



HAL
open science

Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie. Alpes françaises

Patrice Piantone

► **To cite this version:**

Patrice Piantone. Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie. Alpes françaises. Géochimie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1980. Français. NNT : . tel-00558740

HAL Id: tel-00558740

<https://theses.hal.science/tel-00558740>

Submitted on 24 Jan 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.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE

présentée pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité

Spécialité : GEOLOGIE APPLIQUEE

Mention : PETROLOGIE

par

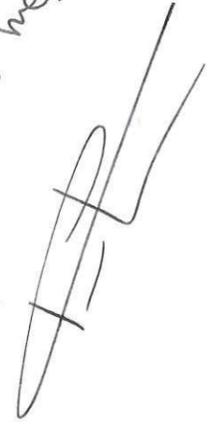
Patrice PIANTONE

MAGMATISME ET METAMORPHISME DES ROCHES INTRUSIVES
CALCO-ALCALINES DU CARBONIFERE BRIANCONNAIS ENTRE
ARC ET DURANCE : MINERALOGIE, PETROGRAPHIE, GEOCHIMIE

Soutenue le 3 décembre 1980 devant la Commission d'Examen

M.	R. MICHEL	Président
Mme.	N. VATIN - PERIGNON	Rapporteur
M.	R. FEYS	Examineur
M.	M. LEMOINE	Examineur
M.	P. SALIOT	Examineur

A Arnaud PECHER
avec toutes mes
amitiés



Arnaud PECHER

"Toute théorie laisse dans celle qui suit
comme un souffle de vérité"
H. Bergson



Dernière nouvelle de notre correspondant de l'Echo de Névache (M. Romuald), avant son départ pour la transhumance, au sujet des migrations automnales :
" Des animaux aux formes bizarres, mais pourtant familières, volaient au dessus des alpages du Chardonnet... "

)))

D'après F. Murt

Photo Romuald. Tous droits réservés.

REMERCIEMENTS

Arrivé au terme de ce mémoire, je tiens à remercier tous ceux qui ont, soit par leurs conseils, soit par leur travail, contribué à son aboutissement.

Madame N. VATIN-PERIGNON avec qui j'ai eu de franches et vives discussions ; en souvenir d'une mémorable aventure dans les éboulis de la Cée Haute et des craquements qu'elle a suscité.

Monsieur P. SALIOT qui a bien voulu diriger une partie de ce travail et qui a su, par ses questions et les problèmes qu'elles soulevaient, donner des directions nouvelles ; tout cela avec amitié, décontraction et toujours un bon mot pour faire rire.

Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a bien voulu accepter la présidence du jury et qui malgré la qualité cryptographique de mon manuscrit en a assuré la correction et m'a fait part de ses doutes.

Monsieur le Professeur M. LEMOINE qui a bien voulu jouer le rôle de Candide lors des nombreuses lectures et m'a permis de rendre cet ouvrage, je l'espère, plus accessible. Je le remercie aussi des conseils qu'il a su me prodiguer.

Monsieur R. FEYS pour sa participation au jury.

Monsieur G. VIVIER et Madame F. KELLER sans qui une bonne partie de cet ouvrage n'aurait pas été possible. Je les remercie des critiques et de l'amitié dont ils m'ont fait part, de la diligence et des soins apportés aux analyses chimiques qu'ils ont effectuées. Je m'en veux de les avoir souvent dérangé avec mes doutes. Je remercie aussi la ficelle du chef qui m'a fait passer de bons moments de fou rire.

Madame B. USELLE pour les analyses des traces.

Monsieur G. BUFFET, le grand prêtre de la cybernétique, qui m'a initié aux rites du dieu Ordinateur et grâce à qui j'ai pu faire de l'analyse statistique multivariable. Je me souviens d'une discussion mémorable entreprise sur la validité de certaines approches géochimiques, elle était d'autant plus enflammée que nous avions goûté un bon armagnac.

Monsieur J. GIRAULT pour les conseils qu'il m'a prodigués sur la minéralogie et les mesures optiques, ainsi que Monsieur P. GIBERGY.

Monsieur D. MERCIER en compagnie de qui j'ai, avec admiration et quelquefois ennui, découvert le Carbonifère. Quelle précision dans ses coupes et quelle quantité de cailloux dans le sac ! J'en ai encore mal au dos rien que d'y penser. Monsieur R. FABRE pour le fou rire et la compagnie dans les missions impossibles où chaque pas entraînait une avalanche de cailloux.

Et puis, Monsieur R. DOMEYNE, pour les broyages et les surprises que je lui ai faites en apportant des cailloux grands comme des maisons, mais aussi de la taille d'un dé à coudre.

Je n'oublie ni Monsieur J. P. USELLE, ni Monsieur J. COCHET, ni Monsieur J. P. REVOL . . .

Enfin Madame M. COUTURIER-BARDIN qui a su avec patience et méthode frapper le présent volume.

Je suis aussi très reconnaissant envers mes parents qui m'ont permis de poursuivre ces très longues études et c'est à eux que je pense au terme de ce travail.

ABSTRACT

This study of the intrusive rocks of the "zone houillère briançonnaise" deals with two independent phenomena, viz. (1) Hercynian magmatism, and (2) Alpine metamorphism, by means of which the mineralogical and geochemical evolution of these rocks can be explained.

Hercynian magmatism

It almost exclusively consists of the intrusive rocks of the Carboniferous sandstone pelite series, with resulting cryptovolcanic and plutonic phenomena such as sills, a few dykes, and a kilometer-size pluton; the rocks are mostly microcrystalline and porphyritic. The liquids emplaced are chiefly (about 9/10) dioritic and granodioritic, together with a small volume of granite and with minor amounts of basaltic-trending rocks (dolerites s. l.).

The petrology and geochemistry of the major elements (excepting Ca, Na and K) and of those of the trace elements both unquestionably show that this magmatism comes from calco-alkaline stock, and also that a single source magma yielded a single differentiation series.

The lack of pyroxene and olivine, together with the behaviour of V, Ni and Cr, are both evidence of differentiation through intratelluric fractional crystallization of titanomagnetite, of hornblende and of plagioclase. Furthermore, the lack of anhydrous pyrogenetic ferromagnesian minerals (but for titanomagnetite), is evidence of the very high fluid contents of this magmatism (over 6% water by weight).

In the strongly-injected zones, autometamorphism appears in the intrusive rocks. It acts upon the pyrogenetic minerals or yields either biotite or actinolite-hornblende. Contact metamorphism of the sandstones and pelites gives hornfels.

Geochemical comparisons (major elements only) with other regional Permian deposits (Vallon de la Ponsonnière) bring out notable discrepancies in the Ti and alkalis contents.

Despite its clear-cut geochemical features, the volcanism of the "zone houillère briançonnaise" is hard to explain when put back into the European geotectonic frame at the end of the Hercynian, where very diverse volcanic phenomena (calco-alkaline, alkaline, tholeiitic) occur side by side or mutually interpenetrate.

The little-contrasted geochemical behaviour of Ti shows that this magmatism took place in a compressive geotectonic environment and was paleogeographically located along deep-seated fractures which played a leading role in Hercynian and Alpine Europe.

Alpine metamorphism

The metamorphic parageneses almost exclusively appear in the green porphyries (microgranodiorites, microdiorites): such rocks provided a chemically privileged environment, allowing crystallization of

typomorphic calcic aluminosilicates. Two major trends are recognized in the green porphyries :

- (1) parageneses with little or no lawsonite (Briançon area) ;
 - (2) parageneses with major lawsonite (Bissorte - Arc region),
- with more or less pumpellyite, prehnite, albite, white mica, chlorite and titanite.

The chemical differentiation caused by metamorphism mostly involved the alkalis and calcium. The anorthite molecule is destroyed, with concomitant albitization and/or muscovitization resulting in increase of the Na and/or K contents and by substantial loss of Ca. On the contrary, the proportion of little-mobile Al is markedly increased with respect to the initial composition, as evidenced by the presence of normative corundum. For the other elements, variations are negligible ; they are diminished by the increase of the loss on ignition.

Compared with the Li contents of some non-metamorphic andesites (Southern Peru, Sardinia - $X = 14.62$ and $X = 19.04$ respectively), the Li contents of the intermediate green porphyries are abnormally high; the $\bar{X} = 50.35$ Li - FeO correlation is highly significant. Indeed, taken together with the abundance of Fe²⁺ in these rocks, the Li - FeO correlation and the results yielded by vector projection and by A. C. P. N. all lead to believe that the Li occurs in chlorite.

Spot microprobe analyses on the chlorite-pumpellyite pair do not reveal any Fe/Fe + Mg correlation between these two phases. Contrary to pumpellyite, which is quite independent of the chemical composition of the host-rock, chlorite is highly dependent. The chemistry of pumpellyites varying from Fe - pumpellyite to Al - pumpellyite, is highly dependent of FeO, which governs the Fe³⁺, Al³⁺ and Fe²⁺ - Mg²⁺.

Both the complexity of the metamorphic parageneses and their succession show that the calcic aluminosilicates are highly sensitive to small variations of the physical parameters. As shown by the ubiquity of the calcite - chlorite - albite - white mica parageneses, a CO₂ plays a leading part in the stability of the calcic aluminosilicates ; the omnipresence of titanite or of leucoxene in association with typomorphic parageneses allow to suggest a value of about 0.04 for X CO₂.

The two major parageneses thus recognized allow the albite - lawsonite zone of Saliot (1970) to be divided into two sub-zones, on both sides of a line making a large angle with the Alpine structures trend. These differences in the appearance of typomorphic silicates are closely linked with the variations of the P parameter.

The Southern framework (Briançon area) may have been submitted to a small temperature increase (from 250 to 300° C), with a concomitant moderate pressure increase (P 2.5 kb), whereas for a similar temperature, the Northern framework would have undergone a sharper, more homogeneous pressure increase. Furthermore, in the North, both the porphyries and the sedimentary framework exhibit more intensive deformations and recrystallizations, together with a more pronounced schistosity.

RESUME

L'étude des roches intrusives de la zone houillère briançonnaise concerne deux phénomènes indépendants permettant d'expliquer leur évolution minéralogique et géochimique : (1) le magmatisme hercynien et (2) le métamorphisme alpin.

Le magmatisme hercynien :

Il concerne presque exclusivement les roches intrusives de la série gréso-pélimitique du Carbonifère et se traduit par des phénomènes cryptovolcaniques et plutoniques : sills, dykes (peu) et un pluton d'extension kilométrique, de roches surtout microgrenues porphyriques. Les liquides mis en place sont de nature dioritique et granodioritique (9/10) accompagnés d'un faible volume de granite et d'une quantité mineure de roches à tendance basaltique (dolérites s.l.).

La pétrologie et la géochimie des éléments majeurs (hormis Ca, Na et K) et en trace montrent indiscutablement l'appartenance de ce magmatisme à la lignée calco-alcaline et l'unicité de la série de différenciation à partir d'un seul magma parental.

L'absence de pyroxène et d'olivine, ainsi que le comportement de V, Ni et Cr, témoignent d'une différenciation par cristallisation fractionnée intratellurique de titanomagnétite, hornblende et plagioclase ; en outre, l'absence de minéraux ferromagnésiens pyrogènes anhydres (hormis la titanomagnétite) indique la très grande richesse en fluide de ce magmatisme (plus de 6 % d'eau en poids).

Dans les zones fortement injectées, un autométamorphisme apparaît dans les roches intrusives, affectant ces minéraux pyrogènes ou donnant de la biotite ou de l'actino-hornblende et un métamorphisme de contact se développe dans les grès et les pélites encaissantes donnant des cornéennes.

Des comparaisons géochimiques (éléments majeurs seulement) effectuées avec d'autres gisements régionaux permians (Vallon de la Ponsonnère) font apparaître des divergences notables portant sur le Ti et les alcalins.

Le volcanisme de la zone houillère briançonnaise replacé dans le contexte géostructural européen fini-hercynien où des phénomènes volcaniques de nature très diverse (calco-alcalin, alcalin, tholéitique) se côtoient ou se télescopent (Vosges), est difficilement interprétable malgré ses caractères géochimiques tranchés.

Le comportement géochimique peu contrasté du Ti situe ce magmatisme dans un contexte géostructural compressif et sa position paléogéographique le long de fractures profondes qui ont joué un rôle prépondérant dans l'Europe hercynienne et alpine.

Le métamorphisme alpin :

Les paragenèses métamorphiques se développent presque exclusivement au sein des porphyres verts (microgranodiorites - microdiorites) qui constituent un milieu chimiquement privilégié, compatible avec la

crystallisation des aluminosilicates calciques typomorphes. Deux tendances principales sont mises en évidence dans les porphyres verts :

- (1) des associations à lawsonite exceptionnelle (région de Briançon)
- (2) des associations à lawsonite dominante (région de la Bissorte - Arc) auxquelles s'associent à divers degrés la pumpellyite, la prehnite, l'albite, le mica blanc, la chlorite et le sphène.

La différenciation chimique due au métamorphisme a surtout affecté les alcalins et le Ca. Elle se manifeste par une destruction de la molécule d'anorthite contrebalancée par une albitisation et/ou une muscovitisation qui se traduisent par un gain en Na ou en K et une perte substantielle en Ca. Au contraire, l'Al, élément peu mobile, présente par rapport au chimisme originel un gain marqué, manifesté par la présence de corindon normatif. Les autres éléments subissent des variations négligeables diminuées par l'augmentation de la perte au feu.

Les teneurs en Li des porphyres verts intermédiaires sont anormalement élevées ($\bar{X} = 50.25$) comparativement aux teneurs de quelques andésites non métamorphiques (Sud Pérou et Sardaigne, $\bar{X} = 14.62$ et $\bar{X} = 19.04$) et la corrélation, Li - FeO est hautement significative. En effet, jointe à l'abondance de Fe²⁺ de ces roches, la corrélation Li - FeO, et les résultats obtenus par projection vectorielle et A. C. P. N., laissent supposer que la chlorite est le minéral porteur de cet élément.

Des analyses ponctuelles à la microsonde sur le couple chlorite - pumpellyite ne mettent en évidence aucune corrélation $\frac{Fe}{Fe + Mg}$ entre ces deux phases. Contrairement à la pumpellyite qui montre une grande indépendance vis à vis du chimisme de la roche hôte, la chlorite montre une dépendance affirmée. Le chimisme des pumpellyites qui varie de la Fe - pumpellyite à l'Al - pumpellyite est très dépendant de fO₂ qui contrôle les substitutions Fe³⁺ - Al³⁺ et Fe²⁺ - Mg²⁺.

La complexité des paragenèses métamorphiques et leur succession indiquent une grande sensibilité des aluminosilicates calciques aux faibles variations des paramètres physiques. Ainsi que le montre la grande ubiquité des paragenèses à calcite-chlorite-albite-mica blanc, a CO₂ joue un rôle prépondérant dans la stabilité des aluminosilicates calciques et l'omniprésence du sphène ou du leucoxène associé aux paragenèses typomorphes permettent d'avancer une X CO₂ ≈ 0.04.

Les deux paragenèses dominantes mises en évidence permettent d'établir deux sous zones dans la zone à albite-lawsonite déterminée par Saliot (1970) se répartissant de part et d'autre d'une ligne de direction relativement sécante par rapport aux structures alpines. Ces divergences dans l'apparition des silicates typomorphes sont en liaison étroite avec les variations du paramètre P.

Le bâti méridional (région de Briançon) aurait subi une élévation faible de température (250 à 300°C) accompagnée d'une augmentation modérée de pression (P 2.5 kb) alors que le bâti septentrional (région de Bissorte - Arc) aurait subi, pour une température équivalente, une augmentation plus brutale et plus homogène de la pression. En outre, les porphyres du Nord et le bâti sédimentaire montrent des déformations et des cristallisations plus poussées, ainsi qu'une schistosité plus marquée.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
GISEMENTS	6
A. Les porphyres blancs	6
A. 1. Rive droite de la Guisane	6
A. 2. Rive gauche de la Guisane	6
B. Les porphyres verts	9
B. 1. En rive droite de la Durance	9
B. 2. En rive gauche de la Durance	11
B. 3. Entre Guisane et Clarée jusqu'à la Ponsonnière	11
B. 4. Depuis le Jadis jusqu'au Col de Névache	14
B. 5. Depuis le Col de Névache jusqu'à la pointe de Thorens	14
C. Les dolérites	14
D. Les roches basiques de Villeneuve la Salle	14
E. Conclusion	16

PREMIERE PARTIE - LE MAGMATISME HERCYNIEN ET LES PHENOMENES CONNEXES

CHAPITRE I - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DE LA SERIE PORPHYRES BLANCS, PORPHYRES VERTS ET DOLERITES

A. Introduction	18
B. Les porphyres blancs	18
B. 1. Pétrographie	18
B. 2. Caractérisation - Nomenclature	19
B. 3. Minéralogie	21
B. 4. Conclusions	21
C. Les porphyres verts	21
C. 1. Pétrographie	21
C. 2. Caractérisation - Nomenclature	24
C. 3. Minéralogie	29
a) Les minéraux cardinaux	29
a. 1.) Les plagioclases	29
a. 2.) La hornblende	31
a. 3.) Le quartz	36
b) Les minéraux accessoires	40
b. 1.) La titanomagnétite	40
b. 2.) Le rutile	40
b. 3.) L'apatite	40
b. 4.) Le zircon	40
b. 5.) Les minéraux opaques	40
c) Le grenat, minéral accidentel	40

d) Associations et relations entre minéraux	42
d.1.) Les gerbes et les glomérophyres	42
d.2.) Relations entre minéraux	
d.3.) Protoclase - Déformations des minéraux in-	
tratelluriques au cours de leur transport . .	45
d.4.) Les minéraux tardimagmatiques	45
d.5.) Essai de synthèse sur la formation et l'évo-	
lution des minéraux des porphyres verts . . .	47
D. Les dolérites	51
D.1. Pétrographie - Minéralogie	51
D.2. Caractérisation - Nomenclature	51
D.3. Conclusions	53
E. Les enclaves	53
E.1. Les xénolites	53
E.2. Les enclaves homoogènes	53
E.3. Conclusions	55
CHAPITRE II - GEOCHIMIE DE LA SERIE PORPHYRES BLANCS, PORPHYRES VERTS ET DOLERITES	
A. Géochimie des éléments majeurs	56
A.1. Géochimie et altérations	56
a) Comportement des éléments majeurs au cours	
de l'altération	56
a.1.) Perte au feu, dilutions	56
a.2.) Le calcium	56
a.3.) Les alcalins	56
a.4.) La silice	59
a.5.) Les éléments peu mobiles	59
a.6.) Conclusions	59
b) Critique de l'emploi des diagrammes géochimiques .	59
A.2. Caractérisation du magmatisme	60
a) Diagramme alcalins/SiO ₂	60
b) Diagramme Al ₂ O ₃ /SiO ₂	61
c) Diagrammes de Miyashiro	61
d) Diagrammes triangulaires AFM et A'FM	67
A.3. Différenciation et comportement des éléments invariants	67
a) Diagrammes SiO ₂ - éléments invariants	67
b) Diagrammes D.I. /éléments invariants	69
A.4. Conclusions	71
B. Géochimie des éléments en trace	71
B.1. Les éléments de transition	71
a) Géochimie comparée des roches intermédiaires . . .	71
b) Les variations en fonction de la composition des roches	71
c) Conclusions	76
B.2. Le lithium	76
CHAPITRE III - MODE DE GISEMENT ANATOMIE ET GEOCHIMIE D'UN SILL INCIDENCE SUR LES SERIES ENCAISSANTES	
A. Gisement	78

B. Anatomie et géochimie d'un sill	78
B.1. Coupe verticale	78
B.2. Géochimie	78
B.3. Discussion	81
B.4. Remarque	81
C. Incidence sur les roches encaissantes	82
C.1. Assimilation et transformation du charbon	82
C.2. Métamorphisme de contact - Cornéennes	84

CHAPITRE IV - L'INTRUSION DIORITIQUE DE LA CEE HAUTE -
CASSILLE

A. Gisement	85
B. Pétrographie	85
C. Métamorphisme thermique	89
D. Recristallisation des minéraux magmatiques	89
E. Contacts et rapports avec l'encaissant	94
E.1. Les brèches magmatiques	94
E.2. Les filons leucocrates	97
F. Conclusions - Essai d'interprétation dynamique	99

CHAPITRE V - LES ROCHES BASIQUES DE VILLENEUVE LA SALLE

A. Pétrographie - Minéralogie	100
B. Caractérisation - Nomenclature	100
C. Géochimie	100

CHAPITRE VI - CONCLUSIONS SUR LES ROCHES INTRUSIVES DU
CARBONIFERE DE LA ZONE BRIANCONNAISE

A. Le cortège calco - alcalin	103
A.1. Différenciation - Cristallisation fractionnée	103
A.2. Maturité et contexte du magmatisme calco - alcalin	
de la zone briançonnaise	103
A.3. Age de ce magmatisme	105
B. Les roches basiques de Villeneuve la Salle	105

CHAPITRE VII - LES ROCHES VOLCANIQUES DU VALLON DE
LA PONSONNIERE

A. La coulée supérieure	106
B. La coulée (?) inférieure	107
C. Conclusions	109

CHAPITRE VIII - SIGNIFICATION ET PLACE DU MAGMATISME
ETUDIE DANS L'EUROPE FINI-PALEOZOIQUE

A. Signification géostructurale du magmatisme inclus dans le	
Carbonifère de la zone briançonnaise	110
B. Sa place dans l'Europe fini-paléozoïque	110
C. Schémas actuels susceptibles d'expliquer ces associations . .	111
C.1. Evolution du volcanisme par oblitération d'une zone	
de subduction par un phénomène de "rifting" continen-	
tal (Basin and Range Structure)	111
C.2. Le cas du volcanisme tertiaire et quaternaire de	
l'Iran central	111
D. Conclusions	113

DEUXIEME PARTIE - LE METAMORPHISME ALPIN ET
SON INFLUENCE SUR LE CHIMISME ORIGINEL DES ROCHES

CHAPITRE I - MINERALOGIE

A. Tectosilicate - L'albite	116
A.1. Répartition	116
A.2. Caractères microscopiques	116
B. Les phyllosilicates	116
B.1. La chlorite	116
a) Répartition	116
b) Caractères microscopiques	116
c) Altérations exogènes	117
d) Cristallochimie	118
e) Stabilité	118
B.2. Les micas blancs	118
a) Répartition	118
b) Caractères microscopiques	118
c) Cristallochimie	119
C. Les orthosilicates	119
C.1. Pumpellyite	119
a) Répartition	119
b) Caractères macroscopiques	119
c) Caractères microscopiques	119
d) Radiocristallographie	122
e) Cristallochimie	124
f) Géochimie comparée	129
g) Stabilité	129
C.2. Prehnite	129
a) Répartition	129
b) Caractères microscopiques	129
c) Stabilité	131
C.3. Lawsonite	131
a) Répartition	131
b) Caractères microscopiques	133
c) Stabilité	133
C.4. Epidotes	133
a) Répartition	133
b) Caractères microscopiques	135
c) Cristallochimie	135
d) Stabilité	135
C.5. Sphène et leucoxène	135
a) Répartition	135
b) Caractères microscopiques	135
c) Stabilité	136
D. Les phases non silicatées	136
D.1. La calcite	136
a) Répartition	136
b) Caractères microscopiques	136
D.2. L'aragonite	136
D.3. L'ankérite	136

CHAPITRE II - PETROGRAPHIE

A. Paragénèses	
A.1. La zone aux associations sans lawsonite ou à lawsonite exceptionnelle (zone I)	137
a) Les associations minérales des roches	137
b) Les associations minérales des fentes alpines	138
A.2. La zone aux associations à lawsonite fréquente (zone II)	138
a) Les associations minérales des roches	139
b) Les associations des fentes alpines	139
A.3. Comparaisons entre les échantillons à lawsonite provenant des zones I et II	139
B. Relations entre minéraux	139
C. Etude mathématique des relations existant entre la composition chimique de la roche et les minéraux constitutifs	140
C.1. Choix du système pétrographique de représentation	140
C.2. Mode de représentation du chimisme de la roche et notion de dimension d'espace vectoriel	143
C.3. Le choix des minéraux	143
C.4. Equilibre paragénétique de quelques échantillons de porphyre vert	143
D. Relations entre la composition des roches et les minéraux constitutifs	148
D.1. Chlorite	148
D.2. Pumpellyite	148
E. Relations chlorite - pumpellyite	148

CHAPITRE III - DISCUSSIONS

A. Approche de l'équilibre	152
B. Rôle et origine du CO ₂	153
C. Le rôle de la fugacité de l'oxygène fO ₂	155
D. Signification de l'absence de l'actinote	155
E. Les conditions physiques du métamorphisme	157
F. Probabilité d'une variation de faciès métamorphique au sein de la région étudiée	157
G. Signification de l'isograde proposé dans le schéma métamor- phique établi par Saliot (1978)	160

CHAPITRE IV - GEOCHIMIE DE LA DIFFERENCIATION
LIEE AU METAMORPHISME

A. Etude du comportement des éléments majeurs - Approche de quelques mécanismes probables	161
A.1. Introduction	161
A.2. Incidence de l'altération métamorphique sur la diffé- renciation magmatique	161
a) Etude globale de la série calco-alcaline	161
b) Etude des roches intermédiaires	163
c) Etude du comportement des alcalins et du calcium dans la coupe géochimique verticale d'un sill	168
A.3. Conclusions	168

B. Le comportement du lithium au cours du métamorphisme	169
B.1. Introduction	169
B.2. Données géochimiques générales sur le lithium	169
B.3. Méthodologie	170
B.4. Remarque	170
B.5. Résultats obtenus - Discussions	173
B.6. Conclusions	173
C. Conclusions générales sur les variations géochimiques apportées par le métamorphisme alpin	174
CHAPITRE V - CONCLUSIONS	175
CONCLUSIONS GENERALES	179
BIBLIOGRAPHIE	181
ANNEXE I	195
ANNEXE II	205

INTRODUCTION

- Situation géographique et géologique

Le promeneur qui parcourt le massif des Cerces, ne peut qu'être surpris par les contrastes morphologiques offerts par cette région, qui oppose une montagne aérienne aux parois blanches et abruptes, à une montagne lourde, sombre, aux pentes empâtées par d'interminables éboulis et de somptueuses moraines.

La montagne des alpinistes et des édélweiss est constituée par le Mésozoïque calcaréo-dolomitique briançonnais, flottant quasiment sur la montagne des randonneurs et du génépi, l'enfer dantesque du structuraliste, en un mot le Carbonifère.

Tous les terrains détaillés au cours de cette étude appartiennent au Paléozoïque de la zone briançonnaise (fig. 1) et concernent deux régions distinctes :

- le Briançonnais, ou haute vallée de la Durance, drainé par la Guisane et la Clarée ;
- la Maurienne, ou vallée de l'Arc, drainée par la Neuvache et la Bissorte.

- Rappels sommaires sur la stratigraphie du Paléozoïque de la zone briançonnaise (fig. 2 et 3)

Dans la région de Briançon, le Carbonifère ayant une épaisseur supérieure à 1 000 m, est surtout représenté par le Namurien et le Westphalien (A, B, C.). Dans les environs du col de Granon, la série se complète par des épandages conglomératiques attribués au Stéphanien moyen (Feys, 1952) corrélés au nord avec l'assise de Courchevel (Fabre, 1951 et 1952).

Le Namurien et le Westphalien, datés par leur flore (Greber, 1965), sont constitués par la succession de cyclothèmes composés de schistes, de grès et de poudingues. Généralement ces couches sont productives et ont fait l'objet de nombreuses exploitations artisanales saisonnières, à l'exception de quelques mines ayant un caractère plus industriel, comme au Fressinet, à Serre Barbin, à la Benoîte, aux Eduits de St Chaffrey et à la Combarine. En outre, dans cette région le Carbonifère est lardé par de nombreux sills.

Dans la région de l'Arc, le Carbonifère plus épais, se complète par un Westphalien D et un Stéphanien inférieur (Assise de la Tarentaise) au dessus de laquelle se poursuit l'assise de Courchevel. Ici le Houiller, plus tourmenté et plus schisteux, est quand même productif : mines de la Saussa, Sordière ... etc.

Le Permien, réduit dans la région de Briançon à son terme supérieur (le verrucano conglomératique à galets de liparite et de quartz rose), se complète vers le bas par une série grésopélitique et conglomé-

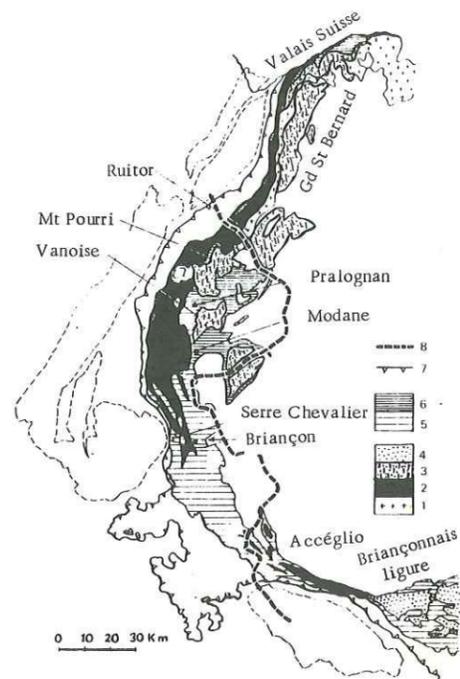


Fig. 1 - Schéma structural de la zone briançonnaise.
 1. Socle ancien d'âge indéterminé.
 2. Permo-Houiller non métamorphique ("zone houillère briançonnaise").
 3. Permo-Houiller métamorphique ("zone Vanoise-Mt-Pourri").
 4. Volcanisme permo-carbonifère du briançonnais ligure.
 5. Couverture mésozoïque non métamorphique.
 6. Couverture mésozoïque métamorphique.
 7. Chevauchement pennique frontal.
 8. Frontière franco-italienne.
 (In Debelmas, 1974.)

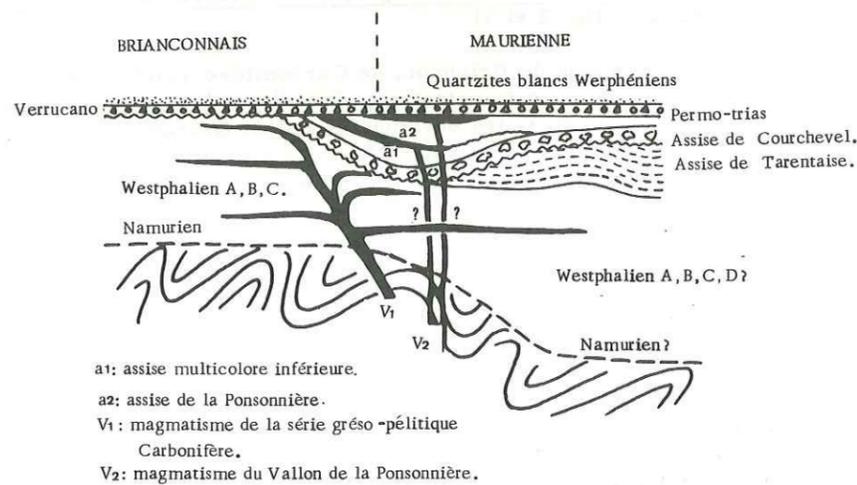


Fig. 2 - Synthèse stratigraphique du bassin permo-carbonifère du Pennique externe ("Zone houillère briançonnaise"). (In Fabre, 1962.)

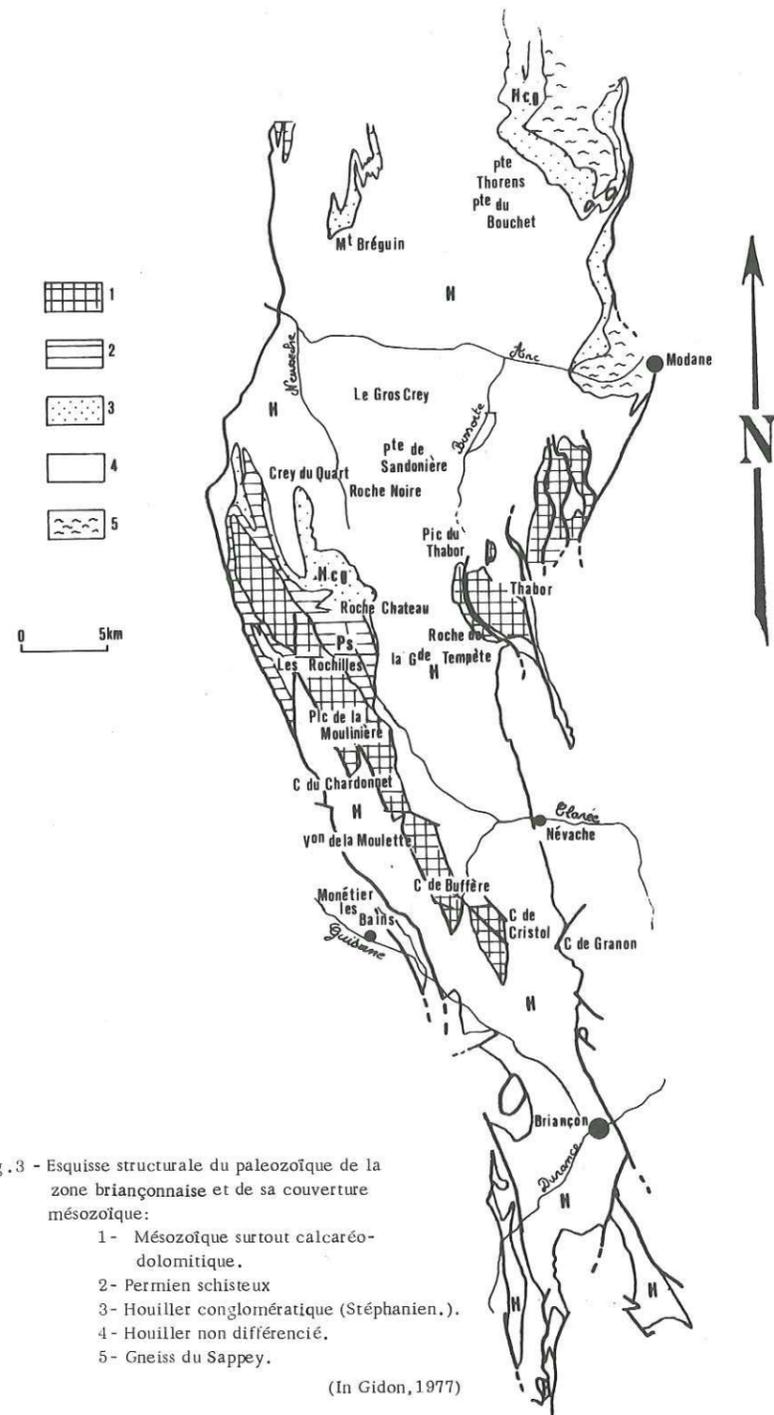


Fig. 3 - Esquisse structurale du paleozoïque de la zone briançonnaise et de sa couverture mésozoïque:
 1 - Mésozoïque surtout calcaireo-dolomitique.
 2 - Permien schisteux
 3 - Houiller conglomératique (Stéphanien.).
 4 - Houiller non différencié.
 5 - Gneiss du Sappey.

(In Gidon, 1977)

ratique (assise multicolore inférieure et assise de la Ponsonnière) où le fer abonde sous forme d'hématite, la colorant surtout en rouge violacé. En outre, la base et le sommet de l'assise de la Ponsonnière sont marqués par deux épisodes volcaniques.

Le Permien (s.l.) repose en discordance sur le Carbonifère par l'intermédiaire d'une surface d'érosion rubéfiée.

- Historique

C'est à Elie de Beaumont (1828) que l'on doit les premières observations dans la région du Chardonnet, des roches intrusives de la zone houillère briançonnaise, qu'il nomma fort justement : "porphyres dioritiques". Puis C. Lory (1864) décrit à nouveau ces filons-couches et signala d'autres affleurements à Puy St André et à Prelles.

Lachat et Kus (1884 et 1885), signalent au rocher des Gardéolles, un nouveau type pétrographique constitué par une roche blanche qu'ils déterminent comme : "porphyre euritique".

Enfin, à partir de 1896, Killian et Termier reprirent une étude systématique des roches éruptives du Carbonifère. De nouveaux gisements furent signalés et les premières analyses précises publiées (Termier, 1898 a et b ; 1899 ; 1901 ; 1903).

On ne peut que rester rêveur devant la très belle synthèse fournie par Termier, dans laquelle il explique les rapports et les différences existants entre ces roches. Ainsi il décrit quatre classes pétrographiques :

- diorites micacées (Chardonnet)
- microdiorites aux grands cristaux de Labrador (! ! !)
- microsénites (Puy St André)
- microgranites (Gardéolles).

Supposant fort astucieusement qu'elles appartiennent à une série différenciée, il tente alors d'estimer la composition du magma parental en admettant qu'il est formé par l'addition des diverses classes rencontrées, pondérée par la fréquence de leur gisement.

Ces calculs aboutissent à une composition moyenne monzonitique, très voisine de celle de la diorite de la Cée Haute. Ainsi, pour l'auteur, la démonstration était faite que toutes les roches intrusives du Houiller briançonnais dérivait de ce magma parental représenté par la diorite du Chardonnet.

Plus récemment, sur ces roches, des travaux ont été repris par Feys (1956) et Fabre (1961) qui publient de nouvelles données analytiques et proposent un début d'étude géochimique. Leurs conclusions, reprennent plus ou moins les hypothèses formulées par Termier.

- But de l'étude

Le présent mémoire est consacré à l'étude pétrologique et géochimique des roches intrusives de la série grésopélitique du Carbonifère de la région Briançonnais-Maurienne.

Après l'observation microscopique des échantillons que je devais

analyser, l'étude du métamorphisme m'a semblée nécessaire car aucunes des roches recueillies n'avaient été épargnées par ce phénomène.

Ainsi ayant affaire à des roches métamorphisées (stade très faible) où se combinent au moins deux phénomènes géochimiques indépendants, j'ai été amené à employer des techniques d'études très diverses pour résoudre les problèmes entraînés par cette interférence. Tour à tour, ils seront abordés avec les outils les mieux appropriés : géochimie classique, projection vectorielle, analyse en composantes principales normées ; ils seront également abondamment discutés.

Le présent travail sera divisé en deux thèmes majeurs :

(1) le magmatisme hercynien et les phénomènes connexes et (2) le métamorphisme alpin et son influence sur le chimisme originel des roches.

GISEMENTS

A. Les Porphyres blancs

Leur distribution est très limitée dans l'espace.

A. 1. Rive droite de la Guisane :

Le gisement le plus caractéristique est situé au niveau de la mine des Eduits ; il consiste en trois sills de porphyre blanc superposés, inclus dans une série gréso-pélimitique monoclinale peu fracturée. Chaque sill est constitué par une roche massive, saine et blanche aux nombreux quartz rhyolitiques qui forment sur les faces altérées de petits ocelles clairs.

Plus au nord-ouest en rive gauche du ravin de Petavin d'autres pointements sont visibles, mais abimés par une schistosité très intense née au contact d'accidents empruntés par le cours du ruisseau.

Dans la proche région de la mine des Eduits il existe encore quelques autres gisements d'importance mineure en raison de la couverture végétale et de la discontinuité du Houiller dans cette zone. Hormis les passées porphyriques peu abimées de la mine, les autres affleurements ne comportent qu'une roche très schisteuse.

A. 2. Rive gauche de la Guisane :

- Le rocher des Gardéolles et ses proches environs

Situé au bord de la route militaire du Col du Granon ce gisement présente de très bonnes conditions d'affleurement. Il est par ailleurs, très minutieusement décrit par Feys (1957 p. 102 à 103 et p. 188 à 189).

La coupe donnée par le chemin partant de l'ancienne exploitation paysanne et la D 34 jusqu'à l'altitude 1 490 m est très cohérente, composée d'une série normale de direction 10° à 15° N. à pendage 75° E. à subvertical et présentant deux intrusions : l'une est un sill d'épaisseur métrique, l'autre donne un amas très développé (plus de 10 m) englobant une enclave de grès et dont il a été impossible d'observer le toit ; ce dernier termine la coupe et contrairement au sill du bas il est constitué d'une roche très squameuse au toucher gras.

Il est malheureusement impossible de suivre verticalement cette coupe bien au dessus de talus de la route. Plus haut, après un placage de glaciaire on retrouve un affleurement comprenant deux sills, mais rien ne permet de les corrélés avec celui du bas bien que les directions soient relativement conformes, tout est fortement décalé par un accident est-ouest (Feys, 1957).

Le long de la route et au dessus, après l'altitude 1 490, les pendages changent radicalement et montrent une grande variabilité. Schis-

tosité, décalage, tout porte à croire que l'affleurement du rocher des Gardéolles est isolé de son contexte par une série d'accidents qui l'encadrent.

Sur la bordure supérieure du premier sill, j'ai trouvé des mélanges intimes de matière charbonneuse et de porphyre donnant de très belles structures fluidales ; au contraire, à sa base, il n'y a que des enclaves de coke qui se dispersent dans sa masse.

- La région de la Salle et de Serre Barbin

De très nombreux sills de porphyre blanc affleurent dans cette région le long d'une bande qui disparaît au Nord en face des Guibertes, à la faveur d'un chevauchement du Houiller sur le Trias du Monétier. Malheureusement une couverture glaciaire très épaisse masque sa terminaison vers le sud-est et empêche de voir les rapports existant avec le gisement des Gardéolles.

Bien que décalés, ces gisements ont en rive gauche de la Guisane une signification identique à ceux de la région des Eduits (cf. fig. 10).

Lorsque l'on parcourt cette bande de bas en haut on constate les dispositions suivantes :

- une zone exclusivement constituée de porphyres blancs ;
- une zone d'intrications où porphyres blancs et porphyres verts peuvent se cotoyer sur quelques mètres ;
- puis on passe au domaine des porphyres verts.

Dans les divers thalwegs qui entaillent cette région, les porphyres euritiques (Lachat et Kus, 1884-1885) montrent de très bons gisements : torrent de la Salle, de Roche Noire où l'on observe de très beaux faciès homogènes de mélanges au dessus de la mine de Serre Barbin et du Gros Rif.

- La montagne de Cristol et ses environs (fig. 4 et 5)

Son aspect aride et sa végétation prostrée rendent son observation aisée seulement gênée par des éboulis et quelques placages glaciaires.

La meilleure vision du Houiller se fait par le versant oriental de la crête de l'Echaillon où se dénombrent jusqu'à trois sills superposés, mais de nombreuses lacunes d'observation rendent les corrélations difficiles et douteuses.

Il s'agit d'une série monoclinale avec un pendage ouest de 30°, découpée en grands panneaux par des accidents N 130 et N 170, ces derniers jouant un rôle prépondérant. L'un d'eux se suit sur plusieurs kilomètres. La série de Cristol vient par l'intermédiaire de cet accident buter et se rebrousser contre la série de la Gardiole qui présente des faciès différents (D. Mercier, communication orale), des changements de pendage radicaux et même plus à l'Est des couches à polarité inversée.

Cette faille joue un rôle prépondérant car, hormis les sensibles différences lithologiques et structurales signalées, elle met en contact un Houiller aux intrusions nombreuses avec un Houiller exempt d'intrusions. Ceci permettrait, outre les failles N 130, d'expliquer le développement intense de la schistosité rencontrée au sein des roches intrusives, ainsi que l'aspect boudiné, affleurant de place en place, que présentent les sills au dessous du lac 2522. Dans cette région les affleure-

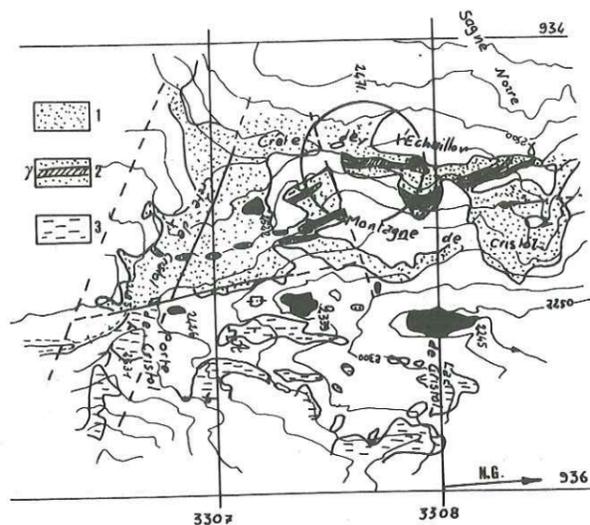


Fig.4- Carte de la région du lac de Cristol (Carroyage Lambert III).
 1- Grès et schistes de l'unité de Cristol.
 2- Sill de porphyre blanc.
 3- Grès et schistes de l'unité de la Gardiole.
 (Equidistance des courbes de niveau : 50m)

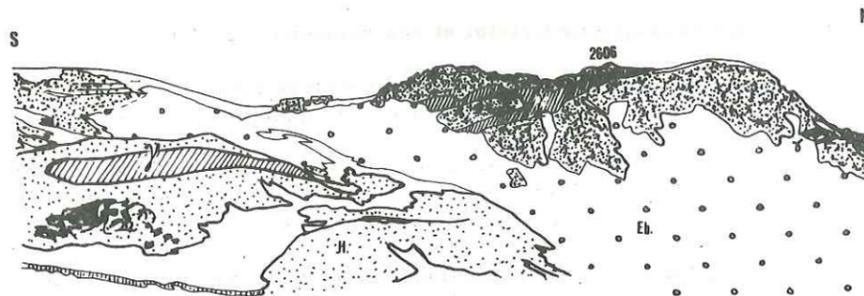


Fig.5- Panorama de la crête de l'Echaillon:
 sill à terminaison bifide.
 H- Grès et schistes houillers.
 Ø - Porphyre blanc.
 Eb- Eboulis.
 (N.B. la zone cerclée sur la carte précédente correspond à peu près au champ du panorama)

ments de porphyre blanc donnent des pointements de roche squameuse au toucher gras ou, même, à la limite sont en creux.

Sur l'arête de la montagne de Cristol au sud du point côté 2606 on observe un sill à terminaison sud, bifide (fig. 5), dû à la présence d'une lentille conglomératique qui, jouant le rôle d'une étrave, a divisé l'intrusion en deux.

L'observation du versant occidental de la crête de l'Echaillon est moins aisée, gênée par des chaos engendrés par la dislocation sur place du Houiller donnant de très spectaculaires rock-glaciers. De temps en temps pointent encore des sills de porphyre blanc qui sont le prolongement certain de ceux de la face est.

B. Les Porphyres verts

Leur distribution est très étendue et couvre plus des trois-quarts du domaine étudié, leur volume est de loin le plus important des roches intrusives.

Du sud au nord on les rencontre depuis la proche région de Briançon de part et d'autre de la vallée de la Durance, jusqu'en rive droite de l'Arc où ils disparaîtraient aux environs de la Pointe Thorens (Fabre, 1961 p. 64).

Bien que leur composition minéralogique soit très peu variée ils présentent une diversification pétrographique et chimique notable. A cause de leur grande ubiquité et pour éviter une énumération fastidieuse je me contenterai de présenter quelques gisements caractéristiques.

B. 1. En rive droite de la Durance

- Le sill du Ravin du Loup (fig. 6)

Ce sill est visible le long de la route qui monte à Puy St André à l'altitude 1 450. Son épaisseur qui est assez exceptionnelle (30 m environ) le rend très visible de la plaine de la Durance. Comme tous les sills peu tectonisés, il présente un débit polyédrique en grands monolithes, disposés perpendiculairement aux épontes.

Malgré une monotonie pétrographique déconcertante il montre quelques légères variations tant dans l'altération que dans la proportion des phases minéralogiques représentées, mais ces variations restent ténues.

Après le thalweg, vers Puy St Vincent, il est complètement disloqué et donne un amas dissocié (fig. 6). Ceci est dû à un faisceau de failles Nord 110°-120° emprunté par le ravin et qui se perdent dans la masse intrusive. Il est possible de suivre ce corps intrusif en rive droite du thalweg pendant un demi-kilomètre puis au dessous du village de Puy St André il se lamine et disparaît probablement contre un accident.

Une masse de porphyre d'importance comparable a été reconnue plus à l'ouest sous le village de Sacha, au niveau du ruisseau ; mais rien ne permet de dire que ce gisement représente la continuation du sill du Ravin du Loup.

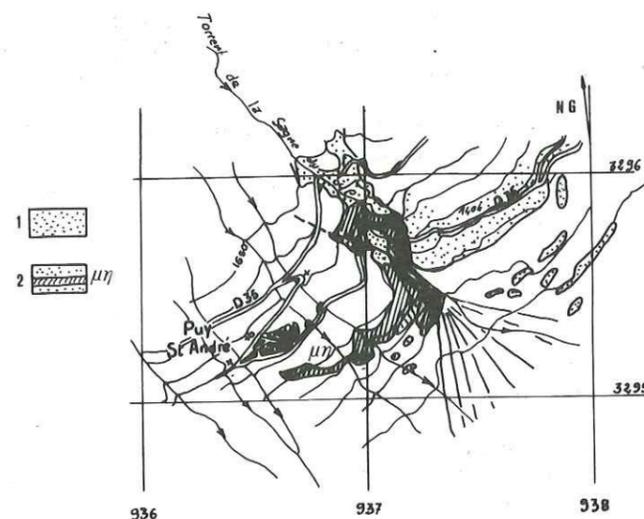


Fig. 6- Carte du sill du Ravin du Loup (Carroyage Lambert III, équadistance des courbes de niveau 50m.)
 1- Grès et schistes houillers.
 2- Porphyre vert.



Fig. 7- Crête de la Benoite, dyke d'extension très limitée (une dizaine de m de hauteur).
 Le sill à la base du dyke présente une disjonction polyédrique caractéristique des roches intrusives peu tectonisées.

- Autres gisements

Feys (1957) signale d'autres affleurements dans cette partie du massif du Prorél, par exemple celui de la Combarine au niveau du torrent des Sagnes au dessus du gisement précédent.

Il y a surtout celui du Chatellard en rive droite du torrent de Sachas ; son aspect massif, discontinu, la complexité des affleurements qui l'environnent et la proximité des formations mésozoïques amènent à penser qu'il est affecté par de grands plissements dysharmoniques, comme cela a été mis en évidence dans des lieux plus favorables à l'observation (Crête de Baudé, voir p. 12).

B. 2. En rive gauche de la Durance

- Le sill du rocher de la Verne

Il présente encore une forte épaisseur (une trentaine de mètres environ) donnant un éperon dominant la route qui rejoint la R.N. 94.

Les couches entourant l'intrusion présentent un phénomène de fauchage qui a pu fausser les interprétations antérieures : nous avons affaire à un sill et non à un dyke. Ici la roche intrusive renferme de nombreuses enclaves sombres à texture subdoléritique et quelques xénolites de roches sédimentaires. Du point de vue pétrographique il est tout à fait comparable au sill du Ravin du Loup. Il est impossible de suivre le corps intrusif au delà d'une cinquantaine de mètres car il est recouvert par un épais manteau de glaciaire au dessus duquel on ne le retrouve pas.

- Autres gisements

Des affleurements de porphyre vert ont été répertoriés dans le Bois des Bans dans la proche région de Roche Baron, mais la présence de glaciaire morcelle les observations rendant toute interprétation délicate.

La présence de quelques sills a été notée dans le bois du Grand Villard dans une zone proche du contact paléozoïque-mésozoïque. Là les roches sont très schisteuses et intensément altérées donnant à l'affleurement un aspect squameux et brunâtre. Ceci est dû à la forte déformation se manifestant dans la zone de contact.

B. 3. Entre Guisane et Clarée jusqu'à la Ponsonnière

Cette zone est celle qui présente le plus grand nombre d'intrusions et le maximum est atteint dans la zone Benoîte-Chardonnet.

- En rive Gauche de la Guisane

Dans la région du Fressinet et de Serre Barbin, après avoir passé la zone de transition (cf. p. 7), on ne rencontre plus que des intrusions de porphyre vert dans les prés et ceci jusqu'au contact entre les terrains paléozoïques et mésozoïques.

La plus belle coupe est fournie par la crête de la Benoîte où nous avons pu dénombrer jusqu'à une trentaine de sills depuis l'ancienne mine jusqu'au P.C. 2820, terminaison nord de la crête. Mais cette série mo-

noclinale, pentée vers le nord, est affectée par de nombreuses failles qui compliquent sa structure et laisse présager, surtout pour sa partie supérieure, quelques légers redoublements de la série, multipliant de ce fait artificiellement le nombre des intrusions.

C'est aussi dans la région de la mine de la Benoîte que l'on peut voir les plus belles diverticulations des porphyres verts qui s'infiltrèrent en digérant leur encaissant.

Dans le versant oriental de la Benoîte j'ai trouvé plusieurs filons verticaux recoupants, mais leur développement très limité dans l'espace leur confère le caractère d'une diverticulation plutôt que d'un véritable dyke (fig. 7).

- Chardonnet - Cée Haute - Cassillé - Ponsonnière

Les roches intrusives sont partout présentes dans presque chaque cyclothème. R. Feys (1957) décrit une coupe très explicite du col du Chardonnet et fait une remarque très significative au sujet de la cartographie de ce secteur : "Il faudrait, pour bien faire, un fond au 1/100".

Ayant de même établi une coupe verticale dans le flanc ouest de la Cée Haute au Nord de la principale mine de graphite, j'ai pu constater l'intensité des phénomènes intrusifs dans cette zone : 19 sills pour 300 m. Le plus épais fait dix mètres et le moins épais une dizaine de centimètres ; ils se mettent préférentiellement en place entre paléo-sol à radicales et schistes à plantes au niveau de la veine de charbon, virtuelle ou présente (voir chap. anatomie des sills et encaissant).

La crête de la Ponsonnière présente des caractères comparables, mais l'étude en est délicate pour deux raisons : (1) des dysharmonies liées à des plis très serrés au voisinage des formations mésozoïques du Pic de la Moulinière ; (2) le déversement et le chevauchement du Houiller sur le Permien du ravin de la Ponsonnière (Fabre, 1961).

- En rive droite de la Clarée

Les porphyres verts affleurent dans les bois environnant la Basse Sausse (cf. carte générale). C'est dans cette région, notamment à la crête de Baude, qu'il a été possible de mettre en évidence des dysharmonies de comportement existant entre les formations carbonifères et le Mésozoïque et d'évaluer leur incidence sur les corps intrusifs.

Au sommet de la crête de Baude, sous le Trias quartzeux, affleurent deux grosses masses de roche intrusive séparées par un mince couloir de schistes houillers très écrasés (fig. 9). En fait ces deux amas ne sont qu'un même sill plié en deux synclinaux très resserrés donnant aux porphyres un aspect massif. Cet exemple illustre parfaitement les dysharmonies induites lors des plissements alpins et l'aspect complexe que peuvent présenter les roches intrusives tectonisées donnant d'énormes masses mamelonnées n'ayant plus aucun rapport avec les sills initiaux.

* Aucune allusion ne sera faite dans ce paragraphe au sujet de la Cée Haute - Cassillé, un chapitre complet leur étant consacré plus loin (p. 85)

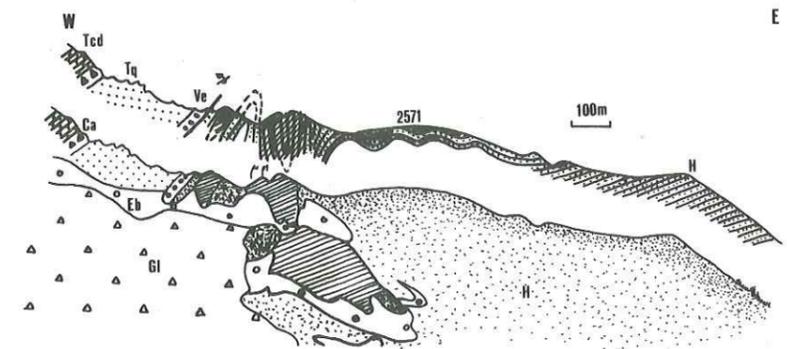


Fig. 8 - Panorama et coupe interprétative de la crête de Baude.

(P) - Porphyre vert.
H - Grès et schistes houillers.
Tq - Werfénien quartzeux.
Ca - Formation des cargneules.
Tcd - Trias calcaréo-dolomitique.
Gl - Formations glaciaires.
Eb - Eboullis.

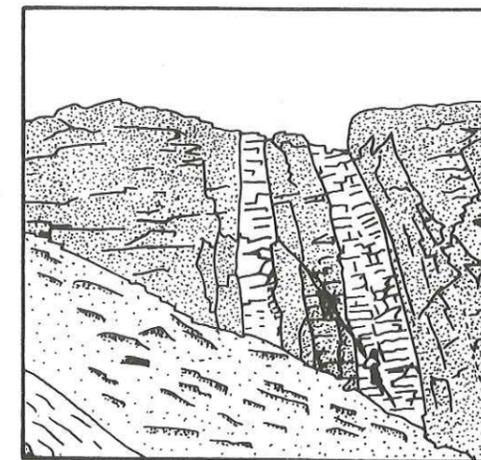


Fig. 9 - Lac du Serpent, dyke doléritique.
L'échelle est donnée par le personnage qui se trouve à la base du dyke de droite.

Des phénomènes similaires d'amplitude variée, sont visibles (après examen rapide) dans tout le flanc occidental du massif surplombant la Clarée, jusqu'aux chalets de Laval.

B. 4. Depuis le Jadis jusqu'au Col de Névache

La densité relativement forte des intrusions rencontrées au bord de la vallée dans les premières pentes des Muandes et de la Cula tend à s'estomper vers le Nord-Ouest où les intrusions deviennent très rares voire absentes.

Une remarque doit être faite au sujet de cette zone où le plissement est intense, impliqué pour partie par le rétrocharriage, et engendre des structures aux axes SE-NW prédisposant à un redoublement des sills.

B. 5. Depuis le Col de Névache jusqu'à la pointe de Thorens

Fabre (1961) ne cite aucune intrusion dans la région du Col de Névache, par contre elles réapparaissent au niveau du Mt Thabor et en direction du Col des Marches où elles donnent des faisceaux de sills dans la région de la Bissorte et autour de la retenue.

Elles passent l'Arc au niveau de la Pra pour disparaître définitivement sous les glaciers de la pointe de Thorens. Pour ce dernier gisement, Fabre constate quelques différences géochimiques notables (p. 65) qui le font hésiter sur l'appartenance ou non de cette roche au groupe étudié.

C. Les Dolérites

Ce type de roche est rare ; macroscopiquement elles présentent des liens de parenté indéniable avec les porphyres verts, mais leur texture est parfaitement aphanitique.

Je les ai trouvées dans la région du Lac du Serpent et de la Cula où elles donnent quelques sills et surtout des dykes qui se distribuent dans trois secteurs : deux sur le flanc oriental de la Cula au dessous du Pic du Lac Blanc et le troisième juste à l'Ouest du Lac du Serpent (fig. 9).

Généralement ces dykes se présentent en faisceaux de deux ou plus, distribués sur un espace très restreint. Les mesures donnent pour tous des résultats très cohérents en ce qui concerne la direction : N 80 à N 90.

D. Les roches basiques de Villeneuve la Salle

Je n'ai inventorié que deux affleurements dans la région de Villeneuve la Salle, en rive droite du torrent de la Pisse.

Ces roches n'ont aucune affinité, ni de comportement, ni d'aspect avec le reste des plutonites. Elles se présentent en dykes, mais leur contact avec les grès et les schistes houillers peuvent devenir moins net ; elles s'insinuent dans leur encaissant, donnant des placages sur les schistes manifestant ainsi une plus grande fluidalité. Elles sont très

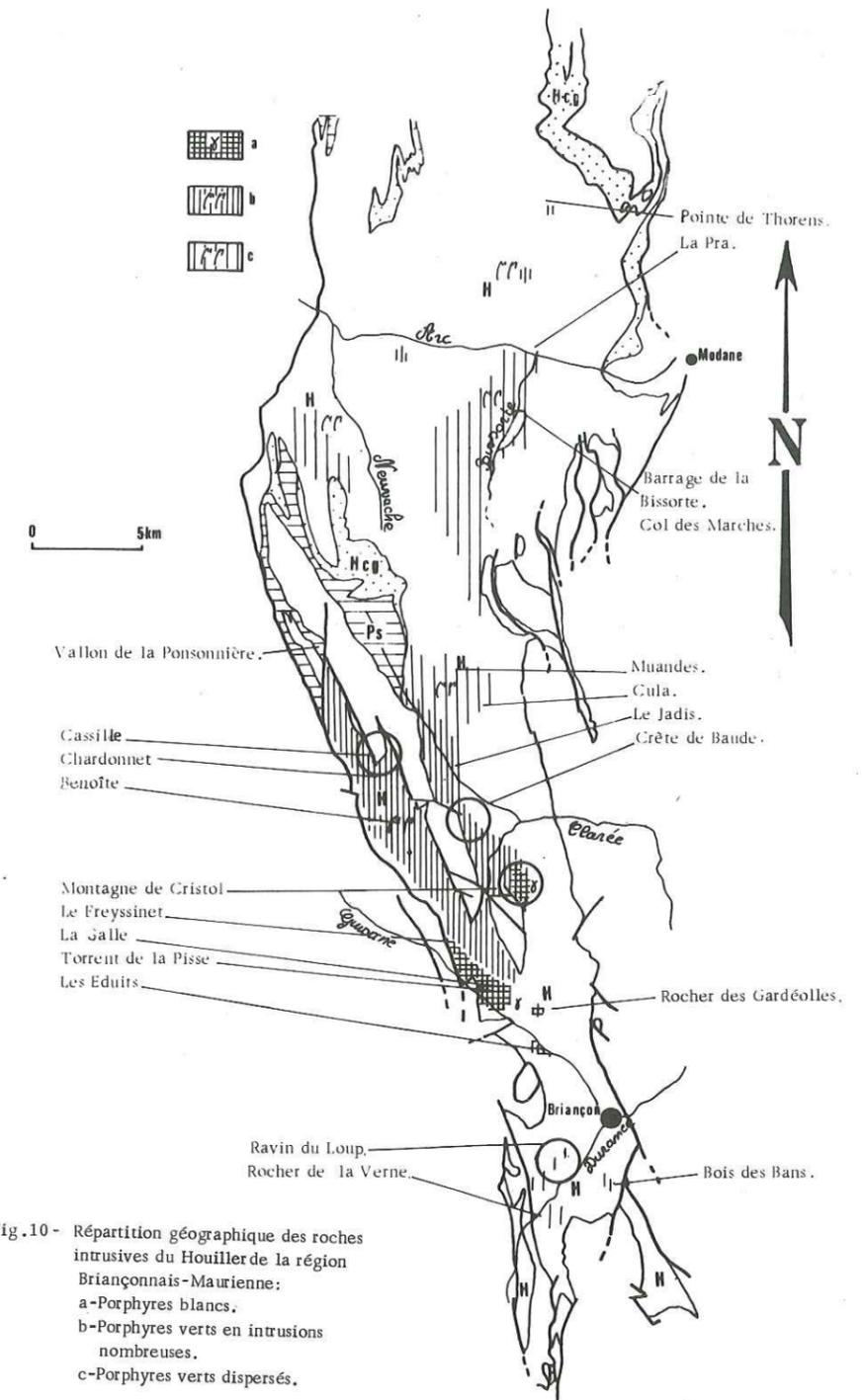


Fig. 10 - Répartition géographique des roches intrusives du Houiller de la région Briançonnais-Maurienne:
a - Porphyres blancs.
b - Porphyres verts en intrusions nombreuses.
c - Porphyres verts dispersés.

sensibles aux phénomènes tectoniques responsables de leur schistosité.

E. Conclusion (fig. 10)

Il est possible selon la nature et la densité des phénomènes intrusifs de définir trois domaines à plutonites :

- le domaine des porphyres blancs, qui dans la région du Fresinet - Serre Barbin et celle de la crête de Cristol, se présente, à mon avis, à la partie basale du Houiller local.

- le domaine des porphyres verts en intrusions nombreuses (Benôte - Chardonnet, Cée Haute - Cassille) qui présente en outre un pluton d'extension kilométrique.

- le domaine des porphyres verts dispersés.

Le principal gisement de ces roches est constitué par des sills ; les filons recoupants sont peu nombreux et leur extension verticale est très limitée, permettant seulement le passage de la roche intrusive d'un sill à l'autre.

La plus grosse masse intrusive connue est constituée par le pluton de la Cée Haute - Cassille.

Hormis les roches basiques de Villeneuve la Salle, toutes les roches intrusives étudiées présentent des liens génétiques évidents.

Les volumes respectifs des trois classes : porphyres verts, porphyres blancs et dolérites présentent de très fortes disproportions avec une large prédominance pour la première qui en représente environ les 9/10.

PREMIERE PARTIE

LE MAGMATISME HERCYNIEN ET LES PHENOMENES CONNEXES

CHAPITRE I - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE
DE LA SERIE PORPHYRES BLANCS, PORPHYRES VERTS
ET DOLERITES

A. Introduction

Dans le cas présent, où nous avons affaire à des roches altérées, l'emploi des différentes classifications géochimiques ou chimico-minéralogiques proposées par de nombreux auteurs (Frey, 1937 ; De la Roche, 1976 ; De la Roche et al., 1980 ; Midlemost, 1980 ... etc.) est malaisé. Ceci est dû au rôle prépondérant que jouent les alcalins et le calcium, éléments extrêmement mobiles, dans les diverses classifications.

Pour les mêmes raisons l'emploi d'une classification modale conseillé par l'I. U. G. S. (Streckeisen, 1976) est tout à fait inconcevable dans ce type de roche et serait même, dans le cas où nous aurions affaire à des échantillons frais, fastidieuse d'emploi car la plupart des roches étudiées présentent des faciès hypovolcaniques.

Dans le but bien académique, souvent dénigré et pourtant utile, de classer et de donner un nom aux roches étudiées, plusieurs classifications seront abordées, comparées et discutées au cours du développement de ce chapitre.

Ainsi seront employées : (1) une classification proposée par Taylor, (1969) et précisée par Pécérillo et Taylor (1976) basée sur la teneur en SiO₂ et établie pour les séries volcaniques ; (2) la classification de C. I. P. W. -Lacroix ; (3) le report des moyennes des grandes classes déterminées dans le triangle Q-A-P, fait à partir des minéraux normatifs.

Pour éviter de surcharger le développement de ce chapitre par des figures inutilement répétées pour chaque classe, les figures générales sont proposées en annexe I, p. III . En outre des précisions sur les calculs pétrographiques employés sont données en regard de chaque figure.

B. Les porphyres blancs

B. 1. Pétrographie

Ces roches présentent une très grande unité pétrographique ; leur texture est microgrenue porphyrique (fig. 11), la mésostase est constituée par une fine mosaïque de quartz et de feldspath. Les phénocristaux, tous millimétriques, sont par ordre d'importance représentés par :

- les plagioclases en cristaux automorphes ayant une nette tendance à se grouper en amas glomératoires ;
- le quartz rhyolitique en phénocristaux avec des franges réactionnelles peu développées à nulles, signe d'un très faible déséquilibre avec le liquide terminal ;
- la biotite en paillettes automorphes.

Dans des cas limites (Exemple : Ech. 7D8 des environs de la mine de Serre Barbin), bien que le porphyre conserve encore son aspect hololeucocrate, s'observent des fantômes d'amphibole chloritisée. La présence de chlorite donne à la roche des nuances bleutées ; en lame mince elle se répartit en petits nids sur le site de l'amphibole mais se disperse également dans la mésostase et sur les plagioclases. Malgré tout, la roche garde tous les caractères pétrographiques décrits plus haut, hormis la présence d'amphibole qui, semble-t-il, prend la place de la biotite comme phase ferromagnésienne.

L'existence d'amphibole dans les roches aux caractères encore granitiques constitue, à mon avis, le marqueur indiscutable des liens génétiques qui existent entre le groupe des porphyres blancs et celui des porphyres verts.

B. 2. Caractérisation - Nomenclature

- Compositions moyennes, comparaisons (tabl. 1)

Pour une acidité comparable, les porphyres blancs (I) sont beaucoup plus alumineux que les rhyolites de la ceinture sulfurée ibérique (b) et que les rhyolites mondiales (c) et celles du sud péruvien (d). Ils sont moins alcalins que les moyennes portées sur le tableau ; d'ailleurs la diminution de la teneur en alcalins s'accompagne d'une augmentation de la perte au feu. Ainsi l'altération ne préserverait pas la valeur de cette somme et serait donc pour partie responsable de sa diminution.

Les écarts constatés entre les données des analyses récentes (I) et celles de Feys (a) sont très élevés pour des roches de même nature et de même origine et sont imputables aux méthodes analytiques employées : analyse par fluorescence X pour I et analyse par voie humide pour a. Pour des raisons comparables, le rapport FeO /MgO et le S. I. de Kuno (1950) présentent de fortes dispersions.

Selon la classification de Taylor et al. (1969) et Pécérillo et Taylor (1976) les porphyres blancs se situent dans le domaine des rhyolites (SiO₂ > 70 %). Ainsi, tenant compte de leur mode de gisement et de leur texture, peut-on les appeler des microgranites.

- Les paramètres C. I. P. W. -Lacroix , I, 3 (4), 2, 4 (calculés à partir de la moyenne), situent ces roches dans les granites à caractère calco-alcalin et la présence de corindon normatif (tabl. 1) manifeste leur état hyperalumineux actuel. Cette tendance est très fréquente pour les roches granitiques mais la quantité de corindon dépasse rarement 1 % (Lemaitre, 1976), alors que dans les porphyres blancs elle se situe au dessus de 3 %. Ce caractère bien singulier doit être mis en parallèle avec l'altération de la roche ; il sera étudié de manière plus précise dans le chapitre géochimie.

- Le report des analyses moyennes I et a (cf. tableau 1 et diagramme Q. A. P., annexe I, p. III) nous situe en dehors du domaine des granites dans celui des granodiorites. Cet état de fait est certainement imputable à l'albitisation qui augmente artificiellement la valeur de P ($P = \frac{An + Ab}{An + Ab + Q + Or}$). Ainsi il existe pour ces roches une forte diver-

	I	a	b	c	d
SiO ₂	72.51	72.96	75.88	74.00	71.35
Al ₂ O ₃	16.16	16.96	12.35	13.53	15.96
FeO*	2.14	1.62	2.01	2.48	2.09
MgO	0.87	1.20	0.81	0.41	0.32
CaO	1.57	1.63	1.28	1.16	1.78
Na ₂ O	3.98	3.95	2.82	3.62	3.93
K ₂ O	2.52	1.58	4.34	4.38	4.92
TiO ₂	0.24	0.07	0.47	0.27	0.31
Q	33.71	37.63	38.24	32.87	25.44
Or	14.35	8.86	25.11	25.44	28.65
Ab	32.49	30.96	23.43	30.07	32.83
An	6.95	7.16	6.20	4.76	7.68
C	4.10	5.88	0.70	1.02	0.61
H	2.92	2.98	1.99	1.34	0.79
Ap	0.21	0.13	-	0.17	0.37
Ilm	0.43	0.13	0.87	0.54	0.58
Ma	1.60	1.57	0.69	2.14	0.42
Hem	0	0.06	1.04	0	1.59
Σ alc.	6.5	5.43	7.16	8.00	8.85
FeO*/MgO	2.46	1.35	2.48	6.05	6.53
D. I.	90.55	77.45	86.78	88.38	86.92
S. I.	9.15	14.54	8.10	3.76	2.84
PF	2.59	4.74	1.17	1.49	1.11
Nombre d'analyses	7	2	24	116	2

$$S.I. : \text{solidification index} = \frac{MgO}{FeO^* + MgO + Na_2O + K_2O} \times 100$$

$$D.I. : \text{différenciation index} = Q + Or + Ab, (\text{Thorton et Tuttle, 1960})$$

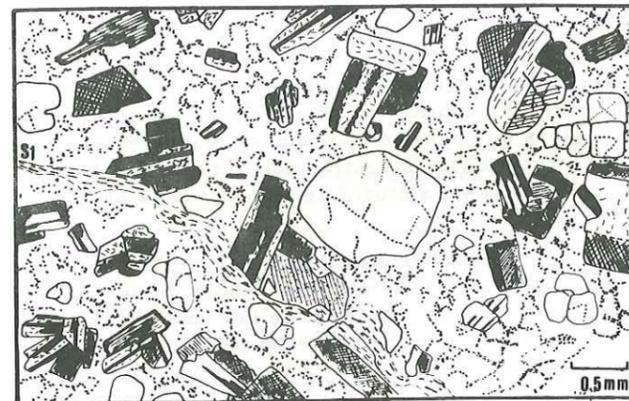


Fig.11- Micrographie d'un porphyre blanc. L'apparition de schistosité (S1) est soulignée par des micas blancs.

gence entre les différentes classifications employées.

