

UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
GROUPE DE FORMATION DOCTORALE GÉOSCIENCES :
GÉODYNAMIQUE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOCHIMIE DES OCÉANS

T H E S E

présentée par

MICHÈLE FICHAUT

pour obtenir le grade de

Docteur en Sciences

Spécialité : Sciences de la Terre

MAGMATOLOGIE DE LA MONTAGNE PELEE
(MARTINIQUE)

Novembre 1986

Travail réalisé dans le cadre du
Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévion
et la Surveillance des Éruptions Volcaniques

PIRPSEV - CNRS

Bulletin PIRPSEV n° 120



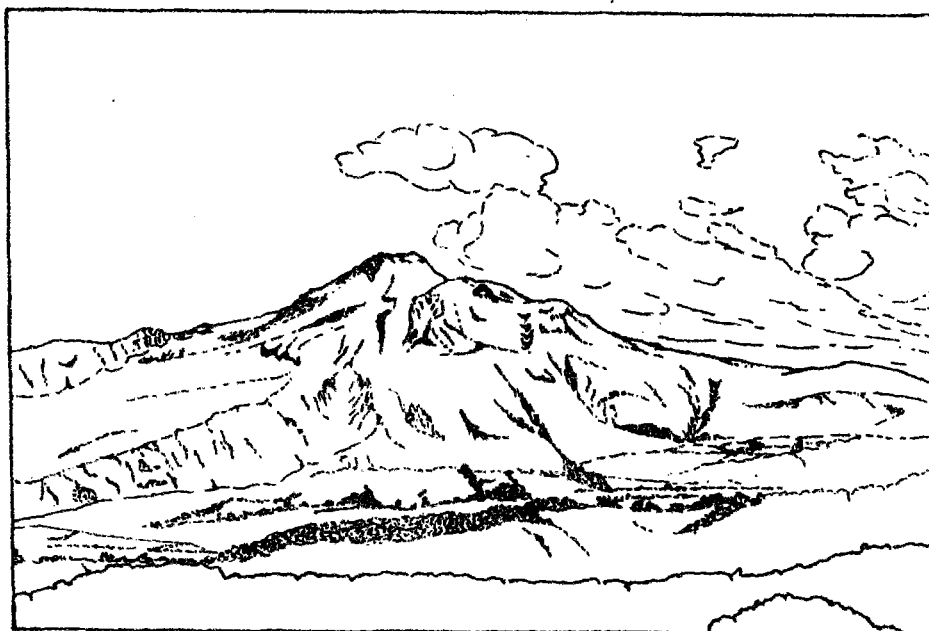
UBO
CNRS
IFREMER
ORSTOM
BRGM

GRUPE DE FORMATION DOCTORALE GEOSCIENCES :
GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DES OCEANS.

THÈSE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Michèle FICHAUT

MAGMATOLOGIE DE LA MONTAGNE PELEE (Martinique)



Dépot Legal
n° 10

BREST 1986

Nouvelle Série
n° 10 - 1986

ARMÉE DE LA MER
MUSÉE DE LA MER

ARMÉE DE LA MER
MUSÉE DE LA MER

ARMÉE DE LA MER
MUSÉE DE LA MER



Claude AUGRIS
Département Géosciences Marines

Centre de Brest
BP 70 - 29263 PLOUZANE
Tél. 98 22 40 40-Télex 040 627
FRANCE

UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
GROUPE DE FORMATION DOCTORALE GÉOSCIENCES :
GÉODYNAMIQUE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOCHIMIE DES OCÉANS

T H E S E

présentée par

MICHÈLE FICHAUT

pour obtenir le grade de

Docteur en Sciences

Spécialité : Sciences de la Terre

MAGMATOLOGIE DE LA MONTAGNE PELEE
(MARTINIQUE)

soutenue le 5 novembre 1986 devant la Commission d'examen :

Christian COULON
Alain GOURGAUD
Thierry JUTEAU
René MAURY
Michel TREUIL
Denis WESTERCAMP

Ce mémoire terminé, c'est avec un réel plaisir que je remercie les nombreuses personnes qui m'ont aidée au cours de ces trois années.

R.C. Maury m'a accordé sa confiance en m'acceptant dans son laboratoire et l'a maintenue dans les moments difficiles, il m'a de plus proposé ce passionnant sujet de recherche, qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance et de mon amitié.

Je remercie M. Treuil pour l'intérêt qu'il a porté au déroulement de ma thèse et pour l'honneur qu'il me fait en acceptant de la juger.

D. Westercamp m'a guidé en Martinique, il a été un compagnon sympathique et précieux pour la géologie de Montagne Pelée, je lui adresse toute ma gratitude et le remercie d'avoir accepté de juger ce travail.

J'exprime ma vive reconnaissance à A. Gourgaud pour son aide en Martinique et le remercie également d'être le juge de cette thèse.

Je remercie sincèrement C. Coulon et T. Juteau qui ont accepté d'être les rapporteurs et les juges de ce travail.

J'adresse mes remerciements à R. Blanchet qui m'a acceptée en troisième cycle.

C'est avec beaucoup de plaisir que je remercie toutes les personnes qui m'ont si chaleureusement accueillie en Martinique. J'adresse tout particulièrement ma gratitude à Georges et Annie Boudon, J.P. Viode et tout le personnel de l'observatoire de la Montagne Pelée, ainsi qu'à P. Boivin, G. Camus et P. Vincent.

Merci beaucoup à H. Traineau qui a mis à ma disposition l'essentiel des échantillons étudiés dans ce travail.

Je remercie cordialement Dominique Racheboeuf qui a assuré avec efficacité la frappe du manuscrit, et Danielle pour son aide de dernière minute.

Au cours de ces trois années, j'ai bénéficié des conseils et de l'aide de nombreuses personnes, mes remerciements s'adressent tout particulièrement à G. Marcelot, R. Clocchiatti, C. Dupuy, J.L. Joron et M. Semet, et au laboratoire de Brest à Y. Lagabrielle, Marcel Bohn, Joe, Jean-Luc, Stan et Félix.

Merci à Dario, Erik, Françoise, Hassan, Loïc et Maryannick pour leur soutien au cours de la dernière année de thèse.

Je n'oublie pas non plus les étudiants du laboratoire de géologie qui ont été de précieux copains au cours de ces dernières années, merci en particulier à Bruno, Fredo, Nathalie, Martin, Thierry et Yatno.

Enfin, je dois à mes parents, à Pierre, à Bernard et à mes amis de m'avoir encouragée et soutenue tout au long de la réalisation de ce mémoire, merci à eux tous, je leur dédie ce travail.

RESUME

La magmatologie de la Montagne Pelée est caractérisée par la compétition entre deux processus pétrogénétiques : la cristallisation fractionnée et le mélange magmatique. L'intérêt de l'étude de cet édifice réside dans l'importance considérable des risques volcaniques qui lui sont associés; l'existence de données très précises sur sa géologie et sur la chronologie de ses éruptions offre un cadre favorable à une étude magmatologique.

Le présent travail, réalisé dans le cadre du PIRPSEV, vise à déterminer, à partir de l'ensemble des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des matériaux volcaniques de la Montagne Pelée, l'importance relative des processus pétrogénétiques impliqués au cours de l'histoire de ce volcan, et d'en tirer des conclusions sur le fonctionnement des réservoirs magmatiques sous-jacents.

Caractéristiques générales de la série :

Les dépôts de la Montagne Pelée, essentiellement pyroclastiques, sont constitués de laves et de xénolites associés représentés par des enclaves basiques congénères, des xénolites du substratum et des cumulats. Les laves appartiennent à une même série calco-alkaline modérément potassique évoluant des basaltes aux dacites, au sein de laquelle les andésites acides sont largement dominantes; dans la plupart des éruptions elles se caractérisent par des hétérogénéités texturales, minéralogiques et géochimiques.

Signification des cumulats :

Les cumulats de la Montagne Pelée, qui semblaient apparemment assez homogènes, sont en réalité de plusieurs types :

- des cumulats gabbroïques eux-mêmes subdivisés en deux groupes, d'une part les cumulats gabbroïques de type I, à olivine, sans magnétite, d'autre part les cumulats de type II, à magnétite, sans olivine;
- des cumulats dioritiques.

Une évolution continue de la composition des cumulats a été mise en évidence, depuis les cumulats gabbroïques de type I (les moins évolués) jusqu'aux cumulats dioritiques (les plus différenciés), les cumulats gabbroïques de type II ayant une composition intermédiaire. Cette évolution reflète un processus de cristallisation fractionnée.

Variations minéralogiques des laves :

On observe des variations globales de la minéralogie des basaltes aux dacites, la composition des phénocristaux d'orthopyroxènes et de plagioclases évoluant parallèlement à celle des roches hôtes. Cependant, la minéralogie des laves de la Montagne Pelée est dominée par l'abondance de phénocristaux en déséquilibre (olivines magnésiennes, clinopyroxènes de type diopside-salite, amphiboles pargasitiques, plagioclases riches en anorthite) interprétés comme des xénocristaux.

Géochimie des laves :

L'ensemble des variations observées, des basaltes aux dacites, est envisagée à trois échelles différentes : à long terme, d'une période d'activité du volcan à l'autre; à moyen terme, au sein d'une même période d'activité; à court terme au sein d'une éruption. Les caractéristiques essentielles qui ressortent de cette étude sont :

- la constance globale de la composition des laves depuis le début de l'activité du volcan (environ 300 000 ans B.P.) jusqu'à l'Actuel;
- le fait que la gamme de variations chimiques observée pour certaines éruption hétérogènes recouvre celle de l'ensemble de la série.

L'ensemble des résultats pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sert de base à une discussion pétrogénétique. Un essai de quantification des rôles respectifs des deux processus pétrogénétiques fondamentaux est tenté à partir de l'étude du comportement des éléments majeurs et des éléments en traces. On montre que la cristallisation fractionnée explique difficilement l'évolution de la série, ce processus dont l'intervention est nécessaire pour expliquer la genèse des roches acides de la série (dacites) est dominé dans la plupart des cas par celui du mélange magmatique.

En accord avec ces différentes données, différents modèles de réservoirs et d'éruptions sont proposés, notamment pour les édifices intermédiaire et récent de la Montagne Pelée.

ABSTRACT

The magmatology of Mount Pelée is characterized by the competition between two major petrogenetic processes : fractional crystallization and magma mixing. The important volcanic hazards associated with this volcano make the interest of the study; the existence of accurate data about its geology and the chronology of its eruptions is favorable to a magmatologic study.

The aim of this work, carried out within the framework of the PIRPSEV, is to determine the relative importance of the petrogenetic processes involved during the volcano history and then to conclude about the functioning of the underlying magma chambers. It is found upon the petrographical, mineralogical and geochemical characteristics of the ejecta of Mount Pelée.

GENERAL CHARACTERISTICS OF THE SERIE :

The Mount Pelée products are mostly pyroclastics, and are composed of lavas and associated xenoliths which are basic cognate xenoliths, cumulates and xenoliths from the substratum. The lavas belong to a medium-K calc-alkaline serie; their composition varies from basalts to dacites, but acid andesites are largely the most abundants. In most eruptions, andesites are characterized by textural, mineralogical, and/or geochemical heterogeneities.

MEANING OF THE CUMULATES :

The cumulates of Mount Pelée are of different types:

- gabbroic cumulates : + type I, with olivine and no magnetite; + type II, with magnetite and no olivine;
- dioritic cumulates.

We point out a continuous evolution of the composition of the cumulates : from the gabbroic cumulates, type I (the less differentiated) to the dioritic cumulates (the more evolved), the gabbroic cumulates, type II, have an intermediate composition. The evolution is consistent with the fractional crystallization process.

MINERALOGICAL VARIATIONS OF THE LAVAS :

There is a bulk variation of the mineralogy from basalt to dacite, the composition of orthopyroxene and plagioclase phenocrysts is consistent with those of their host lavas. Still, one of the main characteristics of the mineralogy of Mount Pelée lavas is the abundance of phenocrysts out of equilibrium (Mg-rich olivines, diopside-salite clinopyroxenes, pargasitic amphiboles, anorthite-rich plagioclases) interpreted as xenocrysts.

GEOCHEMISTRY OF THE LAVAS :

The observed variations, from basalts to dacites, are studied on different scales : on a large scale, between periods of activity of Mount Pelée; on a medium scale, within a period of activity; on a small scale, within an eruption. The main characteristics of the lavas geochemistry are :

- the bulk constancy of the lava compositions during the whole history of the volcano;
- the chemical variations of one heterogeneous eruption are sometimes as important as these of the whole serie.

Then, a petrogenetic discussion is found upon all the petrographical, mineralogical and geochemical results. A test of quantification of the relative importance of the two major petrogenetic processes based upon the comportment of major and trace elements is proposed. We show that the evolution of the whole serie is difficult to explain with the fractional crystallization process; the intervention of this process is still necessary to permit the genesis of the acid rocks of the serie, but it is, in most cases, dominated by the process of magma mixing. As a conclusion, some models of reservoirs and eruptions are proposed, specially for the intermediate and recent cones of Mount Pelée.

AVANT PROPOS

AVANT-PROPOS

Ce travail s'inscrit dans le cadre des études menées sur la Montagne Pelée, le plus dangereux des volcans actifs français, par les équipes de recherches du Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques (PIRPSEV), dont il a reçu le soutien financier (groupe Magmatologie et Volcanologie, programmes 83MV3, 84MV13, 85MV1). J'ai par ailleurs bénéficié d'une allocation de type D.G.R.S.T. pendant deux ans (octobre 1983 - octobre 1985).

Au moment où j'ai commencé ce travail, la géologie et la chronologie de la Montagne Pelée venaient d'être précisées par les travaux de H. Traineau et de D. Westercamp (BRGM, Orléans). Différentes équipes s'étaient intéressées à la magmatologie de ce volcan, généralement en se focalisant sur quelques éruptions bien connues, dont les produits étaient étudiés par les méthodes de la pétrologie (C.Coulon, Aix-Marseille; A. Gourgaud, Clermont-Ferrand; H.Traineau, BRGM, Orléans) de la géochimie des éléments en traces (C. Dupuy, Montpellier) ou de la géochimie isotopique (J.P. Davidson, Leeds).

Avec l'aide efficace et la collaboration permanente de tous ces chercheurs, j'ai repris l'ensemble des échantillons, des lames minces et des données chimiques et minéralogiques disponibles afin de les compléter et d'en faire la synthèse : une version préliminaire de celle-ci a été publiée (M. Fichaut et al., 1985 : Magmatologie de la Montagne Pelée, document PIRPSEV n°101).

Simultanément, j'ai développé :

- l'étude minéralogique des cumulats, roches relativement rares à la Montagne Pelée et qui n'avaient jamais fait l'objet de travaux détaillés en dépit de leur intérêt évident pour l'étude des processus intervenant au niveau des réservoirs magmatiques; cette étude a été menée en collaboration avec G. Marcelot et R. Clocchiatti;
- l'étude minéralogique des phénocristaux des laves ainsi que les phénomènes de déséquilibre les affectant;
- l'étude pétrologique des laves de la Pelée ancienne qui n'avait pas été abordée jusqu'à présent;
- la modélisation des processus pétrogénétiques (calculs relatifs à la cristallisation fractionnée et au mélange magmatique).

Par ailleurs, je suis intervenue dans la sélection des échantillons et dans l'interprétation préliminaire des données de la géochimie des éléments en traces acquises par J.L. Joron (Saclay).

Dans ce mémoire, les résultats acquis sont discutés successivement (pétrographie, chapitre II; minéralogie, chapitre III; géochimie, chapitre IV) et leur confrontation aboutit à la proposition de modèles magmatologiques (discussion magmatologique, chapitre V).

Si l'ensemble des données géochimiques disponibles figurent dans ce mémoire, il s'est avéré inutile d'y présenter également les très nombreuses analyses à la microsonde que j'ai effectuées ou qui m'ont été communiquées; j'ai préféré donner une sélection d'analyses représentatives, l'ensemble des données est cependant disponible sur demande auprès du laboratoire de pétrologie.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I : CADRE GENERAL; PLACE DE LA MONTAGNE PELEE DANS SON CADRE GEODYNAMIQUE

I - L'ARC INSULAIRE DES PETITES ANTILLES.....	p. 3
I-1 - CADRE GEODYNAMIQUE.....	3
I-1.1 - Cadre général.....	3
I-1.2 - Caractéristiques de la subduction.....	5
I-1.3 - Bathymétrie.....	5
I-1.4 - Nature de la croûte.....	6
a - La croûte de l'arc des Petites Antilles.....	6
b - La croûte dans les zones arrière et avant-arc.....	8
c - La croûte océanique subductée et les sédiments associés.....	8
I-2 - EVOLUTION GEOLOGIQUE.....	9
I-2.1 - Les différentes périodes d'activité.....	9
a - Le Mésozoïque : substratum de l'arc des Petites Antilles.....	9
b - Du Cénozoïque à l'Actuel.....	10
I-2.2 - Modèles d'évolution de l'arc.....	14
a - Modèle antérieur à la découverte d'un substratum crétacé au sud de la Guadeloupe.....	14
b - Implications de la découverte de terrains crétaqués dans l'île d'Union (Grenadines).....	17
I-3 - NATURE DU VOLCANISME.....	17
I-3.1 - Pétrographie.....	17
I-3.2 - Affinité magmatique.....	19
I-3.3 - Modèle de genèse des magmas différenciés.....	21
a - La cristallisation fractionnée.....	21
b - Le mélange magmatique.....	21
c - La contamination.....	21
I-3.4 - Variations spatiales et temporelles.....	22

II - LA MARTINIQUE.....	p.24
II-1 - GENERALITES.....	24
II-2 - LE VOLCANISME.....	24
II-2.1 - Les différentes phases volcaniques.....	25
II-2.2 - Nature du volcanisme.....	27
II-2.3 - Génèse des magmas.....	29
CONCLUSIONS	29
III - LA MONTAGNE PELEE.....	30
III-1 - GEOGRAPHIE, MORPHOLOGIE.....	30
III-2 - HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	31
III-2.1 - Géologie.....	32
a - Les différents types d'éruptions.....	32
b - Les dépôts.....	34
c - Histoire du volcan.....	35
* La période ancienne.....	35
* La période intermédiaire.....	37
* La période récente.....	37
d - Description plus détaillée des dynamismes et des dépôts des éruptions les mieux connues.....	40
* Les éruptions historiques.....	40
* Les éruptions de type St Vincent de la période intermédiaire.....	44
III-2.2 - Nature du volcanisme; génèse des magmas.....	45
III-2.3 - Le substratum de la Montagne Pelée.....	46
III-3 - LOCALISATION GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE DES ECHANTILLONS ETUDIES.....	46
III-4 - CONCLUSION.....	47

CHAPITRE II : PETROLOGIE

I - COMPOSITION GLOBALE.....	51
II - LES LAVES.....	52
II-1 - TEXTURE.....	52
II-2 - DISTRIBUTION DES PHENOCRISTAUX.....	57

III - LES ENCLAVES	p.60
III-1 - LES XENOLITES DU SUBSTRATUM	60
III-2 - LES ENCLAVES BASIQUES CONGENERES	61
III-3 - LES CUMULATS	65
III-3.1 - Terminologie des cumulats	65
a - Les orthocumulats	66
b - Les adcumulats	68
c - Les mésocumulats	68
d - Les hétéradcumulats	69
e - Les cumulats "harrisitiques" ou crescumulats	69
III-3.2 - Discussion sur le mode de formation des cumulats	71
III-3.3 - Les cumulats de la Montagne Pelée	75
a - Les cumulats gabbroïques	75
* Localisation	75
* Pétrographie	76
1) <i>Texture</i>	76
2) <i>Distribution des cristaux</i>	82
b - Les cumulats dioritiques	83
* Localisation	83
* Pétrographie	84
1) <i>Texture</i>	84
2) <i>Distribution des cristaux</i>	88
c - L'horizon cendreux	89
IV - CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE	89

CHAPITRE III : MINERALOGIE

I - MINERALOGIE DES CUMULATS	91
I-1 - MINERALOGIE DES CUMULATS GABBROÏQUES ET DE L'HORIZON CENDREUX	91
I-1.1 - Les plagioclases	92
I-1.2 - Les olivines	95
I-1.3 - Les clinopyroxènes	98
a - Composition chimique	98
b - Cristallographie	105
I-1.4 - Les amphiboles	111
a - Composition chimique	112
b - Cristallographie	117
I-1.5 - Les oxydes	122
I-1.6 - Les orthopyroxènes	123
I-1.7 - Les scories interstitielles	125
I-1.8 - Les inclusions vitreuses	126
a - Inclusions vitreuses des plagioclases	129
b - Inclusions vitreuses des amphiboles	129

I-1.9 - Discussion	p.130
A - Principaux résultats de l'étude minéralogique	130
B - Conditions thermodynamiques de la cristallisation fractionnée.....	131
a - Conditions de formation des cumulats gabbroïques étudiés dans le monde.....	133
* Dans l'arc des Petites Antilles	134
* Dans l'arc des Aléoutiennes.....	135
* Dans l'arc de Bismark.....	136
b - Conditions de formation des cumulats gabbroïques de la Montagne Pelée.....	136
b-1- La température	137
* Géothermomètre ol/liq	137
* Géothermomètre amph/liq	139
* Géothermomètre opx/cpx.....	139
b-2- La pression totale	141
b-3- La teneur en eau.....	143
b-4- La fugacité d'oxygène	144
I-1.10 - Conclusions	144
I-2 - MINERALOGIE DES CUMULATS DIORITIQUES	145
I-2.1 - Les plagioclases	145
I-2.2 - Les clinopyroxènes	147
I-2.3 - Les orthopyroxènes	150
I-2.4 - Les amphiboles	152
I-2.5 - Les oxydes	154
a - Les magnétites	154
b - Les ilménites	154
I-2.6 - Le verre interstitiel et les inclusions vitreuses	157
a - Le verre interstitiel	157
b - Les inclusions vitreuses	157
I-2.7 - Discussion	159
a - Principaux résultats de l'étude minéralogique.....	159
b - Conditions de formation des cumulats dioritiques de la Montagne Pelée.....	160
b-1- La température	160
* Géothermomètre mt/il	160
* Géothermomètre opx/cpx.....	162
* Comparaison	162
b-2- La pression totale.....	162
b-3- La teneur en eau.....	164
b-4- La fugacité d'oxygène.....	164
I-2.8 - Conclusions	164
II - MINERALOGIE DES LAVES	165
II-1 - LES OLIVINES	165
II-2 - LES PLAGIOCLASES	169
II-3 - LES PYROXENES	177
II-3.1 - Les clinopyroxènes	177
a - Composition chimique.....	177
b - Cristallographie	185
II-3.2 - Les orthopyroxènes	185

<i>II-4 - LES AMPHIBOLES</i>	p.188
II-4.1 - Composition chimique.....	189
II-4.2 - Cristallochimie	195
<i>II-5 - LES OXYDES DE FER-TITANE</i>	199
II-5.1 - La magnétite.....	199
II-5.2 - L'ilménite	201
<i>II-6 - LES VERRES</i>	202
II-6.1 - Le verre interstitiel	202
II-6.2 - Les inclusions vitreuses.....	203
<i>II-7 - LES MINERAUX ACCESSOIRES</i>	204
<i>II-8 - DISCUSSION</i>	204
II-8.1 - Principaux résultats de l'étude minéralogique.....	204
II-8.2 - Conditions de cristallisation des magmas de la Pelée.....	204
a - Estimations des températures et des fugacités d'oxygène.....	206
* Géothermomètre mt/il.....	206
* Géothermomètre opx/cpx	207
b - estimations des pressions.....	208
<i>II-9 - CONCLUSIONS</i>	210
III - CONCLUSIONS A L'ETUDE MINERALOGIQUE DES PRODUITS DE LA MONTAGNE PELEE	210

CHAPITRE IV : GEOCHIMIE DESCRIPTIVE

I - CARACTERES GENERAUX	216
I-1 - GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS	216
I-1.1 - Les cumulats.....	216
I-1.2 - Les laves.....	223
I-2 - GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES	223
I-2.1 - Les éléments de transition.....	228
a - Les éléments compatibles.....	228
b - Les éléments chalcophiles.....	230
I-2.2 - Les alcalino-terreux.....	231
I-2.3 - Zr,Ta,Hf	231
I-2.4 - Les terres rares.....	233
I-2.5 - Th et U.....	236
I-2.6 - Les données isotopiques.....	238

II - COMPARAISON AVEC LES AUTRES ILES DE L'ARC DES PETITES ANTILLES.....	p.239
III - VARIATIONS TEMPORELLES DE LA COMPOSITION CHIMIQUE.....	240
III-1 - VARIATIONS A LONG TERME, D'UNE PERIODE D'ACTIVITE A L'AUTRE	241
III-2 - VARIATIONS A MOYEN TERME, AU COURS D'UNE PERIODE D'ACTIVITE.....	242
III-3 - VARIATIONS A COURT TERME, AU SEIN D'UNE ERUPTION	247
IV - CONCLUSIONS.....	249

CHAPITRE V : DISCUSSION MAGMATOLOGIQUE

I - LES PROCESSUS PETROGENETIQUES.....	251
I-1 - CONTRAINTES PETROGRAPHIQUES, MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES.....	251
I-2 - IDENTIFICATION DES PROCESSUS PETROGENETIQUES	252
I-2.1 - Arguments pétrologiques en faveur de la cristallisation fractionnée.....	252
I-2.2 - Arguments pétrologiques en faveur du mélange magmatique.....	253
I-2.3 - Intervention d'autres processus pétrogénétiques?	254
I-3 - ESSAI DE QUANTIFICATION DES PROCESSUS PETROGENETIQUES	255
I-3.1 - Modélisation pour les éléments majeurs.....	256
A - Cristallisation fractionnée.....	256
a-1- Les fractionnements précoces	256
a-2- Evolution des basaltes aux dacites.....	257
B - Mélange magmatique	260
I-3.2 - Modélisation pour les éléments en traces.....	262
A - Essai d'application aux éléments en traces des tests des moindres carrés relatifs aux éléments majeurs	262
a-1- Cristallisation fractionnée	262
a-2- Mélange magmatique.....	264
B - Etude des variations de quelques éléments en traces en fonction de SiO ₂	266
C - Etude des corrélations entre les éléments hygromagmaphiles.....	275
c-1- Etude de l'ensemble de la série	277
c-2- Cas de quelques éruptions.....	279

- Eruptions texturalement hétérogènes	p.279
* Les éruptions de type St Vincent de l'édifice intermédiaire	279
- SV1 - SV2	279
- NSV	281
* Les éruptions de 1902-1929	282
- Eruptions texturalement homogènes	283
I-4 - CONCLUSIONS	284
II - MODELES DE RESERVOIRS ET D'ERUPTIONS	287
II-1 - CONTRAINTES VOLCANOLOGIQUES, PETROGRAPHIQUES, MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES	287
II-2 - MODELES RELATIFS A LA PELEE INTERMEDIAIRE	288
II-3 - MODELES RELATIFS A LA PELEE RECENTE	293
III - CONCLUSIONS	296
CONCLUSIONS GENERALES	299
BIBLIOGRAPHIE	303
ANNEXE	

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1 - Localisation de l'arc des Petites Antilles (d'après Stéphan <i>et al.</i> , 1985).....	2
2 - Profondeur du plan de Benioff sous l'arc des Petites Antilles (d'après Wadge et Sheperd, 1984)	4
3 - Carte bathymétrique simplifiée du domaine est-caraïbes (d'après Bouysse, 1984).....	4
4 - Section crustale le long de l'arc des Petites Antilles (d'après Boynton <i>et al.</i> , 1979)	7
5 - Carte de répartition des roches volcaniques mésozoïques observées à l'affleurement ou draguées dans l'arc des Petites Antilles et sur la ride d'Aves (données de Bouysse <i>et al.</i> , 1985).....	10
6 - Carte de répartition des roches volcaniques cénozoïques et quaternaires de l'arc des Petites Antilles (d'après Maury <i>et al.</i> , sous presse).....	13
7 - Modèle d'évolution de l'arc des Petites Antilles depuis le Mésozoïque jusqu'à l'Actuel (d'après Bouysse, 1984).....	15
8 - Histogramme de distribution des teneurs en silice des roches volcaniques des Petites Antilles (d'après Tomblin, 1975)	18
9 - Teneurs en K ₂ O des séries de l'arc des Petites Antilles (d'après Fichaut <i>et al.</i> , 1985)	20
10 - Carte géologique schématique de la Martinique (d'après Bouysse <i>et al.</i> , sous presse, légèrement modifiée).....	26
11 - Terminologie des éruptions et des dépôts de la Montagne Pelée (d'après Westercamp et Traineau, 1983).....	33
12 - Schéma type de l'effondrement d'une colonne éruptive verticale et séquence type des dépôts (d'après Fisher, 1979, modifié par Traineau, 1982).....	34
13 - Carte géologique schématique de la Montagne Pelée (d'après Westercamp et Traineau, 1983).....	36
14 - Carte de répartition des dépôts de 1902 et 1929, limite des zones détruites en 1902 (d'après Traineau, 1982).....	41
15 - Carte de répartition des dépôts SV1 et SV2 (compilation d'après les données de Traineau, 1982).....	42
16 - Colonne lithologique synthétique des dépôts des nuées ardentes de type Saint-Vincent de l'édifice intermédiaire de la Montagne Pelée.....	45

