue, la procédure de classification donne toujours un pourcentage d'individus bien reclassés assez médiocre (60 à 70 %). Ceci souligne l'homogénéité chimique de ce cortège.

### B -ACPN BRUTE

On peut aussi tenter de mieux décrire le cortège intrusif du volcanisme triasique en utilisant les propriétés des projections factorielles ou sélectives.

La première étape est une ACPN brute (tableau 25). Elle ne sera pas exploitée graphiquement, un calcul très voisin ayant été présenté dans Aumaître et Buffet, 1973. Les principaux caractères sont sommairement décrits ici.

Le facteur 1 oppose les éléments constitutifs de l'albite à ceux de la calcite, en proportions stoechiométriques. Lorsqu'une molécule de calcite apparaît, elle remplace une molécule d'albite. Cette opinion était compliquée, dans les coulées, par la variabilité du carbonate et du feldspath alcalin. Ici, l'albite a un comportement dominant, une fraction de  $K_2O$  accompagne le carbonate presque toujours calcitique.

En projection sur l'axe 1, les compositions du filon, où ont été décrites les brèches à ciment carbonaté, sont rejetées au pôle calcitique (fonction 1 supérieure à +2) alors que les spilites du Sirac et du S du massif sont rejetées au pôle albitique (F1 < -2). Le facteur discrimine des compositions essentiellement spilitiques indépendamment des autres faciès qui donnent tous des valeurs comprises entre -2 et +2.

Le facteur 2 oppose les éléments constitutifs de la chlorite à ceux du feldspath potassique. Les proportions atomiques, plus éloignées de proportions stoechiométriques pour le feldspath potassique, traduisent sans doute une interférence entre les variations du feldspath et de la chlorite pour  $Al_2O_3$ . Mais il est aussi possible que le feldspath potassique résulte de recristallisations topochimiques pour  $Al_2O_3$  et corresponde à un apport sélectif, relativement équilibré, en  $SiO_2$  et  $K_2O$ . Cet apport n'aurait alors eu lieu que sur les faciès peu ferrifères et magnésiens. A l'opposé, les faciès peu feldspathiques n'auraient subi qu'une simple hydratation.

La fonction 2, comme la fonction 1, ne discrimine que des faciès très spilitiques. Elle oppose, au pôle orthosique, des compositions d'échantillons spilitiques du N (Valbonnais) et du Centre (Olan, Turbat ...) du massif, à des compositions de faciès doléritiques albitiques et quelques ophites où tous les minéraux ferromagnésiens sont hydratés et dominés par la calcite.

FONCTION 1	FONCTION 2	FONCTION 3	FONCTION 4	FONCTION 5
SI02 -0.106 * SI02 -0.113 * SI02 +0.027 * SI02 -0.003 * SI02 -0.047 *				
AL203 -0.218 * AL203 -0.097 * AL203 -0.167 * AL203 +0.119 * AL203 +0.146 *				
FE203 -0.049 * FE203 +0.319 * FE203 -0.186 * FE203 +0.111 * FE203 +0.101 *				
MNO +1.737 * MNO +1.184 * MNO -1.547 * MNO +3.504 * MNO -7.207 *				
MGO -0.086 * MGO +0.240 * MGO +0.175 * MGO -0.080 * MGO +0.156 *				
CAO +0.174 * CAO +0.000 * CAO -0.013 * CAO -0.202 * CAO -0.032 *				
NA20 -0.379 * NA20 -0.030 * NA20 -0.233 * NA20 -0.283 * NA20 -0.335 *				
K20 +0.139 * K20 -0.271 * K20 -0.030 * K20 +0.331 * K20 +0.240 *				
TIO2 +0.075 * TIO2 +0.344 * TIO2 -1.160 * TIO2 +0.221 * TIO2 +0.024 *				
H20 -0.070 * H20 +0.234 * H20 +0.414 * H20 +0.379 * H20 -0.269 *				
CO2 +0.223 * CO2 +0.003 * CO2 +0.002 * CO2 +0.015 * CO2 -0.028 *				
CONST +8.350 * CONST +0.348 * CONST +4.476 * CONST -2.975 * CONST +0.653 *				

TABLEAU DES COEFFICIENTS FACTORIELS

F1 27% *	F2 17% *	F3 14% *	F4 11% *	F5 10% *
NA20 = -0.70(.49) * K20 = -0.56(.32) * TIO2 = -0.78(.61) * CAO = -0.59(.35) * MNO = -0.72(.52) *				
SI02 = -0.65(.42) * SI02 = -0.56(.32) * FE203 = -0.41(.17) * NA20 = -0.35(.12) * NA20 = -0.39(.15) *				
AL203 = -0.53(.28) * AL203 = -0.19(.04) * NA20 = -0.31(.10) * MGO = -0.18(.03) * H20 = -0.34(.11) *				
MGO = -0.29(.09) * NA20 = -0.04(.00) * AL203 = -0.29(.09) * SI02 = -0.01(.00) * SI02 = -0.18(.03) *				
FE203 = -0.15(.02) * CAO = +0.00(.00) * MNO = -0.18(.03) * CO2 = +0.04(.00) * SI02 = -0.09(.01) *				
H20 = -0.14(.02) * CO2 = +0.01(.00) * K20 = -0.05(.00) * TIO2 = +0.14(.02) * CO2 = -0.07(.01) *				
TIO2 = +0.07(.00) * MNO = +0.15(.02) * CAO = -0.04(.00) * AL203 = +0.19(.04) * TIO2 = +0.01(.00) *				
MNO = +0.28(.08) * TIO2 = +0.26(.07) * CO2 = +0.01(.00) * FE203 = +0.22(.05) * FE203 = +0.19(.04) *				
K20 = +0.36(.13) * H20 = +0.38(.14) * SI02 = +0.12(.01) * MNO = +0.37(.14) * AL203 = +0.22(.05) *				
CAO = +0.76(.58) * MGO = +0.67(.45) * MGO = +0.43(.19) * H20 = +0.50(.25) * MGO = +0.34(.11) *				
CO2 = +0.93(.86) * FE203 = +0.78(.61) * H20 = +0.60(.36) * K20 = +0.56(.32) * K20 = +0.39(.15) *				
VP 2.974	VP 1.964	VP 1.558	VP 1.305	VP 1.178

#### COMMUNAUTES CUMULEES

SI02 (.79) * AL203(.49) * FE203(.89) * MNO (.78) * MGO (.87) *
CAO (.94) * NA20 (.87) * K20 (.91) * TIO2 (.71) * H20 (.88) *
CO2 (.86) *

TABLEAU DES COEFFICIENTS FACTORIELS TRANSFORMES

F1 *	F2 *	F3 *	F4 *	F5 *
SI02 = -38.4 * SI02 = -33.2 * TIO2 = -9.0 * CAO = -37.5 * SI02 = -10.8 *				
AL203 = -14.6 * K20 = -27.1 * FE203 = -8.9 * NA20 = -6.7 * NA20 = -7.5 *				
NA20 = -13.5 * AL203 = -5.3 * AL203 = -8.1 * MGO = -5.1 * CAO = -5.7 *				
MGO = -8.2 * NA20 = -0.9 * NA20 = -6.0 * SI02 = -0.7 * H20 = -4.8 *				
FE203 = -3.3 * CAO = +0.0 * K20 = -2.6 * MNO = +0.5 * CO2 = -2.5 *				
H20 = -2.0 * MNO = +0.2 * CAO = -2.6 * CO2 = +1.4 * MNO = -0.9 *				
MNO = +0.4 * CO2 = +0.3 * MNO = -0.2 * TIO2 = +1.6 * TIO2 = +0.2 *				
TIO2 = +0.8 * TIO2 = +3.0 * CO2 = +0.2 * FE203 = +4.9 * FE203 = +4.2 *				
K20 = +17.1 * H20 = +5.4 * SI02 = +7.0 * AL203 = +5.3 * AL203 = +6.2 *				
CO2 = +31.4 * FE203 = +17.1 * H20 = +8.6 * H20 = +7.2 * MGO = +9.4 *				
CAO = +48.7 * MGO = +18.7 * MGO = +12.1 * K20 = +26.9 * K20 = +18.6 *				

Tableau 25 : Résultats de l'Analyse en Composantes Principales Normée de 198 compositions filoniennes. Pour la signification des différentes valeurs du tableau, voir légende tableau 14.

Le facteur 1 et le facteur 2, à eux deux, prennent en compte 44 % des variations chimiques des filons. Dans une ACP, où la métrique euclidienne n'a pas été transformée, on les retrouve avec une structure assez voisine avec plus de 65 % des variations. Les pôles qu'ils mettent en évidence font intervenir les principaux minéraux de la paragenèse spilitique : calcite, albite, orthose (adulaire ?), chlorite, montrant que l'essentiel des variations chimiques des roches étudiées sont dues à un mécanisme d'altération hydrocarbonée.

Les autres facteurs sont peut-être perturbés par les contraintes d'orthogonalité du calcul, car même dans les facteurs 1 et 2, on retrouve l'antécédence de caractères magmatiques et l'indépendance entre caractères spilitiques et caractères magmatiques n'a aucune raison d'être réalisée. Pourtant les facteurs 3, 4 et 5 soulignent des tendances qui évoquent la signature de différenciations magmatiques. L'association  $Fe_2O_3 + TiO_2$  dans le facteur 3 évoque une accumulation d'ilménite et l'opposition  $CaO - Na_2O$  à  $K_2O$  dans le facteur 4 suggère une évolution feldspathique dans la série des anorthoses, confirmée minéralogiquement. Mais aucun de ces facteurs

à lui seul, ne discrimine d'une manière satisfaisante l'abondance ou l'absence de tel ou tel minéral magmatique. Les groupes pétrographiques sont toujours étroitement imbriqués et le mode de calcul, moins favorable encore que celui de l'Analyse discriminante, ne peut aboutir à une classification correcte.

### C - PROJECTION SELECTIVE DE LA SPILITISATION

La démarche se devait d'être affinée afin de vérifier si les différentes structures doléritiques observées correspondent réellement à différentes expressions d'une différenciation magmatique ou, au contraire, si elles y sont totalement insensibles et ne correspondent alors qu'à la dimension des corps magmatiques et à la position de la roche par rapport aux éponges ou à sa cote dans le filon. Une projection sélective des principaux effets de la spilitisation a donc été calculée.

Un projecteur à 4 dimensions a été utilisé (tableau 26). Deux directions "carbonates" sont sélectionnées pour neutraliser une carbonatation par dilution dans une calcite très variable du point de vue teneur en MnO. A la différence de figer une quantité de Mn dans la calcite, la prise en compte complémentaire d'un carbonate de manganèse dans le projecteur permettra d'effacer toute dilution dans la calcite, dans la rhodocrossite ou tout terme intermédiaire. On atténue ainsi les contributions résiduelles  $\text{CO}_2 - \text{MnO}$  qui subsistaient dans le traitement analogue des coulées où, même pour des teneurs qui restent inférieures à 0.20 %, à cause du caractère relatif des variations mises en évidence par l'ACP, le rôle du carbonate de Mn restait au premier plan.

	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{H}_2\text{O}$	$\text{CO}_2$
1	0	0	0	0	56.00	0	0	0	0	0	44.00
2	0	0	0.82	5.2	0.06	50.99	0	0	0	0	43.33
3	50.95	15.53	10.32	0.13	5.79	7.62	5.10	1.22	1.79	0.89	0.24
4	44.34	16.26	13.81	0.16	7.73	8.02	3.07	1.42	1.94	2.47	0.28
M	46.83	15.13	11.66	0.19	7.30	6.95	3.02	1.94	2.00	2.80	2.23
m	3.54	1.40	1.75	0.09	1.98	2.54	1.02	1.48	0.54	1.15	2.40
BAC.M	47.10	15.70	12.64	0.16	7.10	10.10	3.30	1.50	2.20	1.10	0.30

Tableau 26 - Définition d'un projecteur pour neutraliser les principaux effets de la spilitisation dans les filons.

- 1 - Calcite stoechiométrique
- 2 - Calcite riche en manganèse, terme intermédiaire vers la rhodocrossite, de Pribram (Bohême), Rost et Tucek, 1944 in Deer, Howie et Zussman, 1963, analyse 6, tabl. 4, p. 253, V.5.
- 3 - Composition d'un basalte alcalin moyen (BAC.M) supposé partiellement albitisé (analyse 8, tableau 16).
- 4 - Composition d'un basalte alcalin moyen (BAC.M) supposé chloritisé (analyse 9, tabl. 16).
- M - Composition moyenne des 108 échantillons filoniens analysés (teneur de centrage pour les analyses 1 et 2).
- m - Ecart-type des 11 variables des 108 échantillons filoniens analysés = métrique générale de l'ACP avant et après projection.
- BAC.M - Moyenne générale de 345 basaltes alcalins continentaux, in Manson, 1967.

Le carbonate de Mn remplace ainsi la dolomite qui avait été utilisée dans la séquence de Combe-Bonne où le carbonate magnésien domine sur le carbonate calcique. Sa prise en compte dans le cas des filons contribue plus à escamoter des variations de MgO reliées à la chlorite qu'à améliorer la neutralisation des effets de la spilitisation. Ceci a été vérifié sur des échantillons chloriteux où la dolomite n'a pu être identifiée.

Les variations dues à la chlorite sont d'ailleurs neutralisées, d'une certaine manière, par la prise en compte d'un modèle de chloritisation des minéraux ferromagnésiens.

De même, une albite stoechiométrique a été retenue pour atténuer les effets de l'albitisation du plagioclase.

Les résultats de l'ACP, après projection, sont résumés sur le tableau 27. Le comportement du carbonate est bien neutralisé. La communauté de  $\text{CO}_2$  tombe à 0.14 et ses variations résiduelles se dispersent entre les 3 facteurs dont 2 peuvent traduire une faible contribution de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . La chloritisation est aussi bien neutralisée, si la composition de la chlorite reste proche de celle qui a été choisie. Sinon, en fonction du poids des pôles ferrifères et magnésiens sur la figure 50C, une chlorite très magnésienne peut encore provoquer des variations sensibles sur le plan des axes 1 et 2. Mais la communauté de  $\text{H}_2\text{O}$ , qui tombe à 0.21 après projection, montre que cette éventualité n'a guère de poids.

L'interprétation des facteurs est facilitée par l'examen de la projection de minéraux et de roches en individus supplémentaires sur les différents plans factoriels. Sur le plan des axes 1 et 2 par exemple (figure 50A, 50B et 50C) deux groupes de composition s'individualisent. Les compositions, essentiellement spilitiques, qui se détachent de l'ensemble, le font d'une part par enrichissement en Mg et en Si, et d'autre part par concentration en K. Le premier pôle correspond vraisemblablement à une accumulation de clinopyroxène dont la chloritisation ne sera guère sensible sur cette projection. Le second pôle se conçoit comme une concentration de feldspaths potassiques éventuellement séricitisés.

La projection supplémentaire de roches (figure 50B) semblerait surtout indiquer qu'en dépit de la neutralisation des principaux effets de la spilitisation, les filons doléritiques du Pelvoux couvrent une grande partie du spectre des roches ignées basiques, y compris quelques-unes de leurs différenciations (phonolite, andésite). Toutefois, la projection n'est pas la plus favorable pour visualiser réellement la différenciation, puisque les compositions 1 et I, calculées à partir du liquide moyen Y du Skaergaard, se projettent selon une ligne singulièrement déformée pour visualiser un fractionnement linéaire. Cela n'était pas le cas dans la figure 45 par exemple où la direction de projection était moins subparallèle à l'allongement AYI que le cas présent. Une autre conséquence de l'inadaptation de cette projection à visualiser la différenciation est indiquée par la projection de la composition des basanites qui se retrouvent en une position intermédiaire entre les tholéiites et les basaltes alcalins, ou encore les trachytes qui se rapprochent des dacites au-delà des compositions phonolitiques.

En revanche cette projection discrimine très bien, parallèlement à l'axe 2, les pôles ferrifères et magnésiens de l'olivine. Elle est aussi très sensible à un éventuel fractionnement de titanomagnétite, spinelle ou ilménite. La figure prend alors une signification voisine d'une projection ACF de Thompson, 1957 ou d'un triangle  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO (Fe total), MgO utilisé par Fonteilles (1976). Les différentes structures doléritiques sont très imparfaitement discriminées par cette projection. Toutefois une ébauche de zonation peut se mettre en évidence. A gauche dominent les

FONCTION 1		FONCTION 2		FONCTION 3	
SI02	+0.027 *	SI02	-0.099 *	SI02	-0.049 *
AL203	+0.094 *	AL203	+0.305 *	AL203	+0.433 *
FE203	-0.135 *	FE203	+0.158 *	FE203	-0.088 *
MNO	-0.041 *	MNO	-0.043 *	MNO	+0.093 *
MGO	-0.190 *	MGO	-0.227 *	MGO	+0.147 *
CAO	-0.075 *	CAO	-0.035 *	CAO	+0.094 *
NA20	-0.422 *	NA20	+0.370 *	NA20	+0.022 *
K20	+0.474 *	K20	+0.038 *	K20	+0.060 *
TI02	-0.155 *	TI02	+0.678 *	TI02	-0.963 *
H20	+0.031 *	H20	-0.212 *	H20	-0.303 *
CO2	+0.068 *	CO2	+0.091 *	CO2	-0.069 *
CONST	+1.230 *	CONST	-2.041 *	CONST	-2.211 *

TABLEAU DES COEFFICIENTS FACTORIELS

F1		F2		F3	
NA20	-.60(.36) *	MGO	-.51(.26) *	TI02	-.53(.28) *
MGO	-.50(.25) *	SI02	-.40(.16) *	H20	-.36(.13) *
FE203	-.31(.10) *	H20	-.28(.08) *	SI02	-.18(.03) *
CAO	-.25(.06) *	CAO	-.10(.01) *	CO2	-.17(.03) *
TI02	-.11(.01) *	MNO	-.00(.00) *	FE203	-.16(.02) *
MNO	-.00(.00) *	K20	+.06(.00) *	MNO	+.01(.00) *
H20	+.05(.00) *	CO2	+.25(.06) *	NA20	+.02(.00) *
SI02	+.13(.02) *	FE203	+.31(.10) *	K20	+.09(.01) *
AL203	+.18(.03) *	TI02	+.41(.17) *	CAO	+.24(.06) *
CO2	+.22(.05) *	NA20	+.45(.20) *	MGO	+.30(.09) *
K20	+.93(.87) *	AL203	+.49(.24) *	AL203	+.62(.39) *

VP1 1.76 (35%) \* VP2 1.27 (26%) \* VP3 1.04 (21%) \* **82%**

COMMUNAUTES CUMULEES

SI02 (.21) \* AL203(.65) \* FE203(.22) \* MNO (.00) \* MGO (.60) \*  
 CAO (.13) \* NA20 (.56) \* K20 (.89) \* TI02 (.47) \* H20 (.21) \*  
 CO2 (.14) \*

TABLEAU DES COEFFICIENTS FACTORIELS TRANSFORMES

F1		F2		F3	
MG	-25 *	H	-35 *	H	-46
NA	-21 *	MG	-25 *	SI	-11
CA	-12 *	SI	-24 *	C	-9
FE3	-7 *	CA	-5 *	TI	-4
TI	-1 *	MN	-0 *	FE3	-3
MN	-0 *	K	+2 *	MN	+0
AL	+5 *	TI	+3 *	NA	+1
H	+6 *	FE3	+7 *	K	+3
SI	+7 *	AL	+13 *	CA	+11
C	+12 *	C	+13 *	MG	+15
K	+30 *	NA	+16 *	AL	+17

Tableau 27 : Analyse en Composantes Principales après projection sélective des principaux effets de la spilitisation. Signification des différentes valeurs, cf. légende tableau 14.

Au-delà du 3e facteur, l'ACP ne discrimine plus de variations susceptibles de s'individualiser des écarts analytiques.

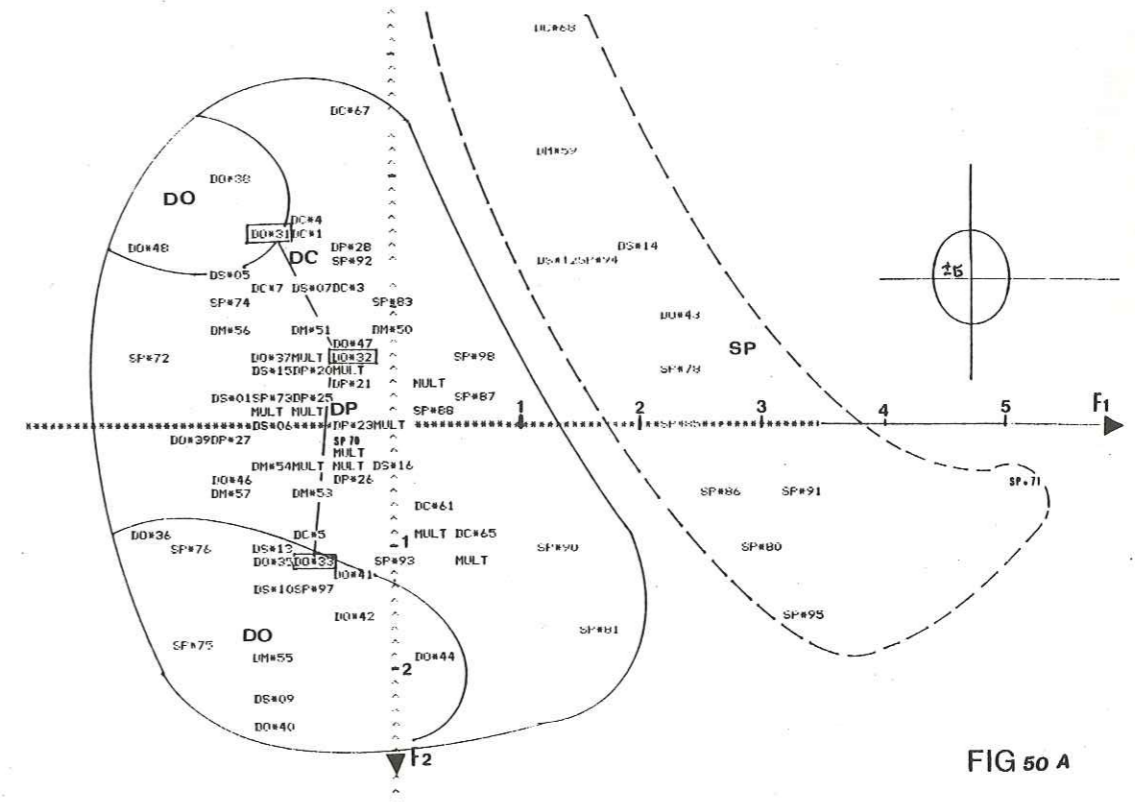


FIG 50 A

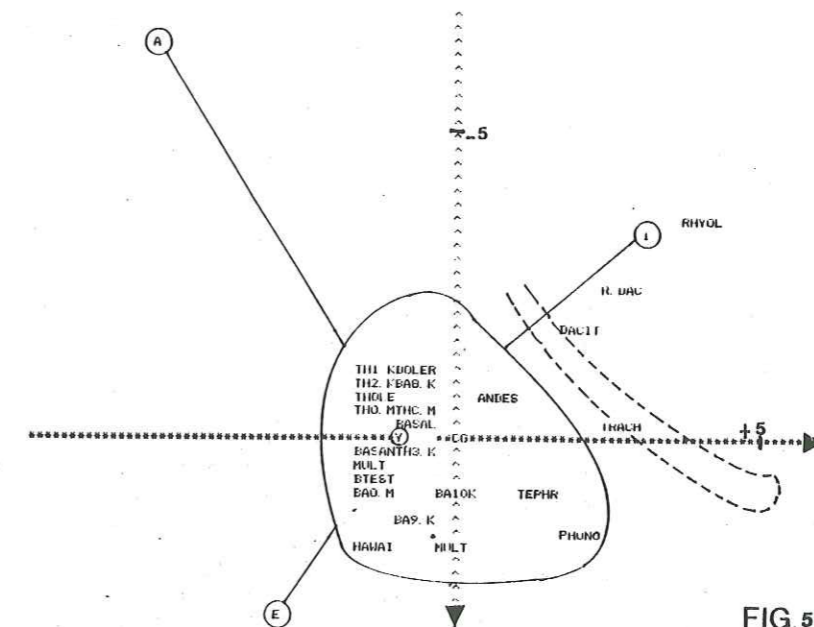


FIG. 50B



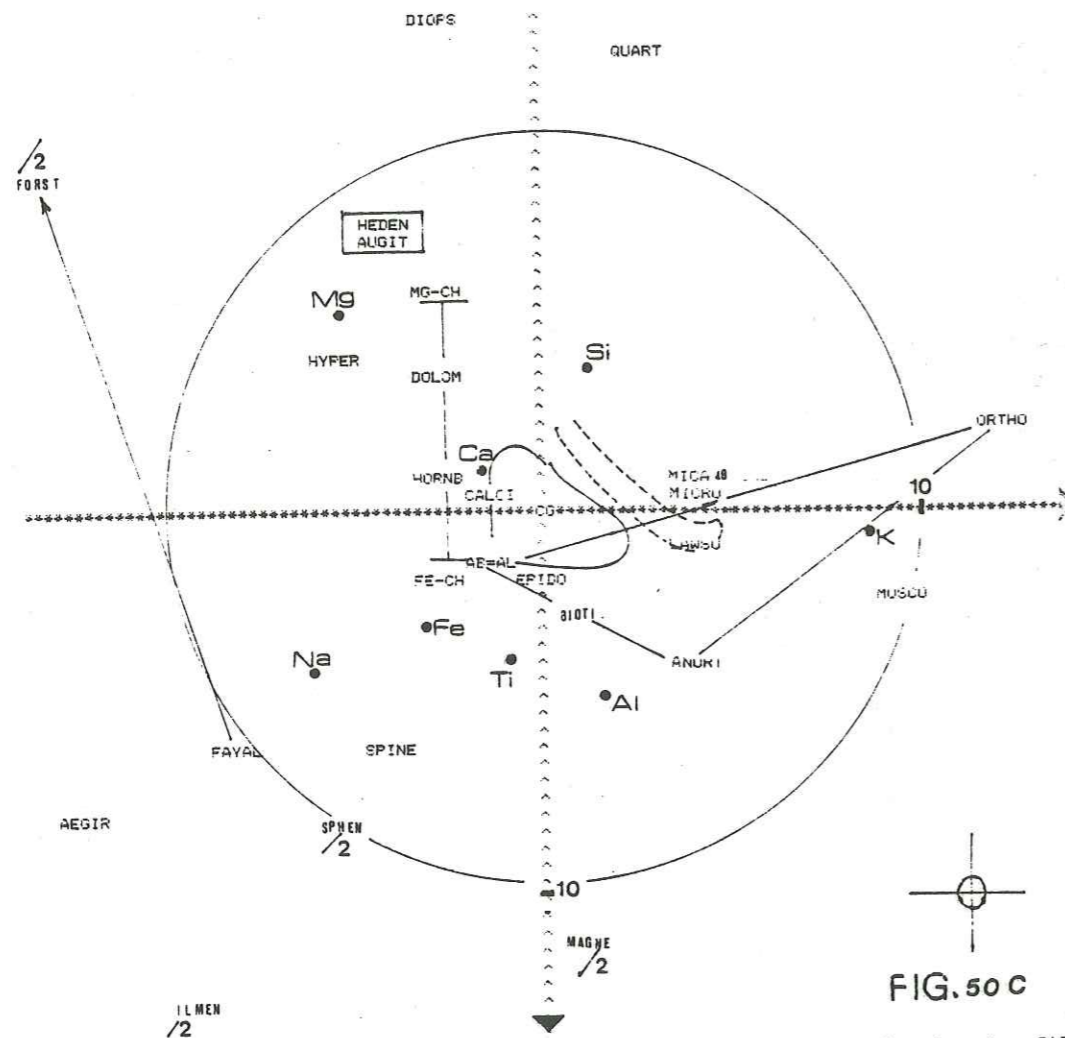


FIG. 50 C

Figure 50 : Projection sélective de la spilitisation, la plus discriminante, des filons dolérito-spilitiques.

- Abréviations identiques à celles des compositions des annexes 2 et 3.

50 A : Projection des échantillons analysés

DO = dolérite ophitique

DP = dolérite porphyrique

DS = dolérite intersertale

SP = spilite

DM = dolérite micro-cristalline à amphibole

$\sigma$  = ellipsoïde approximatif de l'incertitude analytique construit grâce à la simulation des écarts de mesures.

Pour les aires cerclées, voir le texte.

50 B : Projection de roches en individus supplémentaires sur le plan de la figure 50A. Le point multiple (MULT), situé entre le basalte spilitisé (BTEST) et la moyenne des basanites (BASAN), correspond à la moyenne des basaltes alcalins continentaux et ses transformations par albitisation (B + ALB) et par chloritisation (B + CHL) du tableau 16. Ces transformations ne sont donc pas sensibles sur cette projection.

L'aire cerclée représente le même nuage des dolérites du Pelvoux que sur la figure 50A. Les compositions A, E et I représentent des compositions du Skaergaard, calculées à partir de la composition moyenne Y, en fonction de différents modèles de fractionnement (cf. Annexe 3).

50 C : Projection de minéraux en éléments supplémentaires sur le plan de la figure 50 A. Les variables Si, Al, Fe ... représentent, à une échelle multipliée par 10, la projection de la moyenne des dolérites augmentée à chaque fois d'un écart-type de la variable considérée.

les dolérites ophitiques et intersertales, puis on trouve une concentration de dolérites porphyriques au voisinage du centre de gravité, puis ce sont les spilites qui dominent à droite et dans le nuage individualisé.

Les dolérites ophitiques éclatent en une lignée ferromagnésienne sur l'exemple de l'amas grenu du vallon de la Selle de Vallouise (DO 31 = SO 645 b ; DO 32 = SO 645 c ; DO 33 = SO 645 d) où le caractère ferrifère correspond, lorsque l'on s'approche de l'éponte NE, à un affinement du grain, un assombrissement de la roche, l'apparition d'amygdales de carbonates, le développement de la biotite et l'abondance du sphène en lamelles, évoquant l'altération de l'ilménite. L'éponte concernée, actuellement subverticale, présente des caractères d'un toit dans une position originelle. Et nous aurions là, la partie sommitale d'une différenciation où les oxydes auraient précipité plus tardivement que la trame pyroxéno-feldspathique. Les liquides résiduels enrichis en Fe et peut-être en Ti pourraient être éjectés vers la partie supérieure de la structure. Les éléments volatils, accompagnant une telle différenciation, pourraient être responsables d'une auto-altération.

#### D- PROJECTION SUR LE PLAN DISCRIMINANT DES BASALTES

Dans l'ensemble, le caractère alcalin des filons paraît chimiquement moins marqué que dans les coulées. Ce sont les faciès porphyriques qui présentent meilleure ressemblance, mais ni l'ACP brute, ni l'ACP après projection sélective de l'essentiel de la spilitisation ne suffisent à confirmer le caractère alcalin du magma ayant donné tous les faciès filoniens. Les résultats présentés jusque là se révèlent surtout impuissants pour donner l'équivalent d'un index de différenciation à chacun des faciès.

Pour préciser ces deux points, toujours à l'aide uniquement de la géochimie des éléments majeurs, une double projection a été tentée. Le sous-espace, décrit ci-dessus et visualisé par la figure 50, correspond à une première projection parallèle à la carbonatation, la chloritisation et l'albitisation.

Il a été projeté à son tour sur l'espace qui discrimine le mieux à la fois les compositions alcalines des compositions tholéitiques et la différenciation alcaline elle-même. On peut ainsi définir un plan passant par le centre de gravité des dolérites étudiées et parallèle à celui qui contient les 2 vecteurs :

(HAWAITE - MUGEARITE) pour la différenciation dans la série alcaline

(HAWAITE - THOLEIITE) pour la différence : roches alcalines et roches tholéitiques.

Les résultats de cette double projection sont déduits de la figure 51. La projection 51 B montre, entre autres une différenciation alcaline mieux étalée qu'une différenciation tholéitique ou calco-alcaline. Le défaut de la figure 50, vis-à-vis de l'étalement des 3 compositions tests A, Y, I, est toutefois corrigé.

Grâce à la projection des minéraux (figure 51C) on visualise très bien que l'on peut passer des hawaïtes aux mugéarites par fractionnement et soustraction de biotite, peut-être de hornblende, mais certainement pas de soustraction du clinopyroxène. Les arguments de Maury et al. et Villemant et al. (1980) sur le sujet se trouvent ici indirectement confirmés.