Le terme de microgranite sera néanmoins conservé pour ces roches car il reflète bien la minéralogie initiale de la roche.

B. 3. Minéralogie

● Les plagioclases ne présentent aucune zonation et leur composition An₅₋₁₂* est anormalement acide si l'on se réfère aux analyses chimiques données par Lefèvre (1979) pour des rhyolites calco-alcalines du sud péruvien, An compris entre 32 % et 44 %.

Ils forment fréquemment des associations complexes d'individus ou glomératures.

● Le quartz se présente en phénocristaux entamés par de profonds golfes de corrosion. Très peu souvent poecilitique, il englobe parfois de minuscules paillettes de biotite subautomorphes qui ont conservé une fraîcheur totale préservée par la structure silicatée. Il constitue aussi la majeure partie de la mésostase associée au feldspath.

● La biotite donne des cristaux idiomorphes dispersés dans la mésostase, constituant la seule phase ferromagnésienne de ces roches acides, mis à part les termes de passage décrits ci-dessus. Ce minéral est profondément altéré en mica blanc mais subsiste quelquefois un léger pléochroïsme et les fantômes sont toujours caractéristiques.

● Le rutile forme des aiguilles maclées sagénite en épitaxie sur les faces (001) de la biotite.

B. 4. Conclusions

Seule la géochimie permettra de définir le contexte magmatique correspondant à la formation des porphyres blancs.

La présence de hornblende dans les porphyres blancs les plus basiques SiO₂ à 71.02 % (voir le tableau 1 p. 20) amène à penser qu'il existe des intermédiaires entre ce groupe et celui des porphyres verts et des liens génétiques évidents entre les deux groupes.

C. Les porphyres verts

Malgré leur grande homogénéité, tant dans leurs caractères macroscopiques que dans leurs gisements, ils manifestent de subtiles variations, déjà sensibles à l'observation microscopique ((1) proportion respective des minéraux constitutifs, (2) aspect de la mésostase ...) mais encore plus contrastées lors de l'analyse.

C. 1. Pétrographie

Dans la partie méridionale de la zone houillère briançonnaise (Chardonnet, Serre Barbin, etc.), malgré le métamorphisme les échantillons étudiés ont parfaitement conservé leurs textures primaires alors

* Mesures faites sur platine universelle sur les sections perpendiculaires à g 1 (010) et p (001).

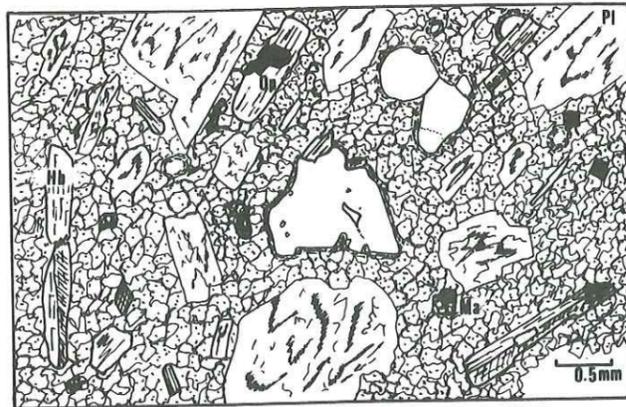


Fig.12- Porphyre vert à mésostase microgrenue et quartz rhyolitiques à bordure de résorption. Les plagioclases sont muscovitisés, mais les amphiboles sont encore fraîches.
Hb: hornblende.
Op: minéral opaque.
Ma: fantôme de magnétite.

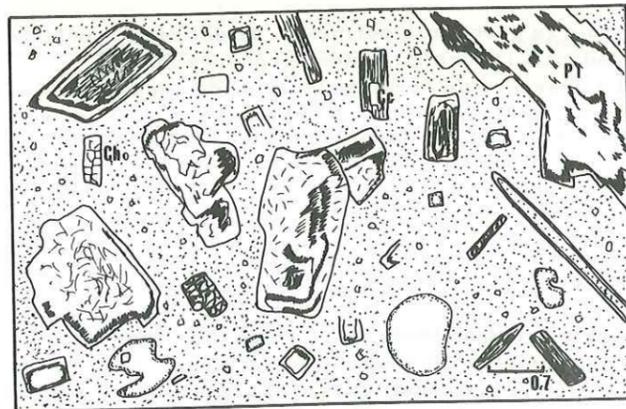


Fig.13- Porphyre vert à mésostase finement microgrenue et quartz rhyolitiques à bordure de résorption. Tous les minéraux primaires sont intensément altérés.
Ch: chlorite.
Cc: calcite.
Pl: plagioclase.

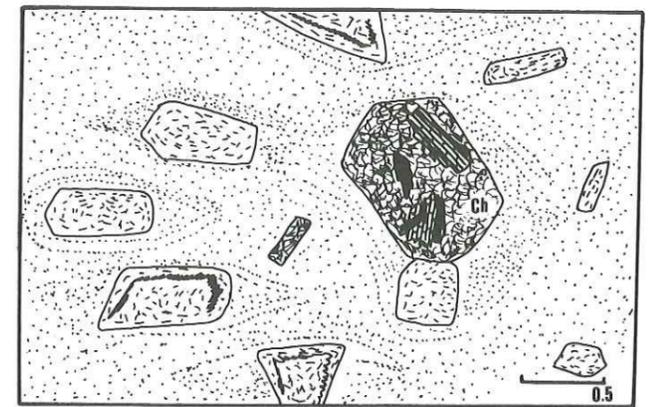


Fig.14- Porphyre vert à texture fluidale. Les minéraux primaires sont intensément altérés.



Fig.15 - Porphyre vert à texture granophyrique matérialisant la cristallisation de la mésostase à l'eutectique (Eu.)
Qz: quartz.

que ceux de la partie septentrionale (Bissorte, col des Marches, Orelles, etc.) présentent de notables déformations et des recristallisations plus poussées.

Toutes les roches étudiées sont porphyriques ; dans la plupart des cas elles ont une texture microgrenue (fig. 12-13). Quelques échantillons présentent des textures microlitiques ou fluidales (fig. 14) ; seul un échantillon (15) montre une mésostase cristallisée à l'eutectique (Smith, 1964) ayant ainsi acquis un aspect granophyrique (voir planche photo I).

Même si la plupart des échantillons ont des textures identiques, chacune a sa particularité : l'un aura une mésostase finement grenue, l'autre plus grossière, etc. Ces variations remarquables sont dues au prélèvement des échantillons qui est aléatoire et fait intervenir plusieurs paramètres influant sur la cristallisation et le chimisme de la roche : (1) la position de l'échantillon par rapport à l'épente (différenciation dynamique dans la série temps de refroidissement, cf. p. 78), (2) l'épaisseur du sill (temps de refroidissement), (3) le nombre des intrusions, etc.

La mésostase est constituée de quartz et de feldspath ; son relief souvent élevé est dû à la présence des minéraux épigéniques (pumpellyite, chlorite, calcite, etc.).

Les phénocristaux, tous millimétriques, sont par ordre d'importance représentés par :

- des plagioclases en cristaux automorphes souvent zonés ;
- de la hornblende en aiguilles ;
- des quartz rhyolitiques présentant fréquemment des auréoles de résorption quelquefois très développées.

Seuls ou associés, hornblende et plagioclase donnent fréquemment des glomérophyres.

Dans la mésostase et inclus dans les phénocristaux, on rencontre de l'apatite, du zircon et des minéraux opaques ainsi que des fantômes de titanomagnétite.

En outre, dans la mésostase et dans quelques phénocristaux d'amphibole, on trouve aussi des petits phénocristaux de plagioclase.

C.2. Caractérisation - Nomenclature

Selon la classification de Pécérillo et Taylor (1976) les porphyres verts se distribuent en deux groupes distincts : (1) les roches à composition dacitique (63 % > SiO₂ > 70 %), (2) les roches de composition intermédiaire (56 % > SiO₂ > 63 %).

● Les porphyres verts de composition dacitique

Composition chimique - Comparaisons

Comme pour les porphyres blancs on note pour les porphyres verts de composition dacitique (II et a, tabl. 2) un gain notable en aluminium. celui-ci s'accompagne d'une perte notable en CaO ainsi que de variations au sein des alcalins.

Les paramètres C. I. P. W. -Lacroix, (I) II, 4, 2, 4' (calculés pour la moyenne), situent ces roches dans les diorites quartzifères. Remarquons en outre la présence du corindon normatif ; sans conteste, déterminée par l'altération de ces roches, elle sera discutée dans le

	II	a	b	c	d
SiO ₂	65.22	63.87	67.06	66.36	64.32
Al ₂ O ₃	17.76	17.70	15.70	16.12	16.88
FeO*	4.76	5.66	5.78	4.56	5.04
MgO	2.46	2.96	2.08	1.74	2.12
CaO	2.35	1.67	2.02	4.29	5.56
Na ₂ O	5.32	4.43	4.55	3.89	4.04
K ₂ O	1.68	2.25	2.07	2.22	1.41
TiO ₂	0.44	0.59	0.64	0.58	0.60
Q	16.87	19.06	23.52	22.62	19.84
Or	9.51	12.70	11.81	12.82	3.27
Ab	43.07	35.79	37.23	32.06	33.84
An	10.11	6.69	9.72	19.99	23.47
C	3.17	5.16	2.23	0	0
D	0	0	0	0.36	2.03
H	9.82	13.21	7.02	5.68	7.12
Ap	0.37	0.44	-	0.35	0.47
Ilm	0.79	1.06	1.17	1.10	1.13
Ma	2.29	1.79	4.23	3.52	3.18
Σ alc.	7.00	6.68	6.62	6.11	5.45
FeO*/MgO	1.94	1.91	2.78	3.81	2.37
D.I.	69.45	67.55	72.56	67.50	61.95
S.I.	17.29	19.30	14.36	14.02	16.81
PF	2.72	4.23	2.93	1.25	0.60
Nombre d'analyses	9	4	9	80	50

Tab. 2 - Comparaison entre compositions chimiques moyennes de roches à caractères dacitiques :
 II - Porphyres verts à composition dacitique.
 a - Microgranodiorites (d'après les données de Fabre et Feys, op. cit.)
 b - Roches de composition dacitique de la ceinture sud ibérique à amas sulfurés (d'après les données de Routhier, 1978).
 c - Moyenne mondiale (Le Maître, 1976).
 d - Moyenne mondiale (in Wedepohl, 1969).

paragraphe suivant (p. 28) et dans le chapitre géochimie des éléments majeurs.

Le report des moyennes II et a (cf. tableau 2 et annexe I, fig. I) tombent dans le domaine des granodiorites très près de l'aire de dispersion donnée par les moyennes trouvées dans la littérature. Ainsi l'image donnée par ce mode de classification semble assez conforme à la réalité et cela malgré l'altération due au métamorphisme.

Ainsi, tenant compte de leur gisement hypovolcanique et de leur texture, peut-on les nommer microgranodiorites.

● Les porphyres verts de composition intermédiaire :

Composition chimique - Comparaisons

Le diagramme oxydes/pourcentages pondéraux (fig. 16) permet de mettre en évidence le peu d'affinités que présente la moyenne des roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise avec la plupart des roches intermédiaires connues, sauf avec la moyenne mondiale d'andésites calco-alcalines dont elle diffère néanmoins par sa teneur plus forte en Al₂O₃, Na₂O, et notablement plus faible en CaO.

	III	a	b	c	d	e	f
SiO ₂	60.19	61.97	60.95	59.27	59.76	60.62	58.43
Al ₂ O ₃	18.70	18.40	17.39	17.59	17.61	17.02	17.79
FeO*	6.71	6.08	6.29	7.06	6.75	5.86	7.13
MgO	3.35	2.79	4.02	3.29	3.19	3.33	3.06
CaO	4.02	4.56	5.94	7.06	7.26	5.81	7.15
Na ₂ O	4.29	3.67	3.23	3.27	3.30	3.89	3.16
K ₂ O	1.94	1.94	1.30	1.64	1.29	2.57	2.52
TiO ₂	0.61	0.57	0.87	0.81	0.82	0.90	0.75
Q	11.37	15.57	17.12	13.61	14.96	11.79	12.35
Or	10.93	10.75	7.38	9.51	7.50	14.89	14.53
Ab	34.60	29.10	26.31	27.16	27.41	32.32	26.06
An	17.71	19.99	27.94	27.93	28.88	20.97	26.22
C	2.57	2.30	0	0	0	0	0
D	0	0	0.30	4.15	4.34	4.28	5.43
H	13.73	13.18	10.95	9.83	9.42	7.72	4.90
Ap	0.44	0.44	-	0.47	0.40	0.68	0.49
Ilm	1.10	1.02	1.59	1.51	1.53	1.67	1.38
Ma	3.08	1.87	4.81	4.45	4.30	4.49	6.59
Hem	0	0	0	0	0	0	0.33
Σ alc.	6.23	5.61	4.53	4.91	4.59	6.46	5.68
FeO*/MgO	2.00	2.18	1.56	2.14	2.11	1.76	2.33
D. I.	56.90	55.42	50.81	50.28	49.87	59.00	52.94
S. I.	20.56	19.28	27.09	21.56	21.95	21.28	19.28
PF	3.67	5.98	3.17	1.24	1.20	-	1.64
Nombre d'analyses	26	13	15	1775	89	75	33

Tab.3- Compositions chimiques moyennes des roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise et d'andésites mondiales:
 III-Moyenne des porphyres verts de composition intermédiaire.
 a-Moyenne des microdiorites (d'après les données de Fabre et Feys, op. cit.).
 b-Moyenne des roches de composition andésitique de la ceinture sud ibérique à amas sulfurés (d'après les données de Routhier et al, 1978).
 c-Moyenne mondiale des andésites calco-alcalines (Chayes, 1969).
 d-Moyenne d'andésites d'arcs insulaires (Mac Birney, 1969).
 e-Moyenne d'andésites d'Amérique du Sud (in Lefèvre et al, 1974).
 f-Moyenne d'andésites de Sardaigne (Coulon, 1973).

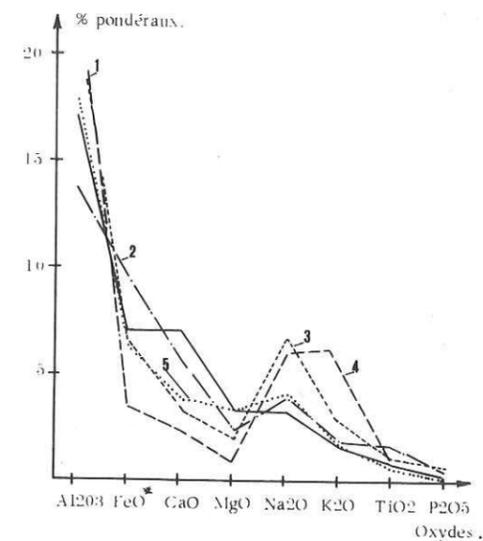
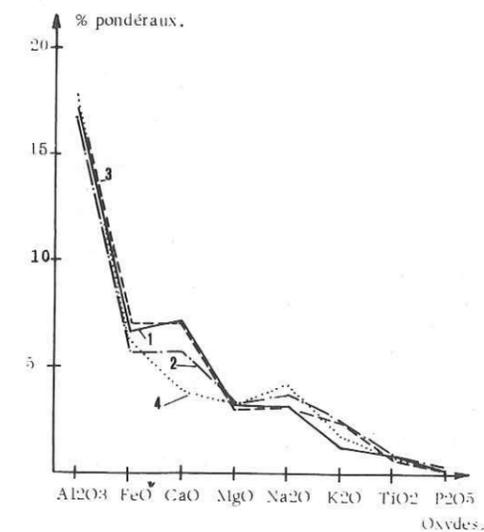


Fig.16- Compositions chimiques moyennes des porphyres verts andésitiques et de quelques laves intermédiaires mondiales :
 1-Moyenne d'andésites (Chayes, 1969).
 2-Moyenne d'icelandites (Mac Birney, 1969).
 3-Benmoréite d'Hawaï (Tilley et Muir, 1964).
 4-Tristanites de Tristan da Cunha (Baker et al, 1964).
 5-Roches intrusives intermédiaires de la zone houillère briançonnaise.
 FeO* = FeO + 0,9 Fe₂O₃

Fig.17- Compositions chimiques moyennes des porphyres verts andésitiques et des andésites mondiales:
 1-Moyenne d'andésites d'arcs insulaires.
 2-Moyenne d'andésites d'Amérique du Sud.
 3-Moyenne d'andésites de Sardaigne. (Ibid)
 4-Roches intrusives intermédiaires de la zone houillère briançonnaise.



La comparaison avec des andésites d'origine diverse (tableau 3, fig. 17) montre certaines convergences entre les spectres de composition ; les anomalies déjà notées pour les roches de la zone houillère briançonnaise sont de nouveau mises en évidence alors que les variations des autres éléments tombent dans des normes tout à fait compatibles.

De ces diverses données, il est possible de conclure : (1) que les roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise montrent des teneurs anormales en Al_2O_3 , CaO et en Na_2O , (2) que ces variations par rapport aux moyennes utilisées sont attribuables aux altérations postérieures à la mise en place du cortège (cf. géochimie, chapitre II) et (3) que malgré tout, il existe pour la plupart des éléments stables (MgO , FeO , TiO_2 , P_2O_5) de bonnes affinités avec les andésites calco-alcalines.

Le calcul des paramètres C. I. P. W. - Lacroix, II, 4(5), 3, 4, place les roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise dans les plagioclalites de nature dioritique (andésite). Ces résultats sont parfaitement en accord avec ceux obtenus à partir des moyennes fournies par différents auteurs (cf. tableau 3).

Malgré une bonne concordance entre les différents résultats il faut remarquer la présence de corindon et l'absence de diopside dans toutes les normes calculées à partir des échantillons du Houiller (analyse III et a) alors qu'il n'y a pas de corindon mais du diopside dans la norme des moyennes mondiales. Ces divergences de résultat soulignent encore mieux les remarques faites au sujet de CaO et Al_2O_3 .

En aucun cas la présence de corindon n'est à rapprocher d'un magma hyperalumineux mais à l'altération, comme cela sera démontré ultérieurement (cf.

Par ailleurs, pour certains auteurs la présence de corindon normatif constitue un critère de choix permettant d'éliminer les échantillons trop altérés ; par exemple, Routhier (1978) élimine systématiquement les roches qui ont plus de 3 % de corindon normatif et B. Briant (com. orale) opère une sélection encore plus rigoureuse basée sur le même principe.

Pour tester la méthode de report, déjà exposée auparavant (p. 17), les points représentatifs des compositions données dans la littérature ont été portés sur le triangle Q. A. P. (fig. I, annexe I). Ainsi nous voyons que, malgré les variations de la quantité de CaO et des alcalins qui ne peuvent plus être mises en doute, la moyenne des roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise se situe dans l'aire de dispersion des andésites et dans le domaine des dioritoides déterminé par l'I. U. G. S.

Bien que cette méthode de calcul semble assez discriminante pour les andésites fraîches ou altérées une réponse définitive sur le caractère fortuit ou non fortuit des résultats obtenus à partir des roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise demanderait une compilation plus poussée sur les données analytiques des deux groupes.

C. 3. Minéralogie

a) Les minéraux cardinaux

a. 1.) Les plagioclases

Les plagioclases des porphyres verts sont profondément altérés et aucune approche ne permet d'apprécier leur chimisme originel car les transformations ultérieures ne sont pas topochimiques sauf dans quelques rares cas (cf. métamorphisme, p. 167).

- Caractères macroscopiques :

Sur les cassures des échantillons ils donnent des ocelles d'un blanc nuancé de bleu et semblent se fondre dans la masse de la roche.

- Caractères microscopiques :

Ils se présentent soit en phénocristaux de taille avoisinant le millimètre, soit en microphénocristaux submillimétriques.

Les phénocristaux se groupent fréquemment pour donner des polygones correspondant à l'association complexe de plusieurs individus (fig. 18 d). Ils présentent assez souvent un zonage qui est actuellement souligné par les minéraux d'altération, surtout les micas blancs.

Quelques cristaux encore limpides (albitisation), non zonés, trouvés dans les dacites, montrent des macles complexes (albite-péricline, fig. 18 b) ou en "biseau" (fig. 18 a) et des macles avec interpénétration* (fig. 18 c). Les petits phénocristaux n'ont aucun zonage et sont fréquemment englobés dans les phénocristaux d'amphibole.

Phénocristaux et petits phénocristaux présentent trois types d'altération : soit (1) une albitisation donnant des individus limpides, soit (2) une saussuritisation (calcite-pumpellyite - épidote - préhnite - lawsonite et mica blanc) donnant des individus où il est encore possible de voir quelques formes cristallographiques et (3) une damouritisation où seul subsiste le contour extérieur du cristal

Dans la mésostase, ils donnent des individus xénomorphes engrenés au quartz, mais aussi dans quelques cas des microlites. Un seul échantillon a montré une symplectique quartz-albite (limpidité, cf. planche photo I) donnant des textures granophyriques en frondes divergentes depuis les cristaux intratelluriques (hornblende et plagioclase en phénocristaux) et dont les convexités sont tournées vers des quartz certainement tardifs. Les phénocristaux de plagioclase sont fréquemment entourés d'une frange limpide de nature albitique qui les isole de la mésostase. Ainsi est-il possible d'imaginer la séquence de cristallisation suivante pour cette roche : (1) formation des minéraux cumulatifs dans une chambre superficielle et lors de la mise en place du magma (phénocristaux de plagioclase et de hornblende), (2) matérialisation des franges albitiques autour des phénocristaux de plagioclase, phénomène qui équivaut à la formation des cristaux proto-eutectiques, puis (3) solidification de l'eutectique qui germe de manière centrifuge depuis la surface des cristaux préexistants (frondes), (4) cristallisation de quartz

* De telles textures doivent être regardées comme les formes de l'albite de substitution et non comme la fossilisation d'anciennes textures des minéraux orthomagmatiques.

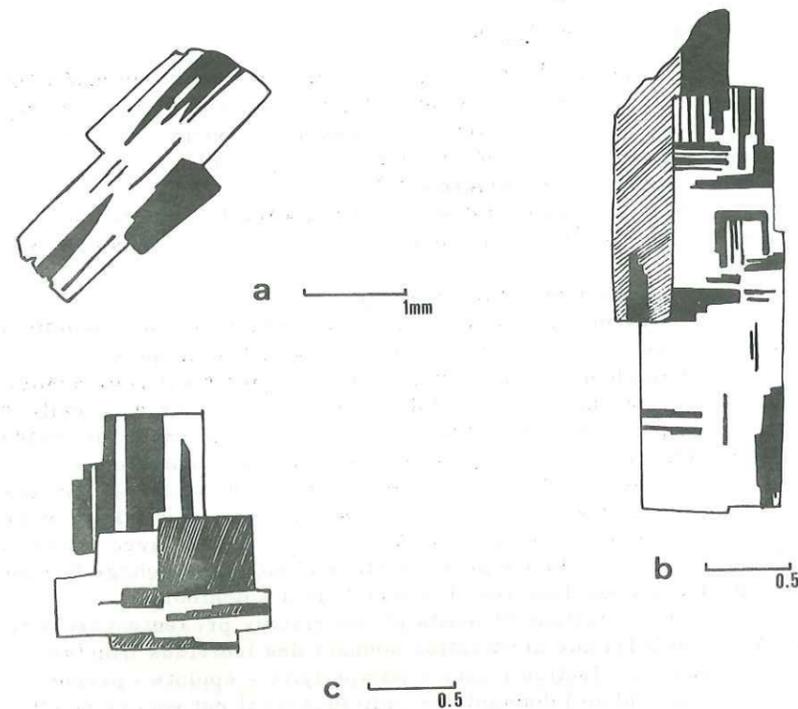
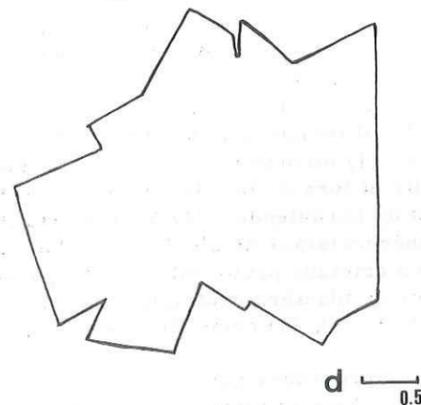


Fig. 18 - Morphologie des plagioclases:
 a - Macles biseautées.
 b - Macles albite - péricline.
 c - Macle avec interpénétration
 de deux individus.
 d - Association complexe d'indi-
 vidus.



issu de la silice contenue dans les liquides résiduels.

Bien qu'exceptionnelles dans les porphyres verts de telles textures sont fréquentes dans les roches hypovolcaniques (Bart, 1980).

a. 2) La hornblende

Ce minéral est présent dans tous les porphyres verts, mais avec des fréquences variables. Son développement maximum n'excède pas 25 % pour les roches les plus riches.

Frais quelquefois, mais souvent déstabilisé, il subit toutes les pseudomorphoses possibles dans le champ de stabilité des minéraux du stade très faible du métamorphisme.

●Caractères macroscopiques :

La hornblende forme des aiguilles de taille variable : quelques millimètres à quelques centaines de microns.

Un cristal d'amphibole dont la taille avoisinerait 6 cm a été trouvé dans les éboulis du Chardonnet, malheureusement il est brisé et incomplet. La croissance d'un tel individu est rarissime. Dans le cas présent nous avons certainement affaire à une amphibole qui s'est matérialisée très tôt au liquidus au tout début du domaine de stabilité de la hornblende ; ainsi s'est-il accompli dans des conditions P. T. constantes. Une telle formation, prend, pour les raisons décrites, un caractère exceptionnel.

Les aiguilles d'amphiboles des porphyres comme celles des laves sont souvent creuses et se groupent pour donner des gerbes et des glomérophyres.

●Caractères microscopiques :

◦Morphologie :

Dans la plupart des échantillons la hornblende est idiomorphe et donne assez fréquemment des cristaux poecilites englobant des minéraux opaques (pyrite, ilmenite) ou des plagioclases (fig. 25).

Les baguettes sont souvent creuses ou corrodées et les sections proches de (001) montrent fréquemment un zonage complexe. Elles se groupent en gerbes et s'associent aux feldspaths pour donner des glomérophyres.

Les auréoles réactionnelles sont très fréquentes et soulignées par des minéraux opaques ou des minéraux tardifs de pseudomorphose (d'âge alpin).

Parfois la destabilisation par les minéraux opaques est complète.

◦Optique cristalline :

Deux types de hornblende sont différenciables sur des critères de couleur : (1) l'une est brune, très pléochroïque (ng : brun foncé, nm : brun, np : brun pâle), (2) l'autre est vert olive et moins pléochroïque (ng : vert olive, nm : vert olive pâle, np : incolore). Ces deux types sont susceptibles d'être trouvés séparément ou associés.

Dans le deuxième cas, il est possible de suivre le passage de l'une (brune) à l'autre (verte) donnant un caractère rétro-morphique évident à cette dernière.

Cette transformation correspondant au début de la déstabilisation par métamorphisme, se fait avec libération de Ti et de Ca qui se matérialisent dans les discontinuités et autour de l'amphibole verte.

Ces faits sont parfaitement en accord avec les observations de Laverne et Lassere (1976) qui ont noté, après analyse de hornblende verte provenant de la déstabilisation de hornblende brune par métamorphisme, une perte notable en Ca, Na, K et Ti.

Diverses mesures faites sur des cristaux relativement sains ont donné des résultats assez homogènes : $Ng \ C \approx 25^\circ$ et $2V \approx -80^\circ$.

- Cristallochimie et géochimie comparée :
- Cristallochimie :

Deux hornblendes brunes ont été analysées par fluorescence X, l'une (3Qa1) provenant d'un glomérophyre de taille pluricentimétrique (5 cm de diamètre), l'autre (4S8) est le phénocrystal isolé de 6 cm.

Il n'existe aucune variation significative pour les deux minéraux (tabl. 4) qui se placent selon la classification de Leake (1968) dans les hornblendes magnésiennes, résultats en accord avec les mesures optiques précédentes.

	3Qa1	4S8		3Qa1	4S8
SiO ₂	42.58	44.52	Si	6.51	6.60
Al ₂ O ₃	11.94	11.32	Al IV	1.49	1.36
			Al VI	0.66	0.63
FeO	13.44	14.75	Fe 2	1.66	1.83
MnO	0.24	0.30	Mn	0.03	0.04
MgO	13.81	12.91	Mg	3.15	2.87
CaO	10.73	11.01	Ca	1.70	1.73
Na ₂ O	1.52	1.79	Na	0.45	0.51
K ₂ O	0.26	0.27	K	0.05	0.05
TiO ₂	1.39	1.80	Ti	0.16	0.20
P ₂ O ₅	0.08	0.06	OH	1.24	1.15
PF	1.22	1.17			
			Σ	17.10	17.01
Σ	97.21	99.90	Fe/Mg	0.52	0.63

Nombre d'ions calculés sur la base de 24 O

○ Géochimie comparée :

Les deux amphiboles analysées présentent des teneurs en SiO₂ tout à fait comparables à celles des hornblendes calco-alcalines (Si 43 %, Garcia et Jacobson, 1979) et leur rapport Fe/Mg (0.52 - 0.63) est conforme à celui des amphiboles des magmas calco-alcalins (0.30 - 0.61 Andriabololona, 1976 ; Garcia et Jacobson, 1976), en outre, les résultats obtenus pour Fe/Mg sont en accord avec ceux de la plupart des amphiboles de synthèse (0.46 - 0.67).

Ces quelques faits sont bien illustrés par le report des analyses, des différents termes décrits, dans le triangle A'FM où l'on voit que les amphiboles étudiées sont à peu près comprises dans l'axe de dispersion horizontal (direction colinéaire au côté FeO-MgO) du nuage formé par les points représentatifs des amphiboles naturelles des magmas calco-alcalins. Par contre, elles se démarquent de l'aire de dispersion de ces mêmes minéraux, et se situent à la limite de l'aire de dispersion des amphiboles de synthèse. Le manque de données analytiques au sujet des amphiboles naturelles ne permet pas de conclure.

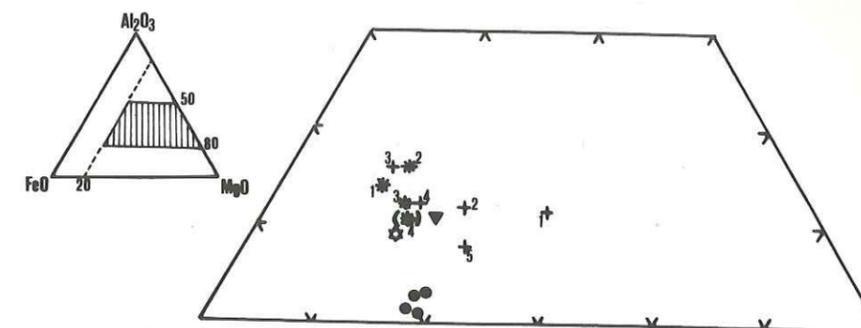


Fig.19- Composition des deux hornblendes analysées dans le triangle A'FM :

- ▼ -Phénocrystal géant.
 - ★ -Hornblende de glomérophyre.
 - ✱ -Amphiboles synthétisées par Holloway et Burnam (1972) à partir de tholéites à olivine du Kilauéa : (1) 7.80kb-995°C, (2) 7.96kb-1050°C, (3) 4.90kb-875°C, (4) 5.2kb-999°C.
 - + - (1) Amphiboles des andésites de Crater Lake (Stewart, 1975), (2) et (3) moyenne d'amphiboles synthétisées à partir de l'andésite de Mt. Hood 920°C-10kb et à 920°C-18kb (Allen et al, 1975), (4) amphibole synthétisée à partir d'andésites de Cascade Range (Eggler, 1972), (5) moyenne de 47 analyses d'amphiboles des andésites de Cascade Range (Garcia et Jacobson, 1979).
 - -Amphiboles des andésites du Sud Pérou (Andriabololona, 1976).
- Le symbole entre parenthèse montre qu'il y a recouvrement de deux points.

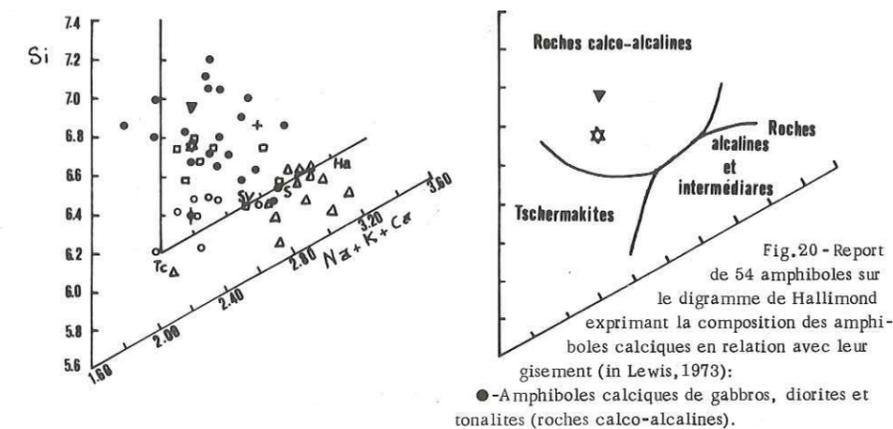


Fig.20 - Report de 54 amphiboles sur le digramme de Hallimond exprimant la composition des amphiboles calciques en relation avec leur gisement (in Lewis, 1973):

- -Amphiboles calciques de gabbros, diorites et tonalites (roches calco-alcalines).
 - -Amphiboles calciques de roches ultrabasiques.
 - -Amphiboles tschermakitiques.
- Données de: Hallimond(1942), Deer et al (1963), Leake (1968) et Lewis (1973)
- S -Amphiboles synthétiques (Green et Ringwood, 1968).
 - SV -Amphibole de St. Vincent.
 - + -Moyenne de 47 analyses d'amphiboles des andésites de Cascade Range (Garcia et al, 1979).
 - ⊕ -Moyenne de 3 phénocristaux d'amphibole de l'andésite de Mazama (Stewart, 1975).

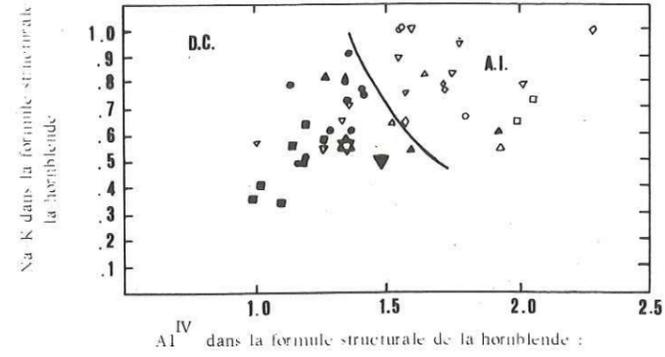


Fig. 21- Relations entre la somme totale des alcalins et Al IV dans la formule structurale des hornblendes des arcs insulaire (symboles vides -A.I.) et des domaines continentaux (symboles pleins - D.C.) (in Jacke et White, 1972) ; pour les amphiboles des porphyres verts les symboles sont les mêmes que pour la fig.19.

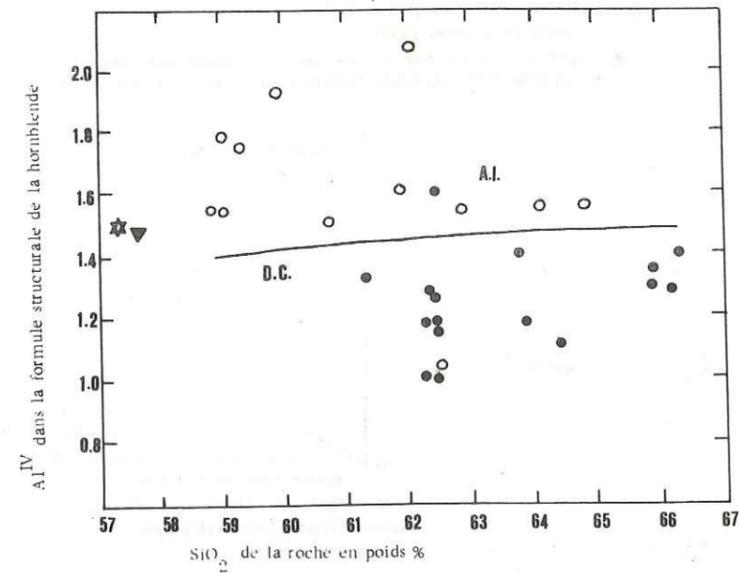


Fig. 22- Relations entre Al IV et le SiO2 (en poids %) contenu dans la roche hôte. (mêmes symboles que la fig. 21)

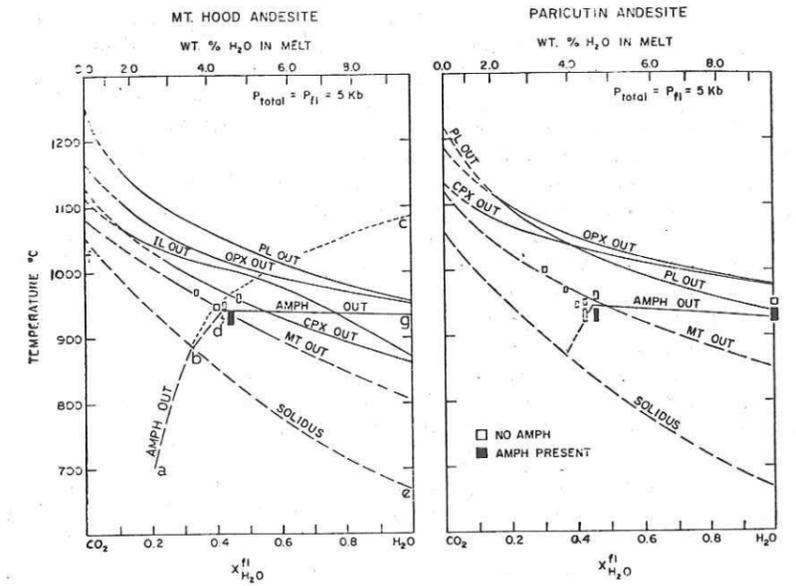


Fig. 23- Diagramme température et fraction molaire de H2O ($X_{H_2O}^{fl}$) montrant le domaine de stabilité des minéraux des andésites à 5kb pour deux andésites (Mt. Hood et Parícutin) de composition différente. (d'après Eggler et Burnham, 1973)

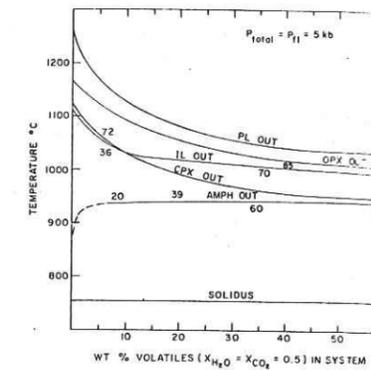


Fig. 24- Relations entre les courbes liquidus solidus en fonction du pourcentage gaz (H2O + CO2) dans un système H2O + CO2 + andésite à 5kb. (Ibid)

Dans le diagramme de Hallimond (1943) qui fait intervenir la somme alc. + Ca opposée au Si (calculé à partir de la formule structurale), les deux amphiboles analysées (fig. 20) semblent montrer des affinités certaines avec les hornblendes des magmas calco-alcalins qui ont malgré tout un champ de dispersion assez fort. Elles n'ont aucune affinité avec les amphiboles des magmas alcalins et les amphiboles tschermakitiques. Leurs teneurs en Ti bien que déjà élevées (0.16 - 0.20) sont beaucoup plus faibles que celles des amphiboles des magmas alcalins (Lewis, 1973), teneurs qui font souvent placer ces dernières dans les kaersutites (Wilkinson, 1961 ; Aoki, 1963 ; Deer et al., 1963).

Le report des deux minéraux analysés dans les diagrammes établis par Jackes et White (1972) pour discriminer les hornblendes calco-alcalines des domaines continentaux de celles des arcs insulaires (fig. 21 et 22) ne les situent pas toujours franchement dans le premier domaine.

● Genèse et stabilité :

La température maximale de stabilité de la hornblende varie entre 930° et 950° C bien au dessous des liquides des autres silicates, exception faite pour des milieux saturés en eau et à des pressions supérieures à 5 kb (Eggler, 1971).

La position de sa courbe liquidus-solidus par rapport à celle des autres minéraux est fonction de la fugacité de l'eau dans le magma mais aussi de la composition de ce même magma (fig. 23) (Eggler et Burnham, 1973 ; Sekine, Katsura et Aramaki, 1979).

Au contraire, une fugacité élevée de CO₂ bloque son apparition comme phase au solidus. Pour une phase fluide de composition donnée, une augmentation du rapport fluide poids % / magma poids % n'a aucune influence sur la position de la courbe solidus liquidus de l'amphibole (Eggler et Burnham, op. cit.) (fig. 24).

Ces quelques faits soulignent le rôle primordial que joue l'eau dans la stabilité de ce minéral.

Les amphiboles des porphyres verts présentent aussi des traces de déstabilisation soit sous forme de taches de fusion incongruente mais aussi des liserés de minéraux opaques ou de minéraux de déstabilisation pseudomorphosés au cours d'une phase de métamorphisme d'âge alpin.

Les taches de fusion incongruente montrent le déséquilibre latent qui règne lors de la formation de ce minéral et ce même phénomène pourrait aussi être responsable de la formation des amphiboles creuses ; alors que les réactions de déstabilisation se produiraient, lors de la montée du magma, au cours d'une déshydrogénation et d'une oxydation de la roche intrusive (Kuno, 1950), phénomènes courants dans les phénocristaux des roches calco-alcalines (Mac Grégor, 1938 ; Willam, 1942 ; Kuno, 1950).

a. 3.) Le quartz

Il est présent dans tous les porphyres verts où il prend des formes et des habitus divers :

- dans la mésostase sous forme d'individus microcristallins xénomorphes engrenés avec des feldspaths et exceptionnellement donnant des symplectites avec le plagioclase (cf. planche photo I) ;
- dans les discontinuité de la roche où il donne des cristaux subautomorphes ; dans ce cas il est assez difficile de faire la distinc-

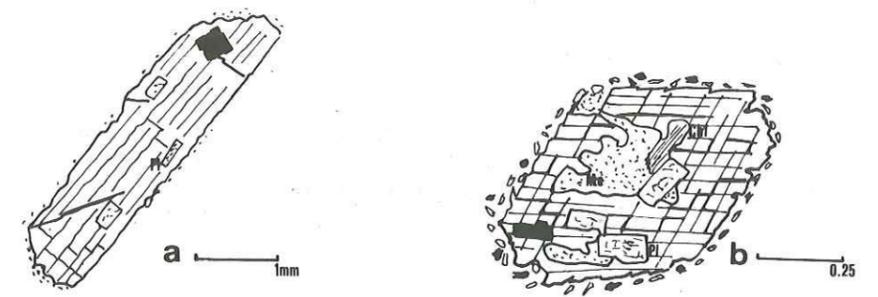


Fig. 25 - Phénocristaux poecilites de hornblende brune englobant des plagioclases tabulaires de deuxième génération (a et b) et des minéraux opaques (ici de la pyrite). Le phénocristal a montre des phénomènes de fusion incongruente (Me) mais aussi un liseré de déstabilisation autour du prisme.

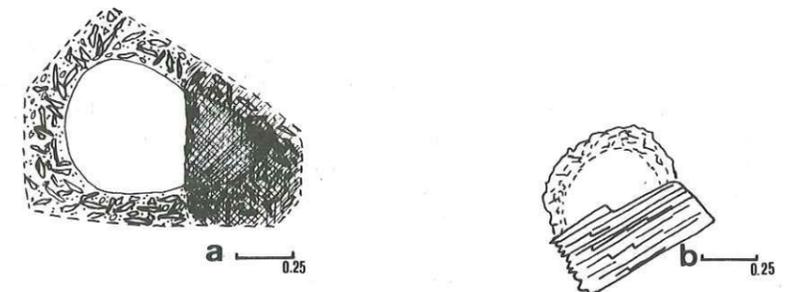
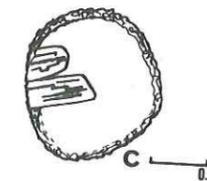


Fig. 26 - Quartz rhyolitiques résorbés et poecilites :
-a quartz à frange de résorption ;
-b et c quartz poecilite résorbés à amphibole ; celle ci présente des bordures nettes sans trace de résorption indiquant son état d'équilibre avec la mésostase.



tion entre la silice d'origine magmatique ou d'évolution autométamorphique et la silice secondaire ; pour quelques échantillons son association avec des fantômes d'amphibole permet de trancher.

- sous forme de quartz rhyolitiques résorbés (fig. 26) dans des échantillons provenant de la région du Chardonnet.

●Morphologie :

Quelquefois ces quartz sont poecilites et englobent des amphiboles ou des feldspaths. Une observation minutieuse des cristaux a révélé divers stades de résorption du quartz pouvant aller jusqu'à la disparition quasi totale du minéral. Tout se passe comme si le tectosilicate était graduellement remplacé par une éponge à trame de quartz ayant une orientation optique conforme au cristal initial et dont les pores sont remplis par des minéraux ferromagnésiens. Malheureusement, à cause de la déstabilisation postérieure des paragenèses magmatiques, seules la chlorite et la pumpellyite subsistent actuellement, privant le diagnose de précieux renseignements. Cette éponge fossilise un état de déséquilibre marqué entre le quartz rhyolitique et le liquide qui était en train de cristalliser.

●Genèse - stabilité :

Diverses hypothèses peuvent être évoquées pour expliquer la présence de ce minéral hors équilibre :

(1) Des phénomènes comparables sont signalés par Elchelberger (1978) dans des dacites et des andésites d'origine diverses ; là les quartz sont entourés d'auréoles de clinopyroxène. Cette phase hors équilibre s'expliquerait dans le cas de mélanges magmatiques dans des chambres superficielles où un magma basaltique injectant un magma rhyolitique est à l'origine de la formation des andésites ; ou par assimilation de croûte continentale de nature granitique (Sato, 1975) ; les quartz rhyolitiques résorbés constituant alors les ultimes reliques du magma acide dans la roche de nature intermédiaire.

(2) Il est aussi possible d'évoquer une différenciation à l'intérieur d'un réservoir magmatique profond où les liquides acides surmontent les phases cumulatives basiques, puis brassage lors de mouvements convectifs et mélange lors de l'injection du magma.

(3) Ou plus simplement la reprise d'une masse plutonique de nature dioritique déjà cristallisée par les roches hypovolcaniques qui réinjecteraient la zone superficielle où elle a été mise en place ; cela permettrait d'expliquer la présence des quartz poecilites et l'existence d'enclaves de nature dioritique.

De toutes les hypothèses évoquées, peu s'accordent avec l'observation. L'hypothèse (1) du mélange ainsi que celle (2) de la différenciation locale ne sont pas adéquates car l'association observée pour certains individus comprend le quartz et la hornblende brune, association assez hétéroclite pour un magma acide.

Au contraire, (3) la reprise d'une roche plutonique déjà cristallisée par les phénomènes hypovolcaniques est très séduisante ; en outre le chimisme d'une telle roche qui appartient au même processus de différenciation, ne changera que très peu la composition de la roche hypovolcanique avec laquelle elle est mélangée. Mais il est aussi possible d'expliquer la précipitation du quartz pour des conditions très particulières de P. T. et de fugacité de H₂O puis montée du magma et déséquilibre par variation des conditions thermodynamiques, diminution de l'activité de SiO₂ et sa déstabilisation.

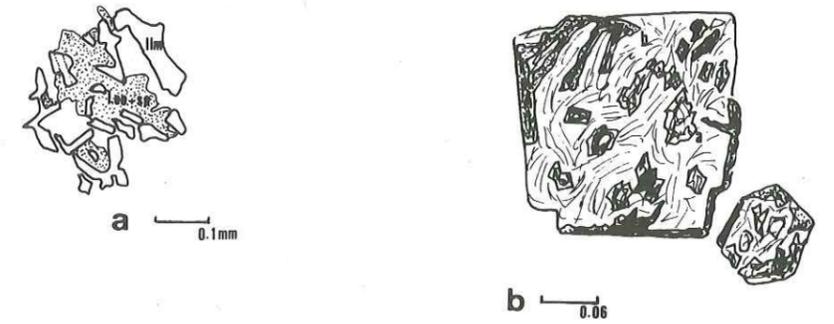


Fig.27- Fantômes de titanomagnétite.
(a) Lamelles d'ilménite disposées selon les clivages (60°) de la titanomagnétite. (Lumière réfléchie)
(b) Détail d'un fantôme de titanomagnétite pseudomorphosée par l'association: chlorite, sphène subidiomorphe et leucocoxène (a et b).
(c) Evolution par autométamorphisme d'un grain de titanomagnétite: fantômes de biotite chloritisée et minéraux opaques.



Fig.28- Micrographie du grenat de la maison du Bessey: actuellement ce grenat est entouré d'une auréole de réaction épigénisée par de la chlorite et de la pumpellyite (surface pointillée) dans laquelle on trouve des fantômes de titanomagnétite.

b) Les minéraux accessoires

b. 1.) La titanomagnétite

Ce minéral est toujours substitué par des phases riches en Ti : ilménite, shène, leucoxène, auxquelles viennent s'ajouter : chlorite, pumpellyite, prehnite, etc. Dans quelques cas favorables, la disposition des lamelles d'ilménite (fig. 27) à 60°, selon les clivages de l'ancienne titanomagnétite, a permis une diagnose sûre en lumière réfléchie.

Les fantômes de titanomagnétite se présentent surtout en petits grains dispersés dans la mésostase ; quelquefois ils sont inclus dans les phénocristaux de plagioclase ou d'amphibole, et les formes sont très souvent proches d'une section cubique. Ses caractères de minéral ubiquiste dans la roche font plutôt pencher pour une phase cristallisée précocement au dessus du liquidus des autres minéraux.

b. 2.) Le rutile

Sa présence est limitée à quelques phénocristaux d'amphibole et de quartz, sous forme d'aiguilles mâclées sagénite.

b. 3.) L'apatite

Elle est présente dans les porphyres verts, mais sa distribution est aléatoire. Elle donne des cristaux automorphes trapus dans la mésostase ; elle est parfois associée aux glomérôphyres et quelquefois de fines baguettes dans les plagioclases.

b. 4.) Le zircon

Il s'observe dans quelques échantillons de porphyre vert où il donne des cristaux trapus. Il est distribué de manière quelconque, soit dans la mésostase, soit dans le plagioclase.

b. 5.) Les minéraux opaques

En macroscopie il a été possible d'identifier deux sortes de minéraux opaques :

(1) La pyrite qui n'est pas distribuée de manière uniforme dans les porphyres où elle donne des petits cristaux automorphes.

(2) La pyrrhotite qui n'a été identifiée avec certitude que dans un sill du Chardonnet où elle forme des nodules dans lesquels elle est intimement associée à la pyrite. En outre l'observation microscopique en lumière réfléchie nous a permis de retrouver en petits grains les minéraux décrits ci-dessus, mais aussi quelques minuscules plages idiomorphes de chalcopyrite.

c) Le grenat, minéral accidentel

Je n'ai rencontré ce minéral qu'une seule fois dans un échantillon prélevé dans un sill de la région de Villeneuve la Salle à la Maison du Bessey (8E8). Bien que très rare, sa présence n'est pas dénuée d'intérêt ni de signification.

● Morphologie (fig. 28)

Il est cassé, étiré, par son aspect, entouré d'une auréole réactionnelle de chlorite et de magnétite, son état de minéral relique ne

fait aucun doute. La grande compétence de ce minéral explique son éclatement au cours des phases de déformation et l'étirement de son auréole dans les zones d'ombre de pression.

● Genèse et stabilité

Lors de leurs travaux expérimentaux, Green et Ringwood (1966-1968) ont abordé le problème de la formation des grenats selon deux optiques différentes :

(1) Hypothèse de la formation du magma calco-alcalin à partir de la fusion partielle de quartz-éclogite à haute pression.

Plus précisément, dans les andésites, le grenat apparaît dès 18 kb (50 km) et il est le premier à cristalliser à 27 kb (75 km) devant la phase majeure à 36 kb (150 km). A cette profondeur, le grenat reste la première phase cristalline, près du liquidus, dans les quartz - tholéites et les andésites. Il est important de savoir que les grenats sont, dans ce cas, pyrogènes lorsque le magma commence à cristalliser dans le manteau de 50 à 150 km de profondeur (Brousse et Bizouard, 1972). Leur présence dans les roches calco-alcalines serait liée à leur transport rapide vers la surface expliquant leur déstabilisation simplement limitée à une auréole réactionnelle (pyroxène - plagioclase) ; dans le cas d'une montée lente du magma, l'évolution se solderait par leur pseudomorphose par une paragéne de basse pression : pyroxène + plagioclase. Leur chimisme est très dépendant de la nature de la roche dans laquelle ils se forment, leur teneur en almandin augmentant avec l'accroissement de l'acidité.

(2) Selon la deuxième hypothèse : formation du magma C. A. à partir de la fusion de basaltes en présence d'eau ($\text{PH}_2\text{O} < \text{P charge}$) sous des pressions moyennes et vers 30-40 km de profondeur ; il se matérialiserait un grenat riche en almandin pour une pression de 9 kb d'une température de 820° C seulement (Green et Ringwood, 1968), alors qu'à plus haute température le grenat disparaîtrait. Il n'apparaîtrait près du liquidus que pour des pressions plus élevées et seulement à partir de 18 kb, la température n'ayant que très peu d'influence sur sa cristallisation. Sa teneur en grossulaire est moindre et la nature de l'auréole réactionnelle est différente et composée de minéraux plus hydratés : biotite, cordiérite et hypersthène (Miyashiro, 1955 ; Green et Ringwood, 1968).

On retiendra donc que selon leur formation :

- (1) à la base de la croûte ou dans la partie haute du manteau (9-18 kb), les grenats seront pauvres en Ca et entourés par une auréole réactionnelle de cordiérite - hypersthène et biotite ;

- (2) dans un milieu anhydre, à plus de 18 kb, dans le manteau, ils seront plus riches en Ca (voisins de 20 moles de grossulaire + andradite) et entourés d'une auréole de plagioclase et hypersthène.

L'étude de l'auréole du grenat de Villeneuve la Salle n'indique pas la présence de biotite car il ne subsiste aucun fantôme caractéristique de ce minéral, mais il est bien difficile d'établir une diagnose précise sur la minéralogie initiale de cette auréole ; en revanche, la présence de fantômes de titanomagnétite tend à prouver que ce grenat a subsisté tout au long du liquidus du magma. L'absence de biotite indiquerait plutôt que ce grenat pourrait avoir une origine profonde (mantellique ?) mais seule la présence d'autres grenats ainsi que des analyses ponctuelles permettraient de trancher.

Enfin, s'il n'a pas cristallisé à partir des processus décrits ci dessus, il pourrait constituer un xénocrystal arraché au substratum ou un reliquat d'anatexie de ce même substratum. La première hypothèse n'est que très peu satisfaisante car si des xénocristaux existent, il doit être possible de trouver des xénolites de la roche mère et dans les porphyres verts ce n'est pas le cas : aucune enclave cristallophyllienne n'a été jusqu'à présent inventoriée dans cette zone. En revanche, rien ne permet d'écarter l'hypothèse de la fusion partielle de la croûte et de son mélange avec le magma.

d) Associations et relations entre minéraux

d. 1.) Les gerbes et les glomérophyres

● Les gerbes sont formées par des groupes rayonnant d'individus idiomorphes de hornblende qui présentent souvent des interpénétrations entre cristaux et quelquefois des accolements par leurs faces cristallines (fig. 30). Généralement les gerbes sont monophasées, mais dans quelques cas des plagioclases en phénocristaux de petite taille viennent se disposer sur les baguettes. De telles associations ont déjà été décrites par Hunt (1953) et il semblerait que nous ayons affaire à des mâcles complexes.

D'ailleurs un phénomène identique s'observe pour les plagioclases, mais il est moins spectaculaire, car on a affaire à des groupements massifs donnant des masses polygonales aux associations complexes d'individus de taille plurimillimétrique.

● Les glomérophyres sont des cumulats du type de ceux décrits par Stewart (1975) et Boettcher (1977) qui les distinguent des enclaves par : (1) l'absence de verre interstitiel, (2) des contacts nets et des interpénétrations entre grains.

Dans les roches étudiées ils sont constitués d'amphibole (hornblende) et de plagioclase auxquels viennent s'ajouter, en minéraux libres ou inclus, de l'apatite de la pyrite et des fantômes de titanomagnétite. Ces observations concordent avec celles faites par Garcia et Jacobson (1979) dans certaines dacites et andésites de la haute chaîne des Cascades, mais l'absence de clinopyroxène et d'orthopyroxène dans les glomérophyres étudiés est à remarquer.

Bien que très controversée (Stewart, 1975 a et Boettcher, 1977) l'origine de ces glomérophyres semble être le fait d'une rapide accumulation (William et al., 1954 ; Garcia et Jacobson, 1979) des phénocristaux qui se produirait lors de la montée du magma dans les chambres superficielles et lors de sa mise en place dans les gisements décrits. D'ailleurs, dans un cas d'observation très favorable (fig. 29), le fantôme d'un grain de titanomagnétite a été mis en évidence au milieu d'un groupement de cristaux. Cette constatation tend à prouver que ces phénomènes cumulatifs sont accidentels et pourraient dans certains cas se produire autour des germes constitués par des minéraux tôt cristallisés au liquidus. Malheureusement tous les glomérophyres ne présentent pas de tels caractères.

d. 2.) Relations entre minéraux (fig. 31 et 32)

Deux sortes de relations remarquables existent entre les minéraux des roches étudiées : (1) des côtoiements avec contact ou (2) des rapports contenant - contenu.

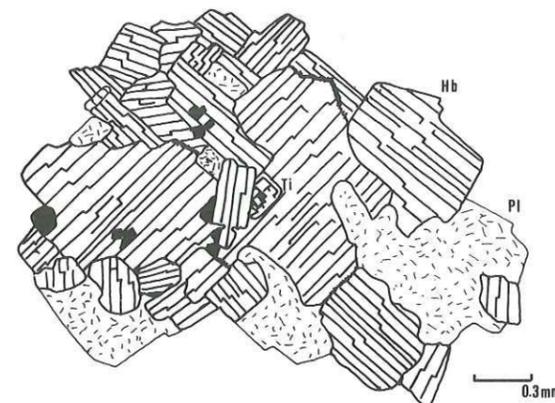


Fig. 29- Glomérophyre composé de hornblende(Hb), plagioclase(Pl), apatite (Ap), minéraux opaques (pyrite?) et titanomagnétite (Ti) dont subsiste seulement le fantôme.

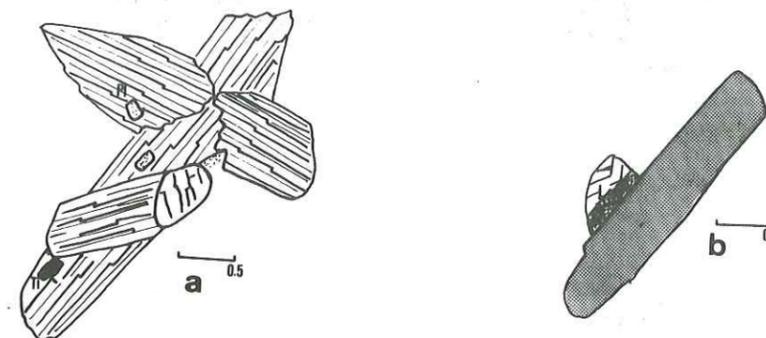


Fig. 30- Deux types possibles de gerbes .
(a)-Par interpénétration d'individus (macle?).
(b)-Par accolement par leur faces cristallines.

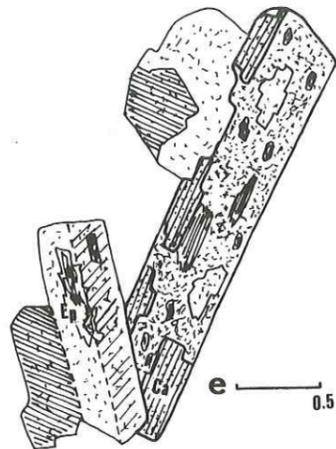
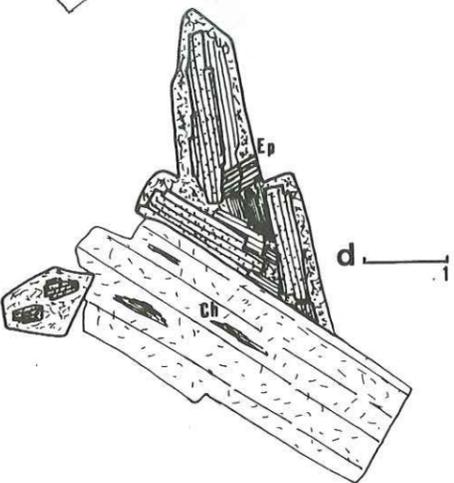
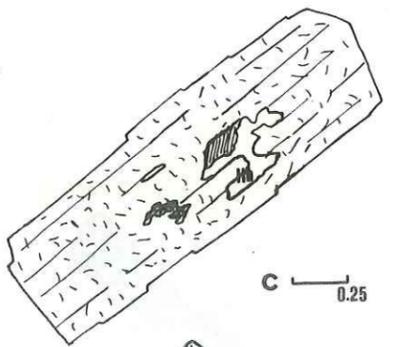
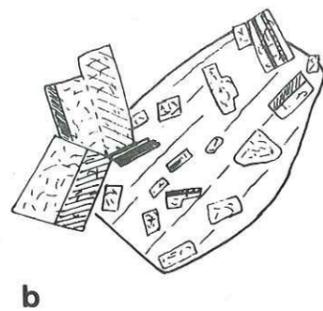
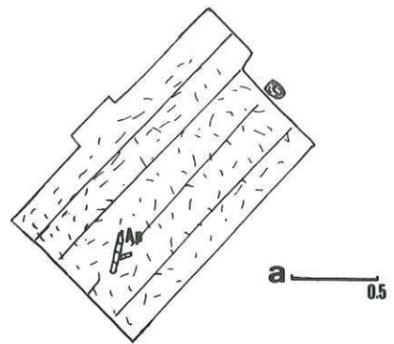


Fig. 31 - Relations entre minéraux .

- (a)- Plagioclase poecilitique englobant de l'apatite aciculaire (Ap).
- (b)- Amphibole poecilitique englobant des petits phénocristaux de plagioclase.
- (c)- Phénocristal de plagioclase englobant de la hornblende xénomorphe (Hb).
- (d et e)- Amphibole ayant manifestement cristallisé après et au contact du plagioclase .

●Les côtoiements avec contact sont fréquents entre plagioclase et amphibole, gerbes et glomérophyres compris. Hormis les glomérophyres, nous avons toujours affaire à des phénocristaux. Généralement les rapports sont univoques et montrent que les phénocristaux de plagioclase de première génération ont cristallisé avant les phénocristaux d'amphibole ayant germé à leur surface.

●Les rapports contenant - contenu :

Les phénocristaux de plagioclase de première génération sont fréquemment poecilitiques. Ils contiennent deux types d'inclusions : (1) des minéraux automorphes, (2) des minéraux xénomorphes. Les phases automorphes sont toujours constituées par la titanomagnétite, l'apatite, le zircon et plus rarement par des minéraux opaques (pyrite, etc...). Les phases xénomorphes sont constituées par la hornblende, le quartz et l'albite.

Les phénocristaux d'amphibole sont parfois poecilitiques et contiennent toujours des minéraux idiomorphes constitués par des microphénocristaux de plagioclase de deuxième génération, de titanomagnétite et très rarement de zircon et d'apatite.

Les divergences de morphologie des minéraux inclus plaident en faveur de deux modes de formation très différents. Pour les minéraux automorphes l'inclusion se fait à partir d'une phase libre dans le liquidus qui est piégée dans le phénocristal en cours de croissance ; exemple : la titanomagnétite est le germe autour duquel croît le plagioclase. Au contraire les minéraux xénomorphes matérialiseraient soit une croissance simultanée des deux minéraux (ici hornblende et plagioclase) avec une vitesse d'accroissement très élevée pour le plagioclase, ou l'occupation par le minéral inclus d'un vide accidentel du phénocristal (exemple : le plagioclase et le quartz).

d. 3.) Protoclase - Déformation des minéraux intratelluriques au cours de leur transport

Bien que rares, ces phénomènes existent dans les porphyres verts : ils affectent les phénocristaux.

Ainsi prenons le cas d'une amphibole hornblende mâclée (100). Bien que présentant un zonage continu (fig. 33), une partie de la macle montre (2') une extinction différente. Les mesures faites sur la platine théodolite montrent parfaitement la réorientation du réseau de cette partie, sans changement du chimisme car le zonage est conservé. Ainsi peut-on conclure à une réorientation sous contrainte d'une partie de la macle et apparition d'un joint au niveau duquel se propage la dislocation.

De telles réorientations sont rares, mais quelques phénocristaux de plagioclase montrent aussi des torsions de leurs mâcles polysynthétiques, dans des échantillons non déformés. De telles observations ne peuvent s'expliquer que par la protoclase des minéraux intratelluriques au cours de leur transport.

d. 4.) Les minéraux tardimagmatiques

Ces minéraux sont manifestement indépendants des relations décrites précédemment et se surimposent à des minéraux orthomagmatiques (exemple : la biotite en nids sur la titanomagnétite, fig 27 p.39)

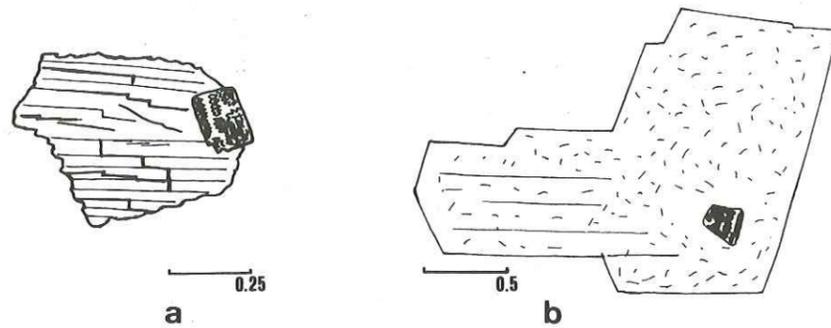


Fig. 32- Relations entre minéraux.
Titanomagnétite automorphe englobée
dans des phénocristaux de hornblende
(a) et de plagioclase (b).

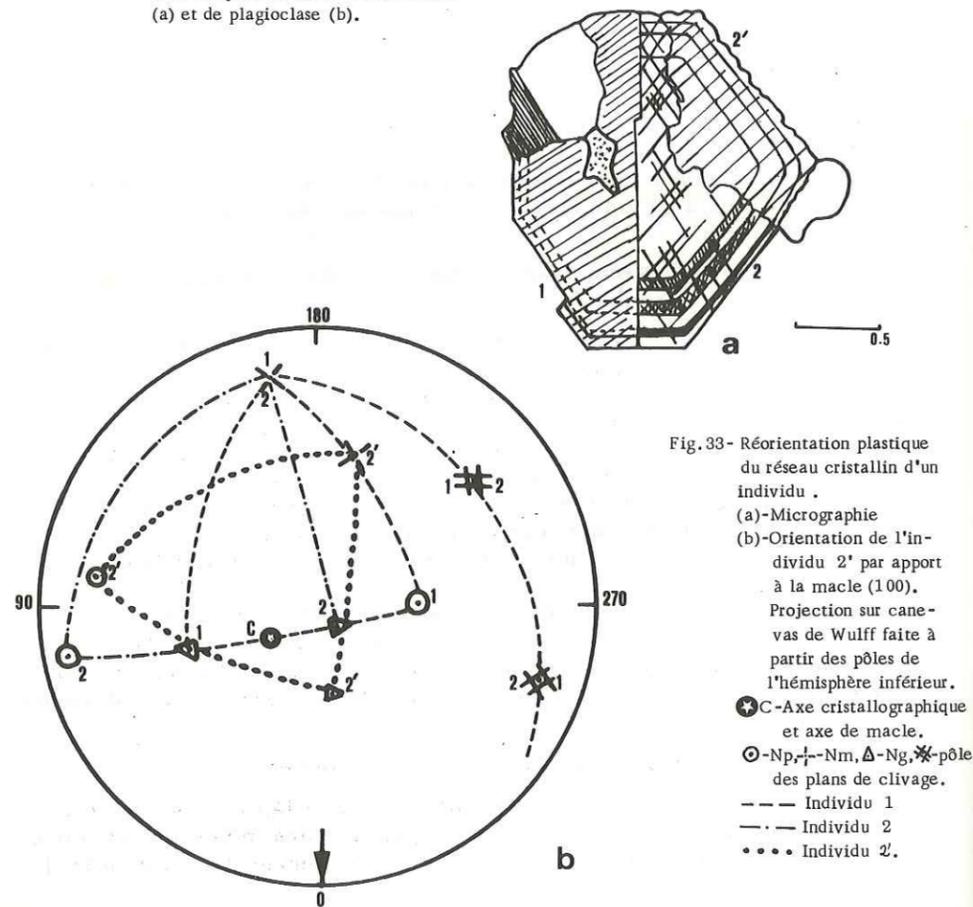


Fig. 33- Réorientation plastique
du réseau cristallin d'un
individu .
(a)-Micrographie
(b)-Orientation de l'in-
dividu 2' par apport
à la macle (100).
Projection sur cane-
vas de Wulff faite à
partir des pôles de
l'hémisphère inférieur.
⊙-C-Axe cristallographique
et axe de macle.
⊙-Np, ⊙-Nm, Δ-Ng, ✕-pôle
des plans de clivage.
--- Individu 1
- - - Individu 2
•••• Individu 2'.

ou remplissant des discontinuités de la roche en grains subautomorphes (exemple : le quartz, la biotite et l'albite).

Pour la biotite aucun doute ne peut subsister en tant que minéral lié à une paragenèse hercynienne ; en revanche, pour les minéraux leucocrates, seules des relations univoques avec le minéral ferromagnésien permettent de lever l'imprécision ; et ces relations existent.