17 - Histogramme de fréquence des teneurs en SiO_2 des laves de la Montagne Pelée, tous édifices confondus.....	51
18 - Histogrammes de fréquence des teneurs en SiO_2 des laves de la Montagne Pelée, par édifice.....	52
19 - Répartition des phénocristaux des laves de la Montagne Pelée.....	58 et 59
20 - Représentation schématique des textures des cumulats gabbroïques (d'après Wager <i>et al.</i> , 1960).....	67
21 - Mode de formation des adcumulats et des orthocumulats en fonction de la répartition de la densité (d'après Tait <i>et al.</i> , 1984).....	72
22 - Carte de localisation des échantillons de cumulats gabbroïques étudiés.....	74
23 - Carte de localisation des échantillons de cumulats dioritiques étudiés.....	85
24 - Composition chimique des plagioclases des cumulats gabbroïques.....	93
25 - Position des plagioclases dans le diagramme Ab-An-Or.....	93
26 - Teneur moyenne en An des plagioclases des cumulats de type I et II.....	95
27 - Histogramme de fréquence des teneurs en forstérite des olivines.....	96
28 - Variations des éléments mineurs en fonction de FM dans les olivines.....	97
29 - Position des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg.....	100
30 - Evolution des clinopyroxènes des cumulats gabbroïques, corrélations entre les cations et le rapport FM.....	102 et 103
31 - Corrélation Al^{3+} - Ti^{4+} dans les clinopyroxènes.....	101
32 - Corrélation Al^{3+} - Si^{4+} dans les clinopyroxènes.....	106
33 - Etude des substitutions dans les clinopyroxènes des cumulats gabbroïques.....	108
34 - Variations du rapport $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ en fonction de FM dans les clinopyroxènes.....	110
35 - Position des amphiboles dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg.....	114
36 - Evolution des amphiboles des cumulats gabbroïques, corrélations entre les cations et le rapport FM.....	116
37 - Substitutions dans les amphiboles des cumulats gabbroïques.....	118
38 - Substitutions dans les amphiboles des cumulats gabbroïques, corrélation entre Al^{IV} et les autres cations.....	120
39 - Evolution des magnétites des cumulats gabbroïques, corrélations Ti^{4+} - FM(A) et Al^{3+} - FM(B).....	122

40 - Position des inclusions vitreuses dans le diagramme CaO-Al ₂ O ₃ -FeO+MgO (échantillon MA102)	128
41 - Diagramme synthétisant les compositions des minéraux coexistants dans l'horizon cendreux et dans les cumulats gabbroïques	131
42 - Répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques des clinopyroxènes en fonction de la pression totale et de la teneur en eau du magma	142
43 - Composition chimique des plagioclases des cumulats dioritiques	146
44 - Position des plagioclases dans le diagramme Ab-An-Or	146
45 - Position des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg	148
46 - Corrélations Al ^{VI} -FM dans les clinopyroxènes des cumulats	149
47 - Position des orthopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg	151
48 - Position des amphiboles dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg	153
49 - Corrélation Al ^{VI} /FM dans les amphiboles des cumulats	152
50 - Corrélations Al ³⁺ /FM et Ti ⁴⁺ /FM dans les magnétites des cumulats	155
51 - Position des inclusions vitreuses dans le diagramme CaO-Al ₂ O ₃ -FeO+MgO	159
52 - Géothermométrie magnétite-ilménite, conditions d'équilibre des oxydes de fer-titane	161
53 - Evaluation de la pression totale pour le cumulat MA52 de 1902	163
54 - Histogramme de fréquence des teneurs en forstérite des olivines des laves	167
55 - Histogramme de fréquence des teneurs en anothite des plagioclases	170
56 - Position des plagioclases dans le diagramme Or-An-Ab	172
57 - Position des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg	179
58 - Zonation en TiO ₂ dans un phénocrystal de clinopyroxène	180
59 - Zonation dans un clinopyroxène à coeur salitique et à périphérie augitique	180
60 - Evolution des clinopyroxènes des laves, corrélations entre les cations et le rapport FM = Fe / Fe + Mg	182 et 183
61 - Substitutions dans les clinopyroxènes des laves	184
62 - Position des orthopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg	186

63 - Position des amphiboles dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg.....	194
64 - Evolution des amphiboles des laves, corrélations entre les cations et le rapport $FM = Fe^*/Fe^* + Mg$	196 et 197
65 - Substitutions dans les amphiboles des laves	198
66 - Positions des magnétites dans le diagramme Mn-Mg-Al.....	200
67 - Géothermomètre magnétite-ilménite, conditions d'équilibre dans les laves de la Montagne Pelée.....	206
68 - Corrélations Al^{VI}/FM dans les clinopyroxènes des laves de la Montagne Pelée	209
69 - Corrélations Al^{VI}/FM dans les clinopyroxènes et les amphiboles des produits de la Montagne Pelée	212
70 - Variations des teneurs en éléments majeurs en fonction de en SiO_2 dans les laves de la Montagne Pelée	220 et 221
71 - Variations des teneurs en éléments incompatibles en fonction de SiO_2 dans les roches de la Montagne Pelée.....	229
72 - Variations des teneurs en Cu et Zn en fonction de SiO_2 dans les laves de la Montagne Pelée.....	230
73 - Variations des teneurs en alcalino-terreux en fonction de SiO_2 dans les produits de la Montagne Pelée.....	232
74 - Variations des teneurs en Hf, Ta et Zr en fonction de SiO_2 dans les produits de la Montagne Pelée.....	233
75 - Spectres de terres rares, normalisés aux chondrites pour quelques échantillons représentatifs des laves de la Montagne Pelée	234
76 - Variations des teneurs en terres rares en fonction de SiO_2 dans les produits de la Montagne Pelée.....	235
77 - Variations des teneurs en Th et U en fonction de SiO_2 dans les produits de la Montagne Pelée	237
78 - Variations des teneurs en Rb en fonction de SiO_2 pour les différents édifices volcaniques de l'arc des Petites Antilles	239
79 - Variations des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et La/Yb (normés aux chondrites) pour les principaux volcans récents (< 1 M.a.) de l'arc des Petites Antilles	240
80 - Evolution chronologique des teneurs en éléments majeurs et en traces des laves de l'édifice intermédiaire.....	243

81 - Evolution chronologique des teneurs en éléments majeurs des laves de la Pelée récente	245
82 - Evolution chronologique des teneurs en éléments traces des laves de la Pelée récente	246
83 - Variations des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour différents édifices volcaniques de l'arc des Petites Antilles	254
84 - Courbes théoriques de cristallisation fractionnée reportée sur des diagrammes de variations de certains éléments en traces en fonction de SiO_2	270 et 271
85 - Corrélations entre éléments hygromagmaphiles dans l'ensemble des laves	278
86 - Corrélation entre éléments hygromagmaphiles dans les laves des éruptions SV1 - SV2, Pelée intermédiaire	280
87 - Corrélations entre éléments hygromagmaphiles dans les laves de l'éruption NSV, Pelée intermédiaire	281
88 - Corrélations entre éléments hygromagmaphiles dans les laves des éruptions historiques	282
89 - Corrélations entre éléments hygromagmaphiles dans les laves de l'éruption P6, Pelée récente	283
90 - Modèles de réservoirs magmatiques pour la période intermédiaire	289
91 - Modèles de réservoirs magmatiques et d'éruptions pour la période récente	294

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1 - Caractéristiques des événements reconnus dans l'édifice ancien	38
2 - Caractéristiques des éruptions reconnues dans l'édifice intermédiaire.....	38
3 - Caractéristiques des principales éruptions de l'édifice récent.....	39
4 - Pourcentage de fréquence des types pétrographiques de la Montagne Pelée, par édifice.....	56
5 - Analyses modales de laves représentatives des dépôts de la Montagne Pelée.....	56
6 - Analyses modales d'enclaves congénères basiques.....	64
7 - Analyses modales de cumulats gabbroïques.....	82
8 - Analyses modales de cumulats dioritiques.....	88
9 - Analyses sélectionnées de plagioclases des cumulats gabbroïques.....	94
10 - Analyses sélectionnées d'olivines des cumulats gabbroïques.....	96
11 - Analyses sélectionnées de clinopyroxènes des cumulats gabbroïques.....	99
12 - Coefficients de corrélation inter-éléments dans les clinopyroxènes des cumulats gabbroïques	107
13 - Analyses sélectionnées d'amphiboles des cumulats gabbroïques	113
14 - Analyses sélectionnées de magnétites des cumulats gabbroïques.....	123
15 - Analyses moyennes de verre interstitiel dans les cumulats gabbroïques.....	125
16 - Analyses moyennes d'inclusions vitreuses dans le cumulat gabbroïque MA102 (communiquées par R. Clocchiatti).....	127
17 - Synthèse bibliographique sur les cumulats étudiés dans les arcs insulaires	132
18 - Géothermométrie des cumulats gabbroïques	137
19 - Géobarométrie des cumulats gabbroïques à partir des travaux de Hammarstrom et Zen (1983, 1985).....	141
20 - Analyses sélectionnées de plagioclases des cumulats dioritiques	147
21 - Analyses sélectionnées de clinopyroxènes des cumulats dioritiques.....	148
22 - Analyses sélectionnées d'orthopyroxènes des cumulats dioritiques.....	151
23 - Analyses sélectionnées d'amphiboles des cumulats dioritiques.....	153

24 - Analyses sélectionnées de magnétites des cumulats dioritiques.....	154
25 - Analyses sélectionnées d'ilménites des cumulats dioritiques.....	156
26 - Analyses du verre interstitiel de MA81902.....	157
27 - Analyses moyennes d'inclusions vitreuses dans les minéraux des cumulats dioritiques (Analyses de R. Clocchiatti).....	158
28 - Géothermométrie magnétite-ilménite, conditions d'équilibre des oxydes de fer-titane.....	161
29 - Analyses sélectionnées d' olivines des laves.....	166
30 - Analyses sélectionnées de plagioclases des laves.....	169
31 - Analyses sélectionnées de clinopyroxènes des laves.....	178
32 - Analyses sélectionnées d' orthopyroxènes des laves.....	187
33 - Analyses sélectionnées d' amphiboles des laves.....	192
34 - Analyses sélectionnées de magnétites des laves.....	199
35 - Analyses des ilménites des laves.....	201
36 - Analyses de verre interstitiel dans les laves de la Montagne Pelée.....	202
37 - Analyses d'inclusions vitreuses (communiquées par R. Clocchiatti).....	203
38 - Géothermomètre orthopyroxène-clinopyroxène dans les laves de la Montagne Pelée.....	207
39 - Analyses chimiques (éléments majeurs) des roches de l'édifice ancien.....	217
40 - Analyses chimiques (éléments majeurs) des roches de l'édifice intermédiaire.....	218
41 - Analyses chimiques (éléments majeurs) des roches de l'édifice récent.....	217
42 - Analyses chimiques (éléments majeurs) des roches des éruptions historiques.....	222
43 - Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice ancien.....	224
44 - Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice intermédiaire.....	224
45 - Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice récent.....	225
46 - Analyses chimiques (éléments en traces) des roches des éruptions historiques.....	225
47 - Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice ancien.....	226
48 - Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice intermédiaire.....	226

49 - Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice récent	227
50 - Analyses chimiques (éléments en traces) des roches des éruptions historiques	227
51 - Données isotopiques sur les roches de la Montagne Pelée	238
52 - Test de cristallisation fractionnée pour les fractionnements précoces (éléments majeurs)	256
53 - Test de cristallisation fractionnée pour l'évolution globale des séries de la Montagne Pelée (éléments majeurs); les minéraux qui fractionnent sont ceux des laves.....	257
54 - Test de cristallisation fractionnée pour l'évolution globale des séries de la Montagne Pelée (éléments majeurs); les minéraux qui fractionnent sont ceux des cumulats	259
55 - Test de cristallisation fractionnée pour l'éruption de 1929 (éléments majeurs)	259
56 - Calcul de mélange pour l'éruption SV2, Pelée intermédiaire (éléments majeurs)	259
57 - Calcul de mélange pour l'éruption de 1902 (éléments majeurs).....	261
58 - Calcul de mélange pour l'éruption de 1929 (éléments majeurs).....	261
59 - Analyses des éléments en traces dans le liquide interstitiel des cumulats de type I et dans les minéraux des cumulats gabbroïques	263
60 - Test de cristallisation fractionnée pour les fractionnements précoces (éléments en traces : V, Cr, Co, Ni, Sc, Ba, Sr).....	263
61 - Calcul de mélange pour l'éruption SV2,édifice intermédiaire (éléments en traces).....	265
62 - Calcul de mélange pour l'éruption de 1902 (éléments en traces)	265
63 - Calcul de mélange pour l'éruption de 1929 (éléments en traces)	265
64 - Concentrations de certains éléments en traces et de SiO ₂ calculées à partir des différents modèles de cristallisation fractionnée (Loi de Rayleigh)	272
65 - Validité des modèles de cristallisation fractionnée	273
66 - Equation des droites de corrélations entre les éléments en traces étudiés et SiO ₂	274

LISTE DES PLANCHES PHOTOS

Planche	Page
I - Photos de terrain	49
II - Texture des laves de la Montagne Pelée.....	55
III - Les xénolites du substratum et les enclaves basiques congénères.....	63
IV - Les cumulats gabbroïques (A).....	79
V - Les cumulats gabbroïques (B).....	81
VI - Les cumulats dioritiques	87
VII - Phénocristaux des laves: olivines et plagioclases.....	175
VIII - Phénocristaux des laves: amphiboles	191

CHAPITRE I : Cadre general

**Place de la Montagne Pelée
dans son cadre géodynamique**

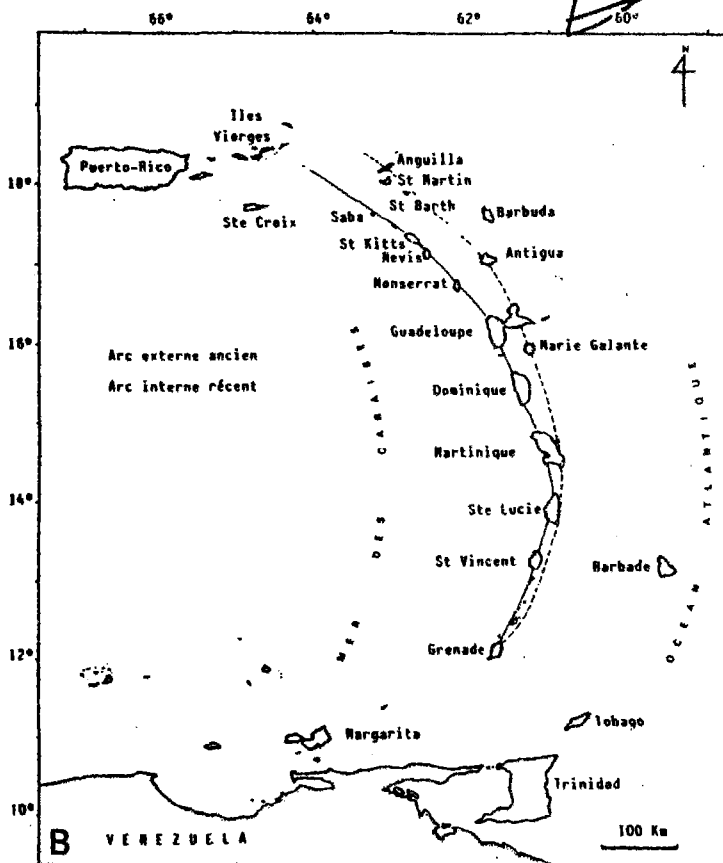
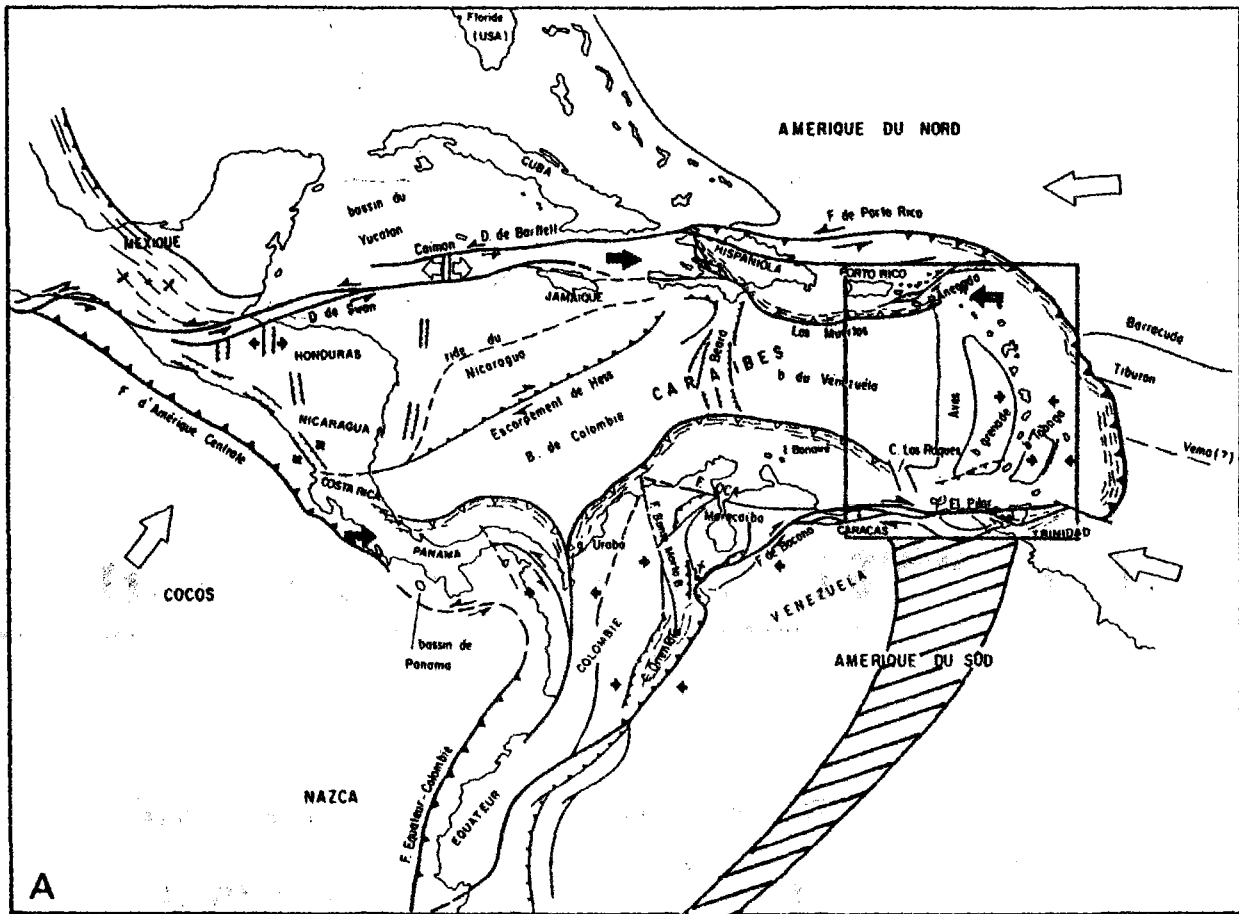


Figure 1 : A- Localisation de l'arc des Petites Antilles dans le cadre général du domaine caraïbe (d'après Stéphan et al., 1985)

B- Détail de l'arc des Petites Antilles, localisation des îles principales

A- Location map of the Lesser Antilles island arc in the Caribbean area (after Stéphan et al., 1985)

B- The Lesser Antilles islands arc, location map of the main islands

CHAPITRE I

CADRE GENERAL ; PLACE DE LA MONTAGNE PELEE DANS SON CADRE GEODYNAMIQUE

Le 8 mai 1902, la Montagne Pelée se rendit tristement célèbre : à 8h 02 une violente éruption ébranla le volcan et détruisit complètement la ville de Saint-Pierre, tuant ainsi ses 30000 habitants. Saint-Pierre était alors la plus grande ville de la Martinique, et l'un des ports les plus actifs des Petites Antilles, ouvert sur la mer des Caraïbes.

I - L'ARC INSULAIRE DES PETITES ANTILLES

L'arc des Petites Antilles, constitué d'une vingtaine d'îles principales et de très nombreux îlots et écueils, s'étend sur une longueur de 850 kilomètres depuis le passage d'Anegada qui le sépare de l'archipel des Grandes Antilles au nord ($18,5^\circ$ de latitude nord), jusqu'à la marge continentale de l'Amérique du Sud (11° de latitude nord). Il présente une convexité tournée vers l'est, dont le rayon de courbure est d'environ 450 kilomètres (Fig. 1A).

I-1 - Cadre géodynamique

I-1.1 - CADRE GENERAL

L'arc insulaire des Petites Antilles se développe sur la frange est de la plaque caraïbe qui est un domaine lithosphérique autonome séparant les plaques atlantiques à l'est, de la plaque Cocos, à l'ouest. La plaque caraïbe est ainsi limitée à l'est et à l'ouest par deux zones de subduction et au nord et au sud par deux zones complexes fonctionnant globalement en décrochement (Fig. 1B) ; elle se déplace relativement vers l'est entre les deux grandes plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud.

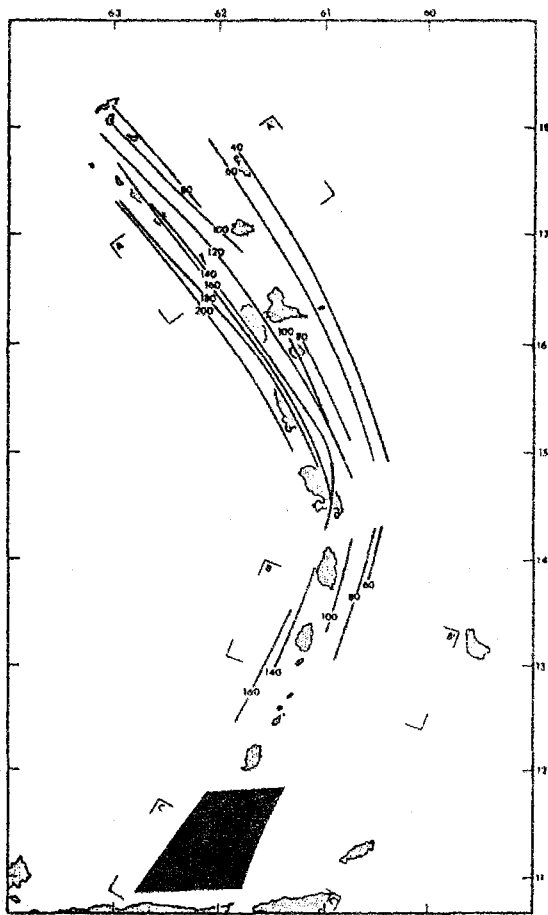


Figure 2 : Profondeur du plan de Benioff sous l'arc des Petites Antilles ; équidistances des courbes = 20 kilomètres (d'après Wadge & Sheperd, 1984)

Contours of the mean position of the Benioff zone beneath the Lesser Antilles at 20 kilometers depth intervals (after Wadge & Sheperd, 1984)

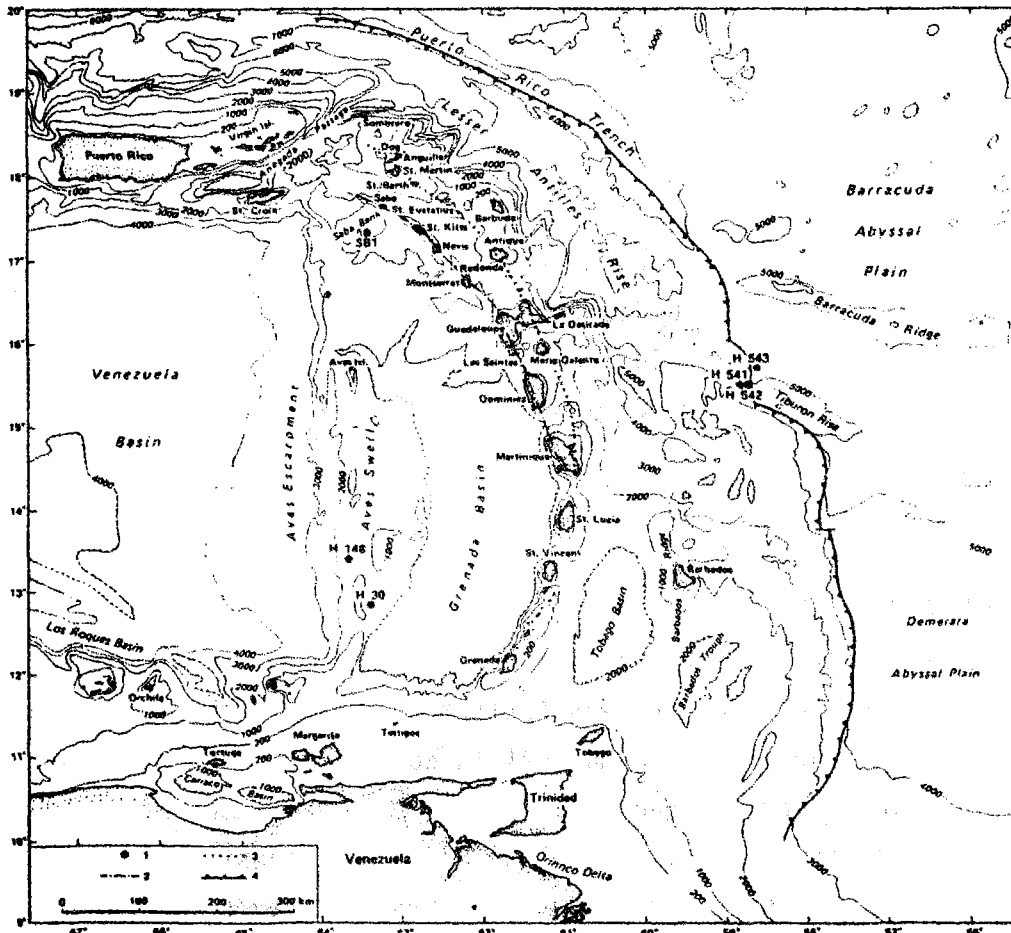


Figure 3 : Carte bathymétrique simplifiée du domaine est-caraïbes (isobathes 200 m, et tous les 1000m), d'après Bouysse, 1984

Simplified bathymetric map of eastern Caribbean (isobaths = 200 m and every 1000m), after Bouysse, 1984

L'arc des Petites Antilles est la manifestation volcanique de l'affrontement entre deux plaques océaniques qui se caractérise par la subduction de la croûte océanique de l'océan Atlantique ouest sous la plaque caraïbe.

I-1.2 - CARACTERISTIQUES DE LA SUBDUCTION

La vitesse de convergence des plaques, d'environ 2 centimètres par an (Jordan, 1975 ; McDonald & Holcombe, 1978 ; Minster & Jordan, 1978) est faible en comparaison avec les autres zones de subduction du monde. Les activités volcaniques et sismiques en résultant sont relativement peu importantes. Le vecteur de convergence des plaques est orienté vers l'WSW selon Sykes et al. (1982) où vers l'WNW selon les autres auteurs ; l'angle de subduction d'environ 60° est constant sous l'ensemble de l'arc (Girardin & Gaulon, 1983) et la profondeur de la plaque subductée, sous l'arc des Petites Antilles, varie entre 120 et 200 kilomètres (Tomblin, 1975 ; Dorel, 1978). Des données récentes de sismicité ont permis de préciser la position moyenne du plan de Benioff sous l'arc des Petites Antilles. Ainsi, Wadge et Sheperd (1984) ont mis en évidence une flexure (de 50°) du plan de subduction entre les îles de la Martinique et de Sainte-Lucie. Cette flexure sépare une zone nord où le plan de Benioff suit une direction NNW et plonge avec un angle de 50-60° jusqu'à une profondeur maximale de 210 kilomètres sous l'arc, d'une zone sud où il suit une direction NNE et plonge avec un angle de 45-50° jusqu'à 170 kilomètres de profondeur maximale (Fig. 2). Ce changement de direction qui intervient à environ 14°N reflète soit une déformation de la plaque atlantique qui passe en subduction, soit l'existence de deux plaques atlantiques subductées selon différents vecteurs : une plaque NW atlantique à convergence ENE et une plaque SW atlantique à convergence WNW (Wadge & Sheperd, 1984).

I-1.3 - BATHYMETRIE

L'arc des Petites Antilles est bordé par des structures sous-marines de diverses natures (Fig. 3).

Au sud des Saintes, le bassin de Grenade, d'une profondeur maximale d'environ 2000 mètres, constitue la bordure ouest de l'arc. Plus à l'ouest, s'élève la Ride d'Aves (2000-2200 m de profondeur) présentant la même concavité que l'arc des Petites Antilles ; son bord occidental est un escarpement pratiquement rectiligne qui s'étend sur 600 kilomètres de long jusqu'au passage d'Anegada au nord et qui assure le raccordement avec le bassin du Vénézuéla profond de plus de 4000 mètres.

Du côté Atlantique, au nord, l'arc est bordé par le prolongement de la fosse de Porto Rico qui se comble progressivement vers le sud et passe au prisme d'accrétion sédimentaire de la Barbade. Ce comblement est lié aux apports terrigènes venant d'Amérique du Sud et en particulier, depuis le Miocène, de l'Amazone. Vers le sud, le prisme de la Barbade masque le fossé de la zone de subduction ; celui-ci, souligné par l'axe de l'anomalie de Bouguer négative minimale, se situe à une distance constante, d'environ 150 kilomètres, de l'arc des Petites Antilles (Tomblin, 1975).