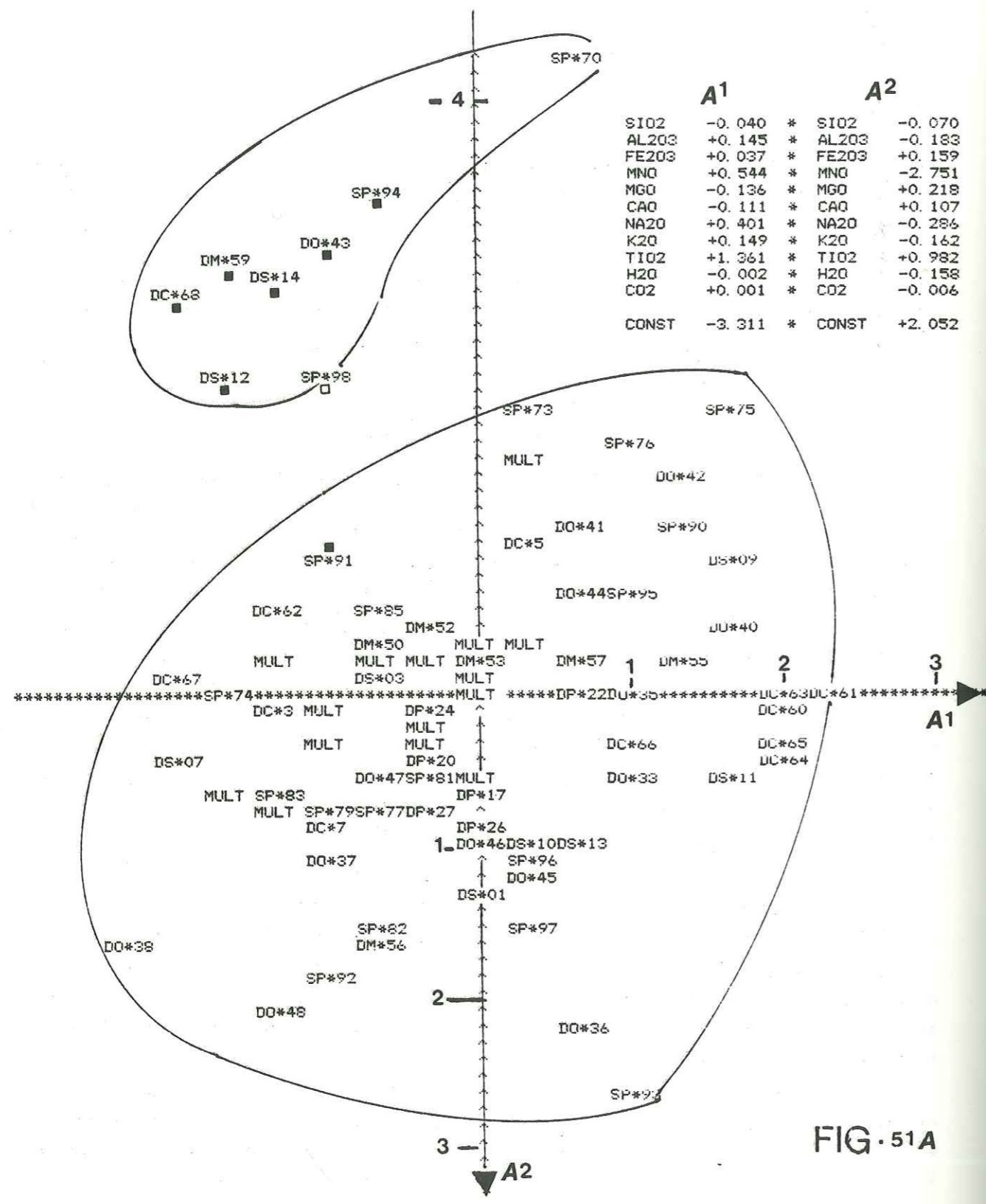


FIG. 51A

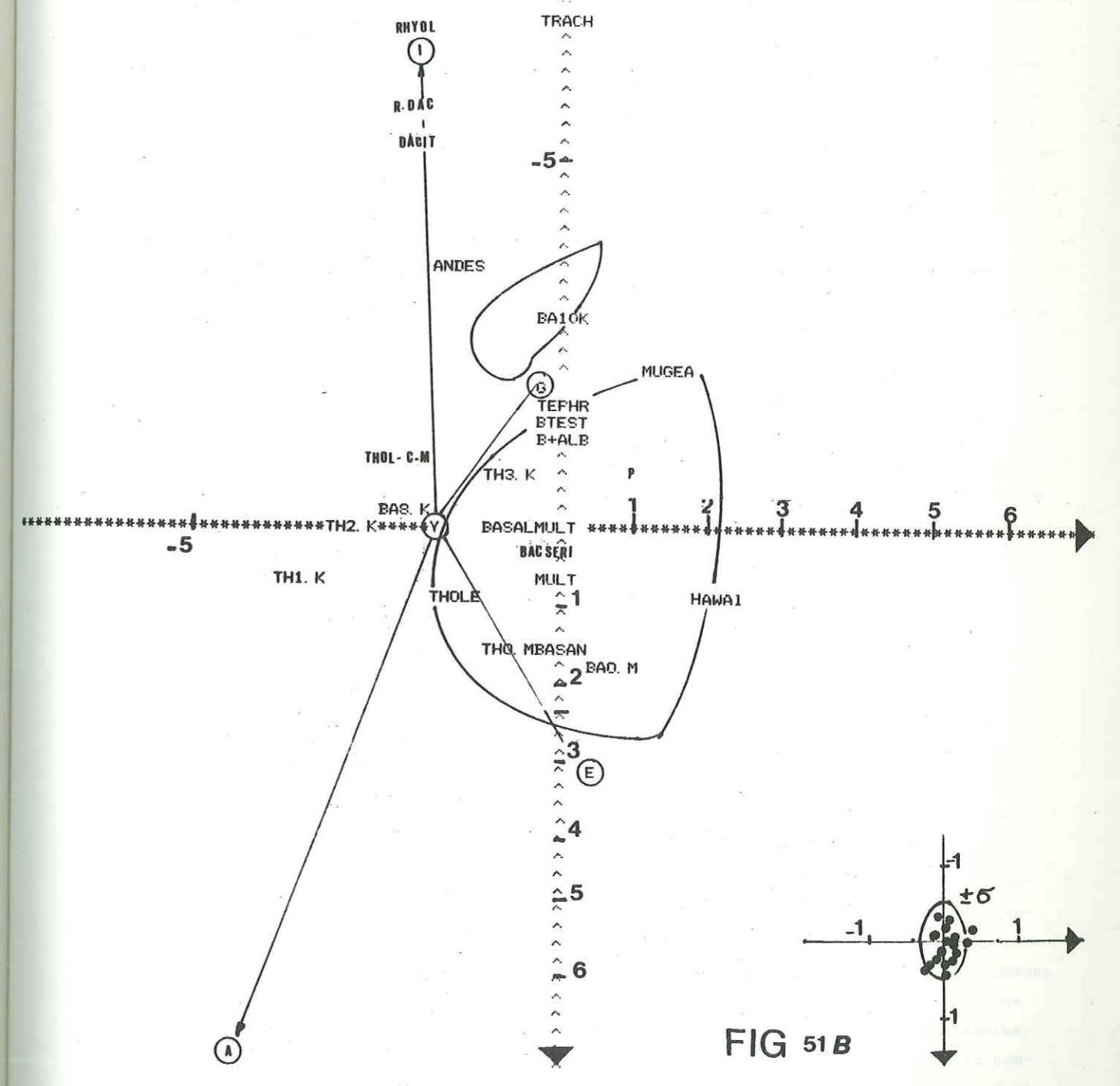


FIG 51B

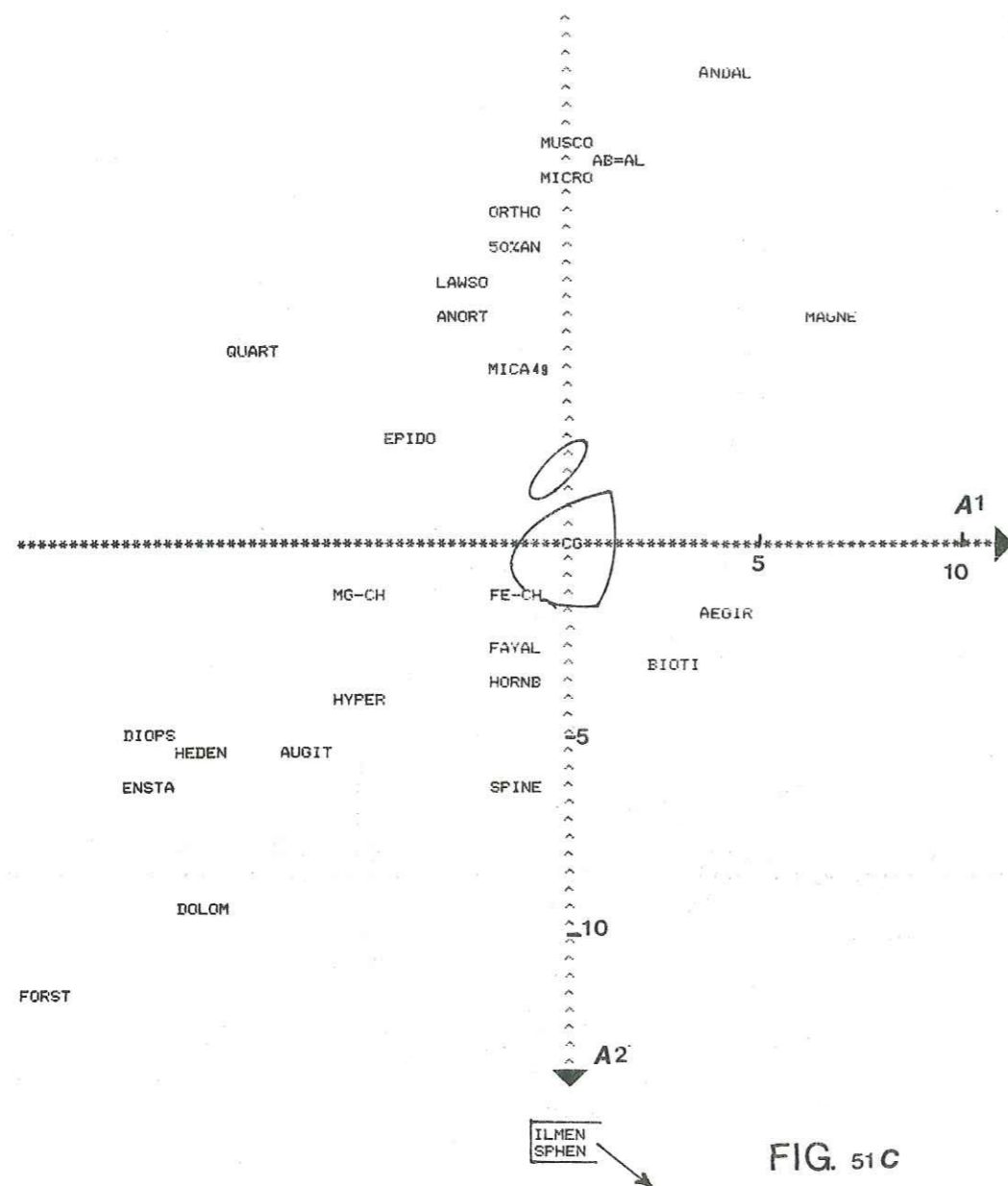


Figure 51 : Projection sélective de la spilitisation sur le plan le plus discriminant contenant :  
 - la différenciation Hawaïte-Mugéarite  
 - l'opposition Hawaïte-tholéiite  
 (compositions utilisées pour la nouvelle contrainte : moyennes de Lemaître, 1976b, cf. Annexe 3).  
 Symboles et abréviations identiques à ceux de la composition des annexes 2 et 3.  
 A - Projection des 107 analyses de films, abréviation cf. Annexe 4.  
 Les analyses pointées par un carré sont celles qui dans la figure 50 se distinguaient de l'ensemble. Elles ne sont pas nécessairement spilitiques (sp).  
 B - Projection de roches remarquables, du fichier de l'Annexe 3.  
 $\sigma$  = ellipse des incertitudes analytiques simulées pour  $\pm \sigma$  de chaque élément chimique.  
 C - Projection des minéraux du fichier de l'Annexe 3.

Sur la figure 51B, on constate une bonne discrimination entre tholéiites et basaltes alcalins. La limite correspond approximativement à l'axe A2 qui prend ainsi une valeur identique à la trace du plan critique du diagramme R1 R2 de H. de la Roche (cf. figure 27). Les analyses de Kuno (1960) sont toutefois moins caractérisées par les deux fonctions A1 et A2 que sur le diagramme  $SiO_2 - f(Na_2O + K_2O)$  étalonné par Mac Donald et Katsura (1964). La composition BA8.K, par exemple (analyse 8, tableau 1, p. 125, Kuno op. cit.), se mêle aux compositions tholéiitiques dans cette projection comme dans d'autres de même nature, mais construite à l'aide d'autres compositions que les moyennes de Lemaître (1976 b).

Quant aux dolérites du Pelvoux, elles se situent nettement du côté des séries alcalines. La superposition, dans une aire du même ordre de grandeur que celle de l'incertitude analytique du basalte alcalin continental moyen, son évolution par chloritisation, son évolution par albitisation et la combinaison des deux (B TEST) illustrent la sensibilité de la figure à la spilitisation. La projection, en éléments supplémentaires, du même basalte séricitisé, montre aussi que, sans avoir été pris en compte dans les contraintes du calcul de la figure, ce mécanisme d'altération est insensible sur la projection A1 A2.

On peut donc en conclure que le groupe d'analyse, qui s'individualise en direction des compositions trachytiques, correspond bien à une différenciation vers des termes acides et non à un artefact d'altération.

Dans les filons on retrouve d'ailleurs un large éventail de différenciations à partir des basaltes alcalins. Les spilites 73, 75 et 76 (versant W du Sirac) sont vraisemblablement des équivalents hypovolcaniques de mugéarites, alors que d'autres faciès présentent les caractères de l'accumulation magmatique de la biotite : DO 33 = SO 645 d, différenciation latérale ou sommitale d'un amas ophitique, DO 36 = SM 37, filon ophitique mince du Sirac, SP 92 = 44 F et SP 93 = 8 AF, dyke latéral et parallèle de la cheminée de l'Aiguille Fourchée où Tane (1962, 1963) a décrit verticalement la transition biotite + chlorite + K, expliquant ainsi l'altération potassique.

## E- BILAN DES VARIATIONS DANS LES FILONS

Comme dans les coulées, les variations chimiques majeures des filons sont reliables à l'abondance des minéraux de la paragenèse spilitique. Mais, si celles-ci sont relativement indépendantes des différenciations magmatiques, elles apparaissent parfois en surimposition de variations peu habituelles mais, comme le fractionnement de la biotite, tout de même magmatique.

Le modèle de dilution d'un basalte alcalin dans différents taux d'une calcite, plus ou moins manganésifère, n'est pas, comme dans les coulées, compliqué par des variations magnésiennes du carbonate. Le terme albitique du feldspath alcalin est essentiellement corrélé négativement à la teneur en calcite et, du coup, s'escamote dès que l'on soustrait les variations du carbonate. Ainsi plus simple, le matériel filonien se comporte mieux comme un mélange de deux phases principales. La première a une composition basaltique alcaline, la seconde se conçoit, à cause de la corrélation négative entre albite et calcite, comme la somme de deux phases élémentaires. Le caractère va à l'encontre d'une simple substitution métamorphique et, si l'on ajoute le comportement indépendant de la chlorite, on peut alors imaginer que les termes extrêmes du produit final résultent de divers taux de dilution d'un matériel basaltique dans des produits hydrother-

maux calcite, chlorite, albite. Certes de telles dilutions provoquent parallèlement une altération et des interactions entre les diverses phases.

Les causes de ces effets seront discutées plus loin, mais quelle que soit leur nature, on peut toujours, grâce au procédé graphique utilisé, en atténuer les conséquences gênantes pour connaître la nature du matériel basaltique qui reste le plus important en volume. On y rencontre alors tout l'éventail des différenciations alcalines classiques et dont les expressions les plus marquées sont en général mieux exprimées que dans les faciès effusifs, où l'on ne dépasse guère le terme d'Hawaïte, sauf peut-être au Rochail où l'on tendrait vers les mugéarites ou trachybasaltes.

Le cas des éléments en traces n'a pas été précisé. Peu d'analyses complémentaires ont été effectuées sur les filons depuis Aumaitre et Buffet, 1973. Leurs variations restent conformes à celles enregistrées dans les coulées. Les filons sont dans l'ensemble plus riches en Sr que les coulées (250 - 400 ppm contre 100 à 200 ppm ( $\bar{m} \pm \sigma$ )). Les faciès plus spilitiques rejoignent toutefois les valeurs des coulées. Sr est assez bien corrélé dans le facteur albite-calcite avec le pôle albite, alors qu'une part de Rb et de Li montre une affinité pour les faciès carbonatés. Rb est toujours très bien corrélé à K, mais le rapport K/Rb est plus faible que dans les coulées, il est compris entre 200 et 100. La répartition de K et Rb chevauche assez largement le domaine qui selon Schroll (1968) caractérise les granitoïdes, pegmatites et autres basaltes hyperpotassiques contrôlés par la présence de biotite (Aumaitre et Buffet, 1973, pp. 210-211).

Les très fortes valeurs en Li montrent une affinité, d'une part avec les faciès carbonatés, mais surtout avec les faciès enrichis en chlorite (Vatin-Pérignon et Shaw, 1972).

Les éléments majeurs, comme les éléments en traces, marquent des anomalies contrôlées par les minéraux de la paragenèse spilitique. Les amorces de différenciations magmatiques présentes, mais limitées, compatibles avec les tendances observées, ne suffisent toutefois pas à expliquer quantitativement les aberrations.

## II - COMPARAISONS LAVES FILONS

A priori, il n'existe pas de différence fondamentale entre coulées et filons. Les caractères magmatiques reliques et les éléments en traces montrent une très large analogie, non seulement de teneurs, mais aussi de comportement. Tout essai de traitement statistique par ACP, analysant simultanément les faciès intrusifs et effusifs, souligne cette homogénéité. Seule l'Analyse Discriminante met en évidence quelques différences. La plus importante est apportée par Mn qui, à lui seul, permet de reclasser correctement 131 analyses sur 148. Avec des valeurs inférieures à 0.15 il caractérise les coulées, et des valeurs supérieures ou égales, il caractérise les filons. En dehors de la zone de recouvrement incertaine, à cause de la précision des analyses, (0.15  $\pm$  0.02 %) on remarque quelques valeurs "filoniennes" dans les coulées, lorsque le faciès subophitique est bien développé, lequel semble aussi un facteur de préservation de reliques magmatiques. Inversement, dans les filons, les teneurs en MnO les plus basses sont rencontrées dans des dolérites microlitiques proches de points de sortie (ex. des échantillons PO 52b et PO 52e, 0.11 et 0.13 % MnO) et dans quelques filons spilitiques isolés, montrant toujours une structure microli-

tique proche de celle des faciès effusifs.

Il devenait alors indispensable de vérifier si la teneur en MnO était la seule susceptible de discriminer correctement les coulées des filons. Une analyse discriminante en deux groupes, excluant MnO du calcul montre qu'il faut obligatoirement associer tous les éléments majeurs pour trouver une fonction capable d'un aussi bon classement que celui dû à MnO (fonction D, tableau 28). On y constate, entre autres, que K<sub>2</sub>O, qui bien que possédant des teneurs moyennes assez tranchées entre filons et laves, n'est pas un bon critère de classification. L'enrichissement potassique se produit aussi bien d'une manière généralisée dans les laves de tout un secteur que d'une manière plus localisée dans quelques filons. Il faut souligner toutefois que l'érosion n'est pas favorable à l'échantillonnage de faciès filoniens dans les secteurs potassiques.

	C	F	C-F	D
SiO <sub>2</sub>	46.33	46.15	+ 0.18	- 1.193
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.85	15.05	+ 0.80	- 1.302
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.91	11.78	- 1.87	- 1.203
MnO	0.10	0.20	- 0.10	
MgO	6.67	7.49	- 0.82	- 0.830
CaO	4.62	7.46	- 2.83	- 1.423
Na <sub>2</sub> O	3.43	3.12	+ 0.30	+ 0.554
K <sub>2</sub> O	2.69	1.69	+ 1.00	- 0.092
TiO <sub>2</sub>	1.93	1.93	+ 0.00	- 0.978
H <sub>2</sub> O	3.98	2.79	+ 1.19	- 0.540
CO <sub>2</sub>	2.55	2.40	+ 0.15	- 0.581
effectifs	82	66		106.900 constante

Tableau 28 : Différences entre compositions des coulées et des filons

C = coulées - F = filon - C-F = différence, D = coefficient d'une fonction discriminante excluant MnO : D < 0 pour les coulées et D > 0 pour les filons, reclasse correctement 129 analyses sur 148.

En revanche Na<sub>2</sub>O, qui varie peu, souligne de manière assez nette, ayant le seul coefficient positif de la fonction discriminante, le caractère plus franchement albitique des filons, alors que les différences au niveau des moyennes se démarquent à peine de l'incertitude analytique.

Le cas de TiO<sub>2</sub> est analogue, malgré une différence nulle entre les moyennes des coulées et la moyenne des filons ; cet élément constitue un assez bon critère de discrimination.

*Leurs savants disent : Montrez-nous l'âme. Montrez-la, que nous puissions la palper, la peser, connaître ses réactions aux acides. Indiquez-nous sa structure moléculaire, ses réactions chimiques. Une preuve, une preuve, il nous faut une preuve, te diront-ils, sans se soucier de détruire par leur attitude négative, par leur suspicion toutes les chances d'obtenir la preuve qu'ils réclament.*

LOBSANG RAMPA  
LE TROISIEME OEIL

(ou l'autobiographie d'un moine tibétain)

(citation du 13e Dalaï Lama)

Chapitre V

## INTERPRETATION DE LA SPILITISATION

### I COMPARAISON DES SPILITES DU PELVOUX A DIFFERENTS CAS D'HYDROTHERMALISATION BIEN TYPES

#### A - DONNEES DU PROBLEME

A chaque étape de l'étude minéralogique et géochimique précédente ont été mises en évidence d'importantes recristallisations d'une roche à paragenèse basaltique initiale. L'association Labrado-Augite n'est parfois que partiellement déstabilisée et toute la série des stades intermédiaires de l'altération complète a été observée.

Dans la majorité des gisements effusifs on ne trouve pourtant plus aucune relique cristallographiquement saine de la paragenèse de haute température. Les minéraux primaires sont alors pseudomorphosés par des minéraux hydrothermaux, en préservant les formes et contours initiaux.

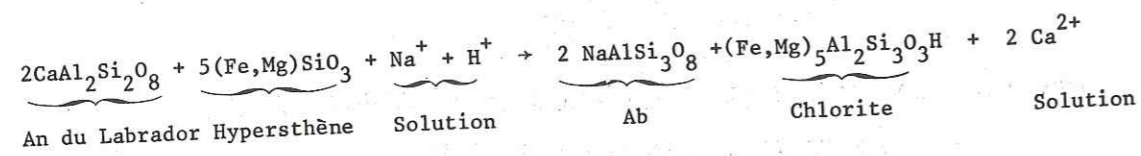
Les recristallisations se sont donc effectuées sans déformation et, du moins à l'échelle du cristal, on observe alors le produit de métasomatoses à volume constant.

L'évolution du clinopyroxène en hornblende brune puis en biotite et/ou chlorite a été suivie de proche en proche dans le même affleurement. Quelques arguments géochimiques indirects témoignent aussi de ces recristallisations. C'est le cas par exemple de Sr. Relativement déficitaire, par rapport à des teneurs de basaltes alcalins normaux, cet élément est globalement plus abondant dans les faciès riches en albite. Pourtant considéré habituellement comme un élément cristallisable (Dupuy, 1970) il est normalement piégé dans les premiers feldspaths précipités dans les magmas basaltiques. Sr est alors le traceur des accumulations de plagioclases calciques, An<sub>60</sub> - An<sub>50</sub>, qui se produisent dans le fractionnement magmatique. Ayant conclu à la substitution albitique de ce plagioclase par départ de Ca, il n'est alors pas surprenant de trouver

Sr corrélé à l'abondance d'albite. Le déficit, léger en Sr, plus net en Ca, par rapport aux téneurs basaltiques, indique une mobilité différentielle entre ces deux éléments dans l'altération hydrothermale. Une meilleure solubilité de Ca par rapport à celle de Sr, dans les fluides hydrothermaux, peut être envisagée dans la gamme des températures d'altération prévisibles.

La substitution albitique (ou orthosique dans les faciès potassiques) doit cependant être nuancée d'après les résultats des calculs factoriels. Dans les filons (tableau 25, F1), on ne trouve des coefficients pour Si, Al, Na, C et Ca qui évoquent des proportions stoechiométriques par rapport à la formule théorique de l'albite :  $\text{Si}_3 \text{Al NaO}_8$ , et de la calcite :  $\text{Ca CO}_3$ . Leur opposition signifie que lorsqu'un échantillon basaltique normal s'enrichit d'une molécule de carbonate il perd une molécule d'albite.

En première approximation, ce caractère géochimique s'interprète assez simplement par l'antécédence de différences de structure basaltique à cumulats feldspathiques et de structures microlitiques vacuolaires. Soit une substitution de type métasomatique, selon la réaction classique (Korjinski, 1957 ; Fonteilles, 1968) :



aisément aménageable, en remplaçant l'hypersthène par l'olivine et/ou le clinopyroxène, pour tenir compte de la minéralogie alcaline, et en apportant dans la solution le Si alors manquant. Dans une série totalement transformée, les faciès les plus riches en albite expriment des faciès initialement plus riches en feldspathcalciques. De tels faciès de cumulats plagioclasiques, à l'opposé des faciès microlitiques sont rarement vacuolaires et le Ca, qui ne peut précipiter sous forme de carbonates à l'intérieur de la cellule échantillon, est éjecté à l'extérieur du système. En revanche, dans les faciès microlitiques, le remplissage des vacuoles aboutit à une dilution de la roche initiale dans du carbonate. Ainsi analysés globalement, faciès cumulatif et faciès microlitique s'opposent en une corrélation négative qui traduit essentiellement des différences de structure originelle. Celle-ci peut être renforcée par les cas où le carbonate entre en substitution dans le feldspath lui-même, par corrosion du cœur des phénocristaux.

L'intervention d'une phase fluide hydrocarbonatée est nécessaire. Celle-ci aurait dû circuler parfaitement à travers tous les faciès effusifs, comme dans les filons, à quelques milliers de mètres de profondeur dans le socle sialique, pour altérer uniformément tous les corps reconnus. Ce simple schéma métasomatique doit être nuancé pour différentes raisons. En premier lieu il n'explique pas le caractère quantitatif d'une molécule d'albite pour une molécule de calcite. Ensuite on est contraint de constater que ce ne sont pas toujours les faciès les plus feldspathiques qui sont le mieux discriminés par le facteur statistique albite-calcite. Les dolérites intersertales filoniennes (échantillon DS ...) en sont le meilleur exemple. Sur la figure 50 elles ne sont pratiquement pas discriminées par le facteur 1 se projetant au voisinage du centre de gravité, malgré l'évidence de structures cumulatives.

Si l'on étend la signification de l'albite au feldspath alcalin total, pour prendre en compte les faciès orthosiques dans les coulées, on retrouve l'opposition feldspath-carbonate dans le premier plan factoriel (cf. figure 38b). Mais, calcite et feldspath ne sont plus corrélés

au même axe factoriel, montrant ainsi des variations dans l'interprétation générale. Lorsque le carbonate devient très abondant, les comportements se compliquent et l'opposition carbonate-feldspath passe à l'arrière-plan, nettement subordonnée à l'opposition carbonate-chlorite.

Ainsi, dans le gisement de Combe-Bonne, l'opposition carbonate-feldspath se dilue entre une opposition carbonate magnésien-albite (colonne F2 du tableau 15B) et une opposition résiduelle carbonate calcique-feldspath potassique (colonne F4). Ce cas souligne le caractère multiple, l'importance quantitative et la variance de la phase diluante, comme si cette dernière résultait de diverses proportions de mélange carbonate, chlorite, feldspath.

On peut alors supposer que le schéma général premier peut être valablement nuancé par les effets d'un mécanisme d'interaction entre une composition basaltique et une phase hydrothermale, qui contient potentiellement tous les minéraux de la paragenèse de basse température : albite, orthose (adulaire?), chlorite, calcite et dolomite. A cette liste révélée par l'analyse statistique il conviendrait d'ajouter mica, pyrite et autres minéraux accessoires que l'on rencontre occasionnellement.

L'indication isotopique de l'origine profonde possible du carbonate, rediscutée plus loin, ainsi que les arguments plus subjectifs d'échelle, d'ampleur relative mais aussi de spécificité de cette interaction, ouvrent l'éventualité d'une action dès le stade magmatique. Mais, avant de préciser une telle éventualité, il convient de faire un tour d'horizon de différents cas d'hydrothermalisation bien typés, afin d'envisager si eux aussi sont capables de produire tous les effets observés.

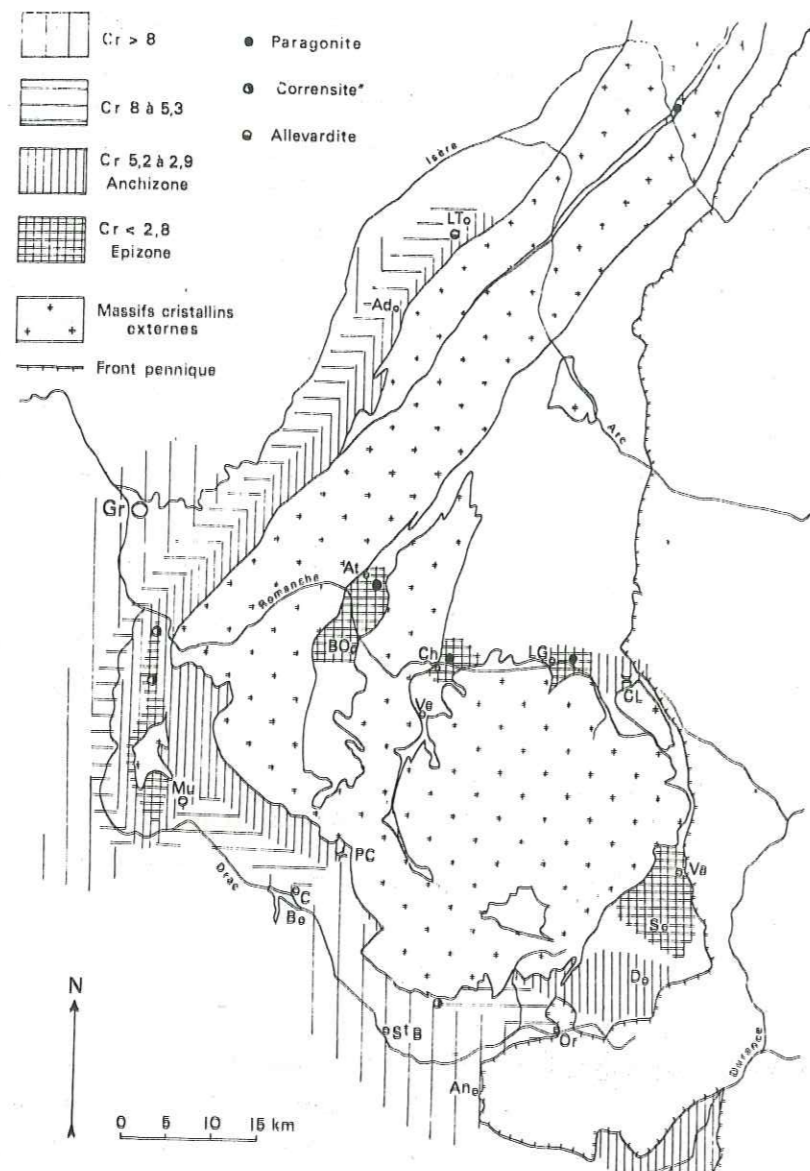
## B - REJET DU METHAMORPHISME ALPIN EN TANT QUE SEUL AGENT DE SPILITISATION

### a - GENERALITES

Le caractère hydrothermal du métamorphisme syntectonique alpin est mis en évidence par la paragenèse générale du faciès "schistes verts". La nature des fluides a été précisée par les études de Poty, 1969, Bernard et al., 1977, pour ne citer que celles relatives au secteur géographique étudié. Combinées aux études plus générales Bocquet et al. (1974), Aprahamian (1974), Bocquet (1974), elles s'accordent pour mettre en évidence un effet de socle, avec une intensité de métamorphisme maximal dans les formations granito-gneissiques (rétromorphose dans le faciès schistes verts), puis une zonalité décroissante dans les formations sédimentaires de la couverture. L'abondance des minéraux reliques, dans les spilites, l'intensité des transformations chimiques par rapport à un basalte hypothétique enregistrée dans chacun des sites étudiés, la présence des minéraux de métamorphisme du type hornblende, actinote, chlorite, céladonite, sont totalement indépendantes de cette zonalité.

### b - DYSHARMONIE ENTRE INTENSITE DU METAMORPHISME ALPIN ET SPILITISATION

Un exemple précis souligne cette dysharmonie. Au sud de Corps, un accident N 50 majeur recoupe la couverture et sépare deux domaines de métamorphisme bien tranchés (figure 52). Au nord,



— Schéma de la répartition géographique des variations de l'indice de cristallinité de l'illite (Cr).  
 Abréviations : Ad, Allevard ; An, Ancelle ; Ar, Allemont ; B, Beaufin ; BO, Bourg-d'Oisans ; C, Corps ; Ch, Le Chambon ; CL, Col du Lautaret ; D, Dormillouse ; Gr, Grenoble ; LG, La Grave ; LT, La Table ; Mu, La Mure ; Or, Orcières ; PC, Col de Prés-Clos ; S, Haute Saïce ; Va, Vallouise ; Ve, Venosc.