La biotite tardimagmatique se développe préférentiellement dans les sills épais (exemple : le sill du Ravin du Loup) où dans les zones aux nombreuses intrusions (exemple : la crête de la Benoîte) ; ainsi la biotite tardimagmatique ne se matérialise que rarement, à la faveur d'un refroidissement plus lent du pluton sous des conditions de P et de T nécessitant des dispositions particulières.

d. 5.) Essai de synthèse sur la formation et l'évolution des minéraux des porphyres verts

Les principaux événements minéralogiques observés dans les porphyres verts sont analysés et interprétés dans le tableau (fig. 34) qui propose un schéma évolutif possible des différentes phases magmatiques.

De ces observations nous retiendrons plusieurs faits importants :

● L'évolution par autométamorphisme qui exprime un lent refroidissement de la masse intrusive. Ce phénomène ne se rencontre que dans les zones de distension fortement affectées par le magmatisme : soit par le nombre des intrusions (crête de la Benoîte), soit par leur importance (Cée Haute, Cassille, p. 85). Ainsi le lent refroidissement de la roche intrusive est-il contrôlé par un gradient géothermique élevé qui s'établit à la faveur du réchauffement des sédiments par les corps intrusifs. Cette augmentation de température ne se fera pas sans évolution des sédiments (ou des roches) de la série détritique qui se transforment en cornéennes tout en ne présentant aucun silicate de métamorphisme identifiable (altération ?). La lenteur du refroidissement de la roche intrusive dans un milieu aussi favorable explique la formation de biotite sur le site des minéraux ferromagnésiens (ilmenite) et la cristallisation de quartz, albite et biotite dans les discontinuités des porphyres verts. Les neogénèses minérales par autométamorphisme indiquent une grande mobilité des alcalins et de la silice lors de ces transformations minérales. A partir de toutes ces constatations se pose une question qui demeurera partiellement sans réponse à cause du (ou des) métamorphisme régional ultérieur : n'y a-t-il pas eu une première altération ou propylitisation de la roche par les phases deutériques issues du magma ?

● L'absence de phénocristaux de pyroxène qui est pour des roches de composition intermédiaire, un fait assez rare impliquant la formation précoce de phénocristaux d'amphiboles et qui nécessite : (1) une plus faible température de cristallisation que celle des andésites à pyroxène, (2) une forte fugacité d'H₂O durant la cristallisation des roches (Ivanov et al., 1978). Ces hypothèses sont tout à fait en accord avec celles d'Eggler (1971) pour qui la coexistence de phénocristaux de plagioclase et de hornblende permet d'affirmer que le magma contenait autour de 6 % de H₂O. En outre, si l'augmentation de la fugacité de H₂O n'a que très peu d'effet (fig. 35) sur la courbe solidus - liquidus de l'amphibole, elle déplace de façon non négligeable les courbes solidus - liquidus des autres minéraux (fig. 36) tout

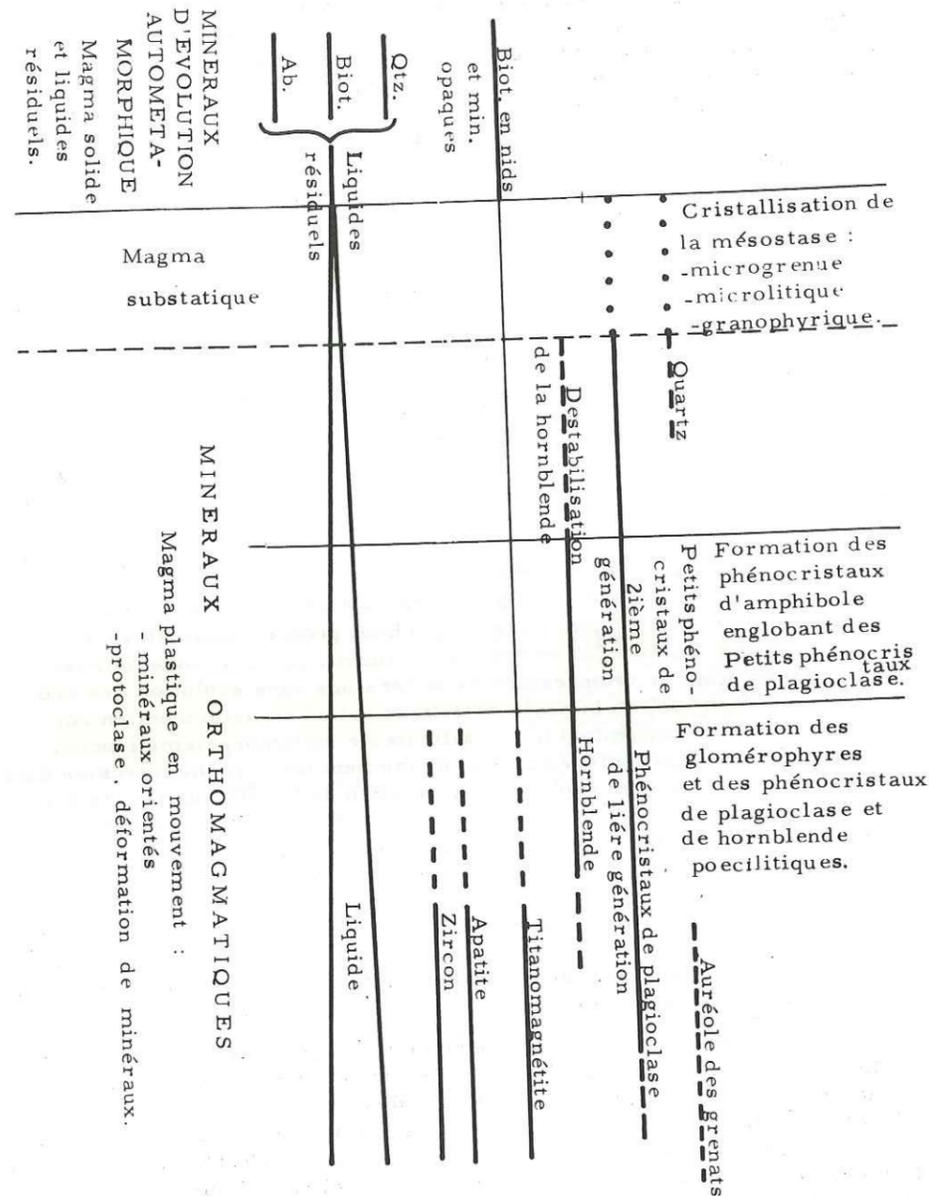


Fig. 34 - Essai de synthèse de l'évolution des paragenèses au sein des porphyres verts.

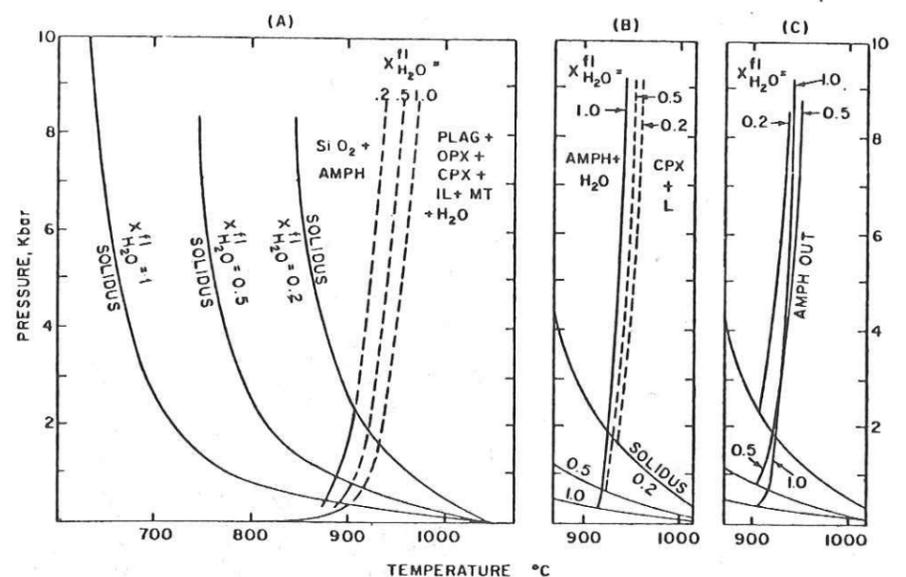


Fig. 35 - Projections schématiques des courbes du solidus des silicates et de destabilisation de l'amphibole pour différentes $X_{H_2O}^{fl}$ (in Egger, 1971).

en faisant apparaître des intersections entre les différents domaines pour des pressions de 8 à 10 kb (≈ 30 à 35 km de profondeur) ce qui confirme les hypothèses précédentes. Malheureusement la grande richesse en H₂O du magma rend toute appréciation de la profondeur de mise en place des plutons assez difficile ; en outre, dans le cas présent, il semblerait que cette forte présence de l'eau ait bloqué toute évolution ultérieure de l'amphibole intratellurique lors de la montée et la mise en place du magma.

●L'apparente cristallisation des minéraux accessoires tels que apatite, zircon et magnétite au liquidus des phases cardinales, hypothèse étayée par la grande ubiquité de leurs gisements, s'oppose en particulier pour la magnétite (fig. 36) aux courbes établies et aux constatations faites par Egger (1972) pour qui elle ne serait pas stable au liquidus sauf pour des hautes fugacités de O₂. D'autres observations identiques aux nôtres et faites sur des andésites des Mt de St Helens, Whashington, (Garcia et Jacobson, 1979) confirment l'hypothèse d'une cristallisation de la magnétite au liquidus des silicates et font que l'on doit considérer les courbes établies comme un cas particulier en accord avec les andésites étudiées par Egger.

●La présence de grenat qui, pour des raisons décrites (auréole, etc., p. 40), ne peut appartenir aux processus ayant régi à la formation des roches du cortège, mais à des phénomènes plus profonds (base de la croûte ou manteau) qui sont à l'origine du magma responsable (fractionnement d'une roche basaltique, assimilation de croûte par un liquide de nature basaltique, anatexie, etc...) des phénomènes hypovolcaniques étudiés.

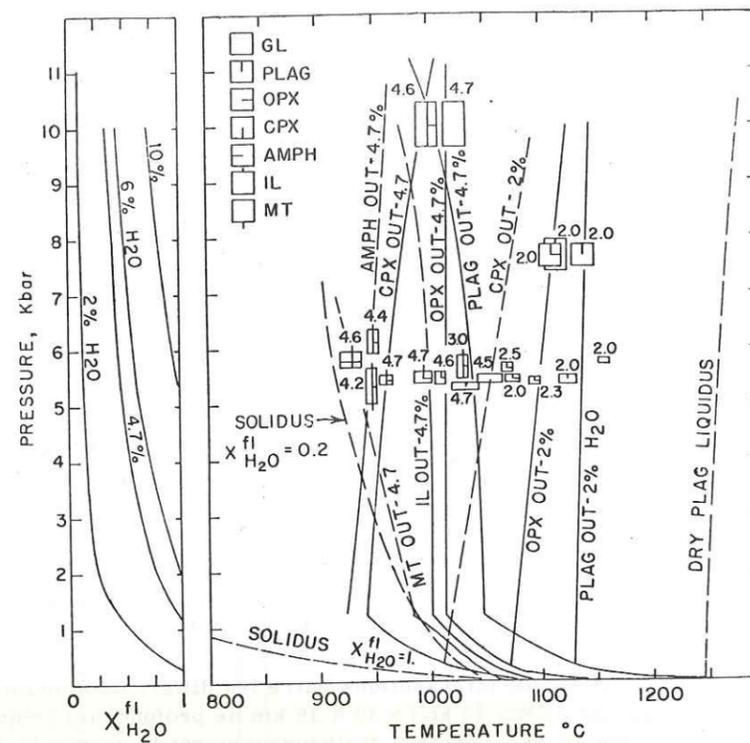


Fig. 36- Relations de phases sous des conditions sous-saturées en eau. Les chiffres près des cartouches des paragenèses indiquent la quantité de H₂O du magma en poids %. Le graphique de droite donne en fonction de la pression et de X_{H₂O}^{fl} pour une température de 1000°C la quantité d'eau en poids % du magma (in Eggler et Burnham, 1971).

● La présence des quartz rhyolitiques résorbés ne semble pas constituer une relique due à l'assimilation de croûte (cf. p. Elle peut être due, soit à la reprise par les phénomènes hypovolcaniques de roches plutoniques déjà cristallisées, ou à la cristallisation précoce du quartz pour des activités de SiO₂ élevées et sa déstabilisation lors de la montée du magma provoquée par la variation des paramètres P. et T. D'ailleurs Green et Ringwood (1966 et 1968) ont décrit des formations précoces de quartz à des pressions de l'ordre de 36 kb pour des roches de nature dacitique .

D. Les dolérites

Bien que présentant de notables variations de texture, décrites ci-dessus, le terme de dolérite (s.l.) est conservé car ces roches offrent à l'affleurement une grande convergence d'aspect.

D. 1. Pétrographie - Minéralogie

Elles sont constituées de plagioclase et de hornblende et oscillent entre deux pôles majeurs : (1) l'un à lattes de plagioclase, amphibole aciculaire et intersertale (plagioclases 60%, amphiboles 35%) (fig. 31 a) (2) l'autre plagioclasique à texture microlitique, amphibole éparse etglomérôphres de plagioclase roulés (plagioclases 91%, amphiboles 7%) (fig. 37 b). Dispersés dans la mésostase, on rencontre encore les fantômes des grains de titanomagnétite, mais aussi beaucoup de calcite qui donne parfois des cristaux idiomorphes rhomboédriques. La hornblende est très peu pléochroïque et semble à l'observation microscopique différente de celle des porphyres verts.

D. 2. Caractérisation - Nomenclature

Malgré un choix issu d'une étude systématique en lame mince tenant compte principalement de l'état de fraîcheur de la hornblende, les échantillons présentent tous des pertes au feu très élevées entre 5.3 et 7 % (poids % d'oxyde) certainement en grande partie liées aux phénomènes de calcitisation prononcée décrits précédemment.

- Compositions moyennes, comparaisons (tabl. 4)

Très peu de commentaires seront faits à ce sujet car seul un petit nombre d'analyses est disponible traduisant le faible volume de ces roches ; du fait de la grande dispersion des résultats, aucune moyenne ne sera proposée.

La grande variabilité du chimisme de ces roches doit être en partie imputable à l'altération, surtout pour les alcalins. Ainsi les teneurs exceptionnellement basses en K₂O pour certaines roches (IV, VI, VII) comme l'ont montré Jolly et al. (1972) pourraient être dues au lessivage de cet élément.

Les teneurs en MgO des dolérites VI et VII semblent tout à fait anormales et exceptionnelles pour des roches de ce type. Mais Jolly et al. (1972) trouvent pour cet élément, dans les analyses des basaltes tholéitiques non altérées du nord Michigan, des variations allant du simple (3.82 %) au double (10.38 en % d'oxyde) ; en outre, ces mêmes auteurs ont remarqué que les roches de la zone à chlorite étaient en moyenne plus riches en MgO que celles des autres zones. Ainsi, il me semble difficile de répondre sur l'origine de ces teneurs exceptionnelles, bien que le très faible développement des chlorites dans les échantillons analysés me fasse plutôt pencher pour des teneurs originelles et seule l'analyse ponctuelle des amphiboles permettrait de répondre définitivement sur la question.

Au contraire, l'échantillon VI qui représente le pôle microlitique montre un meilleur équilibre dans la distribution de ces éléments, et sa forte teneur en Al₂O₃ est à mettre en parallèle avec sa grande richesse

	IV	V	VI	VII	a	b
SiO ₂	56.27	56.13	55.21	50.64	55.59	54.11
Al ₂ O ₃	17.69	13.49	17.23	15.41	19.14	17.38
FeO	7.09	8.71	8.71	9.20	6.81	8.54
MgO	6.33	4.06	10.15	11.04	4.47	6.26
CaO	6.75	6.38	3.23	8.84	8.53	6.75
Na ₂ O	5.04	2.67	4.39	3.91	3.71	2.97
K ₂ O	0	2.70	0.99	0.06	0.86	0.92
TiO ₂	0.82	0.86	0.98	0.88	0.85	1.47
Q	0.62	6.68	3.22	0	6.09	1.36
Or	0	15.83	0.47	0.35	5.02	5.43
Ab	25.54	30.34	36.97	32.91	31.05	34.60
An	42.47	22.42	14.89	24.19	32.74	26.21
C	0	0	4.38	0	0	0
D	5.74	0.05	0	14.83	7.34	5.79
H	22.27	19.48	34.05	1.38	11.10	19.54
O	0	0	0	21.64	0	0
Ap	0.28	0.37	0.35	0.37	-	-
Ilm	1.55	1.61	1.86	1.67	1.59	2.79
Ma	1.44	3.18	3.37	2.62	4.03	4.23
alc.	5.04	5.37	4.48	3.97	4.67	3.89
FeO/MgO	1.12	2.15	0.86	0.83	1.56	1.36
D. I.	26.16	52.85	40.66	33.26	42.16	39.40
S. I.	34.29	20.87	43.50	45.59	27.34	33.49
PF	5.30	7.74	5.70	6.20	-	3.64
Nombre d'analyses	1	1	1	1	11	8

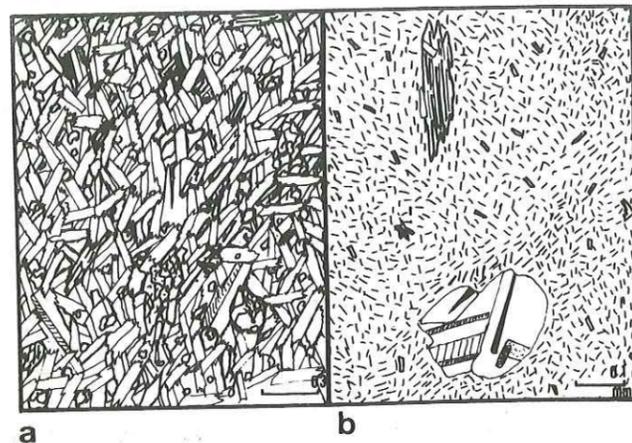


Fig. 37- Micrographie des dolérites s.l. .
a) Faciès doléritique s.s. .
b) Faciès microlitique à glomérophyses de plagioclase roulés.

en plagioclase.

- Les paramètres C. I. P. W-Lacroix II', 5, 3', 5 et 'III, 5, 4, 5 situent ces roches soit dans les basaltes, soit dans les andésites. Une remarque doit être faite pour l'analyse VI qui présente du corindon normatif alors qu'elle est très déficitaire en CaO, les deux phénomènes allant de pair sont nécessairement liés (cf. géochimie, p. 57).

- Le diagramme Q. A. P. (annexe I, fig. I) situe les dolérites s. s. dans le champ des basaltes alors que la roche microlitique se situe dans celui des andésites.

Ainsi l'application des deux classifications donne des résultats conformes aux observations microscopiques.

D. 3. Conclusions

Nous retiendrons surtout la forte tendance magnésienne de ces roches qui est peut-être liée à leur faible ou leur non état différencié.

En outre, elles ont des teneurs en silice qui les situent à la limite ou dans le champ des andésites basaltiques (SiO₂ 56 %, cf. annexe I).

E. Les enclaves

Inclus dans les porphyres verts, on rencontre des xénolites et des enclaves homogènes.

E. 1. Les xénolites

Ils sont constitués par des fragments de pépite transformés en cornéennes à biotite. La bordure de ces enclaves peut être nette, ou montrer des phénomènes d'assimilation marqués par la recristallisation plus grossière des pépites et sa dispersion dans la roche magmatique.

E. 2. Les enclaves homogènes

Leur gisement est strictement limité aux porphyres verts. Elles se présentent généralement sous forme d'amandes de taille pluricentimétrique. Leur couleur plus sombre attire l'oeil et permet de les distinguer dans le fond de la roche.

- Texture

Leur texture varie entre deux pôles majeurs (fig. 38) qui sont tous deux constitués par des cristaux de plagioclase cimentés par une méso-stase chloriteuse. Dans le premier les plagioclases sont rarement joints et de taille moindre que dans le second où ils le sont fréquemment.

Ces deux pôles correspondent à deux types de cumulats (Wager et al., 1976) : (1) l'orthocumulat et (2) le mésocumulat. Malheureusement le métamorphisme alpin n'a pas préservé la texture originelle des minéraux. L'albitisation a complètement oblitéré le zonage probable décrit par de nombreux auteurs dans de telles textures (Wager et al., 1976 ;

Bard, 1980). Bien que dans la plupart des échantillons, les minéraux intercumulus soient chloritisés, dans quelques cas d'observations favora-

	a	b	VIII
SiO ₂	57.47	48.02	54.39
Al ₂ O ₃	17.29	19.97	18.03
FeO	9.08	9.28	9.38
MgO	5.22	5.68	5.97
CaO	4.58	8.15	4.63
Na ₂ O	3.31	6.88	5.29
K ₂ O	2.15	0.94	1.41
TiO ₂	0.90	1.05	0.87
Q	9.81	0	0
Or	12.17	5.02	7.80
Ab	26.82	15.63	41.97
An	21.14	18.74	19.97
Né	0	19.40	0
C	1.34	0	0
D	0	13.57	0.57
H	17.40	0	8.06
O	0	14.60	10.03
Ap	0.21	0.47	0.30
Ilm	1.63	1.80	1.55
Ma	5.77	0.28	3.81
alc.	5.46	7.82	6.70
FeO/MgO	1.74	1.63	1.57
D. I.	48.80	41.05	49.77
S. I.	26.42	24.93	27.07
PF	3.21	8.89	4.87

Nombre d'analyses	1	1	8
-------------------	---	---	---

Tab. 6- Enclaves:
 - a et b, termes extrêmes des enclaves des porphyres verts;
 - VIII, valeur moyenne.

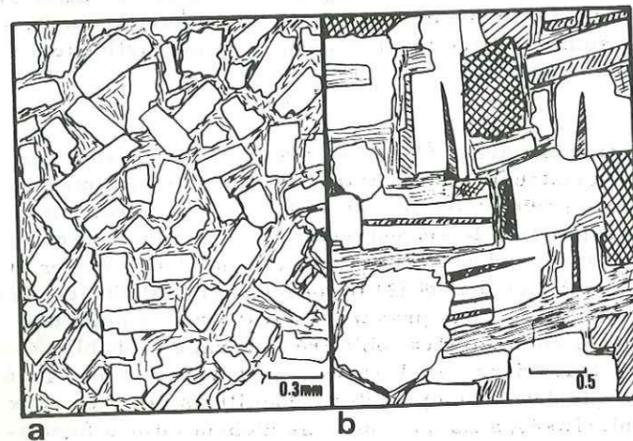


Fig. 38- Textures d'enclaves
 a) Orthocumulat
 b) Mésocumulat.

bles des reliques d'amphiboles préservées, laissent supposer que la hornblende associée à quelques plages d'oxydes devaient constituer la matrice des cumulus.

- Chimisme :

Sur le tableau 5 sont portés les analyses des termes extrêmes des enclaves et leur moyenne (8 échantillons).

La forte dispersion des résultats s'explique par la valeur du rapport mésostase/plagioclase qui est variable d'un cumulat à l'autre.

La grande dispersion des résultats obtenus pour les alcalins et le CaO est due, d'une part à l'albitisation, et d'autre part au lessivage du CaO. Ainsi la présence de néphéline normative n'est pas anormale et manifeste l'enrichissement en Na₂O dû à l'albitisation.

Conclusions

Les enclaves homogènes des porphyres verts sont le résultat de la dispersion de cumulats. Ainsi, avant la phase d'injection du magma, une période calme a-t-elle permis le déroulement de phénomènes cumulatifs, dans la chambre magmatique d'où est issu ce cortège.

CHAPITRE II - GEOCHIMIE DE LA SERIE
PORHYRES BLANCS, PORPHYRES VERTS ET DOLERITES

A. Géochimie des éléments majeurs

Ce chapitre est précédé d'une étude qui a pour but (1) de cerner le comportement des éléments majeurs en fonction de l'altération, (2) préciser la validité des différents diagrammes géochimiques employés.

A. 1. Géochimie et altérations

a) Comportement des éléments majeurs au cours de l'altération

a. 1.) Perte au feu, dilutions

La perte au feu est une valeur très sensible à l'altération, liée de façon non équivoque à la basicité des roches (fig. 39). Ceci est dû à la nature originelle même des roches qui, par leur chimisme : richesse en CaO, MgO et FeO, sont plus sensibles à la phyllitisation et la calcitisation, phénomènes augmentant de façon non négligeable leur contenu en phases fluides (H₂O et CO₂). Cette croissance de la perte au feu perturbe par dilution la quantification des éléments d'une roche et induit des variations non négligeables dans le report des points sur les diagrammes géochimiques. Ainsi, pour la moyenne des roches intermédiaires, on obtient une P. F. de 3.67 %, si la valeur originelle était 1.3 % (valeur moyenne pour les andésites non altérées) tous les éléments, hormis leurs variations propres, auraient subi une diminution de 2.37 % de leur pourcentage respectif. Donc l'augmentation de la perte au feu déplace négativement des échantillons sur les diagrammes binaires oxyde/paramètre et cela de manière non homogène selon la nature de la roche.

a. 2.) Le calcium (fig. 40)

L'étude comparative microdiorite/andésite faite précédemment (p. 26) montre que les roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise présentent un déficit de l'ordre de 3 %, mais aucune conclusion définitive ne peut être faite à ce sujet. Le diagramme CaO/corindon normatif efface toute équivoque et permet de dire que les microdiorites devraient originellement contenir au minimum 6 % de CaO. En outre, il montre clairement que la présence de corindon normatif est surtout liée à l'état déficitaire en CaO de ces roches. De plus, bien que le diagramme ne soit présenté que pour les roches intermédiaires, ceci pour des raisons d'homogénéité évidentes, nous pouvons étendre le raisonnement à toutes les roches étudiées, même les dolérites, bien qu'il n'y ait pas de corindon normatif dans la plupart de ces roches.

a. 3.) Les alcalins (fig. 39)

Dans les diagrammes binaires (exemple : SiO₂/Na₂O, SiO₂/K₂O, etc...), les alcalins montrent des fluctuations trop importantes qui dispersent les points de manière anarchique, par contre l'obser-

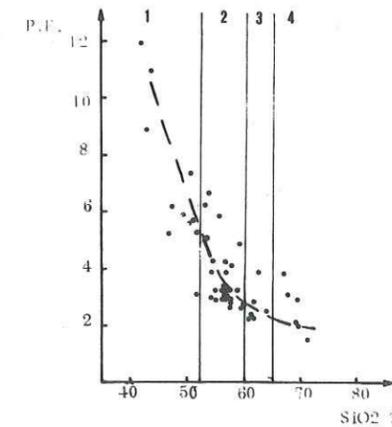


Fig. 39. Diagramme PF/SiO₂ (poids %) pour les différents types de roches intrusives.
1- Dolérites.
2- Microdiorites.
3- Microgranodiorites.
4- Microgranite.
(Les coupures données sont inspirées de la classification proposée par Peccerillo et Taylor, 1976)

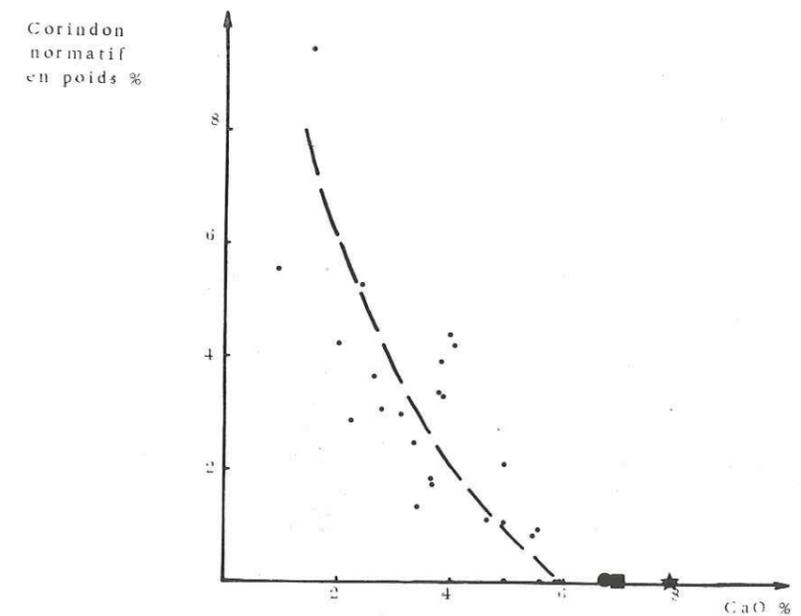


Fig. 40- Diagramme corindon normatif /CaO (poids %) pour les microdiorites et quelques moyennes mondiales d'andésites:
★-Wedepohl (1969)
●-Chayes (1969)
■-Le Maitre (1976)

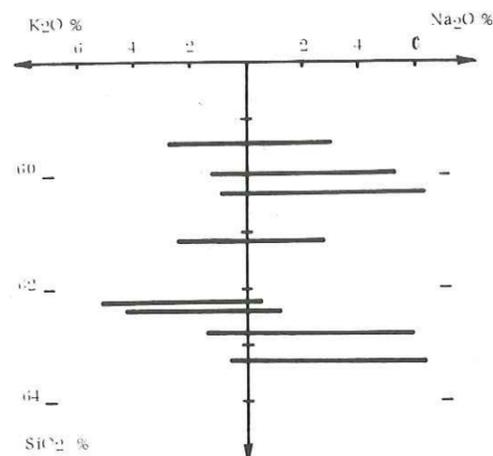
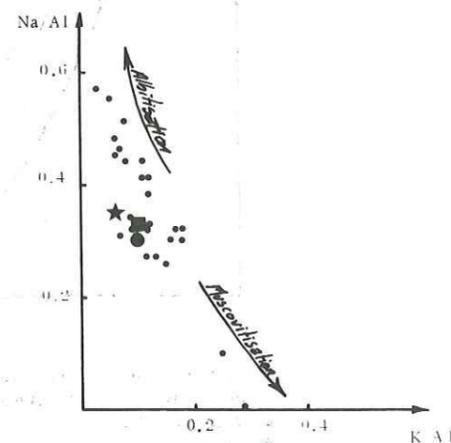


Fig. 41. Exemples de variations antinomiques des alcalins (le côté droit correspondant à l'albitisation et le côté gauche à la muscovitisation des roches).

Fig. 42-Diagramme K/Al, Na/Al (Moine et al., 1974).
Al, Na et K en milliatomes.
Mêmes symboles que la fig. 37.



variation comparative des deux éléments K₂O et Na₂O montre des variations antinomiques (fig. 41) correspondant aux deux types d'altération rencontrés dans les échantillons : l'albitisation et la muscovitisation qui, dans le diagramme de Moine (1974) (fig. 42), étirent le nuage représentatif de ces roches selon deux tendances. De plus il apparaît que la somme de ces éléments reste à peu près constante (longueur des segments, fig. 41).

a. 4.) La silice

Il est raisonnable de penser que cet élément varie au cours de l'altération, mais aucune preuve tangible ne vient étayer cette assertion. Les dispersions dues à ces variations doivent être suffisamment faibles pour ne pas trop perturber le chimisme de ces roches car il existe encore de bonnes concordances entre la classification employée (Pecerillo et Taylor, 1976) et les observations pétrographiques.

a. 5.) Les éléments peu mobiles (FeO, MgO, TiO₂ et Al₂O₃)

Malgré un gain en alcalins probables, le départ de CaO entraîne une augmentation de la concentration des éléments peu mobiles et semble surtout affecter Al₂O₃ qui dans la molécule d'anorthite est lié au CaO. Ce phénomène est parfaitement illustré par le diagramme CaO/corindon normatif (fig. 40) qui montre une corrélation entre ces deux variables. Pour les autres éléments, la concentration est certainement moins sensible car leur pourcentage est faible mais aussi contrebalancé par la dilution due à la P. F. (fig. 39).

a. 6.) Conclusions

Au cours de l'altération les échantillons ont subi :

- une perte notable en CaO ;
- une redistribution des alcalins et un gain en Na₂O ;
- un "gain" en éléments peu mobiles surtout au niveau de

Al₂O₃ par soustraction du CaO ;

- une augmentation de la P. F. entraînant des dilutions non négligeables des éléments constitutifs.

b) Critique de l'emploi des diagrammes géochimiques

L'étude présentée dans ce chapitre concerne la rémanence des processus primaires géochimiques qui permettront (1) de confirmer l'appartenance des roches magmatiques de la zone houillère Briançonnaise aux lignées calco-alcalines typiques et (2) étudier le comportement des éléments peu mobiles (cf. supra) en fonction de la différenciation magmatique.

Pour ce faire, tous les diagrammes employant les alcalins seuls, ou les alcalins et un autre élément de façon binaire, doivent être écartés pour les raisons citées précédemment. L'emploi des diagrammes faisant intervenir la somme des alcalins sera fait avec quelques réserves développées en fonction du raisonnement établi à partir des résultats obtenus ; seuls les éléments peu mobiles, hormis Al₂O₃ qui est excédentaire, donnent des résultats fiables, surtout TiO₂.

L'effet de dilution produit par la P. F. est négligé car sa suppression ne fait que très peu transgresser, par les points représentatifs, les domaines établis dans la littérature, sauf dans les cas limites.

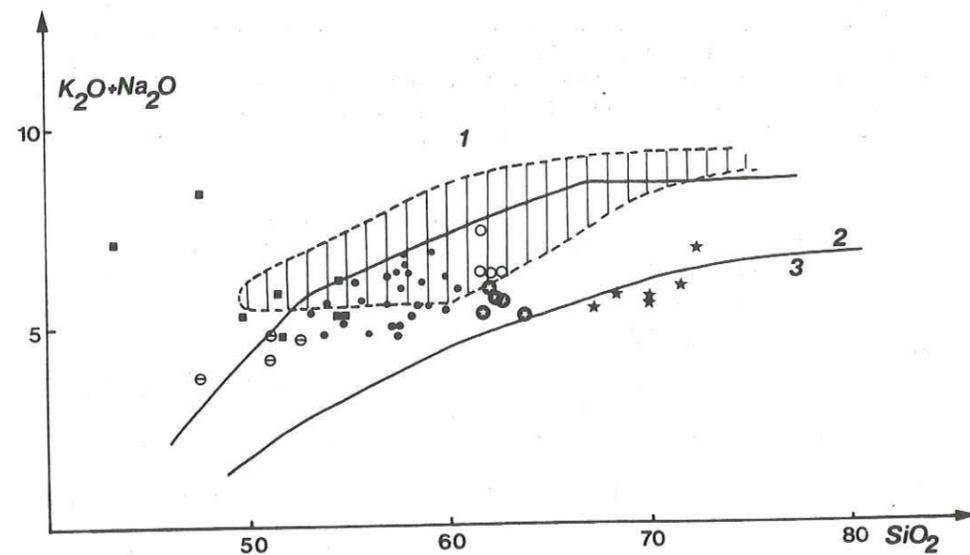


Fig. 43- Diagramme alcalins/SiO₂ (en poids %):
 1- Domaine des lignées alcalines.
 2- Domaine des lignées à hypersthène.
 3- Domaine des lignées pigeonitiques.
 Le domaine hachuré représente l'aire de dispersion de la série calco-alcaline des Andes (in Routhier, 1978).
 ★- Microgranite.
 ⊙- Microgranodiorites à quartz rhyolitiques résorbés et non résorbés.
 ○- Microgranodiorite sans quartz rhyolitique.
 ●- Microdiorite.
 ⊖- Dolérites (s.l.).
 ■- Enclaves des porphyres verts.

A. 2. Caractérisation du magmatisme

a) Diagramme alcalins/SiO₂ (Kuno, 1959) (fig. 43)

SiO₂ et Na₂O + K₂O : en % pondéraux.

La majorité des points est située dans le domaine de la série à hypersthène à l'exception de deux enclaves, d'une dolérite et de la plupart des microgranites qui transgressent les limites des domaines pigeonitiques (3) et alcalins (1).

La grande dispersion des alcalins est à souligner surtout au niveau des enclaves qui présentent des phénomènes d'albitisation secondaires manifestes déjà évoqués précédemment et interdit tout commentaire précis sur un tel diagramme.

Cependant il n'est pas exclu (Routhier, 1978) qu'une série typiquement calco-alcaline chevauche deux domaines, par exemple la série andine (domaine hachuré verticalement).

Le manque de contraste (relative égalité des teneurs) par rapport aux alcalins comparé aux séries actuelles pourrait être en partie dû au vieillissement des roches par l'altération qui a réhomogénéisé les teneurs. Les roches étudiées appartiennent cependant au cortège calco-alcalin.

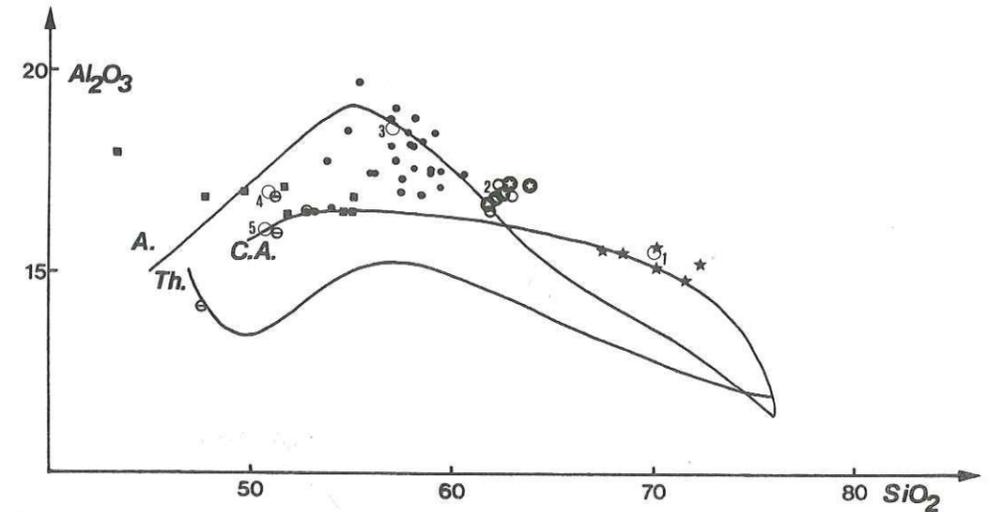


Fig. 44 Diagramme Al₂O₃/SiO₂ (en poids %):
 C.A. - Série calco-alcaline.
 Th. - Série tholéiitique.
 A. - Série alcaline.
 Les courbes sont établies d'après des données du Japon (in Fonteilles, 1968)
 ○- Moyennes des classes pétrographiques déterminées: (1) microgranites, (2) microgranodiorites, (3) microdiorites, (4) enclaves et (5) dolérites (s.l.).
 (Mêmes symboles que la fig. 43 .)

b) Diagramme Al₂O₃/SiO₂ (Fonteilles , 1968) (fig. 44)

Les courbes de référence des trois séries sont établies d'après des données prises au Japon (fig. 44). Les analyses de la zone houillère briannonaise suivent plus ou moins bien le tracé de la série calco-alcaline et présentent une forte dispersion au niveau des microdiorites, ce qui corrobore parfaitement les constatations faites sur l'excès d'Al₂O₃ qui est un artefact introduit par l'altération (cf. p. 56). Pour rendre le diagramme plus lisible, les moyennes des différentes classes pétrographiques ont été portées et montrent un comportement cohérent de Al₂O₃ vis à vis de SiO₂ et une évolution proche de celle d'une série calco-alcaline; donc le pic entre 55% et 60% de SiO₂ est lié à des phénomènes d'altération.

c) Diagrammes de Miyashiro (1974)

Ces diagrammes ont été choisis en raison de la faible influence des phénomènes d'altération sur le report des points (Bébien et Gagny, 1978). Comme cela a été signalé plus haut, il ne sera pas tenu compte de la dilution due à l'augmentation de la P. F., car son influence est pour les valeurs enregistrées encore négligeables sauf pour les roches très basiques.

● Diagramme SiO₂/FMG (fig. 45)

SiO₂, FMG = $\frac{FeO}{MgO}$: en % pondéraux .

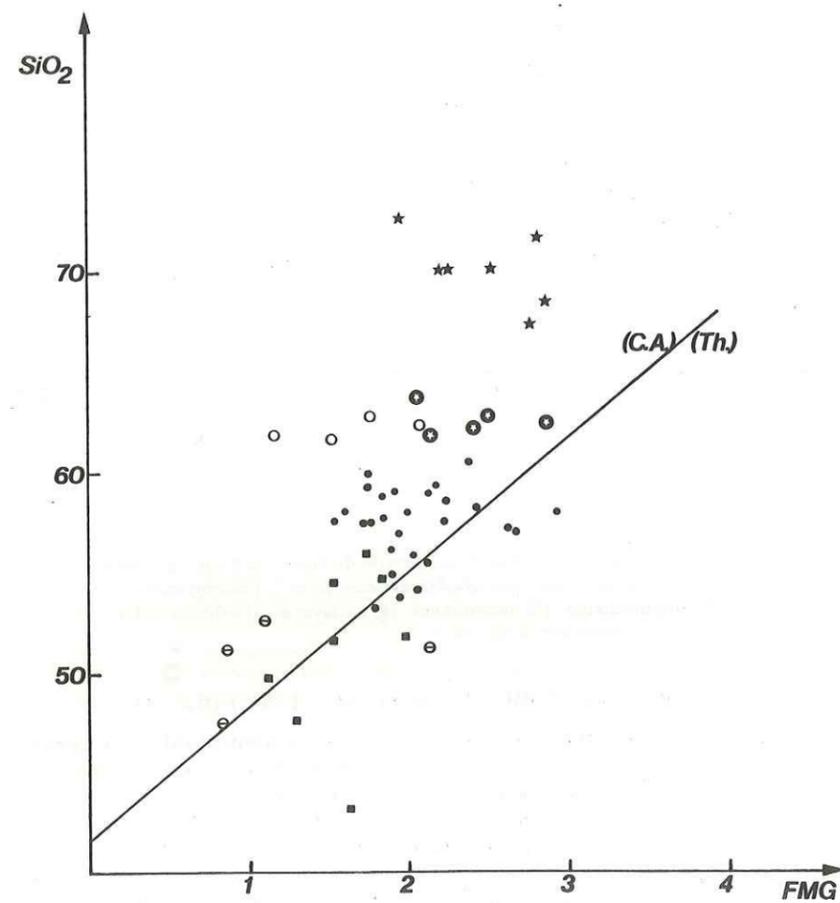


Fig. 45- Diagramme de Miyashiro (1974):

$$FMG = \frac{FeO + 0.9 Fe_2O_3}{MgO} \quad (\text{en \% pondéraux})$$

SiO₂ e(en %pondéral)

Th. - Domaine de dispersion des lignées tholéitiques.

C.A.- Domaine de dispersion des lignées calco-alcalines.
(Mêmes symboles que la fig. 43)

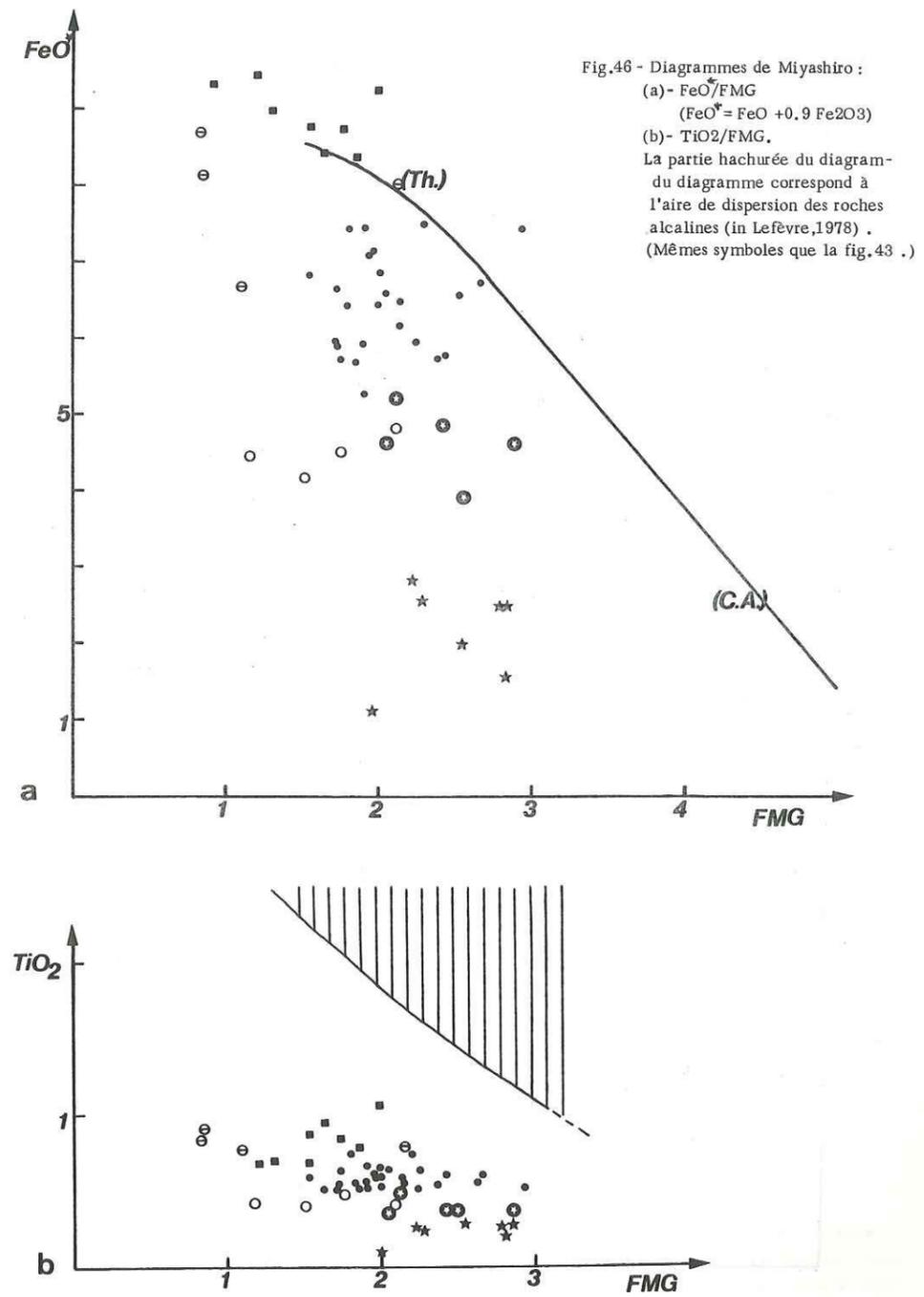


Fig. 46 - Diagrammes de Miyashiro :
(a)- FeO/FMG
(FeO* = FeO + 0.9 Fe₂O₃)
(b)- TiO₂/FMG.
La partie hachurée du diagramme correspond à l'aire de dispersion des roches alcalines (in Lefèvre, 1978) .
(Mêmes symboles que la fig. 43 .)

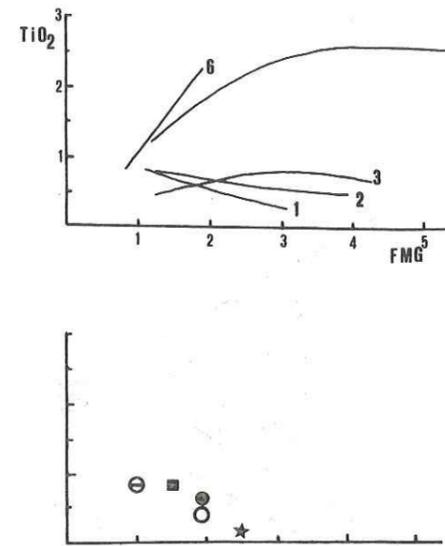
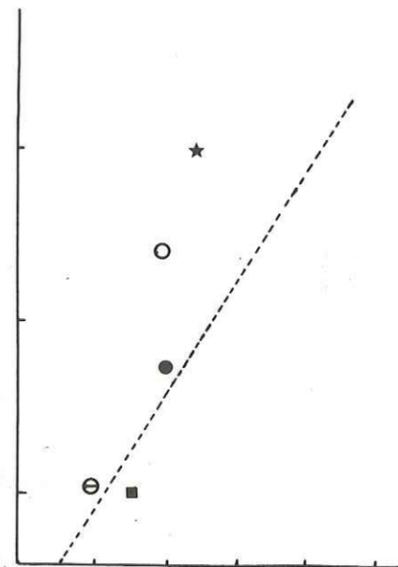
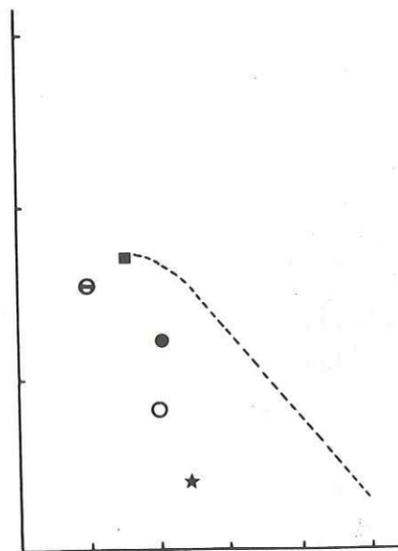
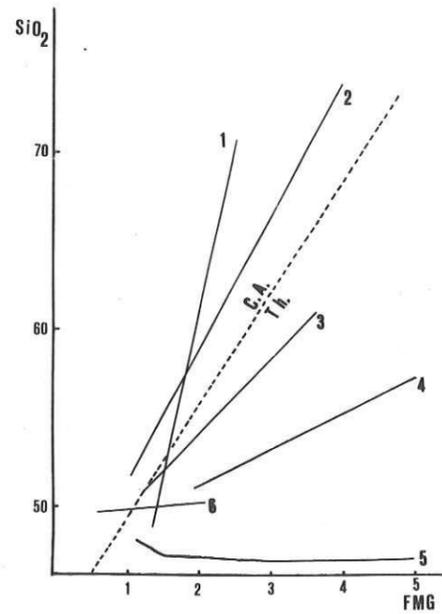
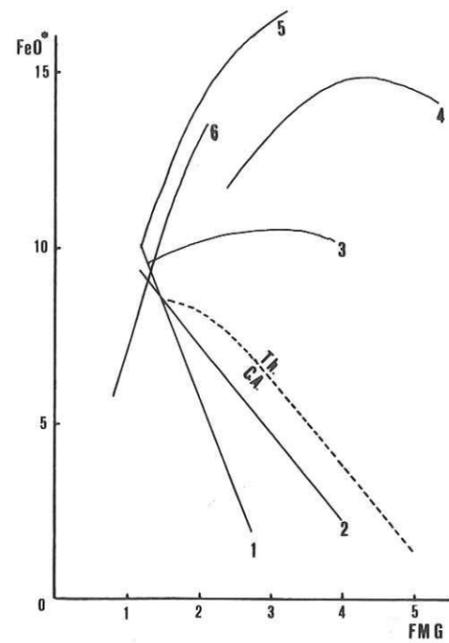


Fig.47 - Diagrammes de Miyashiro (1974). Comparaisons entre la lignée calco-alcaline de la zone houillère briançonnaise et différentes lignées non alcalines.

- 1- Province d'Amagi (Japon)
- 2- Province d'Asama (ibid)
- 3- Province de Tofua (Tonga)
- 4- Province de Miyake-jima (Izu-Bonin)
- 5- Liquides du Skaegaard.
- 6- Tholeiites abyssales.
- ★ -Moyenne de microgranites.
- -Moyenne des microgranodiorites.
- -Moyenne des microdiorites.
- -Moyenne des enclaves .
- ⊖ -Moyenne des dolerites((s.l.)

La plupart des points se situent au dessus de la droite limitant le domaine calco-alcalin du domaine tholéiitique . Seules quelques enclaves et quelques roches intermédiaires se situent à la limite ou franchement dans le domaine tholéiitique ainsi qu'une dolérite . Comme dans les séries calco-alcalines la silice des roches intrusives de la zone houillère briançonnaise augmente fortement avec la croissance du rapport FMG.

● Diagramme FeO^*/FMG (Fig. 46)

$$FeO^* = FeO + 0,9 Fe_2O_3 : \text{en \% pondéraux.}$$

La majorité des points se situe dans le domaine calco-alcalin sauf les enclaves qui transgressent la courbe limite, ce qui est tout à fait normal lorsqu'on considère leur mode de formation (cumulats).

● Diagramme TiO_2/FMG (fig. 46)

TiO_2 : en poids %

Le TiO_2 montre une diminution progressive des teneurs en fonction de la croissance du rapport FMG, donc de la différenciation.

Ce diagramme illustre parfaitement la grande stabilité de TiO_2 vis à vis de l'altération qui en fait un bon marqueur de la rémanence géochimique.

Les roches intrusives de la série grésopélitique du Carbonifère présentent (1) un enrichissement très net en SiO_2 , (2) une forte diminution en FeO^* et (3) une baisse en TiO_2 au cours de la différenciation, trois évolutions caractéristiques des séries calco-alcalines.

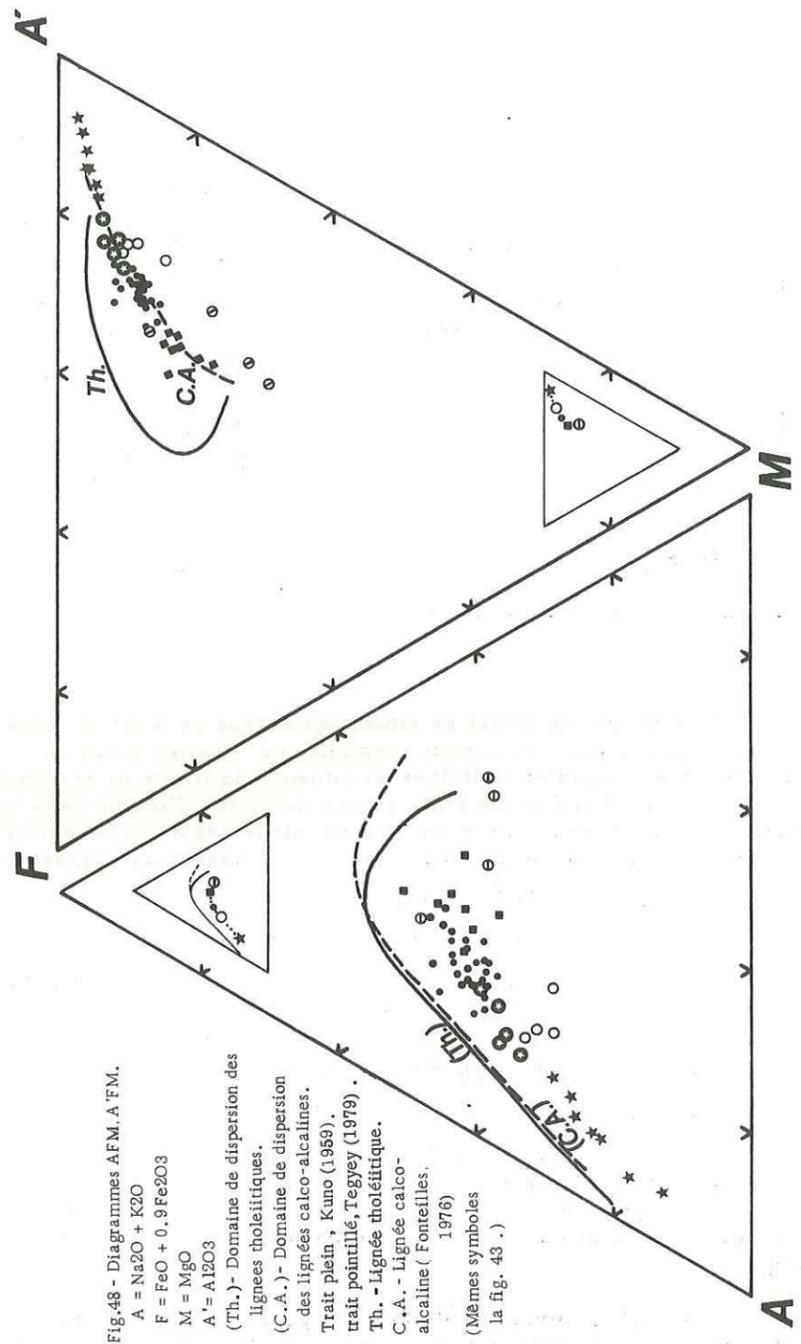


Fig. 48 - Diagrammes AFM, A'FM.
 A = Na₂O + K₂O
 F = FeO + 0,9Fe₂O₃
 M = MgO
 A' = Al₂O₃
 (Th.) - Domaine de dispersion des lignes tholéitiques.
 (C.A.) - Domaine de dispersion des lignes calco-alcalines.
 Trait plein, Kuno (1959).
 Trait pointillé, Tegyey (1979).
 Th. - Lignée tholéitique.
 C.A. - Lignée calco-alcaline (Fontelles, 1976)
 (Mêmes symboles la fig. 43.)

Elles ont un comportement moyen tout à fait comparable aux roches volcaniques de la province d'Amagi (Japon) (fig. 47) déterminée comme série calco-alcaline dont le cortège est constitué de basaltes, andésites, dacites et rhyolites (avec une nette prédominance des andésites) (Kurasawa, 1959) ; les volumes respectifs des différentes classes pétrographiques sont tout à fait en accord avec celui des roches calco-alcalines de la zone houillère briançonnaise.

d) Diagrammes triangulaires AFM et A'FM (Fontelles, 1976) (fig. 48)

A = Na₂O + K₂O A' = Al₂O₃
 F = FeO* M = MgO } en % pondéraux.

Ces diagrammes sont par le principe même de leur calcul parfaitement adaptés aux roches altérées car ils annulent complètement la dilution due à la perte au feu. Le diagramme AFM doit être employé avec certaines réserves à cause du manque de contraste de la somme des alcalins (rééquilibré dû à l'altération) déjà signalé plus haut ; au contraire le diagramme A'FM est celui qui donne les meilleurs résultats car il ne concerne que les éléments peu mobiles.

Le diagramme AFM montre que tous les points sont groupés dans le domaine calco-alcalin et forment une lignée de différenciation moyenne (voir petit triangle) ⊥ perpendiculaire au côté FM ce qui est typique d'une série calco-alcaline (Miyashiro, 1974).

Dans ce diagramme les roches intrusives de la zone houillère briançonnaise montrent contrairement aux roches tholéitiques un enrichissement en FeO plus équilibré vis à vis du MgO, ce qui les situe parfaitement sur la lignée calco-alcaline. En outre, il y a une bonne concordance avec les observations pétrographiques et la situation des points.

A. 3. Différenciation et comportement des éléments invariants

a) Diagrammes SiO₂ - Eléments invariants (fig. 49)

Ces diagrammes montrent une coupure entre les microgranites et les microgranodiorites. Celle-ci n'a aucune signification génétique et doit être interprétée comme un défaut d'échantillonnage induit par la difficulté de trouver sur le terrain des roches intermédiaires entre porphyres verts et porphyres blancs. D'ailleurs le porphyre blanc le moins riche en SiO₂ présente déjà, en faible quantité, des minéraux des porphyres verts (magnétite et hornblende), donc la lignée est bien continue.

● SiO₂/Al₂O₃ (cf. fig. 44, p. 61) déjà décrit au cours de l'étude du diagramme de Fontelle.

En début de différenciation, Al₂O₃ présente une courbe ascendante pouvant être interprétée par la précipitation croissante des feldspaths et une diminution conjointe de celle de l'amphibole au niveau des microdiorites, puis une retombée plus forte provoquée par la précipitation des feldspaths alcalins et la dilution dans la silice qui cristallise au niveau des microgranodiorites et surtout des microgranites.

● SiO₂/FeO* (fig. 49)

Comme cela a déjà été noté dans le triangle A'FM, il n'y a aucun

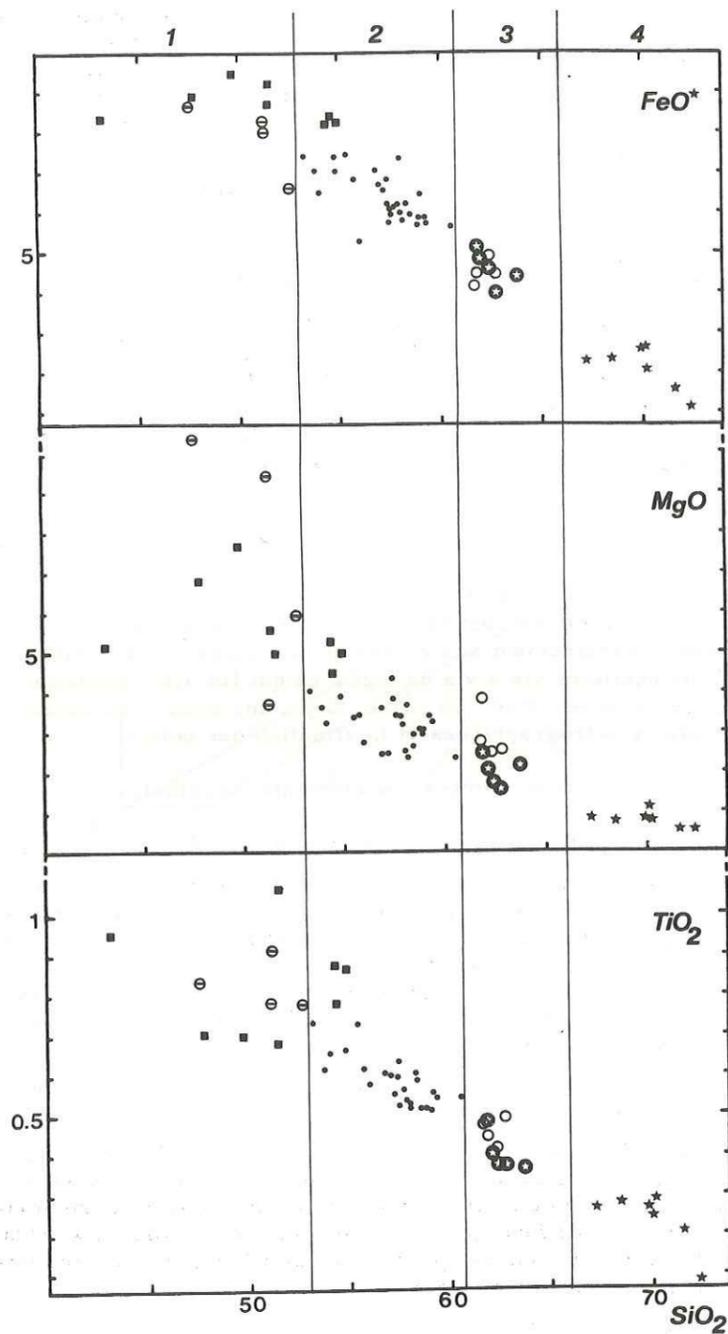


Fig.49- Variation des oxydes peu mobiles en fonction de SiO_2 . Les coupures pétrographiques sont inspirées de Peccerillo et Taylor (1976). (Mêmes symboles que la fig.43.)

enrichissement en FeO au début de la différenciation, ce qui est une caractéristique des séries calco-alcalines; ainsi depuis les échantillons les plus basiques jusqu'aux plus acides (microgranites) sa valeur diminue de manière régulière.

● SiO_2/MgO

Le MgO présente une décroissance hyperbolique en fonction de la différenciation, expliquant la torsion de la courbe vers le pôle M du triangle A'FM (fig. 48) ce qui est conforme, comme cela a déjà été vu, aux séries calco-alcalines.

Cette forme de la courbe est peut-être due à la précipitation de minéraux très magnésiens (amphiboles tschermakitiques ou hastingsitiques ?).

● SiO_2/TiO_2

Le TiO_2 présente une diminution régulière en fonction de la différenciation correspondant à la diminution du pourcentage des phases titanées (titanomagnétite, hornblende).

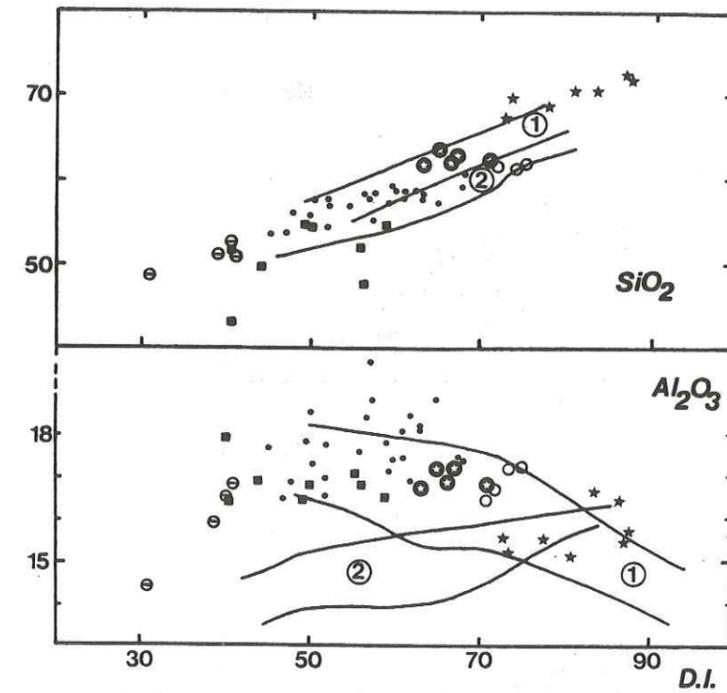


Fig.50- Variation de SiO_2 et Al_2O_3 en fonction de D.I. . (1)- Domaine calco-alcalin. (2)- Domaine shoshonitique (in Routhier, 1978) (Mêmes symboles que la fig.43)).

b) Diagrammes D.I./éléments invariants (fig. 50 et 51) (Thornton et Tuttle, 1960)

D.I. = $Qtz + Ab + Or + (Ne \text{ ou } Leu)$, minéraux virtuels
Oxydes en poids %

Pour des raisons déjà évoquées (dilutions dues à la perte au feu,

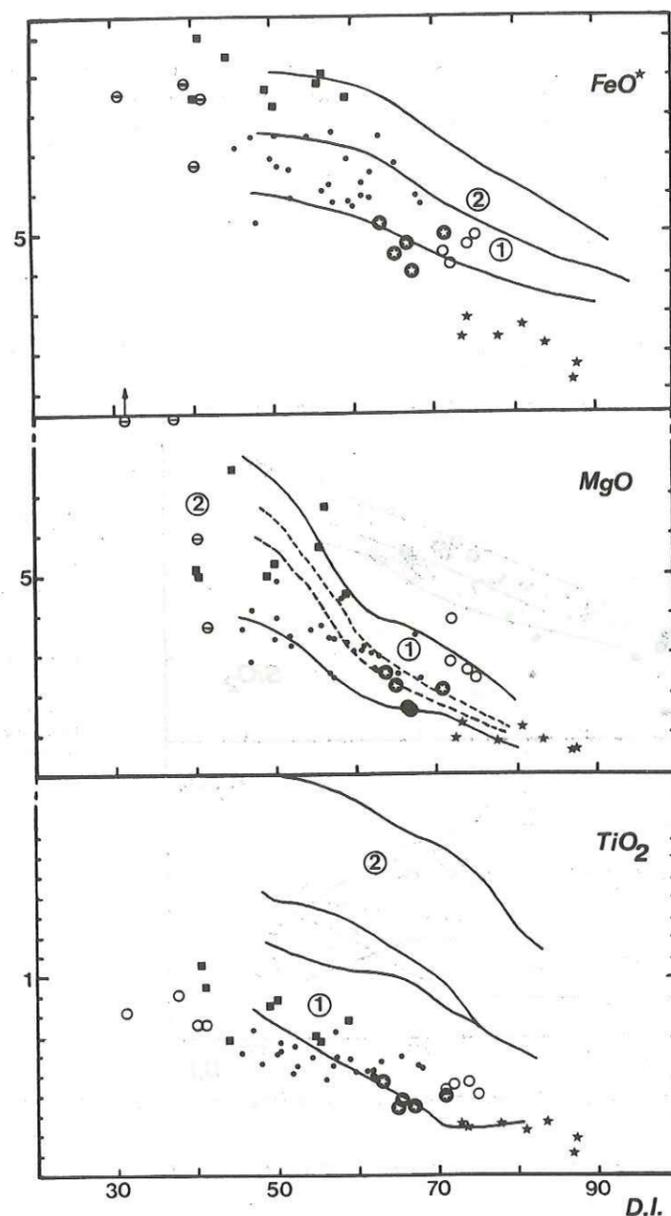


Fig. 51 - Variation des oxydes peu mobiles en fonction de D.I. .
Même légende que la fig. 50 .

rééquilibrage et redistribution des alcalins), l'emploi du D. I., dans le cas de roches altérées, est très discutable car son calcul ajoute encore des dispersions à celles existantes. Malgré tout il sera utilisé car des limites de référence existent dans la littérature (Routhier, 1978) et permettent des comparaisons. Sur les diagrammes présentés, ont été portés les domaines de dispersion de deux types de séries andines:

- (1) série calco-alcaline,
- (2) série shoshonitique.

Les teneurs en SiO_2 en fonction du D. I. sont très comparables à celles de la série calco-alcaline. Les teneurs en Al_2O_3 , bien que situées encore dans le domaine calco-alcalin, sont très anarchiques pour les dolérites et pour la majorité des microdiorites. Par rapport aux autres lignées, les teneurs en FeO sont également très dispersées; le MgO est plus constant (sauf pour les dolérites) et seul le TiO_2 présente une courbe significative, en outre, très inférieure à celle des shoshonites du Pérou.

Ce cortège présente des caractères calco-alcalins très marqués, mais en plus il constitue une série unique issue d'une même souche, et qui évolue par différenciation.

A. 4. Conclusions

Malgré une altération poussée des roches, il est effectivement possible de mettre en évidence la rémanence géochimique des processus magmatiques primaires qui sont à l'origine de cet ensemble et leur évolution. Ainsi peut-on affirmer à partir du comportement des éléments majeurs peu mobiles (cf. p. 59) que le cortège intrusif de la série grésopélique du Carbonifère est issu d'un magma calco-alcalin et que toutes les roches sont liées au même processus de différenciation.

B. Géochimie des éléments en traces

B. 1. Les éléments de transition :

a) Géochimie comparée des roches intermédiaires (fig. 52) :

Les teneurs des éléments de transition des roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise sont très comparables à celles des andésites mondiales, bien que le Cu présente une très forte dispersion, donnant un élargissement de l'aire de variation bien supérieur à celui des andésites mondiales (Andriabololona, 1976). Cette dispersion, et le fléchissement des teneurs en Cu , sont certainement à mettre en parallèle avec (1) sa séparation et son entraînement sous forme de sulfures, mais (2) surtout avec sa remobilisation au cours du (ou des) métamorphisme par des fluides porteurs de CO_2 , favorables à la formation des carbonates.