Des études morphostructurales (Bouysse, 1979, 1984 ; Bouysse & Guennoc, 1983) ont montré que l'arc des Petites Antilles se caractérisait par une double dissymétrie croisée, articulée selon deux axes perpendiculaires qui sont la crête de l'arc et la dépression de Kalinago passant au sud de la Guadeloupe et au nord de la Ride d'Aves. On observe, en effet, une opposition entre la structure des versants et des grands fonds caraïbes et leurs homologues atlantiques à laquelle se superpose une opposition entre le nord et le sud de l'arc ; nous verrons, ultérieurement, que certains auteurs ont parfois interprété cette dissymétrie comme le résultat d'une différence d'origine entre les parties nord et sud de l'arc des Petites Antilles.

I-1.4 - NATURE DE LA CROÛTE

a - La croûte de l'arc des Petites Antilles

Sous la partie superficielle de la croûte ($v = 3,3$ km/s, 1 à 5 km d'épaisseur) constituée de laves et de sédiments, l'arc comprend deux couches dont les vitesses moyennes de réfraction sont de 6,2 et 6,9 km/s (Boynton et al., 1979) (Fig. 4).

L'épaisseur de ces couches varie considérablement le long de l'arc. Ainsi, la couche supérieure ($v_p = 6,2$ km/s) mesure entre 2 et 20 kilomètres d'épaisseur, la vitesse de réfraction y varie entre 5,3 et 7,0 km/s témoignant de différences géologiques. Elle est composée de laves et de roches plutoniques ; la vitesse moyenne de 6,2 km/s indique que les composants qui dominent sont des roches plutoniques de composition intermédiaire (Boynton et al., op. cit.), il s'agit probablement de produits de l'arc volcanique (Westbrook et al., 1984).

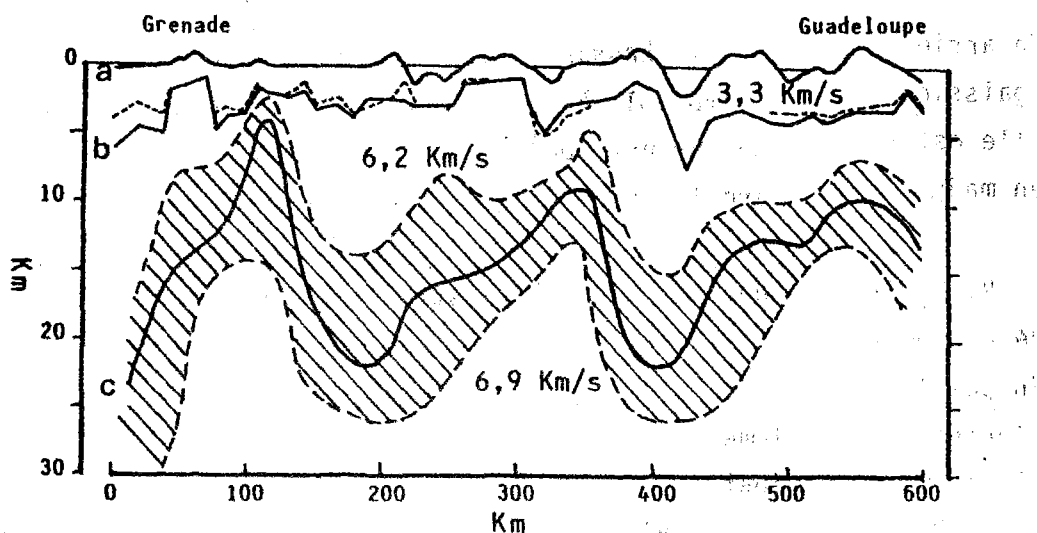




Figure 4 : Section crustale le long de l'arc des Petites Antilles (d'après Boynton et al., 1979)
 a = topographie ; b = surface de la couche supérieure à 6,2 km/s ; c = surface de la couche inférieure à 6,9 km/s ;  = incertitude sur la position de c

Crustal section along the Lesser Antilles
 a = topography ; b = top of the upper crustal layer ;
 c = top of the lower crustal layer ;  = incertainty in the position of c

La couche inférieure de la croûte ($v_p = 6,9$ km/s) est composée essentiellement de produits basiques. Elle correspond probablement à la croûte océanique sur laquelle l'arc s'est établi et dont l'épaisseur a augmenté lors de l'intrusion de roches plutoniques basiques et lors de la formation de cumulats au sein des réservoirs magmatiques infra-arc (Westbrook et al., 1984). Des études sur les nodules plutoniques de l'arc des Petites Antilles ont effectivement donné des profondeurs de cristallisation variant entre 10 et 30 kilomètres (Powell, 1978 ; Arculus & Wills, 1980 ; D'Arco, 1982). L'épaisseur de la couche inférieure n'a pu être déterminée sur l'ensemble de l'arc, par contre, la sismique réfraction et les données gravimétriques ont permis de l'évaluer au niveau des îles de la Martinique et de Saint-Vincent où elle est respectivement de 30 et 35 kilomètres (Boynton et al., 1979).

La structure de la croûte de l'arc des Petites Antilles est similaire à celle de nombreux autres arcs, la présence de deux couches crustales principales est caractéristique des arcs insulaires. D'autre part, l'épaisseur importante de cette croûte au niveau des Petites Antilles (30-35 km) indique un caractère mature de cet arc.

b - La croûte dans les zones arrière et avant-arc

En arrière de l'arc, le bassin de Grenade a une croûte de type océanique épaissie (14 km), semblable à celle observée dans le bassin du Vénézuéla ; elle est recouverte par une épaisse couche de sédiments (> 6 km) provenant en majorité de l'arc insulaire des Petites Antilles.

La Ride d'Aves, dont l'épaisseur crustale atteint 35 kilomètres, est considérée comme un arc volcanique ancien, Crétacé supérieur-Eocène, éteint. En position avant-arc, vers le sud, le bassin de Tobago comprend une croûte d'origine probablement océanique composée essentiellement d'une couche de 12 kilomètres d'épaisseur où la vitesse moyenne de réfraction est de 7,0 km/s (Boynton et al., 1979). La croûte du bassin de Tobago s'épaissit vers l'ouest ; cet épaississement est en relation avec la formation de l'arc.

c - La croûte océanique subductée et les sédiments associés

Au large de l'arc des Petites Antilles, la croûte océanique atlantique et les sédiments susjacents sont hétérogènes. Cette hétérogénéité est de plusieurs types :

- * *L'âge de la croûte* - Au sud, la croûte est d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur, alors qu'au nord elle est d'âge crétacé supérieur (Westbrook et al., 1984) ;
- * *L'épaisseur de la couverture sédimentaire* - L'épaisseur des sédiments reposant sur les basaltes de la croûte océanique varie considérablement en liaison avec les apports terrigènes provenant de l'Amérique du Sud. Ainsi, l'épaisseur passe de 200 mètres, à 19°N, à plus de 7 kilomètres au sud de 11°N (Ewing et al., 1973 ; Peter & Westbrook, 1976) ;
- * *La nature de la couverture sédimentaire* - Les sédiments sont pélagiques dans le nord, tandis qu'au sud, la sédimentation est essentiellement turbiditique car elle est sous l'influence de la composante détritique de l'Orénoque (Westbrook et al., 1984) ;
- * *Le relief de la croûte* - La croûte océanique de l'Atlantique présente également des variations de relief correspondant à des successions de rides et de bassins associés à d'anciennes failles transformantes. La présence de ces rides et bassins entraîne une variation dans l'épaisseur

de la pile sédimentaire subductée (ou sous charriée, Westbrook *et al.*, 1984) qui se surimpose à la variation nord-sud précédemment décrite.

Les rides qui entrent en subduction sous l'arc des Petites Antilles sont celles de Barracuda et de Tiburon, situées au nord de la Martinique et celle de Sainte Lucie plus au sud. Leur trace sous l'arc peut être suivie à partir des données de sismique réfraction, de magnétisme et de gravimétrie ; les rides de Barracuda et de Tiburon passent respectivement sous les îles de Barbuda et de La Désirade (Fig. 3).

L'arrivée de ces rides asismiques au niveau de la zone de subduction a pu influencer l'évolution de l'arc des Petites Antilles entraînant en particulier des soulèvements des régions de l'arc sous lesquelles elles s'enfoncent (Maury *et al.*, sous presse) ou un blocage de la subduction (Bouysse & Guennoc, 1983). Cependant Moretti et Ngokwey (1985) pensent, au contraire, que la subduction des rides de Barracuda et de Tiburon n'entraînent pas de bouleversements majeurs dans l'évolution de l'arc des Petites Antilles.

I-2 - Evolution géologique

L'arc insulaire des Petites Antilles est classiquement considéré comme un double arc volcanique (Martin-Kaye, 1969 ; Fink, 1972) coalescent dans sa partie sud et divergent au nord de la Martinique. Il comprend :

- un arc externe, ancien, formé par la rangée d'îles les plus orientales (de Grenade à Sombrero) à dépôts volcaniques anté-miocènes recouverts parfois par des calcaires ;
- un arc interne, récent, situé à l'ouest du précédent qui s'étend depuis Grenade, au sud, jusqu'au Mont Noroît au nord (Bouysse *et al.*, 1985a).

Dans la littérature, les auteurs ont souvent distingué les îles affectées par le volcanisme récent ou actuel (Volcanic Caribbees) de celles qui ne le sont pas (Limestone Caribbees).

Il convient de rappeler les différentes périodes d'activité de l'arc avant de décrire les modèles d'évolution géodynamique proposés par les différents auteurs.

I-2.1 - LES DIFFERENTES PERIODES D'ACTIVITE

a - Le Mésozoïque : substratum de l'arc des Petites Antilles

Les affleurements de roches volcaniques et plutoniques d'âge mésozoïque

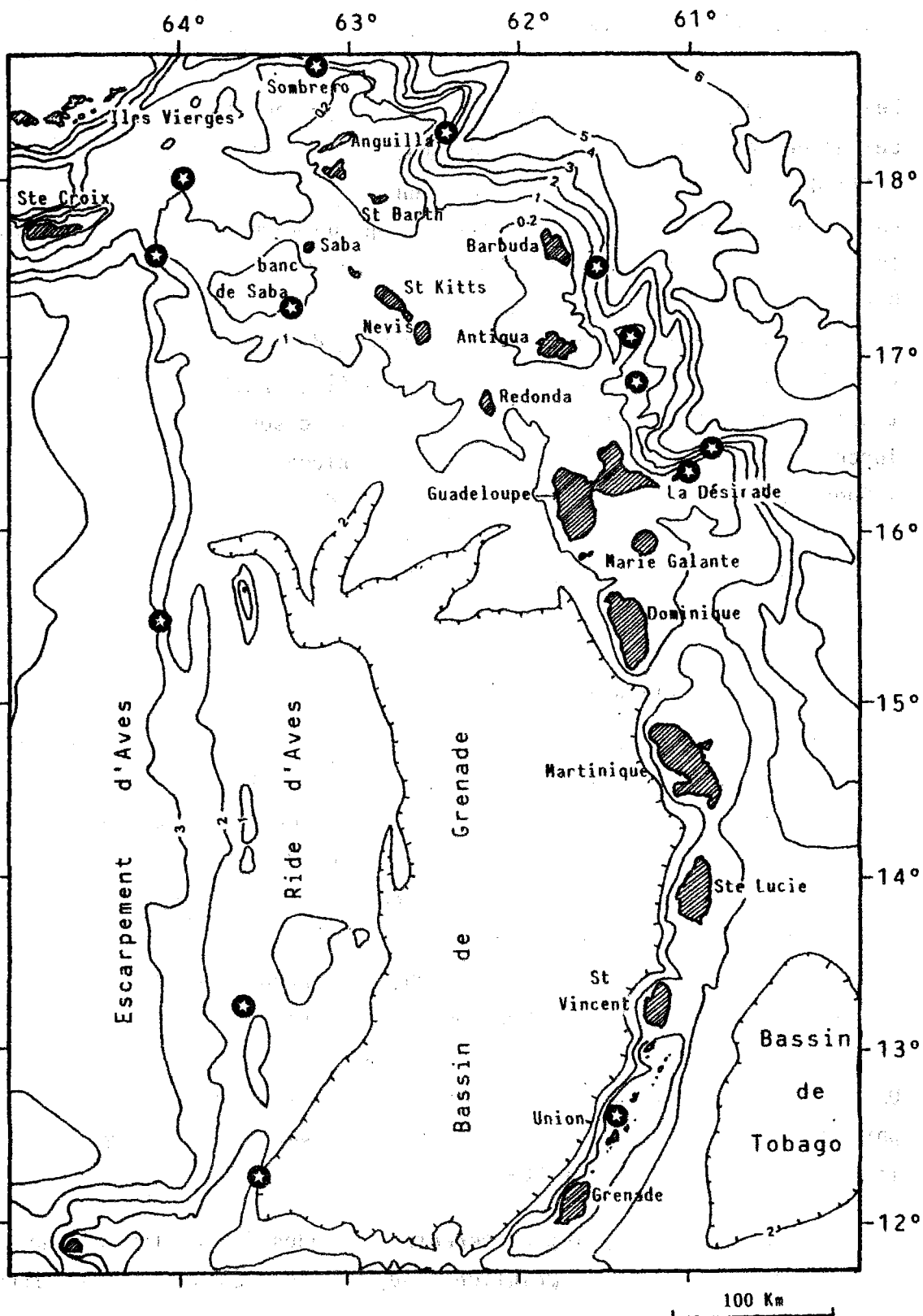


Figure 5 : Carte de répartition des roches volcaniques mésozoïques observées à l'affleurement ou draguées dans l'arc des Petites Antilles et sur la Ride d'Aves (données de Bouysse *et al.*, 1985)

Location map of the mesozoic volcanic rocks (outcrops or drudging) in the Lesser Antilles island arc and on Aves Ridge (data from Bouysse *et al.*, 1985)

dans le domaine caraïbe sont très bien connus dans toutes les Grandes Antilles jusqu'aux îles Vierges et Sainte Croix, ainsi qu'au sud de l'arc dans l'île de Tobago et dans les chaînes vénézuéliennes (Girard, 1981). Des roches d'âge mésozoïque ont également été trouvées dans différents endroits de l'arc des Petites Antilles (Fig. 5).

Tout d'abord, l'île de La Désirade (à l'est de la Guadeloupe) présente un substratum dont l'âge, souvent controversé par le passé, est cependant admis actuellement comme mésozoïque. Le complexe de base de l'île de La Désirade est en effet divisé en trois unités principales ; deux d'entre elles sont mésozoïques et ont fourni des âges radio-chronologiques et paléontologiques. L'unité inférieure, constituée d'intrusions de diorite quartzique associées à des coulées de laves rhyolitiques est datée à 145 ± 5 Ma., soit du Jurassique supérieur (Mattinson et al., 1980). L'unité intermédiaire comprenant des metabasaites en pillows et des dykes et coulées métadacitiques et métarhyolitiques a pu également être datée grâce aux interlits de chertz riches en radiolaires que l'on trouve entre les pillows ; l'âge obtenu est hauterivien-barrémien (Bouysse et al., 1983). Enfin, l'unité la plus récente est cénozoïque (37,6 Ma. : datation K-Ar, sur amphiboles rétro-morphosées d'une dacite, Westercamp, 1980 ; 18 ± 2 Ma. : datation K-Ar sur roche totale, Bouysse et al., 1983). Elle est constituée de metabasaites, de métaandésites, de métadacites et de diorites, et est représentée sous forme de dykes d'orientation est-ouest qui recoupent les deux unités antérieures.

La nature et l'origine de ce complexe de base ont donné lieu à de nombreuses discussions. Certains auteurs considèrent qu'il s'agit d'un complexe ophiolitique résultant de l'obduction de la croûte océanique atlantique sur la plaque caraïbe (Fox & Heezen, 1975 ; Mattinson et al., 1980) ; d'autres pensent que les produits de ce complexe de base ont été formés dans un contexte d'activité volcanique d'arc insulaire (Le Guen de Kerneizon et al., 1979 ; Bouysse et al., 1983). Ces auteurs interprètent donc le substratum de La Désirade comme un témoin d'un proto-arc insulaire anté-cénozoïque.

Dans le nord des Petites Antilles, des dragages effectués sur les rides, les seamounts et les talus ont ramené de nombreux échantillons d'âge mésozoïque (Bouysse et al., 1985b) (Fig. 5).

Il s'agit en particulier du banc de Saba (Sénonien), de l'escarpement de Sombrero et du flanc est du banc d'Anguilla (tuffs du Crétacé supérieur), du flanc est du banc de Barbuda (tuffs du Crétacé supérieur), de l'éperon de Falmouth (diorite quartzique probablement mésozoïque, d'après Andreieff et al., 1979) et enfin de l'escarpement de La Désirade.

Récemment, dans l'île d'Union dans Les Grenadines, des hyaloclastites, des marnes fossilifères et des calcaires silicifiés du Crétacé supérieur (Santonien-Campanien) ont été identifiés (Westercamp et al., 1985a et b). C'est la première fois que des terrains mésozoïques sont décrits dans la partie de l'arc des Petites Antilles située au sud de la Guadeloupe.

Enfin, à l'ouest de l'arc, notons également la présence d'un substratum mésozoïque au niveau de la Ride d'Aves. Celle-ci est actuellement presque totalement immergée et recouverte par une importante série sédimentaire. Le substratum volcanique n'y affleure donc que très rarement ; il est en outre très altéré et n'a donc pas donné d'âge radiochronologique significatif. L'affinité orogénique des laves y a cependant été mise en évidence (Richard, 1983 ; Bouysse et al., 1985b et c). L'étude des dépôts volcano-sédimentaires dragués à proximité de la ride a permis de placer l'activité de cet arc volcanique ancien entre le Turonien terminal - Sénonien basal et le Paléocène supérieur (Bouysse et al., 1985b et c).

En résumé, l'arc des Petites Antilles présente un substratum mésozoïque dont la nature rappelle souvent celui des Grandes Antilles et en particulier de Porto-Rico (Bouysse et al., 1985b). La découverte récente de roches crétacées, dans le sud de l'arc, indique la présence d'un substratum anté-cénozoïque, connu depuis longtemps au nord, sous l'ensemble de l'arc des Petites Antilles. Nous verrons que cette découverte a des implications très importantes sur les modèles d'évolution géologique de l'arc.

b - Du Cénozoïque à l'Actuel

* De l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur - C'est durant cette période que se forme l'arc ancien, externe, dont l'extension est très proche de celle de l'arc actuel, depuis Grenade au sud, jusqu'à Anguilla au nord (Fig. 6). Cet arc ancien est peut-être également représenté au niveau des îlots de Los Testigos et Los Frailes (situés entre Grenade et Margarita) où ont été décrits des granitoïdes intrusifs et des séries paléovolcaniques (Santamaria & Schubert, 1974) qui paraissent similaires aux

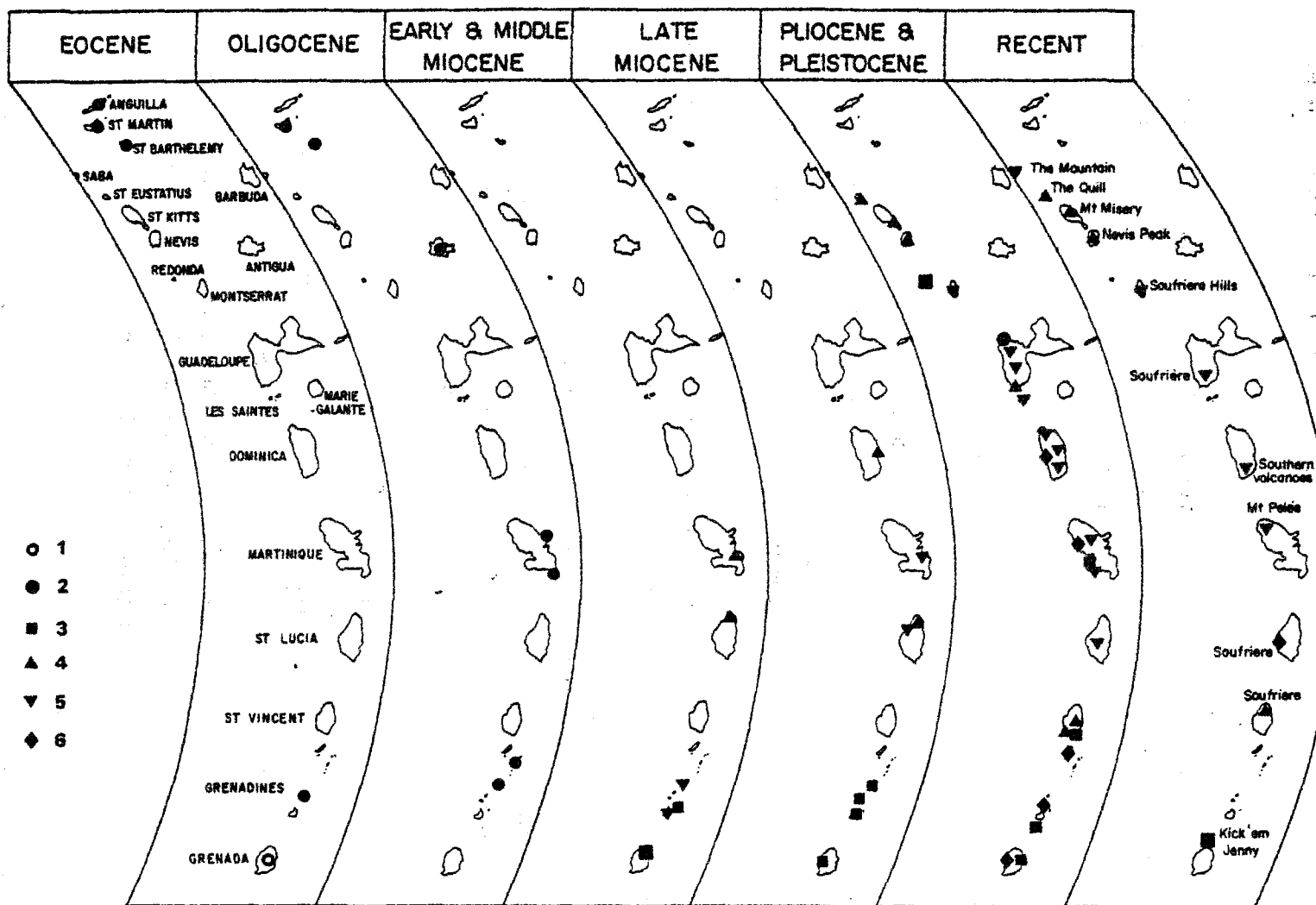


Figure 6 : Carte de répartition des roches volcaniques cénozoïques et quaternaires de l'arc des Petites Antilles (Maury et al., sous presse). 1- volcanisme d'affinité inconnue ; 2- volcanisme d'affinité orogénique ; 3- basaltes alcalins et subalcalins (riches en Mg) et roches associées ; 4- séries pauvres en K₂O ; 5- séries moyennement potassiques ; 6- séries riches en K₂O

Distribution map of the Cenozoic and Quaternary volcanic rocks from the Lesser Antilles island arc (after Maury et al., sous presse)

formations de l'arc ancien de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy (Westercamp & Andreieff, 1983). Des îles et des bancs sous-marins sont également associés à cet arc externe (Bouysse, 1979), en particulier les bancs Amérique et Dien Bien Phu qui assurent le relai entre La Martinique et Marie-Galante.

Les produits de cette période d'activité n'apparaissent pas toujours à l'affleurement dans le sud de l'arc. En effet, en raison de la superposition des deux arcs, dans cette zone, le volcanisme plus récent masque les produits plus anciens.

* *Du Miocène inférieur à l'Actuel* - Cette période correspond à la formation de l'arc récent interne, que l'on peut diviser en deux segments (Maury et al, sous presse) : un segment sud (de Grenade à La Dominique), siège d'une activité volcanique miocène, qui n'est pas observable dans le segment nord (Des Saintes à Saba) (Fig. 6) où le volcanisme n'apparaît qu'à partir de 5 Ma., au Pliocène (Bellon & Maury, 1983). L'activité quaternaire de l'arc s'étend de Grenade à Saba, cependant, les travaux de Bouysse et al. (1985a) montrent que l'extrémité submergée du nord de l'arc (de l'île de Saba au Mont Noroît) est probablement éteinte actuellement.

Entre ces deux périodes, pendant une durée d'environ 10 Ma. couvrant en partie l'Oligocène terminal et le Miocène basal, il existe un hiatus de l'activité volcanique clairement mis en évidence au niveau des Grenadines et de la Martinique (Westercamp et al., 1985b).

I-2.2 - MODELES D'EVOLUTION DE L'ARC

a - *Modèle antérieur à la découverte d'un substratum crétacé au sud de la Guadeloupe*

Dans toute la partie nord de l'arc des Petites Antilles, l'existence de roches mésozoïques identiques à celles des Grandes Antilles et de la Ride d'Aves implique que tout cet ensemble a constitué un arc volcanique actif anté-cénozoïque.

Bouysse (1979,1984) suggère, qu'avant l'Eocène, le plan de subduction de la plaque atlantique sous la plaque caraïbe était coupé par une faille transformante qui le décalait vers l'ouest au niveau du sud de la Guadeloupe (Fig. 7B). Ce décalage aurait entraîné la formation simultanée de

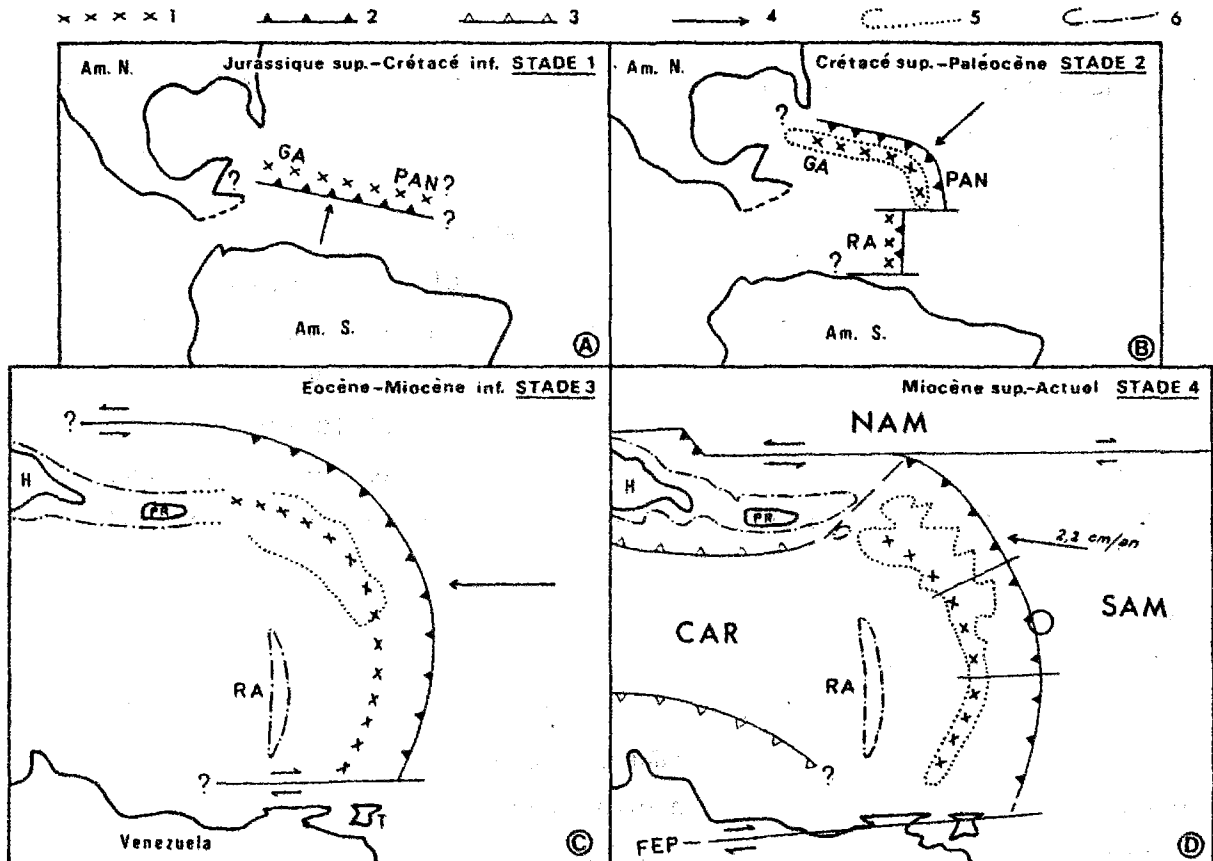


Figure 7 : Modèle d'évolution de l'Arc des Petites Antilles, depuis le Mésozoïque jusqu'à l'Actuel (d'après Bouysse, 1984)

1- ligne volcanique d'arc insulaire ; 2- zone de subduction ;
 3- début de subduction, fosse de Los Muertos et pied de la ride de Curaçao ; 4- sens général de la subduction ; 5- enveloppe d'arc insulaire en activité ; 6- enveloppe d'arc insulaire inactif ;
 GA - Grandes Antilles ; PAN - Petites Antilles du Nord ; RA - Ride d'Aves ; FEP - faille d'El Pilar ; CAR, NAM, SAM - plaques Caraïbes, Amérique du Nord, Amérique du Sud ; H - Hispaniola ; PR - Porto-Rico ; T - Trinidad.

Evolutionary scenario proposed for the Lesser Antilles island arc from Mesozoic to Present (after Bouysse, 1984)

la Ride d'Aves et du nord de l'arc des Petites Antilles dans la position qu'ils occupent actuellement.