Figure 52 : Effets du métamorphisme alpin sur la cristallinité de l'illite Aprahamian (1974).

La cristallinité est considérée ici telle qu'elle est donnée dans la mesure radiocristallographique (largeur du pic à 10 Å). Inversement, dans le texte on parle de cristallinité maximale lorsque la largeur est la plus faible.

on rencontre des cristallinités d'illites avoisinant la maximale, alors qu'au sud, dans le même niveau liasique (Aprahamian, 1974), la cristallinité diminue considérablement. Les mesures, sur les horizons intercalaires entre les coulées, des gisements de Beaufin et du Col de Préclos, s'accordent pour conférer au premier un régime de faible cristallinité, corroboré par la présence de corrensite dans des marnes dolomitiques du Trias, et au second un régime de cristallinité plus élevée. Or, le gisement de Préclos est celui dans lequel on rencontre les plus fréquentes et les plus belles reliques magmatiques et le gisement de Beaufin est celui qui présente la tendance albitique la plus marquée. Les structures pétrographiques dans ces deux sites sont pourtant très voisines. On rapprochera du site de Beaufin le gisement de Combe-Bonne, distant de 3 km, situé dans la zone de faible cristallinité de l'illite et marquant pourtant une tendance hyperpotassique aussi bien exprimée que dans le Massif du Rochail, au coeur des zones de plus fort métamorphisme. Il n'y a donc aucune relation entre l'intensité du métamorphisme syntectonique alpin et l'intensité des effets chimiques de la spilitisation.

#### c - INCIDENCES GEOCHRONOLOGIQUES

Ensuite, on conçoit mal qu'un métamorphisme, qui respecte les compositions isotopiques des biotites des filons du magmatisme alcalin carbonifère (10 datations à  $310 \pm 10$  Ma., Beaubron et Buffet, à paraître), remobilise complètement et redistribue des éléments sur des distances considérables et d'une manière généralisée. L'homogénéisation isotopique de K et Ar se conçoit certes pour les micas de plus petite taille pour donner des âges partiellement rajeunis dans les sites tectoniques les plus exposés, mais on est loin des quantités énormes de K qui ont été déplacées et piégées dans les spilites de secteurs entiers.

Un âge K-Ar de 197 Ma, mesuré sur une amphibole brun-vert de dolérite, est concordant avec les âges des coulées déductibles de la stratigraphie. Il prouve, non seulement que le métamorphisme syntectonique a épargné l'actino-hornblende de ce faciès, mais aussi que les premières déstabilisations minérales sont subcontemporaines de la mise en place.

#### d - PROBLEME DE LA SOURCE DU POTASSIUM

Les coulées, depuis le Vêt jusqu'à Villard-Notre-Dame, sur une transversale de près de 10 km (12 à 15 si on tient compte du raccourcissement dû à la tectonique alpine), sont invariablement hyperpotassiques avec une teneur en  $K_2O$  moyenne de 7 à 8 % pour une teneur en  $SiO_2$  de 45 %. Sur une seule bande de 5 km de large et pour une épaisseur minimale de 100 m cela représente approximativement 1 milliard de t de  $K_2O$ , ajouté à une composition initiale supposée de 1 % de  $K_2O$ . Dans l'hypothèse métamorphique,  $K_2O$  proviendrait forcément des granites du Rochail sous-jacents, puisque tous les sédiments environnants sont essentiellement carbonatés. Pour le granite, cela représenterait la soustraction de tout le potassium du feldspath et du mica sur un volume équivalent à celui des spilites. Celui-ci aurait traversé des sédiments, qui en sont totalement dépourvus, sans laisser de traces, puis se serait concentré de manière uniforme dans les laves?

De tels apports métasomatiques, en régime de métamorphisme syntectonique, ne seraient possibles qu'en relation avec une intense schistosité. Or ni les granites, ni les spilites ne sont affectés par cette déformation, en dehors de quelques couloirs bien localisés au voisinage des grandes fractures. D'une manière générale, les gisements échantillonnés sont éloignés de ces zones de déformations intenses.

Il faut souligner que, d'une manière générale, le matériau spilitique du Pelvoux est réfractaire à la schistosité, tant à une schistosité de fracture qu'à une schistosité de recristallisation minérale, malgré la présence généralisée des phyllites et de chlorite. Les études de l'aimantation rémanente (Westphal, 1973 et 1976) et surtout les mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique de Henry (1976, 1980) retrouvent presque toujours les caractères primaires des propriétés magnétiques des roches volcaniques communes.

Les divergences dans les résultats de ces deux auteurs, pour quelques gisements, concernent plus des différences d'interprétation de la position des axes de la tectonique alpine que des variations dans le matériau prélevé.

Ainsi lorsque Westphal précise que le massif de Beaufin aurait subi une rotation de 30 à 45° dans le sens anti-horaire, par rapport à l'Europe stable, et que Henry constate sur le même affleurement une rotation de 20° dans le sens horaire, le premier a effectué une correction de pendage dans une hypothèse de série en position normale alors que le second a préféré l'hypothèse d'une série renversée.

Mais non seulement la base de l'affleurement montre un pendage inverse de 70° en moyenne, mais plus on se déplace vers le Nord, d'une part par l'intermédiaire d'emboîtements et d'imbrications de coulées, d'autre part à cause d'un déplacement important par rapport à l'axe d'un pli virtuel, on passe à des pendages normaux pour terminer avec un contact spilite-Lias penté à 60°. De plus, compte tenu de la géologie du secteur, au voisinage de l'accident N50 évoqué plus haut et connu sous le nom de faille de Beaufin, on serait bien en peine de préciser la direction et la pente d'un axe virtuel du pli affectant la série initiale. Henry précise lui-même, pour un autre affleurement où la série spilitique est très fortement pentée au voisinage d'une faille inverse amenant le socle cristallin sur la couverture sédimentaire, qu'une inclinaison de 15° dans l'appréciation de la pente de l'axe de pli entraîne, par rapport à une interprétation horizontale, une variation de 25° sur l'orientation de l'aimantation rémanente initiale.

Quoi qu'il en soit, les deux auteurs s'accordent pour reconnaître les caractères originaux de l'aimantation et Henry (op. cit.) démontre sur plusieurs affleurements que l'anisotropie de susceptibilité magnétique représente des linéations d'écoulement et de mise en place. L'aimantation est portée par l'hématite en général crypto-cristalline. Celle-ci est originelle et aurait acquis son aimantation vers 500°C. Elle n'a donc aucune relation avec le métamorphisme alpin.

f - SIGNIFICATION DU SPHÈNE

Enfin, sur la figure 21, des caractères de sphènes normaux de roches alcalines ont été mis en évidence. Concernant les filons inclus dans une des régions de plus fort métamorphisme, on constate alors la faible probabilité de recristallisation du sphène dans le métamorphisme syntectonique. Pourtant, dans les Alpes du Valais, comme dans les formations de Tavayannaz et des grès du Champsaur (grès tertiaires proches des sites étudiés), Coombs, Nakamura et Vuagnat (1976) ont montré que le sphène était un constituant normal de la paragenèse métamorphique de roches à chimisme voisin des spilites. Comme le métamorphisme ne peut être moins intense dans le socle que dans la série sus-jacente ou voisine, on peut évoquer un scénario probable de chro-

nologie des événements. Vuagnat (com. personnelle) a remarqué à Loèche que les minéraux de métamorphisme, principalement les silicates calciques, n'apparaissent jamais dans les faciès où la porosité initiale de la roche était colmatée par des recristallisations diagénétiques de calcite. Un remplissage préalable des vacuoles et des tubes de dégazage de la lave, dû à une spilitisation précoce, serait alors inhibiteur des recristallisations du sphène et expliquerait du même coup l'absence générale de minéraux de type lawsonite et pumpellyite pourtant compatibles avec les isogrades du métamorphisme synschisteux et le chimisme des spilites.

Dans ces conditions, où la porosité est colmatée, le sphène reste stable, même sous de très fortes pressions de CO<sub>2</sub> (Hunt et Kerrick, 1977).

Constatant que le métamorphisme syntectonique alpin est incapable de déstabiliser des silicates de métamorphisme, on éprouve quelque difficulté à lui attribuer l'importante des variations chimiques constatées.

g - COMPARAISON AVEC LES METAVOLCANITES DU CRETACE DU VERSOYEN  
(zone intermédiaire entre les Alpes externes et les grands charriages  
des Alpes internes)

Dans la zone des brèches de Tarentaise (Antoine, 1971) on a décrit un important volcanisme basique (Loubat, 1968, 1975). Lassere et Laverne (1976) ont démontré, sans ambiguïté, que ce volcanisme ne correspond nullement à une série ophiolitique, comme le suggèrent les schémas structuraux classiques des Alpes. Il s'agit d'un volcanisme tholéitique sous-marin, mis en place en sills dans des sédiments non consolidés et en épanchements sous-marins. Ce volcanisme se différencie structurellement et chimiquement d'une lame gabbroïque affleurant au voisinage du col du Petit Saint Bernard (gabbro du Clapey dont l'étude est en cours de réactualisation; H. Loubat, à paraître).

Quelques tests statistiques comparatifs, entre ce volcanisme et les volcanismes alcalins triasiques du Pelvoux, ont été effectués (Lassere-Buffet, 1977).

L'analyse discriminante met clairement en évidence l'opposition des deux souches volcaniques, par toute une série de variations chimiques corrélatives aux différences de teneur en TiO<sub>2</sub>. Mais l'enseignement essentiel des caractères du volcanisme du Versoyen est dû à sa situation vis-à-vis du métamorphisme alpin, bien plus intense dans la zone des brèches de Tarentaise que dans le Pelvoux, puisque le faciès "schistes bleus" avec développement de glaucophane (Bocquet, 1976), est atteint. Il faut constater que ce métamorphisme n'a pas oblitéré les caractères primaires du magmatisme, puisque ceux-ci sont lisibles sans ambiguïté sur les diagrammes conventionnels. La différenciation interne aux sills est en particulier très caractéristique sur la projection AFM.

Cette étude comparative contribue à renforcer l'idée que le métamorphisme syntectonique alpin n'est pas responsable des aberrations chimiques des spilites triasiques du Pelvoux. Comme les objections précédentes, relatives aux dysharmonies entre effets métamorphiques et effets spilitiques, aux faits minéralogiques, géochronologiques, paléomagnétiques et géochimiques, elle incite à accorder à ce métamorphisme un rôle tout à fait subordonné dans l'acquisition des caractères spilitiques.



## C - CAS DE LA PALAGONITISATION OU DE L'HALMYROLYSE

L'*halmyrolyse* est en général considérée (Honnorez, 1978) comme l'hydratation sous-marine d'un matériel basaltique. Celle-ci s'effectue à basse température et provoque des destructions chimiques, des réarrangements ou substitutions dans des roches en place par des circulations d'eau de mer. Elle est possible uniquement dans des régions à très faible taux de sédimentation.

On lui préfère actuellement le terme plus général de *palagonitisation* qui exprime plus un processus d'altération que les conditions dans lesquelles celle-ci s'est opérée. Il évoque l'altération d'un verre basaltique, partiellement remplacé par un assemblage de verre résiduel, de verre partiellement dévitrifié, de zéolithes (Phillipsites) et de smectites et autres produits secondaires accessoires comme l'analcime, du feldspath potassique, la natrolite et autres carbonates (Noack, 1979).

Sur le plan chimique, les observations recourent les résultats expérimentaux de Trichet (1970).  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  baissent sensiblement sous l'effet de l'hydratation. Un apport de  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  est envisagé. Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  ne sont pas ou peu affectées.

Bien que les transports de matière puissent être abondants et aboutir à des compositions chimiques assez variées, le phénomène reste local et concentré le long de fissures. Globalement le chimisme d'une coulée ne doit pas être affecté.

Dans les spilites du Pelvoux, les conditions d'épanchement, souvent subaériennes, donnent aussi des laves faiblement immergées. Si des mécanismes de palagonitisation ont eu lieu, ils seront cependant difficiles à reconnaître. En premier lieu, la nature même de la roche, très doléritique et assez largement cristallisée, n'est pas favorable à la palagonitisation. Les faciès les plus microlitiques sont rares et localisés aux semelles et aux croûtes scoriacées de certaines coulées. Analysés qu'exceptionnellement à cause de leur état d'écrasement, ces faciès, les plus susceptibles d'avoir subi une halmyrolyse, ne peuvent être rendus pour responsables des variations chimiques énormes qui affectent des zones entières du massif.

Ensuite, la phillipsite naturelle, minéral traceur de la palagonitisation, est détruite entre 200 et 270°C, ses produits de conversion, wairakite et analcime (Hoss et Roy, 1960) ont peu de chance d'avoir résisté au métamorphisme synschisteux alpin et auront été convertis, à leur tour, en illite et autres silicates alumino-calciques. Ces derniers toutefois sont rares. Seule l'épidote a quelquefois été identifiée dans les laves massives, mais celle-ci peut toujours être reliée directement aux fissures alpines.

Sans négliger ces phénomènes de palagonitisation, qui certainement ont eu lieu dans les laves et les faciès les plus exposés après l'épanchement, il est cependant peu vraisemblable qu'ils soient responsables des aberrations chimiques des spilites et surtout qu'ils aient pu se développer d'une manière uniforme jusqu'aux racines des filons les plus profondément ancrés dans le socle.

Peut-on leur attribuer la carbonatation qui, en colmatant les zones des circulations possibles, aurait inhibé l'apparition de minéraux des paragenèses du métamorphisme alpin ? On ne peut accorder une réponse affirmative à cette question pour les mécanismes de carbonatation développés à grande échelle. Les rapports isotopiques du carbonate, avec un  $\delta\text{O}^{18}$  bien supérieur à ce-

lui de l'eau de mer et un  $\delta\text{C}^{12}$  bien inférieur à celui des carbonates marins ou évaporitiques, montrent que l'on ne peut concevoir une interaction à grande échelle avec une eau de mer qui n'aurait pas été profondément recyclée et altérée.

La palagonitisation est donc à concevoir sur un plan tout à fait local et accessoire dans l'acquisition des caractères spilitiques du volcanisme triasique du Pelvoux.

## D - ALTERATION DES FONDS OCEANIQUES

Au voisinage des rides médio-océaniques (Cann, 1969 ; Bonatti et al., 1975) et des grandes failles transformantes (Bonatti et al., 1976), des phénomènes d'altération hydrothermale ont été mis en évidence. Celle-ci peut être très intense et se développer très rapidement après l'épanchement.

Le premier stade est une simple hydratation à basse température, avec peut-être fixation de Mg lié au développement des smectites. Comparable à la palagonitisation, celui-ci a pour conséquence chimique la dilution de la roche primitive dans  $\text{H}_2\text{O}$ , par hydratation du verre, et quelques oxydations et remobilisations de Fe.

Mais, du fait de la proximité d'activités magmatiques, des anomalies locales de gradient thermique vont induire dans les planchers océaniques, profondément tectonisés au voisinage des rides et des grands décrochements, des régimes de circulation convective d'eau de mer sur une profondeur considérable. La conséquence sera une importante minéralisation de l'eau de mer qui agira alors en véritable fluide hydrothermal, capable de développer des paragenèses métamorphiques depuis le faciès schiste vert, jusqu'au faciès amphibolite.

Les forages sous-marins profonds et les dragages le long des grandes fractures ouvertes, entrepris ces dernières années dans les grandes recherches concertées pour l'exploration des fonds océaniques, ont livré une quantité de données nouvelles impressionnantes et dont il serait malaisé aujourd'hui de faire la synthèse, tant par la masse des documents publiés que par le caractère hypothétique des modèles développés par les auteurs et leur reprise, peut-être un peu trop hâtive, en modèles généralisés pour la croûte océanique.

Cette réserve étant émise, quelques faits marquants et quelques études auront fait date dans le domaine de l'altération des fonds océaniques.

Celle-ci débute par le colmatage des fissures thermiques des espaces interpillow, comme des espaces intergranulaires à l'échelle de la structure pétrographique. Le matériau diluant est une phase argileuse smectique contribuant à un enrichissement sensible de la roche en Mg. Puis, par une zone de transition très rapide, on passe à un régime d'altération de haute température avec développement de chlorites, micas et adulaires (Honnorez, 1981), dans des processus tout à fait compatibles avec la spilitisation.

L'étude de Spooner et Fyfe (1973) a été la première à reconnaître et quantifier de tels mécanismes fossilisés dans des roches (Apennins, secteur structural marginal au domaine alpin).

Les travaux expérimentaux d'Hajash (1975) et de Mottl (1976) qui par des mises en solution à haute température et haute pression d'un matériel basaltique bien connu, ont donné des résultats prouvant en premier lieu que, quelle que soit la température d'attaque, jusqu'à 500°C,

les capacités de dissolution et d'échanges de K et Na sont assez peu variantes. Si, Mn et Fe restent les seuls éléments dont la teneur dans la solution est susceptible de croître de manière spectaculaire. Ces résultats confirment tout à fait ceux des expériences entreprises dans ce domaine, quelques années plus tôt, par Maurin (1972).

Ces expériences ne sont cependant pas de nature à reproduire toute l'altération de fond océanique observée. La monotonie du matériau attaqué et des rapports eau/roche trop faibles (Humpris et Thompson, 1978 a), ont vraisemblablement inhibé l'apparition de chlorite et d'épidote dans le matériel attaqué et relégué, à la température de 400°C, l'apparition de l'actinote dans les expériences à basse ou moyenne pression. Pourtant, les observations de Humpris et Thompson (1978 a, b) montrent de toute évidence que la paragenèse d'altération apparaît dans des conditions plus modérées, qu'il y a lieu d'envisager un recyclage très rapide de l'eau minéralisée pour élever le rapport eau/roche dans l'altération et que des hétérogénéités dans la roche altérée étaient un facteur de déséquilibre.

Bien que dans le massif des Ecrins-Pelvoux, ces mécanismes d'altération de fond océanique ne puissent être invoqués, à cause du caractère épicontinental à lagunaire de la sédimentation contemporaine des épanchements triasico-liasiques, des points communs peuvent être reconnus dans les paragenèses trouvées : albite, orthose, chlorite, carbonates et pauvreté en silicates aluminocalciques. L'éclatement des compositions basaltiques initiales sous l'effet de dilutions diverses, dans les 3 phases minérales dominantes de basse température, a été décrit dans l'altération des fonds océaniques.

La représentation de Cann (1969, fig. 2) a montré cette hétérogénéité chimique en portant les spilites de la ride de Carlsberg en fonction de 3 termes : orthospilite (= spilite albitique), hyalospilite (= spilite chloritique) et quartz. Dans le Pelvoux, la roche initiale éventuelle n'étant absolument pas tholéiitique mais alcaline, le rôle du quartz peut être négligé. En revanche, l'intervention de phases nouvelles, comme mica-séricite, une part du feldspath potassique, calcite et dolomite, se doit d'être considérée.

Ces hypothèses devront être réaménagées pour prendre en compte l'influence d'un socle sialique et le caractère très peu immergé du volcanisme. Mais ne rejoint-on pas alors les altérations de type épivolcanique telles qu'elles se développent dans les caldeiras des appareils volcaniques intraplaques ou dans la greisenisation des porphyry-copper ?

## E - HYDROTHERMALISATION D'UN VOLCANISME ALCALIN CONTINENTAL EN CONTEXTE INDEMNÉ DE METAMORPHISME

### a - LA CALDEIRA DU CANTAL

L'édification de ce volcan composite est liée à une activité pyroclastique originale (Milesi, 1976) dont la phase paroxysmale à caractère ignimbritique s'accompagne de l'effondrement d'une vaste caldeira elliptique sommitale de 6 à 8 km de diamètre ; ses parois internes, élargies par l'érosion, sont encore partiellement visibles (Goer et Mergoil, 1971).

Le magmatisme de ce volcan, longtemps considéré à la suite de Brousse (1961) comme calco-alcalin, est d'affinité alcaline et se singularise par l'abondance des produits intermédiaires et évolués hyperalcalins, benmoreitiques à comenditiques, par rapport aux produits sous-sa-

turés en silice (Vatin-Pérignon et al., 1980).

Au coeur de cet effondrement caldérique et au voisinage d'un bombement interne s'est développée une intense altération hydrothermale.

Au voisinage de la ligne probable d'effondrement de la caldeira, une intense altération hydrothermale s'est développée. Décrite comme une propylitisation deutérique, ses effets ont été étudiés en détail par comparaison entre les produits frais et les produits altérés (Prévost, 1978). Cette dernière met en évidence un caractère différentiel très net de l'altération en fonction du chimisme plus ou moins acide de la roche initiale. Dans les deux faciès Al et Si sont très légèrement concentrés, plus par lessivage des autres éléments que par mobilité propre. Les pertes en Fe sont plus sensibles (-13 %) dans les faciès différenciés de latites (benmoreites de la classification chimique des roches alcalines) que dans les faciès plus basiques de trachy-andésites (hawaites et mugéarites). Le comportement de Mg s'inverse entre les deux tendances. Lessivé (-17 %) dans les faciès basiques, il se concentre dans les faciès acides (+50 %). Dans les deux cas CaO est assez nettement déprimé (de -30 à -6 %), mais pas autant que dans les spilites où la quasi-totalité de CaO peut disparaître. Dans les latites, les alcalins Na et K sont aussi lessivés, alors que dans les trachyandésites Na n'est pas affecté de manière sensible mais K<sub>2</sub>O, globalement enrichi de 6 %, atteint localement une valeur absolue de 12 %.

La minéralogie des roches altérées se caractérise par l'apparition d'une importante phase argileuse à kaolinite, smectite et illite. Les recristallisations de quartz, à mettre en parallèle avec le caractère toujours différencié des roches étudiées, sont fréquentes et l'apparition de toutes les variétés possibles de carbonates, mais aussi d'épidote, de pyrite, de chlorite et de biotite secondaire, caractérise une altération intense et des fluides variés.

Comparable à l'altération hydrothermale liée aux minéralisations de *type porphyry copper*, l'acquisition d'une paragenèse hydroxydée de BT, dans la caldeira du Cantal, s'apparente plus au faciès propylite défini par Creasy (1966), Mc Millan et Panteleyev (1980), où sont conjugués les effets de circulation de fluides aqueux et de CO<sub>2</sub>, qu'à une altération argilitique épivolcanique, dominée par les circulations d'eaux chaudes.

On relève aussi, dans du matériel grenu intrusif et hydrothermalisé, connu sous les noms de "monzonites" et de "gabbro" de la Jordanne, les compositions respectives suivantes :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	PF
M	50.00	16.12	9.21	3.73	6.94	4.17	3.75	2.29	3.06
G	49.10	18.21	7.98	3.37	7.43	4.10	3.50	2.24	3.06

(analyses in Prévost, 1978)

Ces compositions sont remarquablement proches de celles des dolérites du Pelvoux. Portées en éléments supplémentaires des projections les mieux appropriées, elles se confondent avec la tendance ferrifère des dolérites ophitiques.

Chimiquement et minéralogiquement, la propylitisation de caldeira du Cantal rassemble tous les éléments, y compris des teneurs anormalement élevées en K<sub>2</sub>O, pour donner les paragenèses et les aberrations chimiques des compositions du Pelvoux. Ce trait commun, déjà constaté par comparaison statistique (Buffet et Milesi, 1976), ne peut être qu'accentué par les résultats de

l'étude de Prévost (1978).

Toutefois, si l'on devait adopter une telle hypothèse comme processus majeur de spilitisation dans le massif du Pelvoux, quelques arguments appelleraient certains aménagements. En premier lieu, les zones où ces faciès propylitiques et argilitiques sont surimposés sont limitées dans l'espace, à la haute vallée de la Jordanne. Il faudrait invoquer un phénomène d'une ampleur bien plus considérable pour expliquer l'ensemble des altérations du Pelvoux. Ensuite, ce type d'altération est associé à une caldeira dont on devrait retrouver les traces dans le Pelvoux. Or, les quelques discordances et paléofractures qui ont été mises en évidence (Adeline, Baron à paraître) sont bien modestes pour être comparées à des remparts de caldeira de grande ampleur. Il faudra alors invoquer un système de fractures plus liées à des événements tectoniques triasiques que des fractures liées à des manifestations dynamiques d'un volcanisme intraplaque. Celles-ci pourraient être reliées au même système NO à N30 que celui des filons. Ces directions sont compatibles avec un régime actif au Rhétien-Hettangien, en décrochements sénestres de failles de type de Beaufin, précédemment évoquées (Buffet et Aumaître, 1980).

#### b - ALTERATIONS HYDROTHERMALES A L'ILE DE MILOS, ARC EGEEN

L'île de Milos est occupée par une épaisse série volcanique calco-alcaline typique, concordante dans ses caractères pétrographiques et géochimiques avec une interprétation de volcanisme de zone de subduction (Fyticas et al., 1975; Fyticas 1976 a, b). Celle-ci est d'ailleurs active et reconnue tant par les études géophysiques que par une intense sismicité.

Le cas est intéressant car il diffère du Cantal par l'absence d'une caldeira. L'île est construite sur un socle sialique cristallophyllien ancien et épicontinental, miocène, en partie émergé (Fyticas et Marinelli, 1976 a et b) et dont la fracturation est responsable de l'affaissement et de l'immersion de la partie centrale. La situation est donc différente aussi de celle de l'île voisine de Santorin (Théra, Nicholls, 1971), où l'effondrement central s'est terminé avec l'explosion historique de 1400 av. J.C. (Ninkovich et Heezen, 1965; Keller et Ninkovich, 1972). Milos est le siège d'une activité hydrothermale intense et sub-actuelle comme en témoigne l'abondance de sources chaudes et des fumerolles. Deux forages géothermiques profonds ont rencontré des eaux à l'état supercritique, des températures de 310°C étant atteintes dès 800 m de profondeur, plusieurs centaines de m sous le contact socle-recouvrement volcanique (Fyticas et Marinelli, 1976). L'altération, du moins en surface, est essentiellement argilitique mais elle est développée sur la totalité de l'île principale et des îles satellites. Elle concerne donc une superficie bien supérieure à celle du massif des Ecrins-Pelvoux. Elle a donné des produits activement exploités : kaolinites (Voreadis, 1958), bentonites, (Wetzenstein, 1969) et autres mines et carrières de barytine, galène, minerai d'aluminium, alunite, silice colloïdale, perlites ...

La chlorite est exceptionnelle et semble associée aux filons épithermaux minéralisés en galène et barytine. A Kimolos, l'île voisine de Milos, on peut observer une coulée du cycle terminal qui descend vers l'W jusqu'à la mer. Celle-ci est traversée par une fissure de 30 m de largeur remplie de barytine massive. Les épontes bréchiques sont chloritiques et la chlorite se développe jusqu'à 10 cm du contact avec l'andésite. L'état de fraîcheur remarquable du dos de cette coulée prouve que chlorite et barytine peuvent cristalliser dans des conditions de subsurface dans l'altération hydrothermale épivolcanique.

Bien qu'affectant un volcanisme non alcalin, l'exemple des altérations de Milos prouve

que le mécanisme peut se développer, même en l'absence d'une caldeira, sur une étendue considérable et affecter l'ensemble des matériaux volcaniques sur la totalité de leur épaisseur. Le bilan des quantités de matière déplacée par l'altération n'a pu être établi, mais celui-ci résulte de circulations très profondément recyclées, à plus de 1000 m de profondeur (forages géothermiques) et de manière privilégiée, le long de grandes zones de fractures qui ont servi de guide dans la prospection des meilleurs sites thermiques. En supposant un voile général de ces produits altérés dans le faciès schiste vert, à la limite anchizone-épizone, par un métamorphisme syntectonique ultérieur on ne devrait pas être loin des produits aussi diversifiés que ceux rencontrés dans le volcanisme alcalin triasique du Pelvoux !

#### F - CAS DE L'HYDROTHERMALISATION D'EPONTES DE FILONS MINERALISES

(Filon cuprifère de la Mine de Copper-Cliff,  
Chibougamau, Québec)

L'étude présentée ci-dessous est l'aboutissement des recherches de Christmann (1979). Il concerne un travail qui, au départ, avait plutôt un objectif minier. L'étude géochimique effectuée au laboratoire de l'Université de Grenoble avait pour but la synthèse de plus de 4000 données, recueillies sur un échantillonnage métrique à travers divers niveaux du gisement ainsi que dans un forage qui a recoupé une lentille minéralisée.

Le cas s'est révélé intéressant pour la compréhension des spilites du Pelvoux, car, traité par les méthodes de la statistique multivariée, il fournit un terme de comparaison de dilution d'une roche plus ou moins hydrolysée dans une minéralisation hydrothermale polyphasée.

L'encaissant est constitué de méta-anorthosites du complexe intrusif du Lac Doré, province du Supérieur. Le minerai est formé d'un mélange de phases sulfurées et carbonatées qui, d'une part ont prélevé une partie de leur teneur par lessivage des épontes et d'autre part constitué une injection dans des roches peu éloignées de certains faciès doléritiques du Pelvoux. Toutes les roches du pluton de Chibougamau sont cependant totalement dépourvues de K<sub>2</sub>O.

Ainsi, le district minier de Chibougamau reproduit en grand, à quelques nuances près qui resteront importantes, les mécanismes possibles qui ont abouti, à l'échelle de l'échantillon macroscopique, aux différents faciès des spilites et dolérites. Les lentilles métriques de carbonates minéralisés prennent alors la valeur des amygdales centimétriques des spilites. Bien évidemment, la comparaison ne pourra être soutenue que sur le plan de la chimie du mélange des formations et non sur le plan génétique.

Différents traitements ont été effectués et sont présentés dans la thèse de Christmann (1979). Seuls quelques résultats partiels sont présentés ici.

Le tableau 29 et la figure 53 donnent le résultat du traitement le plus général de 122 échantillons caractérisés par 20 variables. Sur le tableau 29, on constate que le premier axe factoriel discrimine les associations caractéristiques du minerai de celles des silicates. Le second, oppose les éléments de la chlorite magnésienne aux alcalins K et Na. Le troisième oppose la phase "carbonate" aux éléments en traces Pb, Bi. Les 2 autres facteurs mériteraient des discussions et des ajustements plus approfondis.

AXES	1	r	r <sup>2</sup>	2	r	r <sup>2</sup>	3	r	r <sup>2</sup>	4	r	r <sup>2</sup>	5	r	r <sup>2</sup>
1	Sj=	-0.8717	(0.7501)	Mg=	-0.8445	(0.7133)	C=	-0.7049	(0.4968)	CD=	-0.6405	(0.4103)	CJ=	-0.3908	(0.1527)
2	AL=	-0.8571	(0.7347)	ZN=	-0.6617	(0.4378)	CA=	-0.6366	(0.4052)	CA=	-0.4907	(0.2408)	CU=	-0.3130	(0.0980)
3	NA=	-0.6302	(0.3971)	H+=	-0.4856	(0.2359)	FE2+=	0.0496	(0.0035)	CU=	-0.2114	(0.0447)	H+=	-0.2627	(0.0690)
4	K=	-0.4699	(0.2208)	FE3+=	-0.3091	(0.0955)	FE3+=	0.0544	(0.0030)	NA=	-0.1990	(0.0398)	NI=	-0.2087	(0.0436)
5	H+=	-0.4280	(0.1832)	TI=	-0.2020	(0.0408)	K=	0.0771	(0.0059)	AL=	-0.1709	(0.0292)	K=	-0.1625	(0.0264)
6	H+=	-0.0117	(0.0001)	H+=	-0.1215	(0.0148)	NA=	0.1028	(0.0106)	Mg=	-0.1696	(0.0288)	AL=	-0.0934	(0.0087)
7	B=	0.0220	(0.0005)	FE2+=	-0.0788	(0.0062)	CU=	0.1155	(0.0133)	FE3+=	-0.1558	(0.0243)	NA=	-0.0728	(0.0053)
8	Mg=	0.0518	(0.0027)	SI=	-0.0684	(0.0047)	CD=	0.1263	(0.0159)	S=	-0.1136	(0.0129)	ZN=	-0.061	(0.0048)
9	CA=	0.0522	(0.0027)	NI=	0.0475	(0.0023)	B=	0.1285	(0.0165)	PB=	-0.1022	(0.0104)	Mg=	-0.0563	(0.0032)
10	PF=	0.1117	(0.0125)	R=	0.0481	(0.0023)	NI=	0.1664	(0.0277)	H=	-0.0976	(0.0095)	S=	-0.0500	(0.0025)
11	CD=	0.2713	(0.0742)	PB=	0.0844	(0.0071)	CO=	0.1719	(0.0295)	SI=	-0.0684	(0.0047)	FE2+=	-0.0422	(0.0018)
12	ZN=	0.2882	(0.0803)	C=	0.0855	(0.0073)	SI=	0.1912	(0.0366)	CO=	-0.0310	(0.0010)	SI=	0.0263	(0.0007)
13	BI=	0.3558	(0.1266)	AL=	0.1720	(0.0296)	H=	0.2099	(0.0440)	NA=	-0.0305	(0.0009)	CD=	0.0450	(0.0020)
14	C=	0.3608	(0.1302)	CD=	0.1829	(0.0335)	ZN=	0.2174	(0.0472)	ZN=	0.1628	(0.0262)	FE3+=	0.0668	(0.0045)
15	CO=	0.5367	(0.2881)	CO=	0.2244	(0.0503)	AL=	0.2370	(0.0562)	B=	0.2274	(0.0517)	H=	0.1191	(0.0142)
16	FE3+=	0.6159	(0.3793)	BI=	0.2694	(0.0726)	S=	0.2380	(0.0567)	BI=	0.2582	(0.0666)	C=	0.2328	(0.0542)
17	CU=	0.7570	(0.5730)	CH=	0.3629	(0.1317)	Mg=	0.2447	(0.0599)	H+=	0.3032	(0.0920)	CA=	0.3055	(0.0933)
18	NI=	0.8270	(0.6839)	S=	0.3969	(0.1575)	H+=	0.3430	(0.1177)	FE2+=	0.3810	(0.1452)	B=	0.3751	(0.1407)
19	S=	0.8339	(0.6953)	NA=	0.4883	(0.2384)	BI=	0.4617	(0.2132)	C=	0.4119	(0.1697)	BI=	0.5369	(0.2882)
20	FE2+=	0.8448	(0.7136)	K=	0.5628	(0.3167)	PB=	0.4620	(0.2134)	K=	0.4349	(0.1891)	PB=	0.6849	(0.4691)

Tableau 29 : ACPN de l'ensemble des formations du gisement de Copper Cliff, Chibougamau, Québec. Sont données, pour chaque axe factoriel, la mesure de la projection des variables reclassées et la communauté, entre parenthèses.