Le Ni présente des teneurs assez faibles mais elles tombent encore dans le domaine de dispersion des roches andésitiques.

b) Les variations en fonction de la composition des roches :

Tous les éléments de transition sont plus concentrés dans les roches faiblement siliceuses et leur teneur varie en fonction de leur état plus ou moins différencié (fig. 53). Cette diminution est particulièrement nette pour le Co et le V . La décroissance des teneurs en Co est liée au

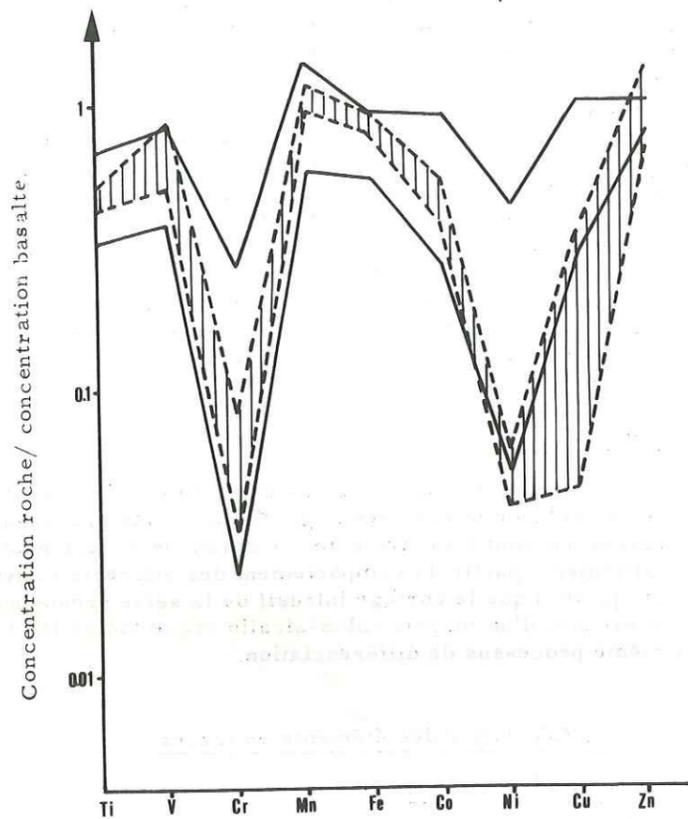


Fig. 52 - Comparaisons entre les teneurs en éléments de transition des microdiorites de la zone houillère Briançonnaise et la moyenne mondiale des andésites d'arcs insulaires et de marges continentales.
 Zone hachurée: domaine de variation des teneurs des microdiorites.
 Zone limitée par des traits continus: domaine de variation de la moyenne mondiale.
 Les teneurs sont normalisées par apport aux basaltes (moyenne établie par Andriambololona, 1976; p. 27)

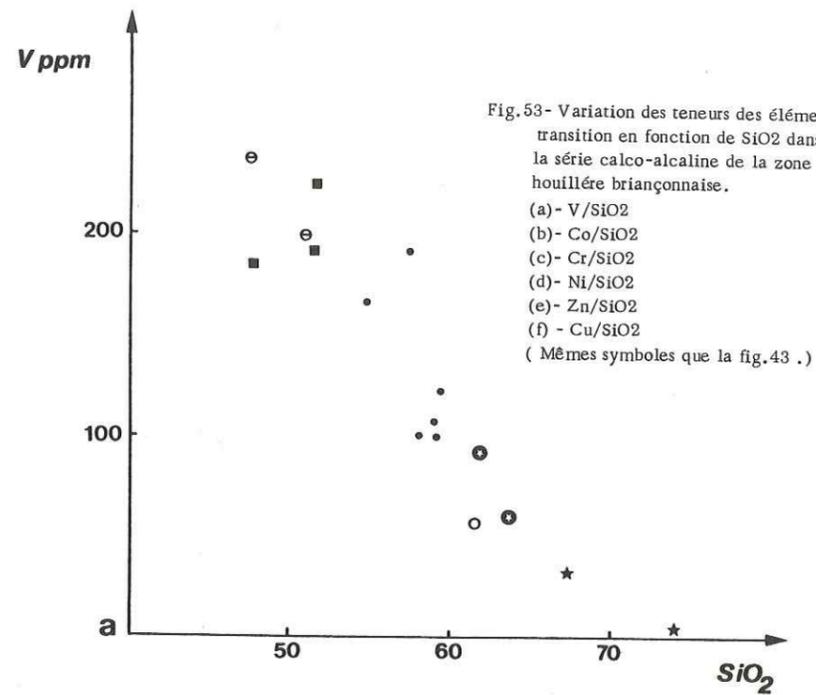
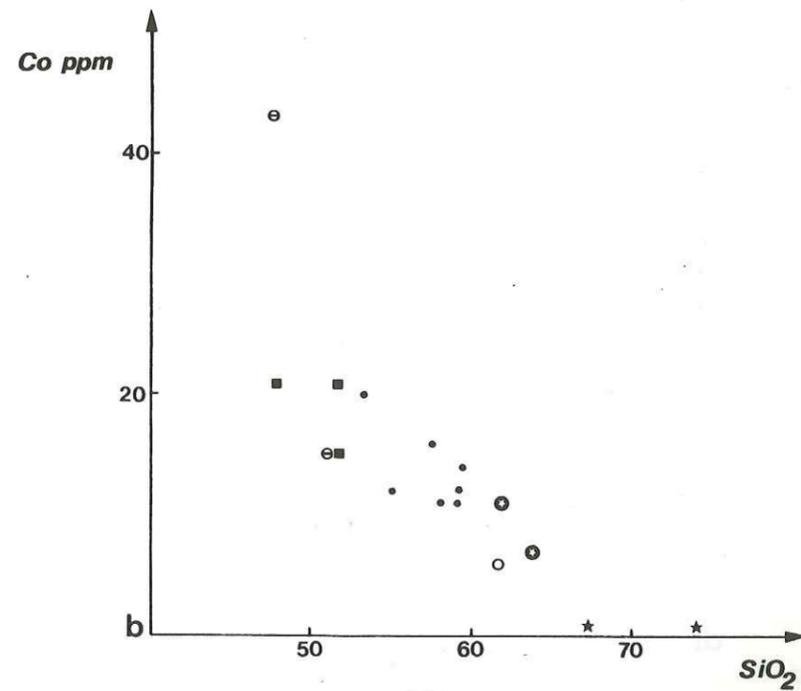
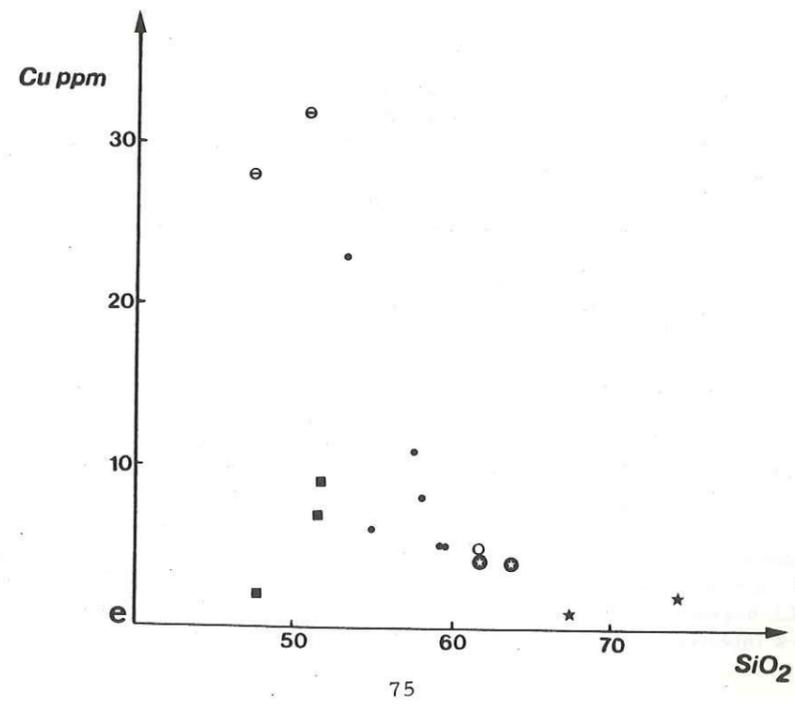
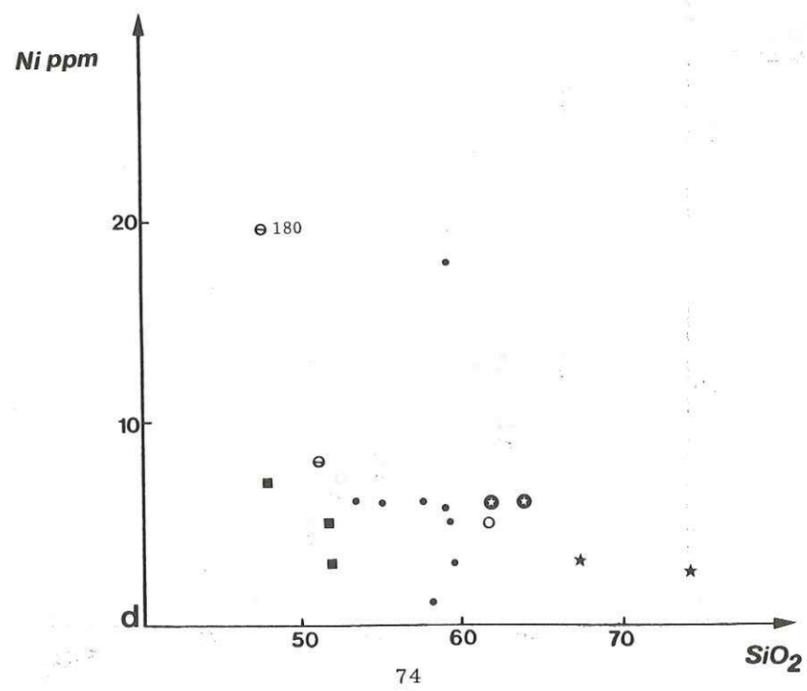
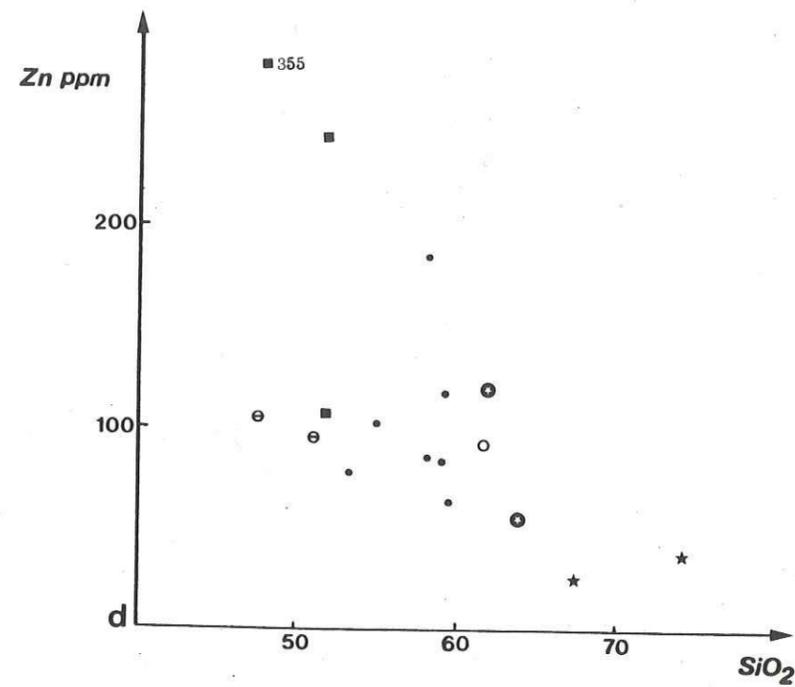
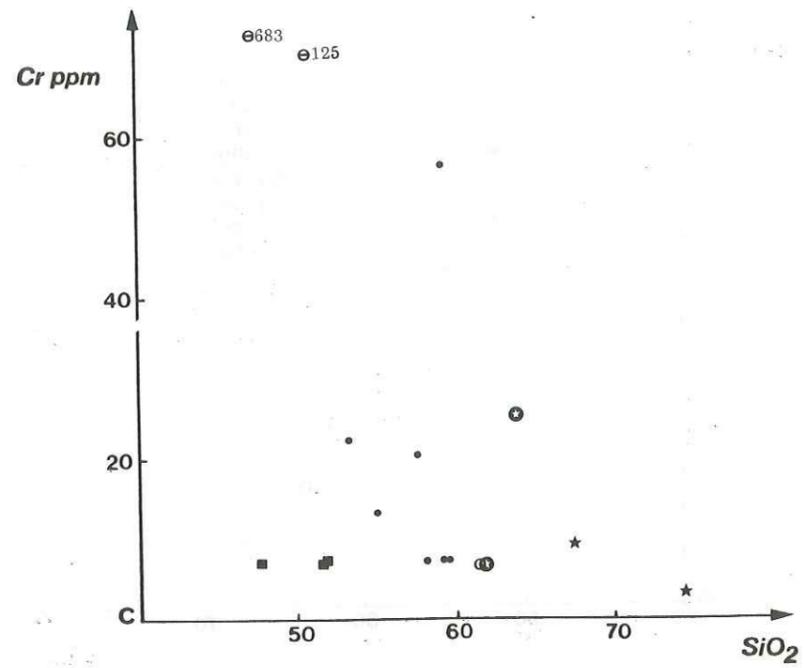


Fig. 53 - Variation des teneurs des éléments transition en fonction de SiO_2 dans la série calco-alcaline de la zone houillère Briançonnaise.
 (a) - V/ SiO_2
 (b) - Co/ SiO_2
 (c) - Cr/ SiO_2
 (d) - Ni/ SiO_2
 (e) - Zn/ SiO_2
 (f) - Cu/ SiO_2
 (Mêmes symboles que la fig. 43.)





fractionnement des minéraux ferromagnésiens (Andriabololona, 1976), quant à V. son comportement, identique à celui de Fe et de Ti, est à corréler avec la cristallisation précoce des minéraux opaques (Miyashiro et Shido, 1975; Andriabololona, 1976).

Cette précipitation précoce des minéraux opaques, dont la magnétite (riche en V.), démontrée par la géochimie, confirme les observations pétrographiques (cf. p. 49) qui permettraient d'affirmer que la formation de la magnétite pourrait se faire au liquidus de la plupart des minéraux constituant ces roches. En outre, la diminution de V en fonction de SiO₂ est considérée par Ando (1975) comme un fait caractéristique permettant de distinguer les suites calco-alcalines des suites tholéitiques.

Ainsi la précipitation de la magnétite pourrait être le processus limitant l'enrichissement en Fe des séries calco-alcalines lors de la différenciation plutôt que celle de l'amphibole (Garcia et Jacobson, 1979).

Les autres éléments, malgré la grande dispersion de leurs teneurs, semblent subir la même loi, bien que pour le Cr on ait une antinomie remarquable entre les enclaves et les dolérites; ce phénomène doit être dû à une redistribution de cet élément lors du métamorphisme car dans les enclaves les minéraux ferromagnésiens (amphiboles) sont entièrement chloritisés.

De plus, il faut remarquer que les dolérites présentent des teneurs exceptionnellement élevées pour cet élément; 683 ppm pour l'une d'entre elles, alors que Taylor (1965) donne 200 ppm pour une moyenne de basaltes.

Ces mêmes roches présentent encore des anomalies pour le Cu et le Ni soulignant davantage le caractère exceptionnel déjà remarqué (cf. p. 52), bien que leur appartenance à la lignée calco-alcaline soit, par ailleurs, évidente (cf. p. 68 et p. 73).

c) Conclusions

L'absence de corrélation entre le Ni et le Co au cours de la différenciation prouve la non participation de l'olivine et du pyroxène dans le processus de différenciation par cristallisation fractionnée; contrairement aux exemples donnés par Coulon (1977) et Lefèvre (1978), où l'olivine et le pyroxène contrôlaient la précipitation de ces deux éléments, lors de la cristallisation fractionnée aboutissant à de bonnes corrélations Ni et Co.

Seule la précipitation de la titanomagnétite, de l'amphibole et du plagioclase est responsable de la formation des liquides qui sont l'origine de ce type de série différenciée.

B.2. Le lithium

Le Li présente des teneurs variant de 15 à 100 ppm, beaucoup plus élevées en général que celles rencontrées dans les séries calco-alcalines: 8 à 25 ppm en Sardaigne (Coulon, op. cit.), 10 à 18 ppm au Pérou exception faite pour des rhyolites qui montrent des teneurs extrêmement élevées avec 140 ppm (Lefèvre, op. cit.).

Le tableau 6 (page suivante) présente les coefficients de corrélation Li/oxydes, corindon et perte au feu obtenus pour diverses séries de roches intermédiaires calco-alcalines. Aucun des coefficients obtenus

	A	B	C
SiO ₂	-0.63	-0.21	0.41
Al ₂ O ₃	0.39	-0.38	-0.15
FeO*	0.81	0.38	-0.59
MnO	0.15	-0.13	-0.42
MgO	0.54	0.16	-0.22
CaO	0.02	0.01	-0.36
Na ₂ O	-0.23	-0.31	-0.12
K ₂ O	0.27	0.31	0.64
TiO ₂	0.51	0.44	-0.34
P ₂ O ₅	0.19	0.13	-0.09
PF	0.01	0.14	0.14
Cor	0.32	-0.09	0.04
	Li	Li	Li
Li ppm	50.25	19.04	14.62
√ Li	14.29	8.26	9.15
n	16	27	16

Tab. 6- Coefficients de corrélation LiLi/oxydes corindon normatif et perte au feu pour diverses séries de roches intermédiaire calco-alcalines. A- Roches intermédiaires de la zone houillère briançonnaise. B- Andésites supérieures du Logurdo, Sardaigne (Coulon, 1977.). C- Quelques andésites du Pérou (Lefèvre, 1979.).

pour les roches B et C non métamorphiques n'ont de valeurs significatives; seul dans les roches A, Li se corrèle bien avec FeO*.

En outre, la valeur moyenne de Li est nettement plus forte pour les porphyres verts (A) et l'écart type est beaucoup plus grand. Ces observations obligent à admettre que les valeurs obtenues pour les roches de la zone houillère briançonnaise ne sont pas originelles et qu'un enrichissement en Li est lié à la formation des minéraux de métamorphisme (chlorites? cf. p. 168).

CHAPITRE III - MODE DE GISEMENT
ANATOMIE ET GEOCHIMIE D'UN SILL
INCIDENCE SUR LES SERIES ENCAISSANTES

A. Gisement

Exceptés quelques dykes, le principal type de gisement des roches intrusives de la zone houillère briançonnaise est constitué par le sill. Ce type d'intrusion se met toujours en place au niveau des passées de schistes (cette règle ne souffrant que de rares exceptions) entre mur (paléo-sol bioturbé à stigmarias) et toit (schistes à plantes) en lieu et place de la veine de charbon (virtuelle ou présente) qu'il assimile souvent.

B. Anatomie et géochimie d'un sill

Le sill étudié a été choisi le long de la crête des rochers de Privé où il est possible de le suivre sans décrochement notable sur 500 m environ ; son épaisseur varie entre 7 et 8 m. Il est constitué de porphyres verts de nature microdioritique.

B. 1. Coupe verticale

- Pétrographie - Texture :

Les 9 échantillons répartis le long de la coupe présentent tous un caractère porphyrique bien marqué, à phénocristaux de plagioclase et de hornblende (cf. minéralogie des porphyres verts, p. 21) et trois types de texture dans la mésostase (fig. 54) :

- (1) en "snow flakes" témoignant de la dévitrification d'une "paroi froide", cela sur 20 cm environ ;
- (2) microlitique avec un terme de passage entre 1 et 2 ;
- (3) microgrenue qui ne semble pas accompagnée de roches aux caractères de passage entre 2 et 3.

Bien que non disposés de manière parfaitement symétrique, on retrouve les termes (1) et (2) de part et d'autre de (3) qui constitue le coeur du pluton.

En outre, les trois faciès individualisés présentent des variations non négligeables dans le pourcentage en volume des différentes phases représentées : ferromagnésiens, plagioclases et mésostase.

B. 2. Géochimie

Une coupe géochimique établie à partir de 4 échantillons sélectionnés pour leurs différences texturales et pétrographiques décrites ci-dessus, correspondant à la moitié du sill, met en évidence des variations pour les éléments réputés peu mobiles au cours du métamorphisme : Al_2O_3 , FeO, MgO, TiO_2 . Quant aux éléments mobiles : CaO, K_2O , Na_2O

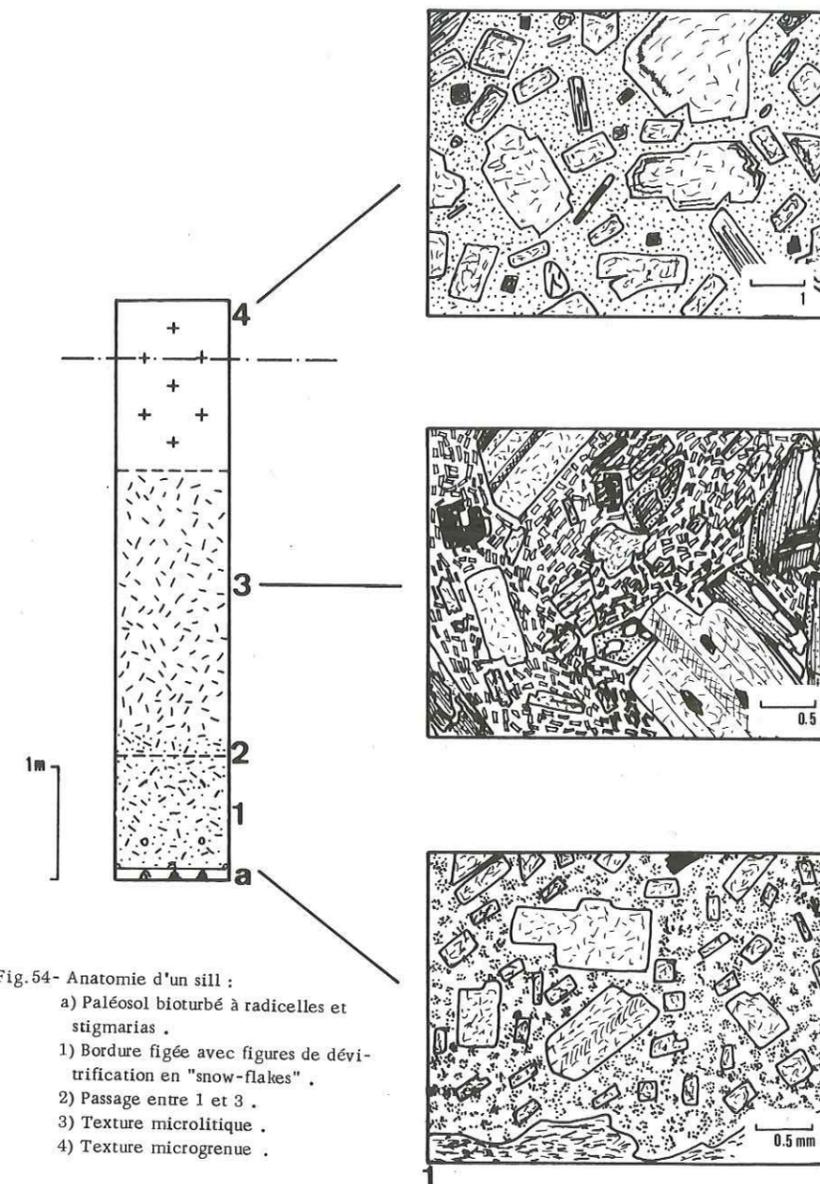


Fig. 54- Anatomie d'un sill :
a) Paléosol bioturbé à racelles et stigmarias .
1) Bordure figée avec figures de dévitrification en "snow-flakes" .
2) Passage entre 1 et 3 .
3) Texture microlitique .
4) Texture microgrenue .

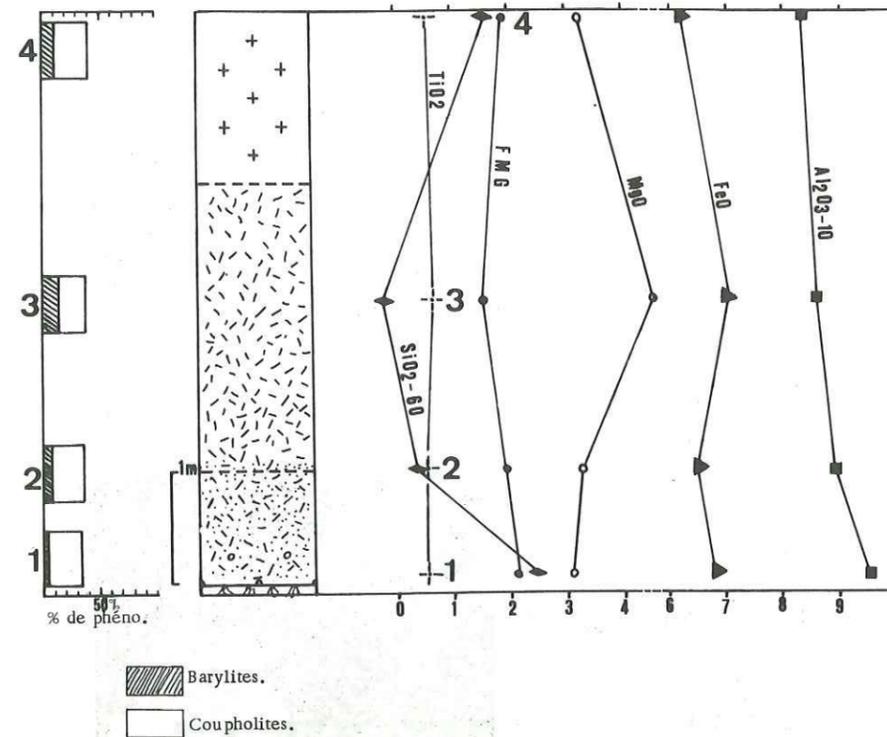


Fig. 55 - Différenciation géochimique au sein d'un sill de microdiorite. Mêmes symboles que la figure précédente.

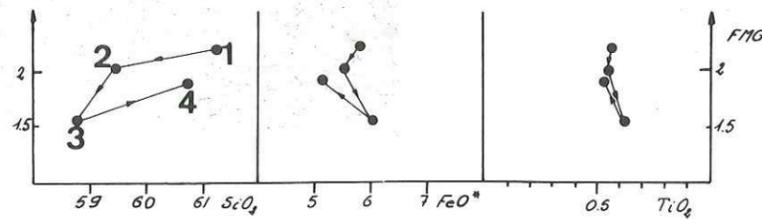


Fig. 56 - Dispersions géochimiques entraînées par la différenciation dynamique.

des redistributions postérieures, dues aux phénomènes d'altération, masquent les variations possibles en regard des phénomènes primaires et les rendent inutilisables (cf. p. 167).

Par rapport à FMG ($\frac{\text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$), pris comme index de différenciation et qui diminue de l'extérieur vers l'intérieur du sill (exception faite pour IV), on observe une forte augmentation en MgO, une augmentation plus modérée en FeO et TiO₂ qui s'accompagnent d'une décroissance comparable en Al₂O₃ et SiO₂ (fig. 55).

B. 3. Discussion :

Le chimisme de la "paroi froide" décrite va à l'encontre de ce qu'il serait logique d'attendre d'un tel phénomène, à savoir l'image du magma initial lors de la mise en place du pluton. Il faut donc, pour expliquer la nature de la bordure figée ainsi que les variations verticales du chimisme des roches intrusives, faire intervenir des processus de différenciation magmatique. En outre, il existe parallèlement aux différences géochimiques, des variations dans les rapports de phases cristallines représentées, ce qui semble logique, et des diminutions du volume de la mésostase lorsqu'on se déplace de l'extérieur vers l'intérieur du sill. Cette augmentation du volume des cristaux ainsi que celle du pourcentage des minéraux ferromagnésiens sont dues à l'effet Bagnold (1954) : apparition d'une pression dispersive dans une suspension de particules solides dans un courant visqueux. Cet effet est proportionnel au taux de cisaillement, donc maximal vers les épontes, diminuant vers le centre où il s'annule. Il serait responsable d'un gradient de pression faisant migrer les phénocristaux vers le centre pour équilibrer la pression dans le pluton. Ce phénomène est indépendant de la viscosité, de la vitesse, et dépend uniquement de la concentration (Komar, 1972 a et b) et de la taille des cristaux. Ainsi, il aurait pour effet : (1) de faire varier les rapports mésostase/phénocristaux, (2) concentrer les ferromagnésiens dans les zones plus internes des plutons, (3) rejeter les liquides résiduels vers l'extérieur du pluton.

B. 4. Remarque :

L'échantillon 4, malgré son faciès microgrenu franc, semble moins différencié que 3 ; ceci pourrait être dû à une venue plus acide tardive (réinjection ?). Notons que Bebien et Gagny (1979, fig. 1) décrivent des faits similaires au sujet d'un dyke de 50 cm qui pour eux présente le phénomène de différenciation dynamique sans donner d'explications supplémentaires à ce sujet.

Les variations enregistrées pour les éléments majeurs Si, Al, Mg sont cohérentes avec le modèle de différenciation dynamique proposé, sauf FeO qui dans 1 a sûrement subi un enrichissement notable au contact des schistes du paléo-sol riches en hématite ce qui leur communique une couleur rouille (altération météorique ?).

C. Incidence sur les roches encaissantes

C.1. Assimilation et transformation du charbon

Le charbon présente trois types de comportement à l'égard de la roche intrusive :

(1) il se disperse finement dans la masse du porphyre donnant sur les bordures du pluton une roche de couleur gris-sombre ayant un aspect satiné gras ; ceci constitue l'assimilation s. s. ;

(2) ou il se disperse, sous formes d'enclaves millimétriques à centimétriques de coke, dans la roche plutonique ;

(3) ou simplement il devient visqueux et s'étire alors dans la roche encore plastique et donne en bordure du sill de très belles structures soulignant la fluidalité planaire du magma (fig.).

Ces différences de comportement de la matière carbonneuse sont certainement à mettre en parallèle avec la teneur en fluides et la plus ou moins grande viscosité de la roche lorsqu'elle est en contact avec le charbon.

La transformation des enclaves en coke indique des températures comprises entre 600° et 900° C (Mc Farlane, 1929) ce qui est conforme aux estimations de température faites à partir des paragenèses magmatiques (cf. p.). La cokéification ne semble pas être la seule transformation du charbon, mais l'antracitisation lors des intrusions pour des températures comprises entre 130° et 600° C est probable dans les régions où les phénomènes intrusifs sont très développés.

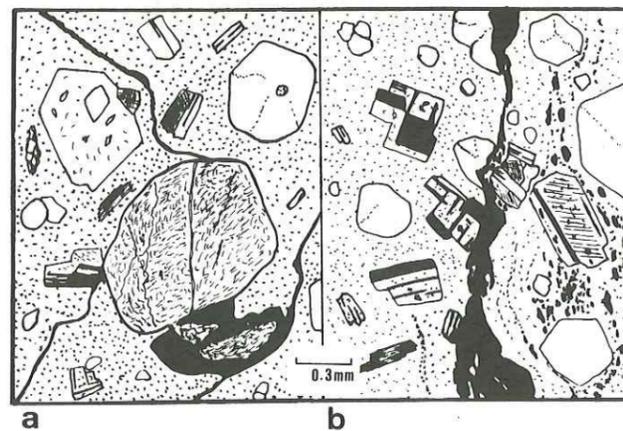


Fig.58- Dispersion de la matière carbonneuse dans les roches intrusives :
a) Enclave de schiste et de coke .
b) " Fusion " de la matière carbonnée donnant des structures soulignant la fluidalité du magma .

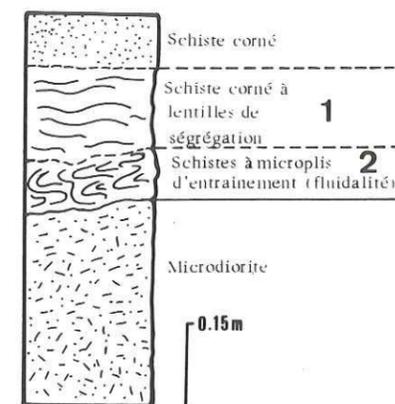
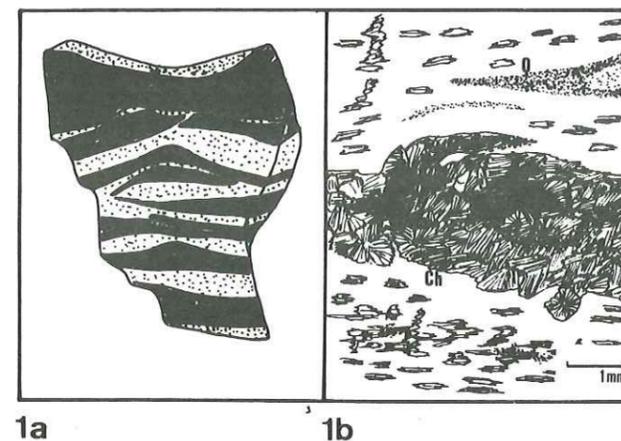


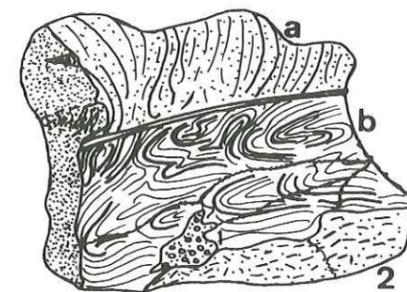
Fig.57- Transformation en adinoles des pélites encaissantes dans les zones aux intrusions nombreuses .

- 1) Schistes à lentilles de ségrégations :
a) aspect macroscopique sur échantillon scié (grandeur nature) ;
b) micrographie de deux types de zones sombres :
- à chlorite en nid et minéraux opaques (Ch),
- à minéraux opaques en fins granules (O) .



1a

1b



- 2) Schistes à microplis :
a) aspect de la roche en surface altérée ;
b) aspect macroscopique en section sciée :
- enclave de coke(1) ,
- microdiorite(2), (grandeur nature) .

C.2. Métamorphisme de contact - Cornéennes

Dans les zones où les intrusions sont nombreuses, se développe au contact des plutons un métamorphisme thermique qui transforme en cornéennes les pélites et les grès. Il peut prendre des aspects spectaculaires (exemple la basse Benoîte) faisant apparaître des ségrégations minérales et des plis d'entraînement dans les schistes des épontes des sills. De tels phénomènes ne s'expliquent que par la transformation du sédiment en une pâte visqueuse lors de son échauffement permettant son microplissement à proximité du contact ; à quelque distance du contact la température atteinte n'est pas suffisante pour atteindre la viscosité nécessaire et la roche présente des laminations matérialisant une fluidité planaire dans les zones de friction maximale.

Les minéraux néoformés au cours de ces événements sont représentés par de la chlorite en nid, de l'albite en filonnets et des polymorphes du titane.

CHAPITRE IV - L'INTRUSION DIORITIQUE

DE LA CÉE HAUTE - CASSILLE

L'intrusion de la Cée Haute - Cassille constitue la seule masse de roche aux caractères plutoniques les plus affirmés de la zone houillère briançonnaise, développant autour d'elle un métamorphisme de contact qui se manifeste par la transformation en cornéennes des sédiments houillers et par la recristallisation au sein des sills, des minéraux magmatiques (mise surtout en évidence pour la hornblende et la titanomagnétite).

En outre, son contact avec l'encaissant, se fait par l'intermédiaire de brèches d'origine magmatique dont je connais deux gisements ; la zone limite encaissant - pluton est lardée par des filonnets leucocrates qui manifestement présentent des caractères d'eutectique.

A. Gisement

(cf. carte 1/10 000 et fig. 58 et 59)

Cette masse intrusive constitue un massif de 800 m de long et de 300 m de large culminant à 2 936 m, hachée par de nombreuses fractures et failles qui sont souvent injectées par de l'ankérite. Très souvent ses contacts avec l'encaissant sont oblitérés par des accidents rendant malaisée l'étude des rapports encaissant - roche intrusive.

Bien que la vision de cette intrusion soit imparfaite à cause de l'état très accidenté de cette région, mais aussi en raison de la dégradation des roches la composant, il me semble de prime abord, s'agir d'une lame de roche plutonique, bien qu'aucune structure volcanique n'ait été reconnue.

De plus, la masse plutonique est découpée par des diaclases primaires présentant des stries de glissement, soulignées par des hornblendes tardives et par des fractures injectées de pegmatite de quartz, oligoclase, feldspath potassique* et hornblende verte.

B. Pétrographie

Le pluton de la Cée Haute-Cassille est en majeure partie formé par une roche grenue à tendance porphyroïde (fig. 60). Ses minéraux représentatifs sont constitués par de grands cristaux de plagioclase et d'amphibole (hornblende), quelquefois de la biotite automorphe est présente. Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon et quelques baguettes d'apatite.

La mésostase grenue est quartzo-feldspathique. Souvent les cristaux de plagioclase sont entourés d'une frange limpide d'albite. La minéralogie de cette intrusion ne diffère en rien de celle des porphyres verts,

* La présence de feldspath potassique a été déterminée aux rayons X et confirmée par une coloration sélective

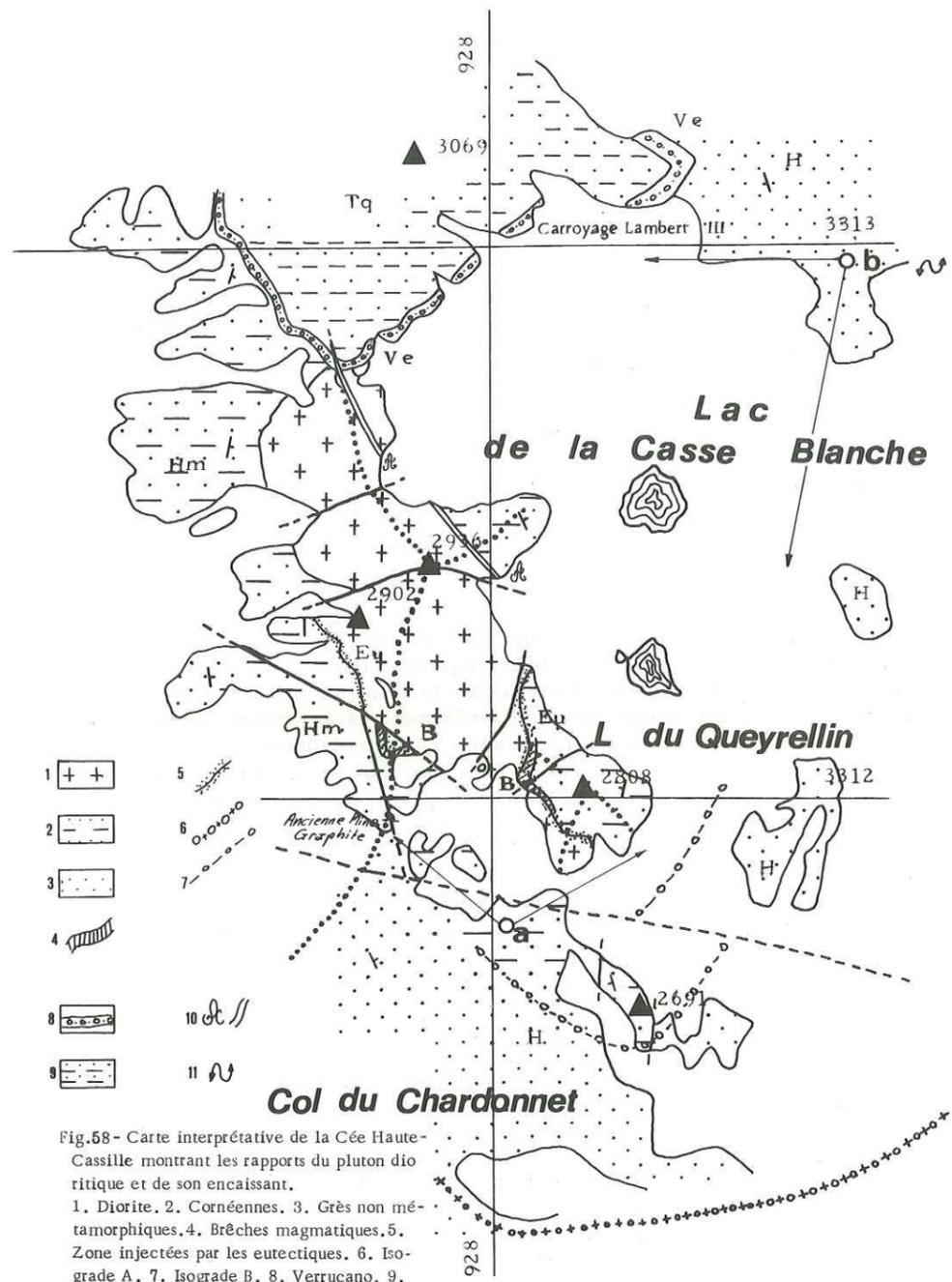


Fig.58 - Carte interprétative de la Cée Haute-Cassille montrant les rapports du pluton dioritique et de son encaissant.
 1. Diorite. 2. Cornéennes. 3. Grès non métamorphiques. 4. Brèches magmatiques. 5. Zone injectées par les eutectiques. 6. Iso-grade A. 7. Iso-grade B. 8. Verrucano. 9. Quartzites werphéniens. 10. Accident injecté par de l'ankérite. 11. Plis disharmoniques dans le Carbonifères. (N.B. le décalage des isogrades est purement interprétatif provoqué par l'accident de la Cée Haute Cée Basse mis en évidence dans le Mésozoïque.)

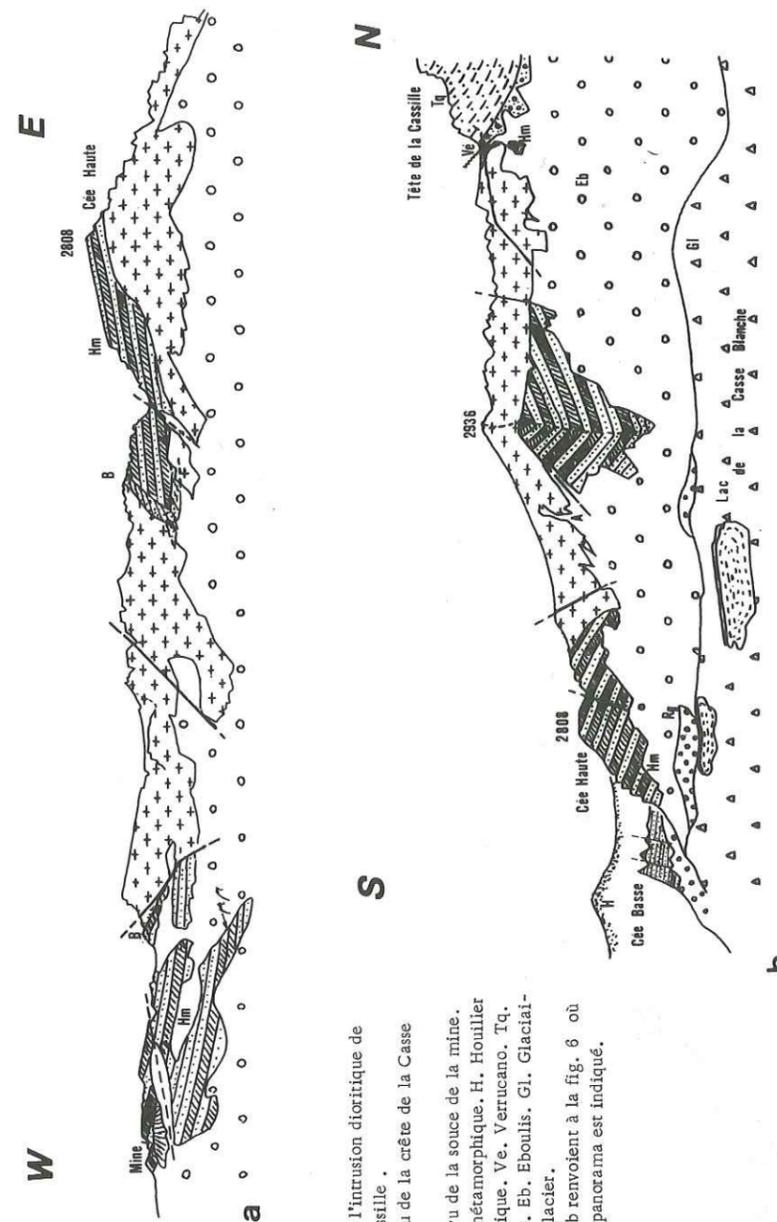


Fig.59 - Panoramas de l'intrusion dioritique de Cée Haute-Cassille.
 a) Versant est vu de la crête de la Casse Blanche.
 b) Versant sud vu de la source de la mine.
 Hm. Houiller métamorphique. H. Houllier non métamorphique. Ve. Verrucano. Tq. Trias quartzeux. Eb. Eboulis. Gl. Glacière. Rg. Rock-glaçier.
 Les lettres a et b renvoient à la fig. 6 où le gisement du panorama est indiqué.

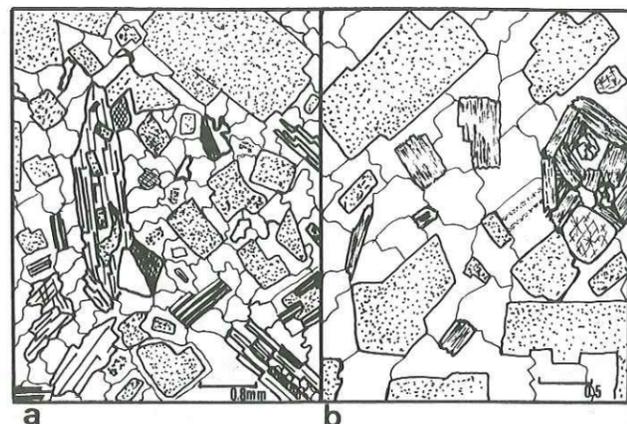


Fig.60 - Diorite de la Cée Haute-Cassille :
 a) Texture grenue à tendance porphyroïde .
 b) Bordure à biotite deutérique substituant les amphiboles .

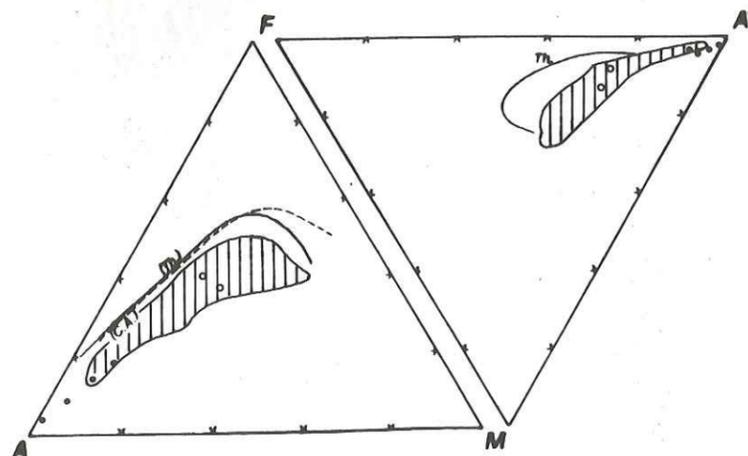


Fig.61 - Diagramme AFM-A'FM :
 •- Eutectiques .
 o- Echantillons de diorite .
 Le domaine hachuré verticalement correspond à l'aire de dispersion de la série de différenciation calco- alcaline incluse dans les sédiments carbonifères .

hormis la présence de la biotite en tant que phase automorphe précoce. Remarquons, en outre, dans quelques échantillons, la présence d'une deuxième forme de biotite qui donne des petites paillettes décussées disposées en nid sur l'emplacement des amphiboles (fig. 60). Ceci prouve la pseudomorphose du minéral ferromagnésien lors d'une première altération entraînée par les fluides deutériques issus du magma.

Les deux analyses de cette roche donnent des résultats très voisins et la situent selon la classification employée dans le champ des andésites ; il s'agit d'une diorite. Dans les triangles A - A'FM les points représentatifs de ces échantillons se placent au milieu du nuage de dispersion des roches magmatiques de la zone houillère briannonnaise et dans le champ des roches intermédiaires (fig. 61). Ces roches appartiennent bien au même cortège.

C. Métamorphisme thermique

Il se manifeste surtout par l'aspect corné que prennent les schistes et les grès houillers autour de l'intrusion de la Cée Haute - Cassille, donnant des roches aux allures morphologiques très particulières : gendarmes, arêtes aiguës, crêtes déchiquetées, falaises abruptes ... très différentes des autres gisements aux formes arrondies.

Macroscopiquement ces roches ont l'aspect de cornéennes aux cassures vives et coupantes. Je n'ai trouvé que des néoformations de biotite et de chlorite surtout au proche contact du corps intrusif, où elles se limitent à quelques flaques et quelques nids de paillettes décussées.

Hormis les phyllites, aucun autre minéral typique du thermométamorphisme ne semble s'être développé ; ceci doit être mis en parallèle avec la taille très faible de l'intrusion. D'ailleurs, un calcul fait à partir des données de Jaeger (1957), sans tenir compte de la température de la roche encaissante, montre que seulement une zone de 30 m d'épaisseur autour du corps intrusif aurait atteint une température supérieure à 500° C. Seule une forte remobilisation de la silice doit être retenue comme fait majeur expliquant l'induration extrêmement poussée des sédiments houillers.

D. Recristallisation des minéraux magmatiques

Au contraire, l'établissement d'un gradient géothermique anormalement élevé dû au refroidissement de la masse plutonique de la Cée-Haute - Cassille, a eu de fortes incidences sur les paragenèses magmatiques des porphyres verts visibles surtout au niveau des minéraux ferromagnésiens pyrogènes : hornblende et titanomagnétite. Aussi m'a-t-il été possible de déterminer deux paragenèses principales de substitution de la hornblende localisée en deux zones qui entourent apparemment la lame intrusive. (fig. 58). Dans la zone la plus externe, la hornblende est substituée par une amphibole verte en gerbes en association avec l'ilmenite, la pyrite et les polymorphes du silicate calcique de Ti, ainsi que la chlorite. Dans le cas présent, il m'est impossible de dire si ce minéral appartient réellement aux paragenèses hercyniennes où s'il n'est qu'un produit dû aux rétro-morphoses liées au (ou aux) métamorphisme.

La nature de l'amphibole a été déterminée à partir de 7 analyses ponctuelles faites à la microsonde. Classée selon Leake (1968), la moyenne



Fig. 62- Figures de recuit dans une microdiorite au proche contact du pluton dioritique.

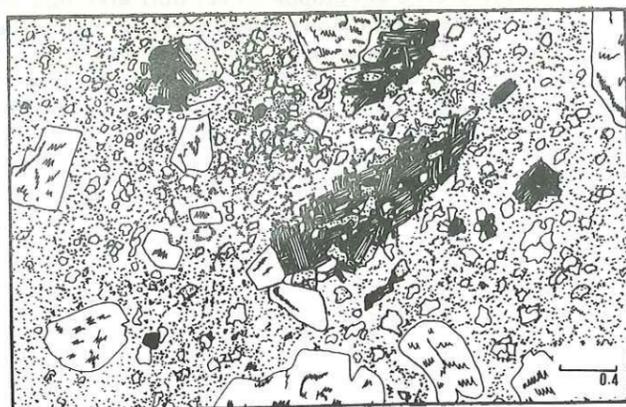


Fig. 63- Recristallisation des phénocristaux de hornblende en nids de paillettes décussées de biotite en association avec du quartz du plagioclase et des minéraux opaques.

a b

SiO ₂	48.93	43.62
Al ₂ O ₃	4.27	11.90
FeO	21.83	13.86
MnO	0.50	0.27
MgO	9.08	13.36
CaO	12.10	10.87
Na ₂ O	0.27	1.65
K ₂ O	0.13	0.26
TiO ₂	0.06	1.59
	97.17	97.22

Si	7.45	6.44
Al IV	0.55	1.56
Al VI	0.22	0.51
Ti	0.01	0.18
Fe	2.78	1.71
Mn	0.06	0.03
Mg	2.06	2.94
Na	0.08	0.47
Ca	1.97	1.72
K	0.03	0.05
cat.	15.21	15.61

Tab. 7- Comparaisons entre la composition chimique moyenne des amphiboles de recristallisation métamorphique (a) et la moyenne des deux amphiboles pyrogènes analysées (b).

donne une actino-hornblendé. La comparaison entre la moyenne des hornblendes analysées et cette amphibole (tableau 7 et fig. 65) montre une grande faiblesse en Al; pour ce dernier minéral, un gain non négligeable en Si et Fe ainsi qu'une perte en Ti. Les constatations faites par Leake (1965) au sujet de l'Al VI qui doit être plus fort pour les amphiboles de métamorphisme, ne sont pas confirmées par les présentes analyses, et soulignent peut-être encore le cas particulier présenté par cette recristallisation.

Dans la zone la plus interne, la hornblende est substituée par la biotite en petites paillettes décussées (Spry, 1969) en paragenèse avec le quartz et les minéraux opaques (fig. 63).

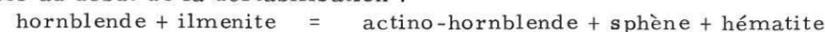
Des stades intermédiaires existent montrant l'association de la biotite et de l'actino-hornblende prouvant que les paragenèses décrites ont une origine commune : la déstabilisation

et la recristallisation, par autométamorphisme et métamorphisme de contact, des minéraux magmatiques (fig. 64, c)

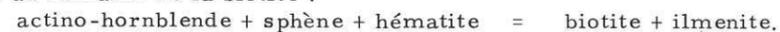
Signalons encore qu'au contact de la diorite les microdiorites montrent des figures de recuit donnant des phénoblastes de hornblende sur le site des phénocristaux, ainsi que sa dispersion dans la mésostase sous forme d'éléments en jeu de patience. Dans ces faciès, la biotite est encore présente intimement associée à l'amphibole (fig. 62).

Ainsi à partir de cette étude on peut tracer deux isogrades de recristallisation des minéraux pyrogènes limitant les domaines respectifs de stabilité des différentes paragenèses (fig. 58, p. 86).

L'isograde A correspond au passage des paragenèses magmatiques franches au début de la déstabilisation :



L'isograde B correspond au passage du domaine de l'actino-hornblende au domaine de la biotite :



Les réactions données sont purement théoriques, calculées à partir de la formule des minéraux.

Bien que dans un tel cas de recristallisations de minéraux pyrogènes, l'emploi de cette forme d'analyse soit assez délicat, le calcul donnant des réactions de type prograde non vérifiées dans la nature, je tiens quand même à présenter un faisceau de Schreinemakers (1915), pour un type de variations d'activités $\mu_{K_2O} - \mu_{H_2O}$, établi selon les modes de calcul proposés par Korzhinskij (1957), car il illustre assez bien les

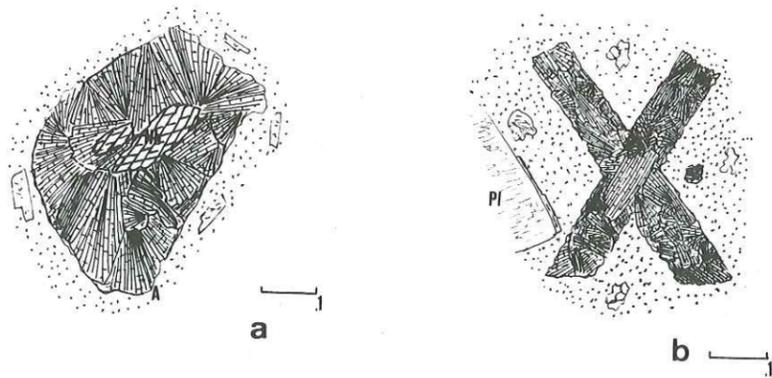


Fig. 64- Recrystallisation des phénocristaux de hornblende et paragenèses hercynienne liées au thermo-métamorphisme dû au pluton de la Cée Haute-Cassille .
 a) Relique de phénocristal de hornblende au sein d'une plage d'actino-hornblende.
 b) Gerbe montrant une recrystallisation complète.
 c) Fantôme d'un nid de paillettes de biotite (B) en paragenèse avec l'actino-hornblende (A).
 (Pp=agrégat de pumpellyite, chlorite et sphène .)

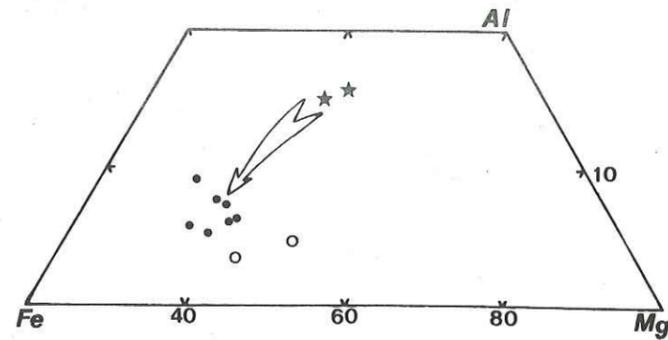
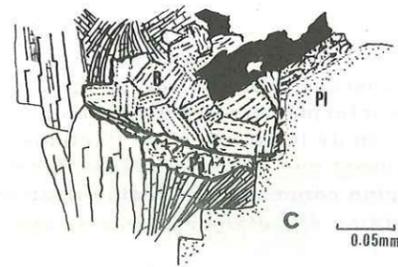


Fig. 65- Comparaisons entre les amphiboles magmatiques (★) et les amphiboles de recrystallisation métamorphique (●). Sont également figurées 2 amphiboles des pegmatites des fractures de distension de la masse dioritique (○).

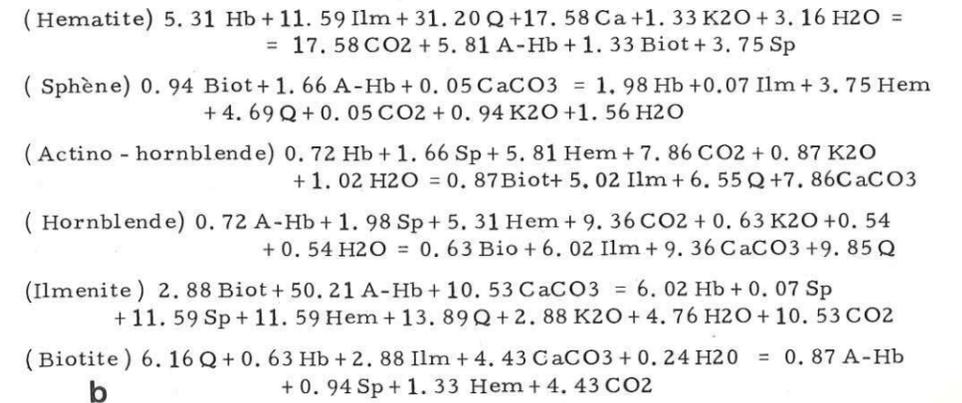
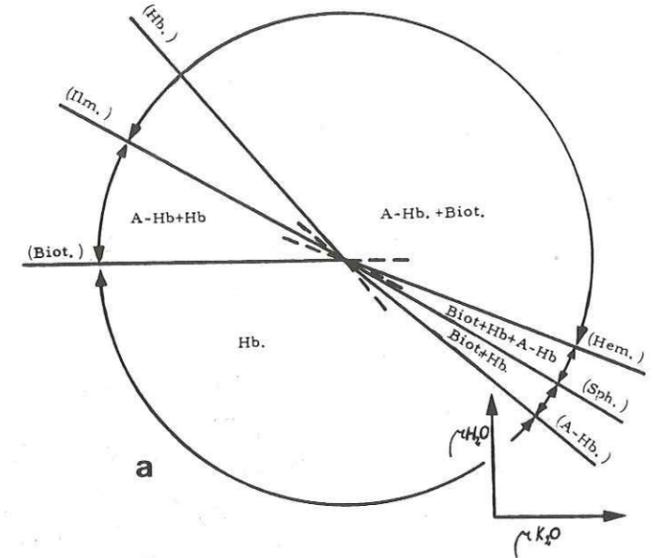


Fig. 66- Diagramme $\text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$ des réactions possibles contrôlant les recrystallisations thermo-métamorphiques d'un minéral pyrogène, ici la hornblende .
 a) Domaines de stabilité des différentes paragenèses de recrystallisation .
 b) Relations chimiques théoriques calculées à partir de minéraux analysés (actino-hornblende) et de minéraux moyens pris dans la littérature (cf. tab. p. ; N.B. la biotite employée a été prise p. 58 col. 5 dans l'ouvrage de Deer et al., 1963; l'ilmenite et l'hématite sont stœchiométriques .)

observations faites par ailleurs.

L'étude du faisceau montre que (1) la stabilité de la biotite nécessite la croissance combinée de l'activité de H₂O et de K₂O, (2) et que la formation de l'actino-hornblende ne se fait que si l'activité de H₂O augmente (fig. 66).

A partir de l'observation de la disposition des paragenèses en fonction du gradient thermique (fig. 58) et dans l'hypothèse d'une mise en place quasi simultanée des différents corps intrusifs, il est possible de conclure que la substitution de la hornblende par la biotite exige un temps plus long que la substitution par l'actino-hornblende.

De plus, la formation du phyllosilicate, outre l'apport de TiO₂ (qui n'est pas prouvé), de H₂O, etc., nécessite une fixation du K₂O dont les minéraux déstabilisés sont totalement dépourvus.

Ainsi plusieurs paramètres contrôlent ces destabilisations, mais il semble que celui qui ait joué le rôle principal soit le temps, si, comme je l'ai déjà écrit précédemment, on suppose que tout le matériel recristallisé se soit trouvé à une température équivalente au moment de l'établissement du dome thermique entraîné par la mise en place de la diorite de la Cée Haute - Cassille.

Remarquons en outre que le gradient géothermique optimal, d'après la forme et l'épaisseur du gisement reconnu par les observations de surface, se serait maintenu pendant environ mille ans.

E. Contacts et rapports avec l'encaissant

Le contact entre les terrains sédimentaires et la lame dioritique semble se faire par l'intermédiaire de brèche dont je n'ai trouvé que deux gisements (fig. 59) assez accessibles me permettant de les étudier en détail. Malheureusement je ne peux pas honnêtement généraliser le phénomène à tout le pourtour du pluton car mes données à ce sujet sont fragmentaires et, de plus, je n'ai pas toujours trouvé cette brèche dans les éboulis de la Cée Haute - Cassille.

Au contraire, dans les zones de contact diorite - sédiments, les roches sont lardées de filons leucocrates qui recoupent indifféremment tout ; dans ce cas, je les ai assez fréquemment rencontrés pour affirmer qu'ils doivent être omniprésents tout autour du pluton de la Cée-Haute - Cassille.

E. 1. Les brèches magmatiques

Les éléments représentatifs de ces brèches sont constitués par des blocs de microdiorite et de sédiments grésopélitiques de taille pluricentimétrique. Leurs formes ne présentent aucun angle vif. Parfois les morceaux de schistes montrent des plissements que seule l'acquisition d'un état semi-pâteux permet d'expliquer. Tous ces éléments sont entourés par un ciment quartzo-feldspathique d'une extrême richesse en biotite lui donnant sa couleur sombre. Il existe une quatrième phase de nature granitique qui présente soit des limites nettes, soit floues et qui semble s'insinuer entre les éléments constitutifs et les moule parfois (cf. pl. photographique II). Dans les fragments microdioritiques, les cristaux de biotite en nid décussés remplacent tous les minéraux ferromagnésiens orthomagmatiques et les fragments de grès houillers sont

constellés de petites paillettes de biotite subautomorphes.

La frontière entre le liquide de nature granitique et les éléments constitutifs de la brèche est floue, soulignée par des paillettes de biotite automorphe de taille bien supérieure à celles déjà décrites, incluses dans une mésostase quartzo-feldspathique microgrenue très engrenée. La biotite de ces zones comme celle du ciment est parfaitement "vivante" montrant un pléochroïsme aux couleurs intenses (fig. 67).

Dans la zone étudiée plus en détail, le passage de ces brèches à la diorite de la Cée Haute (fig. 68) semble se faire par l'intermédiaire d'une zone à caractère granitique (fig. 68-1) dans laquelle on trouve quelques phénocristaux de plagioclase et des paillettes de biotite. Puis la roche devient brusquement de nature dioritique, porphyrique à cristaux dont la taille est bien supérieure à celle de la diorite normale. Dans cette roche la hornblende est totalement épigénisée par de la biotite, quelquefois de la calcite et quelques traces de serpentine (fig. 68-2).

Au-dessus de la principale mine de graphite non loin du contact diorite - schistes, j'ai trouvé un schiste sombre présentant des faisceaux ramifiés de filets centimétriques à millimétriques verdâtres, comparables à de minces filets microdioritiques ; en vérité, ce sont des microfractures lessivées par des fluides hydrothermaux émanants du pluton, et dans lesquels se sont développées des paillettes de biotite et des phénoblastes d'apatite (fig. 69). En outre, des fractures voisines montrent de l'albite en paragenèse avec de la chlorite.

A partir de toutes ces observations : fracturation avec circulation de fluides deutériques, dissolution* des éléments de la brèche et apparition d'un liquide de nature granitique, il est possible d'imaginer un scénario expliquant la formation de ces brèches.

La mise en place de la diorite de la Cée Haute - Cassille produirait dans l'encaissant des phénomènes de fracturation thermique, par élévation de la température, mais aussi des fracturations dynamiques, par pression exercée sur l'encaissant, ainsi s'amorcerait le processus de la bréchification des épontes.

Ces fractures ouvertes favoriseraient le passage des fluides hydrothermaux qui augmenteraient de façon non négligeable la température de l'encaissant et permettraient sa dissolution. Ainsi s'expliquerait la forme arrondie des éléments représentatifs de la brèche, le fou des limites entre éléments de la brèche.

En outre, la grande richesse en biotite du ciment de la brèche prouve la moins grande mobilité des éléments métalliques (Al, Fe, Mg...) qui, dans cette zone où les circulations de fluides sont intenses, favoriseraient la formation de la biotite ; ainsi ce minéral prendrait le caractère de restite car elle piègerait par sa formation tous éléments peu mobiles qui restent après le départ du Si et des alcalins issus des sédiments grésopélitiques.

Les éléments ainsi remobilisés, ajoutés à ceux issus des fluides deutériques, donneraient les roches à caractère granitique.

* Le terme "dissolution" a été préféré au terme "fusion" bien qu'à mon avis nous ayons affaire aux deux phénomènes conjugués, car il souligne le rôle prépondérant que doivent jouer les fluides hydrothermaux dans la formation de ces brèches.

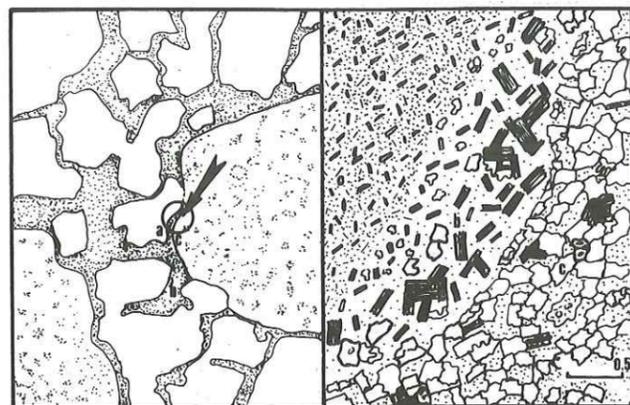


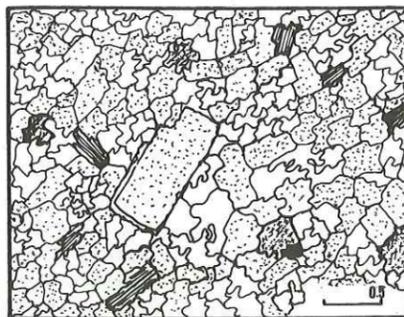
Fig. 67 - Brèches magmatiques
1) Aspect macroscopique (grandeur nature.)
2) Micrographie de la zone indiquée par la flèche: (a) cornéenne, (b) zone à biotite et (c) liquide de nature granitique.

1

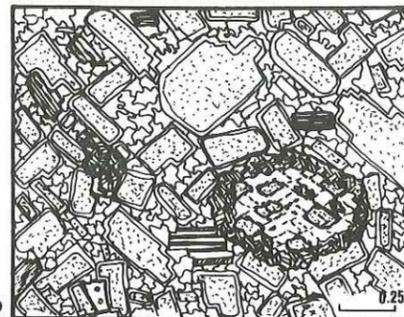
2

Fig. 68 - Faciès de passage entre la brèche magmatique et la diorite de la Cée Haute - Cassille.

- 1) Roche à caractère granitique.
- 2) Diorite à tendance porphyroïde, riche en biotite, présentant des phénomènes de destabilisation des phases pyrogènes liés l'action des phases deutériques. Les phénocristaux de hornblende sont tous substitués par de fines paillettes de biotite décussée en nids, calcite et serpentine.



1



2

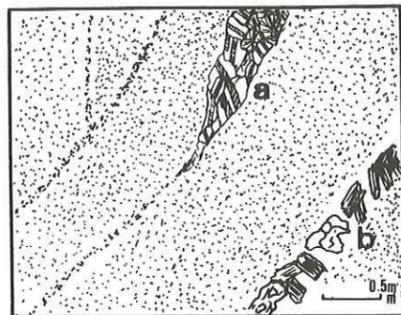


Fig. 69 - Aspect micrographique des schistes en bordure du pluton.
a) Fente à biotite et apatite.
b) Fente à albite et chlorite.

Ainsi, tous les phénomènes décrits, de même que la formation de minéraux riches en eau, laissent supposer le rôle important qu'on dû jouer les fluides hydrothermaux dans ces processus de bréchification.

Je ne m'étendrai pas sur l'origine de l'eau nécessaire pour le développement de ces phénomènes mais rappellerai que, outre issue du magma, on peut aussi supposer qu'elle est présente dans les sédiments comme eau connée (White, 1968).

E. 2. Les filons leucocrates

La zone bordière de l'intrusion de la Cée-Haute - Cassille est injectée par un grand nombre de filons leucocrates de taille centimétrique qui recourent la diorite, les sills et les schistes (fig. 70 - 71).

	I	Eu
SiO ₂	72.51	77.30
Al ₂ O ₃	16.16	13.52
FeO*	2.14	0.86
MgO	0.87	0.28
CaO	1.57	0.98
Na ₂ O	3.98	6.07
K ₂ O	2.52	0.87
TiO ₂	0.24	0.01
Q	33.71	35.12
Or	14.35	5.08
Ab	32.49	50.85
An	6.95	4.48
C	4.10	0.90
H	2.92	2.26
Ap	0.21	0.11
Ilm	0.43	0.01
Ma	1.60	0
Hem	0	0
alc	6.50	6.94
FeO*/MgO	2.46	3.07
D. I.	80.35	91.05
S. I.	9.15	3.46
P. F.	2.59	0.88

Tab. 8 - Comparaisons entre les compositions moyennes des porphyres blancs (I) et des eutectiques (Eu).

Ils sont constitués de roches leucocrates essentiellement quartzo-feldspathiques, parsemées par de rares paillettes de biotite. La texture de ces roches est souvent symplectique, montrant des quartz et des feldspaths aux associations géométriques; quelquefois seule la bordure du filon montre de telles associations ou des associations granophyriques avec des frondes de quartz. Dans ces roches, le feldspath est fréquemment représenté par de l'albite à texture en damier (fig. 73): forme particulière s'expliquant par le télescopage de taches perthitiques lors du remplacement du feldspath potassique par de l'albite (Bard, 1980).

L'étude comparative des moyennes des analyses de microgranite (I) et des roches leucocrates à caractère d'eutectique (Eu) montre que leurs teneurs sont plus fortes pour SiO₂ et Na₂O et plus faibles pour MgO, FeO* et Al₂O₃ (fig. 75, p. 108). La diminution des teneurs en MgO et FeO s'explique

par la discrétion des phases ferromagnésiennes et la diminution de Al₂O₃ par l'augmentation de la teneur en albite, feldspath dont la molécule est plus riche en silice que celle du plagioclase.