C'est seulement à partir de l'Eocène que commence à s'édifier la partie sud de l'arc des Petites Antilles, après un saut de la subduction vers l'est et donc un arrêt du volcanisme au niveau de la Ride d'Aves (Fig. 7C). Ce saut de subduction entraîne la formation du bassin de Grenade en piégeant de la croûte océanique entre la Ride d'Aves et le sud de l'arc des Petites Antilles. C'est pendant cette période que se forme l'arc ancien, superposé, dans sa partie nord, aux dépôts volcaniques d'âge mésozoïque.

Enfin, un dernier stade, débutant au Miocène inférieur, se traduit par un saut vers l'ouest de l'arc volcanique, au nord de la Martinique. Au sud, de Grenade à Sainte-Lucie, le schéma du stade précédent reste inchangé. De plus, au centre de l'arc, l'axe volcanique migre également légèrement vers l'ouest formant à ce niveau un arc dit intermédiaire mis en évidence en Martinique (Westercamp, 1979 ; Westercamp & Tazieff, 1980). A cette époque, l'arc fonctionne en trois segments séparés par des zones de fractures transversales (Fig. 7D).

Le saut du magmatisme vers l'ouest, dans la partie nord de l'arc a pu être induit par l'arrivée de la Ride de Barracuda dans la zone de subduction. Celle-ci, par différence de densité et flottabilité, peut entraîner une diminution de l'angle de subduction et donc un arrêt momentané du volcanisme (= hiatus oligocène terminal - miocène basal ?) jusqu'à ce que la plaque plongeante atteigne à nouveau une profondeur suffisante sous l'arc (Bouysse, 1984). L'effet de la subduction de cette ride est moindre dans le segment central de l'arc et nul dans la partie sud.

Ce modèle qui intègre l'ensemble des données disponibles sur l'arc des Petites Antilles, n'explique cependant pas l'existence d'une croûte identique sous tout l'ensemble de l'arc (Westbrook *et al.*, 1984), ni le fait qu'au sud, dans les Antilles vénézuéliennes, à Los Frailes et Los Testigos, il existe des roches plutoniques d'âge anté-éocène (Santa-Maria & Schubert, 1974).

La valeur de ce modèle a été remise en question depuis la découverte récente d'un volcanisme mésozoïque dans les Grenadines.

b - Implications de la découverte de terrains crétacés dans l'île d'Union (Grenadines)

Ces implications portent essentiellement sur l'origine de la Ride d'Aves et du bassin de Grenade. L'existence de roches mésozoïques dans le sud de l'archipel implique que la totalité du substratum de l'arc des Petites Antilles ainsi que la Ride d'Aves appartenaient à un même arc insulaire crétacé supérieur à paléocène prolongé par les Grandes Antilles au nord et par les Petites Antilles vénézuéliennes et néerlandaises au sud (Bouysse et al., 1985c ; Westercamp et al., 1985b).

Le bassin de Grenade ne correspond alors plus à un bassin piégé par un saut de subduction, il serait plutôt un ancien bassin marginal actif, d'origine extensive, mis en place selon le modèle de Karig (1972). La Ride d'Aves se serait séparée de l'arc, lors de cette ouverture. Ce modèle est maintenant en accord avec celui proposé par Westbrook et al. (1984).

D'autre part, cette découverte permet également un découpage plus précis de l'activité volcanique de l'arc des Petites Antilles (Westercamp et al., 1985b) avec notamment, du Mésozoïque au Paléocène, la formation d'un proto-arc, au sein d'un ensemble plus vaste comprenant les Grandes Antilles (depuis Cuba) et les Petites Antilles méridionales.

I-3 - Nature du volcanisme

Nous traiterons ici du volcanisme néogène à quaternaire de l'arc qui a donné lieu à de nombreuses études ; celui du Paléogène étant moins bien connu n'apporte guère d'informations supplémentaires.

I-3.1 - PETROGRAPHIE

Les roches volcaniques de l'arc des Petites Antilles sont d'une façon générale très porphyriques, à phénocristaux de plagioclase, olivine, augite, hypersthène et amphibole, les plagioclases étant la phase dominante. La teneur en SiO_2 des roches varie de 43 à 71 % sur l'ensemble de l'arc. Les andésites acides ($57 < \text{SiO}_2 < 63$ %) sont les termes dominants (Fig. 8), les basaltes ($\text{SiO}_2 < 53$ %) et les andésites basiques ($53 < \text{SiO}_2 < 57$ %) sont plus abondants dans le sud de l'arc, au sud de Sainte-Lucie (Tomblin, 1975), tandis que dacites ($63 < \text{SiO}_2 < 68$ %) et rhyolites ($\text{SiO}_2 > 68$ %) se trouvent plus fréquemment dans les îles du cen-

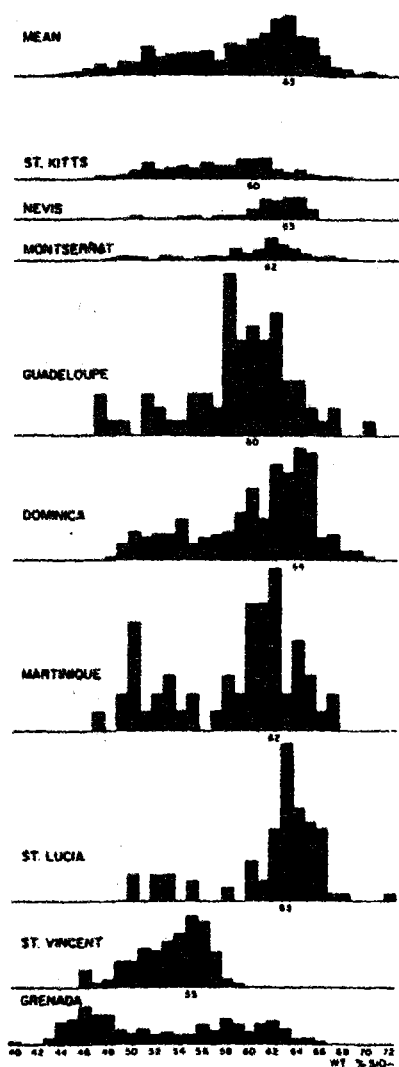


Figure 8 : Histogrammes de distribution des teneurs en silice des roches volcaniques (1 200 analyses) de l'arc des Petites Antilles. La surface de l'histogramme est proportionnelle à celle de l'île considérée (d'après Tomblin, 1975)

Histograms showing silica distribution in the Lesser Antilles (1 200 analysis). The area of each histogram is proportional to the area of the island represented (after Tomblin, 1975)

tre. D'une manière générale, les rhyolites sont très peu représentées (Ste Lucie, Basse-Terre, St Eustache) et les séries complètes, des basaltes jusqu'aux rhyolites sont rares.

Les édifices volcaniques de l'arc des Petites Antilles ont été souvent divisés en différents groupes en fonction de la nature pétrographique des laves qui les composent (Hawkesworth & Powell, 1980 ; Rea & Baker, 1980 ; Rea, 1982 ; Donnelly *et al.*, sous presse). On peut en effet distinguer :

- des volcans à basaltes et andésites (Soufrière, St Vincent ; Mt Misery, St Kitts ; Foundland, Dominique) ;
- des volcans essentiellement andésitiques (Montagne Pelée, Martinique ; Soufrière, Guadeloupe) ;
- et des volcans essentiellement dacitiques (Soufrière, Ste Lucie ; Pitons du Carbet, Martinique).

D'autre part, l'arc des Petites Antilles se caractérise aussi par la présence de xénolites plutoniques basiques associés aux dépôts volcaniques. Ces xénolites que l'on trouve dans la grande majorité des îles (Wills, 1974) sont plus abondants dans les centres volcaniques à basaltes et andésites.

I-3.2 - AFFINITE MAGMATIQUE

D'un point de vue général, la dominance des andésites acides, les faibles teneurs en TiO_2 ($< 1,2 \%$), en Ni et en Cr, et les teneurs élevées en CaO et Al_2O_3 démontrent le caractère typiquement orogénique des roches de l'arc des Petites Antilles.

Dans le détail, il apparaît des complexités qui, au cours de ces dernières années, ont donné lieu à de nombreuses classifications. Tout d'abord, les travaux de Sigurdsson et al. (1973) et ceux d'Arculus (1976, 1978) ont mis en évidence l'existence de roches sous-saturées de type basaltes alcalins dans l'île de Grenade au sud de l'arc des Petites Antilles. Ce type de roches avait déjà été signalé par Lacroix (1904).

Puis, Brown et al. (1977), en se basant sur des moyennes d'analyses chimiques obtenues île par île, ont considéré qu'il y avait un changement progressif le long de l'arc, depuis des séries de type calco-alcalin au nord, jusqu'à des séries alcalines au sud, au niveau de Grenade. Mais il apparaît que les moyennes, ainsi obtenues île par île, n'ont guère de significations géologiques en raison des variations pétrologiques observées au cours du temps, et d'un édifice volcanique à l'autre sur une même île (Rea & Baker, 1980 ; Smith et al., 1980 ; Maury & Westercamp, 1985). Donnelly et al (sous presse) considèrent cependant qu'il n'existe pas, dans l'arc, de roches ayant toutes les caractéristiques des tholeiites d'arc insulaire définies par Jakes et White (1972) et que l'on peut estimer que l'ensemble des roches de l'arc insulaire des Petites Antilles est en fait d'affinité calco-alcaline au sens large à tendance parfois alcaline ou tholéiitique d'arc. Les travaux récents de Escalant, Coulon et Westercamp semblent cependant prouver l'existence de tholeiites d'arc en Martinique.

Dans leurs travaux récents, Maury et Westercamp (1985) proposent une subdivision des roches volcaniques de l'arc, en quatre ensembles :

- les basaltes magnésiens ($MgO > 8\%$, $Cr > 200$ ppm et $Ni > 100$ ppm) à affinité alcaline ou subalcaline de Grenade et des Grenadines, du sud de

- Saint-Vincent, de la Martinique (Ilet à Ramiers) et de Redonda ;
- les séries faiblement potassiques ($K_2O < 0,5 \%$ pour $SiO_2 = 50\%$) localisées essentiellement dans le nord de l'arc (St Kitts, St Eustache), à Saint-Vincent et dans les séries miocènes de la Martinique et de Sainte-Lucie. Elles présentent des affinités de tholeiites d'arc : teneurs faibles en éléments incompatibles, spectres de répartition des terres rares relativement plats, rapport FeO^*/MgO élevés et croissance de Fe et Ti en début d'évolution ;
 - les séries moyennement potassiques ($0,5 < K_2O < 0,9\%$ pour $SiO_2 = 50\%$) que l'on trouve dans la partie centrale de l'arc (Montserrat ; Grande Terre de Guadeloupe ; Dominique ; Montagne Pelée, Martinique) ; ces séries sont plus riches en éléments incompatibles ;
 - enfin, les séries potassiques ($K_2O > 0,9\%$ pour $SiO_2 = 50\%$) du sud et du centre de l'arc (Grenade , Grenadines, Soufrière de Ste Lucie, Pitons du Carbet en Martinique) qui sont beaucoup plus riches en éléments incompatibles, dont les spectres de terres rares montrent des enrichissements importants en terres rares légères et dont les rapports isotopiques du strontium sont nettement plus élevés que dans les autres séries (Fig. 9).

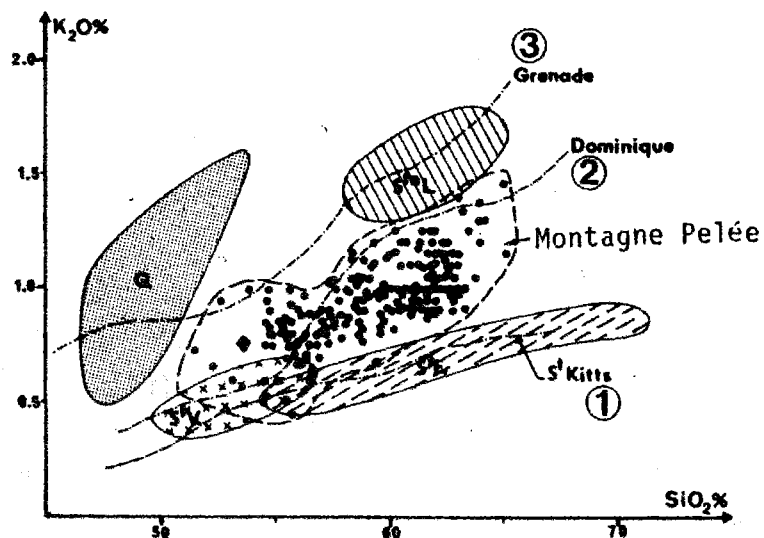


Figure 9 : Teneur en K_2O des séries de l'arc des Petites Antilles. 1- séries peu potassiques ; 2- séries moyennement potassiques ; 3- séries potassiques (Fichaut *et al.*, 1985)

*K₂O contents of the volcanic series from the Lesser Antilles island arc (Fichaut *et al.*, 1985)*
 1- low K series ; 2- medium K series ; 3- High K series

Soulignons toutefois que ces termes de "série faiblement potassique" ou de "série potassique" sont appliqués ici de façon relative, et que les roches de l'arc insulaire des Petites Antilles sont pauvres en K_2O en comparaison avec les produits des autres arcs insulaires (Brown et al., 1977).

I-3.3 - MODELE DE GENESE DES MAGMAS DIFFERENCIES

Différents processus pétrogénétiques ont été invoqués pour expliquer la genèse des magmas de l'arc des Petites Antilles.

a - La cristallisation fractionnée

C'est le processus considéré comme ayant joué un rôle majeur lors de la genèse des magmas de l'arc. Il se marque par un enrichissement important en SiO_2 , accompagné d'une augmentation relativement faible de la teneur en fer au cours de l'évolution. La majorité des séries des Petites Antilles a évolué par fractionnement de plagioclase + olivine + pyroxène + amphibole + titanomagnétite. Ce processus de cristallisation fractionnée est mis en évidence par la présence de nombreux cumulats sur la plupart des îles de l'arc.

b - Le mélange magmatique

La présence de ponces et de laves rubanées ainsi que l'existence d'enclaves de roches basiques dans des hôtes plus acides sont relatées par de nombreux auteurs dans la plupart des volcans de l'arc des Petites Antilles. Elles constituent des arguments en faveur d'un processus de mélange magmatique intervenant dans la genèse des magmas. Ce processus peut être à l'origine du déclenchement des éruptions pyroclastiques explosives qui dominent dans l'arc.

c - La contamination

Les sources de contamination possibles sont les sédiments de la croûte océanique subductée et les produits du manteau et de la croûte traversés par le magma lors de sa remontée vers la surface.

Des enclaves métasédimentaires ont été décrites, notamment dans les dépôts de l'éruption de 1902 à la Soufrière de Saint-Vincent (Devine & Sigurdsson, 1980) mais elles ne semblent pas avoir eu d'influence sur la composition des magmas émis. D'autres enclaves métamorphiques d'origine volcanique de

L'île de Sainte-Lucie semble au contraire, par métamorphisme de contact et métagénèse, avoir entraîné une légère transformation des dacites et des andésites préexistantes (Le Guen de Kerneizon et al., 1981).

D'autre part, Thirlwall et Graham (1984) indiquent la possibilité d'une contamination intracrustale au niveau de l'île de Grenade. Les travaux récents, portant sur les isotopes de Sr, Nd, Pb et Hf, apportent des arguments en faveur d'une participation des sédiments subductés dans la genèse des magmas des Petites Antilles (Hawkesworth et al., 1979 ; Davidson, 1983, 1984, 1985 ; White & Patchett, 1984 ; White et al., 1984 ; Dupré et al., 1985).

I-3.4 - VARIATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES

Des variations dans l'espace du volcanisme ont été constatées par de nombreux auteurs, en particulier une augmentation de la teneur en K₂O et en éléments incompatibles du nord vers le sud de l'arc (Brown et al., 1977 ; Rea, 1982) et également une nette variation isotopique correspondant à une augmentation du rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr du nord vers le sud. Ces variations isotopiques de Sr se corrélaient positivement avec celles de Pb et négativement avec celles de Nd (Dupré et al., 1985).

Par ailleurs, ces auteurs constatent que les sédiments océaniques atlantiques ont des teneurs en isotopes radiogéniques qui augmentent vers le sud en liaison avec l'influence des apports continentaux de l'Orénoque. Ils corrélaient ces variations avec celles observées au niveau de l'arc des Petites Antilles. Ainsi, pour Dupré et al. (1985), ces résultats démontrent que les sédiments subductés contribuent à la genèse du volcanisme de l'arc des Petites Antilles. Cette hypothèse s'accorde avec le fait que l'épaisseur des sédiments de la croûte océanique augmente considérablement vers le sud et avec l'existence de sous-charriage de sédiments sous le prisme d'accrétion de la Barbade (Westbrook et al., 1984).

Il semble donc que ces variations spatiales du volcanisme puissent être corrélées avec le cadre géodynamique de l'arc des Petites Antilles. Ainsi, l'existence des rides atlantiques qui entrent en subduction, la variation de l'âge de la croûte océanique et le découpage de l'arc en blocs limités par des failles NW-SE (Westercamp, 1979) sont d'autres éléments qui pourraient également influencer la nature du volcanisme tout au long de l'arc. Aux variations spatiales décrites précédemment se superposent des varia-

tions au cours du temps durant une longue activité volcanique dans un secteur donné (Maury & Westercamp, 1985).

Enfin, les basaltes magnésiens à affinités alcalines ou subalcalines du sud de l'arc des Petites Antilles ont apparemment une répartition spatiale et chronologique indépendante de celles des autres séries de l'arc. Leur mise en place semble contrôlée par des fractures transverses à l'arc, celles-ci étant peut-être plus nombreuses dans le sud des Petites Antilles.

Cette synthèse des diverses données actuellement disponibles sur l'arc des Petites Antilles nous a montré sa complexité tant du point de vue de la géodynamique que de celui du volcanisme et de la pétrogenèse. Dans les paragraphes suivants nous allons replacer l'île de la Martinique et la Montagne Pelée dans le contexte de cet arc.

II - LA MARTINIQUE

II-1 - Généralités

Avec ses 1080 kilomètres carrés (65 km de long sur 30 km dans la plus grande largeur), cette île située au centre de l'archipel (14°40N, 61°W) entre la Dominique, au nord, et Sainte-Lucie au sud (Fig. 1B), est la plus grande de l'arc des Petites Antilles.

D'un point de vue morphologique, trois régions peuvent y être distinguées :

- au nord, l'île est très montagneuse et comprend les Pitons du Carbet (1070 à 1196 m) et la Montagne Pelée (1397 m) qui sont les points culminants de la Martinique ;
- au sud et à l'est, le paysage consiste en un ensemble de mornes (= collines) aux formes plus ou moins arrondies dont les principaux sont le Morne Jacob, le Morne Larcher et la Montagne du Vauclin ;
- au centre ouest, entre ces deux zones, s'étend la dépression du Lamentin, seule plaine de l'île.

Ce découpage morphologique du relief et du paysage entraîne une différence de climat et en particulier de précipitations entre le nord et le sud de l'île : ainsi, la végétation fournie et luxuriante des flancs très arrosés de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet contraste-t-elle avec les paysages beaucoup plus arides du sud de l'île.

A la suite des travaux de Lacroix (1904) qui dressait une esquisse géologique de l'île de la Martinique, Giraud (1918) a également étudié la géologie de l'île dans son ensemble. Puis, les travaux de Grunevald (1961, 1965) ont abouti à la publication de la première carte géologique à 1/50 000^e de la Martinique. Depuis, de nombreux auteurs ont consacré leurs études à l'île de la Martinique, nous donnerons ici un aperçu synthétique de l'état actuel des connaissances.

II-2 - Le volcanisme

La Martinique est, avec Grenade, l'île qui a enregistré l'histoire géologique la plus complète de l'archipel des Petites Antilles ; les terrains volcaniques qui la constituent couvrent, en effet, une période allant de l'Oligocène à l'Actuel.

Les travaux de Westercamp (1972,1976,1979) et de Westercamp et Tazieff (1980) portant sur la géologie et le volcanisme complétés par de nombreuses datations chronométriques obtenues sur les roches volcaniques et sur les calcaires associés (Bellon et al., 1974 ; Andreieff et al., 1976 ; Nagle et al., 1976) ont permis de dresser des subdivisions volcanostratigraphiques précises et de reconstituer l'histoire géologique de la Martinique.

II-2.1 - LES DIFFERENTES PHASES VOLCANIQUES

L'édification de la Martinique résulte d'une succession de phases volcaniques, localisées, selon les époques, dans différents secteurs de l'île. De plus, au Cénozoïque, des phases de sédimentation calcaire alternent avec l'activité volcanique ; les terrains calcaires - anciens récifs et leurs produits de démantèlement - ne représentent toutefois, en volume, que 5 % des roches de la Martinique.

L'intérêt particulier de cette île réside dans le fait qu'ici se séparent les arcs ancien et récent (cf. § I-2). Westercamp (1979) avait introduit la notion d'arc intermédiaire pour rendre compte de l'activité volcanique miocène de la Martinique et des îles voisines ; cet arc intermédiaire constituait le trait d'union entre l'activité de l'arc ancien anté-miocène et celle de l'arc récent post-miocène. Dans leurs travaux récents, Westercamp et al. (1985b) considèrent que cette notion n'a pas de justifications structurales et qu'elle doit donc être abandonnée, les terrains d'âge miocène étant maintenant attribués à l'arc récent.

Au niveau de la Martinique, les terrains les plus anciens affleurent dans les péninsules de Sainte-Anne (au sud-est) et de la Caravelle (à l'est) (Fig. 10). Ces formations volcaniques, mises en place en milieu subaérien, sont recouvertes respectivement par des calcaires du Miocène inférieur basal (Aquitarien) et de l'Oligocène supérieur qui marquent la fin de l'activité de l'arc ancien (Westercamp et al., 1985c). La présence de dykes y permet de définir une tectonique conjuguée N-S et E-W pendant cette époque anté-miocène.

Pendant le Miocène moyen et supérieur, l'activité volcanique se déplace vers l'ouest de l'île. Il s'agit essentiellement d'une activité sous-marine avec à l'est formation de la chaîne Vauclin-Pitault (entre 16 et 12 Ma.) et plus à l'ouest, dans la presqu'île des Trois-Ilets, une activité

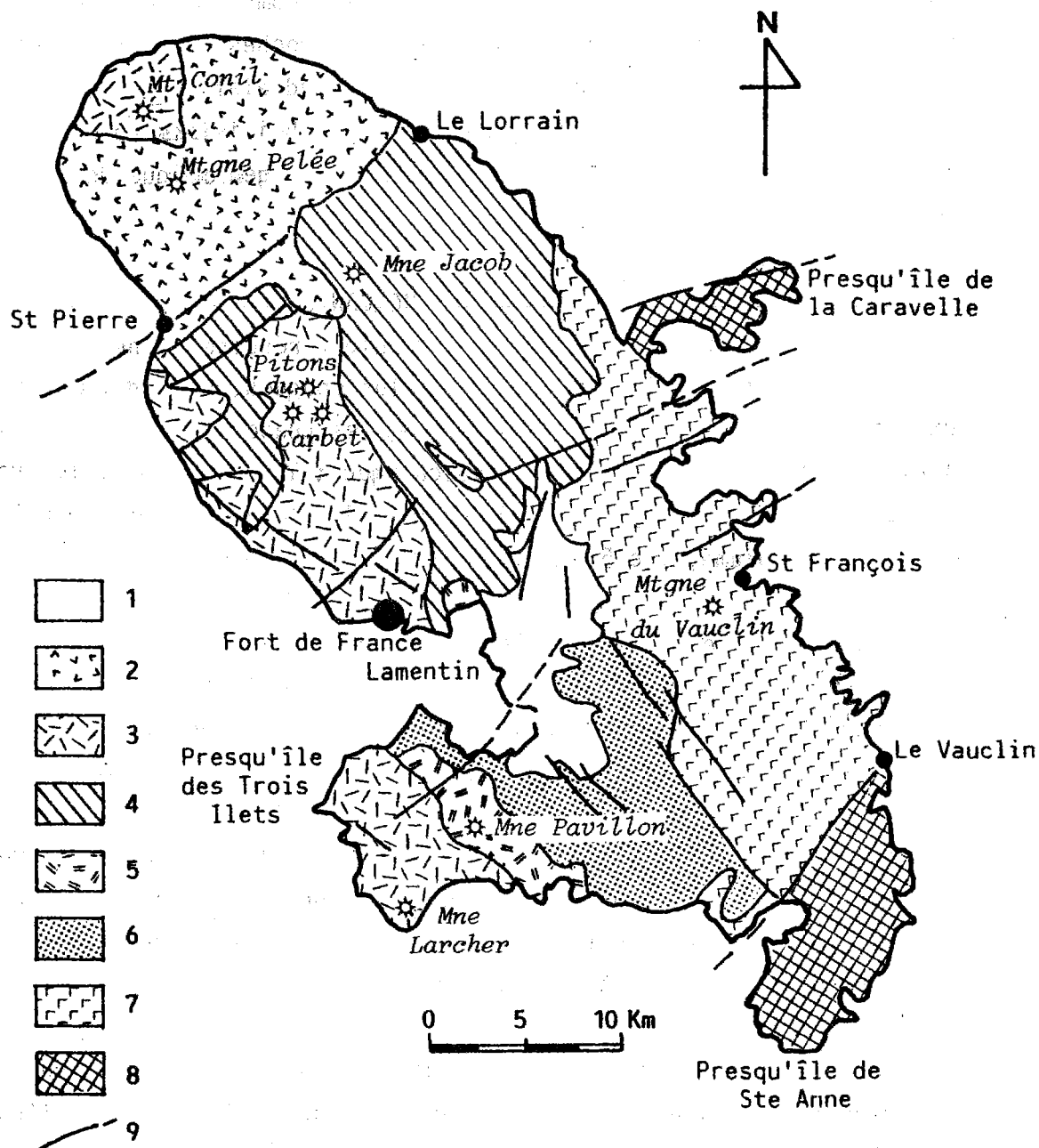


Figure 10 : Carte géologique schématique de la Martinique (d'après Bouysse et al., sous presse, légèrement modifiée)

- 1- plaine alluviale du Lamentin ;
- 2- volcanisme récent de la Montagne Pelée ;
- 3- volcanisme pliocène terminal - pleistocène ;
- 4- volcanisme du Morne Jacob ;
- 5- volcanisme du Morne Pavillon (8 à 6,5 Ma.) ;
- 6- volcanisme du Morne Ducos (12-9 Ma.) ;
- 7- volcanisme sous-marin du Vauclin-Pitault (16-12 Ma.) ;
- 8- volcanisme de l'arc ancien ;
- 9- failles

Geological schematic map of Martinique (after Bouysse et al., in press, slightly modified)

subaérienne formant les Mornes Ducos (entre 12 et 9 Ma.) et Pavillon (entre 8 et 6,5 Ma.) (Fig. 10). Ces phases volcaniques sont séparées par des périodes de sédimentation récifale et pararécifale, depuis le Miocène basal terminal jusqu'au Miocène supérieur basal. Cet épisode se caractérise d'autre part, par une activité tectonique qui aboutit à l'apparition de failles conjuguées NW-SE et NE-SW.

Puis, à partir du Pliocène, se produit un nouveau saut du volcanisme vers le nord-est. Cette activité débute, il y a 5 Ma., par un volcanisme sous-marin basaltique essentiellement effusif formant le Morne Jacob, puis par le volcanisme aérien, essentiellement dacitique et explosif des Pitons du Carbet (entre 2 et 0,8 Ma.). Pendant cette même période, plus au sud, dans la presqu'île des Trois-Ilets, le front volcanique se déplace vers l'ouest et se forme toute une série de petits volcans à dynamisme et pétrographie variés jusqu'à 0,6 Ma. Le dernier stade de cette période débute vers 1 Ma., au nord de l'île, par la formation du Mont-Conil (de 1 à 0,4 Ma.) puis de la Montagne Pelée dont l'édification commence entre 0,4 et 0,2 Ma.

D'un point de vue tectonique, cette phase volcanique est associée à un style semblable à celui de l'arc ancien, mais les fissures héritées de la période miocène continuent à être prépondérantes.

La plaine du Lamentin, dont l'origine remonte au Miocène supérieur, demeure au Quaternaire récent une zone tectonique vivante qui coupe la Martinique en deux.

De nos jours, l'activité volcanique est restreinte à la Montagne Pelée, volcan devenu tristement célèbre depuis l'éruption catastrophique du 8 mai 1902 qui détruisit la ville de Saint-Pierre et tua ses 30 000 habitants.

Des activités hydrothermales et fumeroliennes ont souvent succédé aux épisodes volcaniques et ont permis l'apparition de nombreux minéraux hydrothermaux (Westercamp & Tazieff, 1980 ; Westercamp, 1980). Actuellement, les seuls phénomènes hydrothermaux qui se produisent en Martinique sont le jaillissement de sources d'eaux minéralisées chaudes ou froides qui sont notamment celles du Lamentin, de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet.

II-2.2 - NATURE DU VOLCANISME

Les études de Westercamp (1972,1976), de Clocchiatti et Westercamp (1974), de Gunn et al. (1974) et de Pelletier (1976) portant sur

le volcanisme de l'ensemble de l'île ou de certains volcans ont apporté les premières descriptions pétrographiques et géochimiques des produits volcaniques de l'ensemble de la Martinique. Ces travaux montrent la complexité et la variété pétrographiques de l'île de la Martinique en relation avec les nombreux volcans qui la constituent.