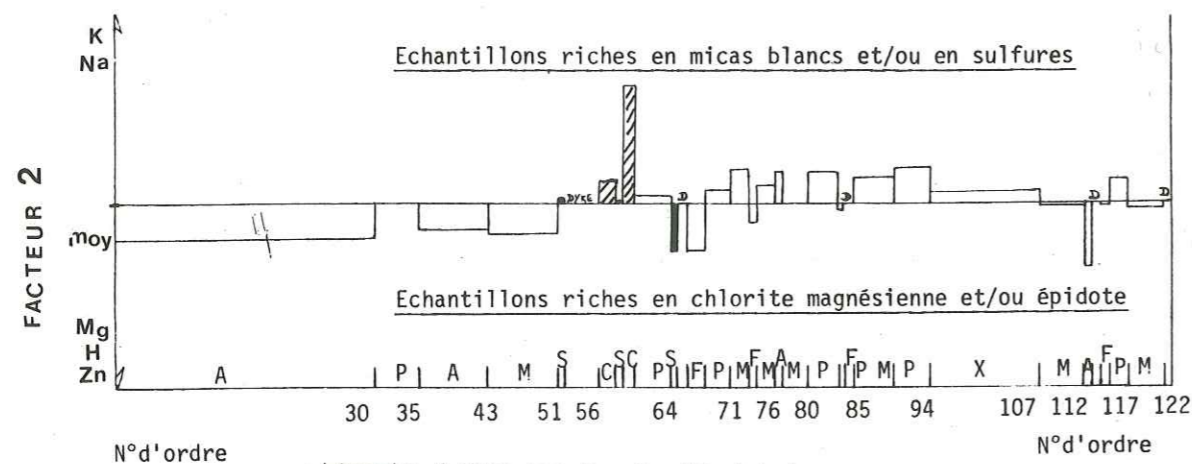


FIG. 53

Figure 53 : Evolution de la mesure de la projection des échantillons en fonction de la position des échantillons dans la coupe géochimique. Les paliers sont des moyennes. Il y a environ un échantillon tous les 3 m.

Dans l'espace défini des 3 premiers axes factoriels, on reconnaît essentiellement des oppositions dues aux dilutions : la phase sulfurée, la phase hydratée, la phase carbonatée. Mais l'étude va plus loin encore quand elle montre, par exemple dans le facteur 3, l'opposition d'une paragenèse à Pb-Bi inhibée par la présence de carbonate. On constate aussi, dans la mesure de la

projection des échantillons sur l'axe 2 (figure 53), comment la valeur du facteur 2 devient de plus en plus nettement positive lorsque l'on approche des zones minéralisées. Ces variations sont en partie guidées par la minéralogie, mais il n'est pas possible de les prévoir par le simple examen pétrographique. La valeur de ce paramètre peut alors être utilisée en guide de prospection car, comme on le voit sur la figure 54, il affecte l'ensemble des formations lithologiques définies dans et à proximité du gisement.

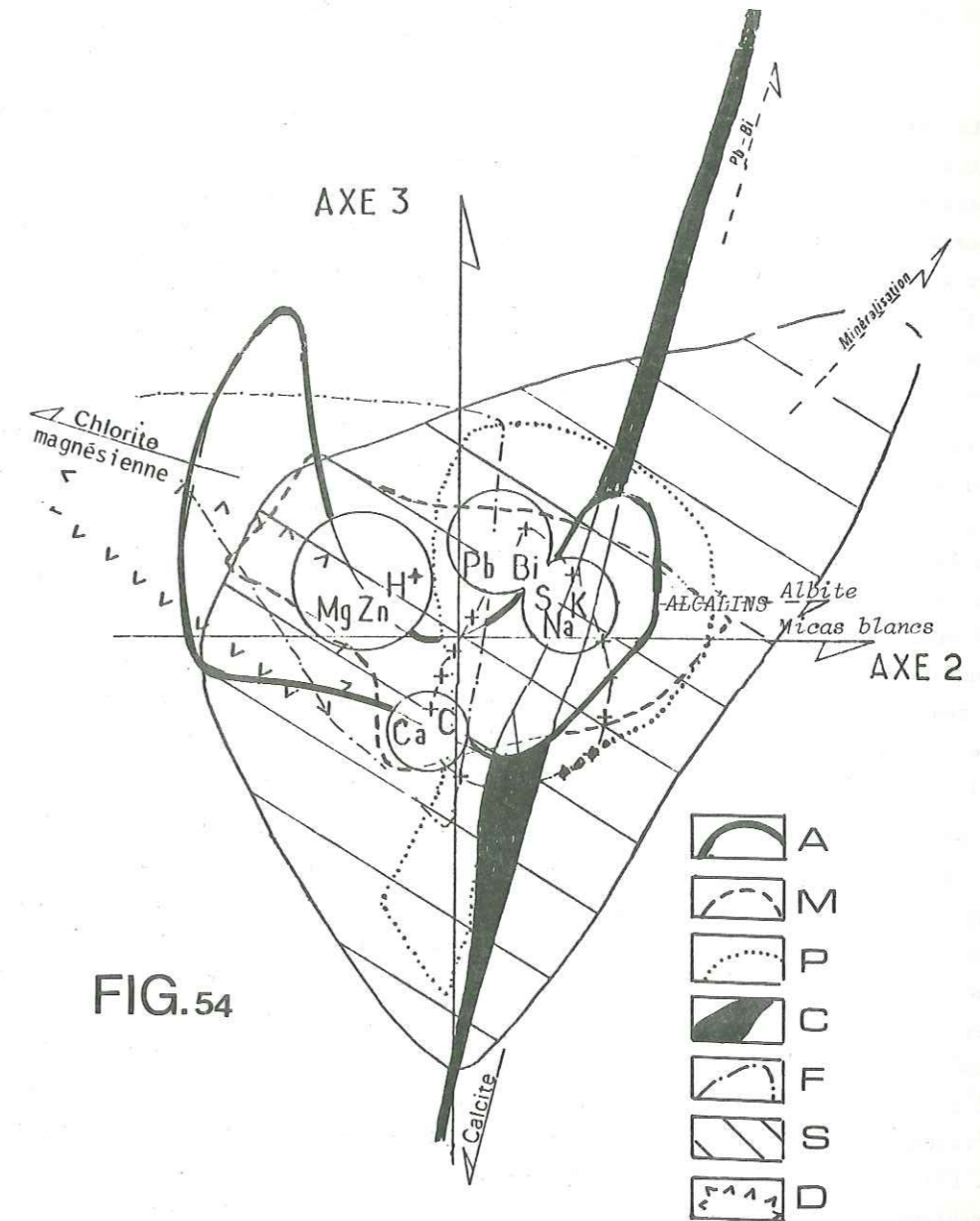


FIG. 54

Figure 54 : Projection sur le plan des axes 2 et 3 des variables et des différentes unités lithologiques de Copper-Cliff. Les associations de variables sont assez nettement caractéristiques de variations minérales mais chaque unité est également discriminée par le facteur 2.

Parallèlement, le cas est identique dans les spilites et les dolérites lorsque l'on constate que l'ensemble des faciès sont affectés par des évolutions liées aux dilutions majeures d'une roche silicatée basique dans diverses proportions de produits hydrothermaux. Si elles dominent l'analyse, c'est vraisemblablement parce que l'importance quantitative du mécanisme "dilution" est beaucoup plus influente que les simples variations provoquées par les substitutions métasomatiques.

## G - PREMIERE CONCLUSION

Le métamorphisme alpin syntectonique ne peut être, à lui seul, tenu pour responsable de la spilitisation des volcanites du Pelvoux, même si l'on envisage des laves et des filons initialement diversifiés dans la différenciation alcaline. Tant l'absence de minéraux de métamorphisme typiques que l'acquisition triasique du faciès magnétique à hématite, tant les dysharmonies entre les aberrations chimiques des spilites et les déformations et recristallisations syntectoniques que les faits géochronologiques où les rapports isotopiques K et Ar sont assez généralement préservés du métamorphisme, tous ces éléments concordent pour donner une image, sinon originelle, du moins précoce des principaux caractères spilitiques.

Parmi les modèles naturels d'altération hydrothermale, étudiés comparativement aux principaux traits spilitiques, la propylitisation, développée dans certaines caldeiras ou dans les différents processus d'acquisition du faciès porphyry-copper, est à prendre en considération. Toutefois, la faible différenciation entre les hawaïtes et les mugéarites initiales du Pelvoux comparée à la tendance benmoreïtite dominante dans les exemples comparatifs, laisse une certaine originalité aux spilites étudiées. Ces différences concernent autant le chimisme des laves initiales que la nature et la texture des matériaux concernés. En particulier c'est vraisemblablement le caractère toujours très basique du matériel initial, ainsi qu'une nature des laves toujours assez compacte, relativement à des tufs andésitiques, qu'il faut invoquer pour justifier l'absence de minéralisations d'importance dans les volcanites triasiques du Pelvoux.

Enfin, le type d'altération propylitique conviendrait assez bien pour expliquer la présence de faciès hyperpotassiques sus-jacents au granite du Roçhail, au granite du Grun de St Maurice, et aussi, avec une nuance plus modeste, au-dessus des orthogneiss de Crupillouse, dans la cheminée de l'Aiguille Fourchée et dans le gisement de la Rouite. Les importantes circulations hydrothermales décrites dans les modèles généraux de la genèse des porphyry-copper (Mc Millan et Panteleyev, 1980) produites ou activées par le volcanisme ou les plutonismes tardifs paraissent plus susceptibles de mobiliser le potassium nécessaire, à partir du granite, que les circulations liées à la tectonique alpine. En effet, l'altération des granites, mise en relation avec l'activité des chambres magmatiques supérieures ou des plutons plus profonds, affecte des volumes considérables. Elle est capable d'hydrolyser des minéraux potassiques plus radicalement que l'altération métamorphique syntectonique. La redistribution de K se ferait alors d'une manière privilégiée le long des grandes fractures plus ou moins ouvertes, liées à l'extension qui est à l'origine du volcanisme. Il existerait ainsi des zones préférentielles, reliées à la fois à la nature du substratum et à la tectonique triasico-liasique, capables de conférer à chaque site ou gisement les caractères géochimiques propres qui ont été mis en évidence.

Une contamination magmatique par le granite lui-même pourrait nuancer ce schéma en sup-

posant, dès le stade orthomagmatique, un premier enrichissement en K, responsable des formes primaires des feldspaths potassiques.

Le métamorphisme alpin ne serait alors que l'ultime transformation qui, plutôt que de diversifier un matériel relativement homogène, serait un facteur d'uniformité d'un matériel préalablement diversement altéré. L'uniformisation dans le faciès schiste vert, à la limite entre l'an-chizone et l'épizone, provoquerait la recristallisation des smectites en chlorite, altérerait les micas de plus petite taille, et serait responsable de la dévitrification de tout faciès qui aurait pu échapper à l'altération propylitique première.

## II - EVENTUALITE DE DEMIXTION D'UNE PHASE CARBONATEE A PARTIR D'UN MAGMA ALCALIN

### A - AVERTISSEMENT

L'essai d'interprétation qui vient d'être présenté repose sur des contraintes et des données précises et propose un schéma possible, cohérent avec l'observation. Le problème de l'origine des fluides responsables de l'altération n'a toutefois pas été évoqué jusque là. Une hypothèse d'origine cogénétique des laves et des fluides d'altération permettrait de prendre en compte un certain nombre de données apportées par la présente étude. Celle-ci laisse toutefois des interrogations nouvelles et il conviendra de l'adopter, non comme un modèle établi, mais comme une éventualité que les études futures devront s'efforcer de démontrer ou d'infirmier.

### B - ORIGINALITE DES LAVES DU PELVOUX

La sédimentation, inter-à supratidale, contemporaine du volcanisme de la fin du Trias du Pelvoux, confère le premier caractère original de la série étudiée : ses laves, bien qu'en contexte continental, sont profondément spilitisées. La spilitisation souligne et amplifie un caractère hyperpotassique développé sur des secteurs entiers.

La nature alcaline des laves a été clairement démontrée par divers raisonnements dont les conclusions sont concordantes. La présence de nodules de péridotites et le chimisme des minéraux reliques s'accordent avec un caractère alcalin franc. Les évolutions chimiques, mises en évidence sur des graphiques construits pour être insensibles aux effets les plus communément admis pour la spilitisation, montrent sans ambiguïté une parenté alcaline avec des termes évoluant depuis les basaltes alcalins communs vers des hawaïtes et même en certains points des filons vers des mugéarites. Le faciès benmoreïte n'est toutefois jamais atteint, et les laves hyperpotassiques ne correspondent pas vraiment à une évolution phonolitique.

Il est pourtant assez probable que, dans certains cas, le feldspath potassique est orthomagmatique. Ses formes évoquent souvent le faciès sanidine en baguettes maclées Carlsbad et fragmentées par une fissuration thermique. Son accumulation dans certaines dolérites intersertales suggère alors qu'il ne s'agit pas non plus de roches à feldspathoïdes, comme on pourrait le sup-

poser d'après la norme CIPW. Le caractère hyperpotassique de ces laves peut être accentué aussi par la séricitisation. Lorsque le pyroxène est déterminable il reste alcalin. Il évoque parfois l'amorce d'une évolution néphélinique mais ne l'atteint jamais. On remarquera toutefois que le pyroxène frais n'a jamais été observé dans les faciès hyperpotassiques. Ce minéral, toujours altéré, n'est plus abondant comme dans les faciès calco-sodiques. Il est alors relayé par l'olivine, elle aussi altérée. Cette dernière est fréquemment pseudomorphosée par un mica vert monocristallin qui évoquerait le phlogopite mais qui est nettement plus alumineux.

Par ces caractères minéralogiques propres, les faciès hyperpotassiques évoquent une évolution magmatique particulière, éventuellement reprise et amplifiée par l'altération. Ils se rapprochent des lamproïtes qui, par leur teneur assez proche de la saturation et leur mode de gisement en coulées plutôt qu'associé à des produits d'explosion, auraient une affinité plus ozenditique que kamafugitique (Sahama, 1974). La leucite toutefois fait défaut et des recristallisations secondaires du feldspathoïde en feldspath potassique devront être invoquées si l'on accepte cette identification. Cette situation mise à part, il semble bien qu'il faille reconnaître dans ces termes l'amorce d'une évolution peralcaline, toutefois démarquée d'une série néphélinique.

### C - EVOCATION GÉOSTRUCTURALE DE L'OUVERTURE D'UN RIFT INTRACONTINENTAL

Hyperpotassique ou calco-sodique le volcanisme étudié est toujours franchement continental. Ce caractère est autant marqué par le milieu de mise en place des différents empilements de coulées que par la nature sialique du socle traversé par les filons. Le caractère alcalin, toujours bien affirmé, même si le magma n'est jamais très différencié, rapproché d'une orientation uniforme des filons autour d'une direction actuellement NO à N30 (Buffet et Aumaître, 1980), évoque alors l'ouverture d'un rift intracontinental (Bailey, 1974).

Il faut immédiatement préciser que la période durant laquelle les épanchements se sont produits et que le volume des laves émises sont sans commune mesure avec les dimensions des manifestations du Rift Est Africain. Tout au plus peut-on les comparer avec celles du fossé de la vallée du Rhin (Wimmenauer, 1966, 1974) ou de la province Montéregienne (Philpotts, 1974). Ce dernier cas toutefois ne présente pas d'épanchements effusifs.

En revanche dans le fossé rhénan, dans le massif du Kaiserstuhl, on rencontre non seulement d'importants épanchements de basaltes alcalins, mais aussi des manifestations de carbonatites effusives (Keller, 1981). Bien que les complexes carbonatitiques soient pratiquement toujours associés à l'ouverture des rifts intracontinentaux (Le Bas, 1977), de telles manifestations effusives n'ont été que très rarement décrites. Peut-être ne sont-elles qu'exceptionnellement conservées avec autant de fraîcheur qu'au Kaiserstuhl.

L'idée d'associer les carbonates des spilites du Pelvoux et les laves alcalines dans l'expression d'un même magmatisme vient alors à l'esprit et donnerait une explication aux très faibles valeurs de  $\delta^{13}C$  (-8 à 12 ‰) mesurées dans ces carbonates.

### D - ROLE DU CARBONATE DANS LES MAGMAS PROFONDS

Depuis les travaux de Egger (1973) on admet généralement que le carbone est un constituant normal des magmas basiques et qu'il possède un comportement très magmatophile. Ainsi quelques % de fusion partielle seraient susceptibles de produire, vers 20 à 25 kb, des liquides basaltiques saturés en  $CO_2$ , contenant près de 5 % pondéral de  $CO_2$ . Boettcher et al. (1975) ont aussi mis en évidence que la teneur en  $CO_2$  des magmas basiques dépend de leur composition.

A 1650°C et 30 kbar, conditions admises pour la fusion partielle pyrolitique, un magma andésitique contiendrait 2 %, tholéitique 3,3 % et néphélinique 7 % pondéral de  $CO_2$ . Ces teneurs croissent avec la pression et la température ainsi qu'avec la présence d'un peu d'eau en phase vapeur. Brey et Green (1976) trouvent des solubilités plus élevées encore dans une méllilitite olivine (5 %, mais pour une pression de 10 kb). Enfin les travaux de Wyllie et Huang (1976), Egger et Mysen (1976) s'efforcent de caractériser les solubilités limites aux plus hautes pressions et les changements de phases possibles au cours de l'ascension du magma.

Tous ces travaux récents cherchent à démontrer l'existence d'un liquide carbonaté qui, provenant d'un processus d'immiscibilité une fois le seuil de solubilité dépassé, pourrait s'individualiser pour générer le magma carbonatitique donnant les sövites et autres alkivites.

En supposant une ascension relativement rapide du magma vers la surface, on assisterait à la démixtion progressive des deux phases restantes pourtant étroitement associées. L'interaction, au stade magmatique, entre le liquide basaltique et le carbonate serait alors responsable de l'altération des premiers cristaux intratelluriques formés, dans un processus que l'on pourrait appeler "autofélicitation".

De telles démixtions ont été reproduites expérimentalement à partir de matériel naturel: Ferguson et Currie (1971), par chauffage progressif, sous une pression contrôlée de  $CO + CO_2$  (50%) de 1 kb, d'un lamprophyre ocellaire à olivine, obtiennent entre 860 et 940°C la paragenèse à Ol + CPX biotite + *vésicules de carbonates*. Entre 960 et 1100°C la biotite disparaît, elle est relayée par un verre hydraté.

L'interaction entre le carbonate et le liquide basique est favorisée au début du phénomène, au voisinage du seuil de saturation. A ce stade, l'excès de  $CO_2$  et les gouttelettes de carbonate, encore finement divisées, sont suffisamment dispersées pour altérer uniformément le liquide basaltique. Les premiers cristaux plagioclasiques formés, instables en présence d'une phase carbonatée, livreraient leur Ca et une partie de Al incorporée éventuellement au carbonate.

Les interactions expliqueraient que la phase carbonatée n'est pas pure. Contenant potentiellement les minéraux de la paragenèse hydrothermale, celle-ci va éclater à son tour en trois tendances principales au moment de sa cristallisation (calcite, albite, chlorite). On expliquerait alors les résultats de l'analyse statistique qui mettent en évidence le comportement indépendant des trois phases: Albite - Chlorite - Calcite ou, selon les cas, des variations binaires entre 2 d'entre elles: albite - calcite dans les filons, carbonate - chlorite à Combe-Bonne.

Elles permettraient d'expliquer aussi le caractère anarchique des vésicules à calcite-chlorite, où la chlorite précipite, tantôt en premier sur les parois du contact avec le liquide

basaltique, tantôt se concentre au coeur de la vésicule, tantôt reste dispersée dans le carbonate. Ces variations pourraient être mises en relation avec des variations légères de chimisme du carbonate.

De telles démixtions carbonatées ont été démontrées expérimentalement, mais dans le but de prouver la liaison génétique entre syénite néphélinique et carbonatites. Tane (1976) en pose les bases du calcul thermodynamique pour les cas plus proches du volcanisme. Appliquées aux milieux naturels elles nécessitent cependant des hypothèses qui restent à vérifier.

Dans sa revue, Rock (1976) montre que, si les cas de laves qui représentent la trempe de tels mécanismes d'immiscibilité sont fréquents entre liquides silicatés, en revanche ceux qui font intervenir la démixtion d'un carbonate sont exceptionnels. Les laves à varioles pluricentimétriques d'Abitibi (Gelinas et al., 1976) s'apparentent au premier type, alors que pour le second cas on relève un dyke basaltique alcalin, décrit par Wells, Smith et Bowles (1974) qui passe *graduellement* d'un coeur basaltique normal avec des plagioclases An<sub>50</sub> à un faciès de bordure carbonaté (8 % CO<sub>2</sub>) et qui contient des plagioclases An<sub>20</sub>. Celui-ci se rapproche singulièrement des observations effectuées dans le Pelvoux, observations compliquées par le polyphasage.

### E - LA CALCITE DANS LES LAVES LIQUIDES EST-ELLE STABLE DANS LES CONDITIONS DE SURFACE ?

La réaction de dissociation de la calcite :

$CO_2 + CaO \rightleftharpoons CaCO_3$  est accompagnée d'une variation d'enthalpie libre G, aisément calculable à partir des grandeurs thermodynamiques. Mais s'il est bien établi qu'au-delà de 850°C on observe la réaction classique de formation de la chaux, le calcul doit nécessiter des hypothèses de normalité de CO<sub>2</sub> et vont différer selon les grandeurs thermodynamiques retenues. Ainsi en prenant les tables de Kubachewski et Evans (1951) on montre que, si CO<sub>2</sub> est un gaz parfait à 1000°C, une augmentation de pression de 1 à 1000b voit s'inverser le signe ΔG, indiquant une évolution dans le sens 1. De 1 à 1000b les températures d'équilibre sont relevées de 6 à 700°C par rapport à celles de la pression atmosphérique.

Ce calcul pourrait être affiné pour savoir si les pressions nécessaires pour contenir la calcite, à l'état non dissocié dans la lave, sont compatibles avec la viscosité et la densité du matériau. Mais les inconnues sont trop nombreuses : température réelle de la lave, composition du carbonate, présence de Na, présence d'eau en phase vapeur, influences et température du passage liquide-solide du carbonate ...

Certainement le carbonate a plus de chance d'être stable à 1000 ou 500 m de profondeur dans les filons, qu'en surface dans les coulées. Faut-il en déduire la cause d'une décalcification plus poussée dans les coulées ?

### F - DEUXIEME CONCLUSION : INTERPRETATION POSSIBLE DES MECANISMES D'ALTERATION PROPYLITIQUE ET DE LA DEMIXTION D'UN LIQUIDE CARBONATE

Comme on vient de le voir, l'hypothèse de démixtion d'un liquide carbonaté, à partir d'un basalte riche en CO<sub>2</sub> dissous, fournit quelques explications possibles aux faits d'observation. Celle-ci rend compte notamment de certaines formes et de quelques sites du carbonate. Elle expliquerait aussi les compositions isotopiques observées, mais le fractionnement avec enrichissement corrélatif en O<sup>18</sup> et C<sup>13</sup> reste encore à expliquer. Elle permet de comprendre pourquoi certains filons peuvent être totalement décalcifiés par démixtion, altération et expulsion de la phase carbonatée, alors que d'autres filons de même type et de même secteur conservent une affinité basaltique bien marquée avec très peu d'altération des minéraux primaires. Ces derniers sont en général plus tardifs, à en juger par le filon porphyrique (éch. SN 68 pris en référence minéralogique), qui recoupe l'ensemble des autres intrusions.

Mais la démixtion n'est pas forcément totale et un excès de CO<sub>2</sub> peut être libéré, quand le seuil de sa solubilité sera dépassé par abaissement de pression au cours de l'ascension magmatique. Produit cogénétiqument aux liquides silicatés, ce CO<sub>2</sub> va utiliser préférentiellement les mêmes voies d'accès vers la surface que le magma basique, produisant, dans les laves déjà épanchées et refroidies, l'altération propylitique hydrocarbonée précédemment mise en évidence.

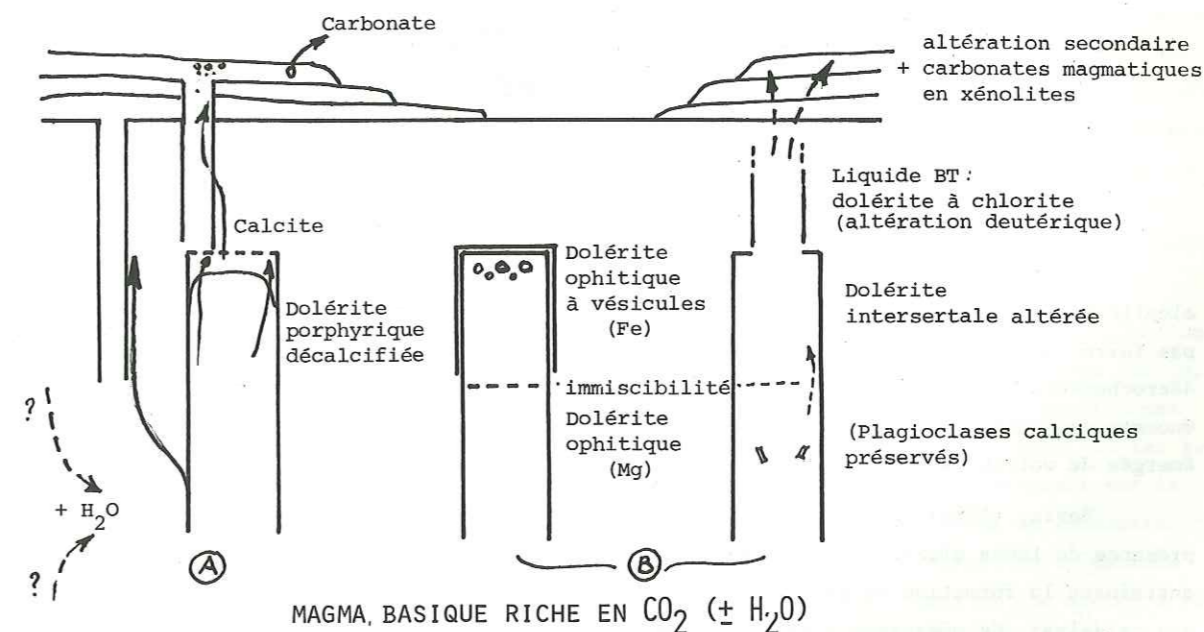


Figure 55 : Schéma des relations entre les différents faciès doléritiques dans l'hypothèse d'une altération deutérique seule (A) et dans l'hypothèse de l'immiscibilité de liquides carbonatés (B).

Le lien, dans le temps et dans l'espace, entre les deux mécanismes produits au cours des mêmes événements dynamiques, rendrait compte aussi de l'altération toujours présente dans le matériel basique triasique alors que les caractères chimiques magmatiques des ortho-amphibolites recoupées (Lefort, 1971) sont préservés.

Pour la genèse des laves et des filons triasiques du Pelvoux, l'altération d'un liquide basaltique alcalin par les produits de la démixtion d'une phase carbonatée serait compatible avec l'observation propylitique par des fluides hydrocarbonés dont la source serait en relation directe avec la genèse magmatique elle-même.

Un tel schéma, moins solidement établi que celui exposé dans la première conclusion, est toutefois séduisant. Il repose cependant sur des hypothèses qui restent à vérifier.

L'examen d'une telle hypothèse d'immiscibilité de carbonates dans un liquide silicaté serait à reprendre à la lumière des travaux expérimentaux de Bailey (1966), sur l'équilibre :



Les travaux de Visser et Van Groos (1979 a - b - c) et les calculs de Barron (1981) seraient utiles. Ils devraient être complétés d'expériences telles celles de Ferguson et Currie (1971) qui montrent qu'à partir d'un matériel lamprophyrique chauffé sous pression de CO<sub>2</sub> on obtient la démixtion d'ocelles de carbonate dans des conditions magmatiques de subsurface.

### III - SIGNIFICATION GÉOSTRUCTURALE DU VOLCANISME ALCALIN TRIASIQUE DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

#### A - SIGNIFICATION DU CARACTÈRE ALCALIN D'UN VOLCANISME

Sur l'exemple de l'ouverture du Rift Est Africain on a coutume d'associer le volcanisme alcalin à l'ouverture d'un rift intracontinental (Bailey, 1974). Mais ce cas si bien typé ne doit pas faire oublier que le volcanisme basaltique alcalin est fréquemment associé aussi aux grands décrochements des fonds océaniques (failles transformantes). Ceux-ci sont jalonnés par quelques énormes appareils volcaniques, dont les épisodes terminaux, reconnus tout au moins dans la partie émergée du volcan, sont alcalins.

Borley (1974) dresse l'inventaire des principales îles volcaniques caractérisées par la présence de laves alcalines. Le chimisme alcalin est alors le marqueur d'ouvertures localisées, entraînant la formation de rifts de dimensions réduites. Dans ces derniers sont parfois associées des caldeiras. Ce mécanisme a été bien étudié, au moins sur deux îles océaniques qui servent de modèle : Hawaï (Mc Donald, 1965 ; Fiske et al., 1972) et la Réunion (Ludden, 1978 ; Chevallier, 1979).

L'individualisation de laves alcalines dans le volcanisme océanique prouve que, même en l'absence de la possibilité d'assimilation de matériel sialique, une différenciation magmatique donne les mêmes caractères que dans l'ouverture de rifts intracontinentaux. En revanche, le caractère potassique et hyperpotassique de ces laves est statistiquement associé à la traversée

d'une croûte continentale. Pour nombre d'auteurs le caractère hyperpotassique en serait même le traceur comme cela a été mis en évidence aux îles Canaries (Bash et Bosshard, 1968).

Le modèle d'ouvertures locales liées à un système de décrochement a été suggéré par Bonin et Lameyre (1978). Précisé en contexte océanique par Chevallier (1979) ce mécanisme, permettant la montée magmatique, a été proposé comme cause possible des manifestations volcaniques du massif des Ecrins-Pelvoux (Buffet et Aumaître, 1980). Affectant une croûte océanique comme une croûte continentale le schéma semble aussi lié à des anomalies alcalines.

Ainsi les trapps du Deccan, classiquement considérés comme une province tholéitique continentale typique, présentent dans leur partie N une sous-province alcaline (Chatterjee, 1964). Sukheswala et Udas (1964) y décrivent un site associé à des carbonatites. Un réseau de dykes sub-parallèles y présente une disposition en échelons par rapport au système décrochant EW qui limite vers le N la péninsule indienne.

Des séries basaltiques à olivine et leurs laves différenciées : hawaïtes et mugéarites apparaissent donc dans des sites assez variés. A elles seules, elles ne suffisent pas pour caractériser un contexte géostructural précis. Lorsqu'elles ne sont pas associées à l'ouverture d'un rift principal, l'existence d'un système tectonique décrochant peut en justifier la présence.

Dans le cas de rift, sur l'exemple du fossé Est africain comme celui de la Mer Rouge, une activité alcaline va marquer soit le début de l'ouverture, soit des périodes de calme relatif. L'ascension des laves autorise, sans doute, un fractionnement magmatique plus poussé. Inversement, dès que l'ouverture devient constante et régulière le caractère tholéitique devient dominant (Gass et al., 1973). Lorsqu'un volcanisme est caractérisé par une seule séquence alcaline, associée à une sédimentation particulière à caractère subsident on parle de rift avorté. C'est le cas du volcanisme tertiaire de la région de Saveh en Iran central (Caillat, Martel, Dehlavi, 1978). Celui du Trias moyen des Alpes italienne-autrichiennes (Bechstadt et al., 1978) en serait un exemple, plus marqué par la nature de la sédimentation et par les relations géométriques entre les formations sédimentaires que par la nature du volcanisme. En effet, Pisa et al. (1979) réexaminant les caractères chimiques des laves des Dolomites, leur attribuent une parenté calco-alcaline shoshonitique.