En outre, leur report dans les diagrammes triangulaires AFM et A'FM (fig. 61, p. 88) les situent en bout de différenciation aux pôles A et A'.

Ainsi ces filonnets leucocrates constitueraient les liquides terminaux de fin de cristallisation secrétés par la masse dioritique de la Cée-

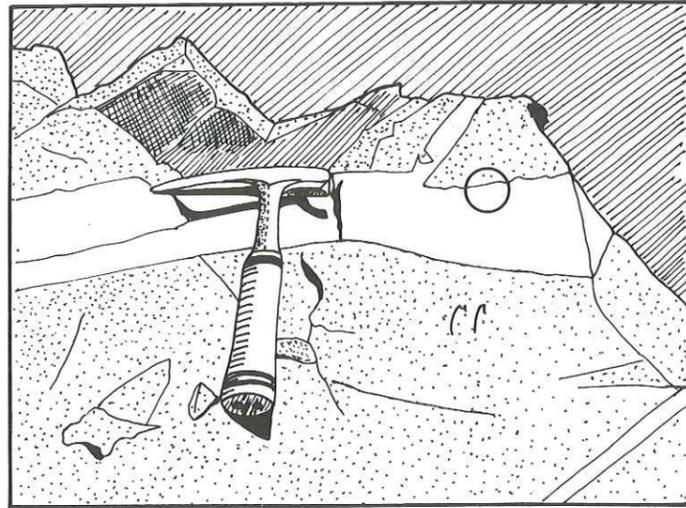


Fig. 70- Filon leucocrate recoupant un sill de microdiorite (P) dans la zone bordière du pluton de la Cée Haute-Cassille.

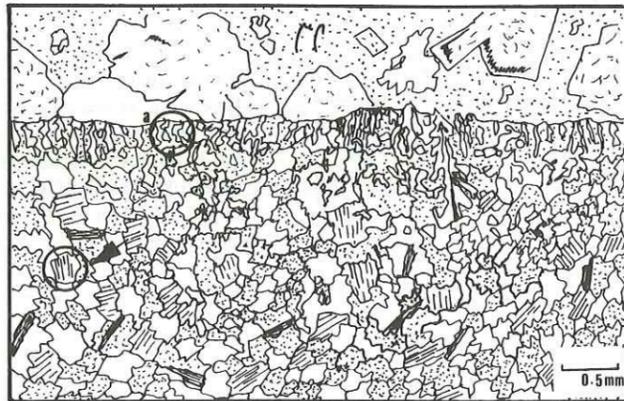


Fig. 71 - Micrographie de l'éponte du filon précédent montrant une bordure symplectique de quartz et d'albite (P).

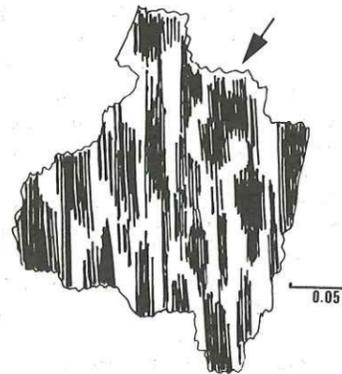


Fig. 72 - Détail d'une albite présentant une texture en damier.

Haute - Cassille et rassemblés dans les zones bordières où les distensions sont maximales.

F. Conclusions - Essai d'interprétation dynamique

La lame dioritique de la Cée-Haute - Cassille s'est vraisemblablement mise en place à la faveur d'une zone de fracturation majeure du bassin sédimentaire qui avait déjà livré passage aux roches hypovolcaniques microdioritiques de la proche région.

Ainsi peut-on imaginer la séquence suivante :

- (1) Mise en place des microdiorites de la région du Chardonnet par cette zone de fracture où elles donnent un système d'intrusion en forme de cèdre.

- (2) Puis ascension de la lame de diorite qui se met en place dans un milieu déjà chaud, bréchifiant ses épontes, créant un dôme thermique, expliquant les recristallisations des minéraux pyrogènes ferromagnésiens des sills et la transformation en cornéenne des grès.

Le refroidissement très lent de cette masse dioritique explique l'apparition des textures plutoniques et l'évolution par deutérisme de certains de ces minéraux. En outre, la zone bordière a été le siège d'une très grande activité hydrothermale, aboutissant à la transformation systématique de l'amphibole en biotite à sa périphérie, la bréchification et la fusion des roches sédimentaires encaissantes.

Ainsi, il faut retenir de l'étude de cette région, la présence de paragenèses de déstabilisation des minéraux d'âge hercynien pouvant aboutir à des phases que l'on aurait pu, exception faite pour la biotite, attribuer à un métamorphisme de type régional.

CHAPITRE V - LES ROCHES BASIQUES

DE VILLENEUVE LA SALLE

A. Pétrographie - Minéralogie

Ces roches ne présentent aucune affinité évidente avec le cortège étudié précédemment. Plus ferrifères que les roches de la série calco-alcaline elles présentent à l'altération des couleurs plus nuancées : rouille à vert clair suivant l'état d'oxydation du fer.

Elles ont une texture doléritique intersertale à glomérophyres de minéraux ferromagnésiens. Tous les minéraux primaires sont profondément transformés : (1) les plagioclases substitués par des micas blancs, (2) les minéraux ferromagnésiens chloritisés et calcitisés, le développement des minéraux phylliteux favorisant une schistosité maximale.

Dans un glomérophyre pseudomorphosé par de la calcite, il a été possible de reconnaître des textures comparables à celles que présente l'iddingsite lorsqu'elle se développe au sein de l'olivine ; aussi est-il probable que ces roches aient contenu à l'origine des phénocristaux et des glomérophyres d'olivine (cf. planche photo I, B).

B. Caractérisation - Nomenclature

●Composition chimique moyenne (tabl. 9)

Les roches basiques de la région de Villeneuve (A) présentent des caractères calco-alcalins assez proches de ceux des laves de la ceinture sulfurée sud-ibérique (1). Bien que des différences apparaissent au niveau des alcalins et du CaO (altération s.l.), leur rapport FeO^*/MgO est proche de celui de ces laves. Quant à la teneur en TiO_2 , elle est nettement plus élevée que celle des basaltes calco-alcalins (2), mais reste très inférieure à celle des basaltes alcalins.

Ces roches présentent incontestablement les caractères chimiques des basaltes : mais ils n'ont aucune affinité avec les basaltes alcalins.

●Les paramètres C. I. P. W-Lacroix (II, III, 5, 4, 4) les placent parmi les basaltes.

Dans le triangle QAP leur point représentatif se situe dans le champ des basaltes sur la droite QA (cf. annexe I)

C. Géochimie

●Spilite ?

La composition chimique des spilites se caractérise globalement par une teneur élevée en alcalins particulièrement en Na_2O et l'emploi du diagramme de Hugues (1972) permet de les discriminer aisément des roches basaltiques.

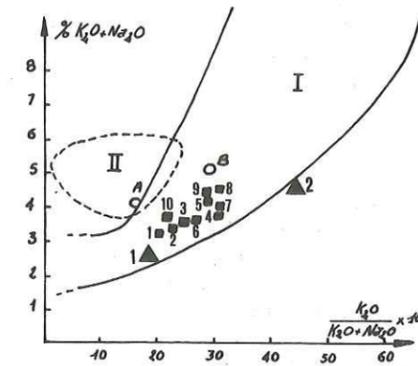


Fig. 74- Diagramme de Hugues (1972).
I- Champ des roches basaltiques normales.
II- Champ des roches spilitées.
Sont reportées sur le diagramme les moyennes d'analyses de basaltes (entre parenthèses; le nombre d'analyses) publiées par Manson, in Podelvaart, 1967):
1- basaltes océaniques pacifiques (272),
2- basaltes océaniques atlantiques (100),
3- basaltes océaniques indiens (98),
4- basaltes continentaux africains (222),
5- basaltes continentaux antarctiques (39),
6- basaltes continentaux asiatiques (396),
7- basaltes continentaux australiens (209),
8- basaltes continentaux européens (343),
9- basaltes continentaux indonésiens (80),
10- basaltes continentaux Nord américains (224).

1 ▲ - 2 ▲ - roches basiques de Villeneuve la Salle.

	A	1	2	3
SiO ₂	49.55	49.38	50.58	46.65
Al ₂ O ₃	16.29	17.63	17.81	14.87
FeO	9.67	9.58	10.10	11.79
MgO	8.55	8.79	5.48	9.57
CaO	9.70	8.56	10.51	10.90
Na ₂ O	2.75	3.43	2.62	2.65
K ₂ O	1.50	0.77	0.48	0.92
TiO ₂	1.95	1.85	1.10	2.65
Q	0	0	2.22	0
Or	7.74	4.31	2.83	5.31
Ab	20.22	27.41	22.08	19.77
An	24.83	28.75	35.38	25.50
Ne	0	0	0	1.20
D	9.84	9.16	13.61	20.09
H	9.48	2.60	16.18	0
O	6.85	16.16	0	16.69
Ap	1.72	nd	nd	0.94
Ilm	3.21	3.32	2.08	4.93
Mag	4.52	2.92	3.18	4.63
Σ alc	4.25	4.20	3.10	3.57
FeO [*] /MgO	1.13	1.08	1.84	1.23
D. I.	27.96	31.72	27.13	26.28
S. I.	38.05	39.94	29.34	38.29
P. F.	11.48	4.02	nd	0.80
Nombre d'analyses	2	14	9	96

Tab. 9- Moyenne de compositions chimiques:

(A) - Roches basiques de Villeneuve la Salle.

(1) - Basaltes carbonifères de la ceinture sulfurée sud ibérique.

(2) - Basaltes calco-alcalins (in Routhier, 1978.).

(3) - Basaltes alcalins (Wedepohl, 1969.).

Les points représentatifs des deux analyses des roches basiques de Villeneuve la Salle (fig. 74) se situent nettement hors du champ des spilites donc ces roches n'ont subi, au niveau des alcalins, aucune modification à caractère spilitique.

●Géochimie comparée :

Sur tous les diagrammes déjà employés (voir chapitre Géochimie des éléments majeurs), ces roches se situent au voisinage ou dans l'aire de dispersion de la série calco-alcaline de la série gréso-pélimitique du Carbonifère, sauf pour le TiO_2 qui les démarque nettement par sa plus forte teneur. Ainsi dans le diagramme de Miyashiro TiO_2/FMG (fig. 77 p. 107) se situent-elles nettement au-dessus des domaines de différenciation des roches intrusives du cortège calco-alcalin (1, 2, 3, 4) mais au-dessous du domaine de dispersion des roches alcalines établi par Lefèvre (1978).

●Conclusions

Bien que trouvés dans les terrains carbonifères dans les mêmes niveaux que les roches de la série calco-alcalines, ces basaltes n'appartiennent pas à la lignée de différenciation précédemment étudiée.

Pourtant ils ont encore des affinités géochimiques avec les basaltes calco-alcalins : exemple, ceux de la ceinture sulfurée sud-ibérique. Signalons en outre que les teneurs de $TiO_2 = 1.92$ ont été signalées par Lefèvre (op. cit.) dans un basalte shoshonitique du Pérou.

CHAPITRE VI - CONCLUSIONS SUR LES ROCHES INTRUSIVES
DU CARBONIFERE DE LA ZONE BRIANCONNAISE

A. Le cortège calco-alcalin

A. 1. Différenciation - Cristallisation fractionnée

Les roches intrusives du Carbonifère de la zone briançonnaise entre Durance et Arc constituent une série de différenciation unique née d'un même magma parental. L'unicité de cette série et sa différenciation sont nettement mises en évidence par :

- l'ordre de cristallisation des phénocristaux en fonction de SiO_2 pris comme index de différenciation (fig. 75) et la continuité existant entre les différents types pétrographiques reconnus (Maury, 1976) ;

- l'étude du comportement géochimique des éléments peu mobiles (FeO^* , TiO_2 , MgO) et de quelques éléments traces (V, Co).

En outre, l'absence du pyroxène et de l'olivine semble avoir été contrôlée par la grande richesse en eau du magma - plus de 6 % (cf. p. 47), mais aussi par sa mise en place sous forme de gisements cryptovolcaniques, en milieu très fermé, limitant d'autant le départ des fluides et favorisant au maximum la stabilité de l'amphibole.

Le manque évident de relations existant entre les teneurs en Cr et Ni tend à confirmer les observations faites sur l'improbabilité de cristallisation du pyroxène et de l'olivine et de ce fait, leur non participation aux processus de cristallisation fractionnée.

Au contraire, la très bonne corrélation V/ SiO_2 montre que la titanomagnétite a joué un rôle non négligeable dans le processus de cristallisation fractionnée responsable de cette série, ainsi que la précipitation de la hornblende avec laquelle elle contrôle la teneur en TiO_2 , MgO et FeO^* de ces roches.

Ainsi, la série calco-alcaline du Carbonifère se serait différenciée par cristallisation fractionnée, à partir de la précipitation de trois phases majeures : la titanomagnétite, le plagioclase et la hornblende (Osborn, 1969 ; Cawthorn et O'Hara, 1976).

La composition chimique du liquide parental pourrait être très voisine du chimisme des dolérites bien que leurs teneurs anormalement élevées pour certains éléments (Cr, MgO , etc.) soient avec les données actuelles un problème non résolu.

A. 2. Maturité et contexte du magmatisme calco-alcalin de la zone briançonnaise

●D'une province calco-alcaline à l'autre, d'un contexte structural à l'autre, les rapports volumiques acide/basique sont très variables, les basaltes sont plus abondants que les andésites dans les arcs jeunes, alors que les andésites ont des volumes bien supérieurs aux basaltes dans les arcs évolués. Le volume des matériaux acides augmente avec l'importance

de la croûte continentale présente dans la région. Ainsi la Nouvelle Zé - lande possède-t-elle beaucoup plus de termes acides que les autres arcs pacifiques (Carmichael et al., 1974).

Dans les terrains carbonifères, les roches à tendance basaltiques sont quasiment absentes et ne représentent rien à côté du volume des porphyres verts qui dominent largement (90 %) celui des porphyres blancs (10 %).

Si l'on se réfère aux histogrammes de Miyashiro, ces proportions sont tout à fait correctes pour une différenciation de type calco-alcalin et laisserait supposer une épaisseur de croûte de 30 km.

● Comme certains critères minéralogiques établis par Jackes et White (1972) permettant de distinguer les séries calco-alcalines des arcs insulaires des séries de marges continentales se sont avérés inexacts, exemple : la présence exclusive du grenat dans les marges continentales alors que l'on en trouve dans les dacites de Martinique (Westcamp, 1974); seule la paléogéographie du bassin sédimentaire étudié permettra de trancher.

Ainsi l'existence d'un régime presque exclusivement continental pour la période permo-carbonifère permet d'affirmer, dans l'hypothèse d'une subduction classique, que ce magmatisme calco-alcalin correspond à une zone de marge continentale.

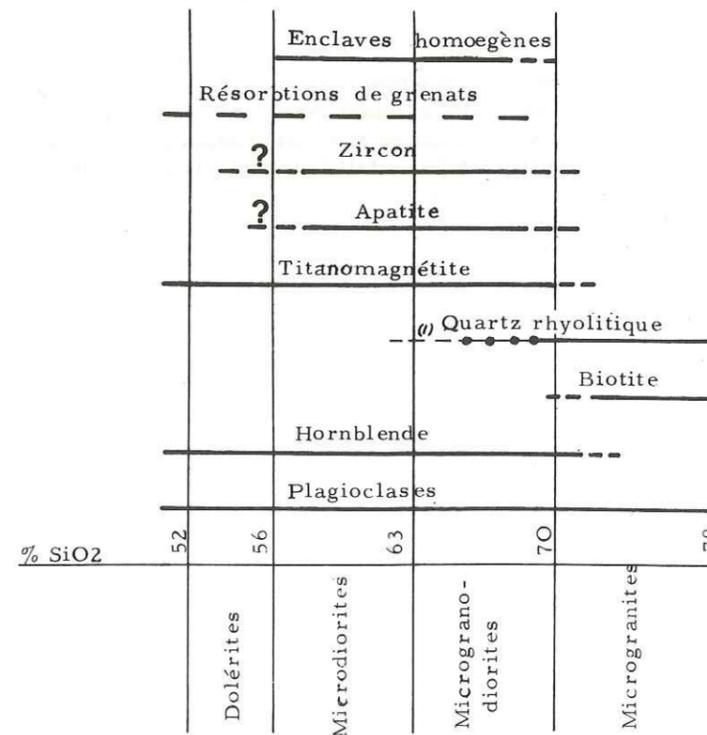


Fig.75- Evolution des paragenèses en fonction de l'acidité des roches intrusives de la série grésopélimitique du Carbonifère. (1)- Résorbition de certains quartz rhyolitiques.

A. 3. Age de ce magmatisme

Le verrucano repose par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sur les roches intrusives de la série grésopélimitique carbonifère (Tête de la Cassille - Torrent du Chardonnet). Selon Feys (1957) on retrouve les porphyres verts sous forme de galets dans l'assise de la Ponsonnière qui est datée de l'Eopermien.

Ainsi semblerait-il que le magmatisme responsable de cette série de différenciation se soit déroulé à la charnière Carbonifère - Permien lors de la phase saaliennne.

B. Les roches basiques de Villeneuve la Salle

Ce sont les seules roches aux caractères franchement basaltiques trouvées dans la série grésopélimitique carbonifère.

Leurs teneurs en titane les écartent du cortège calco-alcalin étudié. Aucune donnée précise, aussi bien géochimique que géométrique ne permet de les situer par rapport au précédent cortège.

CHAPITRE VII - LES ROCHES VOLCANIQUES
DU VALLON DE LA PONSONNIERE

Ces gisements représentent, hormis l'andésite du Guil, les seules roches volcaniques éopermiennes en place de cette région.

Dans le but de les comparer avec les roches intrusives de la série gréso-pélimitique du Carbonifère, j'ai prélevé quelques échantillons dans les deux coulées : trois dans la coulée supérieure et quatre dans la coulée inférieure.

	III'	IV	P 1	P 2
SiO ₂	58.91	54.39	74.88	57.36
Al ₂ O ₃	18.82	18.03	13.80	19.15
FeO	7.17	9.38	1.98	6.60
MgO	3.60	5.97	0.71	4.04
CaO	4.82	4.63	0.59	6.44
Na ₂ O	4.11	5.29	2.94	4.17
K ₂ O	1.88	1.41	4.85	1.33
TiO ₂	0.67	0.87	0.24	0.87
Q	9.02	0	35.08	5.08
Or	10.51	7.80	28.30	7.44
Ab	32.91	41.97	24.53	33.59
An	21.43	19.97	2.48	28.09
Co	1.63	0	2.75	0
D	0	0.57	0	0.73
H	14.98	8.06	5.00	16.70
O	0	10.03	0	0
Ap	0.44	0.30	0.14	0.49
Ilm	1.19	1.55	0.43	1.57
Ma	3.05	3.81	0	1.66
alc	5.99	7.70	7.79	5.50
FeO*/MgO	1.99	1.57	2.79	1.63
D. I.	52.44	49.77	87.91	46.11
S. I.	21.48	25.90	6.77	25.03
P. F.	4.00	4.87	1.65	3.90
Nombre d'analyses	12		3	4

rhyolitiques et quelques phénocristaux de feldspath zonés. La mésostase est formée par un feutrage de chlorite et de micas blancs qui oblitèrent toutes les textures primaires.

● Nomenclature

C'est une rhyolite (70 > SiO₂) d'ailleurs les paramètres C. I. P. W-Lacroix

Tab.10- Moyennes:

-(III') d'un groupe de microdiorites et (IV) des enclaves homœogènes de la série calco-alcaline incluse dans les sédiments carbonifères ;
-(P1) de la coulée rhyolitique et (P2) de l'andésite du vallon de la Ponsonnière.

A. La coulée supérieure

● Gisement - Macroscopie

Cette coulée se trouve directement au contact du verrucano à galets roses et donne des éperons comparables à ceux du trias quartzeux.

La roche est massive, d'un beau vert clair et présente çà et là des zones de décoloration.

Elle est aphanitique et présente quelques rares quartz rhyolitiques.

● Microtexture

Cette roche devait à l'origine avoir une texture microlitique à tendance porphyrique qui se manifeste par quelques quartz

I, 3, (4), I', 3, et le report dans le triangle QAP donnent le même résultat.

● Géochimie :

Par sa teneur élevée en K₂O (4.79%), cette roche se différencie des autres roches acides (porphyres blancs et eutectiques), dont la tendance est sodique. En outre, la somme des alcalins est très élevée (tab. 10 et fig 75).

B. La coulée (?) inférieure

● Gisement - Macroscopie

Coincée entre les schistes lie de vin à sa base et les tufs, conglomérats violet à pâte schisteuse à son sommet (Fabre, 1961), elle est constituée par une roche massive montrant les stigmates d'une altération météorique intense : taches violacées, vertes ...

Sa texture est porphyrique, suivant la zone observée elle montre des phénocristaux de plagioclase de taille millimétrique, mais aussi des fantômes de phénocristaux d'amphibole et de gerbes.

Ainsi sa minéralogie semble très peu différente de celle des porphyres verts.

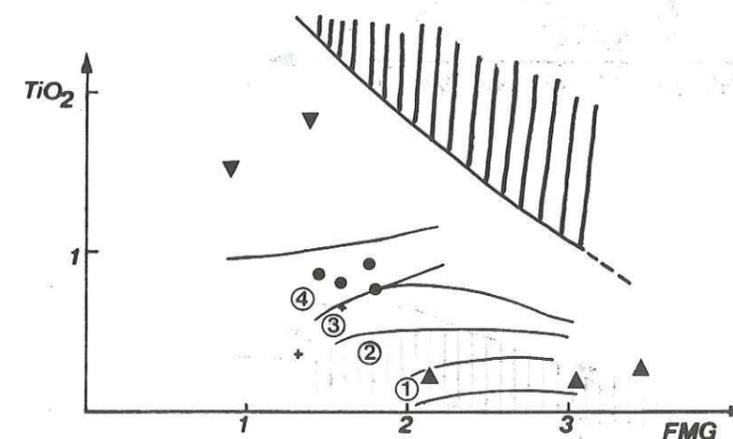


Fig. 77- Diagramme TiO₂ / FMG.

Les traits pleins limitent les différentes aires de dispersion des roches constituant la série calco-alcaline intrusive du Carbonifère:

- les microgranites,
- les microgranodiorites,
- les microdiorites,
- les enclaves et les dolérites.

Le domaine hachure verticalement correspond à l'aire de dispersion des roches alcalines.

Sur ce diagramme ont été portées :

- 3 analyses de la coulée rhyolitique (▲) et 4 analyses de l'andésite (●) du vallon de la Ponsonnière.
- 2 analyses des basaltes de Villeneuve la Salle (▼),
- 2 analyses de l'andésite du Guil (R. Michel et al., 1982), (+).

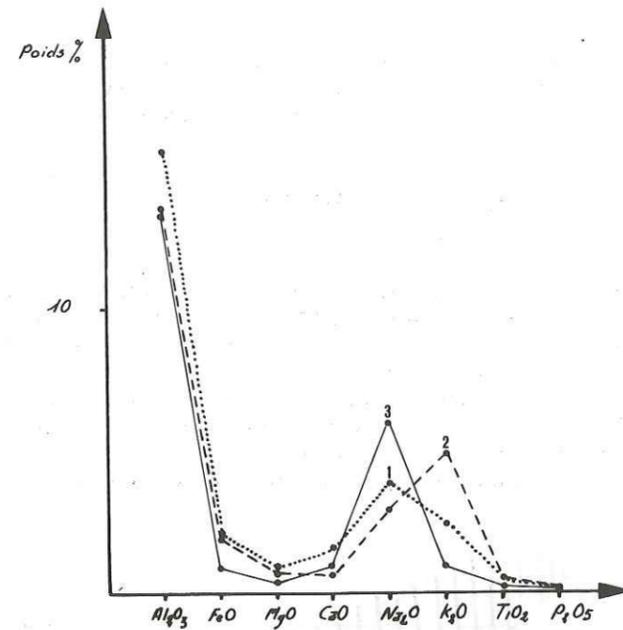


Fig. 75- Diagramme pourcentage pondéral/oxydes.
1- Moyenne de porphyres blancs.
2- Coulée rhyolitique du vallon de la Ponsonnière.
3- Eutectiques de la Cée Haute.

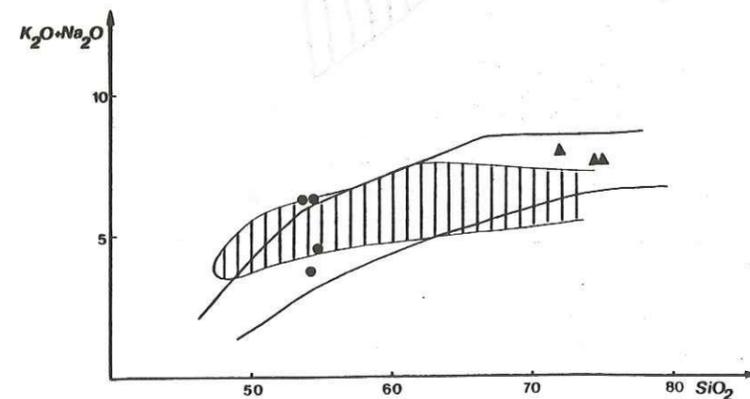


Fig. 76- Diagramme alcalins / silice.
Coulée rhyolitique (▲) et coulée (?) andésitique (●) du vallon de la Ponsonnière. L'aire hachurée correspond au domaine de dispersion de la série calco - alcaline de la série grésopélitique du Carbonifère.

●Microtexture

C'est une roche microgrenue porphyrique à phénocristaux d'amphibole et de plagioclase.

●Nomenclature

Dans l'hypothèse d'une coulée (Fabre, 1961), nous avons affaire à une andésite ($56 < SiO_2 < 63$), résultat conforté par la norme C. I. P. W - Lacroix, II, 5, 3'; 4', et le report dans QAP (fig. I, annexe I).

●Géochimie

Hormis sa teneur en titane (fig. 77) qui est plus élevée que celle des microdiorites, pour les autres éléments ses teneurs sont tout à fait comparables à celles des microdiorites les plus basiques.

C. Conclusions

Pour la coulée supérieure il est tout à fait impossible de donner une réponse définitive au sujet de son appartenance ou non à la série de différenciation de la série grésopélitique carbonifère.

Sa forte teneur en K_2O et de là en alcalins totaux n'est pas un critère suffisant pour faire une quelconque discrimination car cet élément a pu être importé au cours de l'altération (voir p. 160).

Pour la coulée inférieure, malgré des convergences minéralogiques assez séduisantes, il faut écarter l'hypothèse de son appartenance à la série de différenciation du Carbonifère à cause de sa teneur en titane.

De telles variations sont possibles d'un appareil volcanique à un autre et ceci n'empêche pas qu'elle puisse appartenir au même contexte magmatique.

De cette rapide étude des roches magmatiques du Vallon de la Ponsonnière nous retiendrons encore les bonnes affinités présentées avec le magmatisme calco-alcalin (fig. 77).

CHAPITRE VIII - SIGNIFICATION ET PLACE DU
MAGMATISME ETUDIE DANS L'EUROPE FINI-PALEOZOIQUE

A. Signification géostrutturale du magmatisme inclus dans
le Carbonifère de la zone briançonnaise

La corrélation négative TiO_2/FMG (cf. p. 68) et le faible contraste de ses teneurs seraient caractéristiques des domaines de convergence de plaques (Bébién et Gagny, 1978). En outre, l'absence de matériel basaltique dans le cortège de différenciation pose le problème du magma parental. S'il y a eu mélange (Elchelberger, 1978) produisant un magma de nature moyenne andésitique, il faut nécessairement un moteur pour un tel phénomène. Dans tous les schémas actuels admis, seule une zone de subduction peut fournir les conditions optimales nécessaires. Ainsi un tel magmatisme ne pourrait se former qu'en régime compressif.

B. Sa place dans l'Europe fini-paléozoïque (fig. 78)

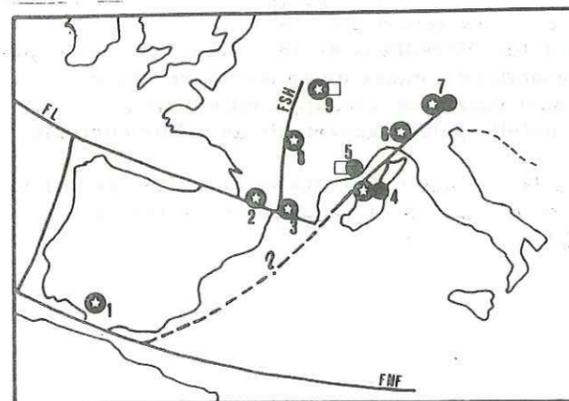


Fig. 78 - Position de quelques gisements volcaniques carbonifères et permien dans la reconstitution de l'Europe hercynienne avant l'ouverture de l'Atlantique (d'après : Bullard et al., 1965; Bard et al., 1971; Arthaud et Matte, 1977; Vellutini, 1977.)
 ⊗ - Calco-alcalin.
 ● - Alcalin.
 □ - Tholéiitique.
 1 - Ceinture sulfurée sud ibérique (Carbonifère inférieur) (Routhier, 1978).

- 2 - Pic du Midi d'Ossau (Permien) (Bixel et al., 1980)
 - 3 - Sierra del Cadi (Permien) (Morre et al., 1964)
 - 4 - Corse et Sardaigne (Permien) (Vellutini, 1977).
 - 5 - Estérel (Permien) (Boucarut, 1971; Vellutini, op. cit.)
 - 6 - Zone briançonnaise (Permo-carbonifère).
 - 7 - Bolzano (Permien) (Léonardi et al., 1956; Vellutini, op. cit.).
 - 8 - Monts du Lyonnais (observ. person.).
 - 9 - Vosges méridionales (Viséen) (Bébién et Gagny, 1978.).
- FSH: faille sillouan; FL: faille du Labrador Biscaye; FNF: faille du Sud de Terre Neuve.

Le phénomène calco-alcalin n'est en aucun cas exceptionnel dans l'Europe fini-paléozoïque. On le rencontre en Espagne, dans la ceinture sulfurée sud-ibérique (Routhier, 1978) où il est daté du Carbonifère inférieur (Dinantien), dans les Vosges méridionales (Bébién et Gagny, 1978)

d'âge Viséen et accompagné de roche tholéiitiques. D'âge plus récent, Permien, dans les Pyrénées: dans la Sierra del Cadi (Morre et al., 1964) et au Pic du Midi d'Ossau (Bixel et al., 1980); en Sardaigne, en Corse (Vellutini, 1977) et en Italie du Nord dans la région de Bolzano (Leonardi et al., 1959; Vellutini, op. cit.). En outre, en Sardaigne, en Corse et en Italie du Nord ce volcanisme calco-alcalin s'accompagne d'un deuxième cycle alcalin. C'est ce même cycle Permien qui serait responsable des volcanites de l'Estérel issues d'un magmatisme où se mêlent des roches aux caractères franchement alcalins à des roches basiques tholéiitiques. On retrouve des roches calco-alcalines d'âge permo-carbonifère dans les monts du Lyonnais.

De ces quelques données nous retiendrons la complexité du magmatisme fini paléozoïque qui met souvent en présence des roches aux significations géostrutturales opposées.

C. Schémas actuels susceptibles d'expliquer ces associations

C. 1. Evolution du volcanisme par oblitération d'une zone de subduction par un phénomène de "rifting" continental (Basin and Range Structure)

A partir de données géochimiques (volcanisme aux caractères ambigus) et géophysiques (aminçissement de la croûte au droit de la zone étudiée), Scholtz et al. (1971) proposent le schéma évolutif suivant (fig. 79):

- (1) Zone de subduction avec mélange partiel de la plaque descendante et du manteau supérieur donnant un magma de nature intermédiaire qui monte diapiriquement.
- (2) Apparition d'un volcanisme de type calco-alcalin au droit du diapir. Au niveau de cette zone, formation d'un panache magmatique qui s'étend à mesure que le matériel nouvellement formé monte, et par ce biais extension latérale du volcanisme.
Inversion des contraintes à cause de l'intumescence magmatique et apparition d'un régime distensif.
- (3) Conjugaison des deux mouvements subduction et extension jusqu'à ce que la plaque continentale aille à la rencontre de la ride est-pacifique; puis oblitération de la zone de subduction. De la conjugaison des deux plaques ne subsiste qu'une faille (faille San Andreas).
- (4) L'expansion de la plaque continentale continue et le magmatisme devient franchement basaltique.

Un tel schéma permet par un changement du régime des contraintes le passage d'un magmatisme calco-alcalin à un magmatisme alcalin à tholéiitique.

Ce sont d'ailleurs de telles hypothèses qui ont servi à Lorenz et Nicholls (1976) pour l'établissement de leur schéma d'évolution géostrutturale de l'Europe de l'ouest du Viséen au Permien supérieur.

C. 2. Le cas du volcanisme tertiaire et quaternaire de l'Iran central

D'après les différents travaux faits sur l'Iran central (Sabzehei, 1974; Amidi, 1975; Lescuyer et al., 1976; Caillat et al., 1978) il semblerait que cette région soit le siège d'un volcanisme très particulier per-

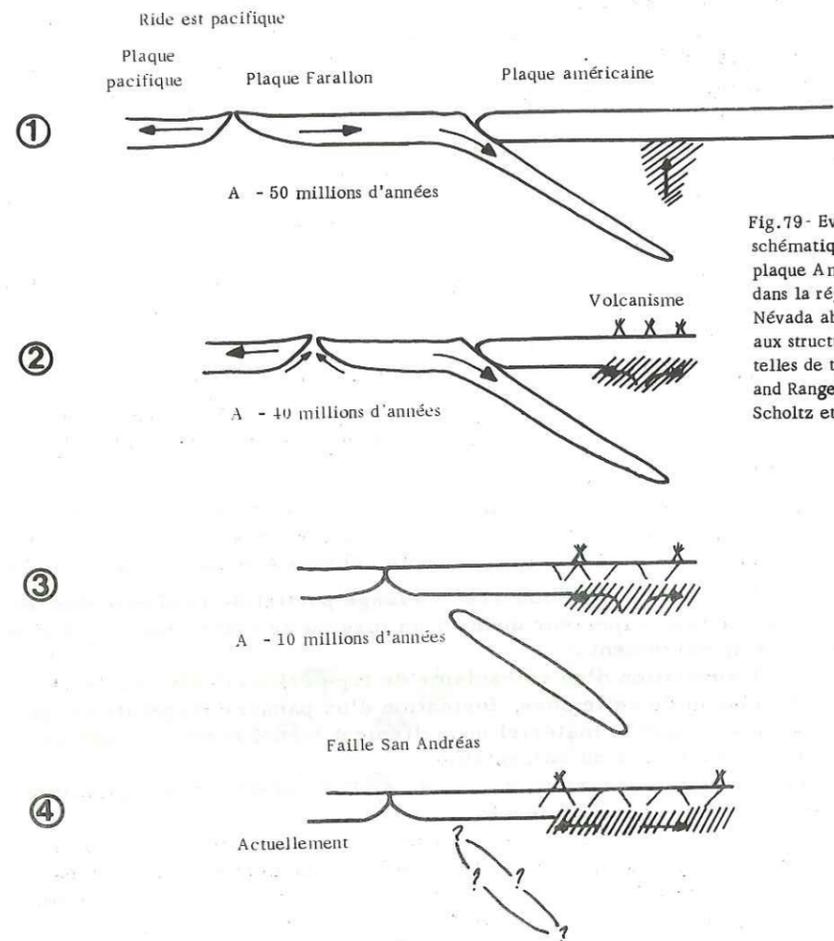


Fig.79 - Evolution schématique de la plaque Américaine dans la région du Nevada aboutissant aux structures actuelles de type "Basin and Range" (in Scholtz et al., 1971).

mettant le télescopage de volcanismes aux significations structurales opposées : alcalin et calco-alcalin. Signalons, en outre, l'absence d'une série calco-alcaline typique et continue dans cette région, mais simplement la présence de tel ou tel membre de la série (A. Emani, comm. or). Malheureusement aucun schéma global n'existe permettant de modéliser les différents paramètres intervenant pour expliquer le comportement géostructural de cette région qui a été placée à tort dans les "intracontinental rifts of young folden zone" de Milanowsky. D'après les quelques données rassemblées : absence de plan de subduction (métamorphisme et répartition du magmatisme), télescopage de séquences volcaniques aux significations structurales opposées, il semblerait que cette région appartienne à un contexte géostructural particulier n'ayant aucun point commun avec les modèles actuels.

D. Conclusions

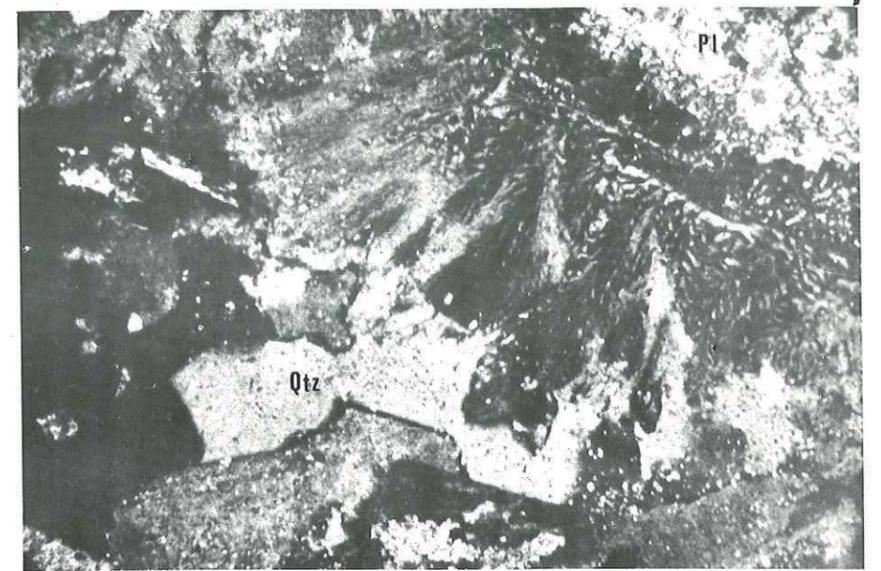
Il me semble que dans l'état actuel de nos connaissances sur le Permien et le Carbonifère de l'Europe de l'ouest il est quasiment impossible de donner un schéma précis de son évolution structurale permettant d'expliquer les particularités de ce magmatisme.

Le seul schéma actuel permettant de tenir compte de tous les paramètres décrits, est celui proposé par Scholtz et al. (op. cit.).

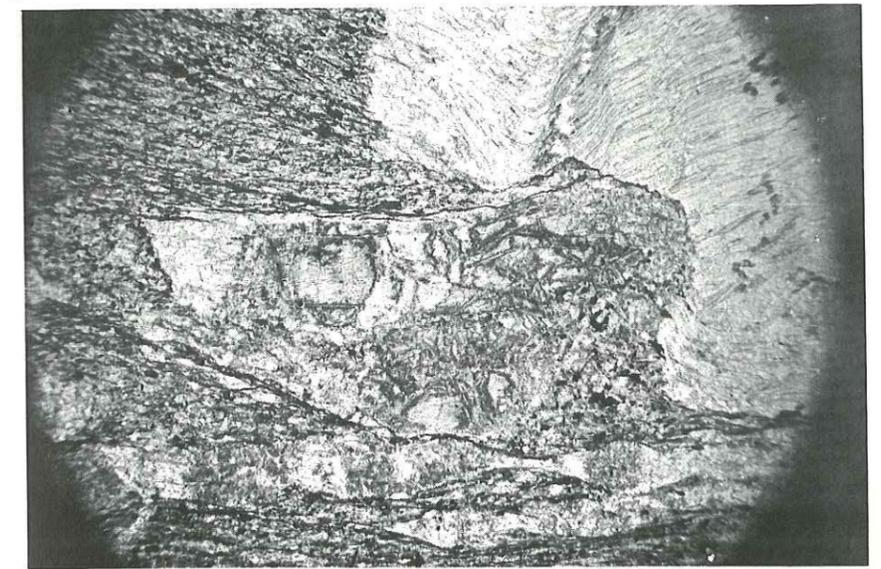
Mais ce modèle se heurte à un écueil majeur, l'absence de trace pouvant marquer la suture d'une zone de subduction (Hallam, 1976). Aucun minéral de métamorphisme de haute pression n'est connu dans l'Europe hercynienne hormis en Bretagne (Ile de Groix).

L'établissement de la carte des gisements volcaniques dans la reconstitution de Bullard et al. (1965) montre que tous les gisements volcaniques recensés s'ordonnent sur des accidents profonds inventoriés.

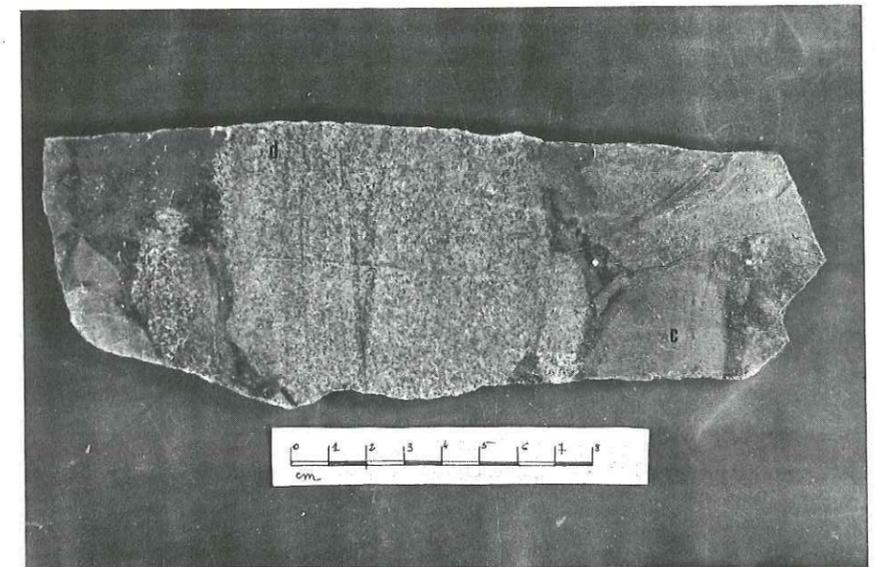
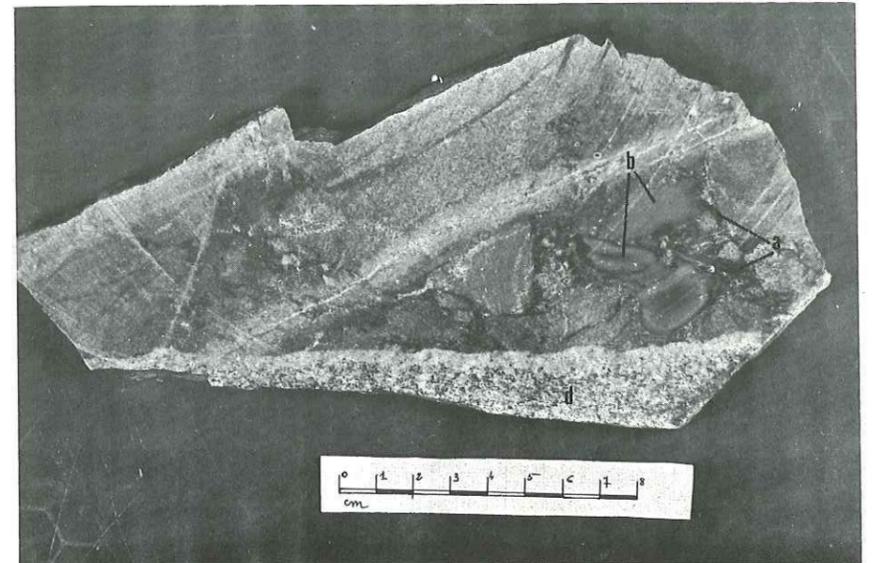
Ainsi ces magmas se seraient-ils mis en place à la faveur de grandes discontinuités cratoniques (Arthaud et Matte, 1977).



A- Porphyre vert à mésostase granophyrique. Les cristaux intracrystallins sont constitués par des phénocristaux d'amphibole et de plagioclase (Pl.). La mésostase est constituée par des symplectiques de quartz et d'albite donnant des frondes aux convexités tournées vers des quartz xénomorphes (Qtz).

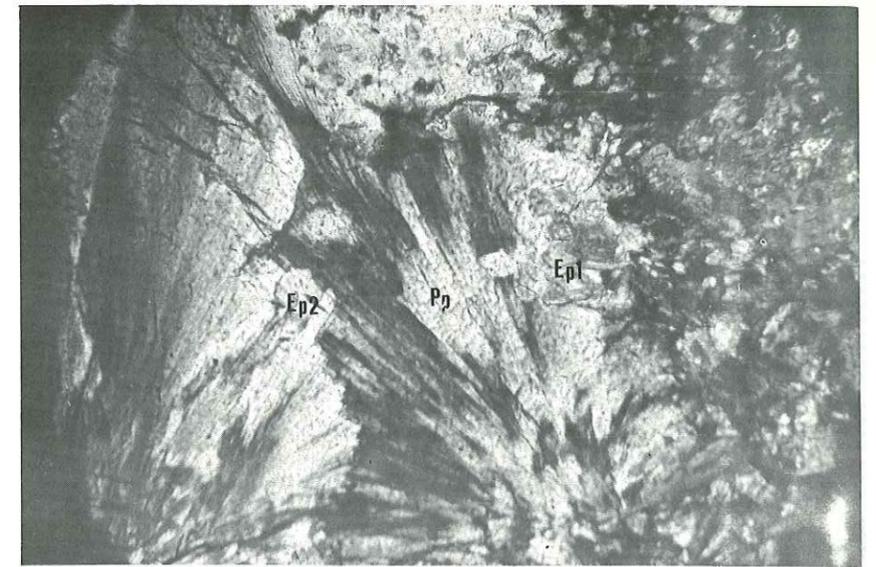


B- Roche basique de Villeneuve la Salle. Texture d'iddingsite fossilisée par de la calcite et de l'hématite matérialisant peut-être le fantôme d'un phénocristal d'olivine.



Aspect macrographique sur section sciée des brèches magmatiques:

- a- Ciment riche en biotite.
- b- Fragments de pélite houillère.
- c- Fragment de microdiorite.
- d- Roche de nature granitique.



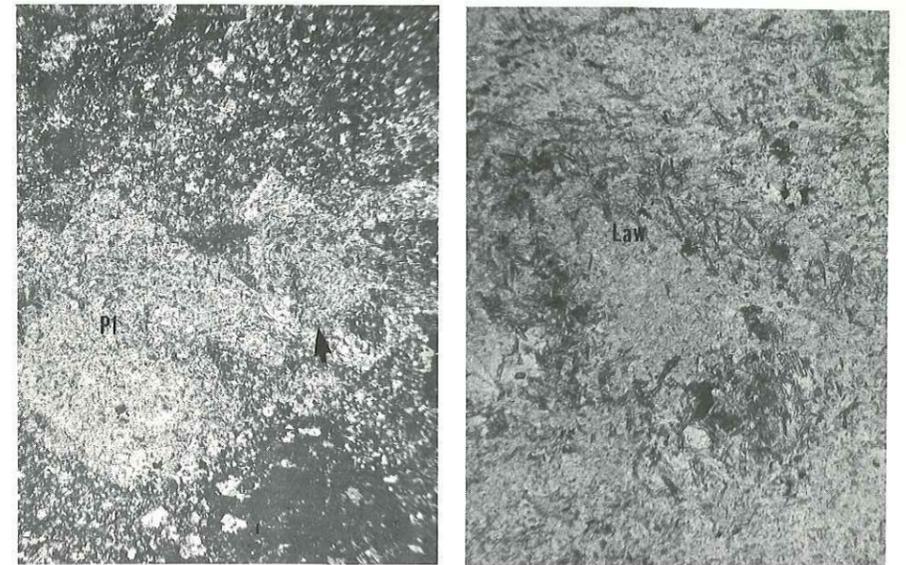
0.08mm

A- Gerbes d'épidote (Ep2) et de pumpellyite ferrifère syncristallines. Des reliques d'épidote (Ep1) au sein de la gerbe de pumpellyite laissent supposer une succession des paragenèses (Ech. 6S1).



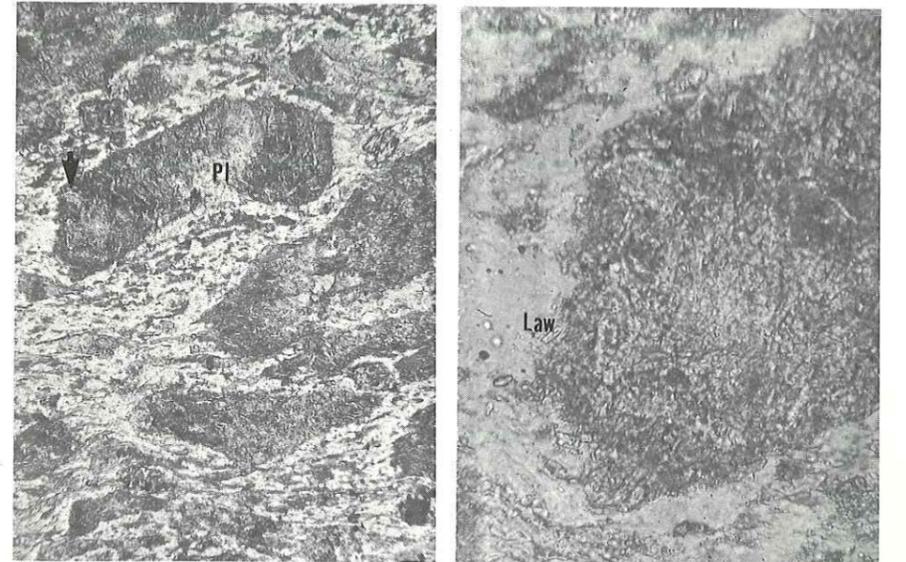
0.07

B- Pseudomorphose de pumpellyite par du mica blanc (Ech. 4K1).



a

0.4mm



b

Comparaisons entre deux échantillons de porphyre vert à lawsonite:

a) Zone méridionale (Briançon);

b) Zone septentrionale (Bissorte-Arc).

Les clichés de droite montrent un agrandissement de la zone fléchée et permettent de voir les silicates typomorphes (Law). Les clichés de droite et de gauche ont respectivement subi le même grandissement.

DEUXIEME PARTIE

LE METAMORPHISME ALPIN ET SON INFLUENCE

SUR LE CHIMISME ORIGINEL DES ROCHES

CHAPITRE I - MINERALOGIE

A. Tectosilicate - L'albite

A. 1. Répartition

L'albite est présente dans toutes les roches intrusives de la zone houillère briançonnaise et appartient à toutes les paragenèses métamorphiques.

On la rencontre aussi dans les fentes alpines, seule ou associée à la calcite, au ripidolite et à la pumpellyite.

A. 2. Caractères microscopiques

Dans les faciès les plus sodiques, elle remplace totalement les plagioclases originels donnant des individus limpides maclés. Parfois elle donne des macules amoéboides, seule ou associée au ripidolite vermiculé.

Dans les fentes alpines elle présente souvent des macles en biseaux (cristallisation sous contraintes ?).

B. Les phyllosilicates

B. 1. La chlorite

a) Répartition

Exceptionnellement présente dans les microgranites de fin de différenciation elle est très largement distribuée dans les roches intermédiaires et basiques. Son développement peut être très limité voire nul dans les roches ayant subi un enrichissement en K₂O.

Elle se trouve aussi dans les fentes alpines où elle pigmente le quartz et la calcite, en fonction de sa concentration, d'un vert soutenu à un vert très sombre.

b) Caractères microscopiques

● Habitus et morphologie

La chlorite se développe aux dépens de l'amphibole qu'elle pseudomorphose, seule ou associée aux autres minéraux d'altération.

Mais elle se substitue aussi aux minéraux de métamorphisme, par exemple la pumpellyite, et acquiert par ce fait des caractères rétro-morphiques évidents.

Ses formes sont très diverses, quelquefois déterminées par les minéraux qu'elle pseudomorphose.

*Détermination faite aux rayons X par la méthode proposée par Brown (1961) :

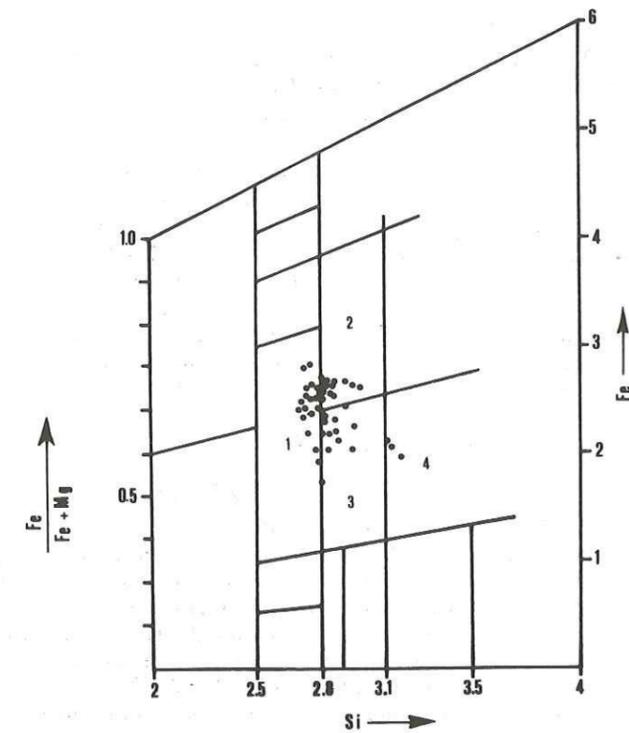
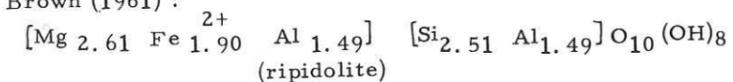


Fig. 80- Composition chimique des chlorites des porphyres verts (analyses microsonde) dans le diagramme de Hey (1954).
1- Ripidolite.
2- Brunsvigite.
3- Pychnochlorite.
4- Diabantite.

Elle se présente en palmettes, en aiguilles, en touffes fibreuses, en vermicules constitués par des empilements de feuilles (001) idiomorphes de ripidolite.

● Caractères optiques

Très rarement franchement pléochroïque, elle présente des couleurs de polarisation souvent anormales partant des gris sombres au bleu nuit, avec parfois des tons cuivrés. La chlorite des fentes a des caractéristiques optiques très constantes : un pléochroïsme dans les tons verts et une teinte de polarisation dans les bleu nuit ce qui laisse présumer de sa grande constance chimique.

c) Altérations exogènes

Les chlorites donnent par altération météorique des minéraux que l'on a l'habitude de nommer oxychlorites.

Au cours de cette destabilisation les chlorites prennent des couleurs jaunâtre à rouille et perdent leur pléochroïsme. Elles polarisent dans des teintes similaires. La couleur prise s'explique par l'oxydation du fer.

On rencontre de tels minéraux en bordure des sills et autour des zones de fracture, là où il y a une forte circulation d'eau.

d) Cristallochimie (fig. 80).

Le report des analyses faites sur les échantillons sélectionnés montre un domaine de substitution Fe/Mg assez faible. Les chlorites des porphyres verts se distribuent entre le ripidolite, la brunsvigite et la pychnochlorite.

Les trois points qui se situent dans le domaine des diabantites montrent pour des chlorites des teneurs non négligeables en Na et surtout en K qui ne s'accompagnent pas, contrairement à ce qu'avait remarqué Saliot (1978), d'une augmentation en Al. Mais ceci n'empêche pas la possibilité d'un léger mélange par interstratification de feuillets de micas blancs ; de tels phénomènes de mixité sont possibles dans les faciès de faible température (Saliot, 1978). D'ailleurs ces chlorites présentent en lumière polarisée-analysée des caractères assez particuliers : (1) elles donnent des touffes et (2) montrent des fibres polarisant dans les blancs du premier ordre.

Je n'ai rencontré ces mélanges qu'en une localité: au Ravin du Loup.

e) Stabilité

La chlorite a un champ de stabilité extrêmement vaste dont la limite supérieure se situerait autour de 800° C et pour des pressions élevées (Velde, 1973). D'après Kuniyoshi et al (1976), l'élévation de température rendrait instable le composant antigorite qui serait alors remplacé par le composant amésite. Ce phénomène s'accompagnerait de substitutions ioniques de type $(Mg, Fe) + Si \rightleftharpoons Al^{IV} + Al^{VI}$; ainsi la croissance de la température favoriserait le remplacement du Si^{IV} par Al^{IV} .

L'augmentation de pression aboutirait à un phénomène similaire (Fawcett et al., 1966). Ces problèmes concernant la substitution du composant antigorite de la chlorite seront abordés pour les échantillons des porphyres verts.

B.2. Les micas blancs

a) Répartition

Présents dans tous les porphyres de la zone houillère briançonnaise ils constituent une phase importante des paragenèses d'altération.

b) Caractères microscopiques

Ils se présentent en petites paillettes qui saupoudrent (avec des concentrations diverses) mésostase, phénocristaux de plagioclase et soulignent les plans de schistosité.

Dans les échantillons les plus riches en K₂O, ils se substituent aux chlorites en pseudomorphosant les amphiboles. En outre, ils montrent souvent un comportement de minéraux secondaires et des caractères rétro-morphiques évidents, exemple déjà cité pour des lawsonites de la région du Lautaret (Saliot, 1978) ; j'ai rencontré le même phénomène pour des pumpellyites de la région de Névache (Chardonnet - Chalets de Laval).

Les micas des porphyres verts présentent souvent en lumière naturelle des nuances verdâtres qui reflètent la substitution céladonitique.

c) Cristallochimie

J'ai fait faire quelques analyses sur un échantillon présentant des micas blancs en association intime avec de la pumpellyite. Ceux-ci montraient un taux de substitution phengitique très faible qui doit être mis en relation avec leur apparition tardive par rétro-morphose des pumpellyites (cf. p. 145).

C. Les orthosilicates

C.1. Pumpellyite

a) Répartition

La pumpellyite a été mentionnée dans les microdiorites par Guitard et Saliot (1971) dans la région de Modane, dans la haute vallée de Névache..., puis par Bocquet (1974) dans une méta-microdiorite de Valmeinier.

La carte de répartition des minéraux du métamorphisme alpin publiée par Saliot (1978) reflète bien l'ubiquité de ce minéral susceptible d'être découvert dans tous les porphyres verts de la zone houillère. Remarquons néanmoins qu'on ne le rencontre pas partout, car, comme cela sera détaillé ultérieurement, sa stabilité est très dépendante des conditions physico-chimiques. Ainsi, pour des raisons surtout chimiques, sa présence semble plutôt rare dans les sédiments grésopélitiques carbonifères ; elle n'a été signalée qu'une seule fois dans les "grauwackes" carbonifères de Fourneaux (Guitard et Saliot, 1971).

b) Caractères macroscopiques

Dans quelques fentes alpines la pumpellyite se développe suffisamment (plusieurs mm) pour permettre son observation à l'oeil nu (Chardonnet - haute vallée de la Clarée, etc.).

Elle est en association avec le quartz, la calcite, l'albite et quelquefois le ripidolite.

Elle forme de petites aiguilles perpendiculaires aux épontes des cassures, ou intimement associée au quartz, elle donne des masses aphanitiques dans les fentes de tension.

Son habitus aciculaire rend son aspect fibreux, son éclat est nacré et sa couleur d'un vert d'eau léger. Dans les druses ce sont des gerbes de fibres.

c) Caractères microscopiques

La pumpellyite est certainement de tous les minéraux d'altération rencontrés celui qui présente les habitus les plus divers.

Bien que ce minéral ait déjà été abondamment décrit par de nombreux auteurs : Coombs (1953), Guitard et Saliot (1971), Zen (1974), Coombs et al. (1976), etc., un catalogue des différentes formes rencontrées au sein des roches éruptives de la zone houillère est cependant nécessaire.

Habitus et morphologie :

Dans les fentes alpines la pumpellyite se présente sous la forme d'aiguilles, plus rarement d'amas maclés en feuille de chêne (fig. 81 et 82). S'étendant en dehors des fentes elle cristallise de préférence dans les

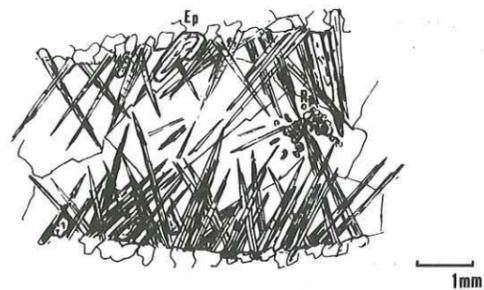


Fig-81. Pumpellyite aciculaire tapissant une fente alpine. Elle est associée à quelques prismes trapus d'épidote (Ep) syncristalline, ainsi qu'au quartz et au ripidolite (Rp).

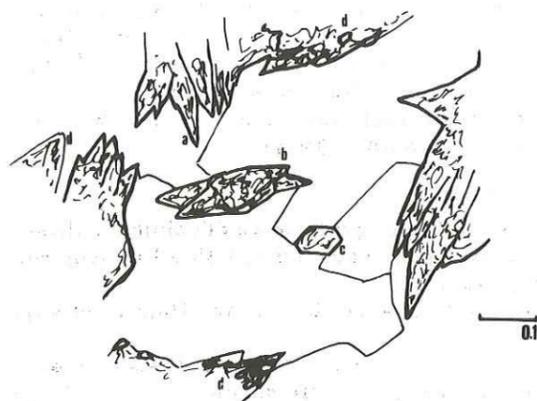


Fig. 82- Pumpellyite maclée dans une fente alpine:
 a) Macles en feuille de chêne.
 b) Macle non déterminée.
 c) Cristal automorphe.
 d) Pseudomorphose des cristaux par des micas blancs.

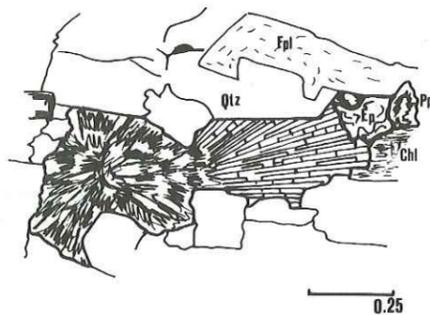
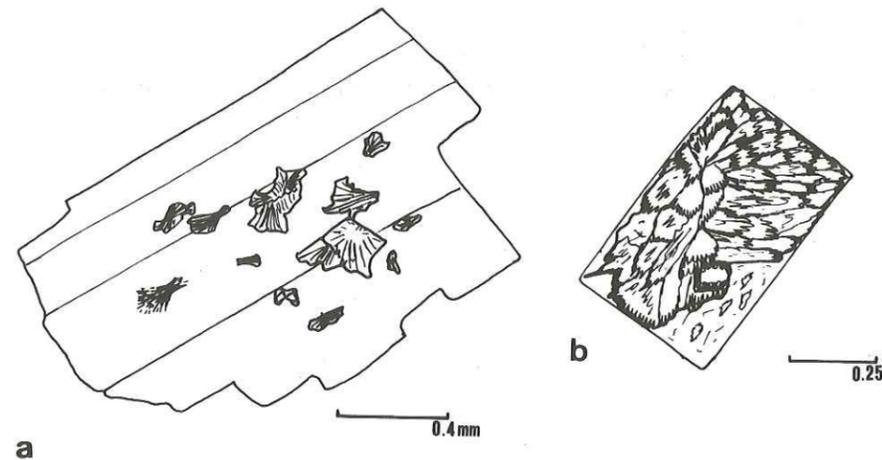
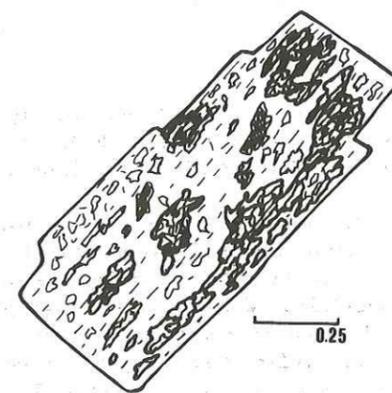


Fig. 83- Pumpellyite en gerbes et en rosace dans une vacuole d'un porphyre vert. L'épidote non pléochroïque semble avoir précédé la pumpellyite (Pp), très pléochroïque. (Chl.: chlorite-Qtz.: quartz-Fpl: plagioclase magmatique altéré.)



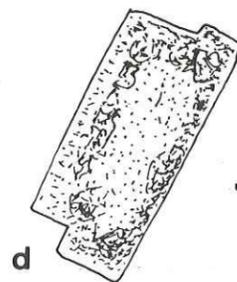
a

b

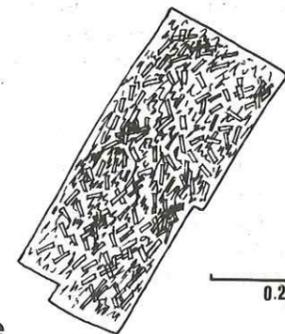


c

Fig. 84- Différents habitus de la pumpellyite sur plagioclase:
 a) En gerbes et en tablettes.
 b) En rosace.
 c) En cristaux xénomorphes.
 d) En granules.
 e) En cristaux bacillaires.



d



e

phénocristaux de plagioclase.

Au sein des vacuoles des roches éruptives, elle donne des faisceaux de fibres radiaires s'estompant vers le centre en passant à des rosettes plumeuses ou des éventails d'individus en plages subautomorphes (fig. 83). Dans la mésostase, qu'elle saupoudre de fins granules augmentant de façon anormale le relief du fond de la roche, elle forme aussi des rosaces plumeuses constituées de bouquets de fibres ou de cristaux bacillaires.

Sur les plagioclases qui sont par excellence les hôtes et sur lesquels les formes sont les plus variées, on l'observe en :

- faisceaux de fibres clivées (fig. 84 a)
- tablettes (fig. 84, a)
- cristaux xénomorphes aux formes amoeboïdes (fig. 84, c)
- granules au fort relief groupés en nuages (fig. 84, d)
- cristaux bacillaires (fig. 84, e)
- rosaces plumeuses (fig. 84, b)

Sur l'emplacement des amphiboles qu'elle pseudomorphose (seule ou en paragenèse avec les autres phases d'altération) par des gerbes, des rosettes, des faisceaux plumeux ou bien des aiguilles.

Sur l'emplacement de la titanomagnétite où elle se manifeste sporadiquement.

Caractères optiques :

Des mesures optiques ont été faites sur un cristal de pumpellyite de taille inférieure au millimètre, pris dans une fente alpine F 3, au moyen d'une platine à aiguille, ; elles ont donné : $2V = +39^\circ$, $n_p = 1.684$, $n_m = 1.683$, $n_g = 1.693$.

Les résultats trouvés sont tout à fait cohérents avec les résultats analytiques* qui donnent une pumpellyite alumineuse (Coombs, 1953).

Les pumpellyites des porphyres verts du fait de leur très petite taille, rendent de telles approches impossibles. Elles sont soit très pléochroïques comme au ravin du Loup, où leur couleur varie d'un vert clair à un vert foncé, ou d'un brun clair à un vert olivâtre soutenu, soit incolores sans aucun pléochroïsme comme dans la région des chalets de Laval. En outre, pumpellyite pléochroïque et pumpellyite non pléochroïque peuvent se côtoyer dans un même échantillon.

Guitard et Saliot (1971) ont mesuré sur des pumpellyites pléochroïques et non pléochroïques des variations de $2V$ allant du simple au double (de 30° à 60°).

d) Radiocristallographie

L'indexation d'un diagramme de poudre et le calcul des paramètres de maille d'une pumpellyite de fente alpine F 3 ont été faits par la méthode des moindres carrés. Les résultats obtenus (tabl. 11) confirment les conclusions de Coombs (1953), contrairement aux critiques formulées par Zen (1974) qui mettait en doute l'appartenance de ce minéral au groupe d'espace A.

* 3 points de microsonde ont été faits sur de la pumpellyite appartenant au même échantillon et qui montrait en observation micrographique une grande homogénéité d'aspect ; c'est d'ailleurs ce même minéral qui a été indexé en radiocristallographie.

Raie	h	k	l	d calculé	d observé	Intensité	
1	1	0	0	8.748	8.749	-	
2	1	0	2	6.892	6.894	-	
3	1	0	2	6.051	6.058	-	
4	0	0	4	4.742	4.745	+	
5	1	1	1	4.661	4.658	+	
6	1	0	4	4.416	4.410	+	
7	2	0	0	4.374	4.368	+	
8	2	0	2	4.184	4.179	-	Paramètres de la maille
9	1	1	3	4.016	4.018	-	
10	2	0	2	3.789	3.785	++	$a = 8.823 \pm 0.004 \text{ \AA}$
11	2	0	4	3.446	3.445	+	$b = 5.912 \pm 0.004 \text{ \AA}$
12	1	1	5	3.111	3.110	-	$c = 19.132 \pm 0.013 \text{ \AA}$
13	1	0	6	3.105	3.099	-	$\beta = 97.461 \pm 0.05^\circ$
14	2	0	4	3.025	3.024	-	
15	0	2	0	2.956	2.954	+	Volume de la maille =
16	2	1	3	2.945	2.950	+	$989.5 \text{ \AA}^3 (Z = 1)$
17	3	0	0	2.916	2.914	+++	Groupe d'espace A
18	1	1	5	2.899	2.893	+++	($k + l = 2n$)
19	1	2	0	2.800	2.801	-	
20	2	0	6	2.736	2.734	++	
21	3	0	2	2.691	2.690	-	
22	3	1	1	2.632	2.633	+	Intensité
23	0	2	4	2.508	2.508	+	- très faible
24	1	1	7	2.448	2.447	++	+ faible
25	1	0	8	2.367	2.366	-	++ moyenne
26	2	2	2	2.330	2.326	+	+++ forte
27	3	1	3	2.323			
28	3	0	6	2.297	2.297	-	
29	3	1	5	2.281	2.281	-	
30	2	0	8	2.208	2.206	++	
31	4	0	2	2.194	2.192	++	
32	4	0	0	2.187	2.187	++	
33	0	2	6	2.159	2.158	+	
34	2	2	4	2.114	2.113	+	
35	4	0	4	2.092	2.090	+	
36	3	2	0	2.076	2.072	+	
37	4	0	2	2.073			
38	3	2	2	2.068			
39	4	1	1	2.066			

Tab. 11 - Données radiocristallographiques sur une pumpellyite en aiguilles de fente alpine (F3). Affinement de maille par la méthode des moindres carrés (programme C.N.R.S. Grenoble)

Toutes les raies trouvées (39) satisfont à la loi d'extinction $k + 1 = 2$ ce qui est caractéristique de ce groupe.

Remarquons en outre que le volume de la maille calculé (989.5 \AA^3) est conforme au chimisme du minéral (Fe total = 1.2 pour une cellule complète) étudié, car il vérifie bien la corrélation positive $V (\text{Å}^3) / \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}$ proposée par Gottardi et Passaglia (fig. 1, p. 223, 1973).

e) Cristallochimie

Une série de 46 analyses a été faite par microsonde sur ce minéral dans des échantillons de porphyre vert ainsi que dans deux fentes alpines.

● Résultats :

Les échantillons de microdiorite ont été choisis en fonction de la couleur de la pumpellyite ainsi que de l'état plus ou moins élaboré de ses formes cristallines.