Nous nous attacherons, ici, simplement à décrire les affinités magmatiques des différents centres volcaniques de la Martinique à partir des travaux récents de Westercamp et Tazieff (1980), d'Escalant (1983) et d'Escalant et al. (1985).

Les produits de l'arc ancien anté-miocène (Ste Anne, Caravelle) constituent une série allant des basaltes aux rhyolites et ont des caractères de tholeiites d'arc.

Puis, les produits mis en place pendant le Miocène moyen (Vauclin-Pitault) montrent des caractéristiques minéralogiques de type tholeiite d'arc avec cependant des compositions chimiques indiquant une évolution vers le calco-alcalin, cette tendance calco-alcaline s'affirme au Miocène supérieur (Ducos-Pavillon).

Enfin, depuis le Pliocène, le volcanisme calco-alcalin est dominant et s'exprime pleinement avec la naissance des deux grands stratovolcans calco-alcalins du nord de l'île (Mt Conil et Montagne Pelée).

En conclusion, nous soulignerons que ces différentes études ont mis en évidence une migration dans l'espace et dans le temps du volcanisme de la Martinique, accompagnée d'une évolution de la composition chimique. En effet, nous avons vu que l'édification de la Martinique se fait par compartiments étroits (10 à 20 km de large) qui se succèdent dans l'espace et dans le temps et qui fonctionnent pendant une durée relativement courte (< 10 Ma.), la nature des produits évoluant toujours dans le même sens au cours du temps. Ces variations sont à mettre en relation avec les caractéristiques de la subduction sous l'île de la Martinique (migration du volcanisme) ainsi qu'avec l'âge des terrains (variations de la composition chimique).

II-2.3 - GENESE DES MAGMAS

On retrouve, au niveau de l'île de la Martinique, la même complexité que pour l'arc des Petites Antilles. De nombreux auteurs ont montré que le processus de cristallisation fractionnée intervient dans la genèse des magmas de la Martinique (Pelletier, 1976 ; Westercamp & Mervoyer, 1976 ; ...). De même, le mélange magmatique est à l'origine de nombreux produits volcaniques de la Martinique (Gourgaud, 1985 ; Maury et al., 1985 ; Coulon et al., 1984).

Enfin, des études portant sur la distribution des terres rares, sur les éléments incompatibles et sur les compositions isotopiques des laves de la Martinique (Davidson, 1983, 1984 et sous presse) ont montré l'existence d'une contamination des magmas primaires par des sédiments subductés ou par les fluides qui en dérivent. Les rapports isotopiques du strontium et du plomb des laves du Miocène supérieur de la Martinique sont en effet les plus élevés jamais rencontrés dans les arcs insulaires. De plus, l'analyse des isotopes de l'oxygène indique que les teneurs en $\delta^{18}O$ ne peuvent s'expliquer uniquement par la transformation des sédiments subductés et qu'il faut faire intervenir une contamination des magmas ascendants par les sédiments terrigènes intercalés dans la croûte de l'arc (Davidson, sous presse).

Les données obtenues sur les autres îles des Petites Antilles suggèrent que l'incorporation de sédiments subductés est variable le long de l'arc et qu'elle atteint un maximum au niveau de la Martinique (Davidson, 1983) et de Sainte-Lucie (White et al., 1984 ; Dupré et al., 1985).

CONCLUSIONS

Au terme de la présentation du cadre géodynamique au sein duquel se situe la Montagne Pelée, on retiendra les faits essentiels suivants :

* *L'arc des Petites Antilles présente une complexité géodynamique et pétrographique marquée par des variations tout au long de l'arc, qui sont :*

- le changement de la direction de la subduction au centre de l'arc ;
- la double dissymétrie croisée observée au niveau de la bathymétrie ;

- l'hétérogénéité de la croûte atlantique qui entre en subduction sous l'arc ;
- des variations spatiales et temporelles de la composition des produits volcaniques.

* *L'évolution géologique de l'arc se caractérise par :*

- la formation d'un proto-arc du Mésozoïque au Paléocène ;
- l'édification de l'arc ancien, à l'est, de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur ;
- un hiatus de l'activité volcanique de l'Oligocène terminal au Miocène basal ;
- la formation de l'arc récent, à l'ouest, du Miocène inférieur à l'Actuel.

* *L'île de la Martinique, située au centre de l'arc est l'une de celles qui a enregistré l'histoire géologique la plus complète de l'archipel des Petites Antilles. Sa géologie se caractérise par une grande variété des types pétrographiques et par une variation spatiale et temporelle du magmatisme marquée par le passage d'un volcanisme à affinité de type tholeiite d'arc à un volcanisme à affinité typiquement calco-alcaline, associé à une migration vers l'ouest puis le nord de ce volcanisme.*

III - LA MONTAGNE PELEE

III-1 - Géographie - Morphologie

Située à l'extrémité nord de la Martinique (Fig. 10), la Montagne Pelée, point culminant de l'île (1397 m) est un grand stratovolcan qui couvre environ 120 kilomètres carrés, soit 1/8 de la surface totale de l'île. Ses flancs sont inclinés selon une pente moyenne de 10 à 12° de part et d'autre d'une zone d'émission marquée dans la topographie actuelle par les dômes des éruptions de 1902 et 1929. Son diamètre de base varie entre 12 et 15 kilomètres. Le flanc ouest du volcan plonge jusqu'à une profondeur de 200 mètres dans la mer des Caraïbes où les fonds sous-marins s'enfoncent jusqu'à - 2000 mètres très rapidement (en moins de 20 km). Au contraire, le flanc est, côté atlantique, est bordé par une plateforme sous-marine profonde de seulement 65 mètres environ.

Le Massif de la Montagne Pelée est très accidenté et constitué par de nombreuses arêtes séparées par de profonds ravins ; il repose sur des formations d'édifices plus anciens : au nord le Mont Conil, au sud le Morne Jacob. Une vingtaine de rivières coulent sur les flancs de la Montagne Pelée ; elles rayonnent depuis le cratère central et entaillent profondément les formations meubles du volcan. La plupart d'entre elles sont très encaissées dans leur cours supérieur et moyen formant de véritables barrancos qui arrivent parfois jusqu'à la mer (comme la rivière de Macouba au nord du volcan) ou qui s'élargissent pour donner des vallées relativement ouvertes (comme la rivière Sèche au nord de St Pierre).

III-2 - Historique des travaux

De nombreux auteurs ont consacré leurs études à la Montagne Pelée, depuis l'éruption catastrophique du 8 mai 1902 qui a complètement détruit la ville de Saint-Pierre. C'est Alfred Lacroix qui, le premier, a étudié en détail les éruptions de 1902-1904. Il s'est rendu en Martinique à la suite de l'éruption du 8 mai 1902 et y a séjourné du 23 juin au 1er août 1902 puis, du 1er octobre 1902 au 13 mars 1903. Il a ainsi pu suivre en détail l'évolution des éruptions volcaniques qui ont eu lieu pendant toute cette période. Il décrit, pour la première fois, le phénomène des nuées ardentes ainsi que celui de la formation d'un dôme. Ses nombreuses observations sont publiées dans deux ouvrages richement illustrés (1904, 1908) où il décrit le dynamisme des éruptions ainsi que la pétrographie des matériaux éjectés. Il écrit par ailleurs de nombreux articles sur des problèmes particuliers (1902a et b ; 1903a et b ; 1904b ; 1905 ; 1907). C'est également à A. Lacroix que l'on doit la création de l'observatoire du Morne des Cadets, de l'Institut de Physique du Globe, qui permet une surveillance constante de la Montagne Pelée.

La deuxième éruption historique qui a eu lieu entre 1929 et 1932 a été étudiée par F. Perret (1937) ; il observe le même genre de phénomènes que ceux décrits par A. Lacroix en 1902-1904 et décrit avec précision les nuées ardentes ainsi que la croissance d'un dôme et d'une aiguille. Depuis, ce volcan a suscité l'attention de nombreux scientifiques : Chrétien (1983) a complété les travaux de Lacroix en étudiant les phénomènes précédant l'éruption du 8 mai 1902, les autres travaux se sont attachés à reconnaître les différentes unités du volcan pour en reconstituer l'histoire depuis le début de sa formation, à en étudier les principales caractéristiques pétrologiques

et géochimiques, et à caractériser les différents dynamismes des éruptions. Nous en donnerons ici les principaux résultats provenant pour l'essentiel de travaux effectués à partir de 1975, soit dans l'optique de la prévision et du risque volcanique, soit dans celle des processus magmatologiques et de la mise en place des pyroclastites (P.I.R.P.S.E.V.).

III-2.1 - GEOLOGIE

a - Les différents types d'éruptions

La Montagne Pelée se caractérise par l'alternance d'éruptions de différents types, pour l'essentiel explosives ; ce sont des éruptions de type nuées ardentes ou des éruptions ponceuses (Roobol & Smith, 1976b ; Westercamp & Traineau, 1983).

Dans le détail, les éruptions de nuées ardentes de la Montagne Pelée sont de plusieurs types :

* *Des nuées ardentes sensu stricto*

- des nuées péléennes, comme celles de mai 1902, correspondant à des éruptions violentes, latérales, associées à la formation d'un dôme, caractérisées par des dépôts relativement acides ;
- des nuées de type Saint-Vincent, qui se différencient des précédentes par la formation d'une colonne éruptive verticale et par la nature plus basique de leurs dépôts.

* *Des nuées d'avalanche, type Mérapi sensu stricto* (Bardintzeff, 1985) correspondant à l'effondrement d'un dôme.

Les éruptions ponceuses sont, elles aussi divisées en trois groupes en fonction de leur séquence éruptive (Traineau & Westercamp, 1985) :

- type I : écoulements ponceux seuls ;
- type II : explosion plinienne suivie par des écoulements ponceux ;
- type III : explosion plinienne suivie par des écoulements ponceux au sein desquels s'intercale un évènement cendro-ponceux déferlant (variante du type II).

Les travaux de Traineau et Westercamp (1985) ont montré que les dynamismes éruptifs ponceux sont liés à l'interaction eau/magma dans la partie superficielle de l'édifice volcanique, la colonne magmatique ascendante surchauffant les aquifères profond et superficiel du volcan.

La diversité des séquences éruptives ponceuses est à relier avec la vitesse d'ascension de la colonne magmatique. Ainsi, une vitesse lente permet un réchauffement important des aquifères profonds et entraîne une accumulation d'énergie suffisante pour permettre le développement d'une éruption plinienne ; par contre, une vitesse rapide ne permet pas un réchauffement suffisant des aquifères profonds et l'éruption se fera sous forme d'un débordement continu du cratère conduisant à la formation de coulées de ponces.

Ces différents scénarios éruptifs de la Montagne Pelée, déterminant des nuées ardentes ou des éruptions ponceuses, sont fonction de la teneur initiale en gaz du magma, du degré de l'interaction eau/magma et de la profondeur à laquelle intervient le contact entre l'eau et le magma. La prise en compte de ces différents facteurs permet une classification des éruptions (Fig. 11).

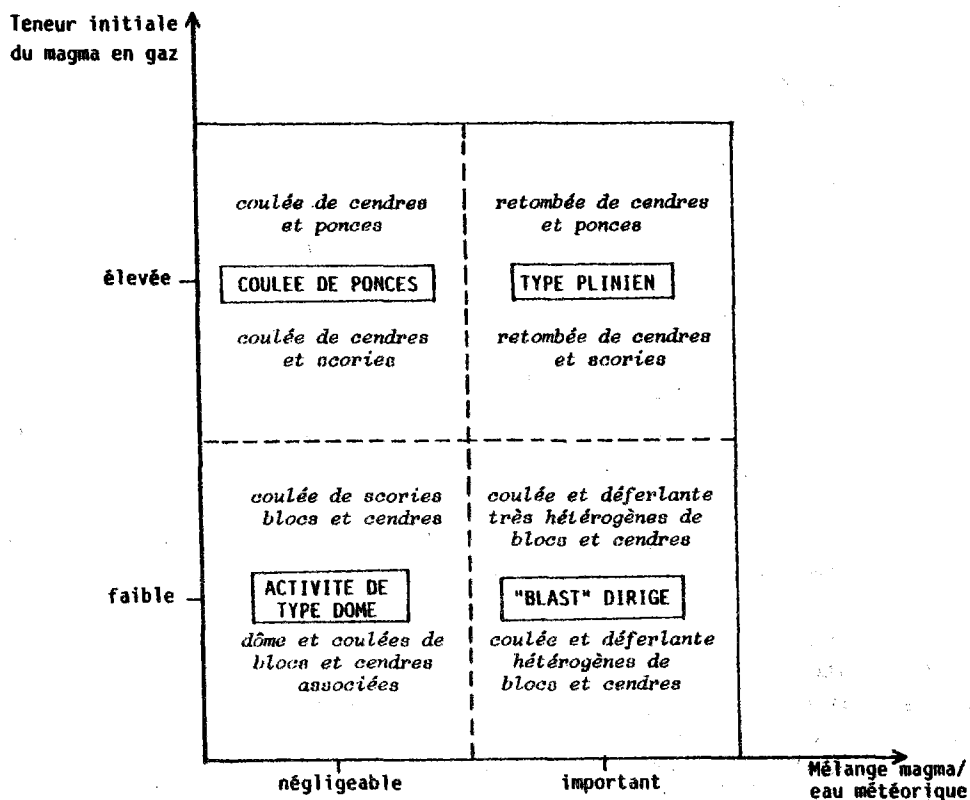


Figure 11 : Terminologie des éruptions et des dépôts de la Montagne Pelée (d'après Westercamp & Traineau, 1983)

Working classification of eruption types and pyroclastics deposits at Mt. Pelée (after Westercamp & Traineau, 1983)

b - Les dépôts

Roobol et Smith (1980) divisent les dépôts pyroclastiques, mis en place lors des éruptions précédemment décrites, en deux grandes catégories : les dépôts à cendres et blocs denses, peu vésiculés, caractéristiques des nuées ardentes et ceux à cendres et blocs de ponces vésiculés, mis en place lors des éruptions ponceuses.

A partir des travaux de Fisher (1979) et de Wright et al. (1980), il est possible de donner une classification plus précise des dépôts des nuées ardentes. En effet, une séquence de ces dépôts peut être décomposée en plusieurs ensembles, qui sont, de la base au sommet (Fig. 12) :

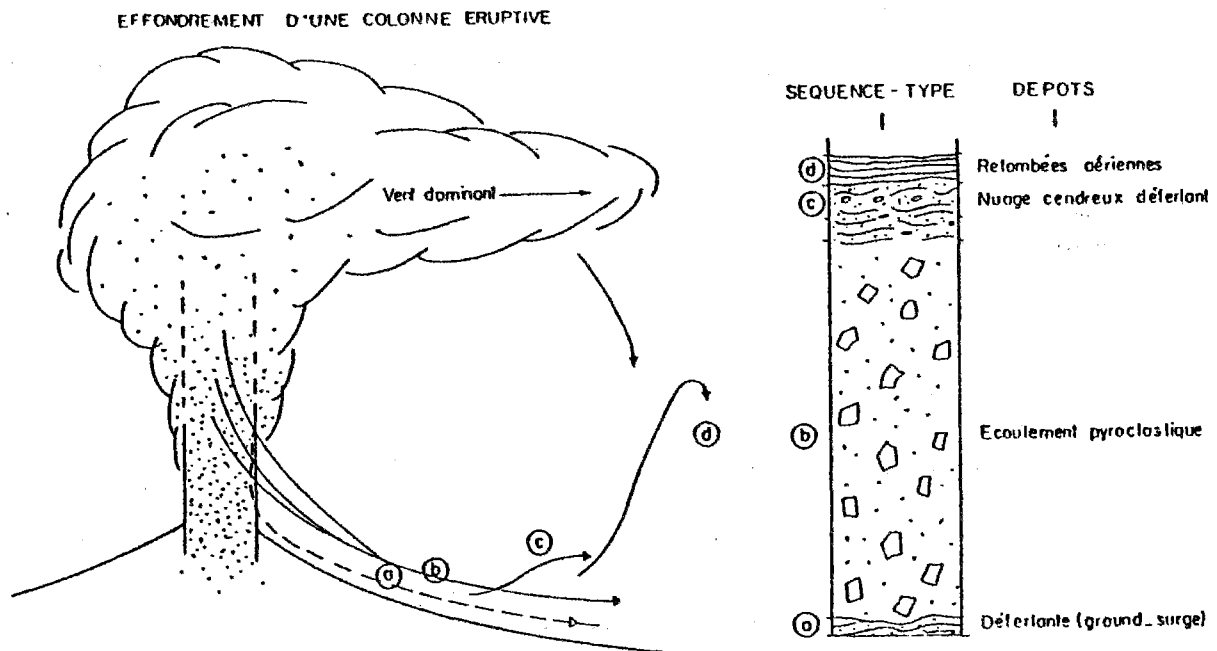


Figure 12 : Schéma type de l'effondrement d'une colonne éruptive verticale et séquence type des dépôts (d'après Fisher, 1979, modifié par Traineau, 1982).

La partie externe de la colonne s'effondre en premier (a), sous forme d'une déferlante (ground surge) ; suivie par l'effondrement progressif des parties plus internes de la colonne (b) donnant lieu à une coulée pyroclastique volumineuse et à forte concentration en blocs. Au sommet de cet écoulement, se produit une ségrégation de matériel (c), donnant naissance à un nuage cendreux déferlant (ash cloud surge). A partir de ce dernier, l'éluviation des matériaux fins se poursuit (d) sous forme d'un nuage de cendres (air fall ash).

Model of eruption column collapse and idealized eruption unit (after Fisher, 1979, modified by Traineau, 1982)

- la déferlante basale, caractérisée par des dépôts peu épais (< 1 m) composés de cendres, de cristaux et de fragments lithiques, montrant souvent des stratifications ;

- l'écoulement pyroclastique sensu stricto, volumineux, caractérisé par des dépôts non classés et meubles, contenant des blocs de taille métrique à plurimétrique ;
- le nuage cendreux déferlant, qui est un dépôt fin et stratifié composé généralement de cendres et de lapilli, parfois, dans le cas des nuées ardentes péleennes, il peut comprendre une partie inférieure plus grossière ;
- les retombées aériennes de cendres et de lapilli.

On peut observer ces différents types de dépôts à la Montagne Pelée, ceux de type déferlant sont particulièrement bien représentés dans les produits des éruptions de 1902.

Il existe cependant des dépôts d'écoulements pyroclastiques, à la base de la Montagne Pelée, qui ne correspondent à aucun des types précédents (Bourdier et al., 1984) : il s'agit d'agglomérats chaotiques interprétés comme le résultat d'un processus d'autofragmentation se produisant au cours de l'écoulement. Ce mode de mise en place a déjà été décrit hors du contexte calco-alcalin, en particulier dans le Massif central (Boudon et al., 1982).

D'autre part, on peut également observer des dépôts résultant d'une activité effusive de la Montagne Pelée. Il s'agit de coulées de lave épaisses, de faible extension, mises en places au début de l'activité du volcan et d'extrusions de type dôme, en petit nombre (mis à part ceux des éruptions historiques), dont l'attribution à une période précise de l'activité du volcan est imprécise (cas de l'Aileron, du Morne Lacroix, et des dômes situés dans le haut de la rivière des Pères).

Notons également l'existence de dépôts de type lahar et de coulées boueuses, ainsi que celle de produits remaniés (Roobol & Smith, 1976a).

c - Histoire du volcan

Une cartographie détaillée assortie d'un grand nombre de datations au ^{14}C (Traineau, 1982 ; Westercamp & Traineau, 1983) a permis de reconnaître trois périodes principales dans l'histoire de la Montagne Pelée (Fig. 13) :

- La période ancienne : le premier stade débute entre 0,4 et 0,2 Ma. et correspond à la formation de l'édifice ancien de la Montagne Pelée. Le volcan

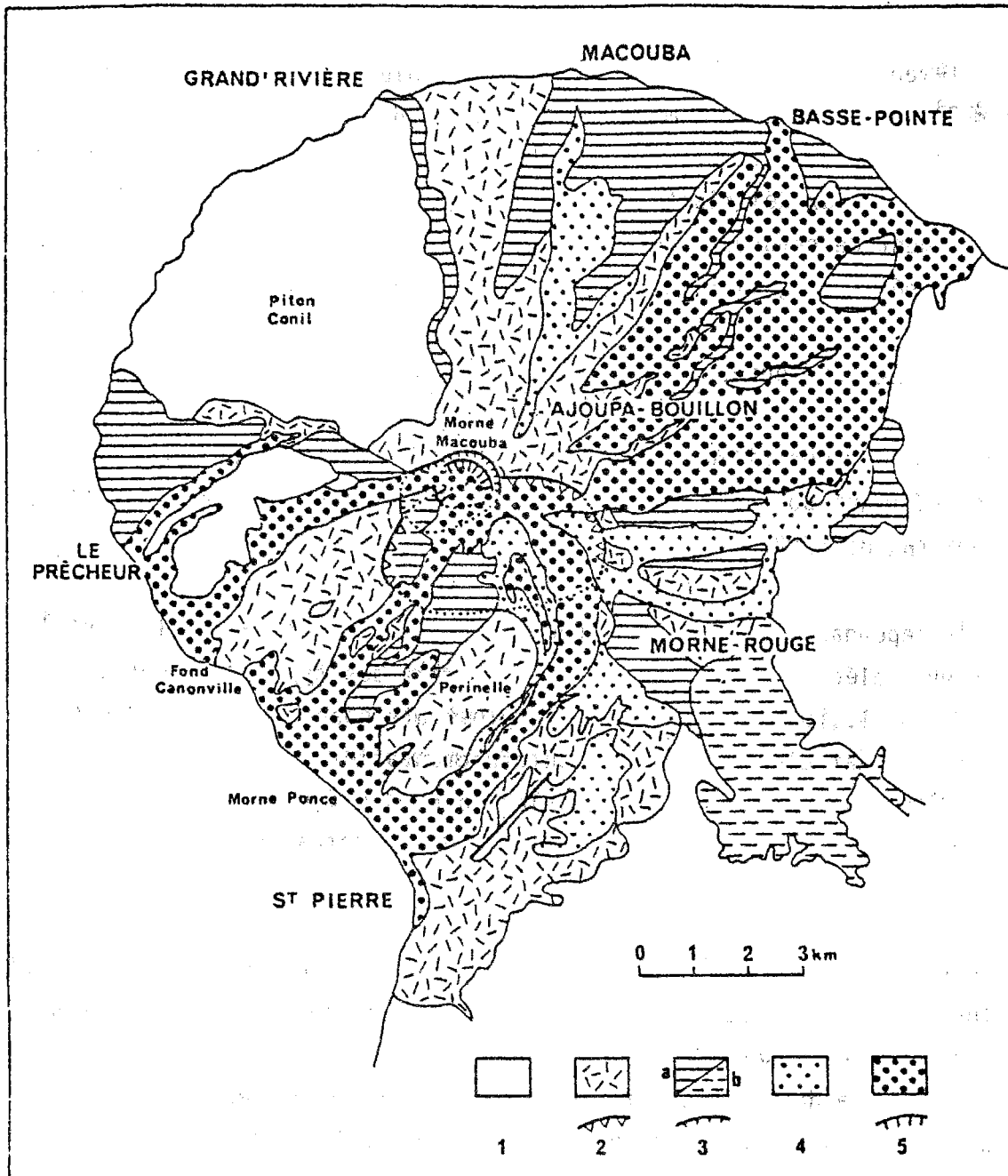


Figure 13 : Carte géologique schématique de la Montagne Pelée

1- substratum ; 2- Pelée ancienne (400 000 ans B.P. > âge > 200 000 ans B.P.) et limites de la caldeira ; 3- cône intermédiaire (100 000 ans B.P. > âge > 19 500 ans B.P.) et limites du cratère : 3a- coulées pyroclastiques ; 3b- dépôts du lac ; 4- cône actuel (13 500 ans B.P. > âge > 5 000 ans B.P.) ; 5- cône actuel (âge > 5 000 ans B.P.) et limites du cratère (d'après Westercamp & Traineau, 1983)

Schematic geological map of Mount Pelée (after Westercamp & Traineau, 1983)

de la Pelée ancienne se présente comme une succession de coulées pyroclastiques qui affleurent principalement sur son flanc ouest (exemple : le Tombeau Caraïbe, photo 1, pl. I) et dans la région du Morne Macouba (rempart d'une ancienne caldeira), par des coulées de laves épaisses (Fig. 13).

Les limites précises entre les unités basales de la Pelée ancienne et les produits terminaux de l'activité du Mont Conil qui en constituent le substratum, sont souvent difficiles à déceler.

Dans le tableau 1, sont présentées les différentes formations de l'édifice ancien, reconnues par Traineau (1982) et Westercamp et Traineau (1983).

- La période intermédiaire : c'est entre 100 000 et 40 000 ans que débute la formation de l'édifice intermédiaire de la Montagne Pelée après une récession de l'activité volcanique pendant une relativement longue période.

Ce second stade se caractérise par une activité essentiellement pyroclastique. Des éruptions de nuées ardentes de type Saint-Vincent interviennent notamment à plus de 40 000 ans (NSV), à $25\,700 \pm 1\,200$ ans B.P. (SV1) et à $22\,300 \pm 1\,200$ ans B.P. (SV2). Elles alternent avec des éruptions ponceuses et des nuées ardentes de type péléen ou Mérapi.

Cette activité volcanique donne naissance à un cratère de 2 kilomètres dont le Morne Macouba représente un témoin de la bordure nord (Fig. 13). La dernière éruption de cette période intermédiaire, de type ponceux, intervient à environ 19 500 ans B.P. Puis, suit une période de repos longue d'environ 6 000 ans.

Le tableau 2 donne les principales caractéristiques des éruptions de l'édifice intermédiaire reconnues sur le volcan.

- La période récente : après la période de repos, l'activité volcanique donnant naissance à l'édifice récent de la Montagne Pelée débute il y a environ 13 500 ans. Cette période se caractérise, comme la précédente, par une activité exclusivement explosive marquée par des nuées ardentes de types péléen et Mérapi alternant avec des éruptions ponceuses.

Sigle	Caractéristiques
BS	Complexe de base de la Montagne Pelée. Formations pyroclastiques autobréchifiées lors de leur mise en place (Bourdier <i>et al.</i> , 1984). Type Macouba.
LP	Coulées pyroclastiques cimentées voire soudées, grossièrement prismées, caractérisées par des scories claires souvent arrondies. Type Coffre à Mort (= Tombeau Caraïbe).
L	Coulées de laves épaisses associées aux dépôts pyroclastiques précédents. Faible extension.
NA-NA/L	Nuées ardentes principalement de type péléen et Mérapi (NA) associées parfois à des coulées de lave massive (NA/L). Faciès dominant des nuées ardentes : andésite claire à orthopyroxène.

Tableau 1 : Caractéristiques des événements reconnus dans l'édifice ancien

Features of the known events of the ancient cone

Sigle	Eruption	Age (ans B.P.)	Caractéristiques
NSV		> 40000	Nuées ardentes de type St Vincent. Dépôt meuble à matrice cendreuse sombre et assez grossière, englobant des blocs d'andésite claire vésiculée ou sombre scoriacée. Flancs sud et nord-est du volcan.
NM	Nuées ardentes de Macouba	> 40000	Nuées ardentes de type St Vincent. Flanc nord.
NFM	Nuées ardentes de Fond Marie -Reine	> 40000	Flanc sud est du volcan.
NQB	Nuées ardentes du quartier Anse-Belleville	> 40000	Nuées ardentes de type péléen et Mérapi auxquelles sont associées des coulées de ponces. Nuées ardentes péléennes dominantes, coexistence de faciès d'andésites sombre et claire. Flanc est.
NPG	Nuées ardentes de la Pointe Gribouldin	25100 +/- 450	Nuées ardentes de type péléen. Dépôts relativement hétérogènes à blocs d'andésite grise à orthopyroxène dominant. Flanc ouest.
NSV1		25700 +/- 1200	Nuées ardentes paroxysmales de type St Vincent. à partir de la base, on a : coulées de ponces claires, puis coulées de ponces bicolores rubannées et coulées de scories noires. Flancs nord-est, est et sud.
NSV2		22300 +/- 1200	Nuées ardentes de type St Vincent. Mêmes caractéristiques que celles de NSV1. Flancs nord, nord-est et sud.
NQA	Nuées ardentes du quartier des Abymes	20240 +/- 610	Nuées ardentes de type péléen. Blocs d'andésite claire à orthopyroxène dominants. Flanc ouest.
P11		19550 +/- 2640	Retombées de ponces = dépôts d'éruption plinienne. Flanc ouest.