Ce cas, proche dans l'espace et dans le temps du volcanisme du Pelvoux, mérite alors une comparaison : tous deux sont potassiques. La figure 56 montre que si la souche des deux volcanismes présente des points communs, vers le point moyen de l'ensemble des formations basaltiques (basalte alcalin à olivine), des évolutions divergentes sont mises en évidence. Mais, si les laves des Dolomites offrent une évolution shoshonitique assez caractéristique, confirmée par la distribution des teneurs en Ti, Zr, Y et Sr, leur interprétation dans un schéma de subduction intrastructurale (Castellarin et al., 1979) est quelque peu hasardeuse. En effet, le volcanisme shoshonitique présente des caractères hybrides entre une souche tholéitique et une souche alcaline ou calco-alcaline (Girod, 1978). Si leur existence est bien expliquée dans les Andes par un mécanisme de subduction (Lefèvre, 1979), l'ouverture d'un rift intracontinental réunit aussi les conditions de traversée prolongée d'un matériel sialique, éventuellement hydraté, qui semble nécessaire à l'individualisation des shoshonites.



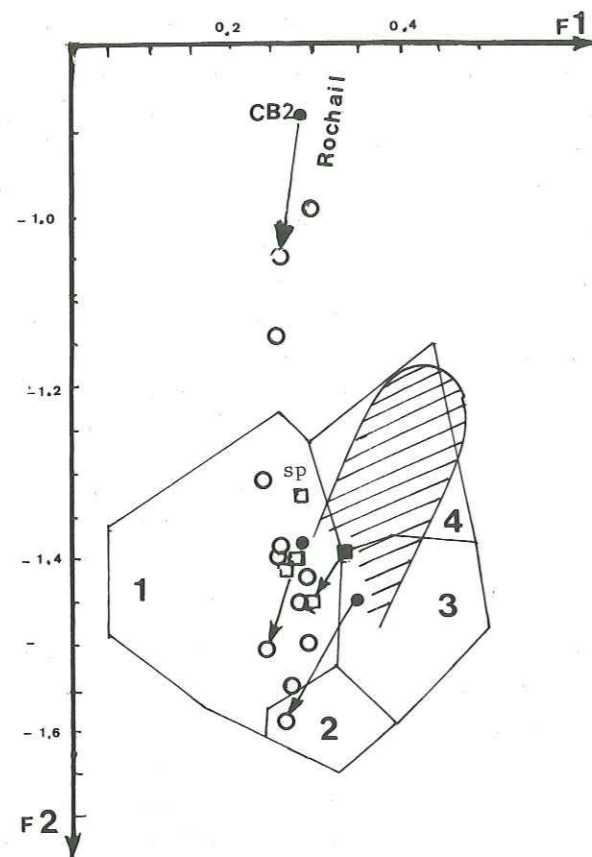


Figure 56 : Comparaison du volcanisme Rhétien du Pelvoux et du volcanisme Ladinien des Dolomites.

Le diagramme de Pearce (1976) discrimine les volcanites basiques en fonction de leur site géostructural et du chimisme associé.

- 1 - Domaine des basaltes intraplaques (basaltes des îles océaniques et basaltes continentaux).
- 2 - Domaine des basaltes des fonds océaniques.
- 3 - Domaine des basaltes calco-alcalins et des tholéïtes à basse teneur en K.
- 4 - Domaine des shoshonites défini par 5 analyses des îles Fiji (Gill, 1970) et 16 analyses de Nouvelle-Guinée (MacKenzie et Chappel, 1972).

L'aire hachurée correspond à 70 volcanites des Dolomites sélectionnées (?) par Pisa et al. Elle montre une évolution shoshonitique typique confirmée par les diagrammes de répartition de Ti, Zr, Y et Sr de Pearce et Cann, 1973.

Pour les volcanites du Pelvoux, les cercles représentent la position moyenne de chaque gisement effusif et les carrés la moyenne de chaque groupe filonien (sp = spilites). Les symboles pleins correspondent aux compositions brutes et les symboles vides à une correction de l'effet

de spilitisation dominant : l'analyse est recalculée à 100 % en fixant CaO à 10,00 % et en supprimant CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O de manière à corriger l'hydratation, la décalcification et la carbonatation. La correction montre que la spilitisation de laves alcalines est plus influente sur la valeur de F1 que Pearce ne l'a supposé (CB2 : deuxième coulée de Combe-Bonne).

## B - INVENTAIRE DU VOLCANISME CONTEMPORAIN ET VOISIN DE CELUI DU PELVOUX

Pour la France, la revue récente de Bebien et Gagny (1980) permet de retracer très sommairement les grandes lignes de la présence du volcanisme connu depuis le Trias moyen (205-210 M.a) jusqu'au Lias inférieur (185-190 M.a). A titre de comparaison, le volcanisme récent du Massif Central français dure depuis le Miocène, soit depuis quelques 12 M.a. Les foyers, depuis les plus septentrionaux (récents) jusqu'aux plus méridionaux (anciens), se sont déplacés sur près de 150 km.

Dans les Alpes, à la limite entre les faciès du Trias et du Lias, le volcanisme du massif des Ecrins-Pelvoux se prolonge vers le N dans le massif de Belledonne (Col du Barrioz, Allevard...) jusqu'au massif du Rocheray-Grand Chatelard (Montvernier) (Vatin-Pérignon, 1966 b).

Vers le NE, il semble s'éteindre avec l'affleurement daté du Sinémurien par Barbier (1954) aux Trois Evêchés, près du Col du Lautaret.

Vers le S on en retrouve dans la région de Rémolon, au niveau de l'Hettangien (Alsac,

1960, 1961). Il faut alors aller jusqu'en Provence et remonter dans le temps jusqu'au Muschelkalk pour retrouver des tufs et une coulée de basalte alcalin.

Vers le SW, dans les Corbières orientales, à quelques 300 km du Pelvoux, de nombreux affleurements triasiques ont été mis en évidence (Azambre, 1967). Leur étude vient d'être réactualisée (Azambre et Rossy, 1981). Elle souligne une étroite ressemblance avec les laves et les intrusions doléritiques du Pelvoux.

La pétrographie de basaltes alcalins à structures doléritiques parfois bien développées, le mode de gisement dans une série sédimentaire parfois gypsifère mais non salifère et non subsidente, l'âge de 195 M.a., l'effet presque général de la spilitisation, le chimisme des augites reliques, tous ces éléments sont rigoureusement identiques à ceux du Pelvoux. Dans au moins 2 affleurements des Corbières l'olivine est préservée. Il s'agit d'olivine subautomorphe à cœur homogène Fo 80, zonée en bordure jusqu'à Fo 76 (1).

Ce volcanisme s'oppose nettement au volcanisme de même âge développé dans les Pyrénées plus à l'W, où les dolérites sont tholéitiques (Fontailles et Muffat, 1970 ; Azambre et al., 1981) et incluses dans une sédimentation subsidente gypsifère et salifère.

Des conditions de mise en place et des caractères voisins de ceux des Corbières, et donc du Pelvoux, sont encore signalés aux Baléares (Rossy in Metallot et Pechoux, 1978).

Vers l'E, plus en relation avec les manifestations volcaniques des Alpes ligures et piémontaises précédemment évoquées au Trias moyen, quelques niveaux de cinérites et tufs sont signalés dans la zone Briançonnaise (Caby et Galli, 1964).

## C - LE VOLCANISME DU PELVOUX EST-IL RELIE A L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE OU CELLE DE LA TETHYS ?

Les éléments pour répondre à cette question sont très fragmentaires. Le seul élément réellement disponible concerne les précisions d'âge du volcanisme du Pelvoux.

Datée de 197 M.a (Baubron et Buffet, à paraître) une amphibole d'un massif ophitique donne un âge Rhétien concordant avec la stratigraphie. Les coulées se sont mises en place au-dessus du Trias moyen marqué par la présence de *Myophoria goldfussi* (Lemoine, comm. orale) et sont ravinées avant les dépôts de l'Hettangien. Lorsque le Rhétien est clairement daté (Aprahamian, 1968 ; Gidon, 1981) il remplace latéralement les coulées.

Les travaux de G. Adline (thèse en préparation) montrent qu'à la base de l'Hettangien fossilifère des injections ultimes de laves et des manifestations dynamiques volcaniques se sont encore produites.

En l'absence de données plus précises un âge de 195 M.a  $\pm$  5 sera attribué de manière à intégrer la datation du Sinémurien moyen de Barbier (1954).

(1) Postérieurement à la soutenance de cette Thèse, l'olivine fraîche vient d'être trouvée dans un gisement de dolérites subophitiques filoniennes du Valgaudmar (Fo 78-82).

On est donc en présence d'un volcanisme plus jeune de 15 à 20 M.a que celui des Alpes italiennes, volcanisme alcalin marqué par des caractères intraplaques de plateforme ou de marge stable. A l'E la Téthys doit être en pleine expansion et quelques 2000 km plus au SW, par rapport à l'Europe stable, la branche N de l'Atlantique central s'amorce par les premières injections tholéiitiques qui tant au Maroc (Bertrand et Westphal, 1977) que dans l'E des Etats-Unis et du Canada (May, 1971) sont parallèles au rift des Açores. Des fossés sédimentaires subsidents (Van Houten, 1977) indiquent que la localisation finale de l'ouverture, qui ne sera régulière qu'à partir de 180 M.a ; âge des plus vieilles roches datées dans le plancher atlantique au large de l'état de Virginie (site 105, DSDP Bryan et al., 1977).

Dans les Pyrénées, les ophites d'affinité tholéiitique sont mises en relation avec les événements de l'Atlantique. Leur activité se poursuivra au Jurassique (Azambre et al., 1981). Mais le volcanisme des Corbières, contemporain du début de celui des Pyrénées, vient assez nettement prendre une signification structurale différente. Cette opposition peut être retrouvée au Maroc entre les dykes du système de Foum-Zguid, Maroc occidental (*in* Bertrand et Westphal, 1977) et les volcanites du Trias de la basse vallée de l'Ourika (feuille géologique 1/100 000e "Oukaimeden-Toubkal," Vogel, 1979).

Les premières sont associées au Trias supérieur argilo-pélicite et salifère, comme dans les Pyrénées. Les secondes sont incluses dans une formation continentale transgressive sur le Viséen. A la base de cette formation une coulée de spilite de 10 à 15 m d'épaisseur présente des différenciations carbonatées, avec notamment des vésicules de calcite "grano-classées" qui rappellent tout à fait celles du Pelvoux (P. Biron, Université de Marrakech, comm. pers.). Au sommet de la série, la carte de Vogel signale des coulées de type hawaïte, de l'autre côté de l'Atlantique dans les faciès les plus alcalins du système du Great Dyke de Nouvelle Ecosse. Ce dernier, communément considéré comme un proto-rift de la branche N de l'Atlantique central (May, 1971), présente des caractères chimiques intermédiaires entre un système intraplaque et un système de tholéiites de fond océanique (Wark et Clarke, 1980). Des pertes au feu de 6 à 7 % sont mesurées dans ces roches sans que la teneur en CO<sub>2</sub> n'ait été déterminée et il ne serait pas surprenant d'y retrouver une forte teneur en carbonate. Dans ce cas, l'opposition du volcanisme des Pyrénées et des Corbières pourrait être retrouvée symétriquement à l'ouverture de l'Atlantique.

Toutefois, géographiquement (figure 57) le volcanisme du Pelvoux est beaucoup plus proche du domaine téthysien, sans que l'on puisse trouver davantage de relations. A ce sujet, il faut constater les divergences d'interprétations entre les auteurs fondant leur raisonnement sur les relations géométriques entre les blocs continentaux et la reconnaissance de leurs racines par géophysique (Biju-Duval et al., 1977) et les auteurs utilisant des méthodes de reconstitution d'après les relations stratigraphiques et tectoniques des formations géologiques des chaînes de montagnes (Bernouilli et Lemoine, 1980). Cette différence d'appréciation concernant la position des axes d'ouverture de la Téthys (cf. figure 57), comme celle qui oppose Pisa et al. (1980), Castellarin et al. (1980) à Bechstadt et al. (1978), relative à la signification géostructurale du volcanisme des Dolomites, témoigne de l'état encore fragmentaire des connaissances sur cette question.

Il n'est alors possible d'avancer qu'une hypothèse de travail en supposant que le volcanisme alcalin triasico-liasique du massif des Ecrins-Pelvoux et ses prolongations N et S résultent de mouvements différentiels entre l'expansion de la Téthys à l'E et les prémices de l'ouverture de l'Atlantique. L'analogie du Trias du Pelvoux et celui des Corbières conduit à relier

les deux volcanismes à un même système de décrochement, actuellement orienté N50, parallèle aux failles cévenoles.



Figure 57 - Position relative des blocs continentaux au début du Jurassique (180 M.a) d'après Le Pichon, Sibuet et Fracheteau (1977), Biju-Duval, Dercourt et Le Pichon (1976 et 1977) et système branche N de l'Atlantique central orientation des dykes *in* Bertrand et Westphal (1977).

- NE : Nouvelle Ecosse (Great Dyke)
- C : Connecticut
- P : Pennsylvanie-Maryland-New Jersey (Palisade Sill)
- CB : Virginie (Culperer Basin)
- CN : Caroline du Nord
- M : Mauritanie
- FM : Foum Zguid, Maroc
- Europe : Py = Pyrénées, Co = Corbières, Pe = Pelvoux, Do = Dolomites
- Téthys : 1, système de ride active selon Biju-Duval et al., 1977
- 2, orientation probable de l'axe d'ouverture selon Bernouilli et Lemoine (1980).

## CONCLUSIONS GENERALES

Constatant les difficultés d'interprétation et les imprécisions des méthodes conventionnelles pour traiter la géochimie des spilites à carbonates, une adaptation de l'analyse statistique a été mise au point. Appelée *méthode des projections sélectives*, son principe consiste à définir explicitement la projection qui effacera les variations chimiques dont on veut s'affranchir. Cette méthode reprend, dans sa philosophie, les objectifs des représentations graphiques classiques. La généralisation mathématique à l'espace géochimique complet autorise en outre à neutraliser *simultanément* plusieurs modèles de dispersion. Ceux-ci peuvent être définis soit en utilisant des modèles théoriques, soit des modèles naturels en prenant des compositions chimiques adaptées *sur mesure* au problème traité.

L'analyse statistique appliquée aux spilites à carbonates du Pelvoux donne une meilleure image des effets respectifs de chacun des processus de la spilitisation qui les affecte : carbonatation, albitisation (ou adularisation), chloritisation et séricitisation.

Les *projections sélectives* utilisées, neutralisant ces effets, permettent non seulement l'identification rigoureuse du caractère alcalin du volcanisme celui-ci est déjà prouvé par la minéralogie-relique mais aussi d'en préciser le degré de différenciation par fractionnement.

Sur un exemple précis où les variations dues à la carbonatation, à l'albitisation et à une chloritisation ne sont plus sensibles graphiquement, il apparaît alors une polarité attribuable à la vidange d'un réservoir magmatique différencié et de faible dimension. Le phénomène est suffisamment oblitéré par les caractères de cette spilitisation pour ne pas être discernable par d'autres voies.

Cette même méthode appliquée à d'autres gisements ne soulignera qu'une évolution magmatique embryonnaire.

L'*analyse discriminante* et ses visualisations graphiques font ressortir le cachet original de chaque gisement dans son intégralité, ce que ne permettent pas les représentations classiques pour lesquelles les gisements apparaissent dispersés et superposés. Les différences entre gisements s'organisent en 2 lignées, calco-sodique et potassique, dont l'une au moins peut être mise en parallèle avec la nature du substratum. Le caractère hyperpotassique de certaines coulées est associé à la présence de granites sous-jacents. Par ailleurs, le caractère hyperpotassique, concevable en théorie comme un effet secondaire dû à la spilitisation, est cependant mieux ressenti comme un effet primaire de contamination crustale au niveau de la chambre magmatique. La muscovitisation ne correspondrait qu'à la séricitisation d'un feldspath potassique préexistant ou virtuel.

Les caractères magmatiques et spilitiques ainsi précisés successivement à l'échelle de la coulée, du gisement et du massif, sont dominés par les variations quantitatives des termes d'un

mélange entre un magma basaltique alcalin évoluant pour son propre compte et les composants potentiels de la paragenèse hydrothermale évoluant également pour leur propre compte.

Dans le mélange basalte alcalin décalcifié, carbonate (calcite ou dolomite), feldspath alcalin (albite ou adulaire) et chlorite (Fe ou Mg), deux des termes hydrothermaux peuvent dominer. Ainsi dans une coulée c'est l'opposition chlorite-dolomite qui l'emporte alors que dans d'autres cas ce sera le couple feldspath alcalin-calcite qui supportera la plus grosse partie des variations chimiques.

Dans les filons, la situation est clarifiée. La différenciation magmatique y paraît parfois plus poussée mais le comportement des minéraux secondaires est plus simple : la chlorite est seulement la conséquence d'une hydratation de minéraux magmatiques ou de verre résiduel, alors que de la calcite et de l'albite *stoechiométriques* se comportent en un mélange binaire qui dilue à son tour la composition basaltique proche de la souche originelle.

Cette façon de décrire l'état final des spilites à carbonates du Pelvoux s'accorde avec deux hypothèses relatives à leur genèse.

Après avoir relégué le rôle du métamorphisme alpin à une action ultime et mineure dans l'acquisition des aberrations chimiques des dolérites alcalines du Pelvoux, deux hypothèses de causes et mécanismes de spilitisation peuvent être avancées.

- La première se rapporte à des altérations radicales de type *propylitique* facilitée par le jeu des fractures vivantes contemporaines et *activées par le magmatisme profond*. Elle est assez bien établie et peut être adoptée sans trop d'objections.

- La seconde imagine au cours de l'ascension magmatique, ou au cours du processus final de cristallisation, la démixtion d'une phase hydrothermale très carbonatée. Celle-ci, soit figée dans les laves à vésicules, soit nettement individualisée, agirait dans l'altération propylitique comme un *processus d'autofélicitation*. Cette dernière éventualité est proposée comme une hypothèse qui peut être démontrée et précisée expérimentalement. Elle serait alors capable d'expliquer de façon simple la richesse en  $C^{13}$  du carbonate comme le mélange intime de carbonatites et de laves alcalines associées. A l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon macroscopique elle faciliterait l'interprétation de la répartition de certaines vésicules à calcite et leur passage progressif à des faciès bréchiques. Les mécanismes possibles invoqués dans d'autres interprétations des faciès bréchiques à  $\delta C^{13} < 8 \%$  nécessitent des processus tout aussi compliqués et hypothétiques dans l'état actuel de nos connaissances.

Enfin, indépendamment de la spilitisation, le volcanisme du Pelvoux est rapporté à différentes manifestations triasico-liasiques des Alpes, du S de la France, des Pyrénées et des marges de la branche N de l'Atlantique central. Mais l'intégration de ces volcanismes fragmentaires dans un schéma général cohérent laisse de nombreuses interrogations notamment :

- les gisements des Alpes externes sont-ils rigoureusement contemporains entre eux ?
- la différenciation hyperpotassique ne correspond-elle pas aussi à une évolution plus tardive d'un matériel qui aurait eu plus le temps pour se différencier ?

Autant de questions qui pourront trouver une réponse dans des études stratigraphiques fines et qui ouvriront la voie à des recherches plus fondamentales sur les immiscibilités des carbonates et des liquides hydrothermaux dans les laves hyperalcalines.

ANNEXE 1

SIMULATION

```
10 DIM M(12),X(12),S(12)
20 DIM A*(12)5
30 DATA " SI02", "AL2O3", "FE2O3", "MNO ", " MGO ", " CAO ", " NA2O", " K2O ", " TI02", " P2O5", " H2O ", " CO2 "
40 N=12
50 FOR I=1 TO N: READ A*(I):NEXT I
60 FOR I=1 TO 12: PRINT "VALEUR MOY DE ";A*(I);:INPUT M(I):NEXT I
70 FOR I=1 TO 12: PRINT "ECART MOY DE ";A*(I);:INPUT S(I):NEXT I
71 INPUT "NB DE SIMULATIONS",S
80 SELECT PRINT 215(112)
90 FOR I=1 TO N:PRINTUSING 200,A*(I):NEXT I:PRINT
100 FOR I=1 TO N:PRINTUSING 190, M(I)+.005;:NEXT I:PRINT "MOY"
110 FOR I=1 TO N:PRINTUSING 190, S(I)+.005;:NEXT I:PRINT "ECART"
120 PRINT :PRINT "SIMULATION"
130 FOR K=1 TO S
140 FOR I=1 TO N: X(I)=0:NEXT I
150 FOR I=1 TO N: FOR J=1 TO 12: X(I)=X(I)+RND(1):NEXT J
160 X(I)=(X(I)-6)*S(I)+M(I):NEXT I
170 FOR I=1 TO N:PRINTUSING 190, X(I)+.005;:NEXT I:PRINT
180 NEXT K
190#####
200 % ##### *
```

	SI02	AL2O3	FE2O3	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TI02	P2O5	H2O	CO2	
	41.65	14.13	10.96	0.08	6.30	7.33	1.12	5.09	2.00	0.37	2.64	8.03	MOY
	0.55	0.52	0.34	0.01	0.27	0.10	0.17	0.08	0.04	0.04	0.30	0.20	ECART
SIMULATION													
41.63	14.45	11.24	0.08	6.32	7.22	1.03	4.95	1.98	0.33	2.40	8.06		
42.00	13.92	10.65	0.08	6.28	7.51	1.15	5.21	1.99	0.32	2.60	8.20		
41.37	14.50	10.99	0.08	6.75	7.46	1.29	5.10	1.99	0.36	2.36	7.93		
40.95	13.11	11.25	0.08	6.42	7.33	1.15	5.03	1.93	0.45	2.37	8.05		
42.05	14.92	10.91	0.08	6.45	7.28	1.20	5.11	1.98	0.40	2.71	8.23		
41.43	14.48	11.20	0.09	6.42	7.38	0.95	5.14	2.06	0.37	2.51	8.00		
41.75	14.51	10.80	0.08	6.57	7.44	0.87	5.10	2.02	0.46	3.14	8.26		
41.40	13.36	10.56	0.07	6.60	7.11	1.04	5.04	2.01	0.40	2.23	7.88		
41.05	13.93	10.98	0.07	6.27	7.29	1.26	5.27	2.01	0.34	2.68	8.10		
42.15	14.98	11.26	0.10	6.78	7.42	1.45	5.14	2.04	0.34	2.55	7.96		
42.53	13.73	10.79	0.07	6.27	7.22	1.04	5.01	2.02	0.38	2.60	8.10		
42.23	14.14	11.31	0.08	6.51	7.32	1.32	5.11	1.99	0.43	2.91	8.04		
41.90	15.03	11.08	0.09	6.41	7.18	1.17	5.10	1.93	0.38	1.94	8.20		
40.79	13.79	11.24	0.08	6.32	7.35	1.53	5.06	2.04	0.37	3.10	7.89		
42.45	15.10	10.69	0.03	6.08	7.45	1.35	5.03	1.97	0.40	3.70	8.12		
41.82	14.01	10.93	0.08	6.48	7.29	1.13	5.14	2.03	0.32	2.55	8.33		

Programme et exemple de simulation des écarts analytiques dus à l'incertitude des mesures.

La première ligne représente en entrée, la valeur d'une analyse (ici échantillon Combe-Bonne moyen) et la seconde l'écart-type de l'erreur analytique pour la gamme des teneurs considérées (donné par l'analyste).

ANNEXE 2

\* SI02 \* AL2O3 \* FE2O3 \* FED \* MNO \* MGO \* CAO \* NA2O \* K2O \* TI02 \* P2O5 \* H2O \* CO2

PYROXENE AEGIRINE	* 35.09*	0.00*	46.78*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	18.13*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
FELDSPAT AB=ALBITE*	68.70*	19.47*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	9.44*	5.74*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
FELDSPAT ANORTHITE*	53.55*	28.33*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	18.34*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
FELDSPAT ANORTHITE*	43.16*	36.69*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
AL ANDALOUSI*	37.04*	62.96*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
PYROXENE AUGITE	* 50.74*	3.21*	0.70*	13.07*	0.30*	13.45*	17.40*	0.30*	0.00*	0.50*	0.00*	0.30*	0.00*
MICA BIOTITE	* 37.09*	14.32*	5.88*	18.04*	0.27*	8.61*	1.02*	0.60*	8.20*	3.31*	0.00*	2.65*	0.00*
CARBONAT CALCITE	* 0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	56.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	44.00*
EPIDOTE CLINOZOIS*	38.88*	33.05*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	24.19*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	3.89*	0.00*
PYROXENE DIOPSIDE	* 55.55*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	18.52*	25.93*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
EPIDOTE EPIDOTE	* 37.27*	21.12*	16.56*	0.00*	1.00*	0.00*	22.15*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	1.86*	0.00*
PYROXENE ENSTATITE*	60.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	40.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
PYROXENE HEDENBERG*	51.72*	0.00*	0.00*	15.52*	0.00*	8.62*	24.14*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
AMPHIBOL HORNBLEND*	39.83*	14.98*	7.66*	3.78*	0.20*	14.44*	12.19*	2.27*	1.25*	2.56*	0.00*	0.58*	0.00*
PYROXENE HYPERSTEN*	49.40*	0.40*	0.00*	34.90*	1.20*	12.96*	0.70*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
OXIDE ILMENITE	* 0.00*	0.00*	0.00*	47.37*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	52.63*	0.00*	0.00*	0.00*
CARBONAT DOLOMITE	* 0.00*	0.00*	0.00*	1.20*	0.00*	21.10*	30.20*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	47.50*
FELDSPAT ORTHOSE	* 64.75*	18.35*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	16.91*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
FELDSPAT MICROCLIN*	67.06*	19.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	6.93*	7.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
ZEOLITE LAWSONITE*	38.22*	32.48*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	17.88*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	11.46*	0.00*
CHLORITE FE-CHLORI*	24.91*	21.05*	2.24*	27.05*	0.40*	12.38*	0.15*	0.15*	0.12*	0.26*	0.00*	11.30*	0.00*
OXIDE MAGNETITE*	0.00*	68.97*	31.03*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
MICA MUSCOVITE*	52.40*	33.41*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	10.26*	0.00*	0.00*	3.93*	0.00*
OLIVINE OLIVINE	* 34.82*	0.00*	0.00*	41.86*	0.00*	23.26*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
QUARTZ QUARTZ	* 99.99*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
OXIDE SPINEL	* 0.00*	23.34*	0.00*	30.12*	0.00*	16.14*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
SPHENE SPHENE	* 30.61*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	28.57*	0.00*	0.00*	40.82*	0.00*	0.00*	0.00*
CHLORITE MG-CHLORI*	36.12*	21.14*	1.63*	10.24*	0.17*	27.67*	0.50*	0.10*	0.00*	0.20*	0.00*	12.21*	0.00*
OLIVINE FORSTERIT*	41.70*	0.00*	0.00*	1.11*	0.00*	57.83*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.19*	0.00*
OLIVINE FAYALITE	* 29.75*	0.00*	0.83*	66.10*	3.20*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*

Tableau de 30 compositions minéralogiques remarquables. Dans les sorties graphiques de l'ACP les 5 premiers caractères de la 2e colonne sont pris à titre d'abréviation (ex = 50 % AN pour feldspath, 50 % ANORTI ou An 50). En principe les compositions sont stoechiométriques sauf les chlorites et la biotite qui représentent des moyennes de DEER et al., 1963 et l'augite, ajustée sur les compositions des minéraux reliques des spilites du Pelvoux.

## ANNEXE 3

SERIE	NOM	* SiO <sub>2</sub>	* AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	* Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	* FeO	* MnO	* MgO	* CaO	* Na <sub>2</sub> O	* K <sub>2</sub> O	* TiO <sub>2</sub>	* P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	* H <sub>2</sub> O	* a.o.z.
SKAERGAA Y		47.92	18.87	1.18	8.65	0.08	7.82	10.46	2.44	0.19	1.40	0.02	0.96	0.00
SKAERGAA A		41.27	8.71	2.69	10.52	0.12	27.09	6.59	0.69	0.13	1.54	0.00	0.72	0.00
SKAERGAA E		44.61	11.70	2.05	22.68	0.16	1.71	8.71	2.95	0.35	2.43	0.80	1.84	0.00
SKAERGAA G		52.13	15.87	5.61	11.17	0.20	1.11	5.80	3.63	1.38	1.14	0.30	1.65	0.00
SKAERGAA I		75.03	13.17	1.56	0.58	0.00	0.15	0.69	4.24	3.85	0.31	0.00	0.41	0.00
LEMAITRE PHONOLITE		56.19	19.04	2.79	2.03	0.17	1.07	2.72	7.79	5.24	0.62	0.18	1.94	0.08
LEMAITRE TRACHYTE		61.21	16.96	2.99	2.29	0.15	0.93	2.34	5.47	4.98	0.70	0.21	1.62	0.09
LEMAITRE RHVOLITE		72.82	13.27	1.48	1.11	0.06	0.39	1.14	3.55	4.30	0.28	0.07	1.41	0.08
LEMAITRE R. DACITE		65.55	15.04	2.13	2.03	0.09	2.09	3.62	3.67	3.00	0.60	0.25	1.51	0.21
LEMAITRE DACITE		65.01	15.91	2.43	2.30	0.09	1.78	4.32	3.79	2.17	0.58	0.15	1.19	0.06
LEMAITRE ANDESITE		57.94	17.02	3.27	4.04	0.14	3.33	6.79	3.48	1.62	0.87	0.21	0.55	0.05
LEMAITRE MUGEARITE		50.32	16.71	4.88	5.84	0.26	3.20	6.14	4.73	2.46	2.09	0.75	1.64	0.15
LEMAITRE HAWAITE		47.48	15.74	4.94	7.36	0.19	5.58	7.91	3.97	1.53	3.23	0.74	1.34	0.04
LEMAITRE DOLERITE		50.18	15.26	2.86	8.05	0.19	6.78	9.24	2.56	1.00	1.14	0.27	1.89	0.18
LEMAITRE BASALTE		49.20	15.74	3.79	7.13	0.20	6.73	9.47	2.91	1.10	1.84	0.35	1.38	0.11
LEMAITRE THOLEIITE		49.58	14.79	3.38	8.03	0.18	7.30	10.36	2.37	0.43	1.98	0.24	1.41	0.03
LEMAITRE BASANITE		44.30	14.70	3.94	7.50	0.16	8.54	10.19	3.55	1.96	2.51	0.74	1.62	0.18
LEMAITRE TEPHRITE		47.80	17.00	4.12	5.22	0.15	4.70	9.18	3.59	4.49	1.76	0.63	1.25	0.02
LEMAITRE DUNITE		38.29	1.82	3.59	9.38	0.71	37.94	1.01	0.20	0.08	0.09	0.20	4.84	0.43
MANSON BAO.M		46.90	15.50	3.10	8.60	0.16	6.90	10.40	3.00	1.30	3.00	0.39	0.80	0.00
MANSON BAC.M		47.10	15.70	3.40	7.80	0.16	7.10	10.10	3.30	1.50	2.20	0.47	1.10	0.30
MANSON THO.M		49.30	14.60	3.20	8.50	0.17	7.40	10.60	2.20	0.53	2.40	0.26	0.79	0.04
MANSON THC.M		51.50	16.30	2.80	7.90	0.17	5.90	9.80	2.50	0.86	1.20	0.21	0.81	0.05
KUNO TH1.K		46.16	16.50	3.39	8.68	0.13	8.27	12.51	1.37	0.14	0.52	0.15	0.57	0.03
KUNO TH2.K		51.25	14.73	3.62	10.22	0.28	5.47	11.73	1.85	0.26	0.81	0.13	0.13	0.03
KUNO TH3.K		54.67	14.47	1.84	12.30	0.32	3.03	8.03	2.59	0.50	1.64	0.16	0.54	0.03
KUNO BAS.K		47.95	16.46	4.40	5.84	0.21	8.99	10.46	2.72	1.09	1.09	0.41	0.65	0.03
KUNO BAP.K		49.16	16.09	2.89	10.42	0.20	4.01	9.37	3.32	1.26	2.04	0.69	0.94	0.05
KUNO BA10K		53.99	16.11	3.78	7.29	0.23	2.70	6.07	4.69	1.54	1.48	0.87	1.51	0.03
TEST B+ALBITE		50.95	15.53	10.32	0.00	0.13	5.79	7.62	5.10	1.22	1.79	0.38	0.89	0.24
TEST B+CHLORIT		44.34	16.26	13.61	0.00	0.16	7.73	8.02	3.07	1.42	1.94	0.44	2.47	0.28
TEST BTST		49.31	16.21	11.46	0.00	0.13	6.41	6.03	4.95	1.18	1.61	0.36	2.05	0.23

## 32 compositions de roches remarquables :

SKAERGAA Y, A, E, G, I - Roches initiales du Skaergaard (WAGER et MITCHEL, 1951).