Les calculs des formules structurales ont été établis selon les recommandations de Coombs et al. (1976), qui proposent à partir des travaux de Gottardi et Passaglia (1973) une classification des pumpellyites basée sur les teneurs en Al, Fe, Mg. Remarquons en outre que cette classification ne tient pas compte du partage du fer en Fe^{3+} et Fe^{2+} ce qui la rend très pratique pour traiter les résultats donnés par la microsonde.

	1	2	3	4
SiO ₂	36.09	37.19	37.21	37.28
Al ₂ O ₃	20.92	24.00	26.47	25.48
FeO	11.49	6.52	3.00	4.78
MnO	0.22	0.25	0.31	0.33
MgO	1.42	2.06	2.59	2.20
CaO	22.23	22.50	23.00	22.97
Na ₂ O	0.03	0.12	0.06	0.05
K ₂ O	0.01	0.01	0.05	0
TiO ₂	0.15	0.02	0	0.08
Σ	92.56	92.66	92.74	93.14
Si	5.97	6.04	5.96	5.99
Al Z	0.03	0	0.04	0.01
Al Y	4	4	4	44
Al X	0.05	0.59	0.96	0.81
Ti	0.02	0	0.01	0.01
Fe	1.59	0.88	0.40	0.64
Mg	0.35	0.50	0.62	0.53
ΣX	2.01	1.97	1.99	1.99
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04
Ca	3.94	3.91	3.95	3.95
Na	0.01	0.04	0.02	0.02
K	0	0	0.01	0
W	3.98	3.99	4.01	4.01

Tab.12- Moyenne des trois grandes tendances des pumpellyites des porphyres verts plus la moyenne de minéraux de fentes alpines (2):
 1) Pumpellyite ferrifère (Fe-Pu).
 2) Pumpellyite ferro-alumineuse (Fe-Al-Pu).
 3) Pumpellyite alumineuse (Al-Pu).
 4) Pumpellyite alumineuse de fentes alpines (F3 et F6).

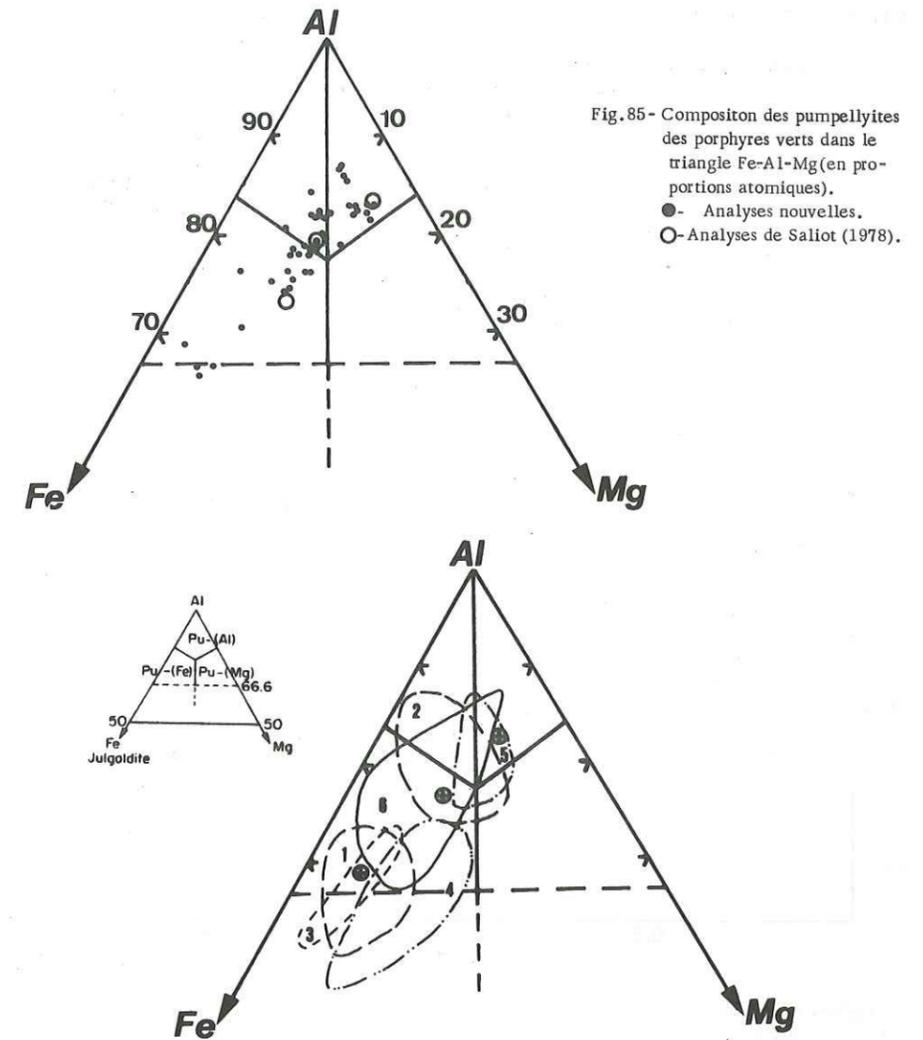


Fig. 85- Composition des pumpellyites des porphyres verts dans le triangle Fe-Al-Mg (en proportions atomiques).
 ● - Analyses nouvelles.
 ○ - Analyses de Saliot (1978).

Fig. 86- Domaines de dispersion de quelques analyses de la littérature :
 - 1 et 2 Upper Wakatipu, Nouvelle Zélande (Kawachi, 1975).
 - 3 Ile de Vancouver (Surdam, 1969).
 - 4 Olympic Peninsula (Glassley, 1975).
 - 5 Schiste à glaucophane de Californie (Ernst et al., 1970; Deer et al., 1962; Galli, 1972).
 - 6 Grès de Taveyannaz (Coombs et al., 1976).
 ⊕ - Moyennes des 3 tendances des pumpellyites des porphyres verts.
 N.B. : le petit triangle présente la classification des pumpellyites selon les données de Gottardi et Passaglia (1973).

SiO ₂	*Al ₂ O ₃	*FeO	*MnO	*MgO	*CaO	*Na ₂ O	*K ₂ O	*TiO ₂
+1.00	+0.40	-0.50	+0.20	+0.28	+0.06	+0.40	+0.30	-0.33
	+1.00	-0.91	+0.10	+0.56	+0.53	-0.16	+0.17	-0.18
		+1.00	-0.19	-0.74	-0.48	-0.01	-0.18	+0.16
			+1.00	+0.30	-0.22	+0.13	+0.29	-0.06
				+1.00	+0.25	+0.09	+0.26	+0.08
					+1.00	-0.26	-0.09	-0.10
						+1.00	+0.03	-0.02
							+1.00	-0.06
								+1.00

Tab.13- Matrice de corrélation des résultats analytiques (micro-sonde) obtenus à partir des pumpellyites des porphyres verts.

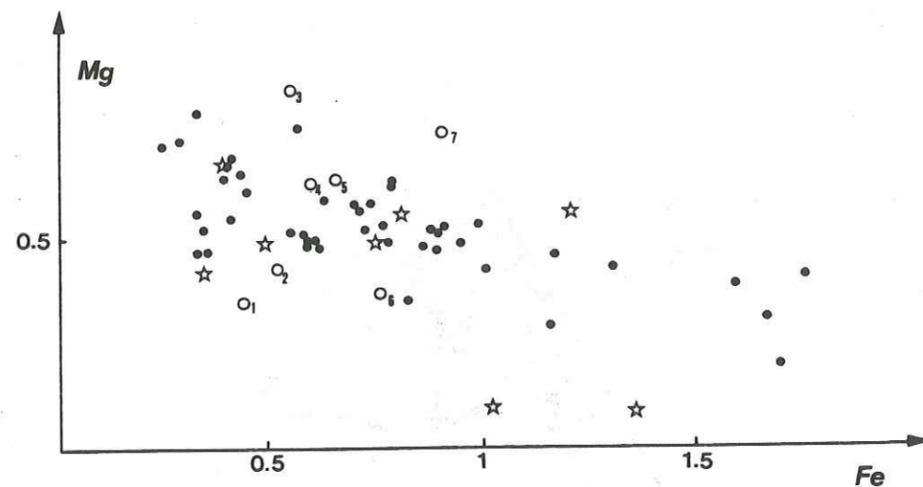


Fig. 87- Substitutions Fe 2+ - Mg 2+. Diagramme Fe = Fe total /Mg en cations calculés pour une demi-cellule (16 cations).

- Pumpellyites des porphyres verts.
- Pumpellyites des grès de Taveyannaz (Coombs et al., 1976).
- Pumpellyites de diverses origines (in Deer et al. 1963):
 - 1- Schistes à glaucophane (Irvig et al., 1932).
 - 2- Filon dans des schistes à glaucophane (Irving et al., 1932).
 - 3- Schistes à chlorite-pumpellyite-actinote-quartz-albite (Seki, 1953)
 - 4- Metadiabase (Tsuboi, 1936).
 - 5- Lave spilitisée (Bloxam, 1958).
 - 6- Schistes à chlorite-pumpellyite-stilpnomélane-quartz-albite-hématite (Seki, 1958).
 - 7- Gisement de cuivre (Palache et Vassar, 1925).

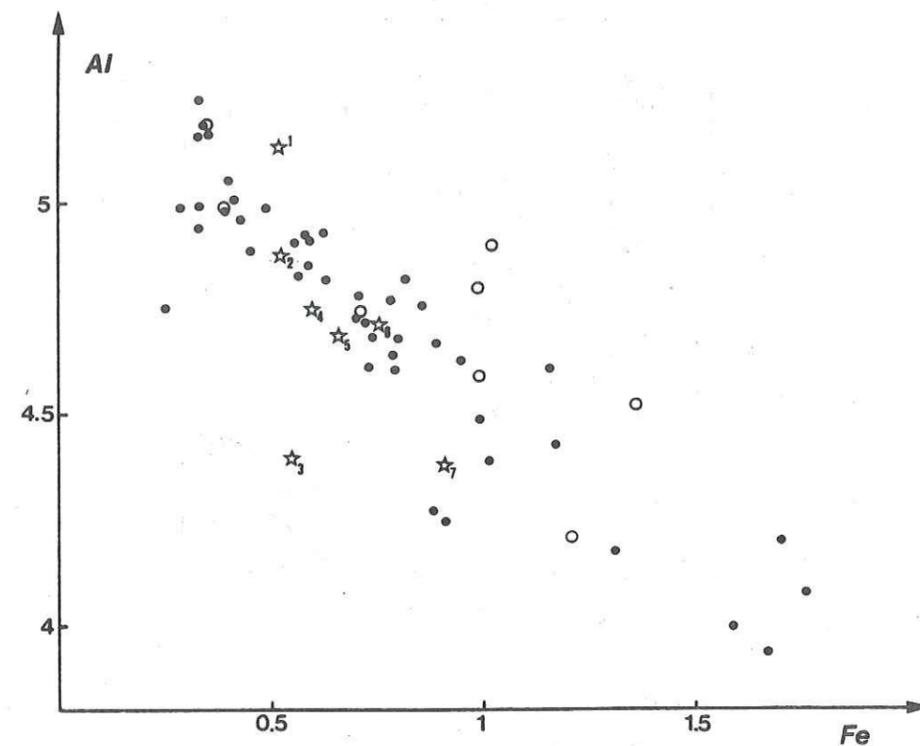
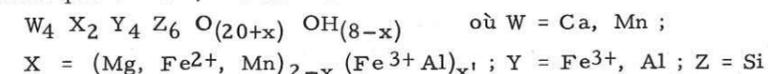


Fig. 88- Substitutions Fe 3+ - Al 3+ (même légende que la figure 87).

La formule structurale de la pumpellyite, calculée sur la base de 16 cations par cellule, s'établit comme suit :



Les faibles quantités de Na et K sont comptées dans le site X.

Les pumpellyites analysées forment une série continue et se distribuent selon trois tendances dont j'ai établi les moyennes (cf. tabl. 12 et fig. 85) :

- les pumpellyites ferrifères (Fe-pumpellyite),
- les pumpellyites ferro-alumineuses (Fe Al-pumpellyites),
- les pumpellyites alumineuses ((Al-pumpellyite).

●Substitutions (tab. 13 et fig. 87, 88):

La matrice des coefficients de corrélation linéaire établie à partir des résultats analytiques en pourcentages d'oxydes montre que les couples FeO - Al₂O₃ et MgO - FeO présentent des coefficients de corrélation significatifs qui confirment des substitutions entre Al 3+ et Fe 3+ et Mg 2+ et Fe 2+ au sein de la position X et Y des cations constitutifs de la pumpellyite. La faiblesse du coefficient de corrélation du couple FeO - MgO par

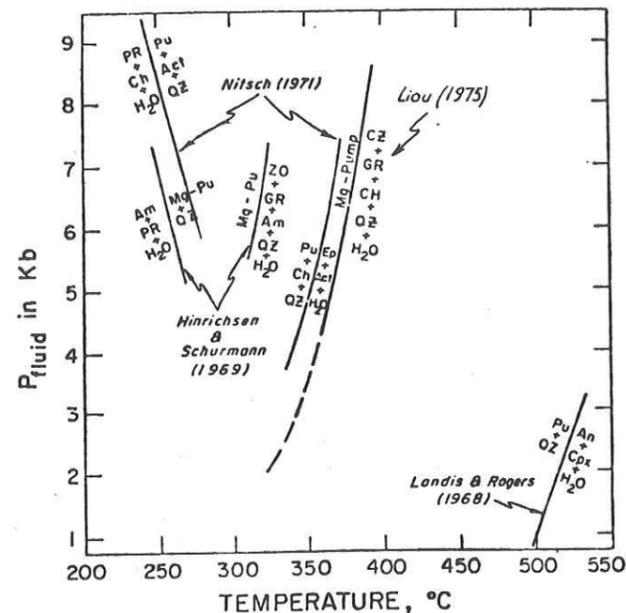


Fig. 89- Diagramme pression fluide / température montrant les domaines de stabilité de la pumpellyite.
Actinote (Ac), analcime (An), anortite (An), chlorite (Ch), clinopyroxène (Cpx), clinozoisite (CZ), epidote (Ep), grossulaire (GR), prehnite (PR), pumpellyite (Pu), quartz (QZ).

par rapport au couple Al_2O_3-FeO s'explique par la moins grande quantité de MgO par rapport à Al_2O_3 , donc des substitutions plus modestes pour le premier couple.

Le report des analyses sur un diagramme binaire $Al - Fe$ total et $Mg - Fe$ total (calculés sur la base de 16 cations) illustre parfaitement ces substitutions.

Sur ces mêmes diagrammes j'ai reporté quelques points donnés dans la littérature ; ceux-ci montrent une tendance similaire mais une plus forte dispersion qui pourrait être due aux fluctuations des mesures (microsonde) et aux erreurs analytiques (analyses par voie humide).

Ces résultats et les observations micrographiques qui les accompagnent, permettent d'affirmer que les pumpellyites les plus colorées sont celles qui ont le plus d' Al^{3+} substitué par le Fe^{3+} et que les pumpellyites les plus limpides et les mieux cristallines ont une partie de leur Fe^{2+} substituée par le Mg^{2+} . Remarquons en outre, que les pumpellyites très ferrifères ne peuvent se former que si la fugacité de O_2 est élevée. Ainsi, ces dernières, sont stables sous des conditions P et T moins rigoureuses que celles qui régissent la formation des pumpellyites aluminées (Seki, 1961 ; Iwasaki, 1963 ; Coombs et al., 1976). En outre, les résultats obtenus montrent une augmentation de la teneur en Mg^{2+} lorsque le métamorphisme croît.

f) Géochimie comparée (fig. 86)

Les champs de dispersion 1 - 3 - 4 (en bas de la figure) correspondent au stade très faible du métamorphisme (exemple : comme dans 3 où les zéolites côtoient la prehnite et la pumpellyite, et comme dans 4 où le métamorphisme a atteint le faciès pumpellyite - prehnite, mais avec une pumpellyite fortement colorée).

Les champs 2 - 5 correspondent à des stades où le métamorphisme est plus fort et les pumpellyites perdent leurs couleurs alors que l'actinote est présente.

Le champ 6 correspond à l'aire de dispersion des analyses faites par Coombs et al. (1976) dans les grès de Taveyannaz.

Les analyses des pumpellyites des porphyres verts montrent de fortes dispersions et un plus grand étalement que celles des grès de Taveyannaz et se distribuent en gros sur toutes les aires de dispersion

g) Stabilité

Diverses expériences menées par Landis et Rogers (1968), par Hinrichsen et Schurman (1969), Nitch (1971) puis par Schiffman et Liou (1975), ont déterminé ses conditions de stabilité dans plusieurs systèmes suivant plusieurs réactions.

En résumé, la pumpellyite peut être synthétisée à partir de phases monocristallines ou polycristallines (avec un excès de H_2O) à des températures de l'ordre de 250° à $410^\circ C$ sous des pressions fluides de l'ordre de 6 kb.

En dépit des résultats de Landis et Rogers (1968) (cf. fig. 89), Schiffman et Liou (1975) admettent qu'une température de $390^\circ C$ doit être raisonnablement retenue pour son isograde de stabilité maximale. Bien sûr comme divers paramètres, tels que les fugacités de CO_2 , H_2O et O_2 interviennent, cette température doit être regardée comme un ordre de grandeur.

C.2. Prehnite

a) Répartition

Mentionné pour la première fois dans les microdiorites de Bissorte par Fabre (1962) puis par Saliot (1973 et 1978), ce minéral est beaucoup moins uniformément réparti que la pumpellyite.

b) Caractères microscopiques

La prehnite est un minéral polymorphique et présente des habitus voisins à ceux de la pumpellyite.

● Localisation :

Elle se situe rarement dans les fentes alpines et se rencontre fréquemment dans les vacuoles des porphyres verts. Elle pseudomorphose les amphiboles ou apparaît comme produit de la déstabilisation des plagioclases (fig. 91).

● Morphologie :

Elle remplit uniformément les fentes, donne des individus subautomorphes ou des fibres dans les vacuoles (fig. 91), se dispose en gra-

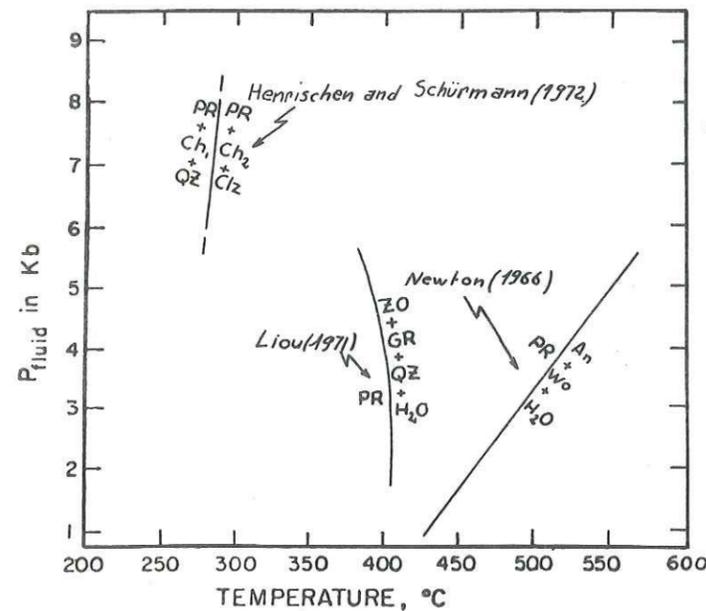


Fig. 90 - Diagramme pression fluide-température montrant les domaines de stabilité de la prehnite. (Mêmes abréviations que la fig. 89)

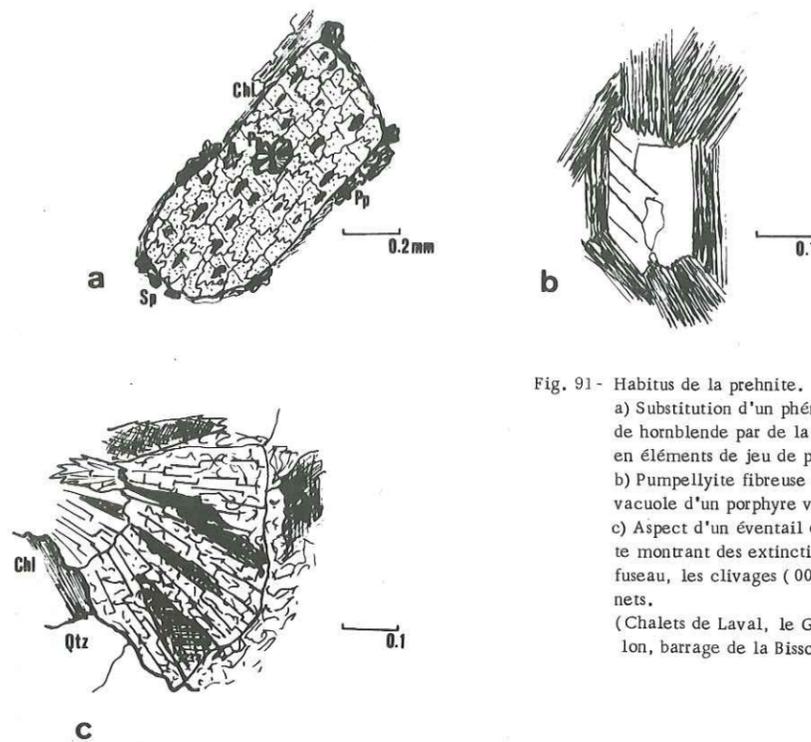


Fig. 91 - Habitus de la prehnite.
 a) Substitution d'un phénocristal de hornblende par de la prehnite en éléments de jeu de patience.
 b) Pumpellyite fibreuse dans une vacuole d'un porphyre vert.
 c) Aspect d'un éventail de prehnite montrant des extinctions en fuseau, les clivages (001) sont nets.
 (Chalets de Laval, le Grand Val-lon, barrage de la Bissorte)

nules ou en plages xénomorphes dur les plagioclases.

Elle épigenise la hornblende par des individus disposés en éléments de jeu de patience ou se développe en donnant des éventails.

●Caractères optiques :

Son relief est fort, inférieur à celui de la pumpellyite.

Ses couleurs de polarisation très souvent jaune-doré à orangé montent jusqu'aux violets du premier ordre. Quelqufois elle est légèrement pléochroïque avec de très faibles teintes vert eau. Souvent ses plages ont une surface granuleuse. Son extinction est assez variable et même souvent roulante.

c) Stabilité (fig. 90)

Selon les résultats expérimentaux actuellement disponibles, les plus hautes températures compatibles avec la stabilité de la prehnite sont 403° C à 3 kb et 393° C à 5 kb, la pression fluide étant égale à la pression totale (Liou, 1971).

Dans un milieu naturel où la pression partielle de H₂O est inférieure à la pression fluide, la limite supérieure de la stabilité de la prehnite doit être plus basse en pression et température.

En outre, dans des réactions plus complexes telles que : chlorite + prehnite + quartz \rightleftharpoons actinote + épidote + H₂O, la prehnite peut disparaître à des températures encore plus basses.

Pour Rustinov (1965) la transition laumontite - prehnite se ferait à des températures de l'ordre de 200° C.

Ainsi il est raisonnable de penser que le champ de stabilité de ce minéral se situe entre 250° C et 380° C à 3 kb .

De plus, il ne faut pas oublier l'intervention des activités de CO₂ qui ont pour rôle de déplacer le champ de stabilité de la prehnite vers des températures plus faibles. En outre, pour des activités suffisamment élevées la paragenèse phyllites - carbonates peut être stable sous des conditions physiques compatibles avec celles du faciès schistes verts.

C. 3. Lawsonite

a) Répartition

La lawsonite a été située pour la première fois dans les microdiorites de la zone houillère par Fabre (1961) en Bissorte, puis par Guitard et Saliot (1970, 1971, 1973) et par Saliot (1978) dans la région de Modane, de la pointe de Thorens, de la pointe Renod, des Champs, de Longfond mais aussi dans les environs du Monétier et dans la région du Lautaret.

Dans les microdiorites plus septentrionales, la lawsonite est moins affectée par les phénomènes de rétro-morphose et présente même des faciès exceptionnellement frais à la pointe Renod (P. Saliot, com. orale).

Généralement dans les gisements méridionaux la présence de la lawsonite est discrète et ses cristaux sont rétro-morphosés (Saliot, 1978). Seuls deux échantillons ont donné des résultats positifs : un dans la région de Villeneuve la Salle, à la Maison du Bessey (Br 8 E 8), dans lequel la lawsonite est parfaitement "vivante" mais aussi pseudomorphosée par de la pumpellyite ; le deuxième aux Chalets de Laval (Ne 4 N 1) où sa déstabilisation est plus poussée, hormis quelques prismes conservant encore des

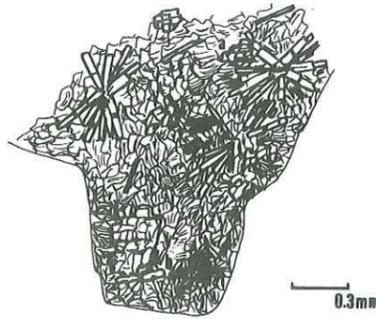


Fig.92- Lawsonite en gerbes sur un plagioclase séricitisé, détail. Elle est en association avec la pumpellyite (a) qui la pseudomorphose (b) donnant des prismes aux contours flous (Villeneuve la Salle, le Bessey).

Fig.93- Lawsonite en petites baguettes dans une zone de schistosité soulignée par la présence de mica blanc. Le plagioclase a été étiré par la déformation (Chalets de Laval)

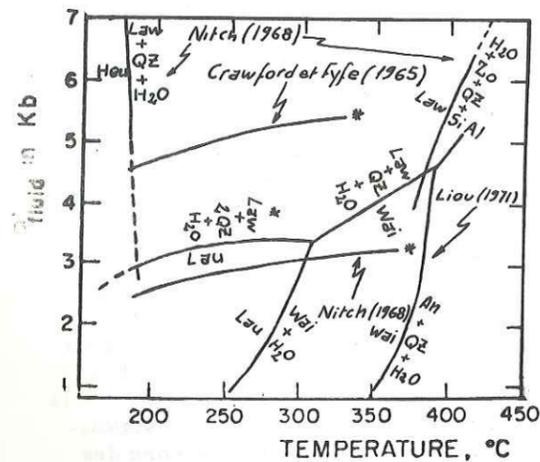
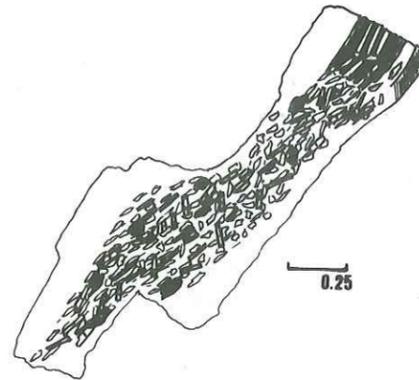


Fig.94- Diagramme pression fluide-température montrant les domaines de stabilité de la laumontite (Lau), de wafrakite (Wa), et de la lawsonite (Law). (Mêmes abréviations que la fig. 89).

couleurs de polarisation symptomatiques du minéral ancien.

b) Caractères microscopiques

●Morphologie - Localisation (fig. 92 et 93)

La lawsonite donne de fins petits prismes à fort relief de quelques dixièmes de millimètre de longueur aux clivages (100), perpendiculaires à l'allongement, très marqués. Dans les zones septentrionales, elle prend plus volontiers un aspect prismatique et montre dans ce cas des macles polysynthétiques.

Aucune fente alpine de cette région n'a livré de lawsonite ; au contraire, ce minéral montre quelquefois une tendance à accompagner le développement de la schistosité, l'allongement des prismes se disposant selon S 1.

●Caractères optiques :

Elle polarise dans des tons jaune paille à rouge violacé du premier ordre. Suivant le plus ou moins grand avancement de sa pseudomorphose en pumpellyite, elle perd son relief et polarise plus bas dans l'échelle de Newton. Les prismes sont encore reconnaissables même lorsque leur rétro-morphose est complète. Quand c'est de la pumpellyite qui opère cette substitution les prismes conservent encore un relief fort, bien qu'inférieur au relief du minéral initial, et leur contours ne sont pas francs montrant des pseudopodes.

c) Stabilité (fig. 94)

Des divers résultats obtenus après différents travaux dans le système Ca Al₂ Si₂ O₈ - H₂O et résumés dans la figure, nous retiendrons que la lawsonite est stable entre 3 et 5 kb pour des températures comprises entre 200° C et 400° C.

De plus, la disposition de la limite de son domaine de stabilité en fait, contrairement aux autres minéraux-index du métamorphisme du stade très faible, un minéral plus sensible à la pression.

Ceci confirme bien les observations faites sur son apparition préférentielle, pour certains échantillons, dans les zones de schistosité. D'ailleurs certains auteurs, Blake et al. (1967, 1969), pensent que sa matérialisation serait plus liée à une augmentation de contrainte qu'à une augmentation d'enfouissement, ainsi qu'ils l'ont remarqué dans des zones de fracture majeures en Californie.

En outre, tout comme la prehnite et la pumpellyite, elle est sensible à la présence de CO₂ qui inhibe sa formation : ainsi, la fraction molaire de CO₂ permettant sa formation doit être inférieure à 0.02 - 0.03 pour une température de 350° C et une fourchette de pression variant entre 4 et 7 kb (Nitch, 1968).

C. 4. Epidotes

a) Répartition

Très diversement distribuée, l'épidote est partout présente dans les porphyres verts. On la rencontre dans les fentes alpines où elle peut être intimement associée à la pumpellyite.

	26	27	106
SiO ₂	37.89	38.67	37.65
Al ₂ O ₃	25.11	24.31	25.27
FeO	9.92	10.41	9.90
MnO	0.34	0.28	0.02
MgO	0.06	0.02	0.25
CaO	23.84	23.23	23.42
Na ₂ O	0.02	0.06	0.03
K ₂ O	0	0	0
TiO ₂	0	0	0.11
Total	97.18	96.98	96.65
Si	3.07	3.13	3.06
Al	2.40	2.32	2.42
Ti	0	0	0.10
Fe	0.67	0.71	0.67
Y	3.07	3.03	3.19
Mn	0.02	0.02	0
Mg	0.01	0	0.03
Ca	2.07	2.02	2.04
Na	0	0.01	0
K	0	0	0
W	2.10	2.03	2.07
$\frac{Fe \times 100}{Fe + Al}$	21.82	23.43	21.68

Tab.14- Analyses de quelques épidotes en paragenèse avec les Fe-pumpellyites et le Fe Al-pumpellyites. Les proportions atomiques ont été recalculées pour une formule anhydre sur la base de 12.5 oxygènes.

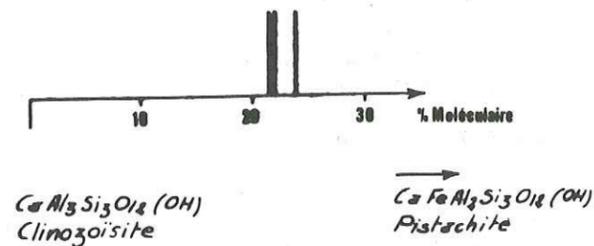


Fig. 95- Pourcentages des composants clinozoïsite et pistachite dans les épidotes en paragenèse avec les Fe et les Fe Al-pumpellyites.

b) Caractères microscopiques

Elle se présente souvent en plages xénomorphes dans la mésostase et sur les phénocristaux de plagioclase.

Dans quelques rares échantillons où elle est très abondante, elle épigenise quelques phénocristaux de plagioclase ainsi que des hornblendes.

Trois grands types d'épidote sont présents dans les porphyres verts: l'allanite, la pistachite et des phases chimiquement plus proches de la clinozoïsite.

L'allanite est rare et apparaît sporadiquement; de très belles épidotes zonées à coeur d'allanite laissent supposer que sa cristallisation est précoce.

Les épidotes proches de la clinozoïsite sont limpides et montrent une bonne cristallinité alors que les pistachites sont souvent fibreuses et donnent des cristaux spongieux.

c) Cristallochimie (tabl.14 et fig.95)

Trois analyses faites sur des épidotes associées aux pumpellyites (ech. 12M8 et 6S4) montrent des résultats très homogènes. Leur position dans la série clinozoïsite - épidote s. s. (pistachite) les situent encore assez près du pôle clinozoïsite.

d) Stabilité

L'épidote a un grand domaine de stabilité qui s'étend depuis le stade très faible jusqu'au stade moyen du métamorphisme.

Comme la préhnite et la pumpellyite, elle est sensible à la fugacité de O₂ qui augmente sa teneur en Fe³⁺ et fait évoluer sa composition vers le terme pistachite; en outre, la croissance de ce paramètre augmente son champ de stabilité dans le domaine des faibles températures (Liou, 1973).

Elle est aussi sensible à la fugacité de CO₂ qui provoque sa déstabilisation.

La limite supérieure de sa stabilité se situe autour de 630° C à 2 kb et sa limite inférieure autour de 220° ± 50° C pour une P tot. de 1 à 6 kb (Liou, 1973)

C. 5. Sphène et leucoxène

a) Répartition

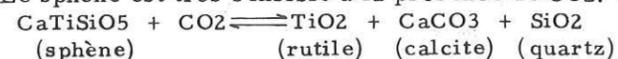
Le sphène et sa variété polymorphique leucoxène, sont les minéraux ubiquistes par excellence, des roches intrusives de la zone houillère briançonnaise.

b) Caractères microscopiques

Ces minéraux titanés ont des habitus bien précis qu'ils ne transgressent que dans de rares cas. Ils apparaissent comme minéraux d'altération, idiomorphes à subidiomorphes pour le sphène et en granules pour le leucoxène, sur le site des amphiboles et, surtout, celui des titanomagnétites. Parfois il arrive qu'il joue un rôle déterminant dans les associations métamorphiques et se substituant à la pumpellyite, il se comporte exactement comme elle dans les plagioclases.

c) Stabilité

Le sphène est très sensible à la présence de CO₂. La réaction



à été étudiée par Hunt et Kerrick (1977). Les courbes T°C/X CO₂ établies par ces auteurs montrent que, pour les températures compatibles avec le faciès pumpellyite-prehnite, la fraction molaire de CO₂ présente dans les fluides, autorisant la stabilité du sphène, était inférieure à 0,04. En outre, une augmentation de la pression diminue la fraction molaire de CO₂ permettant la stabilité de ce minéral.

D Les phases non silicatées

D.1. La calcite

a) Répartition

Elle est omniprésente dans les roches intrusives de la zone houillère briançonnaise mais aussi dans les fentes alpines.

b) Caractères microscopiques

Seule, ou en paragenèse avec les autres minéraux de métamorphisme, elle se substitue aux phases magmatiques, de préférence aux hornblendes.

Cela n'exclut pas sa présence comme minéral de rétro-morphose des phases d'altération. Dans le plus général des cas elle est xénomorphe, mais quelquefois elle se répartit dans la totalité de la roche et donne de très beaux beaux rhomboèdres.

Elle apparaît souvent dans les clivages des amphiboles, ou bien saupoudre les plagioclases et la mésostase de paillettes irisées.

D.2. L'aragonite

Trouvée dans un éboulis elle constitue le ciment d'une brèche à éléments de schistes houillers. Son existence paraît être liée à des conditions de pression particulières en rapport avec une faille car elle n'a pas pu être stable lors du métamorphisme régional: sa formation nécessitant pour des températures de l'ordre de 300°C des pressions comprises entre 6 et 7 kb. (Johannes et Puhon, 1971).

D.3. L'ankérite

Ce minéral est signalé pour mémoire car il n'intervient pas dans les paragenèses étudiées. Il est responsable des couleurs rouille très prononcées rencontrées dans certaines microdiorites fortement tectonisées (Chalets de Ricou, Mine de Foncouverte) où il nourrit toutes les discontinuités de la roche.

A. Paragenèses

Je n'insisterai pas sur les paragenèses d'altération des porphyres blancs (mica blanc - albite) qui pour des raisons de chimisme: défaut de calcium, etc., ne permettent pas l'apparition des silicates calciques de métamorphisme.

De l'étude systématique des lames minces faites sur les échantillons de porphyre vert de la zone houillère briançonnaise, je peux conclure qu'il existe deux aires distinctes dans la distribution des paragenèses (cf. carte, p. 157).

- (1) la zone aux associations sans lawsonite ou lawsonite exceptionnelle (zone I);
- (2) la zone aux associations à lawsonite fréquente (zone II).

A.1. La zone aux associations sans lawsonite ou à lawsonite exceptionnelle (zone I)

Elle s'étend depuis la vallée de la Durance (Briançon) jusque dans la région du mont Thabor (rocher de la Pelle).

Dans cette zone je n'ai trouvé que deux échantillons où la lawsonite était présente, sa quantité était faible et sa pseudomorphose souvent poussée (cf. p. 130).

D'autres gisements cités par Guitard et Saliot (1971) présentent aussi des pseudomorphoses de ce minéral.

a) Les associations minérales des roches

Sans compter les deux associations où la lawsonite est présente, j'ai pu en dénombrer dix qui sont les suivantes:

1. Pumpellyite - prehnite - épidote - chlorite - calcite - mica blanc - albite.
2. Pumpellyite - épidote - calcite - chlorite - mica blanc - albite.
3. Pumpellyite - prehnite - épidote - chlorite - mica blanc - albite.
4. Pumpellyite - épidote - chlorite - mica blanc - albite.
5. Pumpellyite - prehnite - calcite - chlorite - mica blanc - albite.
6. Pumpellyite - calcite - chlorite - mica blanc - albite.
7. Pumpellyite - chlorite - mica blanc - albite.
8. Epidote - calcite - chlorite - mica blanc - albite.
9. Epidote - chlorite - mica blanc - albite.
10. Calcite - chlorite - mica blanc - albite.

Ni le quartz, ni les polymorphes du silicate calcique de titane, ne sont cités dans cette énumération car ils sont associés à toutes les paragenèses.

De plus, dans la plupart des associations où la prehnite est présente, à l'exception de quelques rares échantillons, elle apparaît comme une phase subordonnée. En outre, le polygone de fréquence des paragenèses

établi à partir d'une centaine d'observations micrographiques montre la dominance des associations où la calcite est présente (fig. 79).

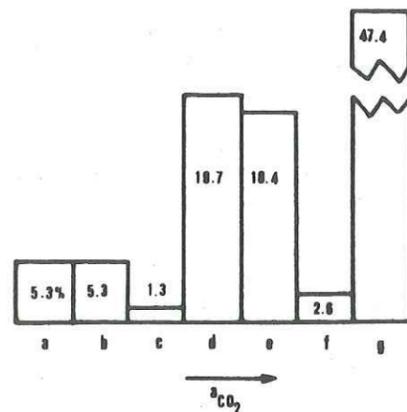


Fig. 96- Histogramme de fréquence des paragenèses sur un lot de 100 échantillons de porphyres verts. Les associations minérales sont classées selon les variations minéralogiques estimées en fonction de l'activité croissante de CO₂ (de gauche vers la droite).

Dans cette figure il n'est pas tenu compte de la prehnite qui apparaît sporadiquement.

- Pumpellyite-chlorite.
- Pumpellyite-épidote-chlorite.
- Epidote-chlorite.
- Pumpellyite-calcite-chlorite.
- Pumpellyite-épidote-calcite-chlorite.
- Epidote-calcite-chlorite.
- Calcite-chlorite.

Albite et mica blanc sont présents dans toutes les paragenèses.

b) Les associations minérales des fentes alpines

Dans les fentes alpines on rencontre en association la pumpellyite l'épidote, l'albite, la calcite, la chlorite (ripidolite) et le quartz.

Généralement ces minéraux se côtoient sans exclusive et les fentes alpines à quartz, calcite, ripidolite, albite semblent les plus fréquentes.

Je n'ai jamais trouvé la prehnite dans les fentes alpines, seule une microfracture à l'échelle de la micrographie contenait ce minéral.

Les pumpellyites, comme les épidotes des fentes alpines, sont très variables en couleur et pléochroïsme, ce qui prouve qu'elles se sont formées à des stades divers de l'évolution du métamorphisme sous des fugacités variables d'O₂ (cf. chap.: Minéralogie).

A. 2. La zone aux associations à lawsonite fréquente (zone II)

Elle s'étend depuis la région du mont Thabor jusqu'aux confins de la partie de l'aire étudiée, la Pointe de Thorens, au Nord.

Dans celle-ci un échantillonnage systématique de la région de la Bissorte et de part et d'autre de la vallée du Drac, m'a généralement livré de la lawsonite.

a) Les associations minérales des roches

Dans cette région on retrouve évidemment les associations précédentes, mais en outre les associations suivantes :

- 1'. Lawsonite - chlorite - mica blanc - albite.
- 2'. Lawsonite - chlorite - calcite - mica blanc - albite.
- 3'. Lawsonite - pumpellyite - chlorite - mica blanc - albite.
- 4'. Lawsonite - pumpellyite - calcite - chlorite - mica blanc - albite.

Comme précédemment le sphène ou le leucoxène sont présents dans toutes les associations.

D'autres combinaisons entre les minéraux décrits sont probables mais je ne les ai pas rencontrées dans les échantillons étudiés.

b) Les associations des fentes alpines

Les fentes que j'ai trouvées présentent les mêmes paragenèses que celles de la zone méridionale (zone I). Remarquons, en outre, qu'aucune lawsonite n'a été trouvée dans les fentes alpines de cette région.

A. 3. Comparaisons entre les échantillons à lawsonite provenant des zones I et II (c.f. planche photo. IV)

Cette étude conduit à plusieurs constatations importantes.

La lawsonite des régions septentrionales est beaucoup plus largement développée et plus uniformément répartie dans la roche que dans les échantillons des régions méridionales où son développement est plus discret et se limite uniquement à quelques phénocristaux de plagioclase.

Une observation macroscopique montre une schistosité plus développée pour les échantillons des régions septentrionales. Cette constatation concorde bien avec l'aspect microscopique de ces roches, qui montre des déformations plus poussées des phénocristaux s'accompagnant d'une recristallisation plus accomplie de la mésostase.

Ces quelques faits, ainsi que la présence plus affirmée de la lawsonite dans la zone septentrionale (zone II), permettent de supposer des conditions de genèse plus favorables à la formation de ce minéral, au Nord qu'au Sud de la région étudiée.

B. Relations entre minéraux

De tous les cas de figures rencontrés au cours de l'étude des relations entre ces minéraux, et qui sont souvent complexes, se détachent plusieurs constatations :

- Dans la zone I la lawsonite tend à être remplacée par la pumpellyite comme silicate typomorphe, sauf dans quelques cas, alors que dans la zone II la lawsonite et quelquefois l'association lawsonite - pumpellyite apparaissent comme des minéraux synchrones et typomorphes (Guitard et Saliot, 1971).

- La prehnite apparaît presque toujours comme une phase subordonnée et jamais en présence de lawsonite. La présence simultanée de la prehnite et de la pumpellyite, et en quantité voisine, est rare.

- Dans quelques cas d'observations favorables et comme l'avaient déjà constaté Guitard et Saliot (1971) la pumpellyite se substitue à l'épi-

dote (voir pl. photographique III). Il semblerait, en outre, qu'il y ait deux générations d'épidote (cf. p. 143).

- La calcite peut se former au détriment de n'importe quel aluminosilicate calcique. En outre, dans la région méridionale (zone I), l'association calcite - chlorite - mica blanc - albite - sphène est la plus fréquente.

- Les rétro-morphoses micacées des silicates de métamorphisme déjà signalées par Saliot (1978) pour la lawsonite, et que j'ai retrouvées pour la pumpellyite, sont des événements tardifs (cf. p. 145). Néanmoins de tels phénomènes soulignent la grande mobilité de potassium et posent le problème de son origine.

Pour terminer nous retiendrons l'absence de l'actinote que je n'ai jamais rencontrée comme minéral de métamorphisme régional. Le seul gisement inventorié se trouve à proximité du pluton de la Cée Haute - Cas-sille ; ainsi ce minéral appartiendrait-il encore aux paragenèses de recristallisation fini-paléozoïque (cf. p. 89).

C. Etude mathématique des relations existant entre la composition chimique de la roche et les minéraux constitutifs

C.1. Choix du système pétrographique de représentation

La diversité des associations décrites nous amène à considérer un système complexe à 11 constituants : SiO₂ - Al₂O₃ - Fe₂O₃ - FeO - MgO - CaO - Na₂O - K₂O - TiO₂ - H₂O - CO₂.

Le quartz qui est présent dans tous les échantillons étudiés permet de considérer SiO₂ comme un constituant en excès.

L'eau et le CO₂ seront considérés comme des éléments parfaitement mobiles donc éliminés des constituants déterminants (Korzhinskij, 1957). Cette approximation n'est que très peu satisfaisante car, comme nous le verrons plus tard (p. 152), ces deux éléments jouent par leur activité un rôle non négligeable dans la stabilité des aluminosilicates calciques.

Aucune distinction ne sera faite entre Fe³⁺ et Fe²⁺, ceci pour des raisons analytiques car la fluorescence X et la microsonde électronique donnent les résultats sous la forme de FeO ou de Fe₂O₃. Pourtant la présence de Fe³⁺, outre la formation de l'hématite, détermine l'apparition de la pumpellyite ferrifère et du pyroxène sodique*. De plus, MgO et FeO* seront considérés comme des constituants isomorphes.

Le TiO₂ ne détermine que la formation du sphène ; ce minéral joue dans la plupart des cas un rôle secondaire et ne semble pas avoir, sauf cas exceptionnel, de rôle très précis dans les paragenèses décrites.

Par ces approximations successives, le système étudié se définit par 5 constituants déterminants :



* Ce pyroxène n'a été rencontré qu'une fois au ravin du Loup associé à la pumpellyite très pléochroïque et de l'hématite.

Tab. 15 - Composition chimique des minéraux utilisés au cours des différents changements de repère. 1-2-3-5-7-8 analyses personnelles. 4-9-11 compléments de données in Deer et al. (1963). 10 moyenne de sphènes in Coombs et al. (1976). 12 calcite théorique.

Echantillon	Zone métamorph.	Norm du Minéral	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12	
			Fe Pump.	Al Pump.	Fe Pump.	Al Pump.	Law.	Ep. 1	Ep. 2	Chl.	M. b.	Alb.	Sph.	Apat.	Cal.											
12 M 8-1	I	SiO ₂	36.09	37.19	37.21	38.35	38.07	37.14	26.60	47.01	66.84	31.34	0	0												
6 S 1 -2	I	Al ₂ O ₃	20.92	24.00	26.47	31.98	24.90	24.13	19.88	30.52	19.62	4.36	0	0												
5 N 1 -3	I	FeO	11.49	6.52	3.00	0.57	10.08	11.58	26.53	3.11	0.51	2.52	0.21	0												
4 K 1 -4	I	MnO	0.22	0.25	0.31	0	0.21	0.04	0.69	0	0	0	1.52	0												
4 Q 1 -5	II	MgO	1.42	2.06	2.59	0.22	0.11	0.50	13.87	2.19	0.50	0.26	0.54	0												
		CaO	22.23	22.50	23.00	17.14	23.50	24.15	0.05	0	0.58	27.54	52.40	56												
		Na ₂ O	0.03	0.12	0.06	0.25	0.04	0	0.01	0.08	11.53	0.03	0	0												
		K ₂ O	0.01	0.01	0.05	0.23	0	0	0.04	9.91	0.10	0.03	0	0												
		TiO ₂	0.15	0.02	0	0.40	0.04	0	0.03	0.02	0	32.52	0	0												
		P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40.98	0												

Tab. 16 - Nature pétrographique et paragenèses métamorphiques des échantillons étudiés.
G.D. : granodiorite.
D. : diorite.
Fe Al : nature de la pumpellyite présente dans l'échantillon.
+ : présente.
pres. : présente mais peu associée aux paragenèses.
Na Py : pyroxène aëgyrinique.
Stilp. : stilpnomélane.

Echantillon	Zone métamorph.	Nature échant.	Pump.	Preh.	Law.	Ep. 1	Ep. 2	Chl.	C c	Minéraux exception.
12 M 8-1	I	G.D.	Fe Al+		+			+	pres.	Na Py-Stilp
6 S 1 -2	I	D.	Fe Fe Al+			+		+	pres.	
5 N 1 -3	I	D.	Al +		+			+	pres.	
4 K 1 -4	I	D.	Al +	?	+			+	pres.	
4 Q 1 -5	II	D.	Al +		+			+	pres.	

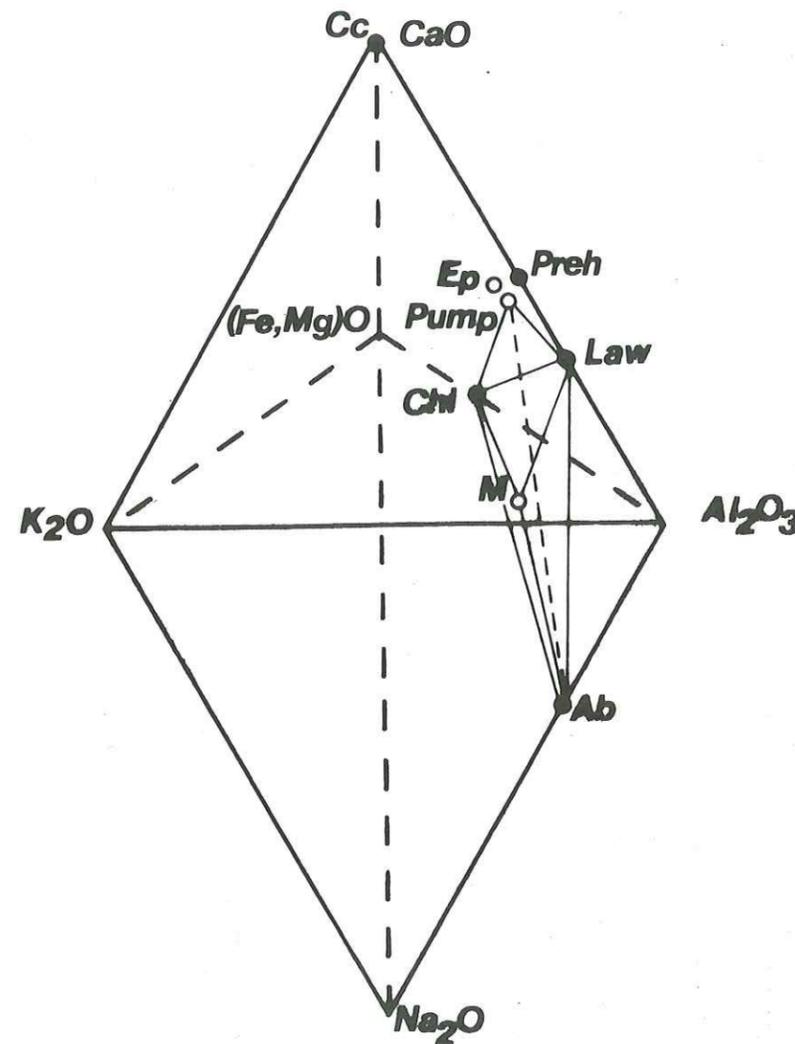


Fig. 97- Place des minéraux de métamorphisme des porphyres verts dans le système de référence choisi (5 dimensions).
 Les traits fins délimitent le volume correspondant à la paragenèse 4* (voir texte).
 ● - Minéraux sur les arêtes.
 ○ - Minéraux sur les faces et sur le plan médian.
 Albite (Ab), calcite (Cc), chlorite (Ch), épidote (Ep), lawsonite (Law), mica blanc (M), prehnite (Preh), pumpellyite (Pump).

C. 2. Mode de représentation du chimisme de la roche et notion de dimension d'espace vectoriel

Pour étudier les relations existant entre les minéraux des paragenèses décrites, j'emploierai la méthode de représentation chimico-minéralogique proposée par Goffé (1977). Elle permet, à partir d'un simple calcul de changement de repère, de donner une représentation minéralogique du chimisme de la roche. Les solutions négatives indiquent que le point étudié est hors du volume minéralogique choisi. Ainsi les paragenèses métamorphiques (hormis le sphène, cf. p. 139) des porphyres verts pourront être toutes représentées dans un hexaèdre (fig. 97) dont les sommets seront occupés par les constituants déterminants analysés ci-dessus. L'espace décrit est à cinq dimensions et permet de calculer les pourcentages de cinq minéraux. Dans ce cas, où les phases calciques tels que le sphène ou l'apatite ne seront pas prises en compte dans l'espace des minéraux, les analyses seront corrigées à partir de la formule suivante :

$$\text{CaO} = \text{CaO}_T - \frac{10}{3} \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2 \text{ (en moles).}$$

Ceci laisse supposer que tout le titane analysé appartient bien au sphène, et ce n'est pas le cas (cf. p. 122) car il y a aussi de l'ilménite dans les échantillons, ainsi que d'autres phases susceptibles de contenir cet élément (mica blanc, etc.).

Dans de nombreux cas, où plusieurs aluminosilicates calciques sont présents, le nombre des minéraux est supérieur au nombre d'éléments pris en compte ; ainsi pour satisfaire aux contraintes mathématiques, il faudra travailler dans un super-espace de celui qui est représenté, et augmenter le nombre des éléments pris en compte. Dans le cas contraire les calculs sont possibles, car l'espace étudié est un sous-espace de celui qui est représenté, et seule la position des points représentatifs de la composition chimique des minéraux variera en fonction de la nature de l'élément supprimé.

C. 3. Le choix des minéraux (cf. tabl. 15)

Dans le cas où cela est possible, les minéraux choisis seront ceux qui ont été analysés à la microsonde.

Pour ceux qui n'ont pas fait l'objet d'analyses, leur composition sera établie à partir de moyennes de compilations de données, ou choisis en fonction du chimisme probable des minéraux dans un tel contexte, en comparaison avec ceux qui ont fait l'objet de publications (Deer et al., 1963 ; Zen, 1974 ; Coombs, 1976 ; etc.).

Une telle approche entraîne des erreurs car le chimisme des phases employées est dans bien des cas approximatif. L'utilisation optimale de ce type de raisonnement nécessiterait la connaissance parfaite du chimisme des minéraux de chaque échantillon étudié.

C. 4. Equilibre paragenétique de quelques échantillons de porphyre vert (tabl. 16)

- Echantillon 12 M8 (Ravin du Loup, zone I)

	Fe - Al pump	Epidote	Chlorite	mica bl.	albite
Sol. 1	1	- 1	37.84	16.70	45.42 (5)*
Sol. 2	0.01		45.17	19.86	34.94 (4-Na2O)

On voit que dans cet échantillon l'association de la pumpellyite et de l'épidote donne une solution négative. Par contre l'élimination de l'un ou de l'autre des minéraux donne une solution positive où le pourcentage de l'aluminosilicate est très faible.

L'étude micrographique de l'échantillon montre que la pumpellyite est rare et que l'épidote est quasiment inexistante. En outre, la pumpellyite semble se substituer à cette dernière et le gisement de ces deux minéraux se cantonne au seul plagioclase.

Ainsi l'échantillon étudié montre des indices évidents de déséquilibre :

- (1) par le gisement spécifique des silicates typomorphes du seul plagioclase ;
- (2) par la variation du chimisme des chlorites en fonction de leur gisement (fig. 98).

- Echantillon 6 S 1 (Crête de Baude, zone I)

Sol. 1	Fe pump.	Fe Al pump.	épidote 1	épidote 2	chlorite	mica bl.	albite
	- 3.51	2.62	18.33	- 2.56	12.26	15.43	
	albite	quartz	sphène	apatite			
	33.61	20.41	1.87	0.18	(10)		

Sol. 2	Fe Al pump.	épidote 1	épidote 2	chlorite	mica bl.	albite
	4.15	8.14	2.60	11.24	16.31	34.25
	quartz	sphène	apatite			
	20	1.84	0.20	(9)		

(Valeur de $Ca Fe Si_3 O_{12} (OH)$ pour épidote 1 = 22.3 %
pour épidote 2 = 34 %)

Deux solutions ont été tentées pour l'échantillon. Les projections pour des dimensions supérieures à $n = 5$ ont été nécessaires à cause de la diversité des silicates de métamorphisme. La première calculée avec 4 aluminosilicates calciques a donné une solution négative. Ceci est certainement dû aux approximations faites pour l'épidote 2 dont je ne possédais pas l'analyse. Il en est de même pour le sphène, l'albite et l'apatite.

La deuxième a donné une solution positive et confirme la possibilité d'avoir les trois silicates de métamorphisme ensemble.

Dans le cas présent nous sommes en présence de deux générations d'épidote ; d'ailleurs, l'observation de la lame mince montre une première épidote peu ou pas pléochroïque entourée de plages xénomorphes de pumpellyite pléochroïque qui semblent la substituer et une deuxième épidote pléochroïque montrant des formes fibreuses comparables à la pumpellyite avec laquelle elle semble être parfaitement en équilibre (planche photo III, a).

* Entre parenthèses est donnée la dimension de l'espace minéralogique ; (n - el) indique l'élément qui n'est pas pris en compte.

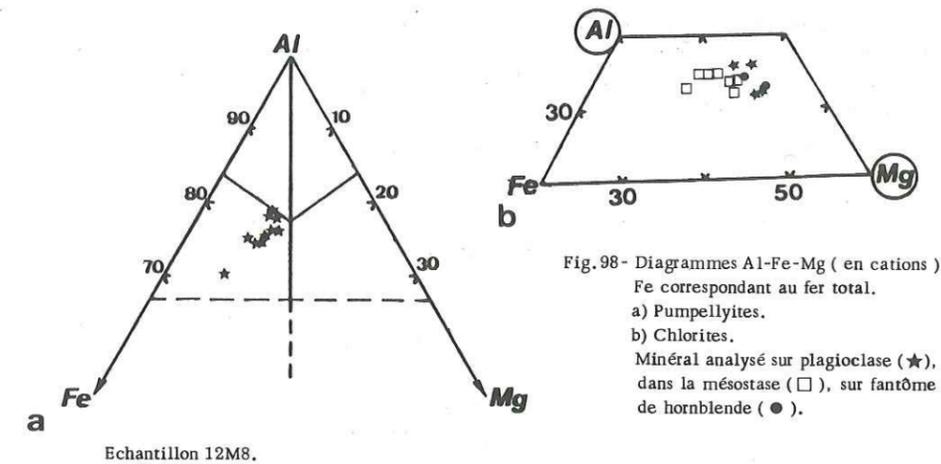
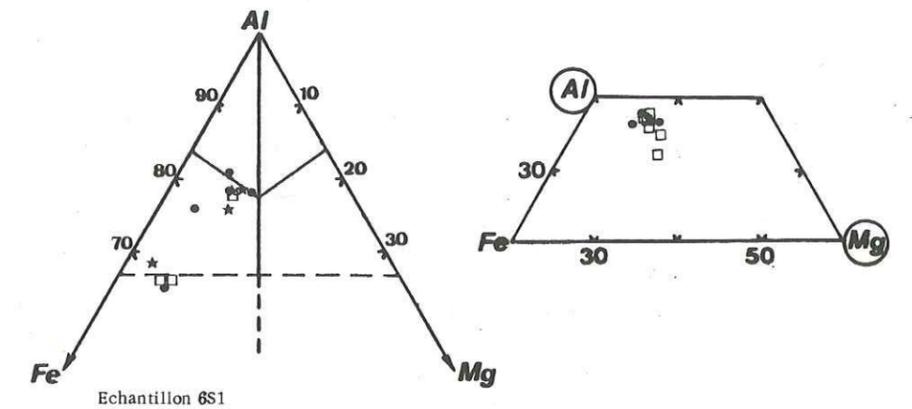
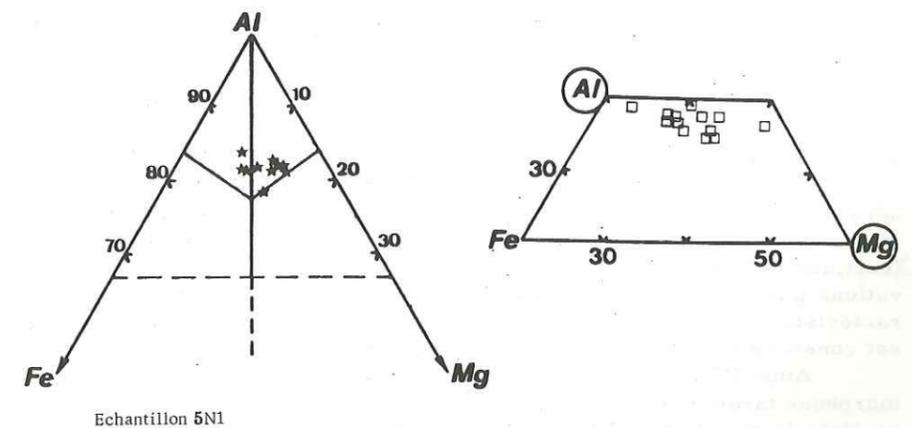


Fig. 98 - Diagrammes Al-Fe-Mg (en cations).
Fe correspondant au fer total.
a) Pumpellyites.
b) Chlorites.
Minéral analysé sur plagioclase (★),
dans la mésostase (□), sur fantôme
de hornblende (●).

Echantillon 12M8.



Echantillon 6S1



Echantillon 5N1

Dans cet échantillon il y a eu vraisemblablement la succession de deux paragenèses métamorphiques cristallisant sous des $f O_2$ variables, la dernière étant formée par les aluminosilicates calciques les plus pléochroïques, donc les plus substitués en Fe^{3+} .

- Echantillon 5 N 1 (Chalets de Laval, zone I)

Al pump. - épidote 1 - chlorite - mica blanc - albite
Sol. 6.16 16.49 35.07 5.64 36.60 (5)

La solution obtenue est parfaitement conforme à la minéralogie observée.

Les chlorites, toutes analysées dans la mésostase, montrent une forte dispersion de leur rapport Fe/Mg (fig. 98), au contraire les pumpellyites sont très homogènes.

- Echantillon 4 K 1 (Chalets de Laval, zone I)

Al pump. - épidote 1 - chlorite - mica blanc - albite
Sol. 4.73 7.59 35.21 19.89 32.55 (5)

La solution obtenue montre comme précédemment un pourcentage élevé pour l'épidote comparé à celui de la pumpellyite. Ceci est certainement dû à l'approximation faite pour l'épidote dont je ne possède que trois analyses faites sur d'autres échantillons (cf. annexe II). Le pourcentage élevé des micas blancs est conforme avec l'observation micrographique qui montre une présence marquée des phyllites. En outre, ces minéraux se rencontrent toujours sur le site des pumpellyites qu'ils semblent substituer (c. f. planche photo. III, A).

Le report de ces micas en fonction de la charge des feuilletés dans le diagramme proposé par Dunoyer de Segonzac (1969), ainsi que la valeur de Si qui varie de 3.15 à 3.32 (pour $O = 11$), souligne bien la faiblesse de la substitution phengitique au sein de ces minéraux. (Velde, 1967) (fig. 100).

Le faible taux de substitution de ces micas blancs pourrait être dû à deux facteurs conjugués : (1) la pauvreté en K_2O de la roche qui limite d'autant la substitution phengitique (Saliot, 1978), mais aussi (2) l'aspect rétro-morphique que présentent ces micas vis à vis de la pumpellyite.

La combinaison des phases en présence (pumpellyite et mica blanc), calculée en supposant que l'aluminium non mobile détermine la quantité de phyllite, aboutit à la formation d'une calcite théorique, impure, comparable aux analyses des carbonates métamorphiques publiées par Coombs (1976).

L'équation stoechiométrique de cette réaction s'établit de la manière suivante :

$$\text{Pumpellyite} + \text{eau} + 1.97 \text{ CO}_2 + 0.86 \text{ K}_2\text{O} \rightleftharpoons 1.03 \text{ mica bl.} + 1.97 \text{ calcite}$$

La comparaison des volumes molaires respectifs de ces deux minéraux (cf. tabl. 17) valide l'hypothèse de calcul (la non mobilité de l'aluminium) et permet d'affirmer que le mica prend la place de la pumpellyite (ceci, aux erreurs d'estimation et de calcul près). Ceci confirme les observations faites sur certains échantillons, où seule la forme extérieure caractéristique de l'aluminosilicate calcique, macles en feuilles de chêne, est conservé (fig. 82) lors de la rétro-morphose.

Ainsi l'étude de cet échantillon confirme la possibilité de la rétro-morphose tardive des minéraux typomorphes par des phases micacées et souligne la grande mobilité de K_2O nécessaire à ces réactions.

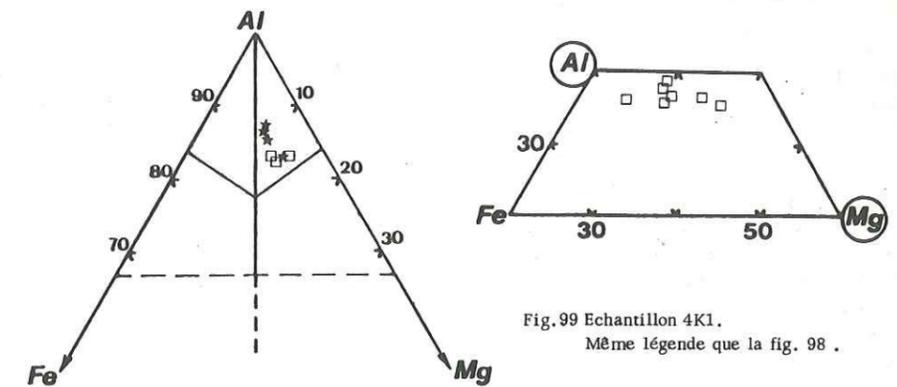
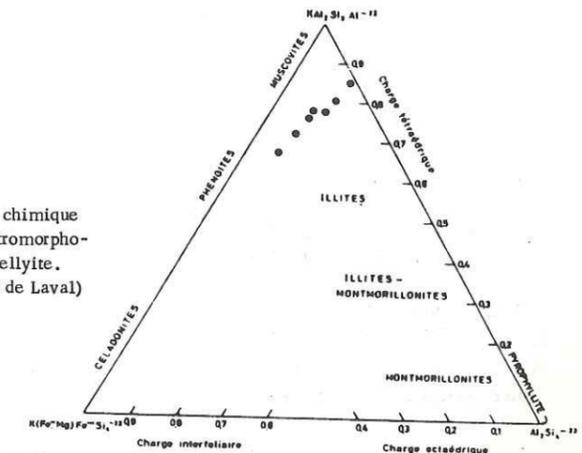


Fig. 99 Echantillon 4K1.
Même légende que la fig. 98.

	Al. Pu	Mic. bl.	Calcite
Si	6.03	6.45	0
Al	5.16	4.99	0
Fe	0.35	0.31	0.01
Mg	0.47	0.43	0.01
K	0	1.68	0
Ca	3.89	0	1.97
Densité	3.20	2.84	-
Vol. moléculaire $cm^3 mol^{-1}$	304	292	-

Tab. 17- Formule structurale des minéraux utilisés pour le calcul de la réaction de rétro-morphose pumpellyite - mica blanc.
- Al-Pu, pumpellyite aluminéuse (analyse 94).
- Mic. bl., mica blanc (analyse 95).
- Calcite obtenue après combinaison (voir texte).
Les volumes moléculaires ont été calculés à partir des données de Deer et al., 1963).

Fig. 100- Composition chimique des micas rétro-morphosant la pumpellyite. (4K1, Chalets de Laval)



- Echantillon 4 Q 1 (Chalet de Chaplüt, zone II)

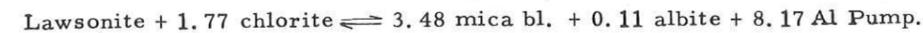
Lawsonite - Al pumpellyite - chlorite - mica blanc - albite

Sol. 1	- 1.23	29.84	36.41	3	31.96 (5)
Sol. 2	40.79	-	45.79	2.87	10.56 (5-Na ₂ O)
Sol. 3	30.55	-	43.21	-10.46	31.68 (5-K ₂ O)
Sol. 4	5.54	24.53	37.89	-	32.02 (5-K ₂ O)
Sol. 5	-	29.06	36.91	1.93	32.08 (5-K ₂ O)

Les différentes solutions tentées pour cet échantillon soulignent le rôle essentiel que joue le mica blanc dans cette paragenèse. Sa suppression (Sol. 4) permet de représenter la paragenèse associant les deux silicates calciques de métamorphisme. La solution ainsi obtenue donne une bonne image de cette association où la présence du mica est très discrète, en outre la pumpellyite se substitue à la lawsonite.

La comparaison entre la solution 3 et la solution 5 montre que la transformation de la lawsonite en pumpellyite est libératrice d'Al.

Ainsi peut-on, à partir des minéraux ayant servis à la projection, établir la réaction de déstabilisation suivante :



D. Relations entre la composition des roches et les minéraux constitutifs

D.1. Chlorite

Comme cela semblait logique d'après les données de différents auteurs (cf. p. 117), l'étude de la substitution $S^{IV} - Al^{IV}$ a été abordée en fonction de la nature de la pumpellyite présente dans l'échantillon. Malgré une relative compatibilité des résultats en fonction de la substitution $Fe^{3+} - Al^{3+}$ de la pumpellyite, la corrélation positive entre le rapport $Fe/Fe + Mg$ de la chlorite et de la roche hôte (fig. 102), ainsi que les relations évidentes existant entre sa teneur en SiO_2 et celle de la roche (fig. 101), conduisent à penser que, d'une part, la chlorite est en équilibre avec le milieu dans lequel elle cristallise, et d'autre part que la substitution $S^{IV} - Al^{IV}$ est, dans le cas présent, surtout contrôlée par la teneur en SiO_2 du milieu.

Ainsi, comme l'ont déjà noté de nombreux auteurs (Bocquet, 1974 ; Kawachi, 1974 et 1975 ; Saliot, 1978) la nature de la chlorite dépend surtout du chimisme du milieu hôte.

D.2. Pumpellyite

Contrairement à la chlorite elle montre une totale indépendance par rapport au milieu du gisement (fig. 102).

E. Relations chlorite - pumpellyite

L'observation conjuguée du comportement de la pumpellyite et de la chlorite en fonction du chimisme de la roche montre que l'on ne peut pas espérer trouver un partage linéaire du Fe et du Mg entre ces deux

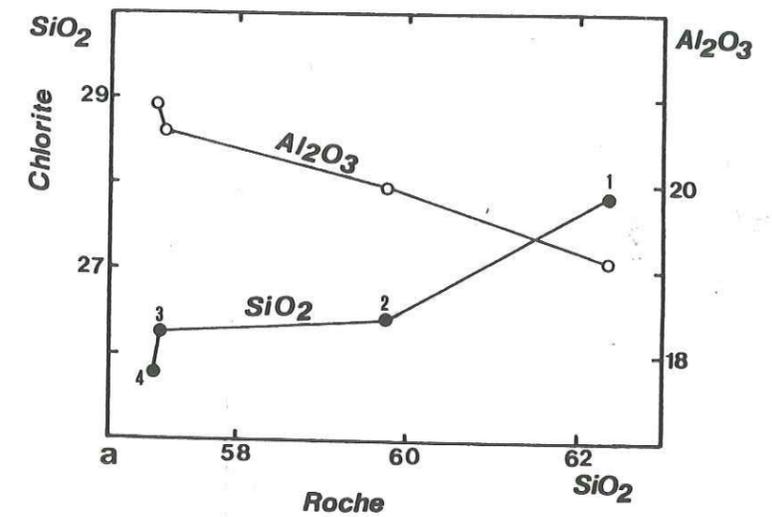
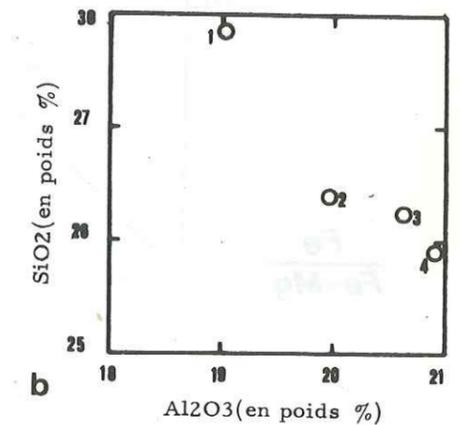


Fig. 101 - Equilibre entre la roche hôte et la chlorite.

a) Relations $SiO_2/SiO_2 - Al_2O_3$ (en poids pour cent) entre la roche hôte et la chlorite.

b) Substitution du composant antigorite par le composant amesite dans les chlorites.