Tableau 2 : Caractéristiques des éruptions reconnues dans l'édifice intermédiaire

Features of the known eruptions of the intermediate cone

Sigle	Eruption	Age (ans B.P.)	Caractéristiques
NBC	Nuées ardentes de Ballisier - Calave	13500 +/- 300	Nuées ardentes de type péleén à caractère initial de type St Vincent. Coexistence de différents faciès pétrographiques: andésite sombre plus ou moins scoriacée et andésite claire à enclaves sombres. Flancs est et sud du volcan.
NMC	Nuées ardentes de Morne Capot	11340	Nuées ardentes de type péleén. Flanc sud.
P8	Episode ponces de la rivière des Pères	7800 +/- 100	Coulées de ponces. Eruption plinienne paroxysmale. Ponces blanches bien vésiculées. Flancs nord-est et sud.
NMR	Nuées ardentes de Morne Rouge	5100 +/- 600	Nuées ardentes de type péleén. Eruption homogène: dacite grise à orthopyroxène dominant. Flanc sud.
P6		4610 +/- 50	Nuées ardentes et coulées de ponces. Caractères pétrographiques et dynamiques mixtes: de la base au sommet se succèdent des dépôts de nuées ardentes type St Vincent, puis péleén surmontés par une coulée de ponces blanches. Flancs est et ouest.
NPM	Nuées ardentes de la Pointe de la Mare	4410 +/- 180	Nuées ardentes de type Mérapé. Deux faciès pétrographiques coexistent: andésite grise peu vésiculée dominante et andésite sombre scoriacée. Flanc ouest.
P5		4060 +/- 90	Coulées de ponces. Explosion plinienne initiale. Niveaux riches en cendres alternant avec des niveaux plus grossiers. Nombreuses enclaves lithiques oxydées. Flanc nord-est.
NRS	Nuées ardentes de la Rivière Sèche	3710 +/- 30	Nuées ardentes de type péleén. Coexistence de deux faciès pétrographiques: lentilles d'andésite scoriacée noire enveloppée dans une matrice sombre dans un ensemble hôte d'andésite grise. Flanc sud-ouest.
NAB1	Nuées ardentes d'Ajoupa - Bouillon 1	2750 +/- 50	Nuées ardentes de type péleén. Blocs d'andésite claire plus ou moins vitreux et vésiculés. Flanc est.
NAB2	Nuées ardentes d'Ajoupa - Bouillon 2	2490 +/- 10	Nuées ardentes de type Mérapé. Blocs d'andésite sombre hyaloporphyrrique, dépôt homogène. Flanc est.
P4		2440 +/- 70	Coulées de ponces blanches. Pas d'explosion plinienne initiale. Flancs est et ouest.
P3		2010 +/- 140	Coulées de ponces blanches. En fait, 3 épisodes subcontemporains: P31: explosion plinienne typique, P32: ouragan de cendres accompagnant la mise en place de coulées de ponces, P33: nouvelle éruption plinienne. Flancs est, ouest et sud.
P2		1670 +/- 40	Coulées de ponces blanches. Eruption plinienne initiale. Flancs ouest et est.
NRC	Nuées ardentes de la Rivière Claire	1140 +/- 80	Evènement d'importance mineure. Dépôts de déferlantes associées à des nuées ardentes de type péleén. Flanc ouest.
NRC2	Nuées ardentes de la Rivière Claire 2	740 +/- 20	Evènement d'importance mineure. Nuées ardentes de type péleén(?) à faciès dominant d'andésite grise assez vésiculée. Flanc ouest.
P1		650 +/- 20	Coulées de ponces blanches. Explosion plinienne initiale. Flanc ouest du volcan et bordure nord du cratère.
NRP	Nuées ardentes de la Rivière des Pères	de 600 à 300	Nuées ardentes de type péleén. En fait 3 épisodes ont été reconnus: NRP1 (590 +/- 30 ans), NRP2 (490 +/- 60 ans) et NRP3 (290 +/- 35 ans). Faciès dominant: andésite grise à sombre peu ou pas vésiculée. Flanc sud.
1902	Eruptions historiques		Nuées ardentes de type péleén et dôme central. Différents faciès pétrographiques: enclaves basiques et laves rubannées. Flanc sud-ouest du volcan et dôme dans le cratère.
1929	Eruptions historiques		Nuées ardentes de type Mérapé et dôme central. Différents faciès pétrographiques: enclaves basiques et laves rubannées. Flanc sud-ouest du volcan et dôme dans le cratère.

Tableau 3 : Caractéristiques des principales éruptions de l'édifice récent
Features of the major eruptions of the recent cone

Les dernières éruptions de la Montagne Pelée sont celles de 1902 et 1929. Deux autres manifestations sont également connues, il s'agit de l'activité fumerolienne de 1792 et de l'éruption phréatique de 1851 dont l'ampleur et la nature ne sont en rien comparables avec celles des éruptions du début de ce siècle.

Pendant cette période récente, 34 éruptions magmatiques ont été reconnues (Westercamp & Traineau, 1983), dont 24 pendant les 5000 dernières années. Il est probable que tous les événements volcaniques importants de cette période (5000 ans B.P. à Actuel) ont été recensés.

Dans le tableau 3 sont indiqués les événements majeurs de la période récente et leurs principales caractéristiques. Sur la figure 13, qui représente une carte géologique simplifiée de la Montagne Pelée, sont représentées les limites de caldeira ou de cratères des trois périodes. Il apparaît que le point d'éruption a une localisation pratiquement constante au cours du temps, on obtient ainsi une morphologie de cratères emboîtés (photo 2, pl. I).

d - Description plus détaillée des dynamismes et des dépôts des éruptions les mieux connues

Les éruptions les plus étudiées sont les nuées ardentes historiques et celles de type Saint Vincent de l'édifice intermédiaire.

* *Les éruptions historiques* - La grande majorité des nuées ardentes de 1902 et 1929 ont émergé du cratère de L'étang Sec, au niveau d'une échancre qui s'ouvrait au SW, sur la vallée de la rivière Blanche, très encaissée dans sa partie supérieure. Les produits de ces éruptions sont essentiellement canalisés dans cette vallée (Fig. 14).

L'éruption catastrophique du 8 mai 1902 qui a détruit complètement la ville de Saint-Pierre a été suivie d'autres éruptions paroxysmiques le 20 et le 26 mai, le 6 juin, le 9 juillet et le 30 août.

Les mécanismes des nuées ardentes du 8 et 20 mai ont été discutés par différents auteurs. Lacroix (1904) les décrivait comme des nuées ardentes péleennes au sens d'une nuée latérale issue d'un dôme. Fisher et al (1980), Fisher et Heiken (1982,1983) les interprètent comme le résultat de l'ef-

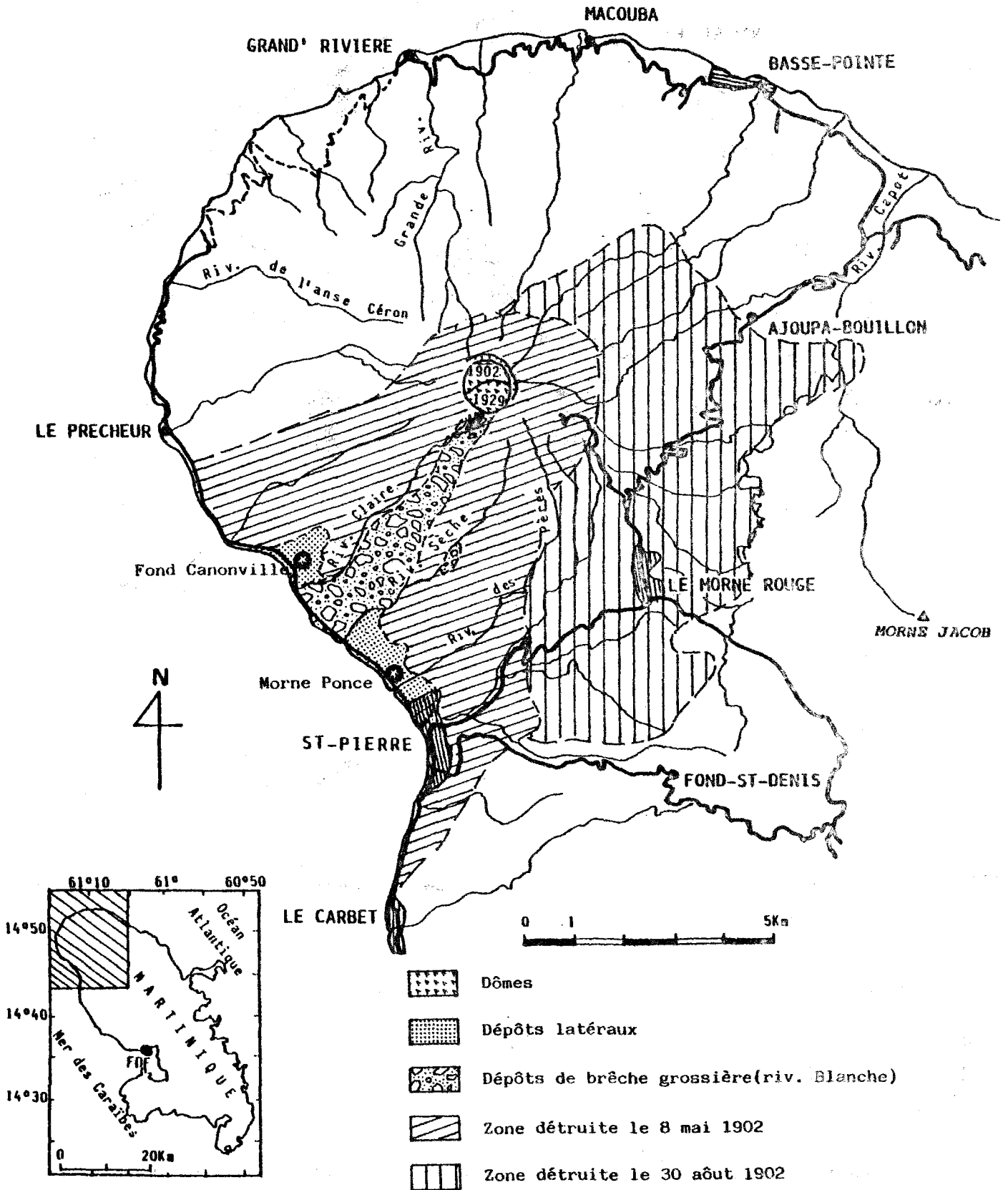


Figure 14 : Carte de répartition des dépôts de 1902 et 1929, limite des zones détruites en 1902 (d'après Traineau, 1982)

Location map of the 1902 and 1929 deposits, boundaries of the 1902 destroyed areas (after Traineau, 1982)

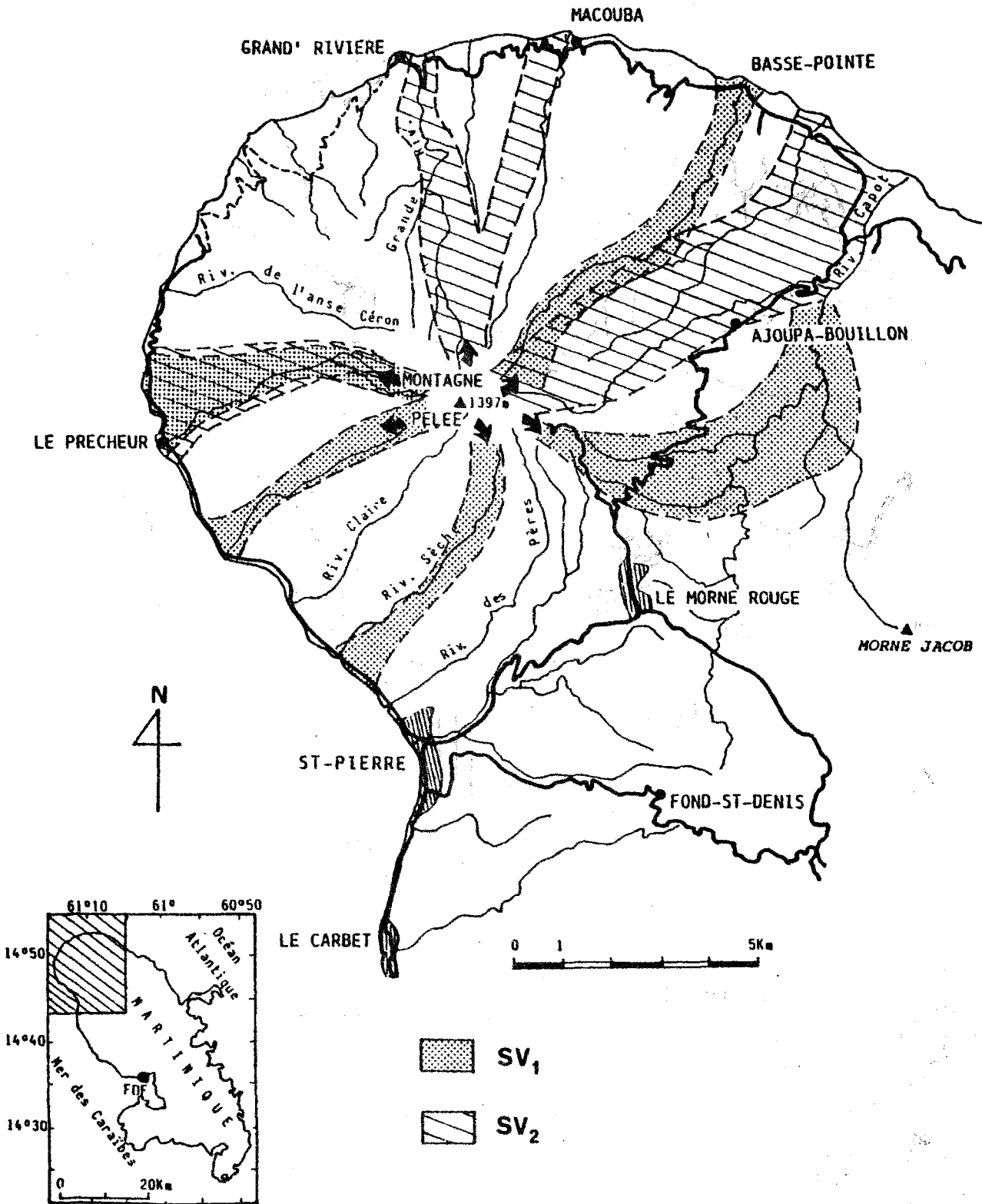


Figure 15 : Carte de répartition des dépôts SV₁ et SV₂ (compilation d'après les données de Traineau, 1982)

Location map of the SV₁ and SV₂ deposits (compilation after Traineau's data, 1982)

fondrement d'une colonne éruptive verticale selon le modèle de l'éruption de la Soufrière Saint-Vincent. Cette interprétation est discutée par Sparks (1983), Westercamp et Traineau (1983) et Bourdier et Gourgaud (1985); ces auteurs rejoignent A. Lacroix pour faire des éruptions des 8 et 20 mai 1902 des nuées ardentes de type péléen. Les paroxysmes suivants donnent également des écoulements pyroclastiques, issus cette fois de l'effondrement d'une colonne éruptive verticale (Lacroix, 1904). L'événement du 30 août est le plus destructeur, la zone dévastée par cette éruption est plus développée que celle du 8 mai (Fig. 14).

Ces éruptions de 1902 sont associées à la croissance d'un dôme dans le cratère, son apparition est déjà signalée avant l'éruption du 8 mai (Lacroix, 1904). A partir du 3 novembre 1902, commence à apparaître une aiguille qui, au maximum de sa croissance, atteindra l'altitude de 1608 mètres, soit une hauteur de ≈ 250 mètres. Ce dôme et cette aiguille subiront des phases d'écroulements successives, donnant des avalanches (nuées ardentes de type Mérapi) qui descendent dans la vallée de la rivière Blanche.

Les nuées ardentes de 1929 sont du même type que celles de 1902 ; au cours de cette période se forme également un dôme situé au sud de celui de 1902, un peu plus élevé puisque c'est lui qui constitue le sommet actuel du volcan.

Les dépôts chaotiques des écoulements pyroclastiques de ces éruptions historiques se situent essentiellement dans la vallée de la rivière Blanche ; ils sont rarement granoclassés ou triés et contiennent fréquemment des gros blocs de taille supérieure au mètre (photo 3, pl. I). On peut cependant y retrouver les niveaux types de la séquence de Fisher (1979) avec notamment les dépôts de la déferlante basale et ceux du nuage cendreuse déferlant (Bourdier & Gourgaud, 1985) (photo 4, pl. I).

De part et d'autre de la rivière Blanche, au nord à Fond Canonville-Sainte-Philomène et au sud à Morne Ponce (Fig. 14) affleurent les équivalents latéraux de certains dépôts grossiers de la rivière Blanche. Ils correspondent soit à des dépôts d'écoulements canalisés fins à grossiers, soit à des dépôts fins de déferlantes, non canalisés, caractérisés par des stratifications. Ces dépôts latéraux ne sont fournis que par les nuées ardentes les plus paroxysmales de 1902 ; on y retrouve, en effet, les

dépôts des éruptions des 8 et 20 mai et ceux du 30 août (photos 5,6,7, pl. I).

* *Les éruptions de type Saint-Vincent de la période intermédiaire* - Parmi les éruptions de type Saint-Vincent qui ont eu lieu au cours des 40 000 dernières années d'activité de la Montagne Pelée, les mieux reconnues et les plus récentes sont SV₁ (25 700 ± 1 200 ans B.P.) et SV₂ (22 300 ± 1 200 ans B.P.). Ces deux éruptions sont très semblables. Du point de vue des produits émis, il s'agit des deux éruptions les plus importantes de la Montagne Pelée (Traineau et al., 1983), chacune d'entre elles ayant sans doute émis plus de 1 kilomètre cube de produits.

Les écoulements pyroclastiques de ces éruptions se sont épanchés dans toutes les directions à partir de la zone d'émission (Fig. 15). Le scénario éruptif est le suivant :

- coulées de ponces claires ;
- puis phase mixte de mélange des produits ponceux clairs avec un composant sombre ;
- enfin, événement de type Saint-Vincent sensu stricto qui donne des nuées ardentes à faciès d'écoulement de cendres et de scories sombres caractéristiques.

Les premiers produits émis sont donc les plus acides, puis, la séquence devient de plus en plus basique vers le sommet. Le composant basique représente environ les 4/5 du volume total émis (Traineau et al., op. cit.). Il existe de nombreuses enclaves centimétriques à décimétriques, à texture de cumulat, localisées principalement au sommet de la séquence de type Saint-Vincent (photo 8, pl. I). La figure 16 est une représentation schématique des séquences de ces éruptions.

Il faut noter, d'autre part, à l'extrême sommet de la séquence SV₁, l'existence d'un horizon cendreuse riche en cristaux libres, rattaché à une phase terminale de l'éruption SV₁. Ce niveau provient de la retombée du nuage volcanique créé lors de l'éruption (Hay, 1959) ; il correspond, plus exactement, au dépôt de la partie inférieure du nuage, séparée par densité des parties plus fines entraînées, en altitude (Traineau et al., 1983).

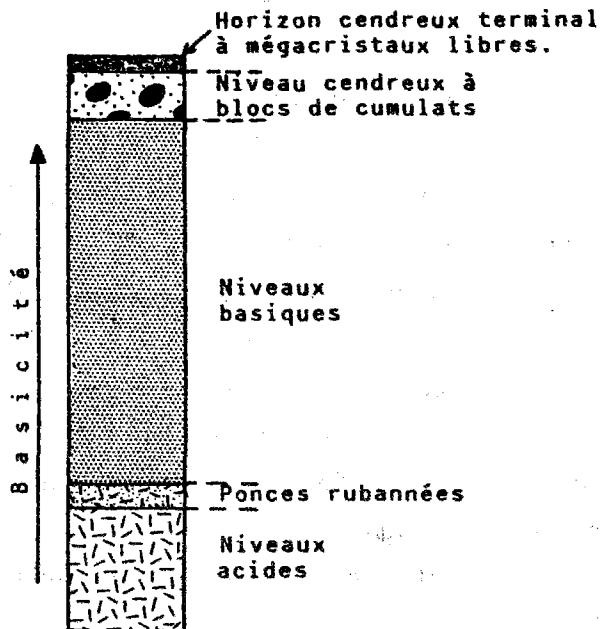


Figure 16 : Colonne lithologique synthétique des dépôts des nuées ardentes de type Saint-Vincent de l'édifice intermédiaire de la Montagne Pelée

Synthetic log of the St Vincent type nuées ardentes deposits from the intermediate cone of Mount Pelée.

III - 2.2 - NATURE DU VOLCANISME ; GENESE DES MAGMAS

Les chapitres suivants de ce travail étant consacrés à cette étude, nous ne présenterons ici que de façon très succincte les résultats obtenus par différents auteurs.

Les laves de la Montagne Pelée varient des basaltes aux dacites, les composants dominants étant les andésites acides (60% SiO₂, Smith & Roobol, 1976). Il s'agit de roches typiquement calco-alkalines (Gunn et al., 1974 ; Westercamp, 1976) à teneur relativement faible en K₂O, caractère courant des laves des Petites Antilles (cf. § I). La composition chimique des produits est pratiquement constante tout au long de l'histoire du volcan (Smith & Roobol, 1976 ; Dupuy et al., 1983). Une des caractéristiques essentielles de la Montagne Pelée est le caractère géochimiquement et minéralogiquement hétérogène de la plupart de ses éruptions. Cette hétérogénéité se traduit soit par la mise en place de blocs rubanés, en particulier dans les produits des éruptions de type Saint-Vincent de la Pelée intermédiaire (Traineau et al., 1982,1983 ; Gourgaud et al., 1983 ; Bourdier et al., 1985 ; Gourgaud, 1985) mais aussi dans ceux des éruptions historiques (Lacroix, 1904 ; Perret, 1937 ; Gourgaud, 1985), soit par la présence d'enclaves basiques au sein de produits plus acides (Lacroix, 1903b,1904 ; Gourgaud, 1982, 1985).

On trouve, de plus, assez fréquemment, des cumulats grenus dans les pyroclastites de tous les édifices (Lacroix, 1902a,1903b,1904 ; Fichaut, 1983 ;

Bourdier et al., 1985 ; Fichaut et al., 1985 ; Gourgaud, 1985).

La présence de ces derniers constitue une preuve de l'intervention du processus de cristallisation fractionnée dans la genèse des magmas de la Montagne Pelée (Bourdier et al., 1985 ; Dupuy et al., 1985). D'autre part, la présence des hétérogénéités au sein de nombreuses éruptions a été interprétée, par de nombreux auteurs, comme le résultat d'un processus de mélange magmatique (Gourgaud, 1982, 1985 ; Traineau et al., 1982, 1983 ; Gourgaud et al., 1983 ; Bourdier et al., 1985). L'intervention de phénomènes de contamination intracrustale du magma n'est pas non plus écartée (Dupuy et al., 1985), quoiqu'ils aient certainement une importance mineure s'ils existent (Fichaut et al., 1985).

III-2.3 - LE SUBSTRATUM DE LA MONTAGNE PELEE

Le substratum du volcan est constitué par les produits du Mont Conil. Pour l'instant, le Mont Conil n'a pas fait l'objet d'études pétrologiques et géochimiques détaillées, cependant les quelques analyses disponibles de ses laves révèlent de nombreuses analogies avec celles de la Montagne Pelée ; ainsi, ce volcan est constitué par des andésites acides qui prédominent, et par des dacites. Les teneurs en K_2O de ces laves sont semblables à celles de la Montagne Pelée. Dans l'état actuel des connaissances, l'hypothèse d'une continuité pétrologique voire pétrogénétique entre le volcanisme du Mont Conil et celui de la Pelée ancienne n'est donc pas à exclure. Le Mont Conil a déjà été considéré comme une partie de la Montagne Pelée en raison de la similarité des produits des deux édifices (Gunn et al., 1974 ; Smith & Roobol, 1976).

III-3 - Localisation géologique et géographique des échantillons étudiés

Nous présenterons, dans ce travail, une étude pétrographique, minéralogique et géochimique d'un grand nombre d'échantillons récoltés lors de différentes missions à la Martinique par D. Westercamp, H. Traineau, A. Gourgaud, R. Maury, C. Dupuy et moi-même. Ce travail représentant d'autre part une synthèse des travaux effectués sur la Montagne Pelée, on y trouvera toutes les analyses chimiques actuellement disponibles sur le volcan, y compris celles de roches que je n'ai pas étudiées ; c'est le cas en particulier pour certaines roches de SV₁ et SV₂ et de 1902-1929 étudiées par A. Gourgaud (1985). L'étude pétrographique est basée sur l'observation

microscopique et macroscopique d'environ 250 échantillons provenant de tous les édifices de la Montagne Pelée. Les roches que nous avons étudiées avec plus de détail sont celles pour lesquelles nous possédons également l'analyse chimique.

Les études minéralogiques faites à la microsonde ont porté sur une soixantaine d'échantillons de natures pétrographiques variées appartenant aux différents édifices du volcan.

En annexe I est présentée la liste des échantillons étudiés regroupés par éruption et par édifice ; leur faciès et leur localisation géographique sont également précisés.

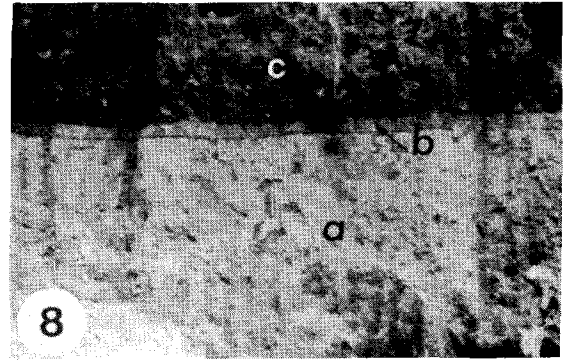
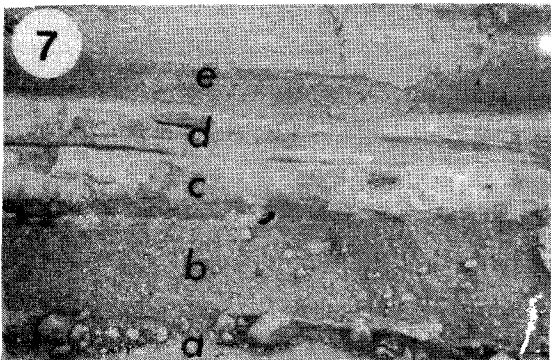
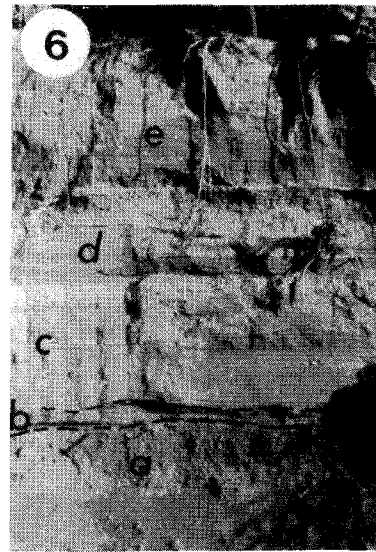
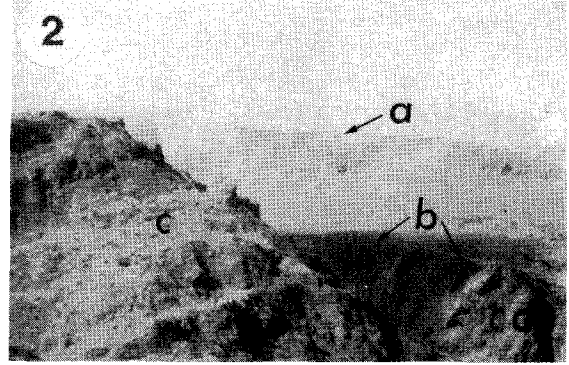
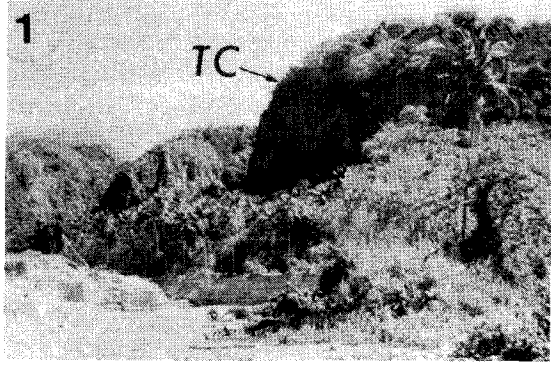
III-4 - Conclusion

Au terme de cette présentation de la Montagne Pelée, nous retiendrons ses principales caractéristiques qui sont :

- une histoire divisée en trois grandes étapes séparées les unes des autres par des périodes de repos ;
- une activité essentiellement explosive et la prédominance des dépôts pyroclastiques de type ponceux ou massifs ;
- le caractère hétérogène de la majorité des éruptions qui se traduit par la présence de laves rubanées et d'enclaves basiques, basaltiques ou andésitiques basiques, au sein de produits plus acides ;
- la présence relativement fréquente de cumulats grenus dans les pyroclastites de tous les édifices.

P L A N C H E I

- Photo 1 - Coulées pyroclastiques de l'édifice ancien : Tombeau Caraïbes (TC). Au premier plan, coupe dans les dépôts de 1902 (carrière de Fond-Canonville).
- Photo 2 - Morphologie de cratères emboîtés : a = Morne Macouba, témoin d'une ancienne caldeira ; b = rebord du cratère actuel dans lequel s'élève le dôme de 1902 (= c) ; d = Morne Lacroix (dôme de l'édifice intermédiaire).
- Photo 3 - Vallée de la Rivière Blanche. Dépôts chaotiques des nuées ardentes de 1929.
- Photo 4 - Vallée de la Rivière Blanche. Dépôts fins (a) et chaotiques (b) des nuées ardentes de 1929.
- Photo 5, 6 et 7 - Carrière de Fond-Canonville, nuées ardentes de 1902.
- Photo 5 - Dépôts du 8 mai (a) et du 20 mai (b) 1902. Niveaux à cendres, ponces claires et blocs lithiques, présence de nombreux bouts de bois carbonisé.
- Photo 6 - Coupe complète des dépôts de 1902. a = niveau remanié contenant des ponces et des blocs lithiques provenant des dépôts de nuées ardentes anté-1902. b = nuage cendreux déferlant du 8 mai 1902. c = dépôts du 20 mai 1902. d = Lahar. e = dépôts du 30 août 1902.
- Photo 7 - Coupe complète des dépôts de 1902. a = dépôts grossiers du 8 mai 1902. b = dépôts plus fins du 20 mai 1902, noter la présence d'un morceau de bois carbonisé au sommet de ce niveau. c = Lahar. d = dépôts de déferlante basale. e = dépôts du 30 août 1902.
- Photo 8 - Coupe de Grand'Rivière. Sommet de la séquence Saint-Vincent. Niveau cendreux (b) séparant deux niveaux plus grossiers (a et c). Le niveau c est riche en enclaves de cumulats.