Y = liquide initial, analyse Y tableau A

A = gabbro picritique I 1682,

E = ferro-hortonolite XII 4145,

G = hedenbergite XVIII 4137, tableau C,

I = granophyre leucocrate V 3058, tableau D.

LEMAITRE = moyennes de LEMAITRE (1976 b).

MANSON = moyenne de MANSON (1967) - BAO.M = basaltes alcalins à olivine "océaniques",  
 BAC.M = basaltes alcalins à olivine continentaux. THO.M = tholéiites océaniques,  
 THC.M = tholéiites continentales.

KUNO = analyses de Kuno (1960) numérotées 1 à 10 dans la publication originale. Les  
 analyses 1,2,3 (tholéiites) et 8,9,10 (basaltes alcalins) sont utilisées.

TEST = cf. tableau 16 p. 143.

Les 5 premiers caractères du NOM servent d'identificateur sur les graphes.

## ANNEXE 4

## Liste des analyses chimiques des coulées et des filons du Massif des Ecrins-Pelvoux.

COULEES - Série LS2	Oris en Rattier
MU 7	Col d'Huretières (éch. MU72)
MV 7	Col de Pré-Clos (éch. MV76)
COLDASP et COMDASP	Col et Combe d'Aspres-les-Corps
SR5	La Rouite en Champoléon
PM61	Vallon Long (synclinal de Morges)
MORGES	Col de Morges (synclinal de Morges)
PVERT	Pic Vert : arête Pic Vert-tête des Chétives (Massif du Rochail)
VET	4 <sup>e</sup> coulée du Vêt (Massif du Rochail)
LVALLOIN	Coupe du lac du vallon - Col du Rochail (Massif du Rochail)
BFBEAUFIN	Route du Motty à Beaufin
VJROCHAIL	Affleurements de Combe Tolette et Coste Belle Est et Ouest Villard-Notre-Dame (Massif du Rochail).
CB	Combe-Bonne - 1 <sup>er</sup> Espacelet - 2 <sup>e</sup> coulée
CB (SUITE)	suite de la coupe de Combe-Bonne.

FILONS Double numérotation : l're = numérotation originale de terrain  
 (cf. P. Lefort, 1971 ; Aumaitre et Buffet, 1973)

2<sup>e</sup> = numérotation informatique :

DS = dolérites sensu stricto à pyroxène et amphibole

DP = dolérites porphyriques

DO = dolérites ophitiques

DC = dolérites à chlorite (aucun minéral ferromagnésien de haute température, peu de carbonates)

SP = spilites (aucun minéral ferromagnésien de haute température, structure microlitique ou beaucoup de carbonate).

- Coordonnées des gisements effusifs : cf. planche hors texte.

- Coordonnées des affleurements filoniens :

N° de terrain	N° informatique	X	Y	Z	Coll.
1	50	917.83	283.84	2650	JLT
2	51	"	"	"	"
3	52	"	"	"	"
2 AF	90	904.4	282.6	2850 - 2880	"
3 AF	91	"	"	"	"
4 AF	92	"	"	"	"
8 AF	93	"	"	"	"
B	53	917.86	283.82	2650	"
C	02	"	"	"	"
D	03	"	"	"	"
E	04	"	"	"	"
F	54	"	"	"	"
G	18	917.88	283.80	2650	"
H	19	"	"	"	"
I	20	"	"	"	"
J	21	"	"	"	"
K	22	"	"	"	"
L	35	"	"	"	"
M	70	"	"	"	"

N° de terrain	N° informatique	X	Y	Z	Coll.
G'	23	917.88	283.80	2650	JLT
H'✓	24	"	"	"	"
I'✓	25	"	"	"	"
J'	26	"	"	"	"
K'✓	27	"	"	"	"
AG 14	43	898.88	315.07	2315	PLF
AX 49	10	901.56	299.88	2430	PLF
BD 5A	44	896.77	283.59	990	"
DZ 1A	11	905.54	297.48	1690	"
NA 75	12	904.30	296.41	2470	"
ND 72	45	904.50	282.21	2900	"
NE 71	66	904.34	292.20	2300	"
NG 87	13	905.18	290.05	2590	"
OL 511	95	903.98	276.76	1980	"
OL 513	67	903.05	276.92	1530	"
OL 721	14	(905)	(276)	"	"
OL 722	68	"	"	"	"
PN 62	59	910.24	284.45	2390	A.B
PN 92	76	913.48	283.74	2830	A.B
PN 94A	08	913.10	283.80	2690	A.B.
PN 94B	40	"	"	"	"
PN 94E	41	"	"	"	"
PN 94F	42	"	"	"	"
PN 94G	09	"	"	"	"
PO 51A	77	909.28	282.35	2700	A.B
PO 51C	78	909.86	282.25	2720	"
PO 51E	79	909.26	282.22	2710	"
PO 51F	80	"	"	"	"
PO 51I	81	909.27	282.20	2700	"
PO 51K	82	"	"	2685	"
PO 51O	83	"	"	2670	"
PO 51P	84	"	"	"	"
PO 51Q	85	"	"	"	"
PO 52A	86	909.67	282.55	2700	"
PO 52B	87	"	"	"	"
PO 52D	88	"	"	"	"
PO 52E	89	"	"	"	"
PQ 66	96	910.73	280.08	1410	PLF
PR 7A	97	(911)	(279)	"	"
SI 56	98	(Glacier du Sellar)			"
SM 37	36	914.97	285.31	2580	A.B
SM 320	05	914.08	285.24	2395	"
SM 47	72	915.54	285.56	2810	"
SM 416	55	915.21	285.89	2525	"
SN 325	07	914.72	284.45	3120	JBD
SN 331	94	914.7	284.2	3300	JBD
SN 44	06	915.20	284.86	2875	A.B
SN 62A	01	917.96	284.88	2575	A.B.
SN 66	46	(Selle de Vallouise)			PLF
SN 68	17	917.66	284.28	2680	A.B
SO 21	48	913.36	283.71	2910	"
SO 22A	73	913.32	283.72	2885	"
SO 22B	74	"	"	"	"
SO 22C	75	"	"	"	"

N° de terrain	N° informatique	X	Y	Z	Coll.
SO 27B	37	913.41	283.54	3025	A.B
SO 27D	38	"	"	"	"
SO 27F	39	"	"	"	"
SO 28	56	913.51	283.56	3030	"
SO 33	57	914.06	283.82	3345	"
SO 52	47	(Vallon de la Pierre)			PLF
SO 645B	31	917.86	283.97	2650	A.B
SO 645C	32	"	"	"	"
SO 645E	33	"	"	"	"
SO 645F	34	"	"	"	"
SQ 61	1-	Vallon du Pré la Chaumette			VP
SQ 62	2-	Drac de Chamoléon			VP
SQ 63	3-				"
SQ 64	4-				"
SQ 65	5-				"
SQ 66	15				"
SQ 67	7-				"
SQ 68	16				"

**LISTE DU FICHER**  
SERIE  
NOM

**LSZ**

	SI02	AL203	FE203	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TI02	H2O	CU2	BA	CO	CU	SR	V	LI	RB
3A	44.00	15.80	9.93	0.07	9.48	3.93	3.23	0.50	1.91	6.93	2.82	95	74	18	216	211	140	2
3B	48.40	15.00	12.05	0.12	8.53	1.11	2.91	0.79	2.63	6.92	0.37	134	62	26	145	195	145	13
3C	46.10	14.15	12.20	0.07	7.45	4.47	4.89	0.47	1.84	3.46	3.42	42	44	17	292	190	90	6
3D	43.50	15.25	8.90	0.07	4.27	9.34	5.48	0.76	2.01	2.82	7.33	2000	37	11	577	149	67	16
3E	42.60	16.60	15.20	0.07	7.27	3.10	4.83	0.80	2.06	4.03	2.15	99	53	23	124	206	82	20
3F	50.50	16.95	11.53	0.05	6.19	1.14	5.19	0.62	1.73	4.01	0.72	124	40	51	280	185	48	4

**MU7**

	SI02	AL203	FE203	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TI02	H2O	CU2	BA	CO	CU	SR	V	LI	RB
2A	49.00	18.90	9.49	0.06	2.78	3.06	0.09	7.00	1.43	4.84	2.39	274	19	16	76	128	100	339
2B	51.20	15.25	10.06	0.06	7.59	2.04	4.36	1.52	1.95	3.86	1.27	152	39	11	540	167	102	24
2C	48.00	17.00	11.16	0.09	9.46	1.09	4.63	0.71	1.99	4.67	0.75	33	39	19	116	182	151	9
2D	48.30	16.25	10.20	0.08	9.44	1.30	4.82	0.76	1.96	5.06	0.62	99	47	77	461	204	102	6
2E	47.40	15.80	9.07	0.07	7.48	4.02	5.19	0.80	2.06	3.68	2.78	131	44	80	647	187	67	9
2F	54.30	13.75	11.97	0.05	7.12	0.57	3.31	1.19	1.79	4.71	0.31	180	26	15	309	194	88	17
2G	50.70	16.35	11.06	0.09	7.23	0.99	4.87	0.66	1.95	4.75	0.69	66	35	76	358	250	98	2
2H	48.80	16.65	11.26	0.08	8.52	0.85	4.87	0.62	1.83	4.80	0.56	99	40	269	286	235	88	11
2I	48.30	16.65	8.90	0.07	7.96	2.06	5.67	0.52	2.02	4.45	1.87	47	39	43	408	182	80	7
2J	43.40	16.30	8.90	0.06	8.64	1.38	4.79	0.56	1.64	12.21	1.40	60	49	128	330	169	92	4
2K	48.90	18.00	9.15	0.05	8.96	1.13	5.23	0.71	2.00	4.73	0.95	75	49	179	376	189	88	14
2L	44.60	17.10	11.71	0.06	9.48	3.07	4.78	0.51	1.86	4.81	2.28	33	45	46	227	197	122	8
2M	47.70	15.60	12.67	0.07	9.01	0.47	3.85	1.08	1.82	5.77	0.37	61	45	51	76	182	117	10
2N	50.80	16.05	10.33	0.03	5.30	0.18	5.21	1.43	1.67	7.33	0.41	208	27	22	355	199	52	21
2O	50.20	17.55	10.05	0.06	5.45	2.75	4.98	2.04	1.93	3.53	1.67	360	27	30	699	191	54	32
2P	67.20	13.70	5.01	0.01	0.67	0.14	4.14	2.55	1.89	3.27	0.34	154	9	21	429	200	17	86

**MV7**

	SI02	AL203	FE203	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TI02	H2O	CU2	BA	CO	CU	SR	V	LI	RB
61	40.00	13.75	12.92	0.11	9.56	8.92	1.86	1.00	1.89	4.17	4.82	127	43	42	303	218	130	20
62	43.60	15.35	11.69	0.12	7.95	7.01	3.63	2.01	2.02	3.97	2.53	252	44	37	460	241	67	34
63	45.70	15.10	13.59	0.18	4.72	5.09	4.62	1.98	2.04	3.25	2.40	278	40	40	428	234	42	24
64	52.00	16.25	10.32	0.11	3.92	4.11	4.54	2.77	1.69	2.85	1.58	239	19	31	352	111	49	63
65	48.10	15.55	14.20	0.10	5.76	2.40	5.61	1.06	1.92	3.51	0.54	125	34	27	453	230	49	11
66	45.10	14.60	15.39	0.14	8.17	5.63	3.35	2.26	1.94	3.47	0.37	337	37	27	419	196	66	38
67	46.50	16.30	12.39	0.16	7.44	5.86	3.27	2.69	1.94	3.74	0.23	360	45	44	557	227	66	57
68	42.10	14.30	11.03	0.14	6.78	9.31	4.25	1.04	1.88	3.97	5.61	109	33	81	379	210	88	12
69	43.60	16.30	13.02	0.07	4.81	7.34	4.63	0.78	1.76	3.69	4.60	64	23	40	195	197	69	13

**COLDASP**

	SI02	AL203	FE203	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TI02	H2O	CU2	BA	CO	CU	SR	V	LI	RB
10A	44.75	14.40	12.85	0.05	5.55	7.10	4.50	1.25	1.20	3.70	4.30				191			33
9A	49.55	15.55	12.13	0.10	6.70	4.05	5.25	0.70	2.20	3.93	0.02				271			2
8A	50.80	15.55	11.08	0.10	6.55	6.55	4.55	0.35	1.45	3.80	0.35				406			1
7A	51.10	15.20	10.97	0.05	6.60	3.70	5.60	0.75	1.60	3.89	0.01				401			11
6A	48.05	15.20	5.20	0.25	3.75	8.70	2.90	6.15	1.60	3.00	5.10				395			59
4A	50.05	16.70	13.40	0.10	4.85	3.10	6.63	0.95	1.90	3.08	0.02				441			16

**COMDASP**

	SI02	AL203	FE203	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TI02	H2O	CU2	BA	CO	CU	SR	V	LI	RB
64	46.40	16.30	10.87	0.10	8.00	4.50	5.45	0.90	1.55	3.65	2.15				168			32
63	45.00	14.90	13.40	0.10	11.30	3.55	3.65	1.60	1.60	4.70	1.00				506			23
62	48.30	15.40	18.55	0.05	4.85	1.85	5.10	2.20	1.70	3.05	0.10				417			52
61	52.05	17.95	10.35	0.10	4.35	2.65	6.35	0.60	1.45	4.10	0.05				310			23

**SR5**

	SI02	AL203	FE203	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TI02	H2O	CU2	BA	CO	CU	SR	V	LI	RB
1M	44.10	14.20	9.04	0.12	8.05	6.62	3.24	1.39	1.72	3.86	6.64	27	45	9	251	116	119	67
2E	41.50	15.50	10.42	0.13	8.61	6.52	2.90	1.72	2.32	4.48	4.91	109	40	18	140	226	174	90
3E	40.30	14.00	11.49	0.13	7.12	8.46	2.21	2.00	2.15	4.09	6.82	44	44	71	125	182	134	123
4B	42.20	13.30	9.07	0.17	7.26	9.86	2.41	1.67	2.04	3.92	7.99	61	30	9	136	162	132	102
4E	40.30	15.20	9.82	0.11	8.39	8.75	4.02	0.94	2.16	4.33	6.37	9	44	35	75	98	171	64
4G	46.00	16.70	9.00	0.10	6.73	4.92	5.20	0.88	2.45	3.90	3.26	9	37	18	46	153	136	60
5B	47.60	16.85	8.15	0.17	7.17	4.40	5.04	0.97	2.07	3.69	3.71	27	37	37	120	175	182	71
5Y	42.58	17.14	8.30	0.11	8.53	6.50	2.47	2.44	2.29	3.52	4.31	129	51	9	65	221	154	135
6D	47.93	16.10	10.08	0.16	3.70	6.38	3.39	3.33	2.05	2.69	4.79	65	37	56	111	167	54	220
6E	47.00	16.50	9.99	0.11	6.93	4.53	4.58	0.60	2.14	4.04	3.45	9	41	18	50	138	182	34
7B	44.80	14.80	10.38	0.13	6.59	7.31	4.06	0.58	1.80	3.59	6.13	18	40	9	76	99	164	40
7C	41.80	15.70	10.96	0.11	14.61	2.70	2.24	0.18	1.66	6.91	1.75	109	91	9	18	228	254	11
7F	46.90	17.10	12.70	0.14	7.58	1.61	5.00	0.42	2.06	3.90	1.28	9	142	658	42	137	172	27
7G	36.70	11.40	8.34	0.22	5.48	16.69	3.27	0.97	1.67	2.64	13.06	9	46	29	160	71	110	50
8D	43.22	14.96	11.54	0.12	7.71	5.45	2.99	2.45	2.33	4.04	3.61	222	55	46	139	235	148	123
8E	43.00	15.60	11.81	0.12	9.49	4.93	4.28	0.93	2.27	4.41	2.56	218	65	186	176	130	179	13

**FM41**

	SI02	AL203	FE203	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TI02	H2O	CU2	BA	CO	CU	SR	V	LI	RB
B	46.50	15.40	11.55	0.18	7.70	5.78	3.80	2.07	2.23	3.10	0.64	664	58	19	457	216	58	63
C	43.10	16.05	14.92	0.09	3.40	5.80	3.16	4.53	2.19	2.77	2.79	411	40	24	194	266	31	185
F	50.06	16.20	12.21	0.11	4.36	3.39	6.44	0.82	2.05	2.21	0.88	131	46	33	281	198	52	18
G	42.10	14.70	7.62	0.19	3.32	12.58	4.21	2.21	1.72	2.39	9.02	146	37	33	230	216	30	82
I	44.70	16.97	13.81	0.14	6.95	3.31	3.69	2.83	2.34	3.94	0.17	527	45	42	240	196	69	98
J	46.60	15.75	13.05	0.19	7.93	3.41	4.56	1.44	2.19	3.59	0.47	365	50	35	417	223	73	38
K	42.70	15.50	12.59	0.19	7.93	5.83	2.94	2.52	2.11	4.06	2.66	616	56	32	336	250	71	95
L	44.90	15.30	11.88	0.18	7.66	5.52	3.39	1.21	2.19	4.40	2.79	213	51	46	172	219	78	

MORGES

Table with 17 columns: SI02, AL203, FE203, MNO, MGO, CAO, NA20, K20, TI02, H2U, CU2, BA, CO, CU, SR, V, LI, RB. Rows 79-85.

PVERT

Table with 17 columns: SI02, AL203, FE203, MNO, MGO, CAO, NA20, K20, TI02, H2U, CU2, BA, CO, CU, SR, V, LI, RB. Rows 20-3.

VET

Table with 17 columns: SI02, AL203, FE203, MNO, MGO, CAO, NA20, K20, TI02, H2U, CU2, BA, CO, CU, SR, V, LI, RB. Rows 1V-5V.

LVALLON

Table with 17 columns: SI02, AL203, FE203, MNO, MGO, CAO, NA20, K20, TI02, H2U, CU2, BA, CO, CU, SR, V, LI, RB. Rows 6-7.

BFBEAUF IN

Table with 17 columns: SI02, AL203, FE203, MNO, MGO, CAO, NA20, K20, TI02, H2U, CU2, BA, CO, CU, SR, V, LI, RB. Rows 93-00.

VJROCHAIL

Table with 17 columns: SI02, AL203, FE203, MNO, MGO, CAO, NA20, K20, TI02, H2U, CU2, BA, CO, CU, SR, V, LI, RB. Rows 01-13.

CB

COMBE BONNE - L' ESPARCELET

Table with 19 columns: SI02, AL203, FE203, MNO, MGO, CAO, NA20, K20, TI02, P2U5, H2U, CU2, BA, LU, CU, SR, V, LI, RB, CR. Rows 2A-2U.

CB (SUITE)

Table with 19 columns: SI02, AL203, FE203, MNO, MGO, CAO, NA20, K20, TI02, P2U5, H2U, CU2, BA, LU, CU, SR, V, LI, RB, CR. Rows 5A-8A.





## Conséquences graphiques des erreurs analytiques

Lorsque les paramètres ne sont pas des fonctions binaires, les représentations géochimiques ne sont pas isotropes du point de vue de l'aire de dispersion analytique qui est associée à chacun des points du diagramme. En effet les dosages géochimiques étant des mesures physiques, chaque valeur fournie par l'analyse doit être considérée comme faisant partie d'un intervalle de confiance. Les séries étudiées étant généralement relativement homogènes, cet intervalle de confiance est assez stable pour toute la gamme des mesures fournies. Ainsi  $\text{SiO}_2$  variant de 45 à 55 % dans les basaltes est donné avec une précision comparable de l'ordre de  $\pm 0,5$  % depuis les plus faibles jusqu'aux plus fortes valeurs. Les incertitudes analytiques se répercutent dans les paramètres en suivant les lois du cumul des erreurs et une représentation géochimique utilisant un ou des paramètres non linéaires aura une valeur d'identification très dissemblable selon les diverses zones du diagramme. L'anisotropie devient énorme dans le cas d'un paramètre ayant un dénominateur variant de 0 à quelques pour cent comme dans le cas fréquent de pondération par des teneurs en alcalins. Le paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  est, pour des roches spilitiques, le plus désastreux à cet égard.

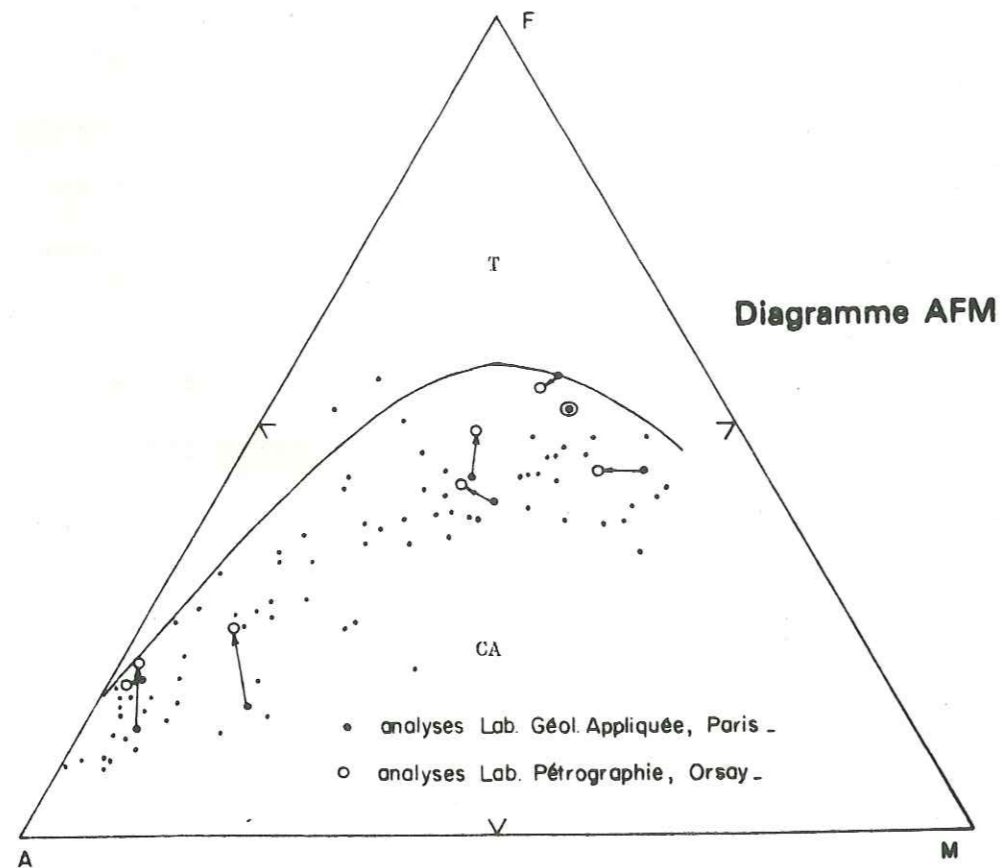


Figure : Variation d'une composition chimique sur un diagramme AFM sous l'influence des écarts analytiques. Si l'on ne considère que les 4 couples les plus divergents (les plus à gauche sur la figure) on conçoit que l'erreur peut atteindre 10 unités du paramètre F. De ce fait l'interprétation d'une série moins franchement calcoalcaline (CA) pourrait devenir tholéiitique (T) si toutes les analyses avaient été effectuées à Orsay. D'après Routhier et al. (1978).

Que la représentation soit rectangulaire ou triangulaire, les paramètres linéaires ou non, l'aire de dispersion des mesures d'un même échantillon n'est jamais négligeable. Elle est parfois beaucoup plus importante qu'on ne le soupçonne. En plus de "l'effet de grain" (LAFFITTE, 1957) qui représente la variabilité d'une analyse chimique due aux écarts d'échantillonnage in situ simulés et quantifiés par Isnard et Leymarie (1978), Routhier et al. (1980) ont montré sur divers diagrammes rectangulaires et triangulaires quelle pouvait être, sur un cas réel, l'importance des seuls écarts analytiques universitaires parisiens. Dans l'ensemble les erreurs paraissent se compenser et bien qu'elles ne modifient que très peu les interprétations pétrologiques" on constate dans le diagramme AFM par exemple que les 4 couples les plus divergents montrent un écart systématique vers le pôle F avec une erreur absolue qui peut dépasser 10 unités du paramètre F. Ces écarts auraient très bien pu influencer sur la décision si la population testée s'était présentée plus près de la limite de discrimination des séries tholéiitiques des séries calcoalcalines.

## BIBLIOGRAPHIE

- ADLINE G. - *Thèse 3ème cycle - Grenoble - en préparation.*
- AITCHISON J. (1981) - A new approach to null correlations of proportions. *Journ. Math. Geology*, 13, n° 2, pp. 175-189.
- ALBAREDE D. and PROVOST A. (1977) - Petrological and geochemical mass-balance equations : an algorithm for least-square fitting and general error analyses. *Computer and Geosciences*. Vol. 3, pp. 309-326, Pergamon Press.
- ALSAC C. (1960) - Nature pétrographique et origine des albitophyres du dôme de Rémollon. *C.R. Ac. Sci.*, T. 250, pp. 1681-1682.
- ALSAC C. (1961) - Contribution à l'étude des albitophyres et orthoalbitophyres du dôme de Rémollon. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 37, pp. 31-69.
- AMSTUTZ G.C. (1954) - Geologie und Petrographie der Erzgrubengesteine im Verrucano des Glarus, Freiberg. *Thèse Zurich.*
- AMSTUTZ G.C. (1974) - Spilites and Spilitic Rocks. *Ed. by G.C. Amstutz* - Springer Verlag, Berlin.
- AMSTUTZ G.C. and PATWARDAN A.H. (1974) - A reappraisal of the textures and the composition of the Spilites in the Permo-Carboniferous Verrucano of Glarus, Switzerland. *In: Spilites and Spilitic Rocks.* ed. by AMSTUTZ, Springer Verlag, Berlin.
- ANTOINE P. (1971) - La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. *Thèse d'Etat, Grenoble.*
- APRAHAMIAN J. (1968) - Etude géologique des montagnes du Beaumont et de la Salette (Isère), secteur SW du Pelvoux. *Thèse 3e Cycle, Grenoble.*
- APRAHAMIAN J. (1974) - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. *Géol. Alpine* 50, pp. 5-16.
- AUMAITRE R. et BUFFET G. (1973) - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises occidentales). *Thèse 3e Cycle, Grenoble.*
- AUVRAY B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain. *Thèse d'Etat, Rennes.*
- AUVRAY B. et HAMEURT J. (1973) - A propos des spilites : identification géochimique de plusieurs types de différenciations internes aux sills et aux coulées et leurs conséquences sur la tendance géochimique globale. *Bull. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, Série C, t. V, n° 2*, pp. 101-120.
- AZAMBRE B. (1967) - Sur les roches intrusives sous-saturées du Crétacé des Pyrénées. *Thèse 3e Cycle, Paris.*
- AZAMBRE B. et ROSSY M. (1981) - Mise en évidence du caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7) t. XXIII, n° 3*, pp. 253-262.
- AZAMBRE B., ROSSY M., ELLOY R. (1981) - Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées : données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7) t. XXIII, n° 3*, pp. 263-269.
- BAILEY D.K. (1966) - Potash feldspar and phlogopite as indices of temperature and partial pressure of CO<sub>2</sub> in carbonatite and kimberlite. *Miner. Soc. of India, IMA volume. Proc. 4th general Meeting*, pp. 5-8.

- BAILEY D.K. (197) - Continental rifting and alkaline magmatism. In : *The Alkaline Rocks*. Ed. by H. Sorensen, J. Wiley and Sons.
- BALASHOV (1968) - Factors governing the behaviour of rare earths in the carbonatite process. *Geokhimiya*, n° 3, p. 877.
- BALASHOV, RONO, MIGDISOV, TURANSKAYA (1964) - The effect of climate and facies environment in the fractionation of the rare earths during sedimentation. *Geokhimiya*, n° 10, p. 951.
- BARBIER R. (1954) - L'âge des spilites du versant sud du Pic des Trois-Evêchés, près du Col du Lautaret (Hautes Alpes). *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, n° 7, pp. 148-149.
- BARON P. - (1981) - *Thèse 3e Cycle Grenoble, en préparation.*
- BARRON L.M. (1981) - The calculated geometry of silicate liquid immiscibility. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 45, pp. 495-512.
- BAUBRON et BUFFET G. (à paraître).
- BEBIEN J. et GAGNY C. (1980) - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostruc-turale. *Proc. Sec. C7, 26e Inter. Geol. Congr., Paris. Géologie de la France. Ap-proche thématique BRGM éd.*
- BENZECRI J.P. (1970) - La pratique de l'analyse des correspondances *Cahier n° 2 du Laboratoire des Statistiques Mathématiques, Faculté des Sciences, Paris.*
- BENZECRI J.P. (1976) - L'analyse des données. DUNOD Paris, 2e édition.
- BERNARD D., GRATIER J.P. et PECHER A. (1977) - Application à la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *5e Réunion An. Sc. Terre, Rennes, Avril 1977.*
- BERNOUILLI D., LEMOINE M. (1980) - Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation. *Proc. XXVI Int. Geol. Congr. Paris, Colloque C5, Geology of the Alpine chaîne born from the Tethys.*
- BERTRAND H., WESTPHAL M. (1977) - Comparaisons géologiques et paléomagnétiques des tholéiites du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord. Implications pour l'ouver-ture de l'Atlantique. *Bull. Soc. Géol. France.*, 7e série, T. 19, n° 3, pp. 513-520.
- BECHSTADT T., BRANDNER R., MOSTLER M., SCHMIDT K. (1978) - Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 156, n° 2, pp. 157-178.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. (1976) - La genèse de la Méditerranée. *La recherche*, n° 71, pp. 811-822.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. (1977) - From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. *Proc. 25e Congr. Comm. Inter. Exploration Scientifique de la Méditerranée. Split. Yougos-lavie (1976)*, éd. Technip Paris, pp. 143-164 et 8 planches couleur h. t.
- BOCQUET J. (1971) - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol. Helv.*, t. 64, pp. 71-103.
- BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse d'Etat, Grenoble.*
- BOCQUET J., FREY M., HUNZIKER J.C., FRANCK W., DAL PIAZ G.V., JAGER E., NIGGLI E. (1974) - Alpine metamorphism of the Alps. A review : *Schweiz. Mineralogische und Petrographi-sche Mitteilungen*, vol. 54, 213.
- BOCQUET J., DELALOYE M., VIALETTE Y. (1974) - Mesures d'âges isotopiques de micas verts, de spili-te et de roches associées dans les Alpes du Dauphiné. *C.R. somm. S.G.F.*
- BOCQUET J. (1974) - Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoie) e in altri settori dello zoc-colo Brianzese. *Mem. Soc. Geol. Italiana. Suppl. n° 1, vol. XIII, pp. 271-281.*
- BOETTCHER A.L., MYSEN B.D. and MODRESKI P.J. (1975) - Melting in the mantle : phase relationship in natural and synthetic peridotite + H<sub>2</sub>O and peridotite - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub>. CHOS system at high pressure with application to kimberlite. In : *Geochemistry of the earth*, vol. 9, pp. 867-885. Ed. by AHRENS and al., Pergamon Press.
- BOLES J.R., COOMBS D.S. (1975) - Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokomi Hills, New Zea-land. *Bull. Geol. Soc. Ann.*, 83, pp. 3177-3198.
- BONATTI D., HONNOREZ-GUERSTEIN M.B., HONNOREZ J. and STERN C. (1976) - Hydrothermal pyrite concre-tions from the Romanche Trench (Equatorial Atlantic) : metallogenesis in oceanic fracture zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 32, pp. 1-10.
- BONIN B., LAMEYRE J. (1978) - Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques ano-rogéniques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7e série, vol. 20, n° 1, pp. 45-59.
- BORLEY G.D. (1974) - Oceanic islands, pp. 311-330. In: *The alkaline rocks*, ed. by Sorensen, Wiley and Sons, 622 p.
- BREY G.P. et GREEN D.H. (1976) - Solubility of CO<sub>2</sub> in olivine melilite at high pressures and role of CO<sub>2</sub> in the Earth's upper mantle. *Contr. Miner. Petrol.*, 55, pp. 217-230.
- BROUSSE R. (1961) - Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la Fran-ce. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, t. 58, n° 263, pp. 889-907.
- BROWN E.H. (1967) - The greenschist facies in part of the eastern Otago, New Zealand. *Contr. Miner. Petrol.*, 14, pp. 259-292.
- BROWN G.M. (1957) - Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Min. Mag.*, 31, pp. 511-543.
- BRYAN W.B., FREY F.A., THOMPSON G. (1977) - Oldest Atlantic seafloor. *Contr. Mineral. Petrol.*, 64, pp. 223-242.
- BUFFET G. et AUMAITRE R. (1980) - Implications tectoniques possibles des directions des filons car-bonifères et triasiques de la partie Sud et Ouest du massif cristallin des Ecrins - Pelvoux. *Géologie Alpine*, 55, pp. 35-43.
- BUFFET G. et DUBOIS J.D. (1980) - Problème des compositions minéralogiques calculées. Normes conven-tionnelles et normes ajustées à l'observation. Présentation d'une programmation qua-dratique en BASIC pour mini-ordinateur. *8e Réunion annuelle des Sciences de la Terre Marseille. Avril 1980*, p. 73.
- BUFFET G. et MILESI J.P. (1976) - Empreinte de phénomènes volcanologiques dans les caractères géochi-miques statistiques d'une série spilitique. Exemple du cortège dolérito-spilitique des Ecrins-Pelvoux comparé aux termes basaltiques du volcanisme alcalin du Cantal. *4e Réu-nion Ann. Sciences de la Terre, Paris, Avril 1976*, p. 81.
- CABY R. et GALLI J. (1964) - Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone Briançonnaise. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, pp. 417-420.
- CAILLAT C., DEHLAVI P., MARTEL-JANTIN B. (1978) - Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la Zone de l'Iran Central. *Thè-se 3e Cycle, Grenoble.*
- CANN J.R. (1969) - Spilites from the Carlsberg Ridge. Indian Ocean. *Journ. of Petrology*, Vol. 10, part I, pp. 1-19.
- CARMICHAEL I.S.E. (1960) - The pyroxenes and olivines from some Tertiary acid glasses. *Journ. of Petrolo-gy*, vol. 1, pp. 309-336.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A., SOMMAVILLA E (1980) - Middle Trias-sic magmatism in southern Alps. II : a geodynamic model. *Riv. Ital. Paleont.*, vol. 85, n° 3-4, pp. 1111-124.