Les chiffres renvoient au tab. 16, p. 141.



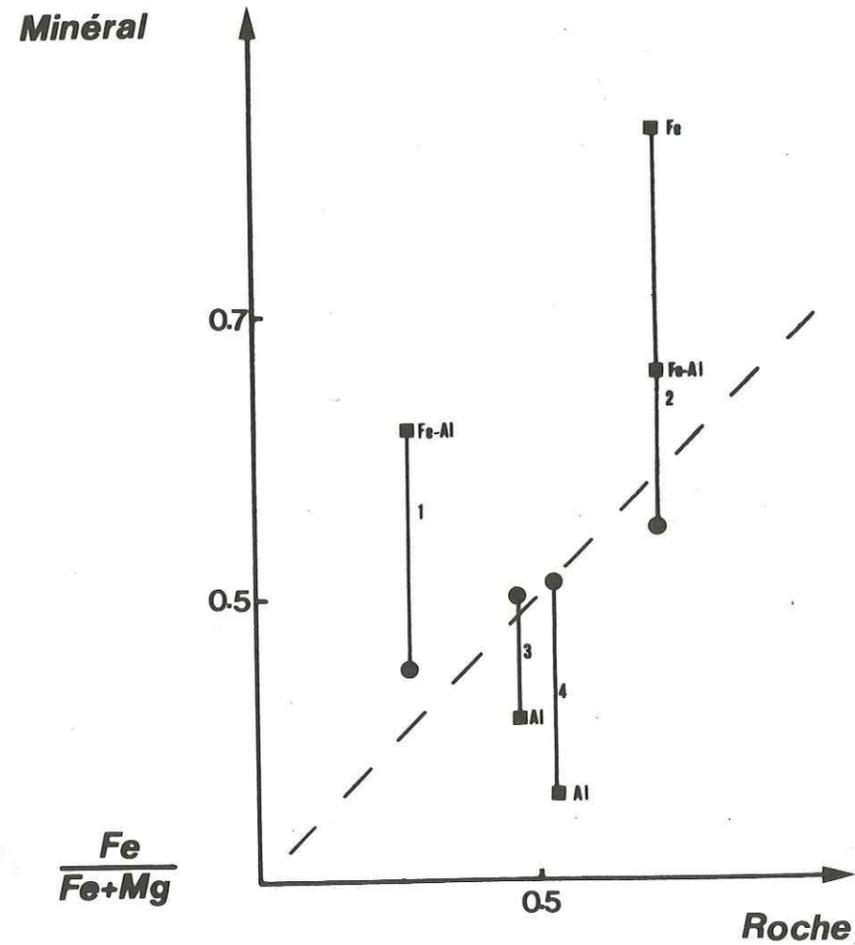


Fig. 102- Relations entre la composition chimique de la roche hôte et du minéral.
 - (●), chlorite (moyenne des analyses faites sur un échantillon).
 - (■), pumpellyite (moyenne des analyses faites sur un échantillon ou en fonction des
 tendances rencontrées dans un même échantillon, la nature de la pumpellyite est
 indiquée à droite du figuré).
 La ligne qui unit les figurés indique que les analyses correspondent au même échantillon.
 Les chiffres à droite de la ligne de liaison renvoient au tab. 16, p. 141.

minéraux. Ce Phénomène n'est pas propre à nos seuls échantillons, les compilations des données de différents auteurs (Zen, 1974; Kawachi, 1975; Coombs et al., 1976.) nous donnent des indications similaires à ce sujet.

L'absence de corrélation linéaire soulève le problème de la méconnaissance du partage du fer en Fe 3+ et Fe 2+ (Saliot, 1978), surtout dans un minéral où la substitution Fe 3+ \rightleftharpoons Al 3+ joue un rôle prépondérant (cf. p. 126). Ce problème dû aux méthodes analytiques employées constitue un inconvénient majeur pour un tel traitement des données.

CHAPITRE III - DISCUSSIONS

A. Approche de l'équilibre

L'étude micrographique et microchimique des échantillons nous apporte les nombreuses preuves d'un équilibre non accompli à l'échelle microscopique. J'en ai établi la liste suivante qui n'est certainement pas exhaustive :

- (1) la présence assez fréquente des hornblendes magmatiques ;
- (2) le zonage des épidotes qui passent d'un coeur allanitique à une clinzoisite ;
- (3) la grande variabilité du rapport Fe/Mg des pumpellyites et la présence, comme dans 6S1, de deux sortes d'épidotes et de pumpellyites ;
- (4) le croisement des droites liant les paires pumpellyite - chlorite manifeste un déséquilibre entre les paragenèses étudiées (fig. 102) ;
- (5) les faibles variations enregistrées pour les chlorites suivant le site de leur gisement (cf. p. 143) ;
- (6) les rapides variations minéralogiques enregistrées d'un échantillon à l'autre mais aussi au sein d'un même échantillon.

La présence des minéraux reliques s'expliquerait par une fermeture du système lors du stade précoce d'hydratation et de carbonatation (Guitard et Saliot, 1971), ainsi l'évolution se bloquerait par l'impossibilité d'avoir des échanges avec l'extérieur. Il existe quand même un fait s'opposant à cette hypothèse : l'absence de plagioclase relique.

Le zonage des épidotes serait dû à une évolution du chimisme des fluides et à un rééquilibre continu entre le minéral néoformé et le liquide nourricier.

Les déséquilibres notables dans la distribution des éléments entre les différentes phases d'une association sont imputables à la succession de paragenèses, dont les membres représentatifs (aluminosilicates calciques) sont très proches chimiquement. Cette proximité des compositions permet une transformation aisée des minéraux en fonction des nouvelles conditions physicochimiques. En outre, comme nous l'avons précédemment vu pour 6S4 et comme l'avaient déjà signalé Guitard et Saliot (1971), ces successions se font dans le sens de la diaphtorèse.

Ces dernières données valident parfaitement le stade hystérogène que ces auteurs avaient proposé dans leur modèle d'évolution métamorphique. Ces transformations se produiraient après le stade paroxysmal du métamorphisme, lors du relâchement des contraintes physiques, donnant des minéraux plus substitués en Fe³⁺, ou des pseudomorphoses d'épidote ou de lawsonite par la pumpellyite.

Au contraire, l'équilibre démontré pour les chlorites vis à vis des roches hôtes tend à prouver la faible participation de ces minéraux aux transformations tardives du stade hystérogène.

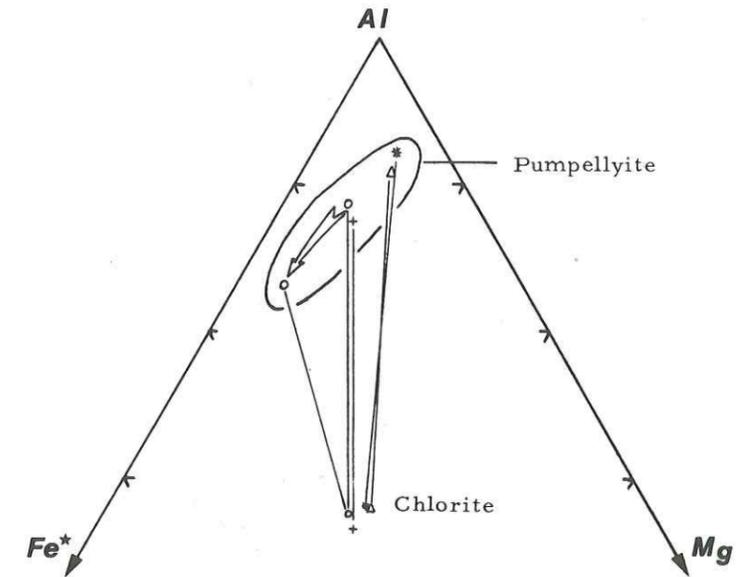


Fig. 102 - Minéraux coexistants dans les porphyres verts.

- o - Echantillon 6S1 .
- + - .. 12M8 .
- * - .. 4K1 .
- Δ - .. 5N1 .

N.B. : pour établir ce diagramme les moyennes des analyses des minéraux faites pour chaque échantillon ont été employées, sauf pour 6S1 où les moyennes des deux tendances pour la pumpellyite ont été reportées.
La flèche montre le sens d'une probable diaphtorèse se produisant au cours du cycle hystérogène.

B. Rôle et origine du CO₂

L'étude de la fréquence des différentes paragenèses de la zone I montre que les associations à calcite dominant (cf. p. 137). Ce fait souligne bien l'importance du rôle que joue l'activité de CO₂ dans la stabilité des aluminosilicates de calcium. Son rôle est d'autant plus important que CO₂ pourrait dans certains cas inhiber l'apparition des silicates typomorphes, bien que les conditions P et T leurs soient favorables, privant la diagnose de tous les minéraux index (Liou, 1971).

Ces relations avec les aluminosilicates calciques sont très bien illustrées dans les porphyres verts. A partir des données de la littérature (Zen, 1961 ; Coombs et al., 1970 ; Guitard et Saliot, 1971 ; Thomson, 1971 ; Seki, 1973 ; Glassley, 1974 ; Brown, 1977) et mes observations, j'ai essayé d'illustrer l'évolution des paragenèses en fonction de l'activité de CO₂ (fig. 103).

D'après Glassley (1974), les associations typomorphes du faciès pumpellyite - prehnite sont stables dans des environnements où la fraction molaire de CO₂ (X_{CO2}) est supérieure à 0.2 pour une pression de 1 kb et une température de 200° à 300° C ; pour une pression de 2 kb, elle devient inférieure à 0.1 pour la même fourchette de température (fig. 104).

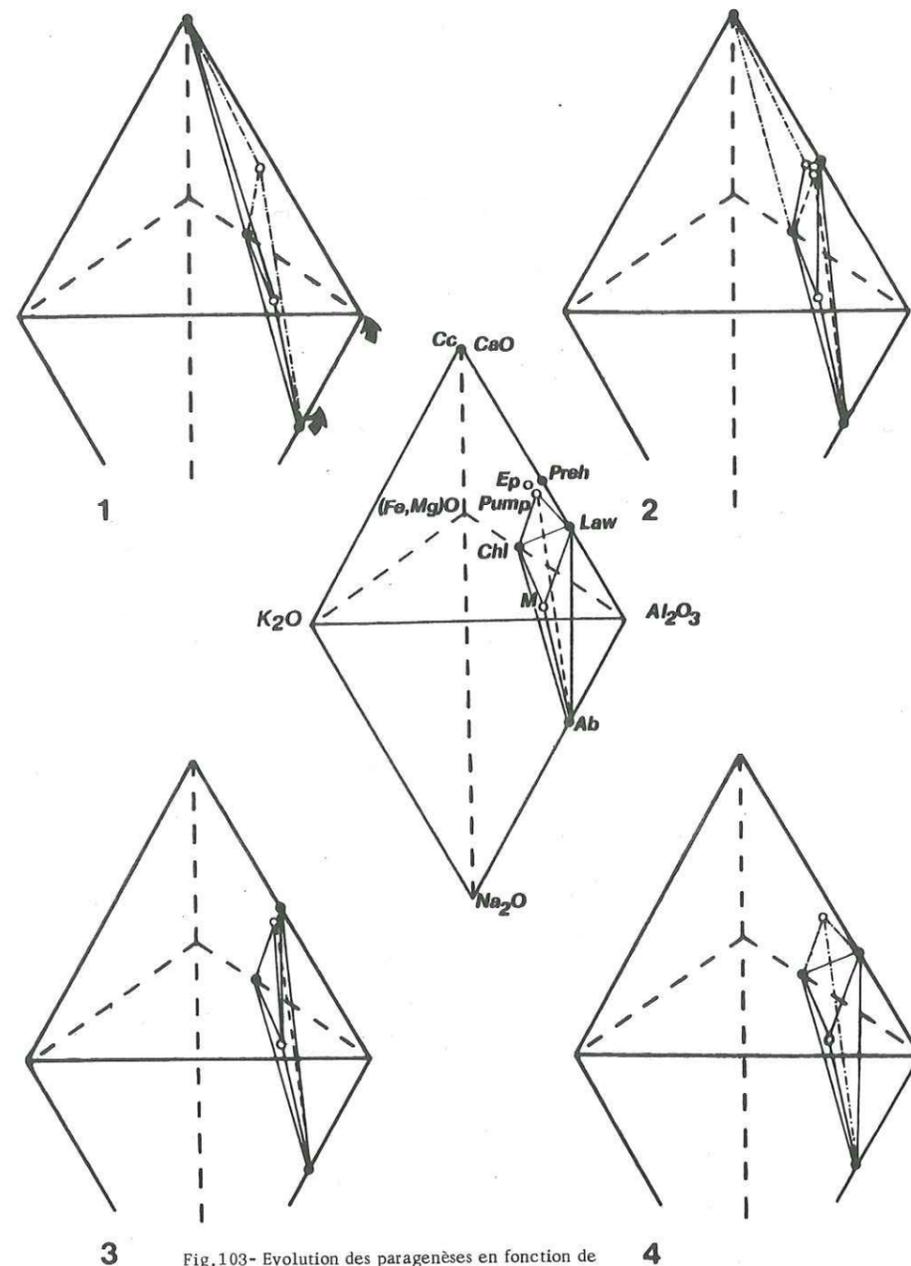


Fig. 103- Evolution des paragenèses en fonction de l'activité décroissante de CO₂ (1 à 4). D'après les données de Guitard et Saliot (1971), Seki (1973), Brown (1978) et les observations faites sur les porphyres verts.

La présence de sphène permet, à partir des travaux de Hunt et Kerrick (1977), d'apprécier la valeur de XCO₂ au-dessous de laquelle le sphène n'est pas stable : pour des températures de 200° à 300° C elle se situerait autour de 0.04 (fig. 104). Ces résultats seraient déjà plus conformes avec la XCO₂ nécessaire à la stabilité de la lawsonite : de 0.02 à 0.03 pour des températures de l'ordre de 350° et une fourchette de pression de 4 à 7 kb (Nitch, 1972). De plus, l'omniprésence du sphène dans le faciès pumpellyite - prehnite (Zen, 1974 ; Kawachi, 1975 ; Coombs et al., 1976) laisse supposer que Glassley a, dans son étude thermodynamique, surestimé la valeur de XCO₂ limite.

L'origine du CO₂ nécessaire aux réactions doit, pour les roches intrusives de la série grésopéolitique du Carbonifère, être recherchée dans la matière carbonée qui est présente dans ces sédiments. Pour des températures faibles et en présence de graphite, la teneur en CO₂ du milieu ne pourra pas s'élever. Les fluides contiendront surtout du CH₄ et de l'eau (Eugster et Skippen, 1967). C'est à ce stade de très faible pression partielle de CO₂ que se développeront les silicates calciques typomorphes (Saliot, 1978).

Puis la croissance de température provoquera une augmentation de la quantité de CO₂ présente dans le fluide (Eugster et Skippen, 1967) et c'est à ce moment qu'il faut situer la carbonatation des silicates typomorphes. Ces phénomènes de carbonatation se produiront là où la porosité de la roche a été préservée lors du stade précédent (formation des silicates typomorphes), permettant une évolution en système ouvert. Ainsi s'explique l'irrégularité des rétro-morphoses des phases calciques. Là où la carbonatation a dépassé la possibilité du tampon fourni par les réactions de rétro-morphose, la paragenèse se simplifie et seuls subsistent les phylites, la calcite et les tectosilicates. A ce stade l'évolution inverse me semble impossible, d'ailleurs, je n'ai aucun indice micrographique sur un tel phénomène ; la paragenèse ainsi mise en place, offrirait une stabilité maximale.

C. Le rôle de la fugacité de l'oxygène (fO₂)

Très peu de données existent à ce sujet. La présence de sulfures dans les sédiments carbonifères et dans les porphyres laisse présager un milieu très réducteur. Pour Coombs et al. (1976), et d'après les travaux de Holland (1965), la présence du couple pyrite - pyrrhotite et l'absence de magnétite situe la fO₂ au-dessous de 10⁻³⁹ à 10⁻²⁷, valeurs correspondant au point triple pour des températures de l'ordre de 400° C.

Pour de nombreux auteurs, Seki (1961), Iwasaki (1963), Coombs et al. (1976), etc., la diminution de fO₂ qui s'exprime par la moins grande richesse en Fe³⁺ des minéraux, indique une augmentation des conditions physiques du métamorphisme.

Dans les porphyres verts, de nombreuses données (exemple : la coexistence de deux types d'épidote, l'existence de pumpellyites de nature variable dispersées sans aucune logique dans le bâti étudié et même l'apparition de stilpnomélane et de pyroxène aegyrinique, Ravin du Loup) laissant supposer que la fO₂ régissant les réactions chimiques a été très variable, aussi bien dans le temps que dans l'espace.

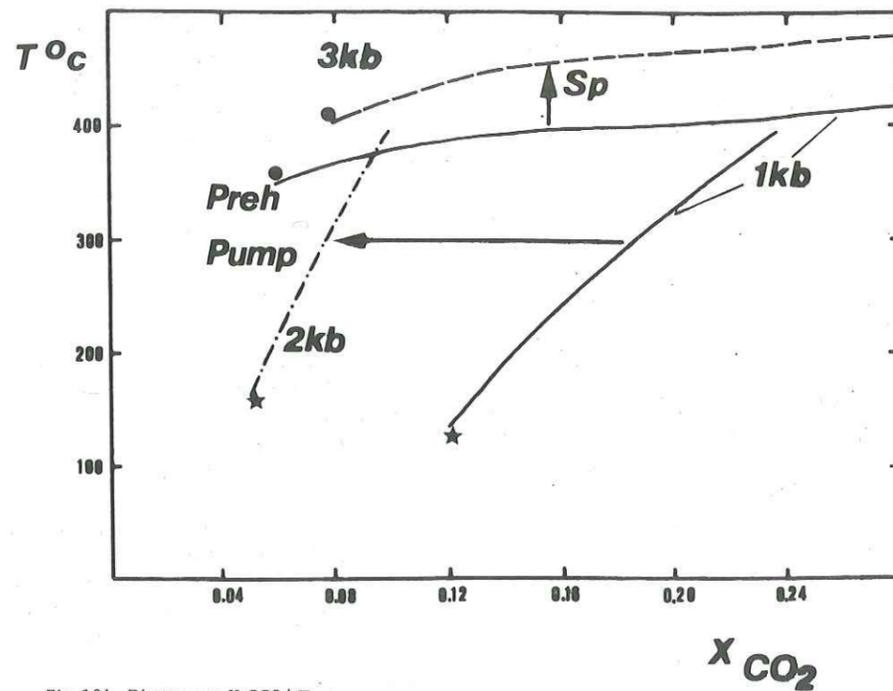


Fig. 104 - Diagramme X CO₂ / T.

- ★ - Limite de stabilité du faciès pumpellyite - prehnite à 1 et 2 kilobars d'après Glassley (1974) basé sur la réaction:
 $3 \text{ prehnite} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons 2 \text{ calcites} + 2 \text{ quartz} + \text{H}_2\text{O}$
- - Limite de stabilité du sphène à 1 et 3 kilobars d'après Hunt et Kerrick (1976) basé sur la réaction:
 $\text{sphène} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{rutile} + \text{quartz} + \text{calcite}$

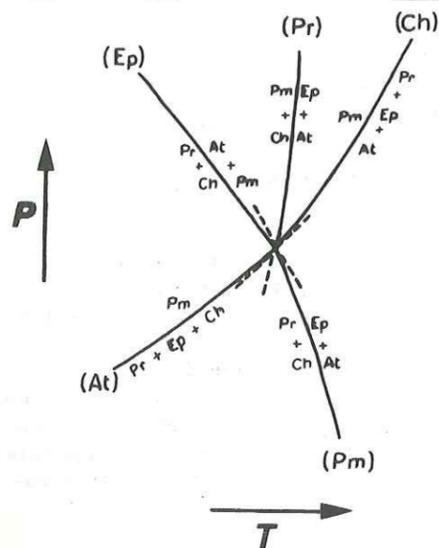
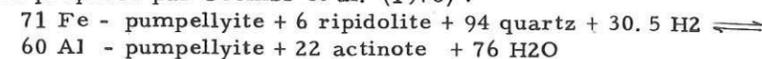


Fig. 105 - Relations de phases entre l'épidote (Ep), la prehnite (Pr), la pumpellyite (Pm), l'actinote (At) et la chlorite (Ch). (in Kuniyoshi et Liou, 1976)

D. La signification de l'absence de l'actinote

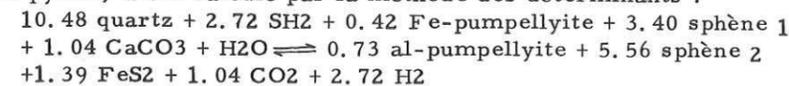
L'absence d'actinote dans la zone méridionale et sa présence discrète dans la zone septentrionale est un fait remarquable qui peut nous permettre de mieux préciser les conditions physiques du métamorphisme.

Ainsi le passage de la pumpellyite ferrifère à la pumpellyite alumineuse peut se faire sans l'apparition de l'actinote, contrairement à la relation proposée par Coombs et al. (1976) :



Dans les échantillons étudiés et en tenant compte de l'indépendance marquée entre la chlorite et la pumpellyite (cf. p. 147), un phénomène similaire ne peut se concevoir que si des minéraux tels que le sphène et la pyrite (et certainement d'autres) jouent un rôle tampon en participant aux réactions de substitution.

Pour illustrer ce type probable de relations entre minéraux, une réaction théorique, faisant intervenir les deux pôles extrêmes des pumpellyites (cf. tabl. 15 p. 140) deux sortes de sphènes diversement substitués et de la pyrite, a été calculé par la méthode des déterminants :



E. Les conditions physiques du métamorphisme

Une confrontation entre les courbes expérimentales obtenue par Nitch (1971) et du faisceau que Liou (1976) a calculé pour l'association prehnite - pumpellyite - épidote - actinote - chlorite, permet de caler approximativement, par extrapolation, son point invariant. Le centre du faisceau se situerait aux alentours de 2.5 kb pour des températures de l'ordre de 300° C (fig. 105).

D'après les règles établies par Korzinskij (1957), l'adjonction d'un faisceau sans actinote faisant intervenir une autre phase à la place (exemple : la lawsonite) ne peut se faire qu'en disposant le centre du faisceau sur la droite déterminée par la réaction sans actinote. Ainsi d'après les données rassemblées, les associations sans actinote se seraient formées à des températures inférieures à 300° C.

L'absence de lawsonite pour les associations de la zone I permet d'estimer les conditions de métamorphisme approximativement à 250° C et à moins de 2.5 kb, à l'exception des zones où se sont accumulées les contraintes permettant son apparition sporadique (Blake et al., 1967-1969).

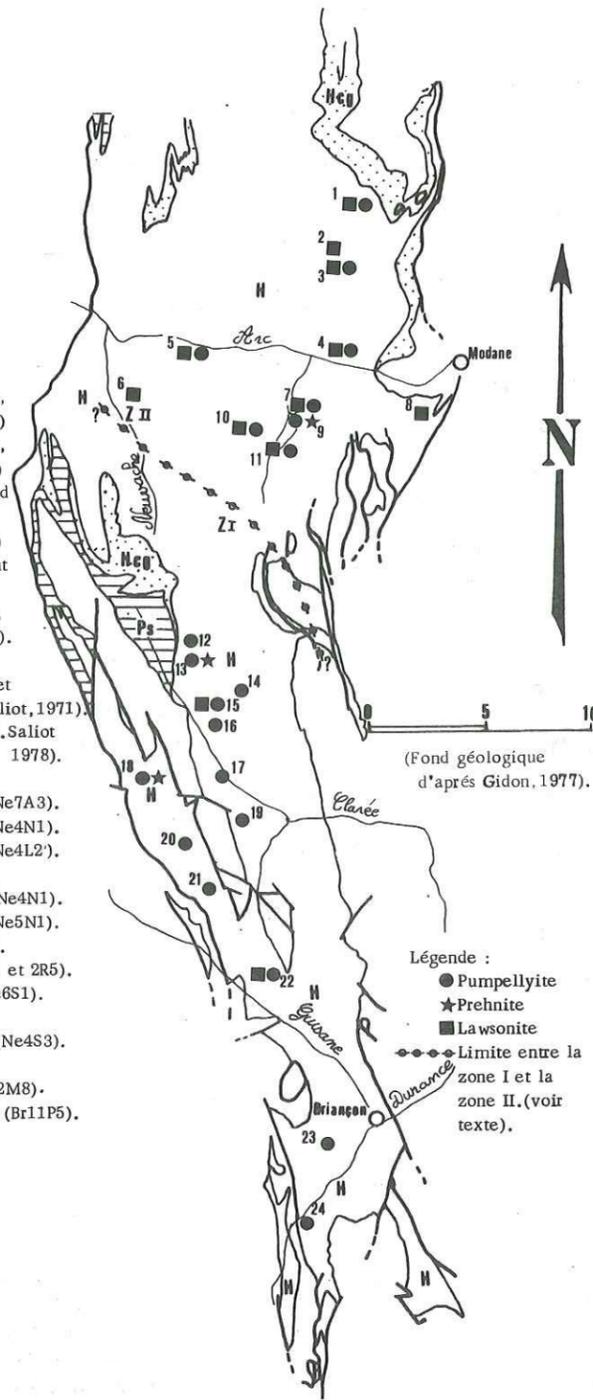
F. Probabilité d'une variation de faciès métamorphique au sein de la région étudiée

La distribution de la lawsonite ne se fait pas de façon homogène dans le bâti étudié. Ceci m'avait, au cours de l'exposé (cf. incité à distinguer deux zones de distribution des paragenèses.

D'après les données rassemblées (fig. 106) l'isograde établi donne une limite de direction sud-est - nord-est qui passe par la région de la

Fig.106- Carte de répartition des minéraux de métamorphisme dans la zone houillère.

- 1- Pecllet Polset (Saliot, 1978)
- 2- Pointe Renod (Saliot, 1978)
- 3- Pointe Renod (Guitard et Saliot, 1971).
- 4- Le Villard (Mo11Q4)
- 5- Le Chalet du Chaplut (Mo4Q1).
- 6- Valmeiner (Bocquet, 1974).
- 7- Bissorte (10T1).
- 8- Fourneaux (Guitard et Saliot, 1971)
- 9- Bissorte (Fabre, 1957, Saliot 1978).
- 10- Bissorte (Ne10T3).
- 11- Col des Marches (Ne7A3).
- 12- Chalets de Laval (Ne4N1).
- 13- Chalets de Laval (Ne4L2).
- 14- Muandes (Ne6M2).
- 15- Chalets de Laval (Ne4N1).
- 16- Chalets de Laval (Ne5N1).
- 17- Queyrellin (Ne6P3).
- 18- Chardonnet (Ne3Q1 et 2R5).
- 19- Crête de Baude (Ne6S1).
- 20- Benoîte((Ne6S1).
- 21- Croix St Elisabeth (Ne4S3).
- 22- La Salle (Br8E8).
- 23- Ravin du Loup (Br12M8).
- 24- Rocher de la Verne (Br11P5).



(Fond géologique d'après Gidon, 1977).

Légende :
 ● Pumpellyite
 ★ Prehnite
 ■ Lawsonite
 - - - Limite entre la zone I et la zone II. (voir texte).

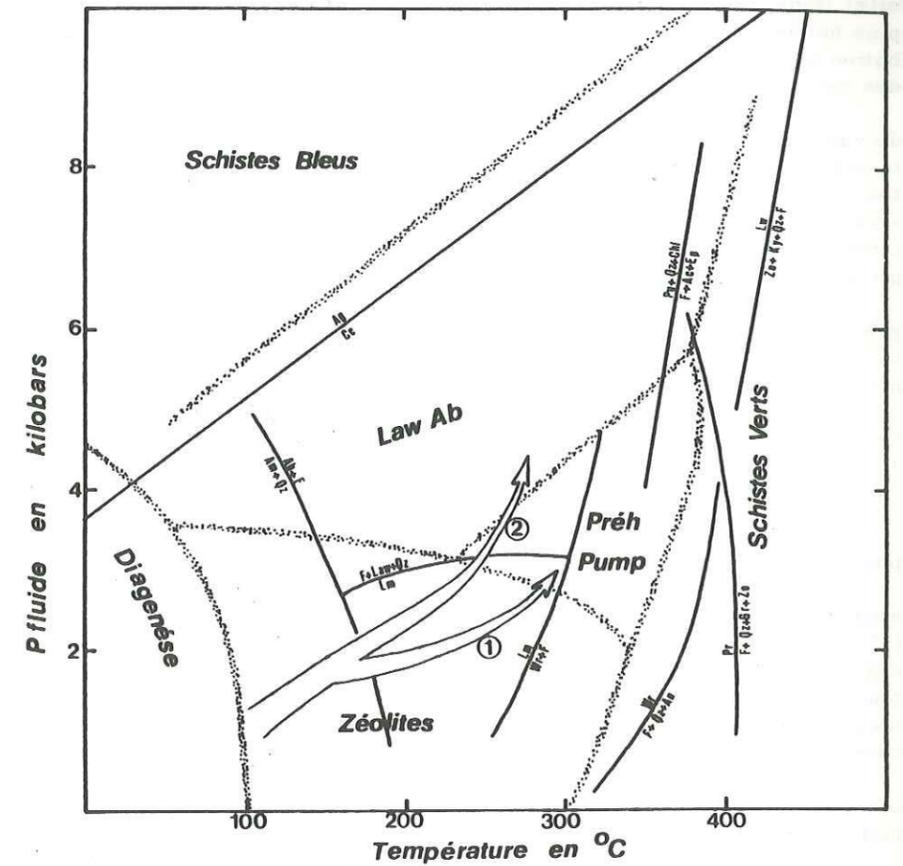


Fig.107- Evolution probable des roches dans les deux zones métamorphiques :

- dans la zone 1 (①);
- dans la zone 2 (②).

Pour les réactions se référer aux fig.89, fig.90 et fig.92 .
 D'après Liou (1971) et Kuniyoshi et al. (1976).

Vallée Etroite et se dirige vers les environs de Valloire.

Ainsi au Sud de cet isograde se rencontrent les faciès à pumpellyite-prehnite (lawsonite) et au Nord les faciès à lawsonite - pumpellyite (prehnite). Dans la partie septentrionale les conditions physiques devraient être plus homogènes et plus rigoureuses, comme en témoigne la large distribution de la lawsonite ; en outre, les échantillons de cette zone montrent des déformations plus poussées.

A partir de ces constatations, il est possible d'imaginer deux types de variation des paramètres P - T pour les zones individualisées. Pour la zone I, la croissance de la température accompagnée d'une augmentation modérée de la pression aurait contrôlé l'apparition de la paragenèse à pumpellyite - prehnite dominante, alors que dans la zone II, l'augmentation de la pression aurait été beaucoup plus brutale, permettant lors du pic des conditions P et T l'apparition de la lawsonite (fig. 107).

L'isograde proposé n'a pas la signification d'une réaction chimique précise (Kawachi, 1975), mais souligne simplement la possibilité d'avoir la juxtaposition de deux zones où les conditions P et T ont évolué de manière différente.

G. Signification de l'isograde proposé dans le schéma métamorphique établi par Saliot (1978)

L'interprétation proposée montre l'existence de deux sous-zones pour la région étudiée.

Les deux faciès individualisés au cours de cette étude appartiennent toujours au faciès albite-lawsonite tel qu'il a été défini par Saliot (1978). En outre, d'après les données compilées, je proposerai l'extension de la zone à albite-lawsonite à toute la portion du Carbonifère étudiée tout en faisant remarquer que vers l'Ouest le Carbonifère repose en contact anormal sur les autres formations par l'intermédiaire d'un plan de chevauchement.

Ainsi la disposition de l'isograde zone I - zone II qui présente une direction sécante par rapport aux isogrades établis par Saliot (1978) pourrait être due aux caprices de la tectonique.

CHAPITRE IV - GEOCHIMIE DE LA DIFFERENCIATION

LIEE AU METAMORPHISME

A. Etude du comportement des éléments majeurs - Approche de quelques mécanismes probables

A. 1. Introduction

Le problème des variations géochimiques liées au métamorphisme a déjà été effleuré dans le chapitre consacré à la géochimie des éléments majeurs. Cette approche avait surtout pour but de justifier l'emploi des diagrammes utilisés pour la mise en évidence des processus magmatiques.

Dans ce chapitre, je me propose d'approcher la différenciation due au métamorphisme par le biais de la statistique et notamment par l'analyse en composantes principales normées (A.C.P.N) dont l'utilisation me semble justifiée pour trois raisons majeures :

- la complexité des phénomènes étudiés, où les processus physico-chimiques qui régissent les migrations et les éventuelles fixations d'éléments sont extrêmement divers ;
- l'interférence entre deux processus étrangers : la différenciation primaire (magmatisme) et secondaire (métamorphisme) ;
- en outre, comme l'A.C.P.N. permet de raisonner dans l'espace de l'analyse (11 dimensions, dans le cas présent), nous pourrions comparer l'effet de plusieurs processus sur un même diagramme, ce qui est parfaitement impossible par les méthodes classiques.

A. 2. Incidence de l'altération métamorphique sur la différenciation magmatique

a) Etude globale de la série calco-alcaline

Tous les échantillons ayant trait à la série de différenciation précédemment mise en évidence ont été traités en A.C.P.N.

● Résultats :

Des résultats obtenus seuls les deux premiers facteurs I₁ et I₂ (tabl. 18) expliquant 72 % de la variance ont été retenus.

● Discussion (fig. 108)

Le premier facteur responsable de la dispersion horizontale des analyses oppose très nettement SiO₂ - Al₂O₃ à Fe₂O₃ - MgO - MnO - TiO₂ - P. F. - CaO et donne une bonne image des processus de différenciation magmatique.

Au contraire, la forte participation antinomique des alcalins pour le deuxième facteur, ainsi que la variation simultanée de Al₂O₃ et K₂O, illustrent parfaitement les deux grands types d'altération individualisés

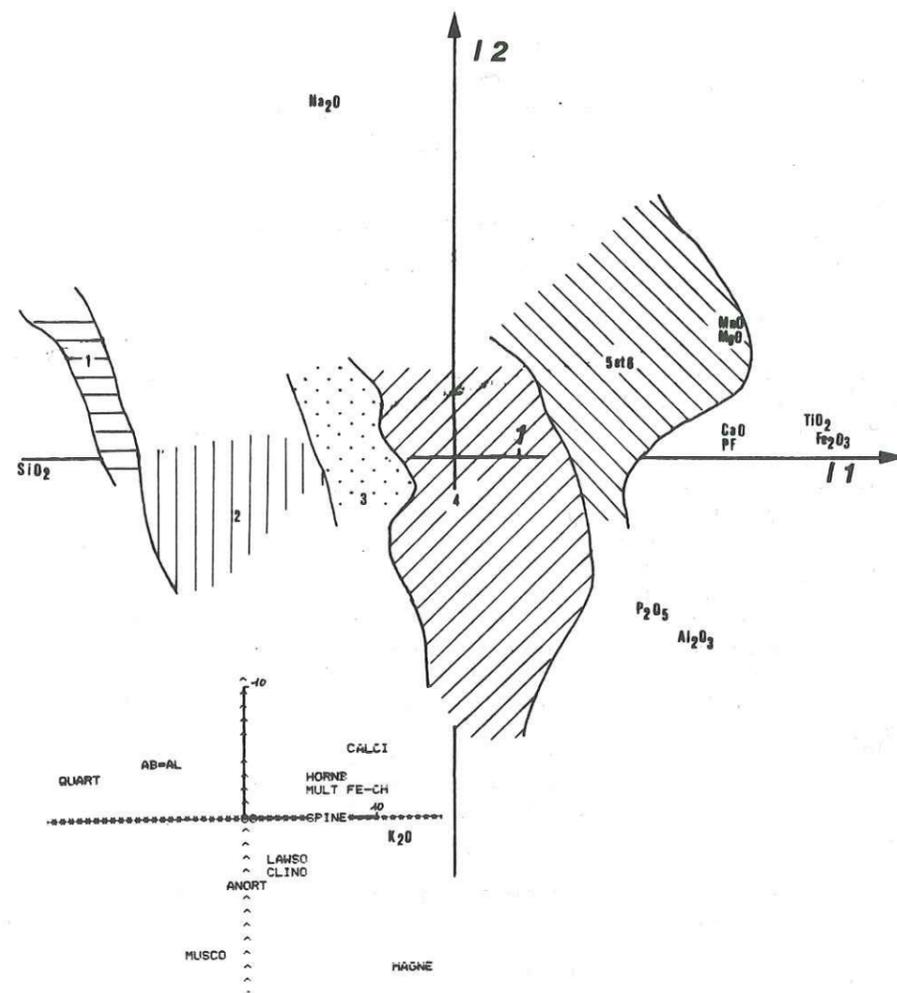


Fig. 108- Projection des variables et de la série calco-alkaline complète sur le plan des facteurs I1 et I2.
L'échelle des variables a été multipliée par 6,8 par rapport à l'échelle des échantillons.
En bas à gauche de la figure est donnée la grille des minéraux projetée en individus supplémentaires.

- 1- Eutectiques.
- 2- Porphyres blancs.
- 3- Porphyres verts dacitiques.
- 4- Porphyres verts andésitiques.
- 5 et 6- Dolérites (s.l.) et enclaves

	I 1	I 2
SiO2	- 0.406 (- 0.985)	- 0.038 (0.054)
Al2O3	0.262 (0.635)	- 0.313 (0.448)
Fe2O	0.394 (0.955)	0.027 (- 0.039)
MnO	0.316 (0.766)	0.211 (- 0.301)
MgO	0.321 (0.777)	0.186 (- 0.266)
CaO	0.294 (0.712)	- 0.028 (- 0.040)
Na2O	- 0.089 (- 0.216)	0.578 (- 0.827)
K2O	- 0.030 (- 0.074)	- 0.642 (0.918)
TiO2	0.385 (0.934)	0.030 (- 0.042)
P2O5	0.245 (0.595)	- 0.264 (0.377)
H2O	0.319 (0.773)	0.018 (0.026)
% variance	53	18
% variance cumulée	53	71

Tab. 18- Tableau des facteurs.
I1 et I2, fonctions réduites et centrées (), valeur du cosinus (V, axe).
I'1 et I'2, fonctions déréduites et décentrées.

$$I' 1 = - 0.056 SiO_2 + 0.190 Al_2O_3 + 0.153 Fe_2O_3 + 3.95 MnO + 0.182 MgO + 0.143 CaO - 0.047 Na_2O - 0.015 K_2O + 1.75 TiO_2 + 4.9 P_2O_5 + 0.21 P.F. - 4.20$$

$$I' 2 = - 0.22 Al_2O_3 - 0.010 Fe_2O_3 + 2.640 MnO + 0.105 MgO + 0.014 CaO + 0.304 Na_2O - 0.321 K_2O + 0.614 TiO_2 - 5.28 P_1O_5 + 0.012 P.F. + 3.29$$

lors des études micrographiques : albitisation et muscovitisation entraînant l'étirement vertical des aires de dispersion des différents types pétrographiques.

En outre, il semblerait que les processus de différenciation métamorphique aient une action différentielle suivant la nature originelle de la roche. Ainsi les roches intermédiaires et basiques (4, 5, et 6) subiraient des dispersions géochimiques beaucoup plus prononcées lors de l'altération métamorphique que les roches acides (1, 2 et 3).

● Remarque :

L'aire 1 correspondant aux eutectiques (cf. p. 97) montre une direction de différenciation propre n'ayant aucun rapport avec l'albitisation secondaire. Cette tendance dénote simplement l'enrichissement en albite des liquides résiduels.

Le fait que CaO ait un comportement similaire à P.F. est symptomatique de la carbonatation des échantillons qui se manifeste par la présence très fréquente de la calcite.

b) Etude des roches intermédiaires

L'analyse précédente faisant apparaître une dispersion géochimique maximale pour le lot des roches intermédiaires, un traitement identique sera fait pour ce même lot. Il permettra par la diminution de la variance de SiO2 de mieux visualiser les phénomènes dispersifs secondaires

dont elles ont fait l'objet au cours du métamorphisme.

	A ₁	A ₂
SiO ₂	- 0.532 (- 0.952)	- 0.001 (- 0.002)
Al ₂ O ₃	- 0.049 (0.088)	0.391 (- 0.634)
FeO ₃	0.408 (0.730)	0.105 (- 0.171)
MnO	0.050 (0.090)	- 0.420 (0.681)
MgO	0.335 (0.600)	- 0.192 (0.312)
CaO	0.290 (0.520)	- 0.206 (0.334)
Na ₂ O	- 0.141 (- 0.253)	- 0.485 (0.786)
K ₂ O	0.022 (0.041)	0.580 (- 0.940)
TiO ₂	0.429 (0.768)	0.034 (- 0.056)
P ₂ O ₅	0.123 (0.221)	0.054 (- 0.088)
H ₂ O	0.350 (0.638)	0.053 (- 0.085)
% variance	29	24
% variance cumulée	29	53

Tab.19- Tableau des facteurs.
Même légende que le tab.18 .

$$A'_1 = - 0.0283 \text{ SiO}_2 - 0.074 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.591 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 1.17 \text{ MnO} + 0.59 \text{ MgO} + 0.218 \text{ CaO} - 0.115 \text{ Na}_2\text{O} + 0.021 \text{ K}_2\text{O} + 7.435 \text{ TiO}_2 + 2.562 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0.332 \text{ P. F.} + 4.89$$

$$A'_2 = 0.594 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.152 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 9.836 \text{ MnO} - 0.338 \text{ MgO} - 0.155 \text{ CaO} + 0.553 \text{ K}_2\text{O} + 0.509 \text{ TiO}_2 + 1.125 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0.049 \text{ P. F.} - 8.724$$

●Résultats :

Seuls les deux premiers facteurs cumulant 53 % de variance seront pris en considération (tabl. 19).

●Discussion (fig. 109).

Comme précédemment, le premier facteur exprime la majeure part de l'empreinte géochimique des processus primaires, mais cette fois une partie de l'albite s'y trouve associée.

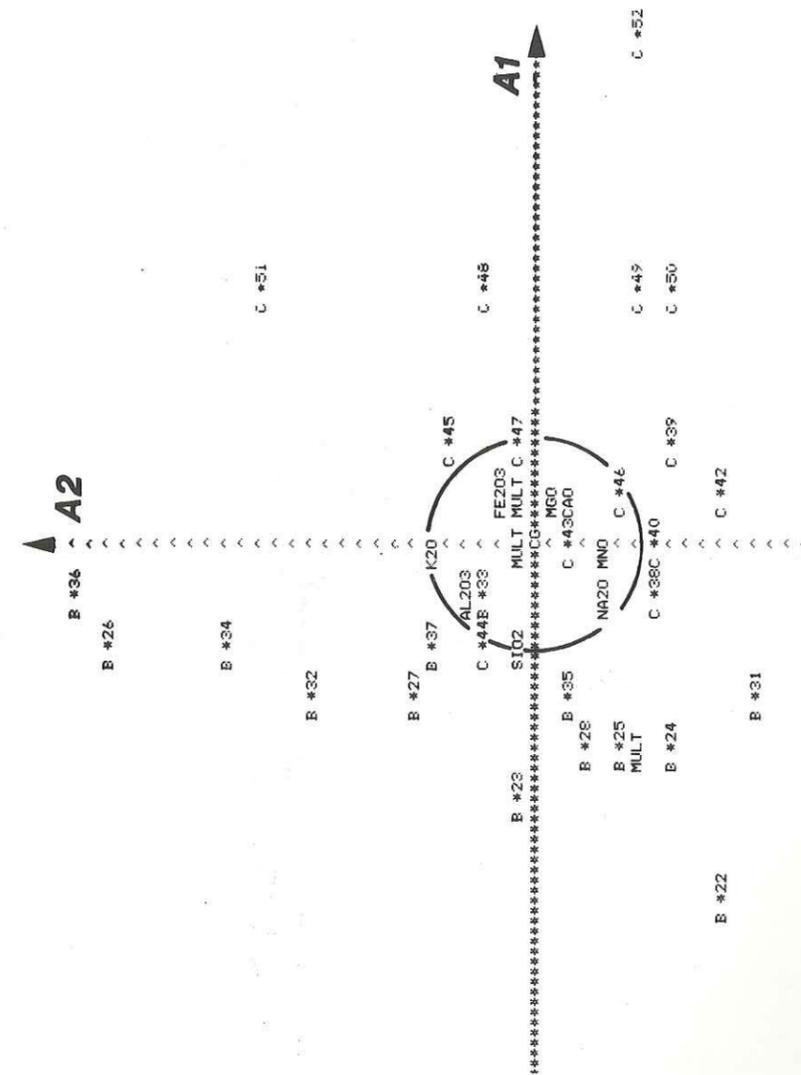
Le deuxième facteur exprime une part de l'albitisation qu'elle oppose à toute la dispersion due à la muscovitisation.

La figure ainsi établie, permet de rendre compte des trois phénomènes présidant à la différenciation métamorphique : la décalcification des roches (3) qui s'accompagne soit de leur albitisation (2), soit de leur muscovitisation (1).

●Remarque :

La suppression de la variable SiO₂ des calculs de l'A. C. P. N. ne fait que très peu varier la disposition relative des points. Ce résultat laisse supposer des dispersions géochimiques négligeables pour cet élément au cours de la différenciation métamorphique.

Fig.109- Projection des variables et des échantillons de porphyre vert à tendance andésitique sur le plan des facteurs A₁ et A₂.



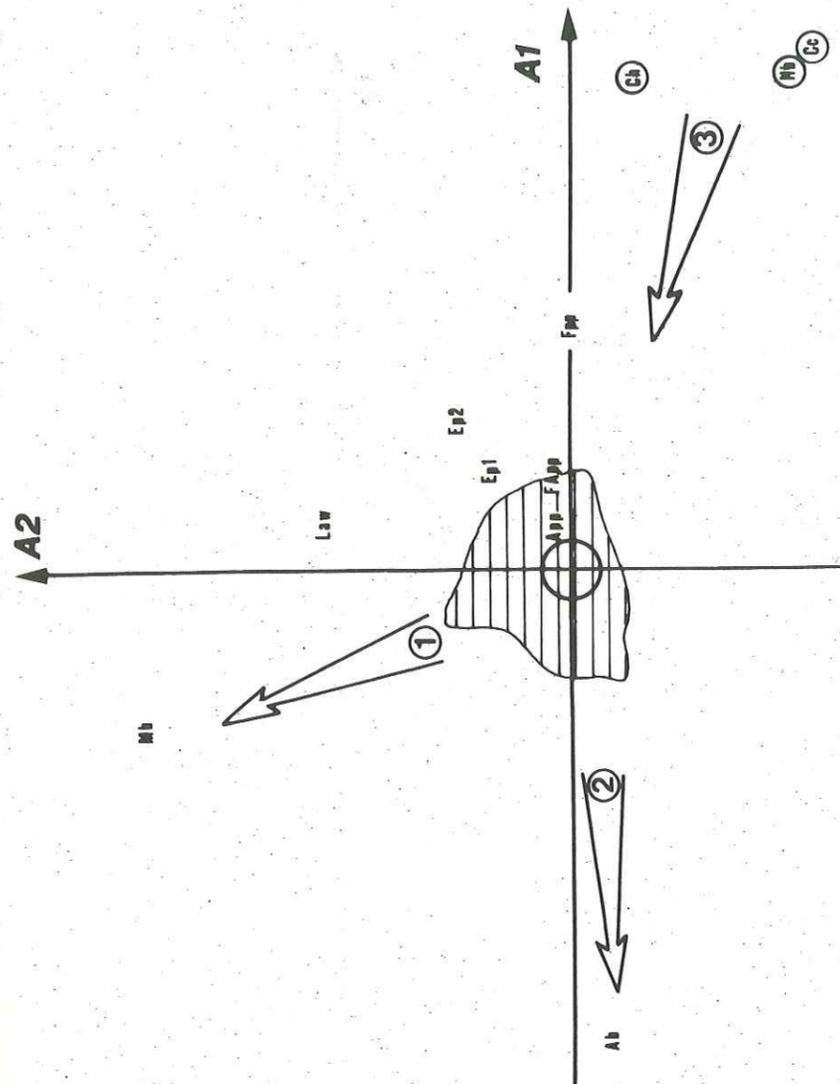


Fig. 110- Projection des minéraux des porphyres verts en indiquant les variations supplémentaires sur le plan A1, A2.

Les flèches soulignent les évolutions géochimiques probables des microdiorites. La zone hachurée correspond à l'aire de dispersion des échantillons précédents (fig. 109).

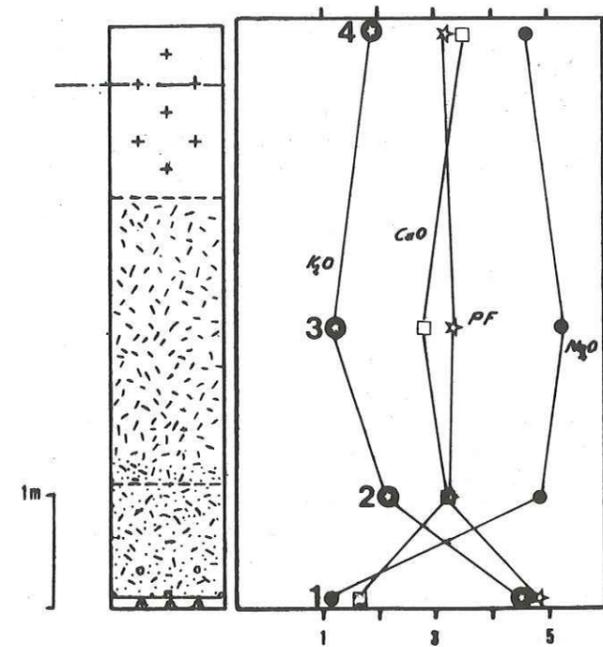


Fig. 111- Comportement des alcalins, du CaO et de la P.F. en fonction de la proximité des épontes d'un sill. L'étude des éléments peu mobiles a fait l'objet d'une étude semblable p. 78. (N.B.: la coupe correspond à un demi sill.)

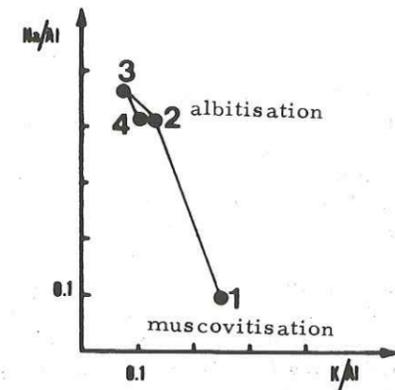


Fig. 112- Diagramme de Moine (1974) montrant les deux tendances: albitisation et muscovitisation. La numérotation des points est la même que pour la figure précédente.

- c) Etude du comportement des alcalins et du calcium dans la coupe géochimique verticale d'un sill (fig. 111) (cf. p. 78 pour l'étude des éléments peu mobiles)

Les alcalins montrent une inversion de leurs teneurs depuis la bordure vers l'intérieur du sill; en outre le calcium est intensément lessivé dans la zone bordière.

Cette coupe illustre très bien l'observation faite au cours des études micrographiques : la muscovitisation intense des feldspaths dans les épontes de filons qui a pour corollaire l'absence de silicates typomorphes.

La présence de muscovite ne peut s'expliquer que par une activité (a) de K^+ très élevée, dans cette zone, lors de la déstabilisation des plagioclases originels. La source de cet ion doit, nécessairement, être recherchée dans les pélites et les grès très riches en phyllosilicates.

Ainsi la muscovitisation des épontes serait favorisée par des solutions ayant un fort rapport aK^+/aH^+ issue des terrains sédimentaires.

Le fluide, après avoir traversé la zone bordière, se trouve enrichi en Na, Ca etc. Comme, dans la présente hypothèse, le déplacement du fluide se fait de manière centripète, aH diminue vers l'intérieur (Hemley et al., 1964) et par effet inverse l'activité des autres ions en présence augmente, favorisant l'albitisation ($\frac{aNa^+}{aK^+} \gg 0$) et l'apparition des aluminosilicates calciques de métamorphisme.

L'hypothèse de la redistribution des éléments entre le bâti sédimentaire et les roches hypovolcaniques d'une part, et au sein même des porphyres verts d'autre part, pourrait en grande partie expliquer la différenciation métamorphique.

Signalons en outre, que l'inversion du rapport des alcalins se rencontre aussi dans les porphyres très schisteux et que la muscovitisation comme la carbonatation poussée oblitère toutes les argènes typomorphes.

A. 3. Conclusions

Les processus de différenciation métamorphique mis en évidence concernent exclusivement le feldspath. Au cours de l'altération, la partie anorthitique du plagioclase est détruite, soit au profit des silicates typomorphes (Guitard et Saliot, 1971), soit simplement lessivée de son calcium, albitisée et/ou muscovitisée. Pendant ces transformations les roches perdent généralement une partie de leur CaO et gagnent en K₂O et Na₂O.

La faible mobilité de Al₂O₃ facilite sa fixation in situ, sous forme d'aluminosilicates calciques et de phyllites faisant croître de manière très sensible sa teneur originelle dans l'échantillon pour un poids constant. En outre, l'apparition de phases hydratées (phyllites, silicates typomorphes...) et la carbonatation augmentent de façon non négligeable la perte à 1 000° C (P. F.) qui jouera un rôle diluant, masquant les variations positives (gains : Al₂O₃, etc.) et augmentant les écarts négatifs (pertes : CaO) que subissent les éléments constitutifs au cours de la différenciation métamorphique.

Cette étude a permis par le raisonnement, dans l'espace des oxydes (11 variables) de retrouver les phénomènes déjà mis en évidence pré-

cedemment (cf. p. 56) mais contrairement aux diagrammes classiques, il est possible d'intégrer tous les phénomènes. Ainsi, par le biais de l'A. C. P. N., le raisonnement géochimique a pu être affiné.

De cette étude nous retiendrons que la formation des porphyres a été contrôlée par deux processus relativement indépendants : (1) la différenciation magmatique et (2) la différenciation métamorphique, (dans le sens de Jolly et al., 1972). La première distribuant tous les éléments selon une loi bien précise déterminée par la cristallisation fractionnée, la seconde dispersant les teneurs en fonction de l'activité de certains éléments (surtout les alcalins) et provoquant un lessivage systématique du calcium.

Ainsi l'altération a eu pour effet : (1) de mobiliser les alcalins du bâti sédimentaire et des roches plutoniques, et de les redistribuer au sein de ces dernières suivant deux grandes tendances (albitisation et muscovitisation), (2) d'augmenter la teneur globale en Al₂O₃ de l'échantillon par destruction de la molécule d'anorthite et lessivage du calcium.

Au contraire, il semble que les autres éléments n'aient que très peu varié au cours de la différenciation métamorphique.

B. Le comportement du lithium au cours du métamorphisme

B. 1. Introduction

Dans les roches intrusives intermédiaires de la zone Briançonnaise le lithium présente un comportement particulier (corrélation positive avec FeO* (fig. 113) que l'on ne retrouve pas dans les roches de même nature non métamorphisées, par exemple : Sardaigne, Pérou (cf. p. 77). De là à penser que le lithium n'est pas originel mais importé au cours du métamorphisme et issu des sédiments, il n'y a qu'un pas. En effet, les boues et argiles en climat humide peuvent en contenir jusqu'à 100 ppm (Ronov et al., 1970).

B. 2. Données géochimiques générales sur le lithium

Le lithium est l'élément alcalin qui a le plus petit rayon ionique.

Le rayon ionique du cation Li⁺ est $r = 0.68 \text{ \AA}$, alors que ceux de Na⁺ et de K⁺ sont respectivement $r = 0.97 \text{ \AA}$ et $r = 1.33 \text{ \AA}$; de ce fait le Li se substitue de préférence aux éléments de transition tels que Mg⁺⁺ et Fe⁺⁺ ($r \text{ Mg}^{++} = 0.66 \text{ \AA}$, $r \text{ Fe}^{++} = 0.74 \text{ \AA}$) plutôt qu'aux alcalins. Ainsi il montre une nette préférence pour les minéraux ferromagnésiens pyrogènes mais aussi métamorphiques.

B. 3. Méthodologie

Ayant trouvé par le calcul d'une matrice de corrélation linéaire fait à partir des analyses de 17 échantillons de roches intermédiaires une corrélation hautement significative entre Li et FeO* (cf. p. 77), il serait intéressant de définir la nature du minéral hôte susceptible de contenir Li. Pour ce faire, la démarche employée combine deux outils mathématiques déjà utilisés au cours du développement de cette étude : la projection vectorielle et l'A. C. P. N.

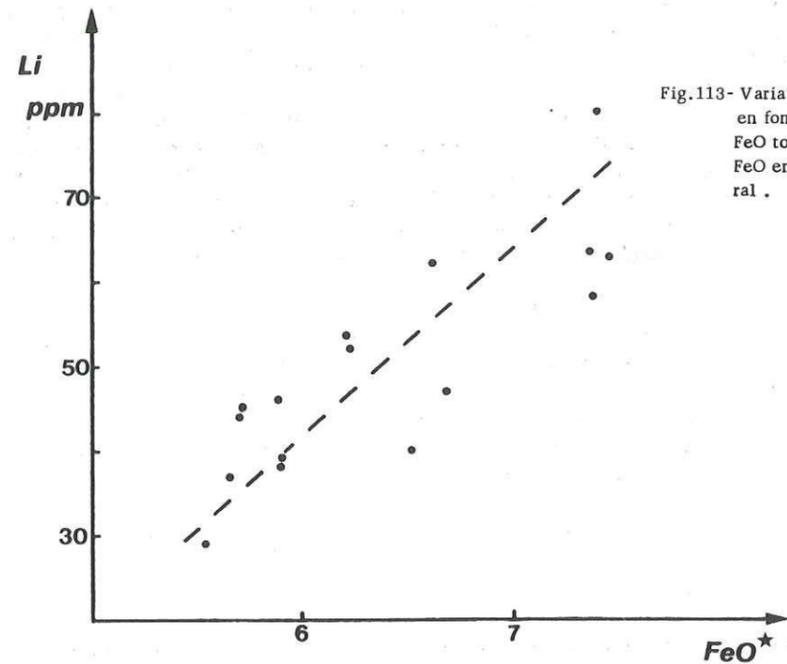


Fig.113- Variation du Li en fonction de FeO total . FeO en % pondéral .

Après la détermination fine des paragenèses de chaque échantillon le pourcentage respectif des phases présentes est calculé par changement de repère (cf. p. 142). La composition chimique des minéraux employée au cours des calculs est donnée dans le tableau 15 (p. 140).

L'espace employé a 11 dimensions (celui de l'analyse chimique) pour éviter tout réajustement au cours du traitement des données.

Les résultats obtenus par le calcul et la quantité de Li (en ppm) mesurée pour chaque échantillon sont traités en A. C. P. N. (tabl. 20).

B. 4. Remarque

Pour les roches intermédiaires les calculs des minéraux ferromagnésiens seront légèrement faussés par la présence des minéraux opaques qui ne sont pas pris en compte dans les calculs.

B. 5. Résultats obtenus - Discussions

La seule corrélation linéaire Li/minéral encore significative est obtenue pour le couple Li - chlorite (0.58).

Nous ne prendrons en compte que les deux premiers facteurs qui regroupent 0.64 % de la variance (tabl. 21).

Li, chlorite et calcite participent peu au premier facteur, alors que leur contribution est forte et synchrone pour le deuxième facteur.

Pumpellyite et epidote montrent, d'un facteur à l'autre, des participations asynchrones, ce phénomène est dû au mode de calcul qui généralement rejette soit l'un ou l'autre des aluminosilicates calciques et don-

N° Ech.	Chl	Mb	Alb	Qtz	Pump	Ep	Sp	Hor	Ap	Cal	Li
2R11c	8.86	12.26	41.05	14.48	0.00	6.58	0.94	15.50	0.28		44
4T4b	19.81	12.23	48.28	15.08	0.00	0.00	1.80	0.00	0.30	0.00	46
3Q4	6.79	23.52	26.58	19.64	13.65	0.00	1.45	7.40	0.34	0.00	29
2R15	10.66	15.87	42.66	14.12	1.26	0.00	0.89	11.93	0.20	2.82	37
2R14	18.05	13.15	45.87	16.43	0.00	0.00	1.40	0.20	0.26	3.77	38
2R16	17.38	5.85	54.06	11.01	0.00	9.02	1.57	0.00	0.23	0.84	53
3Q22	8.94	24.98	30.05	16.76	7.53	0.00	1.41	0.00	0.31	0.93	45
3Q28	19.24	25.67	31.07	19.38	0.00	0.00	1.90	0.00	0.37	2.34	63
2R2	18.34	16.78	41.29	15.40	4.16	0.00	2.13	0.00	0.53	1.59	52
4R10	18.93	18.74	35.82	18.75	0.00	0.00	3.28	0.00	1.05	4.87	39
2R18	12.07	12.75	28.90	17.13	0.00	0.00	1.19	14.62	0.31	0.00	62
3Q21	13.04	12.47	30.99	17.41	15.63	0.00	1.86	7.54	0.71	0.00	40
3S10	19.13	15.93	50.43	10.26	0.00	0.00	1.49	0.00	0.06	2.55	47
4R7	19.79	26.93	33.56	12.35	0.00	0.00	2.48	0.00	0.46	4.39	63
4R6	22.30	19.14	30.09	16.42	7.41	0.00	2.28	0.00	0.46	2.30	80
4S10	24.10	14.85	34.19	15.88	0.87	0.00	2.46	0.00	0.45	7.34	58
3Q23	16.02	48.47	3.53	27.47	0.00	0.00	3.48	0.00	1.01	0.00	45

Tab.20- Pourcentage calculé des phases minéralogiques présentes dans chaque échantillon et valeur du Li en PPM.

Les résultats fournis par l'A. C. P. N. montrant un comportement similaire du Li et de la chlorite calculée, confortent l'hypothèse précédente (fig. 114). Au contraire, l'attitude identique de la calcite semble assez difficile à expliquer. Elle est, soit à mettre en parallèle avec le fait que chlorite et calcite appartiennent aux paragenèses ultimes lors de la carbonatation (cf. p. 153), soit à une variation du volume des roches lors de l'altération et la mise en place du carbonate de calcium dans les discontinuités.

Nous retiendrons de cette étude qu'une quantité non négligeable de Li a été importée dans les porphyres verts lors de l'altération et que de fortes présomptions existent pour situer la présence de cet élément dans la chlorite.

Signalons en outre, l'existence d'une chlorite hyperalumineuse et lithinifère : la cookeite ($\text{Li Al}_4 \text{Al SiO}_3 \text{O}_{10} (\text{OH})$) que l'on rencontre en milieu hydrothermal et dans les bauxites (Goffé et Saliot, 1977). Elle pourrait constituer le terme théorique ultime le plus substitué en Li des chlorites.

C. Conclusions générales sur les variations géochimiques apportées par le métamorphisme alpin

La destruction de la molécule d'anorthite, l'apparition d'albite et de muscovite (Na, K) d'une part, la chloritisation des minéraux ferromagnésiens (Li) d'autre part, ont complètement oblitéré, au niveau des alcalins et du calcium, la signature géochimique laissée par les processus liés à la différenciation magmatique.

Au contraire, hormis une dilution due à l'augmentation de la perte au feu et dont on peut faire abstraction, pour les autres éléments les rapports de la distribution originelle ont peu varié ; seul Al_2O_3 montre une augmentation par rapport à son pourcentage initial que l'on doit mettre encore en relation avec la disparition de la fraction anorthitique du plagioclase.

Ainsi Na, K, Li, Ca doivent, dans le cas présent, être considérés comme des éléments particulièrement mobiles, et Al comme un élément peu mobile, mais sujet à variations. Par contre, les autres éléments étudiés ne semblent pas montrer de tendances particulières et donnent malgré le métamorphisme encore une bonne image des processus originels.

CHAPITRE V - CONCLUSIONS

● Successions minéralogiques au sein des roches intrusives de nature intermédiaire. Essai de modélisation :

D'après Guitard et Saliot (1971) il est possible de distinguer trois stades d'évolution métamorphique : (1) un stade d'hydratation et de carbonatation, (2) un stade de décarbonatation et de déshydratation et (3) un stade hystérogène faisant intervenir une nouvelle hydratation et une carbonatation lié au relâchement des contraintes physiques.

Pour le modèle résumant les variations minéralogiques des porphyres verts, je réunirai les deux premiers stades en un stade prograde.

C'est au cours de ce premier stade correspondant à l'augmentation (fig. 115) des paramètres physiques jusqu'au pic de métamorphisme que se produit l'évènement minéralogique le plus important : la déstabilisation des phases pyrogènes au profit des phases typomorphes. C'est pendant cette période que l'on doit situer la formation des épidotes proches des clinozoïsites, des pumpellyites peu substituées en Fe^{3+} et de la lawsonite. Remarquons que l'apparition de paragenèses éphémères à aluminosilicates calciques plus substitués en Fe^{3+} , est probable.

Puis, lors du relâchement des contraintes physiques (P et T), intervient un stade rétrograde (hystérogène) pendant lequel se produisent des rétro-morphoses au sein des silicates calciques. Ainsi la pumpellyite prend la place de la lawsonite et de l'épidote, ou pour d'autres échantillons, apparaissent des minéraux plus substitués en Fe^{3+} (exemple : l'épidote proche de la clinozoïsite se détruit au profit de la pumpellyite ferrifère et d'une épidote proche de la pistachite) en liaison avec une augmentation tardive en fO_2 .

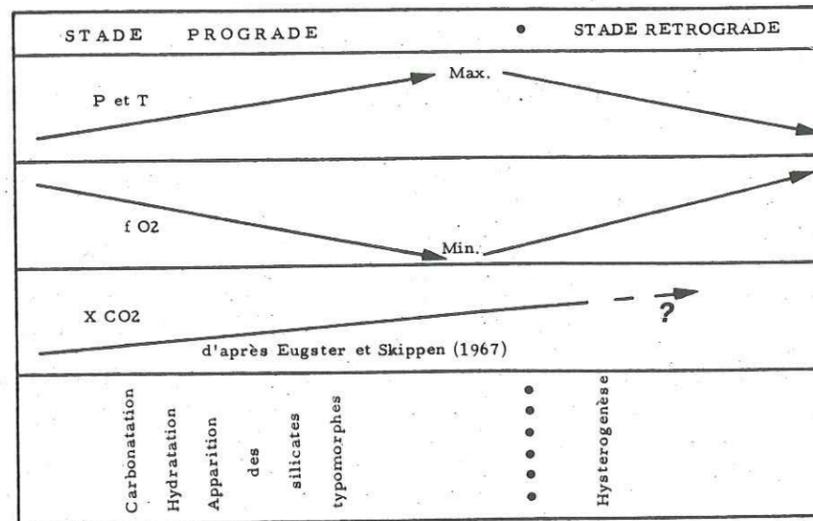
Le comportement de CO_2 au cours de ces évènements est difficile à cerner. D'après Saliot (1978) il faut, dans les premiers stades du métamorphisme, faire appel à un fluide extrêmement pauvre en CO_2 , puis son activité augmenterait avec la température (Eugster et Skippen, 1967) entraînant dans certains cas la carbonatation des silicates typomorphes.

Ce schéma ne semble pas unique et l'ubiquité des paragenèses à calcite-chlorite dans le bâti, montre que dès les premiers stades le seuil critique de X_{CO_2} bloquant la formation des aluminosilicates calciques peut être atteint.

De cette étude nous retiendrons la grande facilité avec laquelle se succèdent les aluminosilicates et qui doit être mise en parallèle avec : (1) leur composition chimique très proche et (2) le faible écart des paramètres P et T contrôlant leur stabilité. Au contraire, la chlorite qui ne participe pas aux réajustements minéralogiques liés au cycle hystérogène, se comporte en phase inerte vis à vis des silicates de métamorphisme, son chimisme étant surtout dépendant de sa localisation et de la nature de la roche hôte.

● Conditions P et T dans les deux zones mises en évidence :

Les différences minéralogiques et texturales observées entre les



Destabilisation des minéraux pyrogènes. • Rétromorphose et carbonatation des silicates typomorphes. • Substitutions micacées. (Apport de K)

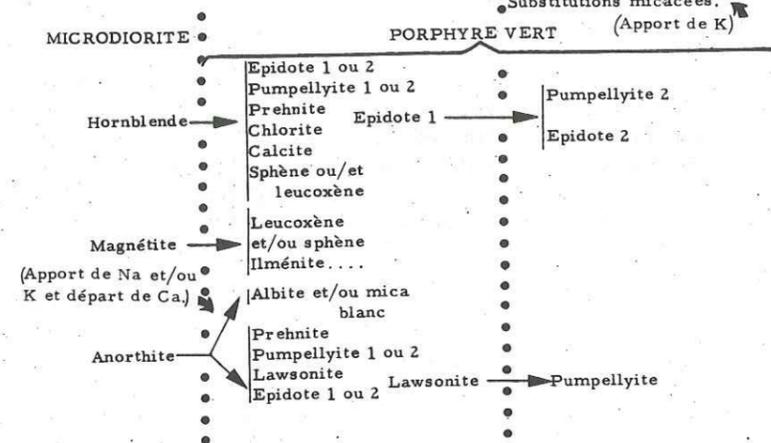


Fig. 115- Essai de synthèse sur l'évolution minéralogique des roches intermédiaires de la zone houillère en fonction des paramètres physico-chimiques estimés.

échantillons provenant des deux zones ((1) la présence très affirmée de la lawsonite, (2) le développement plus net de la schistosité et des déformations au Nord du bâti étudié) laissent supposer que P a joué un rôle déterminant dans l'établissement des paragenèses typomorphes. Ainsi pour des températures voisines, de l'ordre de 250° seule une croissance du paramètre P vers le Nord liée à des taux de contraintes plus élevés, permettrait d'expliquer les divergences analysées. L'isograde établi d'après ces données n'a pas de signification minéralogique précise, mais souligne la possibilité d'avoir, dans le bâti étudié, la juxtaposition de deux zones où les paramètres ont évolué de manière différente.

● La différenciation géochimique liée au métamorphisme :

Les variations géochimiques enregistrées concernent surtout les alcalins et le calcium, éléments extrêmement mobiles.

Généralement Na ou K montrent l'un ou l'autre une variation positive par rapport à la teneur originelle estimée, contrebalancée par une variation antinomique de l'élément minoritaire, la somme de ces éléments restant relativement constante.

Le calcium présente des teneurs généralement beaucoup plus faibles que dans les roches de nature comparable exemptes d'altération. Au contraire, l'aluminium, peu mobile, se trouve toujours en excès dans les roches par rapport aux teneurs originelles probables.