CHAPITRE II : Petrographie

CHAPITRE II

PETROGRAPHIE

Dans ce chapitre, nous présenterons les données en regroupant les résultats disponibles par période d'activité de la Montagne Pelée : périodes ancienne, intermédiaire et récente. Les éruptions historiques de 1902 et 1929, bien qu'à rattacher à l'activité de la période récente, sont traitées séparément en raison du grand nombre de données disponibles.

I - COMPOSITION GLOBALE

Les laves de la Montagne Pelée ont des compositions qui varient depuis les basaltes jusqu'aux dacites ($51 \leq \text{SiO}_2 \leq 65\%$). L'histogramme des fréquences des teneurs en SiO_2 des laves, tous édifices confondus, présenté en figure 17, montre une nette prédominance des andésites acides ($57 \leq \text{SiO}_2 \leq 63\%$). Les basaltes ($\text{SiO}_2 < 53\%$) et les dacites ($63 \leq \text{SiO}_2 \leq 68\%$) sont relativement rares.

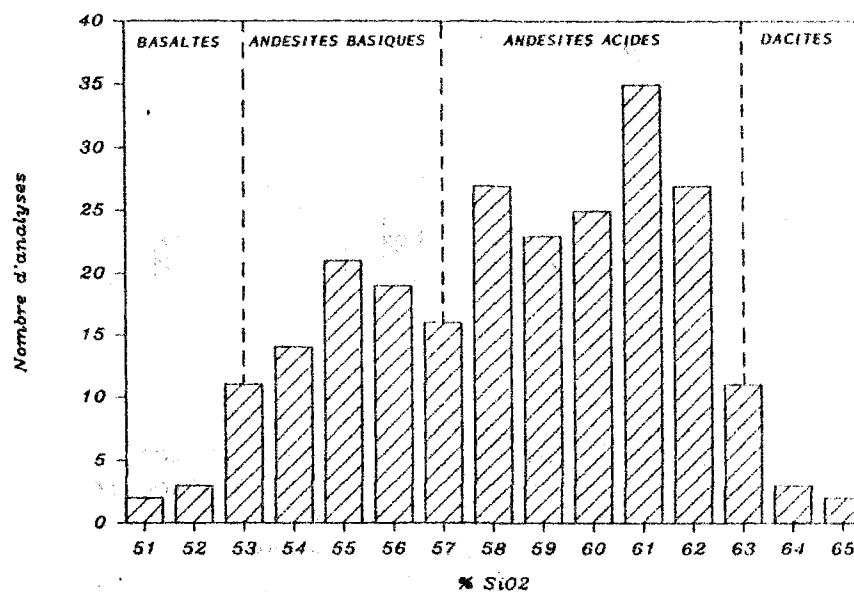


Figure 17 : Histogramme de fréquence des teneurs en SiO_2 des laves de la Montagne Pelée, tous édifices confondus

Frequency histogram of SiO_2 content of Mount Pelée lavas, all cones mixed up

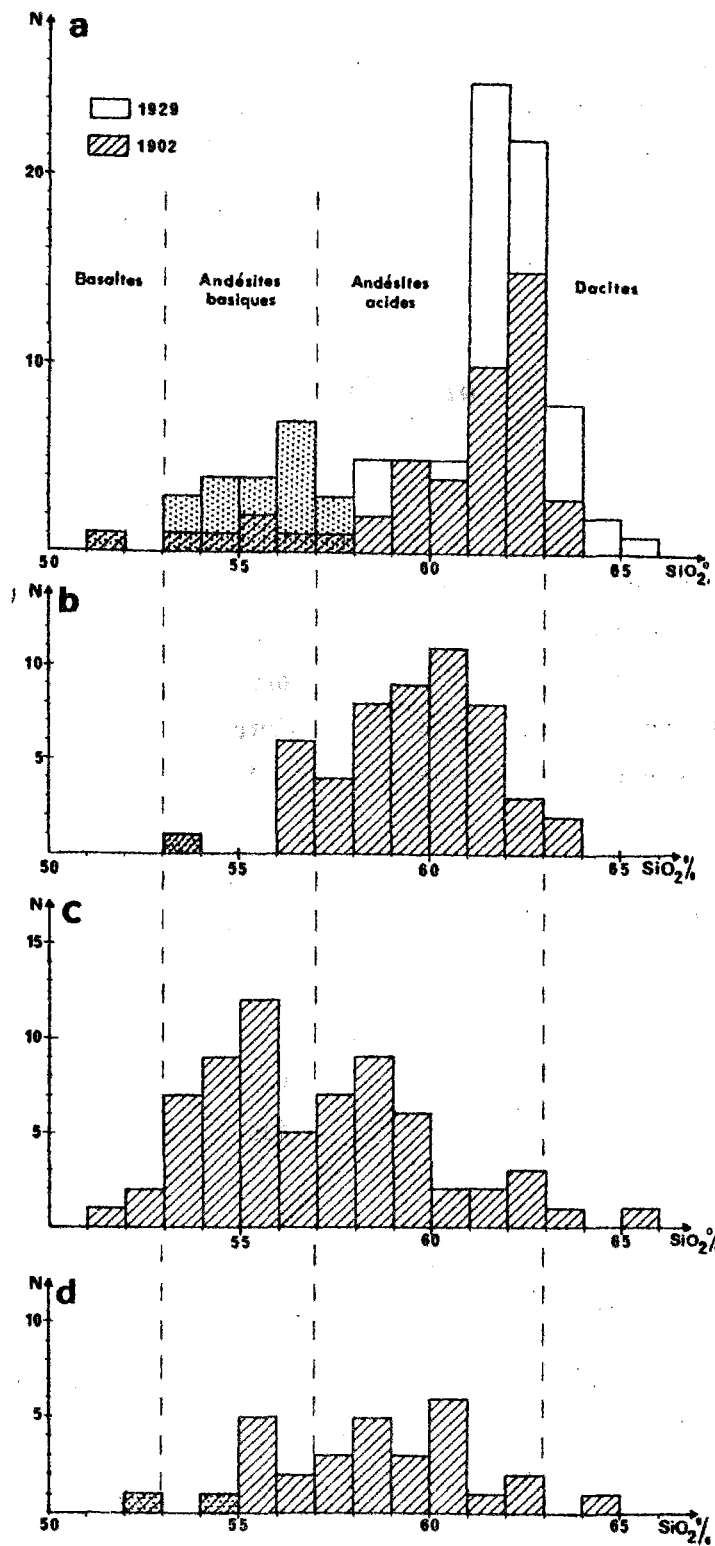


Figure 18 : Histogrammes de fréquence des teneurs en SiO₂ des laves de la Montagne Pelée, par édifice
 a : éruptions historiques ; b : édifice récent ; c : édifice intermédiaire ; d : édifice ancien.
 ■■■■ enclaves basiques congénères

Frequency histograms of SiO₂ content of Mount Pelée lavas, for each cone. a : historic eruptions ; b : recent cone ; c : intermediate cone ; d : ancient cone

La figure 18 représente des histogrammes du type précédent pour chaque période d'activité de la Montagne Pelée et, le tableau 4 donne les pourcentages de fréquence des divers types pétrographiques pour ces mêmes périodes. On remarque que la période intermédiaire (Fig. 18c) se caractérise par une légère prédominance des andésites basiques ($53 \leq \text{SiO}_2 < 57\%$) qui reflète l'activité de type Saint-Vincent de cette période. Les données relatives à la période ancienne (Fig. 18d) sont moins abondantes, on note cependant une répartition proche de celle des éruptions historiques. La figure 18 montre également une augmentation globale de la teneur en SiO_2 des produits émis, depuis la période intermédiaire jusqu'aux éruptions historiques. On constate d'autre part, que pour les éruptions historiques, les produits basiques (basaltes et andésites basiques) ne sont représentés que par des enclaves au sein de produits plus acides ; c'est le cas également pour les basaltes des périodes récente et ancienne. Par contre, les basaltes de la période intermédiaire correspondent aux produits des pyroclastites mis en place lors des nuées ardentes de type Saint-Vincent.

II - LES LAVES

II-1 - Texture

Les éruptions explosives de la Montagne Pelée ont produit des blocs vésiculés de ponces et de scories associés à des blocs plus massifs ; une activité effusive a également formé des coulées et des dômes de laves. Ces différents produits présentent des textures variables.

D'une façon générale, les coulées, les dômes et les blocs massifs des nuées ardentes présentent une texture microlitique porphyrique. Dans la mésostase, le pourcentage de microlites est variable ; certains blocs sont cependant très vitreux, et on a en fait tous les intermédiaires entre des textures vitrophyrique et microlitique porphyriques (photos 1 à 7, pl. II). Certains blocs de dôme (MT13D : bloc du dôme dacitique du haut de la rivière des Pères, Pelée ancienne ; MA42 : bloc du dôme de 1902) et de coulée de lave massive (MA122, Pelée ancienne) présentent une texture microgrenue porphyrique liée à leur mode de refroidissement plus lent (photos 8,9, pl. II).

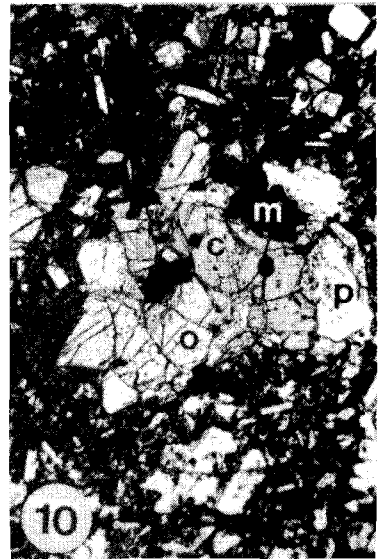
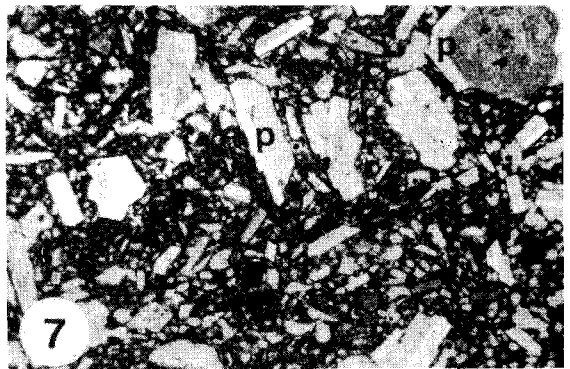
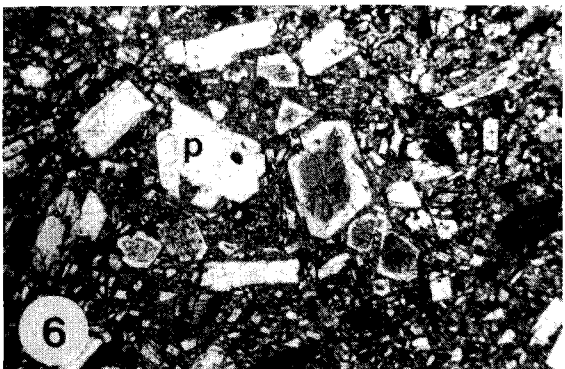
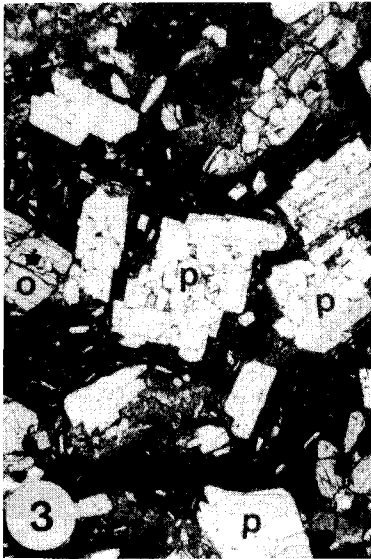
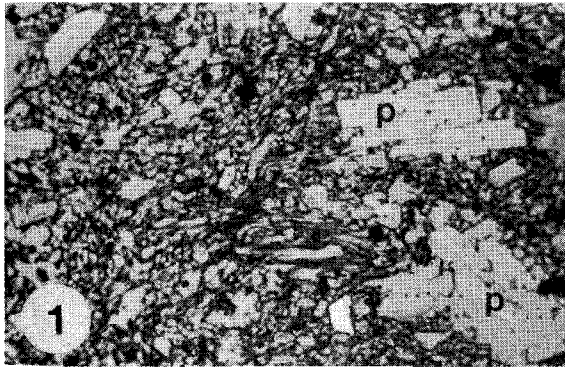
Les blocs de ponces et de scories présentent des textures plus ou moins vésiculées (photo 1, pl. II) ; la mésostase, comme dans les blocs massifs, est vitreuse ou cristallisée sous forme de microlites.

P L A N C H E I I

Texture des laves de la Montagne Pelée

- Photo 1 - Ponce à texture vitrophyrique vésiculée (Ech. MT4X, x25, LN).
- Photo 2 - Andésite acide à texture vitrophyrique (Ech. MA31, x 25, LN).
- Photo 3 - Andésite acide à texture vitrophyrique (Ech. MT21M, x 25, LN).
- Photo 4 - Andésite acide à texture microlitique porphyrique vitreuse (Ech. MA71, x 25, LN).
- Photo 5 - Andésite acide à texture microlitique porphyrique vitreuse (Ech. MA18, x 25, LN).
- Photo 6 - Andésite acide à texture microlitique porphyrique. Le verre toujours présent est cependant beaucoup moins abondant que dans les cinq cas précédents (Ech. MT22H, x 25, LN).
- Photo 7 - Andésite acide à texture microlitique porphyrique (Ech. MT14Y, x 25, LN).
- Photo 8 - Dacite provenant d'un dôme ancien à texture microgrenue porphyrique (Ech. MT13D, x25, LP).
- Photo 9 - Andésite provenant d'une coulée de lave massive de la Pelée ancienne à texture microgrenue porphyrique (Ech. MA122, x 25, LP).
- Photo 10 - Minéraux ferromagnésiens regroupés en agglomérat gloméro-porphyrique (Ech. MT17L, x 25, LN).

c : clinopyroxène ; m : magnétite ; o : orthopyroxène ; p : plagioclase.



	basaltes (%)	andésites basiques (%)	andésites acides (%)	dacites (%)	nombre d'analyses
Pelée ancienne	3	27	67	3	30
Pelée intermédiaire	5	49	43	3	68
Pelée récente	-	13	83	4	53
Eruptions historiques	1	19	68	12	95

Tableau 4 : Pourcentage de fréquence des types pétrographiques de la Montagne Pelée, par édifice

Frequency amount per cent of petrographical types, for each cone of Mount Pelée

Echant.	Pétero	SiO ₂ %	pl	opx	cpx	ol	amph	ox	mésost.
MT10F	b	52,46	26	6	7	2,5	0,5	1,5	56
MW52M	a.b	53,80	21	5	4	1	1	2	67
MT1M	a.b	53,90	17,5	6,5	6,5	0,5	1	1	65
MT23D	a.b	55,00	34	7	2	-	-	1	56
MT2H	a.b	55,50	24	6,5	4	1	0,5	3	62
MT10Y	a.b	56,35	21,5	3,5	2	0,5	-	1,5	71
MT22G	a.a	57,70	28	3	1,5	-	2	0,5	65
MT2G	a.a	57,90	18	3,5	1,5	0,5	-	2	75
MT21I	a.a	58,50	33	8	2,5	-	-	2	54,5
MT23X	a.a	58,80	35	8	1,5	-	-	1,5	54
MT22H	a.a	58,90	25	3	2	<0,5	1,5	<0,5	69
062-44a	a.a	61,80	34,5	7	0,5	0,5	0,5	1	56
062-51	d	63,50	35,5	9	1	<0,5	<0,5	2,5	52
031-42b ₂	d	65,10	32,5	8	<0,5	<0,5	0,5	2	56

Tableau 5 : Analyses modales de laves représentatives des dépôts de la Montagne Pelée.

b- basalte ; a.b- andésite basique ; a.a- andésite acide ; d- dacite

Modal analyses representative of Mount Pelée lavas.

b- basalt ; a.b- basic andesite ; a.a- acid andesite ; d- dacite

II-2 - Distribution des phénocristaux

Dans le tableau 5, sont présentées quelques analyses modales représentatives des laves de la Montagne Pelée.

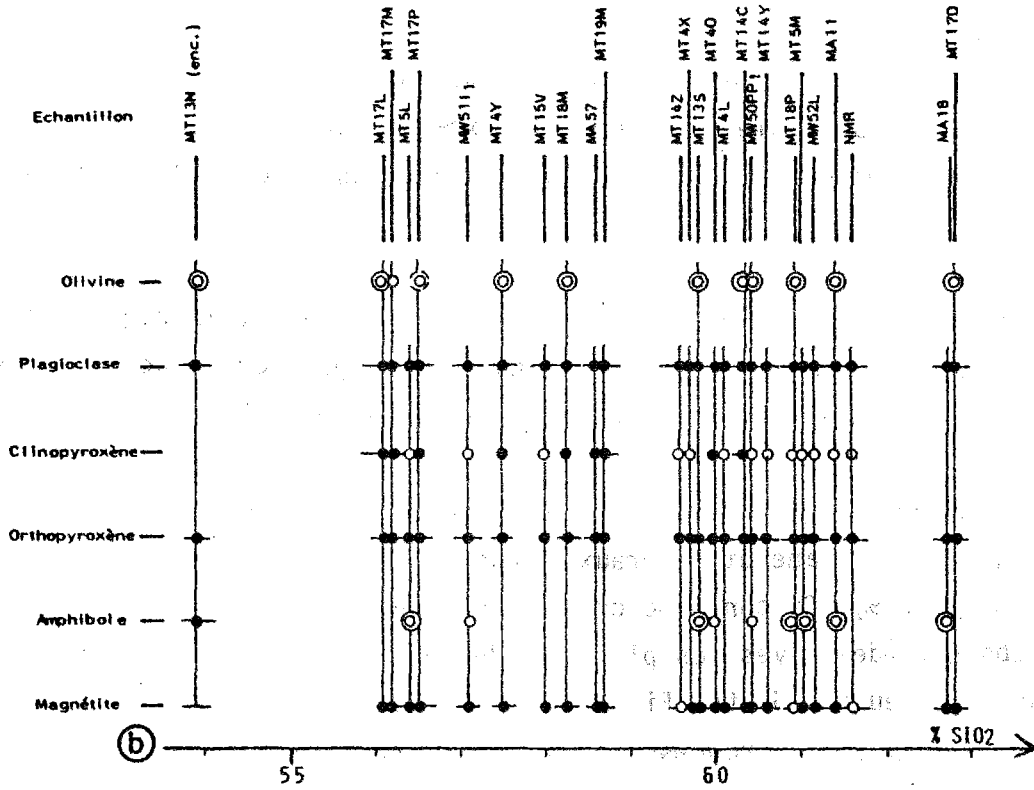
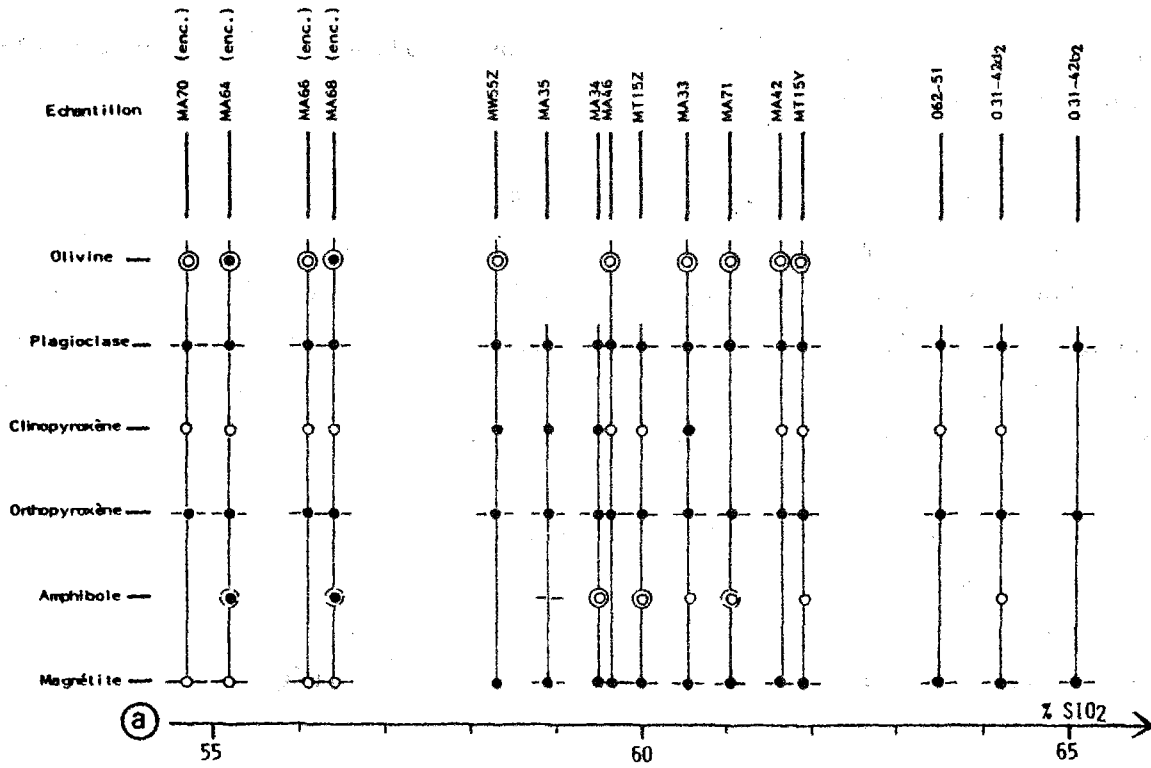
La mésostase représente 50 à 75% du volume des roches ; dans les faciès à texture microlitique, elle est composée essentiellement de plagioclase, d'orthopyroxène, de titanomagnétite et de verre résiduel. Elle contient accessoirement des aiguilles d'apatite. Le clinopyroxène y est rare, il apparaît surtout dans les laves les plus basiques. La mésostase des laves acides peut contenir de la tridymite et de la cristobalite.

Le verre résiduel, présent dans la majorité des échantillons, a généralement une composition rhyolitique ($\text{SiO}_2 \geq 70\%$), il est alors incolore. Dans les passées basiques des nuées ardentes de type Saint-Vincent, le verre résiduel, de couleur brune, a une composition andésitique acide à dacitique, il présente des hétérogénéités chimiques au sein d'une même roche (Gourgaud et al., 1983 ; Traineau et al., 1983 ; Gourgaud, 1985).

Les phénocristaux et les microphénocristaux (25 à 50% du volume total) sont par ordre décroissant d'abondance : le plagioclase (50 à 80% du volume des phénocristaux), l'orthopyroxène (10 à 20%), le clinopyroxène (0 à 20%), les minéraux opaques (1 à 8%), l'amphibole (0 à 6%) et l'olivine (0 à 5%). Ces deux derniers minéraux n'excèdent cependant généralement pas plus de 1% du volume total des phénocristaux, les teneurs de 5% sont exceptionnelles.

Les phénocristaux sont automorphes, de taille inframillimétrique ; ceux des minéraux ferromagnésiens sont fréquemment regroupés en agglomérats glomérophyriques millimétriques à centimétriques (photo 10, pl. II).

La répartition des phénocristaux varie peu des basaltes aux dacites. Plagioclase, orthopyroxène et minéraux opaques sont omniprésents dans toute la série (Fig. 19). On constate cependant, que les olivines sont généralement absentes des laves les plus acides et que les clinopyroxènes y sont rares ou peu abondants (Fig. 19a,b et d). L'observation microscopique montre un remplacement progressif des clinopyroxènes par les orthopyroxènes depuis les basaltes jusqu'aux dacites.



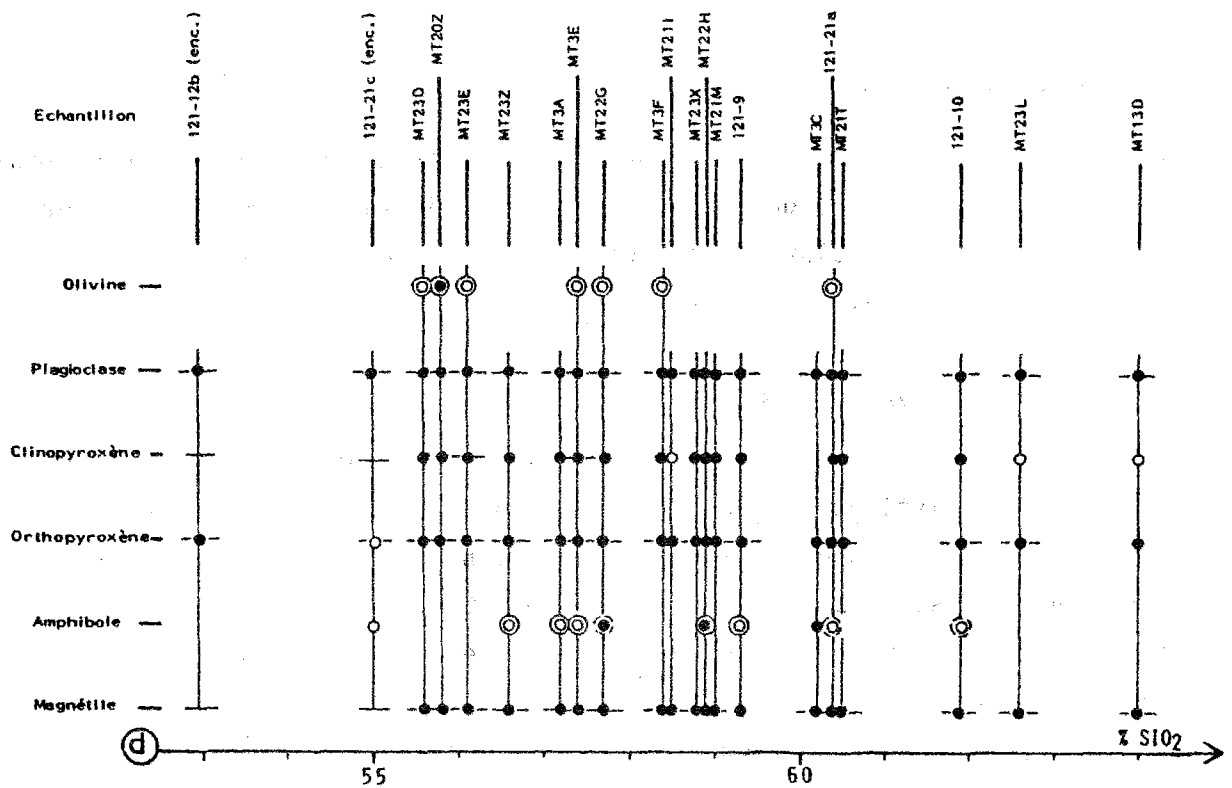
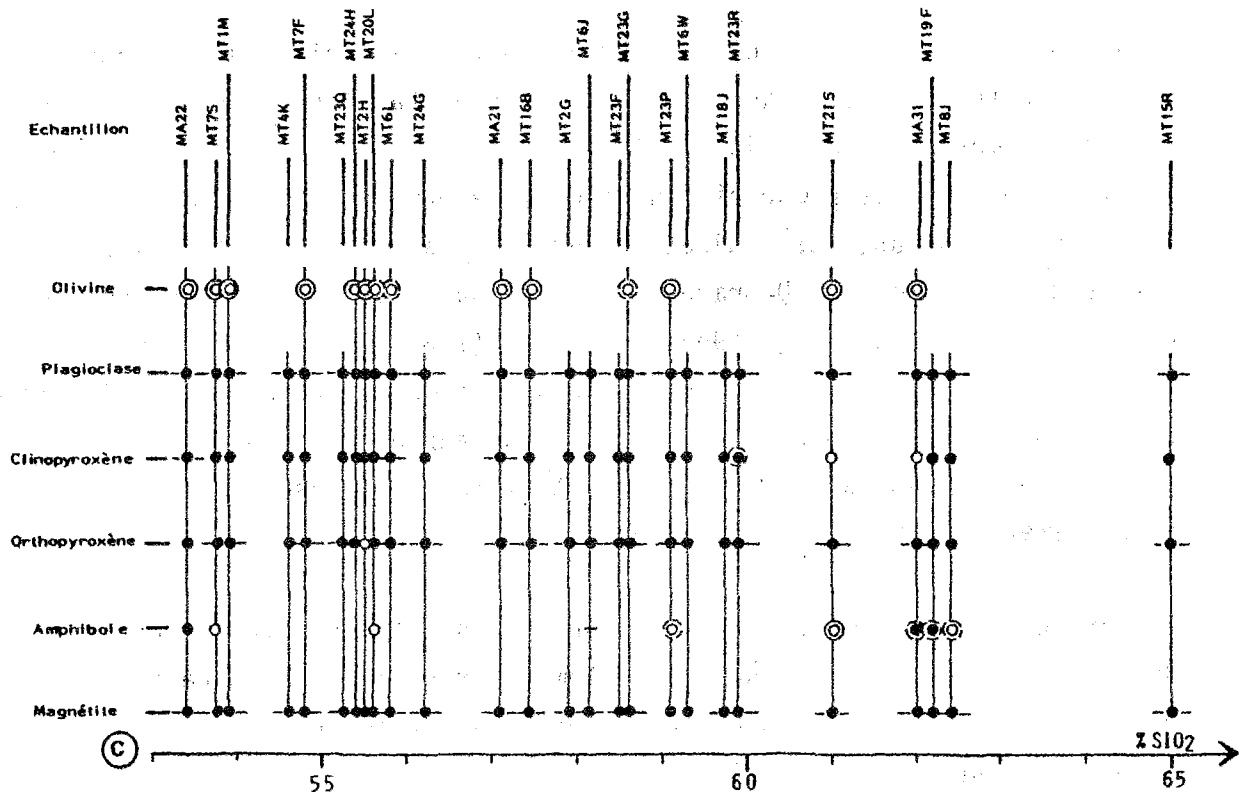


Figure 19 : Répartition des phénocristaux des laves de la Montagne Pelée en abscisse: teneur en SiO₂ de ces laves (a,b,c & d comme pour la figure 18) (enc.): enclave basique congénère; ●: abondant; ○: rare ou peu abondant; ⊙: déstabilisé; ⊖: légèrement déstabilisé; —: microlites

Distribution of the Mount Pelée lavas phenocrysts versus SiO₂ contents of the lavas (a,b,c & d as for Fig.18). (enc.): basic cognate xenolith.