- CHATTERJEE S.C. (1964) - An alkali-olivine basalt sub-province in the Deccan Traps. *Proc. XXII Int. Geol. Cong. New-Delhi*, section 7, Plateau basalts, pp. 35-41.
- CHAYES F. (1971) - Ratio correlation. A manual for students of Petrology and Geochemistry. *University of Chicago Press*.
- CHEVALLIER L. (1979) - Structure et évolution du volcan Piton des Neiges. Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes. Océan indien occidental. *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- CHOPIN C. (1979) - De la Vanoise au Grand-Paradis. Une approche pétrologique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute-pression. *Thèse d'Etat, Ecole Normale Supérieure de Paris*.
- CHRISTMANN P. (1979) - Etude métallogénique de la mine de Copper Cliff (Cu-Au) Chibougamau, Unité d'Abitibi et province de Québec, Canada. *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- CREASEY S.C. (1966) - Hydrothermal alteration in Geology of the Porphyry-Copper deposits. Ed. Tilley et Hicks, University Arizona Press.
- COOMBS D.S., NAKAMURA Y., VUAGNAT M. (1976) - Pumpellyite-Actinolite facies schists of the Taveyanne formation near Loèche, Valais, Switzerland. *Journ. of Petrology*, vol. 17, n° 4, pp. 440-471.
- DASH B.P. and BOSSHARD E. (1968) - Crustal studies around the Canary Islands. *Proc. Sec. 1 (Upper Mantle)*, pp. 249-260. 23rd Int. Geol. Cong. Prague.
- DAVOINE Ph. (1976) - Contribution à l'étude pétrologique et géochimique des leptynites (cas du Massif Central français). *Thèse d'Etat, Univ. Cl. Bernard, Lyon*.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1963) - Pyroxene Group : Augite. In: *Rock-forming minerals*. Vol. 2, 1st. ed. Longmans - London.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1979) - Augite, pp. 294-398. In: *Rock-forming minerals* (2nd édition), vol. 2 A.
- DEINES P. and GOLD D.P. (1973) - The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep seat carbon. *Geochimica Cosmochimica Acta*, vol. 37, pp. 1709-33.
- DENAYER M.E. (1951) - Tableaux de pétrographie. Ed. Lamarre, Paris.
- DIXON W.J. (1971) - Biomedical Computer Programs (BMD comments 2nd edition). *University of California Press*.
- DUPUY C. (1970) - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. *Thèse d'Etat, Montpellier*.
- EGGLER D.H. (1973) - Role of CO<sub>2</sub> in melting processes in the mantle. *Carnegie Institution, Washington, Yearbook 72*, pp. 244-267.
- EGGLER D.H. and MYSEN O.B. (1976) - The role of CO<sub>2</sub> in the genesis of olivine melilitite : discussion. *Contrib. Mineral. Petrology*, vol. 55, pp. 231-236.
- ESKOLA P. (1939) - In: Barth, Correns, Eskola. *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin.
- FERGUSON J. and CURRIE K.L. (1971) - Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay, Ontario. *Journ. of Petrology*, vol. 12, part. 3, pp. 561-585.
- FISKE R.S. and JACCKSON E.D. (1972) - Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts : the effect of regional structure and gravitational stresses. *Roy. Soc. Lond. Proc.* 329, pp. 299-326.
- FODOR R.V., KEIL K., BUNCH T.E. (1975) - Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. IV Pyroxenes in rocks from Haleakala and West Maui Volcanoes. Main, Hawaii. *Contr. Mineral. Petrol.*, 50, pp. 173-195.
- FONTEILLES M. (1968) - Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. *Bull. BRGM, série 2, n° 3*, pp. 1-54.
- FONTEILLES M. (1976) - Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Thèse d'Etat, Paris 6*.
- FONTEILLES M., MUFFAT S. (1970) - Etude pétrographique de deux dolérites (ophites) à pigeonite et olivine des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 93, pp. 203-230.
- FREY R. (1937) - La classification moderne des roches éruptives. *Notes et Mémoires, n° 44*. Direction générale des Travaux Publics. Service des Mines et de la Carte géologique. Maroc.
- FROSSARD D., LEYMARIE P. (1981) - Une méthode de transformation des facteurs en analyse factorielle. *A paraître. Computer and Geosciences*.
- FYTICAS M. (1976a) - Geology and geothermal research in the island of Milos. *Doct. thesis, University of Thessaloniki, Grèce*.
- FYTICAS M. (1976b) - Geological map of the island of Milos. Scale 1/25 000. *Inst. Geol. Mining Research. Athens*.
- FYTICAS M., GIULIANI O., INNOCENTI F., MARINELLI G., MAZZVOLI R. (1975) - Geochronological data of recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, pp. 29-34.
- FYTICAS M., MARINELLI G. (1976a) - Geology and Geothermics of the island of Milos (Greece). *An Report Institute of Geological and Mining research, Athens*.
- FYTICAS M., MARINELLI G. (1976b) - Information pamphlet on the excursion to Milos. *Int. Congress on thermal waters, geothermal energy and vulcanism of the Mediterranean area. Athens 1976*. (ed. Inst. of Geological and Mining Research).
- GASS I.G., MALLICK D.I.J., COX K.G. (1973) - Volcanism islands of the Red Sea. *Journ. Geol. Soc. Am.*, 129, pp. 274-310.
- GELINAS L., BROOKS C., TRZCIENSKI J. (1976) - Archean variolites. Quenched immiscible liquids. *Can. J. Earth Sc.*, 13, pp. 210-230.
- GILL J.B. (1970) - Geochemistry of Veti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. *Contr. Mineral. Petrol.*, 27, pp. 179-203.
- GIROD M. (1978) - Les séries magmatiques, pp. 7-30. In: *Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural*. Doin - Paris, 239 p.
- GIDON M. (1981) - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000. *Feuille St Bonnet*, éd. BRGM.
- GOER A. de, MERGOIL J. (1971) - Structure et dynamique des édifices tertiaires et quaternaires. *Symposium J. Jung. Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Ed. Plein Air Service, Clermont-Ferrand, pp. 345-376.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Rémollon). *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- GREENWOOD H.J. (1975) - Thermodynamically valid projections of extrusive phase relationships. *American Mineralogist*, vol. 60, pp. 1-8.

- GUTNIN M. et JUTEAU T. (1973) - Un exemple de coulées volcaniques sous-marines d'âge Jurassique dans le Taurus de Pisidie. *Sc. de la Terre, XVIII*, n° 2, pp. 117-141.
- HENRY B. (1976) - Sur les propriétés magnétiques des laves spilitiques peu déformées de la bordure Ouest du Pelvoux. *C.R. des séances de la Soc. de Physique et d'Histoire Nat. de Genève*, vol. II, fasc. 1.3, pp. 105-110.
- HENRY B. (1980) - Contribution à l'étude des propriétés magnétiques de roches magmatiques des Alpes. Conséquences structurales, régionales et générales. *Thèse d'Etat, Université P. et M. Curie*, Paris 6.
- HONNOREZ J. (1978) - Generation of phillipsites by palagonitization of basaltic glass in sea water and the origin of K-rich deep-sea sediments. In: *Natural Zeolites, occurrence, properties, use*, ed. Sans and Mumpton, Pergamon Press.
- HONNOREZ J. (1981) - Ophiolites et croûte océanique. Hydrothermalisme sous-marin. (inédit). *Conférence Institut Dolomieu, juillet 1981*.
- HOSS HM, TOY R. (1960) - Zeolite Studies. III : on natural phillipsite, gismondite, harmotome, chabazite and gmelinite. *Beitr. Mineral. Petrol.* 7, pp. 389-408.
- HUGUES C.J. (1973) - Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 109-8, pp. 513-527.
- HUMPRIS S. et THOMPSON G. (1978a) - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea water. *Geoch. Cosmo. Acta*, vol. 42, pp. 107-125.
- HUMPRIS S. et THOMPSON G. (1978b) - Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geoch. Cosmo. Acta*, vol. 42, pp. 127-136.
- HUNT J.A. and KERRICK D.M. (1977) - The stability of sphene ; experimental redetermination and geologic implications. *Geoch. Cosmo. Acta*, vol. 41, pp. 279-288.
- HUOT D. (1979) - Contribution à l'analyse des silicates par absorption atomique. Application à l'étude géochimique d'une série volcanique spilitique. *Thèse de Docteur Ingénieur. Université de Franche-Comté*.
- IRVING A.J., PRICE R.C. (1981) - Geochemistry and evolution of lherzolite-bearing phonolitic lavas from Nigeria, Australia, East Germany and New-Zealand. *Geoch. Cosmo. Acta*, vol. 45, pp. 1309-1320.
- ISNARD P. (1981) - Etude chimique du massif granitique du Sidobre (l'arn), évolution, cartographie. Contribution à la méthodologie d'étude des grands échantillonnages. *Thèse Doctorat d'Etat, Nancy*.
- ISNARD P., MALLET J.L., CAZES P., SAITRAN V. (1972) - Corrélations géologiques. Méthodes statistiques de traitement des données. In: *Traité d'Informatique Géologique*. Laffite, Masson, Paris.
- ISNARD P. et LA ROCHE (H. de), (1968) - De la composition chimique à la composition minéralogique des granites à deux micas. *Sci. de la Terre*, T. XIII, n° 1, pp. 79-97.
- ISNARD P. et LEYMARIE P. (1978) - L'écart d'échantillonnage in situ (effet de grain) : incidences sur les compositions chimiques en fonction du poids de l'échantillon. *6e RAST, Orsay*, p. 208.
- JORESKOG K.G., KLOVAN J.E., REYMENT R.A. (1976) - Methods in geomathematics 1. - Geological factor analysis. *Elsevier scientific publishing Company*.
- JUTEAU T. et ROCCI G. (1966) - Etude chimique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. *Sciences de la Terre*, t. XI, n° 1, pp. 68-104.
- JUTEAU R. et ROCCI G. (1974) - Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilite-kératophyre hercynotype. In: *Spilites and Spilitic Rocks*, ed. by G.C. Amstutz, Springer Verlag, Berlin.
- KAISER H.F. (1958) - The VARIMAX criterion for analytical rotation in factor analysis. *Psychometrika*, 23, pp. 187-200.
- KELLER J., NINKOVICH D. (1972) - Tephra-Lager in der Ağaİs. *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.* 123, pp. 579-587.
- KELLER J. (1981) - Carbonatitic volcanism in the Kaiserstuhl alkaline complex : evidence for highly fluid carbonatitic melts at the earth's surface. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 9, pp. 423-431.
- KORJINSKY D.S. (1957) - Physico-chemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Trad. angl.: Consultants Bureau, New-York, 142 p.-1959, trad. franç. : BRGM n° 2294, 1957.
- KUNO H. (1960) - High alumina basalt. *Journ. of Petrology*, vol. 1, part 2, pp. 121-145.
- KUSHIRO I. (1960) - Si-Al relations in Clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, 258, pp. 548-554.
- LACHAT D.P. (1966) - Géométrie des opérateurs linéaires. Dunod, Paris, 99 p.
- LAFFITTE P. (1957) - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. *Physicochimie et thermodynamisme*, Masson, 358 p.
- LA ROCHE (H. de), LETERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sc.*, 276, pp. 3115-18.
- LA ROCHE (H. de), (1978) - La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées. *Chemical Geology*, 21, pp. 63-87.
- LA ROCHE (H. de), LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. and MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R<sub>1</sub>, R<sub>2</sub> diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*. January, 31 p.
- LARSEN E.S., IRVING J., GONYER F.A. (1938) - Petrologic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. *Amer. Mineralogist*, 23, pp. 417-429.
- LASSERE J.L. et BUFFET G. (1977) - Comparaison géochimique statistique de la spilitisation d'un volcanisme tholéiitique crétacé et d'un volcanisme triasique dans les Alpes occidentales françaises. *5e Réunion. An. Sc. Terre, Rennes*. p. 301, Soc. Géol. Fr.
- LASSERE C. et LAVERNE J.L. (1976) - Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- LEAKE B.E. (1968) - A catalog of analysed calciferous and sub-calciferous amphibole and grade of metamorphism. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 98, p. 210.
- LEBART L. et FENELON J.P. (1973) - Statistique et Informatique appliquées. Dunod, 457 p.
- LE BAS M.J. (1962) - The role of Aluminium in igneous clinopyroxene with relation to their parentage. *Am. Journ. of Sci.*, 260, pp. 267-288.
- LE BAS M.J. (1977) - Carbonatite-Nephelinite volcanism. *A Wiley Interscience Publ.*, J. Wiley and Sons.
- LEFEVRE C. (1979) - Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud du Miocène à l'actuel). *Thèse d'Etat, Montpellier*.
- LEHMANN E. (1949) - Das Keratophyr-Weilburgit Problem. *Heidelberger Beiträge Min. Petr.*, Bd. 2, pp. 1-166.

- LEHMANN E. (1974) - Spilitic magma characteristics and mode of formation. In: *Spilitic and Spilitic Rocks*. ed. by G.C. Amstutz Springer Verlag, Berlin.
- LEMAITRE R.W. (1976a) - A new approach to the classification of igneous rocks using the Basalt-Andesite-Dacite-Rhyolite suite as an exemple. *Contr. Mineral. Petrol.*, 56, pp. 191-203.
- LEMAITRE R.W. (1976b) - The chemical variability of some common igneous rocks. *Journ. of Petrology*, 17, Part. 4, pp. 589-637.
- LE PICHON W., SIBUET J.C., FRANCHETEAU J. (1977) - The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. *Technophysics*, 38, pp. 169-209.
- LE SUAVE R. (1974) - Etude par spectrométrie de masse à étincelles des lanthanides et autres éléments en traces dans les carbonates filoniens des Alpes externes françaises. *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- LEWIS J.F. (1973) - Mineralogy of the ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano St Vincent: olivine, pyroxene, amphibole and magnetite paragenesis. *Contr. Mineral. Petrol.*, 38, pp. 197-220.
- LEYMARIE P. (1978) - L'utilisation de l'analyse factorielle en géochimie des éléments majeurs: une application à l'étude des réactions deutériques dans les granites du Nord Millevaches (Massif Central). *Sciences de la Terre, Série "Informatique Géologique"*, n° 11, pp. 17-21.
- LOUBAT H. (1968) - Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen", Savoie (France), Province d'Aoste (Italie). *Arch. Sc. Genève*, 21, pp. 265-457.
- LOUBAT H. (1975) - La zone du Versoyen témoin possible d'une intersection entre dorsale volcanique océanique et marge continentale. *Arch. Sc. Genève*, 28/1.
- LUDDEN J. (1978) - Magma evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 4, pp. 171-198.
- LUTH W.C., TUTTLE O.F. (1969) - The hydrous vapor phase in equilibrium with granite, and granite magma. In: Larsen L.H. Ed., *Polderwaard Memorial volume*, *Geol. Soc. Am. Mem.*, pp. 513-548.
- Mc DONALD G.A. (1965) - Hawaiian calderas. *Pacif. Sc.*, 19, pp. 320-334.
- Mc DONALD G.A. and KATSURA T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journ. of Petrology*, 5, pp. 82-133.
- MACKENZIE D.E., CHAPPEL B.W. (1972) - Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua, New-Guinea. *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, pp. 60-62.
- Mc MILLAN W.J. and PANTELEYEV A. (1980) - Cre deposit models. 1. Porphyry Copper Deposits. *Geoscience Canada*, vol. 7, n° 2, pp. 52-63.
- MAKANJUOLA A.A., HOWIE R.A. (1972) - The mineralogy of the glaucophane schists and associated rocks from Ile de Groix, Brittany, France. *Contr. Miner. Petrol.*, 35, pp. 83-118.
- MALLET J.L. (1971) - Contribution à l'étude des facteurs non orthogonaux en analyse factorielle. *Revue de Statistique Appliquée*, vol. XIX, n° 1.
- MALLET J.L. (1978) - Reconstitution des concentrations minéralogiques à partir des concentrations géochimiques. *Sc. de la Terre, Série "Informatique Géologique"*, n° 12, pp. 35-64, Nancy.
- MANSON V. (1967) - Geochemistry of basaltic rocks major elements. In: *Basalts*, Vol. 1, pp. 215-269. Wiley - Interscience. Hess and Paldevaert edit.
- MATHISON C.I. (1975) - Magnetites and Ilmenites in the Somerset Dam bevered basic intrusion, South Eastern Queensland. *Lithos*, 8, pp. 93-111.

- MAURIN N. (1972) - Contribution à l'étude expérimentale du rôle de l'eau dans la mise en solution d'éléments chimiques constitutifs du basalte et dans la précipitation de certains sels en milieu marin. Application au volcanisme spilitique. *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- MAURIZOT-BLANC Ch. (1974) - Etude pétrographique et pétrochimique des basaltes miocènes et pliocènes de la planèze de Saint-Flour (Cantal). *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- MAURY R.C., BROUSSE R., VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H., TREUIL M. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la chaîne des Puys (Massif Central, France). I. Pétrologie. *Bull. Mineral.*, 103, pp. 203-266.
- MAY P.R. (1971) - Pattern of Triassic-Jurassic Diabase Dikes around the North Atlantic in the context of prerift position of the continents. *Geol. Society of America, Bull.* 82, pp. 1285-1292.
- METAILLET R. et PECHOUX J. (1978) - Etude géologique de l'extrémité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baléares, Espagne). *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- MICHEL R. et TANE J.L. (1960) - Découverte de laves en coussins dans le Trias de la zone dauphinoise (Massif du Pelvoux). *CRAS*, t. 250, pp. 2735-2738.
- MILESI J.P. (1976) - Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon. Massif Central français, *Thèse 3e Cycle, Grenoble*.
- MORISSON G.W. (1980) - Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, Oslo ISSN0024-4937, pp. 97-108.
- MORRE-BIOT N. (1970) - Pétrologie des formations volcaniques du Permo-carbonifère du Nord de la France. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, sér. 3, Géol. 10.
- MUIR I.D. (1951) - The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, Eastern Greenland. *Min. Mag.*, 29, pp. 690-714.
- MURRAY R.J. (1954) - The clinopyroxenes of the Garbh Eilean sill, Shiant Isles. *Geol. Mag.*, 91, pp. 17-31.
- NICHOLLS I.A. (1971) - Petrology of Santorini Volcano, Cyclades, Greece. *Journ. Petrol.*, 12, pp. 67-119.
- NINKOVICH D., HEEZEN B.C. (1965) - Santorini tephra. In: *Submarine geology and Geophysics*. Colton Papers 17, pp. 413-452, Butterworths, London.
- NISBET E.G., PEARCE J.A. (1977) - Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contr. Mineral. Petrol.*, 63, pp. 149-160.
- NOACK Y. (1979) - Altération sous-marine des verres volcaniques basiques. Essai sur la palagonitisation. *Thèse 3e Cycle, Strasbourg*.
- NOCKOLDS S.R., ALLEN R. (1953) - The geochemistry of some igneous rocks series. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, vol. 4, pp. 105-142.
- PEARCE T.H. (1968) - A contribution to the theory of variation diagrams. *Contr. Mineral. and Petrology*, 19, pp. 142-157.
- PEARCE J.A. (1976) - Statistical Analysis of major element patterns in basalts. *Journ. Petrology*, vol. 17, part 1, pp. 15-43.
- PHILPOTTS A.R. (1971) - Immiscibility between feldspathic and gabbroic magmas. *Nature Physical Science*, vol. 229, January 25, pp. 107-109.
- PILOT J. (1974) - Les isotopes en géologie. Méthodes et Applications. Trad. Letolle. Doin Editeur.
- PINEAU F., JAVOY M. et ALLEGRE C.J. (1973) - Etude systématique des isotopes de l'oxygène, du

carbone et du strontium dans les carbonatites. *Geoch. Cosm. Acta*, vol. 37, pp. 2363-77.

- PINEAU F. (1977) - La géochimie isotopique du carbone profond. *Thèse d'Etat, Paris VII*.
- PISA G., CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A., SOMMAVILLA E. (1979) Middle Triassic magmatism in Southern Alps. I : a review of general data in the Dolomites. *Riv. Ital. Paleont.*, vol. 85, n° 34, pp. 1093-1110.
- POTY B. (1969) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont Blanc. *Sc. Terre, Nancy, Mém. 17*, 162 P.
- PREVOST M.C. (1978) - La propylitisation des formations volcaniques de la Caldéra de la Haute Vallée de la Jordanne (Cantal). *Thèse 3e Cycle, Univ. F. et M. Curie, Paris VI*.
- RAO C.R. (1962) - Advanced statistical methods in biometric research. Wiley and Sons.
- ROCCI G. (1978) - Spilités et roches apparentées. In : Girod, *Les roches volcaniques*, Doin, Paris, pp. 210-229.
- ROCCI G. et JUTEAU T. (1968) - Spilite-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. *Geologie en Mijnbouw*. Vol. 47, (5), pp. 330-339.
- ROCKS N.M.S. (1976) - The role of CO<sub>2</sub> in alkali rock genesis. *Geological Magazine*, vol. 113, n° 2, pp. 97-113.
- RÖSLER H.J., PILOT J., HARZER D., BRUGER P. (1968) - Isotopengeochemische Untersuchungen (O, S, C) an Salinar und Sapropelsedimenten Mitteleuropas. *Report of the XXIIIth Intern. Geol. Congr.*, 6, pp. 89-100.
- ROUTHIER P. (1980) - La Ceinture Sud-Ibérique à amas sulfurés. 265 p.
- SAHAMA Th. G. (1974) - Potassium-rich alkaline rocks. In : *The alkaline rocks*. Ed. Sorensen H., Wiley and sons.
- SAHAMA T.G. and MEYER A. (1958) - Study of the volcano Nyiragongo. *Inst. Parc. Nat. Congo Belge, Expl. Parc National Albert*, fasc. 2, pp. 1-85.
- SALLOT P. (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. *Thèse d'Etat, Paris-Orsay*.
- SAPORTA G. (1978) - Théories et méthodes de la statistique. *Publications de l'Institut Français du Pétrole*. Ed. Technip.
- SAXENA S.K., WALTER L.S. (1974) - A statistical, chemical and thermodynamic approach to the study of lunar mineralogy. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38, pp. 79-95.
- SCHROLL E. (1968) - Abundances of the chemical elements in the main rocks types of the lithosphere in relation to a system of correlation. In: Origin and distribution of the elements. *Inter. Ser. of Monographism Earth Sciences*, 30, pp. 599-617.
- SMITH A.L. (1970) - Sphene, perovskite and coexisting Fe-Ti oxide minerals. *Am. Miner.*, 55, pp. 264-269.
- SPOONER E.T.C., FYFE W.S. (1973) - Sub Sea Floor Metamorphism Heat and Mass Transfer. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 42, pp. 287-304.
- SUKHESWALA R.N., UDAS G.R. (1964) - The carbonatites of Ambadongar. India. Some structural consideration. *Poc. Section 7, Plateau basalts*, pp. 1.33, *XXIIe Int. Geol. Cong. New-Delhi*.
- SUN S.S. and HANSON G.N. (1976) - Rare Earth Element Evidence for Differentiation of Mc Murdo Volcanics, Ross Island, Antarctica. *Contr. Mineral. Petrol.*, 54, pp. 139-155.
- TANE J.L. (1967) - Contribution à l'étude du phénomène de spilitisation. *Trav. Lab. Geol. Grenoble*, t. 43, pp. 187-192.
- TANE J.L. (1974) - Quelques observations nouvelles relatives à la genèse des laves spilitiques. In *Spilités and Spilitic Rocks*. Ed. by Amstutz, pp. 349-358.
- TANE J.L. (1976) - Le cycle géochimique et le problème du volcanisme spilitique. *Thèse d'Etat, Grenoble*.
- TANE J.L. et VATIN-PERIGNON N. (1969) - Les coulées spilitiques du Pic Vert (Massif de l'Oisans). *Bull. Soc. Géol. de France*, (7), XI, pp. 102-105.
- TAYLOR H.P., FRECHEN J., DEGENS E.T. (1967) - Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, pp. 407-430.
- TAYLOR R.P. and FRYER B.J. (1980) - Multiple-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in northern Turkey : the temporal interplay of potassic, propylitic, and phyllic fluids. *Can. J. Earth Sci.*, 17, pp. 901-926.
- TEIL H. (1975) - Correspondence factor analysis : an outline of its methods. *Mathematical Geology*. Vol. 7, n° 1, pp. 3-12.
- TEIL H., CHEMINEE J.L. (1975) - Application of correspondence factor analysis to the study of major and trace elements in the Erta Ale Chain (Afar, Ethiopia). *Mathematical Geology*, vol. 7, n° 1, pp. 13-30.
- THOMPSON (1957) - The graphical analysis of mineral assemblage in pelitic schists. *Amer. Mineralogist*, vol. 42, pp. 842-858.
- TIBA T. (1966) - Petrology of the alkaline rocks of the Tukakusayama district, Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, Ser. 3, 9, pp. 541-610.
- TREUIL M. (1973) - Critère pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemples de l'Afar. *Thèse d'Etat, Paris*.
- TRICHET J. (1970) - Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verres volcaniques. *Trav. Lab. de Géologie*, 4, Ecole Normale Supérieure, Paris.
- TUTTLE et BOWEN (1958) - Origine of granite in the light of experimental studies in the system Ab - Or - An. *Mem. of Geol. Soc. of Amer.*, nb 74.
- VALLANCE T.G. (1960) - Concerning spilites. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*. Vol. IXXXV, Part 1, pp. 8-52.
- VALLANCE T.G. (1969) - Spilités again. Some consequences of the degradation of basalts. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*. Vol. 94, part. 1, pp. 8-51.
- VALLANCE T.G. (1974) - Spilitic degradation of a Tholeitic Basalt. *Journ. of Petrology*, vol. 15, part I, pp. 79-96.
- VAN HOUTEN F.B. (1977) - Triassic-Liassic deposits of Morocco and Eastern North America : comparison. *Am. Ass. of Petroleum Geologists. Bull.* 61, n° 1, pp. 79-99.
- VATIN-PERIGNON N. (1966) - Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques et description géologique de la partie centrale du Massif du Cantal. *Thèse d'Etat, Grenoble*.
- VATIN-PERIGNON N. (1966) - Géologie du massif cristallin du Rocheray, Grand-Chatelard (Savoie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 42, pp. 141-202.
- VATIN-PERIGNON, N., AUMAITRE R., BUFFET G. (1974) - La spilitisation dans le Massif des Ecrins-Pelvoux : un cortège intrusif et effusif dolérito-spilitique. *Géol. Alpine*, 50, pp. 153-194.
- VATIN-PERIGNON N. and SHAW D.M. (1972) - Comportement du Lithium et d'autres éléments en trace dans quelques coulées triasiques de l'Aiguille de Morges (Alpes françaises méridionales). Une contribution au problème de l'origine des roches ophiolitiques. *Géol. Alpine*, 48, pp. 201-206.



- VATIN-PERIGNON N., SHAW D.M., MUISSON J.R. (1979) - Abundance of Lithium in spilites and its implications for the spilitization process. In: *origine and distribution of the elements*. 2nd symposium. ed. Ahrens, Pergamon Press, Oxford, pp. 465-478.
- VATIN-PERIGNON N., MAURY R.C., MILESI J.P. (1980) - Le magmatisme sursaturé infrabréchique du centre du Cantal (Massif Central français). *Bull. Volcanol.*, 43-3, pp. 511-525.
- VIALON P. (1968) - Clivages schisteux et déformations, répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans (Alpes du Dauphiné). *Géol. Alpine*, 44, pp. 353-366.
- VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFRAZIC H. TREUIL M., MAURY R., BROUSSE, R. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). II Géochimie. *Bull. Minéral.*, 103, pp. 267-286.
- VINCENT E.A., WRIGHT J.B., CHEVALLIER R., MATHIEU S. (1957) - Heating experiments on some natural titaniferous magnetites. *The Mineralogical Magazine*, vol. XXXI, n° 239, pp. 624-655.
- VISSER W., GROSS A.F.K. van (1979a) - Phase relation in the system  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$  at 1 atmosphere with special emphasis on low temperature liquid immiscibility. *Am. Journ. of Sci.*, 279, pp. 70-91.
- VISSER W., GROSS A.F.K. (1979b) - Effects of  $P_2O_5$  and  $TiO_2$  on system  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$ . *Am. Journ. of Sci.*, 279, pp. 970-988.
- VOGEL (1979) - Carte géologique à l'échelle du 1/100 000, feuille Oukaimaden-Toubkal. Service Géologique du Maroc.
- VOREADIS D.G. (1958) - Les affleurements de gîtes de kaolin dans la région "Kontaros-Tria Piga - dia" de l'île de Milos. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. 3, pp. 157-180.
- WAGER L.R. and MITCHELL R.L. (1951) - The distribution of trace elements during strong fractionation of banc magma - a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 1, pp. 129-208.
- WARK M., CLARKE D.B. (1980) - Geochemical discriminators and the paleotectonic environment of the North Mountain basalts, Nova Scotia. *Can. Journ. Earth Sci.*, 17, pp. 1740-1745.
- WELLS M.K., SMITH A.C.S., BOWLES J.F.W. (1974) - Carbonate enrichment at the margins of a basic dyke, Ardnamurchan. *Miner. Mag.*, 39, pp. 514-524.
- WESTPHAL M. (1973) - Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales (France). *Tectonophysics*, 17, pp. 323-335.
- WESTPHAL M. (1976) - Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale. *Thèse d'Etat, Strasbourg*.
- WETZENSTEIN W. (1969) - Die Bentonitlagerstätten im Ostteil der Insel Milos/Griechenland und ihre mineralogische Zusammensetzung. *Doktor Ver. Nat. Abh., Univ. Stuttgart*.
- WILHELM S. (1977) - Etude minéralogique des feldspaths en relation avec leur contexte géologique (héritage magmatique et rôle des phénomènes thermiques dans la formation des microtextures). *Thèse d'Etat*.
- WILHELM S., BONIN B. (1980) - A propos de la croissance épitaxiale et rythmique des feldspaths alcalins : influence du niveau structural dans les granites anorogéniques corses et leurs équivalents africains. 26e Congr. Géol. intern., Paris, 1980, vol. 1, Section 01.
- WILHELM S., Mc KENZIE W.S. (1977) - Relations géométriques dans les feldspaths alcalins entre les clivages, les macles du péricline et de l'albite, les filons lamelles et lames d'albite, les fissures fentes et déformations thermiques orientées. 5e Réunion ann. Sci. de la Terre, Rennes, 19-22 Avril 1977 (Soc. Géol. France, Paris).

- WILKINSON, J.F.G. (1957) - The clinopyroxenes of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales. *Geol. Mag.*, 94, pp. 123-134.
- WILKINSON, J.G.P. (1967) - Formes and structures of extrusive basaltic rocks. In: *Basalts, the Pol-dervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Intersciences. J. Wiley and Sons. New York.
- WILLAIME C. (1977) - Apports de la microscopie électronique à l'étude des exsolutions dans les minéraux. *J. Microsc. Spectrosc. Electronique*, vol. 2, pp. 405-424.
- WIMMENAUER W. (1966) - Carbonatites of the Kaiserstuhl (W-Germany) and their magmatic environment. *Mineralogical Society of India, IMA vol.* International Mineralogical Association, Papers, 4th general Meeting.
- WIMMENAUER W. (1974) - The alkaline province of central Europe and France. In: *The alkaline rocks*. Ed. by H. Sorensen, J. Wiley and Sons.
- WYLLIE P.J. et HUANG W.L. (1976) - High  $CO_2$  solubility in mantle magmas. *Geology*, 1976, pp. 24-26.
- YAGI K. (1953) - Petrochemical studies of the alkalic rocks of the Morutu district, Sakhalin. *Bull. Geol. Soc. America*, 64, pp. 769-809.
- YODER H.S., TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalts magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journ. Petr.*, vol. 3, n° 3, pp. 342-352.
- YUND R.A. (1975) - a) Subsolidus phase relations in the alkali feldspars with emphasis on coherent phases. pp. Y<sub>1</sub> - Y<sub>28</sub>. b) Microstructures, kinetics and mechanism of alkali feldspar exsolution. pp. Y<sub>29</sub> - Y<sub>57</sub>. *Feldspar Mineralogy. Mineral. Soc. Am., Short course notes*, vol. 2.

## TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS .....	9
RESUME .....	13
ABSTRACT .....	15
INTRODUCTION .....	19
CHAPITRE I - DONNEES MINERALOGIQUES ET PETROLOGIQUES DES SPILITES TRIASIQUES - MASSIF DES ECRINS-PELVOUX .....	23
I - RAPPEL DES ACQUIS ANTERIEURS .....	23
A - Les filons doléritiques .....	23
B - Les coulées spilitiques .....	23
C - Chimisme du cortège .....	24
D - Métamorphisme .....	25
II - COMPLEMENTS DE MINERALOGIE ET DONNEES NOUVELLES .....	26
A - Choix des échantillons .....	26
B - Les feldspaths .....	31
C - Les pyroxènes .....	39
D - Les minéraux ferromagnésiens hydroxyles .....	48
E - Le sphène .....	58
F - Les carbonates .....	60
G - Les oxydes .....	71
III - CONCLUSION A L'ETUDE CHIMIQUE DES MINERAUX DES SPILITES ET DOLERITES DU PELVOUX	71
CHAPITRE II - METHODOLOGIE GEOCHIMIQUE .....	75
I - PROPRIETES DU MATERIEL SPILITIQUE ETUDIE VIS-A-VIS DES REPRESENTATIONS GRAPHI- QUES GEOCHIMIQUES .....	75
A - Généralités .....	75
B - Diagrammes d'évolutions chimico-minéralogiques, démarche graphique de H.de La Roche (1978) .....	76
C - Diagrammes géochimiques spécifiques à but d'identification .....	83
D - Orientation de la démarche géochimique retenue .....	85
II - METRIQUE ET VARIANTE DE L'ANALYSE STATISTIQUE .....	85
A - Analyse en composantes principales (ACP) .....	86
B - Analyse en composantes principales normée (ACP) .....	88
C - Analyse discriminante .....	89
D - Analyse des correspondances .....	91
E - Justification de la méthode retenue .....	92
III - TESTS DE CLASSIFICATION AUTOMATIQUE .....	92
A - Analyse discriminante .....	92
B - Analyse des grappes .....	93
IV - UTILISATION PREALABLE DE PROJECTIONS SELECTIVES DANS L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES. PROJECTIONS SELECTIVES .....	94

A - But de la Méthode .....	94
B - Enoncé du problème .....	95
C - Solution mathématique .....	95
D - Discussion .....	98
E - Exemple numérique .....	100
F - Conclusion .....	108
V - PROJECTIONS FACTORIELLES OBLIQUES .....	108
VI - PROBLEME DES COMPOSITIONS MINERALOGIQUES CALCULEES, NORMES CONVENTIONNELLES ET NORMES AJUSTEES SUR L'OBSERVATION .....	109
CHAPITRE III - VARIABILITE DES FACIES EFFUSIFS ET SEPARATION DES CARACTERES SPILITIQUES DES CARACTERES MAGMATIQUES .....	113
PREAMBULE .....	113
I - VARIABILITE GEOCHIMIQUE A L'ECHELLE DE LA COULEE .....	114
A - Faciès et variations minéralogiques .....	114
B - Variabilité géochimique de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne .....	119
II - VARIABILITE CHIMIQUE A L'ECHELLE DES GISEMENTS .....	137
A - Le gisement potassique de Combe-Bonne .....	138
B - Le gisement calco-sodique de la Rouite (coupe synthétique sur planche h.t. ....	144
C - Bilan de la variabilité chimique à l'échelle de la séquence volcanique .....	150
III - VARIABILITE DES FACIES EFFUSIFS A L'ECHELLE DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX .....	152
A - L'analyse des grappes .....	153
B - Analyse discriminante .....	156
CHAPITRE IV - VARIABILITE DE L'ENSEMBLE DU VOLCANISME TRIASIQUE DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX .....	165
I - VARIABILITE DANS LES FILONS .....	165
A - Analyse discriminante .....	166
B - ACPN brute .....	168
C - Projection sélective de la spilitisation .....	170
D - Projection sur le plan discriminant des basaltes .....	175
E - Bilan des variations dans les filons .....	179
II - COMPARAISONS LAVES-FILONS .....	180
CHAPITRE V - INTERPRETATION DE LA SPILITISATION .....	183
I - COMPARAISON DES SPILITES DU PELVOUX A DIFFERENTS CAS D'HYDROTHERMALISATION BIEN TYPES .....	183
A - Données du problème .....	183
B - Rejet du métamorphisme alpin en tant que seul agent de spilitisation .....	185
C - Cas de la palagonitisation ou de l'halmyrolyse .....	190
D - Altération des fonds océaniques .....	191
E - Hydrothermalisation d'un volcanisme alcalin continental en contexte indemne de métamorphisme .....	192
F - Cas de l'hydrothermalisation d'épentes de filons minéralisés .....	195
G - Première conclusion .....	198
II - EVENTUALITE DE DEMIXTION D'UNE PHASE CARBONATEE A PARTIR D'UN MAGMA ALCALIN .....	199
A - Avertissement .....	199
B - Originalité des laves du Pelvoux .....	199
C - Evocation géostructurale de l'ouverture d'un rift intracontinental .....	200
D - Rôle du carbonate dans les magmas profonds .....	201
E - La calcite dans les laves liquides est-elle stable dans les conditions de surface ? .....	202
F - Deuxième conclusion : interprétation possible des mécanismes d'altération propylitique et de la démixtion d'un liquide carbonaté .....	203

III - SIGNIFICATION GEOSTRUCTURALE DU VOLCANISME ALCALIN TRIASIQUE DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX .....	204
A - Signification du caractère alcalin d'un volcanisme .....	204
B - Inventaire du volcanisme contemporain et voisin de celui du Pelvoux .....	206
C - Le volcanisme du Pelvoux est-il relié à l'ouverture de l'Atlantique ou celle de la Tethys ? .....	207
CONCLUSIONS GENERALES .....	210
Annexe 1 .....	212
Annexe 2 .....	213
Annexe 3 .....	214
Annexe 4 .....	215
Liste du fichier .....	218
Annexe 5 .....	224
BIBLIOGRAPHIE .....	227
Légende Planche Hors Texte .....	253
TABLE DES MATIERES .....	227
LISTE DES FIGURES .....	245
LISTE DES TABLEAUX .....	249

## LISTE DES FIGURES

	Pages
Figure 1 - Diagramme de Hugues (1973) .....	24
2 - Dolérite tendant vers une structure porphyrique .....	27
3 - Echantillon prélevé dans un massif ophitique .....	28
4 - Trame feldspathique .....	29
5 - Dolérites se rapprochant le plus des faciès ophiolitiques filoniens .....	30
6 - Echantillon provenant du coeur de la première coulée de Coste-Belle .....	31
7 - Phénocristaux feldspathiques analysés à la microsonde .....	33
8 - Position des feldspaths des dolérites intrusives et effusives du Massif des Ecrins-Pelvoux dans le triangle Or, Ab, An .....	34
9 - Courbes de Tuttle et Bowen (1958) .....	37
10 - Position des proportions ioniques de Si et Al des feldspaths .....	38
11 - Phénocristaux d'augite légèrement titanifères .....	39
12 - Position des pyroxènes des dolérites intrusives et effusives du Massif des Ecrins-Pelvoux dans le triangle Ca - Mg .....	43
13 - Position des pyroxènes .....	44
14 - Teneur en silice des pyroxènes analysés .....	45-46
15 - Discrimination des pyroxènes en fonction d'une partition géostructurale..	48
16 - Place des amphiboles analysés dans la classification de Leake (1968) ....	50
17 - Diagramme pseudoternaire de Kalmond séparant les amphiboles magmatiques.	50
18 - Pseudomorphose de péridot par un mica vert d'aspect monocristallin .....	51
19 - Position des phyllosilicates des roches spilitiques du Pelvoux .....	53
20 - Position des phyllosilicates et des actinotes dans le triangle Al-Fe-Mg .	54
21 - Proportions ioniques Al, Fe et Ti des sphènes des roches doléritospilitiques du Pelvoux .....	59
22 - Interaction lave-sédiment, à un front de coulée .....	62-63
23 - 3 cas de relations lave-carbonate intéressants à l'échelle macroscopique.	64
24 - Profils de terres rares .....	65
25 - Valeurs isotopiques des carbonates associés aux laves triasiques du Massif des Ecrins-Pelvoux .....	66-67
26 - Observations à la microsonde de quelques minéraux opaques dans les filons doléritiques du vallon de la Selle de Vallouise .....	69-70
27 - Diagramme R1, R2 de H. de La Roche et J. Leterrier (1973) .....	79-80
28 - Essai d'atténuation de la carbonatation des compositions des laves de la Route, dans le diagramme R1, R2 de H. de La Roche.....	81
29 - Translation de la projection R1, R2 des compositions de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne .....	82
30 - Représentation géochimique schématique dans un espace à 3 dimensions ....	87
31 - Métrique de l'Analyse en Composantes Principales normée (ACPn) .....	89

Figure 32 - Déformation du nuage de points d'une population en fonction de la métrique	90
33 - Projection sélective de la carbonatation dans un espace à 3 dimensions ....	96
34 - Inconvénients d'une projection orthogonale pour des points très excentrés .	98
35 - Projections neutralisant la carbonatation, plan des axes 1 et 2 .....	105
36 - Projection sur le plan carbonatation (calcite-dolomite) .....	106-107
37 - Variations chimico-minéralogiques dans la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne .....	115-116
38 - ACPN de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne (axes 1 et 2).....	126-127
39 - ACPN de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne (axes 2 et 3) .....	128-129
40 - ACPN de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne - projection sur le plan des axes 1 et 4	130
41 - ACPN, éléments majeurs et éléments en traces de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne	134
42 - Projection d'échantillons de Combe-Bonne .....	140
43 - Représentation schématique des séries minérales dans l'espace à 3 dimensions	141
44 - Projection des échantillons du gisement de Combe-Bonne parallèlement à la carbonatation, la chloritisation et l'albitisation .....	143
45 - ACPN de la Rouite .....	148
46 - Analyse des grappes de l'ensemble des gisement effusifs du massif des Ecrins-Pelvoux .....	155
47 - Analyse factorielle discriminante de 82 échantillons de coulées spilitiques répartis en 7 gisements. Eléments majeurs .....	160
48 - Analyse factorielle discriminante de 7 gisements (82 échantillons, 11 oxydes majeurs + 7 éléments en traces) .....	161
49 - Analyse factorielle discriminante des filons dolérito-spilitiques du S du massif des Ecrins-Pelvoux .....	167
50 - Projection sélective de la spilitisation, la plus discriminante, des filons dolérito-spilitiques.....	173-174
51 - Projection sélective de la spilitisation sur le plan le plus discriminant ..	176à178
52 - Effets du métamorphisme alpin sur la cristallinité de l'illite .....	186
53 - Evolution de la mesure de la projection des échantillons en fonction de la position des échantillons dans la coupe géochimique .....	196
54 - Projection sur le plan des axes 2 et 3 des variables et des différentes unités lithologiques de Copper-Cliff .....	197
55 - Schéma des relations entre les différents faciès doléritiques dans l'hypothèse d'une altération deutérique seule et dans l'hypothèse de l'immiscibilité de liquides carbonatés .....	203
56 - Comparaison du volcanisme rhétien du Pelvoux et du volcanisme ladinien des Dolomites .....	206
57 - Position relative des blocs continentaux au début du Jurassique .....	209

## LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau 1 - 24 compositions feldspathiques filoniennes .....	32
2 - 9 compositions feldspathiques des faciès effusifs .....	35
3 - 10 compositions de pyroxènes de filons doléritiques .....	41
4 - 7 analyses de pyroxènes de coulées .....	42
5 - Analyses à la microsonde des amphiboles .....	49
6 - Composition des micas des roches spilitiques du Pelvoux .....	52
7 - Composition des chlorites des roches spilitiques du Pelvoux .....	57
8 - Minéraux accessoires .....	58
9 - Mesures isotopiques de carbonates des spilites du Pelvoux .....	68
10 - Définition d'un projecteur carbonatation .....	101
11 - Projection des variables sur chacun des axes du repère factoriel avant projection, donnée par l'Analyse en Composantes Principales Normée ....	102
12 - Projection des variables sur chacun des axes du repère factoriel calculée après projection parallèle au plan calcite-dolomite .....	103
13 - Calcul normatif à l'aide de PROQUA .....	117
14 - ACPN de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne .....	118
15 - Essai de rotation de la matrice factorielle de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne .....	125
16 - Transformation d'une analyse de basalte alcalin dans divers modèles de spilitisation à volume constant .....	131
17 - ACPN de la 2 <sup>e</sup> coulée de Combe-Bonne, éléments majeurs et éléments en traces .....	133
18 - ACPN du gisement de la Rouite .....	145
19 - Projection des échantillons et des analyses simulant l'incertitude analytique dans l'espace factoriel des 4 premiers axes .....	147
20 - Reclassement des données selon le résultat de l'Analyse des Grappes ...	154
21 - Moyenne des teneurs, éléments majeurs et éléments en traces, des différents gisements effusifs de la couverture sédimentaire du Massif des Ecrins-Pelvoux .....	157
22 - Ordre d'entrée des variables dans l'analyse discriminante .....	158
23 - Coefficients et constantes de centrage des fonctions correspondant aux 2 premiers vecteurs propres de l'Analyse Factorielle .....	158
24 - Analyse factorielle discriminante de 72 compositions des filons répartis en 8 groupes géographico-pétrographiques .....	166
25 - Résultats de l'Analyse en Composantes Principales Normée de 198 compositions filoniennes .....	169
26 - Définition d'un projecteur pour neutraliser les principaux effets de la spilitisation dans les filons .....	170

Tableau 27 - Analyse en Composantes Principales après projection sélective des principaux effets de la spilitisation ..... 172  
 28 - Différences entre compositions des coulées et des filons ..... 181

PLANCHE HORS TEXTE

POSITION ET DESCRIPTION SCHEMATIQUE DES PRINCIPAUX GISEMENTS VOLCANIQUES TRIASIQUES DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

LEGENDE

- SOCLE CRISTALLOPHYLLIEN ANTETRIASIQUE

- A = micaschistes et roches leptyno-amphiboliques.
- B = granites intrusifs
- C = orthogneiss de Crupillouse.

- CARTE :

- p = Permo-houiller (principalement détritique)
- t = Trias sédimentaire
- v = volcanisme triasique
- m = Mésozoïque
- n = grès tertiaires du Champsaur

- COLONNES :

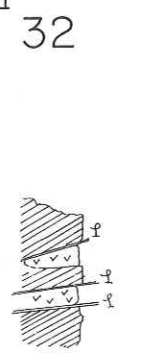
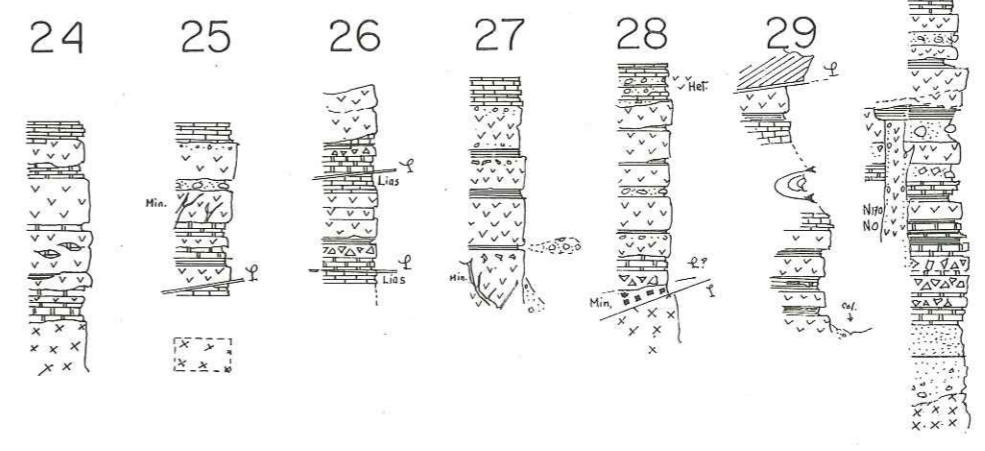
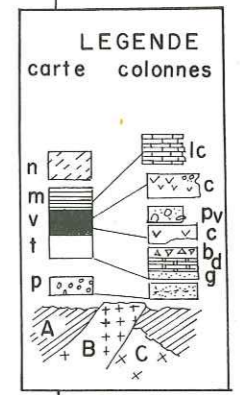
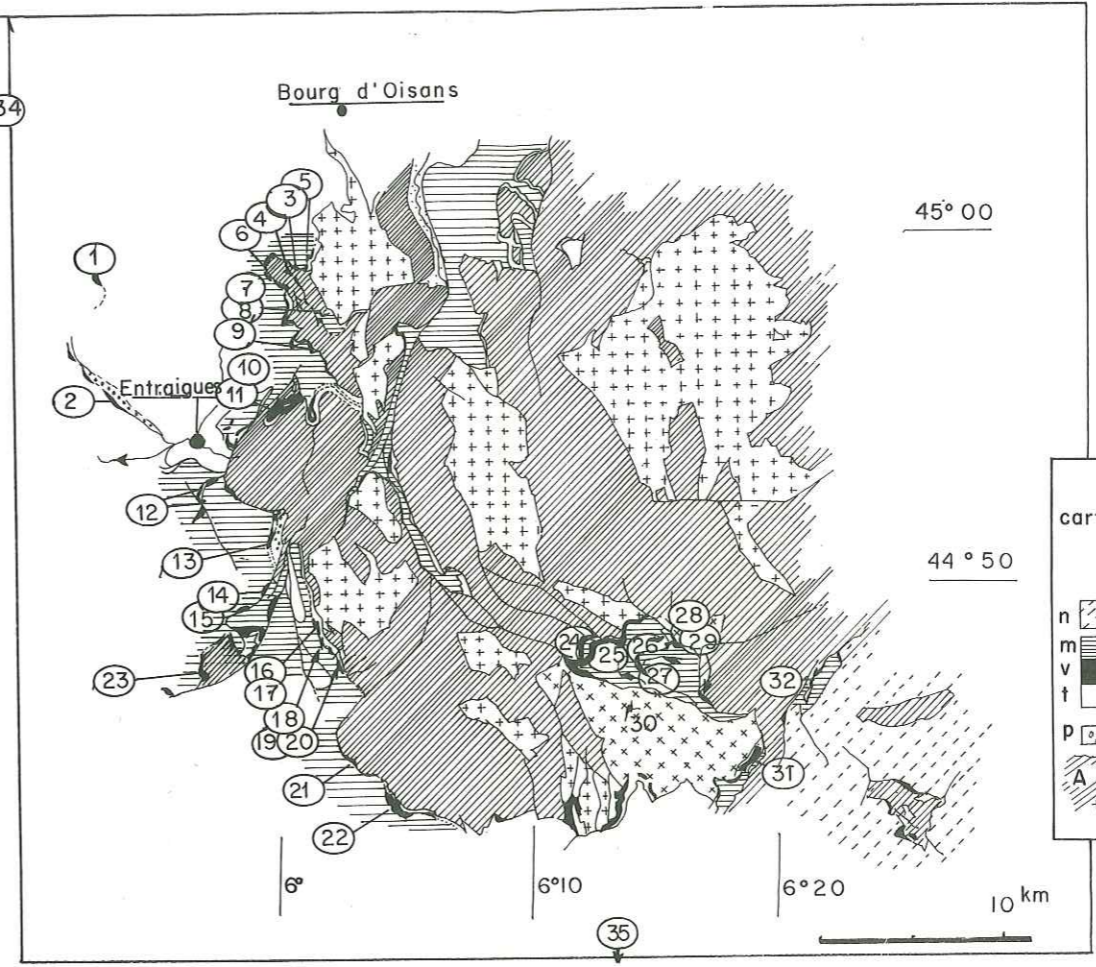
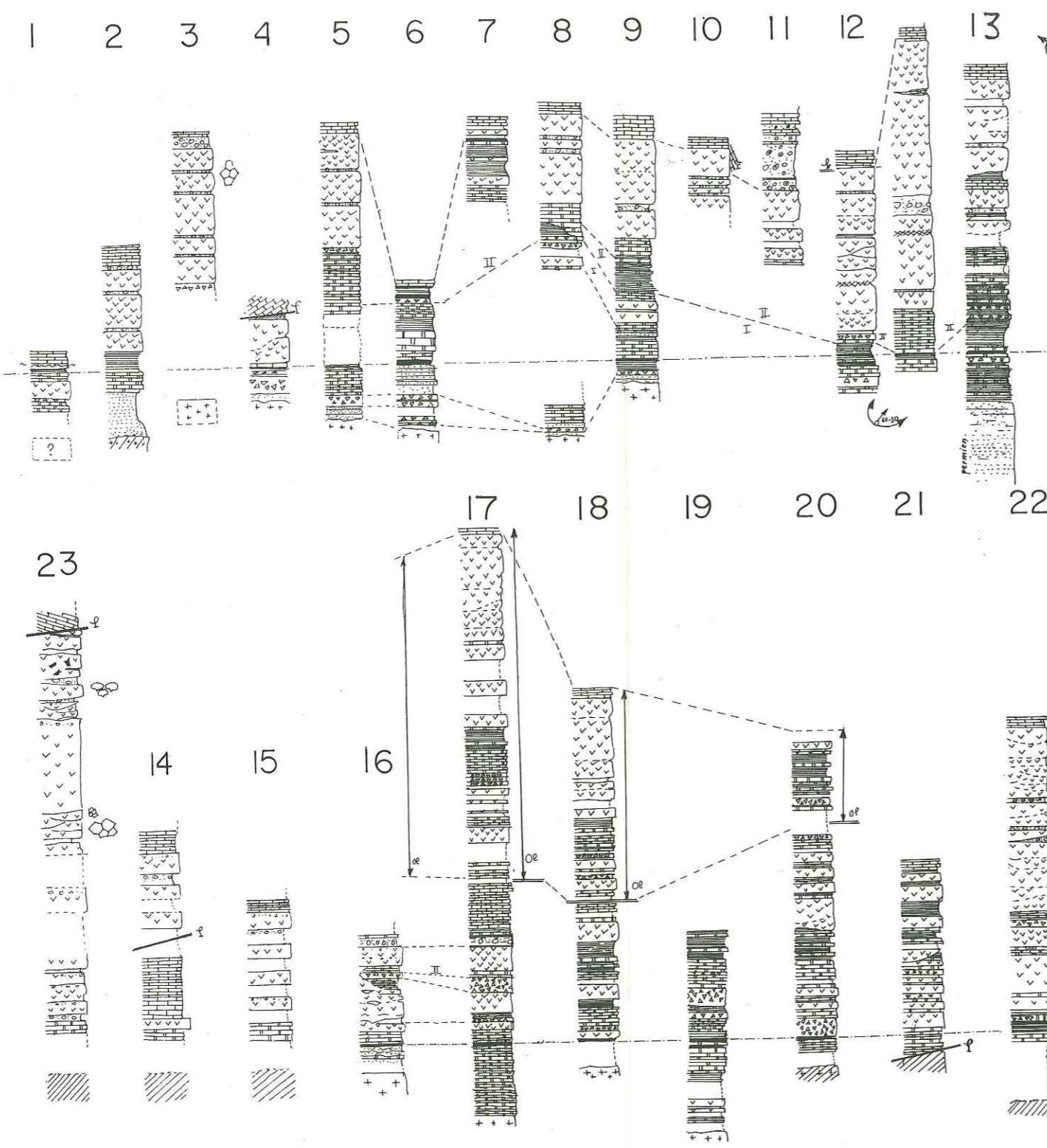
- g = Permotrias détritique
- d = calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies triasiques
- b = brèches dolomitiques triasiques
- c = coulées et volcanites massives
- pv = projections volcaniques et niveaux volcano-sédimentaires
- lc = calcaires rhétiens et hettangiens
- min = présence de minéralisation diffuse, en filonnet ou parfois en amas (coupe 28)
- φ et Ol = discontinuités stratigraphiques par failles ou olistolite

- Essai de corrélation d'après ADLINE (1982) et BARON (1981) sur la base du synchronisme d'un niveau de schistes noirs lacustres (trait mixte fin) - niveau I et II d'après la nomenclature de ces auteurs.

- Ol = redoublement de la série stratigraphique interprété comme olistolite par les auteurs ci-dessus.

N°	Gisement	Code échantillon	Coordonnées Lambert III de la coupe de référence ou référence			base-----			--- sommet---			Feuille 1/25 000
			X	X	Z(alt)	X	X	Z				
1	Cote-Dure (Le Pérolier)		876.1	304.15	1800m	-	-	-	-	-	-	La Mure 1.2
2	Oris-en-Rattier	LS 23	876.6	297.5	1120m	-	-	-	-	-	-	" " "
3	La Malsanne-Chantelouve	A 241- A 255	888.5	304.3	1750							" " 3.4
4	Lac du Vallon	LV	890.0	304.2	2510m							" " 3.4
5	Col du Rochail				2750m							" " "
6	Combe de la Vivolle				2450m							" " "
7	Rocher des Eglises											" " "
8	Combe Guyon				2000m							" " "
9	Lac Gary (Pic Vert)				2450m							" " "
												Tane-Vatin-Pérignon 1969
10	Le Vet				1920m							" " "
11	Le Vet NW	V										" " "
12	Col d'Huretières flanc N de l'anticlinal flanc S de l'anticlinal	MU 72	885.9	291.4	1800m							La Mure 7.8
13	Col de Pré-Clos	MV /6	B 889.85 S 889.72	290.52 290.62	1975m 2035m							La Mure 7.8
14	Combe d'Aspres Les Corps	COMDASP	889.2	285.4	1250m							St Bonnet 3.4
15	Col d'Aspres Les Corps	COLDASP	889.8	286.4	1880m							" " "
16	Combe-Bonne Vallon N	CB	892.18	286.06	1749m 1800m							" " "
17	Combe Bonne Vallon S											" " "

18	Ravin de La Lavey L'Esparcelet		Adline 1982		St Bonnet 3.4
19	Ravin des Lumières L'Esparcelet		Adline 1982		" " "
20	Ravin Robert L'Esparcelet		Adline 1982		" " "
21	Malarua		Adline 1982		" " 7.8
22	Le Thunou				" " 7.8
23	Beaufin	886.5	283.8	8060m	" " 3.4
		886.1	283.8	820m	
24	Col de Lanplat	7.9 (A.B. 1973)	909.2	283.5	2737
25	Col de Clapouse	PM51 (A.B. 1973)	909.1	284.0	2640
26	Aiguille de Morges	8.9 (A.B. 1973)	909.1	285.0	2800
27	Vallon Long	PM61	910.7	284.5	2700
28	Col des Chevrettes	PL76 (A.B. 1973)	911.2	285.5	2550
29	Col de Goniran		913.3	283.4	2597
				2885	
30	Aiguille Fourchée Cheminée	AF Tane 1967	909.47	282.70	2850
	Dyke Combe du Veyre	PO52 (A.B. 1973)	909.27	282.20	2670
	Dyke de Crupillouse	PO52 (A.B. 1973)	909.67	282.55	2700
31	La Route (Champoléon)	SR5 (A.B. 1973)	916.34	281.08	2170
					2663
32	Plates de Charvet	SM8 (A.B. 1973)	919.4	285.56	2200
34	Combes de Champ		Bocquet et al. (1974), Vialon P. (1968)		Vizille
35	Rémolon		Alsac 1960-1961		





## SÉRIE " INFORMATIQUE GÉOLOGIQUE "

ISSN 0335-9255

Les numéros de cette série sont publiés et vendus dans les mêmes conditions que les «Mémoires».

- N° 1 (décembre 1973) : MASSET (J.-M.). — Un système de visualisation des variations géographiques d'un paramètre géologique.  
1 volume de 171 pages, avec 26 figures.
- N° 2 (avril 1974) : GRANDCLAUDE (Ph.). — Contribution à la méthodologie d'un système d'information en géologie. Application à la géochimie.  
1 volume de 277 pages, avec 99 figures.
- N° 3 (juin 1974) : BARY (Ch. de). — Conception et réalisation d'un logiciel de gestion et d'interrogation d'une banque de données géologiques.  
1 volume de 177 pages, avec 28 figures.
- N° 4 (octobre 1974) : MALLET (J.-L.). — Présentation d'un ensemble de méthodes et techniques de la cartographie automatique numérique.  
1 volume de 212 pages, avec 67 figures et 12 planches.
- N° 5 (novembre 1974) : Génération d'un réseau régulier de valeurs.  
1 volume de 23 pages, avec 4 figures.
- N° 6 (février 1975) : LEYMARIE (P.), ISNARD (P.) et BEAUCOURT (F. de). — Le traitement automatique des données géochimiques. Méthodes utilisées au Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques.  
1 volume de 69 pages, avec 25 figures.
- N° 7 (février 1976) : MALLET (J.-L.), avec la collaboration de BEAUCOURT (F. de) et SAVARY (R.). — Programmes de cartographie automatique : présentation de la bibliothèque CARTOLAB.  
1 volume de 184 pages, avec 39 figures et 27 planches.
- N° 8 (décembre 1976) : LABORDE (J.-P.). — Notion d'indice de pente : approche par le calcul automatique.  
1 volume de 121 pages, avec 58 figures.
- N° 9 (septembre 1977) : TABLE RONDE, « Mise en évidence de la Signature des Gîtes Métalliques en Géochimie ».  
1 volume de 150 pages, avec 20 figures. (En français et en anglais).
- N° 10 (décembre 1977) : BARY (Ch. de), CRÉHANGE (M.), GRANDCLAUDE (Ph.), MARCHAL (M.) et PLACET (J.G.). — Banques de données en géochimie et en géologie minière.  
1 volume de 98 pages, avec 31 figures. Trois communications. (En français et en anglais).
- N° 11 (mai 1978) : GRANDCLAUDE (Ph.) and STUSSI (J.-M.) (Edit.). — Problems and standards in exchange and processing of geochemical data. Comparative geochemistry of two-mica granites from various orogens. Proceedings of the GEPIC Organizational Meeting, Orléans (France), January 1978.  
1 volume de 12+94 pages, avec 26 figures et 9 tableaux.
- N° 12 (mars 1979) : LA ROCHE (H. de), STORET (J.B.), MALLET (J.-L.) et ISNARD (P.). — Quelques études géochimiques.  
1 volume (4 articles) de 98 pages, avec 22 figures et 9 tableaux.
- N° 13 (novembre 1980) : GRANDCLAUDE (Ph.) and STUSSI (J.-M.) (Edit.). — Problems and standards in exchange and processing of geochemical data. Comparative geochemistry of two-mica granites from various orogens. Proceedings of the GEPIC Meeting, Nancy (France), April 1979.  
1 volume de 147 pages, avec 20 figures et 13 tableaux.
- N° 14 (juillet 1980) : LEYMARIE (P.), MATHERON (G.) et ROYER (J.-J.) (Edit.). — Géologie mathématique et informatique géologique (26e Congrès Géologique International, Paris, juillet 1980).  
1 volume de 217 pages, avec 73 figures et planches et 16 tableaux.
- N° 15 (décembre 1980) : ROYER (J.-J.) et LEYMARIE (P.) (Edit.). — Tendances du traitement automatique et des modèles mathématiques en géologie (Symposium S.12, 26e Congrès Géologique International, Paris, juillet 1980).  
1 volume de 167 pages, avec 54 figures, 6 tableaux et 4 planches.

N° 16 (octobre 1983) : WENPENG (S.), QUINGLAN (C.), XIAOLIN (C.), VUCHEV (T.), BOICHOT (G.) and ROYER (J.-J.). — Some data processing in earth science.

1 volume de 83 pages, avec 12 figures et 4 tableaux (En anglais).

N° 17 (décembre 1983) : AISSANI (B.). — Analyse statistique et cartographie automatique de champs pluviométriques : exemple de la région algéroise.

1 volume de 166 + 126 pages, avec 98 figures et 15 cartes couleur de format 27 x 40.

N° 18 (février 1984) : BOUCHIND'HOMME (J.-F.), BURGESS (T.M.), DEVERLY (P.), DOWD (P.), JACQUIN (P.), MATHERON (G.), REMACRE (A.), SANDJIVY (L.), SAYED (P.) et WEBSTER (R.). — Quelques études géostatistiques. (Réunion organisée par le Centre de Géostatistique et de Morphologie mathématique - École des Mines de Fontainebleau, dans le cadre du Cycle de Formation Spécialisée en Géostatistique (C.F.S.G.) les 2 et 3 juin 1983).

1 volume de 185 pages, avec 19 figures et 7 tableaux. Sept communications.

N° 19 (mars 1984) : BUFFET-CROIX-BLANCHE (G.). — Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du Massif des Écrins - Pelvoux (Alpes françaises). Utilisation originale de projections géochimiques sélectives préalables à l'analyse en composantes principales.

1 volume de 254 pages, avec 57 figures et 28 tableaux.

MU 72 5125  
2 2  
k 1

UNIVERSITE DE GRENOBLE 3  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43