Ainsi, ces transformations géochimiques se manifestent par deux pôles majeurs : la musovitisation et l'albitisation.

Les différents phénomènes géochimiques mis en évidence par l'étude des éléments majeurs concernent uniquement la destruction de la molécule d'anorthite du plagioclase originel.

La chloritisation des phases pyrogènes serait responsable des teneurs anormalement élevées en lithium présentes dans les porphyres verts.

CONCLUSIONS GENERALES

● Le magmatisme de la zone houillère briançonnaise entre Duran-
ce et Arc s'est surtout manifesté par des phénomènes hypovolcaniques
(sills) dont la majorité est constituée par des roches de nature intermé-
diaire (microdiorites).

Le comportement peu contrasté du Ti en fonction des phénomènes
de différenciation place ce magmatisme en contexte géostructural compres-
sif, mais il est difficile dans l'Europe hercynienne, à partir des modèles
actuellement admis, de donner un schéma satisfaisant de sa genèse pou-
vant expliquer son chimisme calco-alcalin typique.

● Le métamorphisme alpin a développé dans les porphyres verts
deux types de paragenèses typomorphes : (1) à lawsonite exceptionnelle
et (2) à lawsonite fréquente, permettant de proposer deux sous-zones dans
la zone à albite - lawsonite caractérisée par Saliot (1978). L'isograde se-
lon lequel se répartissent ces deux types d'associations typomorphes pré-
sente une direction relativement sécante par rapport aux structures alpi-
nes.

Les divergences entre la zone I (région de Briançon) et la zone II
(région de la Bissorte - Arc) sont dues au paramètre P qui a été plus ri-
goureux dans la zone II où le serrage a certainement pris le pas sur l'en-
fouissement.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J. C., BOETTECHER A. L., MARLAND G., 1975. - Amphiboles
in andesites and basalts : I Stability as a fonction of P-T-fO₂.
Am. Mineral. 60, pp 1069-1085.
- AMIDI S. M., 1975. - Contribution à l'étude stratigraphique, pétrologique
et pétrochimique des roches magmatiques de la région de Natanz-
Nain-Sork (Iran central).
Thèse d'Etat, Grenoble.
- ANDRIOBOLOLONA R. D., 1976. - Les éléments de transition dans les
suites andésitiques et shoshonitiques du Sud du Pérou.
Thèse, Montpellier.
- AOKI K., 1963. - The kaersutites and oxykaersutites from alkalie rocks
of Japan and surrounding areas.
J. of Petrol., 4, pp 198-210.
- ARTHAU F. et MATTE P., 1977. - Late Paleozoic strike slip in southern
Europ and northern Africa : Result of a right-lateral shear zone
between the Appalachians and the Urals.
Geol. Soc. of Am. Bull., 88, pp 1305-1320.
- AUMAITRE R. et BUFFET G., 1973. - Minéralogie, pétrographie et géo-
chimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du
massif des Ecrins - Pelvoux (Alpes françaises occidentales).
Thèse, Grenoble.
- BAGNOLD R. A., 1954. - Experiments on a gravity free dispersion of
large solid spheres in a newtonian fluid under shear.
Proc. Roy. Soc. (London) A 225, pp 49-63.
- BAKER P. E., GASS I. G., et LE MAITRE R. W., 1964. - The
volcanological report of the Royal Society to Tristan da Cuñha.
Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A 256, pp 439-578.
- BARD J. P., 1980. - Microtexture des roches magmatiques et métamor-
phiques.
Masson Edit.
- BEBIEN J. et GAGNY C., 1978. - Le plutonisme viséen des Vosges mé-
ridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre
roches tholéiitiques et calco-alcalines.
C. R. A. S. 269, Série D, pp 1045-1048.
- BEBIEN J. et GAGNY C., 1979. - Importance of flowage differenciation
in magmatic evolution : an example from an ophiolitic sheeted
complex.
Journal of Geology 87, pp 579-582.

- Mc BIRNEY A. R., 1969. - Andesite and rhyolitic volcanism of orogenic belts.
Geophys. Monogr. U. S. A. 13, pp 501-507.
- BIXEL F. et VINCENT P. M., 1980. - Le Pic du Midi d'Ossau : un "cauldron" calco-alcalin stéphano-permien dans la chaîne des Pyrénées.
8è R. A. S. T., p 44.
- BLAKE M. C., IRWIN W. P. et COLEMAN R. G., 1967. - Upside-down metamorphic zonation blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon.
Prof. Pap. U. S. Geol. Sur. 575 - C, 1 - 9.
- BLAKE M. C., IRWIN W. P. et COLEMAN R. G., 1969. - Blueschist - facies metamorphism related to regional thrust faulting.
Tectono physics 8, pp 237-246.
- BLOXAM T. W., 1958. - Pumpellyite from south Ayrshire.
Min. Mag. 31, p 811.
- BOCQUET J., 1974. - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises.
Thèse d'Etat, Grenoble.
- BOETTECHER A. L., 1977. - The role of amphiboles and water in circum-Pacific volcanism. In : High Pressure Research Applications in Geophysics.
M. H. Manghnani and S. Akimodo, eds., New-York Academic Press, 1977, pp 107-125.
- BULLARD E. C., EVERETT I. E. et SMITH A. G., 1965. - The fit of the continents around the Atlantic.
Phil. Trans. R. Soc. 251, Serie A, pp 41-51.
- BROUSSE R., BIZOUARD H. et SALAT J., 1972. - Grenats des andésites et des rhyolites de Slovaquie, origine des grenats dans des séries andésitiques.
Contr. Mineral and Petrol. 35, pp 201-213.
- BROWN E. H., 1977. - Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite and associated minerals in low grade metamorphic rocks.
Contr. Min. Petr. 64, pp 123-136.
- BROWN G., 1961. - The X-Ray identification and crystal structures of clay mineral.
Ed. Brown, London Min. Soc., p 544.
- CAILLAT C., DEHLAVI P. et MARTEL-JANTIN B., 1978. - Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaire de la zone de l'Iran central.
Thèse, Grenoble.
- CARMICHAEL I. S. E, TURNER F. et VERHOGEN J., 1974. - Igneous Petrology.
Mc Graw Hill.
- CHAYES F., 1969. - The chemical composition of cenozoic andesite. Proceeding of andesites conference.
Int. Upper Mantle Project Scientific Report 16, State Oregon Edit. pp 1-11.
- CAWTHORN R. G. et O'HARA M. J., 1976. - Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis.
Am. J. of Sci. 276, pp 309-329.
- COOMBS D. S., 1953. - The pumpellyite mineral series.
Miner. Mag. 30, pp 113-135.
- COOMBS D. S., HORODYSKI R. J. et NAYLOR R. S., 1970. - Occurrence of prehnite - pumpellyite facies metamorphism in northern Maine.
Am. J. Sci. 268, pp 142-161.
- COOMBS D. S., NAKAMURA Y. et VUGNAT M., 1976. - Pumpellyite - actinolite facies schists on the Taveyanne formation near Loeche Valais, Switzerland.
J. of Petrology 17, pp 440-471.
- COULON C., BAQUE L. et DUPUY C., 1973. - Les andésites cenozoïques et les laves associées en Sardaigne Nord-occidentale (Province du Logudoro et du Borano). Caractères minéralogiques et chimiques.
Contr. Mineral. and Petrol. 42, pp 125-139.
- COULON C., 1977. - Le volcanisme calco-alcalin cenozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites - Signification géodynamique.
Thèse d'Etat, Aix-Marseille III.
- CRAWFORD W. A. et FYFEW S., 1965. - Lawsonite equilibria.
Am. J. of Sci. 268, pp 142-156.
- DEER W. A., HOWIE R. A. et ZUSSMAN J., 1963. - Rock forming minerals.
London, Green and Co Ltd.
- DUNOYER de SEGONZAC G., 1969. - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme.
Mem. du Service de la Carte Geol. d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg n° 29.
- EGGLER D. H., 1972. - Amphibole stability in H₂O - undersaturated calc-alkaline melts.
Earth Planet Sci. Lett. 15, pp 28-34.
- EGGLER D. H. et BURNAM C. W., 1973. - Crystallisation and fractionation trends in the system andesite - H₂O - CO₂ - O₂ at pressure to 10 kb.
Geol. Soc. Am. Bull. 84, pp 2517-2532.
- ELCHELBERGER J. C., 1978. - Andesite genesis and crustal evolution.
Nature 275, pp 21-27.

- ERNST W. G., SEKI Y. ONUKI H. et GUILBERT M. C., 1970. - Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and outer metamorphic belt of Japan. Mem. Geol. Soc. Am. 124.
- EUGSTER H. P. et SKIPPEN G. B., 1967. - Igneous and metamorphic reactions involving gaz equilibria. In P. H. Abelsen Ed. Researches in Geochemistry. Ed. John Wiley and Sons N. Y. pp 492-520.
- FABRE J., 1961. - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Mem. du B. R. G. M. n° 2.
- Mc FARLANE G. C., 1929. - Igneous metamorphism of coal beds. Econ. Geology 24, pp 1-14.
- FAWCETT J. J. et YODER J. J., 1966. - The serpentine - group minerals. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 384 A, p 92.
- FEYS R., 1957. - Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Thèse) Mem. du B. R. G. M. n° 6 - Edité en 1963.
- FONTEILLES M., 1968. - Séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brevenne (Massif Central Français). Etude de la spilitisation. Bull. du B. R. G. M. 2è série, Sec. II n° 3 pp 1-54.
- FONTEILLES M., 1976. - Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphiques et magmatiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse d'Etat, Paris VI.
- FREY R., 1938. - La classification moderne des roches éruptives. Mem. du Service des Mines et de la Carte Géol. 44.
- GALLI E., 1972. - Nuovi dati sulla pumpellyite di Hicks Ranch (California). Atti. Soc. Toscana Sci. Nat. Mem. A 79, pp 29-35.
- GARCIA M. et JACOBSON S., 1979. - Cristal Clots, Amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. Contr. Mineral. and Petrol. 69, pp 319-327.
- GLASSLEY W., 1974. - A model for phase equilibria in the prehnite - pumpellyite facies. Contr. Mineral. and Petrol. vol. 43, pp 317-332.
- GLASSLEY W., 1975. - Low variance phase relationships in a prehnite-pumpellyite facies terrain. Lithos 8, pp 69-76.
- GOFFE B., 1977. - Succession de sub-faciès métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). Contr. Mineral. and Petrol. 62, pp 23-41.
- GOFFE B. et SALIOT P., 1977. - Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise. Leur signification dans le métamorphisme régional. Bull. Soc. Fr. Min. Cristal. 100, pp 302-309, 1973.

- GOTTARDI E. et PASSAGLIA G., 1973. - Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and jugoldites. Can. Min. 12, pp 219-233.
- GREBER C., 1965. - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes Françaises. Mem. B. R. G. M. 21.
- GREEN T. H. et RINGWOOD A. E., 1966. - Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. Earth Planet. Sci. Lett. 1, pp 307-316.
- GREEN T. H. et RINGWOOD A. E., 1968. - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contr. Mineral. and Petrol. 18, pp 105-162.
- MAC GREGOR A. G., 1938. - The volcanic history of Monserrat, with observations on Mt Pele in Martinique; Royal Society Expedition to Monserrat. B. W. I. Philos. Trans. R. Soc. Série B 229, pp 1-90.
- GUIARD G. et SALIOT P., 1970. - Rôle des constituants fluides sur la stabilité et la nature des associations à lawsonite et certaines roches basiques intermédiaires des Alpes de Savoie. C. R. A. S. 27 - D, pp 8-11.
- GUIARD G. et SALIOT P., 1971. - Sur les paragenèses à lawsonite et à pumpellyite des Alpes de Savoie. Bull. Soc. fran. Mineral. Cristal. 94, pp 507-523.
- HALLAM A., 1976. - Une révolution dans les sciences de la terre. Trad. fran. Ed. du Seuil, Paris, p 186.
- HALLIMOND A. F., 1943. - On the graphical representation of the calciferous amphiboles. Am. Min. 28, pp
- HEMLEY J. J. et JONE W. R., 1964. - Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. Econ. Geology 59, pp 538-569.
- HEY M. H., 1954. - A new review of the chlorites. Min. Mag. 30, p 277.
- HINRICHSEN T. et SCHURMANN K., 1969. - Untersuchungen zur Stabilität von pumpellyit. N. Jb. Min. 10, pp 441-445.
- HINRICHSEN T. et SCHURMANN K., 1972. - Mineral reactions in burial metamorphism. N. Jb. Min. Mh., pp 35-48.
- HOLLAND H. D., 1965. - Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. II Mineral assemblages and composition of ore forming fluids. Econ. Geol. 60, pp 1101-1165.
- HOLLOWAY J. R. et BURNHAM C. W., 1972. - Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. J. Petrol. 13, pp 1-29.

- HUGUES C. J., 1972. - Spilites, keratophyres and igneous spectrum. Geol. Mag. G.B. 30, pp 279-297.
- HUNT C. B., 1953. - Geology and Geography of the Henry Mountain Region Utah. Geol. Sur. Prof. Pap. 228.
- HUNT J. A. KERRICK D. M., 1977. - The stability of sphene : experimental redetermination and geologic implications. Geochim. et Geocosm. Acta 41, pp 279-288.
- IRVING J., VONSEN M. et GONYER F. A., 1932. - Pumpellyite from California. Am. Min. 17, p 338.
- IWASAKI M., 1963. - Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Shikotu. J. Fac. Sci. Tokyo Univ. Sec. II, 15, pp 1-90.
- IVANOV B. V., KADIK A. A. et MAKSIMOV A. P., 1978. - Physicochemical conditions of crystallisation of andesites of the Klyuchevs - kaya group of volcanoes (Kamchatka). Geochem. Intern. 15, pp 100-115.
- JAGER J. C., 1957. -
Am. Jour. of Sci. 255, pp 306-318.
- JAKES P. et WHITE A. J. R., 1972. - Major and trace elements abundance in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bull. 83, pp 29-40.
- JAKES P. et WHITE A. J. R., 1972. - Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of Island arcs and continental margin. Am. Min. 57, pp 887-902.
- JOHANNES W. et PUHAN D., 1971. - The calcite-aragonite transition, reinvestigated. Contr. Mineral and Petrol. 31, pp 28-38.
- JOLLY W. T. et SMITH R. E., 1972. - Degradation and metamorphic differentiation of the Keweenaw tholeiitic lavas of northern Michigan, U. S. A. Jour. of Petrol. 13, pp 273-308.
- KAWACHI Y., 1974. - Geology and petrochemistry of weakly metamorphosed rock in the upper Wakatipu district, southern New Zealand. N. Z. Jour. of Geol. and Geophys. 17, pp 169-208.
- KAWACHI Y., 1975. - Pumpellyite-actinolite and contignous facies metamorphism in part of upper Wakatipu district, South Island, New Zealand. N. Z. Jour. of Geol. and Geophys. 18, pp 401-441.

- KOMAR P. D., 1972 a. - Mechanical interaction of phenocrists and differentiation of igneous dykes and sills. Geol. Soc. Am; Bull. 83, pp 973-988.
b. - Mechanical interactions of phenocrists and differentiation of igneous dykes and sills : profites of velocity and phenocrists concentration. Geol. Soc. Am. Bull. 83, pp 3443-3448.
- KORZHINSKIJ D. S., 1957. - Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses de minéraux. Moskva, Izd. Akad. Nauk. S. S. S. R. - Trad. B. R. G. M. n°2294.
- KUNIYOSHI S. et LIOU J. G., 1976. - Contact metamorphism of the kar-mutsen volcanics, Vancouver Island, British Columbia. Jour. of Petrol. 17, pp 79-99.
- KUNO H., 1950. - Petrology of Hakano Volcano and the adjacent areas. Geol. Soc. Am. Bull. 61, pp 957-1020.
- KUNO H., 1959. - Origin of cenezoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcanol. Ital. II, pp 37-76.
- KURASSAWA H., 1959. - Petrology and chemistry of the Amagi volcanic rocks, Izu Peninsula, Japan. (in Japanese with English abs.). Chikyu - Hagaku n° 44, pp 1-18.
- LACHAT et KUS, 1884. - Bull. Soc. Sci. Nat. su Sud-Est, pp 49-51.
- LACHAT et KUS, 1885. - Bull. Soc. d'Etudes des Htes-Alpes 4, pp 456-459.
- LANDIS C. A. et ROGERS J., 1968. - Some experimental data on the stability of pumpellyite. Am. Min. 53, pp 1038-1041.
- LASSERRE J. L. et LAVERNE C., 1976. - Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse, Grenoble.
- LEAKE B. E., 1965. - The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. Controls of metamorphism.
- LEAKE B. E., 1968. - A catalog of analysed calciferous and sub-calciferous amphiboles together with their nomenclature and associated mineral. Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 98, p 210.
- LEFEVRE C., DUPUY C. et COULON C., 1974. - Le volcanisme andésitique. Revue de la Hte-Auvergne 44, pp 313-355.
- LEFEVRE C., 1979. - Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel. Thèse, Montpellier.

- LE MAITRE R. W., 1976. - The chemical variability of common igneous rocks.
Journal of Petrology 17, pp 589-637.
- LEORNADI P., 1959. - Le dolomiti. Geologia dei Monti Tra Isarco et Piave.
A cura del consiglio nazionale delle ricerche e della giunta provinciale di Trento, pp 47-64.
- LESCUYER J. L. et RIOU R., 1976. Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïjan). Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran.
Thèse Grenoble.
- LEWIS J. F., 1973. - Mineralogy of the ejected plutonic blocks of the Soufrière Volcano St Vincent: olivine-pyroxene-amphibole and magnetite paragenesis.
Contr. Min. and Petrol. 38, pp 197-220.
- LIU J. G., 1971 a. - Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$.
Am. Min. 56, pp 34-45.
b. - P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.
Journal of Petrology 12, pp 379-411.
- LIU J. G., 1973. - Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$.
Journal of Petrology 14, pp 381-413.
- LORENZ V. et NICHOLLS I. A., 1976. - The permocarboniferous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. In the Continental Permian in Central West and South Europe.
H. Falke Edit.
- MAURY R., 1976. - Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central Français) et océaniques (Pacifique Central): l'origine des laves acides.
These Paris VI.
- MICHEL R. et LONCHAMPT D., 1963. - Le gisement volcanique permien du Guil (Hautes-Alpes).
88è Congrès des Sociétés Savantes II, pp 131-141.
- MIDDLEMOST E. A. K., 1980. - A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks.
Geol. Mag. 117, pp 51-57.
- MILANOWSKY E. E., 1972. - Continental rift zones : their arrangement and development.
Tectonophysics 15, pp 65-70.
- MIYASHIRO A., 1955. - Pyrospite garnets in volcanic rocks.
J. Geol. Soc. Japan 61, pp 463-470.
- MIYASHIRO A., 1974. - Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins.
Am. Journal of Sci. 274, pp 321-355.
- MIYASHIRO A. et SHIDO F., 1975. - Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviour of titanium, vanadium, chromium and nickel.
Am. Journal of Sciences 275, pp 265-277.
- MOINE B., 1974. - Etude chimique d'une série détritique : les sparagmites de Norvège du Sud, région du Lac Mjøsa.
2ème R. A. S. T.
- MORRE N. et THIEBAUT J., 1964. - Constitution de quelques roches volcaniques permiennes de la Sierra del Cadi (Pyrénées catalanes).
Bull. Soc. Geol. Fr (7) VI, pp 389-396.
- NEWTON R. C., 1966. - Some calc-silicate equilibrium relations.
Am. Journal of Sciences 264, pp 204-22.
- NITCH K. H., 1968. - Die stabilität von lawsonit.
Naturwissenschaften 55, p 338.
- NITCH K. H., 1971. - Stabilitätsbeziehungen von prehnit und pumpellyithaltigen partagenesen.
Contr. Min. and Petrol. 30, pp 240-260.
- OSBORN E. F., 1962. - Reaction series of subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions.
Am. Min. 47, pp 211-226.
- PALACHE C. et VASSAR H. E., 1925. - Some minerals of the Keweenaw copper deposits : a new mineral ; sericite, saponite.
Am. Min. 10, p 412.
- PECERILLO A. et TAYLOR S. R., 1976. - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu Arca, northern Turkey.
Contr. Min. Petr. 58, pp 63-81.
- De la ROCHE H., 1976. - Sur la contribution des données chimiques à une systématique générale des roches ignées.
Sci. de la Terre, Nancy, 21, pp 17-35.
- De la ROCHE H., 1978. - La chimie des roches présentées et interprétées 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.
Chem. Geol. 21, pp 63-87.
- De la ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. et MARCHAL M., 1980. - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2 diagram and major elements analyses. Its relationship with current nomenclature.
Chem. Geol., à paraître.

- RONOV A. B., MIGISON A. A., VOSKRESENSKAYA N. T. et KORZINA A. A., 1970. - Geochemistry of lithium in the sedimentary cycle. *Geochem. Int.* 12, pp 75-102.
- ROUTHIER P. et al., 1978. - La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane. *Mem. B. R. G. M.* n° 94.
- RUSTINOV V. L., 1965. - On prehnite finds and the clastic nature of epidote in rocks of some areas of contemporary hydrothermal metamorphism. *Izvest. Akad. Nauk. S. S. S. R. Geol. Ser.* 2, pp 33-43.
- SABZEHEI M., 1974. - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional). Etude pétrographique et structurale. Interprétation dans le cadre iranien. Thèse d'Etat.
- SALIOT P., 1973. - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C. R. A. S. Serie D*, pp 3081-3084.
- SALIOT P., 1978. - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse d'Etat, Paris Orsay.
- SATO H., 1975. - Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from a tertiary volcanic region in North Shikoku, Japan. *Contr. Mineral. Petrol.* 50, pp 49-64.
- SCHIFFMAN P. et LIOU J. G., 1975. - Synthesis and stability relations of Mg-pumpellyite. Second Inter. Symp. on water rock interaction, Strasbourg, Août 1975.
- SCHOLTZ C. H., BARAZANGI M. et SBAR M., 1971. - Late cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic in terrane Basin. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 82, pp 2979-2990.
- SCHREINEMAKERS F. A. H., 1915-1916. - Invariant, monovariant and divariant equilibria. *Proc. Akad. Wetenschappen, Leiden.*
- SEKI Y., 1958. - Glaucophanitic regional metamorphism in Kanto Mountain, Central Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.* 29, p 233.
- SEKI Y., 1961. - Pumpellyite in low-grade metamorphism. *J. of Petrol.* 2, pp 407-423.
- SEKI Y., 1973. - Metamorphic facies of propylitic alteration. *J. of Geol. Soc. of Jap.* 79, pp 771-780.

- SEKINE T., KATSURA T. et ARAMAKI S., 1979. - Water saturated phase relations of some andesites with application to the estimation of the initial temperature and water pressure at a time of eruption. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 43, pp 1367-1376.
- SMITH C. S., 1967. - Some elementary principles of polycrystalline microstructures. *Metal. Reviews* 9, pp 2-48.
- SPRY A., 1969. - Metamorphic textures. Pergamon Press.
- STEWART D. C., 1975. - Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown product of high-Al amphiboles. *Contr. Mineral. and Petrol.* 53, pp 195-204.
- STRECKEISEN A. L., 1967. - Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *N. Jahrb. Miner. Abh.* 107, pp 144-210.
- SURDAM R. C., 1969. - Electron microprobe study of prehnite and pumpellyite from the Kamutsen Group, Vancouver Island, British Columbia. *Am. Min.* 54, pp 256-266.
- TAYLOR S. R., 1965. - The application of trace element data to problems in petrology. *Physics and Chemistry of the Earth* 6, pp 133-213.
- TAYLOR S. R., CAPP A. C., GRAHAM A. L. et BLAKE D. H., 1969. - Trace elements abundances in andesites. *Contr. Mineral. and Petrol.* 23, pp 1-26.
- TEGYEY M., 1978. - Utilisation de la géochimie - majeurs - pour la cartographie des terrains cristallins. Possibilités de traitement automatique des analyses au B. R. G. M. *Doc. du B. R. G. M.* n° 12.
- TERMIER P., 1898. - Sur l'élimination de la chaux, par métasomatose, dans les roches éruptives basiques du Pelvoux. *B. S. G. F.* (3) 26, pp 165.
- TERMIER P., 1899. - Microgranites de la vallée de la Guisane. *B. S. G. F.* (3) 27, pp 399-408.
- TERMIER P., 1901. - Etudes lithologiques dans les Alpes françaises 1) Sur le rattachement à une souche commune, des roches intrusives du Houiller Briançonnais. *B. S. G. F.* (4) I, pp 395.
- TERMIER P., 1903. - Les montagnes entre Briançon et Vallouise (écaillles Briançonnaises, terrains cristallins de l'Eychauda, massif de Pierre Eyrantz, etc.). *Mem. S. G. F.*

- THOMPSON H. B., 1971. - P. CO₂ in low-grade metamorphism ; zeolite, carbonate, clay mineral in the system : CaO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O.
Contr. Miner. and Petrol. 33, pp 145-161.
- TILLEY C. E. et MUIR I. D., 1964. - Intermediates members of the oceanic basalt-trachyte association.
Geol. For. Stockh. Föhandl. 85, pp 434-443.
- THORNTON C. P. et TUTTLE O. F., 1960. - Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index.
Am. J. of Sci. 258, pp 664-684.
- TSUBOI S., 1936. - Petrological notes (11). Pumpellyite from Asahrne, Tukikawanurra, Tibibu-gori, Saitama prefecture.
Jap. Jour. Geol. Geogr. 13, p 333.
- VATIN-PERIGNON N. et SHAW D. M., 1972. - Comportement du lithium et d'autres éléments traces dans quelques coulées triasiques de l'Aiguille de Morges (Alpes françaises meridionales). Une contribution au problème et à l'origine des roches spilites.
Geol. Alpine 50, pp 153-194.
- VATIN-PERIGNON N. et SHAW D. M., 1977. - Lithium in spilites.
Geoch. et Geocosm. Acta 41, pp 1601-1607.
- VELDE B., 1967. - Si⁴⁺ Content of natural phengites.
Contr. Miner. and Petrol. 14, pp 250-258.
- VELDE B. et KIENAST T. R., 1973. - Zonéographie du métamorphisme de la zone Seria-Lanzo (Alpes piémontaises) : étude des omphacites et des grenats des micaschistes éolotiques à la micro-sonde électronique.
C. R. A. S. 276 (D), pp 1801-1804.
- VELLUTINI P., 1977. - Le magmatisme permien de la Corse du nord-ouest.
Thèse d'Etat, Aix-Marseille III.
- WAGER L. R. et BROWN G. M., 1967. - "Layered igneous rocks".
Oliver and Boyd, London.
- WEDEPOHL K. H., 1969. - Composition and abundance of common igneous rocks.
In Wedepohl K. H. ed., Handbook of Geochemistry Springer Verlag, Berlin, pp 227-249.
- WESTERCAMP D., 1974. - Pétrologie de la dacite à grenat de Gros-Ilet, Martinique, Antilles françaises.
VIIème Conférence Géologique des Caraïbes, 1-13 juillet 1974.
- WILLIAM H., 1948. - The geology of crater Lake National Park.
Oregon Carnegie Inst. Publ. 540
- WILLIAM H., TURNER F. J. et GILBERT C. M., 1954. - Petrography.
San Francisco : Freeman and Co.

- WILKINSON J. F. G., 1961. - Some aspects of the calciferous amphibole oxyhornblende, kaersutite, and barkevikite.
Am. Min. 46, pp 340-354.
- ZEN E. An., 1961. - The zeolite facies : an interpretation.
Am. J. of Sci. 259, pp 401-409.
- ZEN E. An., 1974. - Prehnite and pumpellyite bearing mineral assemblages, west side of Appalachian metamorphic belt, Pennsylvania to Newfoundland.
J. of Petrol. 15, pp 197-243.

Les roches magmatiques du Permo-carbonifère de la zone briançonnaise entre Durance et Arc.

Localisation et nomenclature des échantillons :

La nomenclature des échantillons est établie à partir du carroyage Lambert III par utilisation de chiffres et de lettres.

Le document de base est la carte au 1/50 000 sur laquelle les chiffres sont disposés horizontalement et les lettres verticalement.

Les cartes employées sont :

- Névache ;
- Briançon ;
- Modane .

Des cartes d'échantillonnage au 1/25 000 sont disponibles à l'Institut Dolomieu.

Méthodes analytiques :

● Eléments majeurs

L'étude géochimique des éléments majeurs repose sur 73 échantillons répartis comme suit :

- 66 pris dans la série gréso-pélique du Carbonifère ;
- 7 pris dans l'Eopermien du Vallon de la Ponsonnière.

Tous ces échantillons, à cause de leur grande dureté, ont été pulvérisés dans un broyeur à anneaux inox.

Les éléments majeurs ont été analysés par fluorescence X au laboratoire de l'Institut Dolomieu (analyste F. KELLER), sur un appareil automatique C. G. R. Alpha 2200 dont les caractéristiques sont les suivantes :

- anticathode au Rhodium ;
- puissance 2 500 W ;
- cristaux employés T. L. A. P. et A. D. P., P. E. T., LiF 200, LiF 100.

● Eléments en traces

Les échantillons analysés ont été choisis en fonction des résultats obtenus lors de l'étude des éléments majeurs.

Les analyses des éléments en traces ont été faites par absorption atomique.

Pour les éléments incompatibles (Cr, Co, Ni, Zn, Cu et V), elles ont été faites à l'Institut Dolomieu sur un appareil de marque Variant, modèle 1 200 (analyste B. USELLE).

Une partie du Lithium a été analysé à Grenoble avec le même appareillage, l'autre à Mc Master (Canada) dans le laboratoire de Mr Chou.

Les échantillons dont les teneurs en éléments incompatibles sont quantifiées ont été broyés dans un bol en oxyde de Zirconium pour éviter toute pollution.

Classifications employées :

Trois classifications ont été employées :

- une classification géochimique tenant compte de la teneur en K₂O et SiO₂ des échantillons, établie par Pecерillo et Taylor (1976), présentement seule la teneur en SiO₂ à été prise en compte (fig. I);
- la classification C. I. P. W. -Lacroix (Frey, 1957);
- la classification de Strekeisen (1967). (le calcul des paramètres Q. A. P. est fait à partir des minéraux normatifs). (fig. I).

Paramètres pétrographiques:

$$D. I. = Q + Or + Ab + Né + Leu \quad (\text{minéraux normatifs}).$$

$$S. I. = \frac{MgO}{Na_2O + K_2O + FeO^* + MgO} \times 100 \quad (\text{pourcentages pondéraux}).$$

$$FeO^* = FeO + 0.9 Fe_2O_3$$

Partage du fer total :

Comme les résultats analytiques sont donnés en Fe₂O₃ total (fluorescence X), il a été nécessaire de faire un partage du fer pour calculer la norme C. I. P. W. -Lacroix. Ce partage est fait à partir d'un calcul de régression linéaire établi au moyen des analyses faites au B. R. G. M. par voie humide sur des échantillons de même nature (Feys, 1957).

Résultat :

$$FeO = 19.83 - 0.268 SiO_2 \quad (\text{pourcentages pondéraux}).$$

Fig. I a) Schéma de classification pour les roches (I) tholéitiques, (II) calco-alcalines, (III) calco-alcalines potassiques et (IV) shoshonitiques proposé par Pecерillo et Taylor (1976). Les reports sur le diagramme sont faits à partir des analyses recalculées à 100% sans la perte au feu, ni le MnO et le P₂O₅. Le fer est recalculé en fer bivalent (FeO^{*}). Sur ce diagramme sont reportés les moyennes des analyses des différentes catégories pétrographiques déterminées à partir de cette classification.

- 1- Analyses nouvelles.
- 2- Compilations des analyses de Feys et Fabre (1957 et 1961).
- ★ - Microgranite.
- - Microgranodiorite.
- - Microdiorite.
- ⊖ - Dolérites : 1' s.s., 1 s.l. (c.f. chapitre: Dolérites).
- - Enclaves.
- ▼ - Roche basique de Villeneuve la Salle.

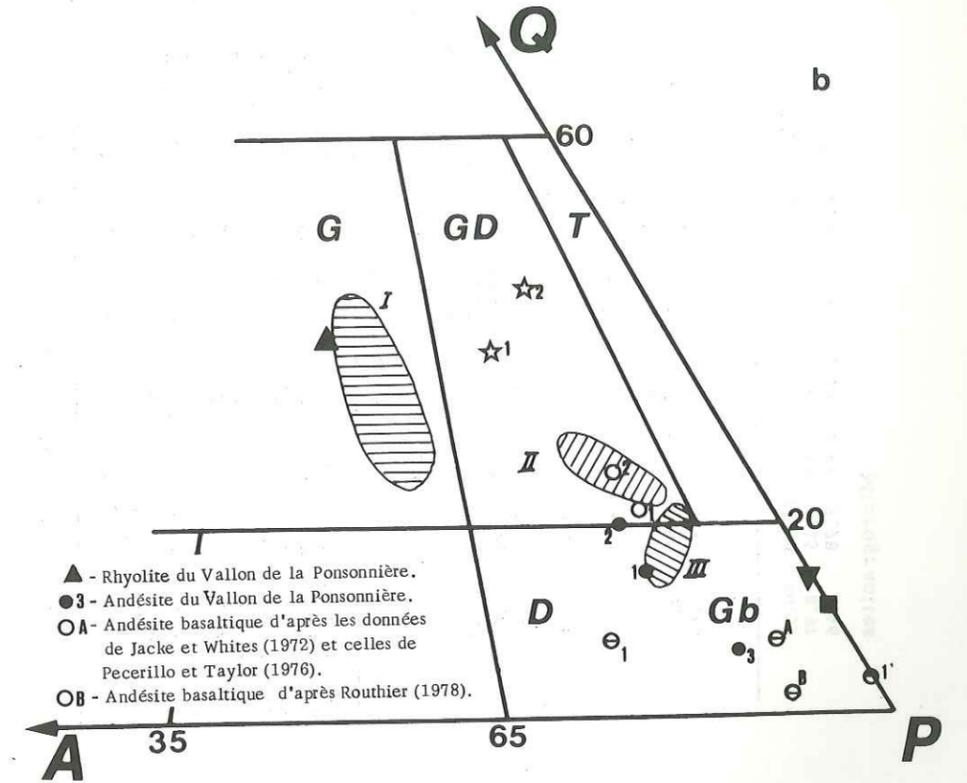
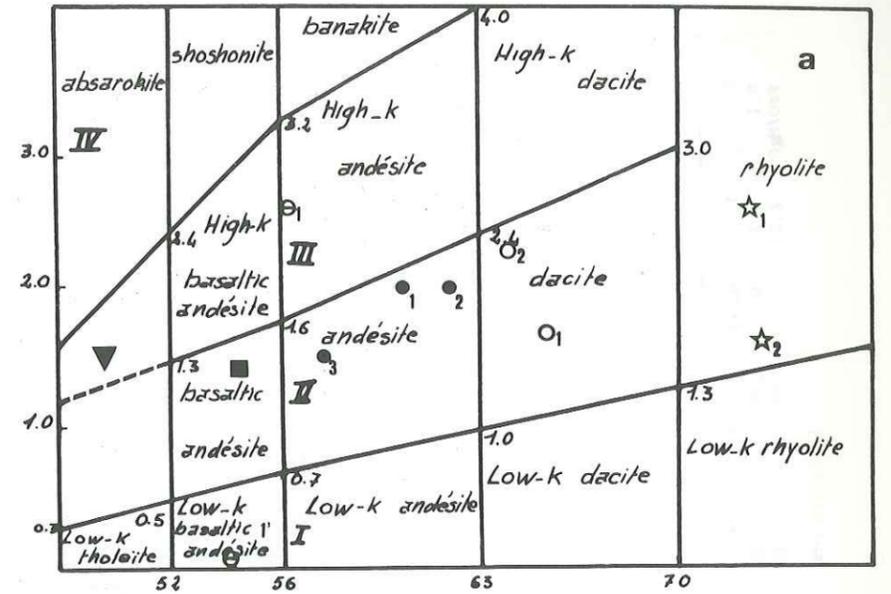
b) Triangle Q.A.P. . G = granite ; G.D. = granodiorite ; T = tonalite ; D = diorite ; Gb = gabbro. Les reports des points sont faits à partir des minéraux normatifs :

$$Q = \frac{Q}{Q + Ab + An + Or} \times 100$$

$$A = \frac{Or}{Q + Ab + An + Or} \times 100$$

$$P = \frac{Ab + An}{Q + Ab + An + Or} \times 100$$

Les aires hachurées correspondent au domaine de dispersion donné par les analyses de moyennes de la littérature : I rhyolites, II dacites et III andésites. La légende des figurés est la même que précédemment.



- ▲ - Rhyolite du Vallon de la Ponsonnière.
- 3 - Andésite du Vallon de la Ponsonnière.
- A - Andésite basaltique d'après les données de Jacke et Whites (1972) et celles de Pecерillo et Taylor (1976).
- B - Andésite basaltique d'après Routhier (1978).

	3Q27	2Q5	6C4b	2Q4	12M9	12M4	2R19	12M15	6B5b	6C3b	11
S102	63.72	62.72	62.70	62.40	62.35	62.20	62.12	61.78	61.77	61.60	62.33 (0.62)
A1203	17.20	17.23	17.25	16.96	17.34	17.24	16.83	16.58	16.71	16.75	17.01 (0.27)
Fe203	4.96	4.37	4.96	5.16	5.96	5.34	5.41	4.91	5.77	4.60	5.14 (0.49)
MnO	0.10	0.16	0.08	0.17	0.17	0.15	0.13	0.14	0.14	0.08	0.13 (0.03)
MgO	2.17	1.57	2.53	1.62	4.29	2.31	2.01	3.80	2.43	2.73	2.55 (0.88)
CaO	3.79	3.32	1.07	3.78	0.73	0.73	0.69	3.60	1.56	2.10 (1.36)	
Na2O	3.86	4.45	5.73	4.54	5.54	6.48	5.26	4.85	4.57	6.12	5.14 (0.83)
K2O	1.63	1.82	1.64	1.83	1.28	1.07	1.55	2.52	0.92	1.53	1.58 (0.45)
TiO2	0.36	0.37	0.42	0.37	0.43	0.41	0.40	0.44	0.48	0.47	0.42 (0.05)
P205	0.17	0.19	0.14	0.23	0.11	0.13	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16 (0.03)
Pf	2.56	2.73	2.94	2.28	2.26	2.25	2.81	3.30	2.27	3.33	2.67 (0.42)
Total	100.52	98.93	99.53	99.34	100.46	98.34	98.38	99.16	98.80	98.92	99.23

	2E20	3P3	3Q35	3Q37	Eu	10F1	7D3	7D1	10H2	3Q34	7D6	7D8	I
Q	22.75	18.94	15.79	17.29	16.08	13.99	17.51	11.00	15.16	19.03	16.87		
Or	9.63	10.75	9.69	10.81	7.56	6.32	9.15	9.04	14.89	5.43	9.51		
Ab	32.66	37.61	48.48	38.41	46.87	54.83	44.50	51.78	41.03	38.64	43.07		
An	17.69	15.23	4.39	17.25	2.90	2.77	7.60	58.54	2.44	16.94	10.11		
Ne													
C	2.60	2.35	4.43	1.18	5.77	4.40	3.71	2.54	4.97	1.98	3.17		
D													
H	8.47	8.30	9.88	8.03	13.96	9.64	8.90	11.51	13.95	9.75	9.82		
O													
AP	0.40	0.44	0.33	0.54	0.26	0.30	0.35	0.35	0.35	0.33	0.37		
Ilm	0.68	0.70	0.93	0.70	0.81	0.77	0.75	0.89	0.83	0.91	0.79		
Mg	2.75	1.46	2.31	2.47	3.61	2.65	2.71	1.31	1.84	3.10	2.29		
D.I.	65.04	67.34	73.96	66.51	70.51	75.14	71.17	71.82	71.09	63.13	69.45		
S.I.	17.89	13.33	17.61	12.82	12.82	15.75	14.68	24.37	18.53	18.86	18.35		
FeO/MgO	2.06	2.50	1.76	2.86	1.25	2.08	2.42	1.16	2.14	1.51	1.81		

Microgranodiorite

	2E20	3P3	3Q35	3Q37	Eu	10F1	7D3	7D1	10H2	3Q34	7D6	7D8	I
S102	77.55	77.46	77.19	73.59	76.45 (1.91)	72.41	71.59	70.18	70.15	69.92	68.45	67.26	69.99 (1.74)
A1203	13.25	13.47	12.59	14.18	13.37 (0.65)	15.25	15.76	16.69	15.16	15.27	15.53	15.58	15.60 (0.52)
Fe203	0.72	0.37	1.03	1.68	0.95 (0.56)	1.22	1.76	2.26	2.86	3.02	2.50	2.50	2.30 (0.63)
MnO	0.01	0	0.02	0.03	0.91 (0.01)	0.07	0.08	0.05	0.10	0.05	0.15	0.16	0.09 (0.04)
MgO	0.28	0	0.48	0.81	0.39 (0.34)	0.56	0.56	0.80	1.12	1.22	0.79	0.81	0.84 (0.25)
CaO	0.37	0.46	2.13	0.94	0.97 (0.81)	0.64	0.54	0.15	1.09	1.77	1.77	2.73	1.52 (1.30)
Na2O	6.82	7.59	5.07	4.56	6.01 (1.43)	4.56	4.44	3.18	3.52	3.52	4.25	3.45	3.84 (0.55)
K2O	0.55	0.26	0.32	2.32	0.86 (0.98)	2.29	2.51	3.24	2.51	1.92	2.23	2.34	2.43 (0.41)
TiO2	0.11	0.03	0.11	0.18	0.11 (0.06)	0.10	0.20	0.29	0.24	0.25	0.27	0.26	0.23 (0.06)
P205	0.03	0.02	0.04	0.06	0.04 (0.02)	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.10	0.87 (0.01)
Pf	0.57	0.42	0.95	1.58	0.88 (0.51)	1.89	1.93	2.44	2.91	2.02	3.11	3.86	2.59 (0.74)
Total	100.26	100.08	99.93	99.93	100.04	99.06	99.45	99.37	99.74	101.00	99.14	99.05	100.30

	2E20	3P3	3Q35	3Q37	Eu	10F1	7D3	7D1	10H2	3Q34	7D6	7D8	I
Q	34.18	31.18	40.59	33.98	34.93	34.98	33.51	37.89	35.88	32.42	29.28	30.73	33.71
Or	3.25	1.53	1.89	13.70	5.08	13.34	15.01	18.90	15.01	11.34	13.34	13.34	14.35
Ab	57.70	64.22	42.90	38.58	50.85	38.78	37.73	26.72	29.87	29.78	36.16	28.82	32.49
An	1.63	1.91	10.30	4.27	4.55	2.64	2.33	0.23	4.78	17.98	8.06	12.70	6.95
Ne													
C	0.83	0	0.12	2.60	0.88	4.33	4.75	7.97	4.87	0.81	3.06	5.51	4.10
D	0	0.20	0	0	0	1.50	1.53	2.64	2.16	3.22	3.98	4.87	2.92
H	1.72	0.44	2.75	4.55	2.55								
O													
AP	0.07	0.04	0.09	0.14	0.09	0.20	0.20	0.21	0.20	0.18	0.34	0.23	0.21
Ilm	0.20	0.05	0.20	0.34	0.20	0.20	0.38	0.55	0.46	0.47	0.46	0.46	0.43
Mg						1.16	1.51	1.62	2.55	2.61	1.16	0.70	1.60
D.I.	95.13	96.93	85.38	86.26	90.86	81.10	87.25	83.51	80.76	73.54	77.78	72.89	80.55
S.I.	3.37	0	7.06	8.80	4.80	6.58	6.15	8.64	11.52	13.00	8.29	9.15	8.97
FeO/MgO	2.31	1.93	1.86	2.19	1.96	1.96	2.82	2.54	2.92	2.23	2.85	2.78	2.46

Eutectiques

Microgranites

	2R18	2R3	3Q21	5N1	4K1	3S10	3Q32b	7A2	3Q30b	4R6	9P1	4Q1	4R7	4S10	III
S102	57.53	57.42	57.18	57.10	57.05	57.03	56.82	56.09	99.75	54.83	54.05	53.77	53.50	53.22	57.37(1.88)
A1203	17.39	17.88	17.76	17.64	18.28	18.84	18.11	16.93	17.87	18.52	16.60	17.72	19.05	16.51	18.80(0.66)
Fe2O3	7.34	7.51	7.25	7.2	7.29	7.41	7.82	7.85	8.21	7.98	7.27	7.85	8.20	7.92	7.02(0.69)
MnO	0.21	0.17	0.15	0.19	0.20	0.17	0.18	0.14	0.14	0.19	0.15	0.15	0.09	0.17	0.15(0.04)
MgO	3.81	4.37	3.49	3.75	3.47	2.49	3.60	2.76	3.34	3.87	3.18	3.60	3.22	4.06	3.14(0.57)
CaO	4.97	2.69	5.58	4.28	2.64	2.02	3.87	5.99	5.88	4.10	4.95	5.41	3.68	5.57	3.76(1.33)
Na2O	3.32	5.03	3.48	4.81	4.22	5.54	2.91	3.36	3.53	3.11	4.49	4.30	3.65	3.82	3.96(1.22)
K2O	1.14	1.30	1.58	0.49	1.59	1.93	1.64	1.25	2.12	2.06	1.73	0.18	3.33	1.84	1.92(1.05)
TiO2	0.63	0.59	0.55	0.63	0.64	0.60	0.60	0.57	0.61	0.66	0.65	0.62	0.70	0.73	0.58(0.06)
P2O5	0.21	0.15	0.31	0.15	0.12	0.14	0.22	0.15	0.16	0.21	0.18	0.16	0.19	0.21	0.18(0.05)
PF	3.07	3.41	2.93	3.99	3.76	3.73	3.30	5.97	2.81	4.25	6.69	5.10	4.41	6.28	3.83(1.07)
Total	99.62	100.52	99.26	100.23	99.26	99.90	100.07	99.04	99.75	100.01	99.94	98.96	99.80	100.61	99.71

	Q	Or	Ab	An	Ne	C	D	H
Q	15.64	8.88	13.45	10.24	13.28	7.17	14.21	12.01
Or	6.73	7.68	9.33	2.89	9.39	11.40	15.60	7.38
Ab	28.09	42.56	29.44	40.70	35.70	46.87	24.62	28.43
An	23.28	12.36	25.65	20.25	12.31	9.10	17.76	27.42
Ne	2.16	3.66	0.92	1.77	5.10	4.29	3.95	0
C	0	0	0	0	0	0	0	1.09
D	0	0	0	0	0	0	0	1.20
H	14.92	16.26	11.99	15.17	14.44	11.91	14.52	14.03
Ilm	0.49	0.35	0.73	0.35	0.28	0.33	0.52	0.35
Ma	1.19	1.12	1.04	1.19	1.21	1.13	1.13	1.08
Fe	3.52	3.71	3.24	3.14	3.24	3.42	3.91	0.72
Total	99.62	100.52	99.26	100.23	99.26	99.90	100.07	99.04

	D.I.	S.I.	FeO/MgO
D.I.	50.46	59.12	52.22
S.I.	25.61	25.03	17.69
FeO/MgO	1.73	1.54	2.62
Total	99.40	99.27	98.92

Microdiorite (diorite)

	4N1	6S1	2R11c	4T4b	2R1	3Q4	2R6	2R15	2R14	2R16	3Q22	2P21	3Q28	2R2	3Q23	3Q1b	4R10
S102	60.52	59.73	59.33	59.27	59.09	59.07	58.95	58.90	58.52	58.46	58.22	58.03	58.01	57.99	57.80	57.66	57.58
A1203	17.44	17.73	17.10	17.50	18.53	17.51	17.54	17.41	16.98	18.25	18.85	17.61	18.17	18.18	18.54	18.45	17.02
Fe2O3	6.31	5.79	6.32	6.53	7.15	6.16	6.54	6.28	6.57	6.90	6.36	6.60	8.20	6.93	6.78	6.82	6.56
MnO	0.19	0.13	0.14	0.14	0.1	0.09	0.16	0.16	0.16	0.26	0.09	0.13	0.05	0.20	0.14	0.11	0.18
MgO	2.38	2.06	3.25	3.40	2.97	2.38	3.09	3.05	2.64	2.90	2.35	3.66	2.51	3.13	3.36	3.40	3.40
CaO	2.29	4.29	3.69	0.97	4.43	2.97	3.32	3.69	2.80	3.40	4.00	4.62	2.43	3.11	1.64	3.80	4.92
Na2O	6.13	3.9	4.77	5.50	1.16	3.22	4.44	4.70	4.84	6.16	3.12	3.51	3.32	4.64	0.43	3.78	3.57
K2O	0.65	1.57	1.04	1.35	4.33	2.60	1.85	1.37	1.22	0.93	2.41	2.82	3.18	2.14	5.11	2.18	1.46
TiO2	0.54	0.62	0.54	0.55	0.54	0.51	0.51	0.51	0.51	0.58	0.60	0.51	0.52	0.53	0.61	0.56	0.52
P2O5	0.17	0.11	0.14	0.14	0.18	0.12	0.13	0.16	0.21	0.18	0.23	0.32	0.18	0.18	0.15	0.16	0.20
PF	2.78	3.34	2.6	3.41	4.86	3.58	3.21	3.64	4.01	2.78	2.97	2.67	3.35	3.25	5.11	3.09	4.26
Total	99.40	99.27	98.92	98.76	100.51	99.78	99.74	99.88	98.49	100.80	99.20	100.48	99.91	100.28	98.99	99.97	99.67

	Q	Or	Ab	An	Ne	C	D	H
Q	12.49	17.02	12.98	13.16	26.43	15.38	12.34	11.85
Or	3.84	9.27	6.14	7.97	25.58	15.36	10.93	8.09
Ab	51.87	33.00	40.36	46.53	9.81	27.24	37.57	39.77
An	10.25	20.56	17.39	3.89	6.76	21.19	15.62	17.26
Ne	2.89	2.07	1.75	5.56	9.45	1.63	2.50	1.86
C	0	0	0	0	0	0	0	0
D	0	0	0	0	0	0	0	0
H	10.11	9.65	13.06	13.28	11.77	10.99	12.84	12.99
Ilm	0.40	0.26	0.33	0.33	0.42	0.28	0.30	0.37
Ma	1.02	1.17	1.02	1.04	1.02	1.17	0.96	0.96
Total	99.40	99.27	98.92	98.76	100.51	99.78	99.74	99.88

	D.I.	S.I.	FeO/MgO
D.I.	68.25	59.29	59.48
S.I.	16.03	16.17	22.03
FeO/MgO	2.38	2.53	1.75
Total	99.40	99.27	98.92

Microdiorite

	10F1	7D8	3Q27	2Q4	12M11	2R19	6B5b	6C3b	2R11c	4T4b	3Q4	2R15	2R14	2R16	3Q23
Li	15	30	56	26	28	49	51	36	44	46	29	37	38	53	45
Ni	3	3	6				6	5	3	5	18				
Co	1	1	7				11	6	14	12	11				
Cu	2	1	4				4	4	5	5	6				
Cr	3	9	25				6	6	7	7	56				
Zn	37	25	55				120	92	63	118	84				
V	5	33	60				93	57	123	100	108				
CO2												1.32	1.76	0.44	0.44

	3Q28	2R2	3Q23	4R10	2R18	3Q21	3S10	4R7	4R6	4S10	3Q30a	11P10	11P14	7N1	8M1
Li	63	52	45	39	62	40	47	63	80	60	44	100	82	60	58
Ni		3			6		6		6	6	3	5	7	8	190
Co		11			16		20		12	20	15	21	21	15	43
Cu		8			11		23		6	23	9	7	7	32	28
Cr		7			20		22		13	22	7	6	7	125	683
Zn		185			85		79		101	79	107	244	355	95	105
V		100			198		225		167	225	225	192	185	200	238
CO2	0.88	0.44		1.32			1.32	1.76	0.88	3.08					

	6M2	7N1	7M2	8M1	IV'	3Q32a	11P12	3Q31a	3Q30a	11P10	11P11	11P14	6C4a	VIII
SiO2	52.59	51.15	51.15	47.52	50.60	54.97	54.59	54.52	51.65	51.59	49.73	47.69	43.25	50.99
Al2O3	16.53	15.96	16.85	14.46	15.95	16.54	16.55	16.88	16.49	17.10	16.93	16.83	17.99	16.91
Fe2O3	7.36	8.97	8.82	9.59	8.68	9.65	9.25	9.05	11.02	9.67	10.42	9.90	9.29	9.77
MnO	0.15	0.20	0.20	0.15	0.17	0.17	0.23	0.13	0.22	0.24	0.21	0.35	0.21	0.22
MgO	5.92	9.41	3.70	10.36	7.35	4.99	4.48	5.26	4.94	5.64	7.67	6.76	5.12	5.61
CaO	6.31	2.99	5.81	8.30	5.85	4.38	3.38	3.21	6.29	3.60	2.44	4.07	7.34	4.34
Na2O	4.71	4.07	2.43	3.67	3.72	3.17	6.14	2.99	2.60	6.32	4.32	7.97	6.20	4.96
K2O	0	0.08	2.46	0.06	0.65	2.06	1.16	2.25	2.18	0.33	1.27	0.46	0.85	1.32
TiO2	0.77	0.91	0.78	0.83	0.82	0.86	0.78	0.88	1.06	0.68	0.69	0.70	0.95	0.82
P2O5	0.11	0.13	0.15	0.15	0.13	0.09	0.14	0.09	0.14	0.14	0.13	0.13	0.20	0.13
PF	5.30	5.70	7.74	6.20	6.23	3.21	3.05	3.96	3.01	5.68	5.95	5.21	8.89	4.87
Total	99.75	99.57	100.09	101.29	100.15	100.09	99.61	99.22	99.60	100.60	99.76	100.10	100.29	99.90

	Q	Or	Ab	An	Ne	C	D	H	O	Ap	Tlm	Ma
Q	0.61	3.31	6.12	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0	0.47	14.53	0.35	0	0	0	0	0	0	0	0
Ab	39.85	34.43	20.56	31.05	31.47	12.11	51.95	13.29	12.88	1.95	7.50	2.71
An		13.98	27.80	23.07	24.90	26.82	14.17	25.30	22.00	53.47	36.55	16.63
Ne	0	0	0	0	0	21.14	14.17	15.33	26.88	16.94	11.25	18.78
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D	5.38	4.05	0.03	13.78	2.64	1.34	0	3.90	0	0.13	4.32	0
H	20.85	31.75	17.85	1.12	25.71	17.40	11.26	18.78	17.03	0.92	26.04	0
O	0	0	0	20.59	0.38	0	0	0	0	15.24	1.16	17.02
Ap	0.26	0.30	0.35	0.35	0.30	0.21	0.33	0.21	0.33	0.33	0.30	0.30
Tlm	1.46	1.72	1.48	1.57	1.55	1.63	1.48	1.67	2.01	1.29	1.31	1.32
Ma	1.43	3.14	2.92	2.47	2.34	5.77	5.03	4.71	6.33	4.34	4.62	3.00

D.I. 40.46 38.21 41.21 31.40 25.31
 S.I. 34.31 43.48 22.38 45.59 37.63
 FeO/MgO 1.12 0.86 2.14 0.83 1.06

Dolérites (s.l.)

Enclaves homogènes

Les minéraux des porphyres verts

Les minéraux d'âge fini - paléozoïque :

P1, P2 Pegmatites à amphiboles et feldspath du pluton de la Cée Haute - Cassille.

4S8 - 3Qa1 Amphiboles pyrogènes.

57 - 60 - 62 - 64 - 68 - 73 - 75
Echantillon 3Q31 (Cée Basse)

Amphiboles de recristallisation par autométamorphisme des amphiboles pyrogènes.

Les minéraux de métamorphisme alpin :

4 échantillons

- 12M8 (Ravin du Loup) ;
- 6S1 (Crête de Baude) ;
- 5N1 (Chalets de Laval) ;
- 4K1 (Chalets de Laval).

Méthode analytique :

Les analyses des minéraux ont été toutes faites (sauf P1, P2, 4S8, 3Qa1 fluorescence X) au laboratoire du B. R. G. M. (Responsable M. GIRAUD) sur une microsonde de type Camebax automatisée (Analyste M. GILL) dont les caractéristiques sont les suivantes :

- 4 spectomètres verticaux ;
- 15 kV de tension d'accélération ;
- 12 nano A. de courant mesuré dans le cylindre de Faraday ;
- cycle moyen de correction Z. A. F.

Mode de calcul des formules structurales :

Toutes les formules structurales sont calculées sans eau.

Les amphiboles sont calculées sur la base de 23 oxygènes par cellule, les chlorites sur la base de 14 oxygènes, les épidotes sur la base de 12.5 oxygènes et les micas blancs sur la base de 22 oxygènes.

Les pumpellyites sont calculées sur la base de 16 cations par cellule.

- Minéral de mésostase ;
- ★- Minéral inclus dans un plagioclase ;
- Minéral à l'emplacement d'une amphibole pyrogène.

	M 1	I	M 2	M 3	M 5	M 7	II	M 8	M 10
S102	74.47	72.14	75.03	54.94	54.20	54.39	54.36	54.36	54.36
A1203	13.01	14.58	13.27	17.88	18.14	16.81	19.92	19.92	19.92
Fe203	1.90	2.41	2.20	6.75	7.33	7.02	6.80	6.80	6.80
MnO	0.01	0.06	0.03	0.13	0.11	0.15	0.10	0.10	0.10
MgO	0.81	0.63	0.65	3.80	4.53	3.52	3.51	3.51	3.51
CaO	0.52	0.66	0.57	6.78	3.28	9.43	4.99	4.99	4.99
Na2O	2.36	4.39	1.95	3.60	4.14	3.46	4.67	4.67	4.67
K2O	5.21	3.54	5.62	0.96	2.12	0.28	1.69	1.69	1.69
TiO2	0.22	0.26	0.23	0.81	0.86	0.75	0.91	0.91	0.91
P2O5	0.07	0.07	0.06	0.20	0.20	0.21	0.24	0.24	0.24
PF	1.83	1.52	1.61	3.59	4.00	4.75	3.25	3.25	3.25
Total	100.41	100.26	101.22	99.26	98.91	100.77	100.44	100.44	100.44
Q	37.40	29.19	38.65	7.80	5.45	8.25	2.03	2.03	2.03
Or	30.78	20.91	33.21	5.67	12.52	1.65	9.98	9.98	9.98
Ab	19.96	37.14	16.50	30.46	35.03	29.27	39.51	39.51	39.51
An	2.12	2.81	2.42	29.79	14.96	29.50	23.18	23.18	23.18
Ne	2.71	2.49	3.08	0	3.54	0	1.90	1.90	1.90
C	0	0	0	2.08	0	13.10	0	0	0
D	4.81	5.23	4.93	16.00	18.60	10.01	16.29	16.29	16.29
H	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AP	0.16	0.16	0.14	0.47	0.47	0.49	0.56	0.56	0.56
Tim	0.41	0.49	0.43	1.53	1.63	1.42	1.72	1.72	1.72
Ma	0	0	0	1.56	2.08	1.71	1.37	1.37	1.37
D.I.	88.14	87.24	88.36	43.93	53.00	39.17	51.52	51.52	51.52
S.I.	8.02	5.87	6.37	26.32	26.05	25.92	21.95	21.95	21.95
FeO/MgO	2.11	2.17	3.05	1.60	1.46	1.79	1.74	1.74	1.74

Vallon de la Ponsonnière:
- I, rhyolite;
- II, andésite(?).

	57	60	62	64	68	73	75	PI	P2	4S8	3Qa1
SiO2	48.76	49.17	48.23	49.83	48.19	49.69	48.62	52.10	53.49	44.53	42.72
Al2O3	4.92	3.83	4.67	3.32	5.68	3.50	3.98	3.03	2.06	11.59	12.22
FeO	21.74	21.15	21.50	22.17	22.05	23.15	21.05	18.02	19.85	14.75	12.99
MnO	0.64	0.60	0.58	0.35	0.61	0.47	0.29	0.61	0.45	0.30	0.24
MgO	9.11	9.65	9.60	8.99	8.02	8.35	9.85	11.67	9.36	12.91	13.81
CaO	11.70	12.19	11.87	12.29	12.01	12.28	12.35	10.75	10.91	11.01	10.73
Na2O	0.27	0.24	0.20	0.23	0.36	0.25	0.37	0.74	0.98	1.79	1.52
K2O	0.04	0.09	0.12	0.17	0.20	0.09	0.20	0.20	0.16	0.27	0.26
TiO2	0.32	0	0	0.01	0.08	0	0	0.55	0.26	1.80	1.39
Total	97.53	96.93	96.77	97.35	97.25	97.78	96.72	97.67	97.52	98.95	95.88
Si	7.39	7.49	7.37	7.58	7.35	7.56	7.43	7.69	7.95	6.49	6.38
Al IV	0.61	0.51	0.63	0.42	0.65	0.44	0.57	0.31	0.15	1.51	1.62
Al VI	0.27	0.18	0.21	0.17	0.37	0.19	0.15	0.22	0.21	0.48	0.53
Ti	0.04	0	0	0	0	0.10	0	0.06	0.03	0.20	0.16
Fe	2.75	2.69	2.75	2.82	2.81	2.94	2.69	2.23	2.47	1.81	1.62
Mn	0.08	0.08	0.07	0.04	0.08	0.06	0.04	0.08	0.06	0.04	0.03
Mg	2.06	2.19	2.19	2.04	1.82	1.89	2.24	2.57	2.06	2.80	3.08
Ca	1.90	2.00	1.94	2.00	1.96	2.00	2.02	1.70	1.74	1.72	1.72
Na	0.08	0.07	0.06	0.07	0.11	0.07	0.11	0.21	0.28	0.51	0.44
K	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05
Σ cat.	15.18	15.21	15.25	15.17	15.20	15.17	15.29	15.11	14.99	15.60	15.63

Actino-hornblende

Hornblende

	26	27	106	79	84	86	90	4K1	95	96	102	103
SiO2	37.89	38.67	37.65	45.57	47.09	47.42	46.12	48.03	47.03	46.55	48.27	
Al2O3	25.11	24.31	25.27	31.80	31.34	27.93	31.74	31.54	30.98	30.44	28.41	
FeO	9.92	10.41	9.90	3.28	3.31	4.76	2.49	2.80	2.45	2.57	3.25	
MnO	0.34	0.28	0.02	0	0	0.01	0	0	0	0	0	
MgO	0.06	0.02	0.25	1.94	2.06	3.18	1.73	2.17	2.02	1.90	2.54	
CaO	23.84	23.23	23.42	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na2O	0.02	0.06	0.03	0.09	0.04	0.06	0.08	0.17	0.07	0.11	0.04	
K2O	0	0	0	9.61	9.92	9.80	10.09	9.83	10.00	9.85	10.23	
TiO2	0	0	0.11	0.03	0.05	0.01	0	0	0	0	0	
Total	97.18	96.98	96.65	93.32	93.81	93.17	92.25	94.54	92.55	91.42	92.79	
Si	3.07	3.13	3.06	6.30	6.40	6.55	6.36	6.45	6.45	6.45	6.47	6.64
Al	2.40	2.32	2.42	1.70	1.60	1.45	1.64	1.55	1.55	1.53	1.36	
Ti	0	0	0.10	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe	0.67	0.71	0.67	0	0	0	0	0	0	0	0	
Σ Y	3.07	3.03	3.19	8	8	8	8	8	8	8	8	
Mn	0.02	0.02	0	3.48	3.42	3.10	3.52	3.44	3.46	3.44	3.25	
Mg	0.01	0	0.03	0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	
Ca	2.07	2.02	2.04	0.38	0.38	0.55	0.29	0.31	0.28	0.30	0.37	
Na	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
K	0	0	0	0.40	0.42	0.65	0.36	0.43	0.41	0.39	0.52	
Σ W	2.10	2.03	2.07	4.26	4.23	4.32	4.17	4.12	4.15	4.13	4.15	
Fe ¹⁰⁰	21.82	23.43	21.68	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	
Fe+Al				1.69	1.72	1.73	1.78	1.68	1.75	1.75	1.80	
				0	0	0	0	0	0	0	0	
Σ X	1.71	1.73	1.75	1.73	1.75	1.80	1.72	1.72	1.77	1.78	1.81	

Epidote

Mica blanc.

	74	78	81	85	87	89	97	100	101	104	105	109	110
			4K1										
SiO2	26.08	28.19	26.03	26.27	26.76	25.23	25.15	25.58	25.83	26.71	31.01	30.26	30.23
Al2O3	19.29	17.81	20.01	21.43	20.93	22.06	21.25	20.27	20.54	19.05	17.41	17.22	17.31
FeO	29.37	28.78	27.37	23.77	22.25	25.71	26.39	30.84	26.46	22.23	19.68	20.39	21.37
MnO	0.28	0.29	0.76	0.43	0.59	0.55	0.72	0.90	0.70	00.90	0.64	0.60	0.59
MgO	12.68	13.06	13.52	15.87	17.17	13.10	12.90	11.18	14.18	16.67	17.38	17.44	17.23
CaO	0.07	0.04	0.07	0	0.01	0	0.04	0.10	0	0.03	0.21	0.27	0.17
Na2O	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.03	0.05	0.09
K2O	0.05	0.39	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0.75	0.08	0
TiO2	0	0.38	0.03	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0
Total	87.84	88.96	87.80	87.80	87.72	86.62	86.45	88.87	87.73	85.44	87.11	86.30	86.99
Si	5.61	5.95	5.55	5.47	5.54	5.40	5.42	5.49	5.48	5.69	6.36	6.28	6.25
Al IV	2.39	2.05	2.45	2.53	2.46	2.60	2.58	2.51	2.52	2.31	1.64	1.72	1.75
Al VI	2.50	2.38	2.58	2.73	2.64	2.96	2.82	2.62	2.62	2.47	2.57	2.49	2.47
Ti	0	0.06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	5.29	5.08	4.88	4.14	3.85	4.60	4.76	5.54	4.70	3.96	3.38	3.54	3.69
Mn	0.05	0.05	0.04	0.07	0.10	0.09	0.13	0.16	0.13	0.16	0.11	0.10	0.10
Mg	4.07	4.11	4.30	4.93	5.29	4.18	4.14	3.58	4.49	5.30	5.32	5.39	5.31
Na	0	0.10	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0.03
Ca	0.02	0.01	0.02	0	0	0	0	0.02	0	0	0.04	0.06	0
K	0.01	0.10	0	0	0	0	0	0	0	0	0.20	0.02	0
Σ cat.	19.94	19.82	19.92	19.89	19.90	19.82	19.87	19.94	19.94	19.91	19.63	19.63	19.65

Chlorite

	42	43	44	47	48	50	51	52	53	59	61	63	67	71	72
			5N1											3Qal	
SiO2	25.99	27.46	27.02	25.88	25.68	25.92	25.43	26.41	26.33	26.42	27.06	25.70	27.67	27.09	27.88
Al2O3	20.39	21.58	20.71	20.81	21.77	20.83	20.23	19.32	21.27	18.87	18.54	19.69	18.31	18.05	16.67
FeO	28.02	19.22	23.05	31.34	27.34	26.39	28.26	25.07	27.79	29.42	28.28	28.64	28.75	28.51	28.13
MnO	0.75	0.71	0.47	1.50	0.55	0.72	0.78	0.68	0.69	0.35	0.43	0.27	0.31	0.33	0.21
MgO	12.66	18.85	12.57	10.66	13.27	14.56	12.42	15.24	12.64	13.08	12.75	11.84	12.70	12.50	13.51
CaO	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0.08	0	0.20	0.07	0.03	0.08	0.07	0
Na2O	0.05	0.03	0.08	0.01	0	0.01	0	0	0.08	0	0.05	0	0	0.01	0
K2O	0.03	0	0.08	0	0	0	0.02	0	0.01	0.02	0.12	0	0.48	0.13	0.13
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.20	0.12	0	0.05	0.17	0.24
Total	87.89	87.87	84.05	90.23	88.61	88.43	88.17	86.80	88.91	88.56	87.46	86.17	86.37	86.86	86.78
Si	5.55	5.58	5.85	5.49	5.40	5.45	5.50	5.63	5.50	5.64	5.81	5.62	5.89	5.87	6.03
Al IV	2.45	2.42	2.15	2.51	2.60	2.55	2.50	2.37	2.50	2.36	2.19	2.38	2.11	2.13	1.97
Al VI	2.68	2.74	3.14	3.05	2.80	2.61	2.65	2.48	2.77	2.38	2.50	2.69	2.49	2.42	2.28
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0.02	0	0.01	0.03	0.04
Fe	5.01	3.26	4.14	5.56	4.81	4.64	5.11	4.47	4.89	5.25	5.08	5.24	5.12	5.17	5.08
Mn	0.13	0.12	0.08	0.27	0.10	0.13	0.14	0.12	0.12	0.06	0.08	0.05	0.05	0.06	0.04
Mg	4.03	5.70	4.06	3.37	4.16	4.57	4.00	4.84	3.96	4.16	4.08	3.86	4.03	4.03	4.35
Na	0.02	0.01	0.03	0.01	0	0	0	0	0.03	0	0.02	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0	0.04	0.01	0.01	0.02	0.03	0
K	0.01	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0.13	0.04	0.04
Σ cat.	19.89	19.84	19.52	19.91	19.89	19.96	19.92	19.94	19.83	19.95	19.84	19.84	19.86	19.82	19.83

Chlorite

	113	114	115	120	121	122	123	124	125
SiO ₂	28.37	31.36	28.55	27.31	27.16	27.88	26.91	27.53	27.86
Al ₂ O ₃	19.46	19.93	18.40	18.59	19.94	19.14	20.13	18.87	19.22
FeO	22.32	21.42	23.47	25.00	25.66	23.93	26.82	25.15	23.82
MnO	0.85	0.67	0.64	0.87	0.90	1.09	1.12	0.67	0.92
MgO	15.46	16.80	16.66	16.10	15.09	16.63	15.25	15.54	16.87
CaO	0.09	0.05	0.24	0.11	0.09	0.01	0.07	0.04	0.09
Na ₂ O	0	0.61	0.05	0.01	0.02	0	0.03	0.03	0
K ₂ O	0.06	0.25	0.01	0	0	0.06	0	0	0.03
TiO ₂	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
Total	86.61	91.08	88.06	88.01	88.86	88.75	90.33	87.83	88.80
Si	5.94	6.17	5.92	5.74	5.66	5.76	5.55	5.78	5.75
Al IV	2.16	1.83	2.18	2.26	2.34	2.24	2.45	2.22	2.25
Al VI	2.64	2.79	2.32	2.34	2.56	2.43	2.45	2.45	2.42
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	3.91	3.52	4.07	4.39	4.47	4.14	4.63	4.42	4.11
Mn	0.15	0.11	0.11	0.15	0.16	0.19	0.20	0.12	0.16
Mg	4.82	4.93	5.15	5.04	4.69	5.13	4.69	4.86	5.19
Na	0	0.23	0.02	0	0	0	0.01	0.01	0
Ca	0	0	0	0.02	0.02	0	0.01	0.01	0.02
K	0.01	0.06	0	0	0	0.02	0	0	0.01
Σ cat.	19.66	19.66	19.83	19.96	19.90	19.91	20.00	19.88	19.91

Chlorite

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

R. Michel
R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 14-10-80,

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



D. G. Rau

D. G. RAU.