L'amphibole se rencontre également dans toute la série ; généralement peu abondante, elle est la plupart du temps déstabilisée sur sa périphérie en une mosaïque de petits cristaux de magnétite, de plagioclase et d'orthopyroxène. Les phénocristaux d'olivine présentent également, dans la majorité des cas, des indices de déstabilisation ; ils sont alors gainés d'orthopyroxène. De rares phénocristaux d'olivine stables ont cependant été observés (Fig. 19b) ; Gourgaud (1985) signale également leur existence dans les produits les plus basiques des éruptions de type Saint-Vincent de la Pelée intermédiaire. Les minéraux opaques sont presque toujours des titanomagnétites, notons toutefois la présence exceptionnelle d'hémilménite dans certains échantillons.

En conclusion, on remarque que les variations pétrographiques observables, des basaltes aux dacites, sont globalement très limitées et ne s'avèrent nullement caractéristiques d'une période d'activité donnée, ni même d'un type pétrographique particulier.

III - LES ENCLAVES

Les enclaves observées à la Montagne Pelée sont de trois types principaux il s'agit de xénolites de roches volcaniques du substratum ramonés lors des explosions, d'enclaves basiques congénères dans des laves hôtes plus acides et de cumulats à texture grenue.

III-1 - Les xénolites du substratum

Ces enclaves, relativement abondantes dans les dépôts des éruptions explosives, se distinguent facilement de l'ensemble des produits car elles sont recouvertes d'une pellicule d'oxydation superficielle qui s'est développée au sein du dépôt, postérieurement à sa mise en place (Traineau & Westercamp, 1985). Leur abondance varie selon les éruptions, elles sont parfois très nombreuses, et représentent, par exemple, en volume, 20% des produits de l'éruption ponceuse P1 et jusqu'à 40% des brèches grossières des nuées ardentes péleennes (Fichaut *et al.*, 1985). Ces fragments de substratum, arrachés lors des éruptions explosives, appartiennent, soit aux formations pyroclastiques superficielles des édifices intermédiaire et récent soit aux formations de l'édifice ancien, soit enfin, plus rarement, au soubassement de la Montagne Pelée (Mont Conil, Morne Jacob).

Les xénolites sont des fragments massifs d'andésites ; certains d'entre eux ont conservés la texture microlitique porphyrique initiale, les phénocristaux étant cependant souvent fracturés (photo 1, pl. III), d'autres présentent par contre une mésostase recristallisée sous forme microgrenue (photo 2, pl. III). Les phénocristaux des xénolites sains sont les mêmes que ceux des laves ; il s'agit de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de titanomagnétite et d'amphibole (rare).

D'autres xénolites ont subi une altération hydrothermale de basse température ($\sim 200^{\circ}\text{C}$), marquée par le développement d'une paragenèse secondaire à quartz-sulfures-minéraux argileux-calcite-zéolites (photos 3,4, pl. III). Ces enclaves proviennent vraisemblablement du réservoir géothermique impliqué dans le déclenchement de l'éruption et de la partie volcanique de l'édifice située au-dessous de ce niveau.

D'autre part, certains xénolites des dépôts ponceux ont subi un métamorphisme de contact marqué par le développement d'une paragenèse de minéraux néoformés de haute température à hypersthène-cordiérite-phlogopite-magnétite-ilménite superposée en partie à la paragenèse hydrothermale de basse température (Traineau & Westercamp, 1985). La température d'équilibre de ces enclaves avec le magma encaissant, obtenue par le géothermomètre des oxydes de fer-titane (Powell & Powell, 1977 ; Spencer & Lindsley, 1981) est d'environ 780°C (Fichaut *et al.*, 1985) ; cette température est compatible avec celle des faciès de cornéennes à pyroxènes. Ces xénolites témoignent d'un contact avec le magma, plus prolongé que dans le cas de ceux décrits précédemment.

L'étude plus précise des xénolites fournit des indications sur l'hydrogéologie profonde du volcan (Traineau & Westercamp, 1985) ; la pellicule d'oxydation observée permettant la mise en évidence d'aquifères au sein de l'édifice volcanique.

III-2 - Les enclaves basiques congénères

Ces enclaves sont présentes dans les produits des éruptions pyroclastiques des édifices ancien et récent ; elles sont particulièrement abondantes dans les produits des éruptions historiques (Gourgaud, 1985).

Elles se présentent sous forme de blocs centimétriques à décimétriques, aux contours arrondis. Leur composition chimique varie depuis des basal-

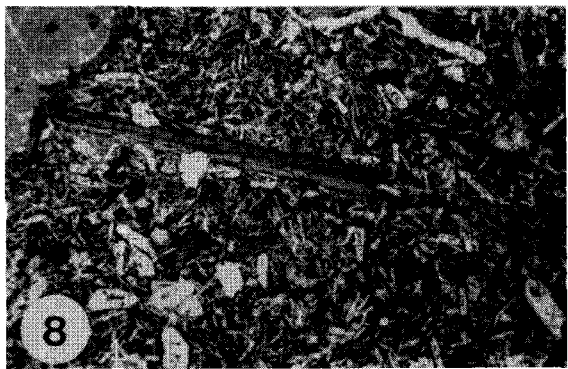
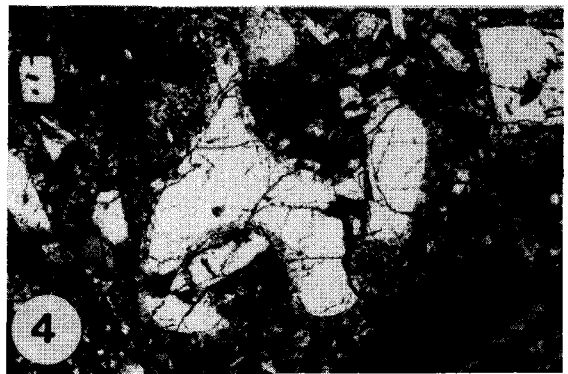
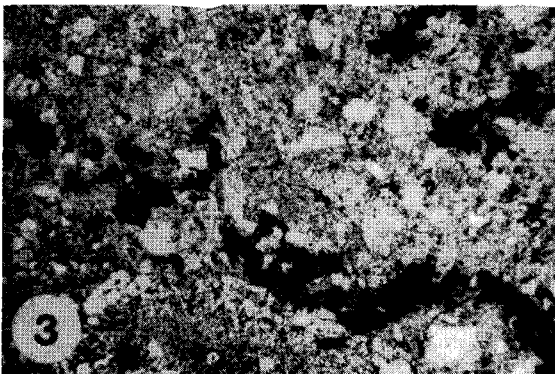
PLANCHE III

Les xénolites du substratum

- Photo 1 - Xénolite à texture microlitique porphyrique, les phénocristaux sont fracturés (Ech. MA133, x 6,3, LN).
- Photo 2 - Xénolite à texture microgrenue porphyrique (Ech. MA134, x 2,5, LN).
- Photo 3 - Paragenèse secondaire : sulfures (pyrite) en filonnet dans le xénolite (Ech. MA128, x 25, LN).
- Photo 4 - Paragenèse secondaire, phénocristal de quartz arrondi à golfes de corosion et auréole réactionnelle (Ech. MA134, x 63, LP).

Les enclaves congénères basiques

- Photo 5 - Enclave dans sa roche-hôte. Elle s'en distingue aisément par sa couleur plus foncée. Noter les contacts contournés entre les deux roches.
- Photo 6 - Contact lave-enclave observé au microscope. a : enclave basique congénère à texture subdoléritique. b : roche hôte à texture microlitique porphyrique vitreuse (Ech. MA59, x 25, LN).
- Photo 7 - Enclave à texture subdoléritique porphyrique, le taux de cristallisation est très élevé (Ech. 121-21C, x 25, LN).
- Photo 8 - Aiguille d'amphibole dans une enclave basique, cet habitus suggère un refroidissement rapide (Ech. MT13N, x 25, LN).



tes jusqu'à des andésites acides ($51 < \text{SiO}_2 < 59\%$). Ces enclaves, souvent regroupées en essaims, se distinguent de leur lave hôte par leur couleur généralement plus foncée et leur grain souvent plus fin (photo 5, pl. III).

Les contacts avec la matrice sont parfois contournés, une bordure figée peut se développer sur la périphérie des enclaves, enfin, des auréoles de diffusion peuvent se former sur leur pourtour et pénétrer la lave hôte. Ces différentes observations prouvent que ces enclaves étaient fluides lorsqu'elles ont été incorporées dans la lave hôte plus acide ; ceci justifiant le terme d'enclaves congénères. Gourgaud (1985) les interprète comme le résultat d'un processus de mélange magmatique caractérisé par l'injection d'un magma basique (enclaves) dans un magma acide (lave hôte). Ces enclaves ont une texture microlitique porphyrique ou une texture subdoléritique ; aucune d'entre elles ne présente cependant toutes les caractéristiques des enclaves hyalodoléritiques (type "H") décrites par Coulon *et al* (1984).

Dans le cadre de la classification des enclaves basiques congénères proposée par ces auteurs, d'un point de vue textural, on peut les rapprocher des enclaves de type basaltique (type "B") caractérisées par une texture microlitique porphyrique ou de type intermédiaire (type "I") à texture subdoléritique (photos 6,7, pl. III).

Le tableau 6 présente quelques analyses modales des enclaves basiques congénères de la Montagne Pelée.

Echant.	SiO ₂ %	phénocristaux				mésostase				
		pl	opx	amph	ol	pl	px	mt	verre	aigu. d'amph.
121-12b	52,70	3	2	-	-	63	16	5	11	-
MT13N	53,90	15	2	1	<0,5	49	5	4	17	7
121-21c	54,80	5	1	<0,5	-	65	14,5	4	10	-
MA 64	55,20	23,5	1,5	2	<0,5	34	6	5,5	27	-

Tableau 6 : Analyses modales d'enclaves congénères basiques
Modal analyses of basic cognate xenoliths

Les phénocristaux sont, par ordre décroissant d'abondance, le plagioclase, l'orthopyroxène, les minéraux opaques et des petites quantités d'olivine et de clinopyroxène ; ces deux derniers minéraux sont parfois absents. L'olivine, comme dans les laves est généralement déstabilisée et gainée

d'orthopyroxènes sur sa périphérie ; des phénocristaux stables ont cependant été décrits par Gourgaud (1985). Il faut noter également la présence de phénocristaux d'amphibole, mais ceux-ci ont une répartition très variable. Dans les enclaves de type basaltique, l'amphibole est relativement rare, par contre, dans celles de type intermédiaire elle peut représenter jusqu'à 20% des phénocristaux, en volume. Elle se présente alors souvent sous forme d'aiguille de longueur millimétrique à centimétrique (photo 8, pl. III). Cet habitus suggère une cristallisation rapide dans un milieu brutalement refroidi (Gourgaud, 1985 ; Coulon *et al.*, 1984). Comme dans les laves, les minéraux opaques sont essentiellement des titanomagnétites, la présence exceptionnelle d'hémoilménite a toutefois été notée.

La mésostase des enclaves à texture microlitique porphyrique contient des baguettes de plagioclase et d'orthopyroxène, des grains de magnétite et du verre résiduel de composition rhyolitique. Dans le cas des enclaves à texture subdoléritique, la pâte est constituée d'un assemblage de lattes de plagioclase (largement dominant), d'orthopyroxène et de titanomagnétite. Ces enclaves ont un taux de cristallisation très élevé (supérieur à 90% dans certains cas, Gourgaud, 1985 ; photo 7, pl. III) mais le verre résiduel y est toujours présent.

III-3 - Les cumulats

Il paraît nécessaire de rappeler la nomenclature relativement complexe des cumulats, avant de décrire ceux de la Montagne Pelée. Les travaux de nombreux auteurs anglo-saxons ont permis de donner une classification de ces roches, à partir de l'étude des grands complexes basiques et ultrabasiques tels que ceux du Rhum (Grande Bretagne), du Skaergaard (Groenland) et de Stillwater (Etats-Unis). Les travaux portant sur les cumulats des complexes ophiolitiques de Grèce (Jackson *et al.*, 1975), de Turquie (Juteau, 1974 ; Juteau & Whitechurch, 1980) et d'Oman (Pallister & Hopson, 1981) apportent des données intéressantes en ce qui concerne la connaissance des cumulats.

III-3.1 - TERMINOLOGIE DES CUMULATS

Le terme de cumulat est proposé, pour la première fois, par Wager *et al.* (1960), pour définir les roches ignées formées par accumulation de cristaux sous l'action de la gravité. Ces cristaux résultant d'un fractionnement précoce, constituent le matériel cumulus (= minéraux

précipités = primocristaux). Jackson (1967,1971) qui considère que les cumulats doivent être analysés comme des roches sédimentaires détritiques, les définit comme des cristaux sédimentés (settled crystals) nés ailleurs et avant le "sédiment magmatique" dont ils font maintenant partie.

Entre les cristaux cumulus, il reste des interstices occupés par du liquide interstitiel appelé liquide intercumulus (Wager et al., 1960). La cristallisation de ce dernier donne naissance au matériel postcumulus (ou matériel interprécipité) que Jackson (1971) définit comme le "ciment" des cumulats qui s'est formé à la place qu'il occupe actuellement dans le "sédiment magmatique".

Cette dernière phase de cristallisation, postérieure à la formation des cristaux cumulus, peut s'effectuer selon divers processus qui donneront différentes textures. C'est à partir de ces variations de texture que Wager et al. (1960) ont établi la classification des cumulats que nous présentons ici.

a - Les orthocumulats

Ces cumulats se caractérisent par une croissance secondaire des cristaux cumulus, sous forme de zones concentriques qui apparaissent à des températures de plus en plus basses. Les cristaux cumulus sont donc zonés sur leur périphérie, la partie zonée s'est formée à partir du liquide intercumulus et constitue le matériel postcumulus. En même temps le liquide intercumulus peut cristalliser sous forme d'autres phases minérales poecilitiques qui englobent les cristaux cumulus (Fig. 20A). La quantité de matériel postcumulus (excroissance zonée des cristaux cumulus + cristaux poecilitiques) est relativement facile à estimer.

Pour Wager et al. (1960) et Wager (1963) ce type de croissance postcumulus résulte d'une grande vitesse d'accumulation des cristaux, entraînant un ensevelissement rapide. Les cristaux cumulus se trouvent ainsi isolés du magma principal, la cristallisation du liquide interstitiel piégé entre les cristaux se fera lentement, en système fermé.

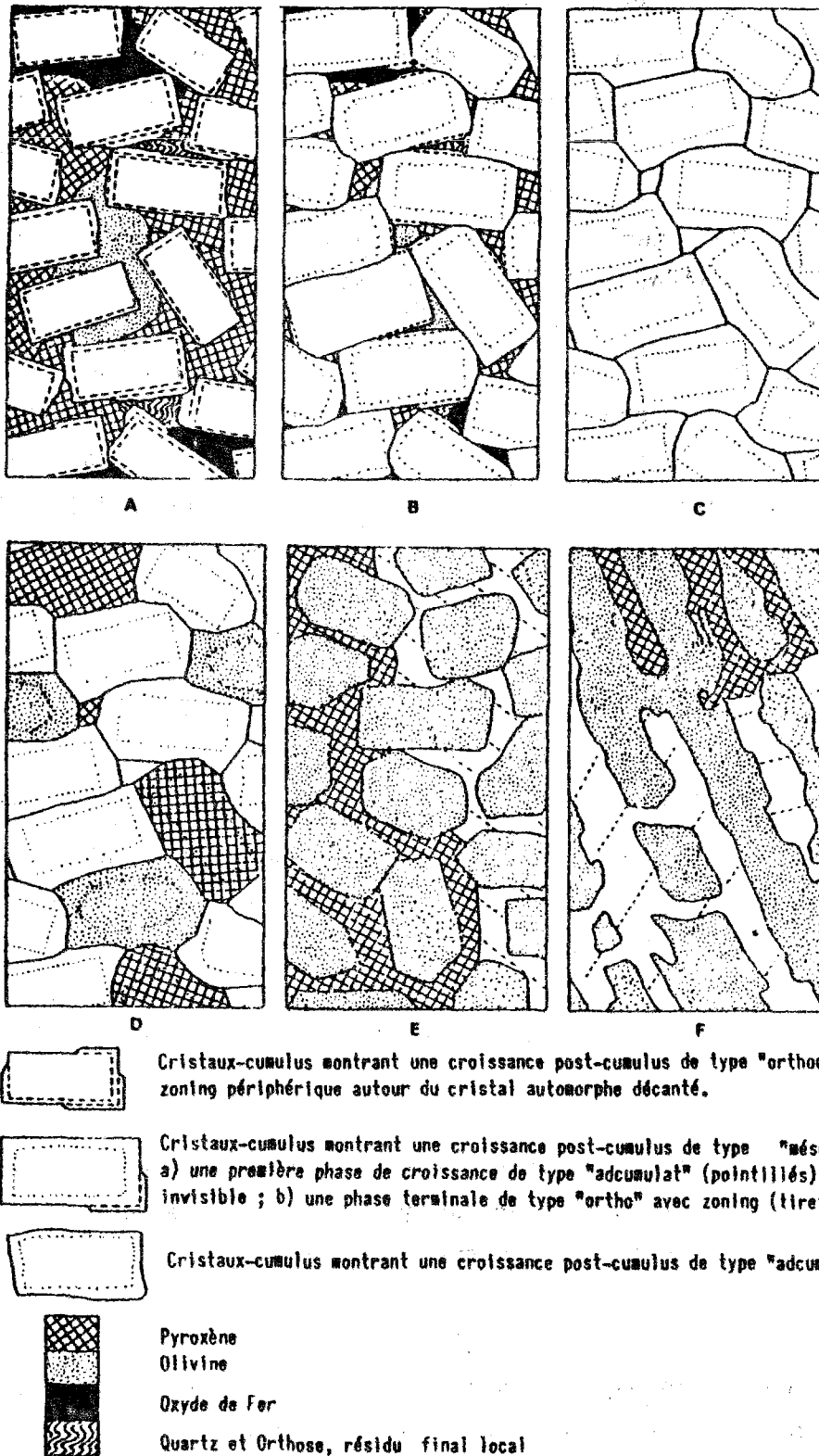


Figure 20 : Représentation schématique des textures des cumulats gabbroïques (d'après Wager et al., 1960)

A- orthocumulat plagioclasique ; B- mésocumulat plagioclasique ; C- adcumulat plagioclasique ; D- adcumulat gabbroïque à plagioclase-augite-olivine cumulus ; E- hétéradcumulat à olivine cumulus, cimentée par de larges plages poecilitiques d'augite et de plagioclase ; F- cumulat "harrisitique" à olivine

Diagrammatic representation of gabbroic cumulates textures (after Wager et al., 1960)

b - Les adcumulats

Dans ce type de roche, le matériel postcumulus a, cette fois, la même composition que les cristaux cumulus. Les adcumulats se caractérisent, par conséquent, par des cristaux non zonés, correspondant à des phases cumulus agrandies secondairement à une température constante. Dans ce cas, il est difficile d'évaluer avec précision la quantité de matériel postcumulus, en raison de l'homogénéité des compositions cumulus et postcumulus.

Cette croissance de type adcumulus est liée à une accumulation lente des cristaux ; ainsi, la couche déposée reste longtemps en contact avec le magma principal (Wager *et al.*, 1960 ; Wager, 1963). On a alors un nourrissage des cristaux cumulus, par diffusion à partir du magma susjacent, à température constante. Le liquide interstitiel est expulsé au fur et à mesure que se produit cette croissance secondaire jusqu'à obtenir des cristaux jointifs (Fig. 20C et D). Cette croissance a donc lieu en système ouvert.

c - Les mésocumulats

Ils présentent des caractères hybrides d'orthocumulat et d'adcumulat. Les mésocumulats se caractérisent en effet, par une croissance adcumulus des cristaux (grains non zonés) qui se poursuit par une croissance de type orthocumulat entraînant la formation de minéraux interstitiels et, parfois, le développement d'une zonation, à l'extrême périphérie des cristaux (Fig. 20B).

La vitesse d'accumulation des cristaux est intermédiaire entre celles des deux extrêmes précédents ; le nourrissage postcumulus des cristaux se fait d'abord en système ouvert, puis en système fermé.

Irvine (1982) considère que la distinction entre ces trois types de cumulats peut se faire à partir de l'abondance du matériel postcumulus ; les orthocumulats contiennent entre 25 et 50% (en volume) de minéraux postcumulus, les mésocumulats entre 7 et 25% et les adcumulats entre 0 et 7%. Irvine entend ici que le matériel postcumulus correspond aux minéraux interstitiels non représentés en tant que phase cumulus. Wadsworth (1985) préfère prendre en compte la composition du matériel postcumulus plutôt que sa quantité, pour différencier les orthocumulats des adcumulats. En

effet, dans le cas des adcumulats, le liquide interstitiel piégé entre les cristaux a la composition du magma à l'équilibre avec ces derniers, puisque la cristallisation postcumulus se fait en système ouvert. Par contre, pour les orthocumulats où la cristallisation postcumulus a lieu en système fermé, le liquide interstitiel piégé a une composition de liquide résiduel enrichi en SiO_2 et en éléments incompatibles.

d - Les hétéradcumulats

Par rapport aux adcumulats sensu stricto qui contiennent des phases cumulus et leur excroissance postcumulus non zonée, les hétéradcumulats possèdent un composant supplémentaire, en position intercumulus, constitué de grands cristaux poecilites, non zonés, englobant les minéraux cumulus de nature différente (Fig. 20E). Ce composant supplémentaire correspond au matériel "hétérad".

Wager et al. (1960) proposent, comme dans le cas des adcumulats, une diffusion à partir du magma principal susjacent permettant le développement de rares nuclei dispersés dans le liquide interstitiel qui donnera naissance à des grands cristaux poecilites non zonés. Cette diffusion conduit à une croissance simultanée des cristaux cumulus et des cristaux poecilites à une température constante, avec expulsion progressive du liquide intercumulus. La vitesse d'accumulation des cristaux doit être lente pour permettre une communication avec le magma principal. Le terme d'hétéradcumulat sous-entend donc un processus de croissance adcumulus complexe. Irvine (1982) lui préfère celui d'adcumulat poecilite.

e - Les cumulats "harrisitiques" ou crescumulats

Ces cumulats, décrits par Wager et al. (1960) dans le complexe de Rhum, sont constitués de cristaux d'olivine allongés, parallèles entre eux, englobés dans des plagioclase et augite poecilites, rarement zonés (Fig. 20F). Les cristaux d'olivine sont allongés perpendiculairement à l'interface cumulat-magma.

Cette texture est interprétée comme le résultat de la croissance vers le haut d'olivines situées au sommet de la pile de cristaux déjà déposés, pendant des périodes d'arrêt de la sédimentation. Il s'agit, en fait, d'un type particulier d'adcumulat dans lequel la croissance de l'olivine se fait

dans une direction préférentielle, à une vitesse relativement rapide. Huppert & Sparks (1980) les interprètent comme des produits trempés résultant de l'arrivée d'un magma chaud primitif dans un magma basaltique plus froid, au plancher d'un réservoir magmatique.

En résumé, au cours de la formation des cumulats, trois stades peuvent être distingués :

- *stade 1* : dépôt initial des cristaux (phases cumulus) ;
- *stade 2* : croissance de type adcumulus des cristaux sédimentés ;
- *stade 3* : cristallisation du magma piégé entre les cristaux.

Les proportions relatives des stades 2 et 3 sont variables : dans le cas extrême, il n'y a pas de croissance adcumulus (le stade 2 n'existe pas), le liquide interstitiel est piégé et cristallise lentement par refroidissement pour donner des orthocumulats ; inversement le processus de croissance adcumulus peut être développé au maximum, expulsant tout le liquide interstitiel pour donner des adcumulats à cristaux jointifs (le stade 3 n'existe pas).

Dans la suite de ce travail, nous nous baserons sur les travaux de Wager et al. (1960) pour classifier les cumulats étudiés. Nous indiquerons le type de texture (orthocumulat, adcumulat...) et nous préciserons la nature des minéraux cumulus en les citant par ordre décroissant d'abondance : nous parlerons, par exemple, d'un adcumulat à plagioclase, olivine et clinopyroxène (adcumulat pl + ol + cpx).

D'autre part, dans les grands complexes, les cumulats montrent, à l'échelle de l'affleurement de nombreuses structures caractéristiques qui sont le litage, les contacts entre couches, les figures de sédimentation, ... décrites par Jackson (1971). Les grands ensembles cumulatifs se caractérisent également par l'existence de variations cryptiques qui correspondent aux variations observées en fonction du niveau stratigraphique considéré et qui traduisent une évolution verticale assimilée à une évolution temporelle.

Dans le cadre de notre étude, il ne nous paraît pas nécessaire de présenter ces structures de façon détaillée car, nous ne les avons pas observées. Les cumulats rejetés par les volcans se présentent, en effet, sous forme de blocs de taille réduite (pluricentimétrique à pluridécimétrique) ne per-

mettant pas l'observation des structures décrites à l'échelle d'affleurements plurimétriques (ou kilométriques) des grands complexes étudiés par les auteurs précédemment cités. Ceci n'exclut cependant pas l'existence de telles caractéristiques dans les piles de cumulats sous-jacentes aux volcans ; nous verrons d'ailleurs, que des litages, par exemple, sont parfois observables au sein des blocs de cumulats rejetés par la Montagne Pelée. De même, en ce qui concerne les variations cryptiques, il est impossible de connaître le niveau stratigraphique duquel ont été prélevés les blocs de cumulat ; nous verrons cependant, qu'il existe des variations de composition que l'on peut attribuer à une évolution verticale dans la pile de cumulats.

III-3.2 - DISCUSSION SUR LE MODE DE FORMATION DES CUMULATS

Les travaux de Wager et al. (1960) et ceux de Jackson (1967) décrivent la théorie de la formation des cumulats qui implique une nucléation de cristaux dans une chambre magmatique, puis une accumulation de ces cristaux au fond du réservoir sous l'action de la gravité et des courants de convection. Une accumulation rapide permettra la formation d'orthocumulats, un dépôt plus lent donnera des adcumulats (cf. supra).

La nature des processus postcumulus intervenant après le dépôt initial des cristaux est le sujet de nombreuses discussions. Wager et al. (1960), Wager (1963) et Wager et Brown (1968) considèrent que dans le cas de croissance adcumulus, on assiste à une expulsion progressive du liquide interstitiel au fur et à mesure de la croissance des cristaux cumulus et de la cristallisation des phases interstitielles. Ce processus s'effectue en système ouvert par diffusion ionique entre la pile de cumulat et le magma susjacent. La principale implication de ce modèle est que ce type de croissance adcumulus doit avoir lieu en surface de la pile de cristaux déjà sédimentés.

Hess (1972) pense que la diffusion entre le magma principal et le liquide interstitiel des cumulats est un mécanisme trop lent pour être quantitativement plausible. Il semble donc, pour cet auteur, que l'accumulation et la diffusion ne sont pas les seuls processus qui entrent en jeu lors de la croissance postcumulus. Il suggère que la convection dans le liquide interstitiel de la pile de cumulats peut entraîner un transport chimique plus important que celui induit par la diffusion. Cette convection est le résultat du changement de densité introduit dans le liquide par la soustraction d'éléments incorporés dans les minéraux qui cristallisent.

Tait et al (1984), Sparks et al (1985) et Kerr et Tait (1985) ont exploité cette idée et ont montré expérimentalement l'importance du rôle de la convection dans le liquide interstitiel, lors de la genèse des cumulats. Tait et al (1984) expliquent la formation des adcumulats et des orthocumulats, au plancher d'un réservoir magmatique, de deux manières différentes.

- *adcumulat* : la cristallisation de minéraux de densité supérieure à celle du liquide interstitiel (minéraux ferromagnésiens, par exemple) entraîne une instabilité de la distribution de la densité dans la colonne de cumulat ; le liquide résiduel, qui apparaît au contact du minéral qui fractionne, est moins dense, il va entrer en convection et remonter dans la colonne pour être remplacé par le magma plus dense susjacent. Il se produit, dans ce cas des échanges entraînant une constance de la composition (Fig. 21a) et aboutissant à une croissance de type adcumulus.

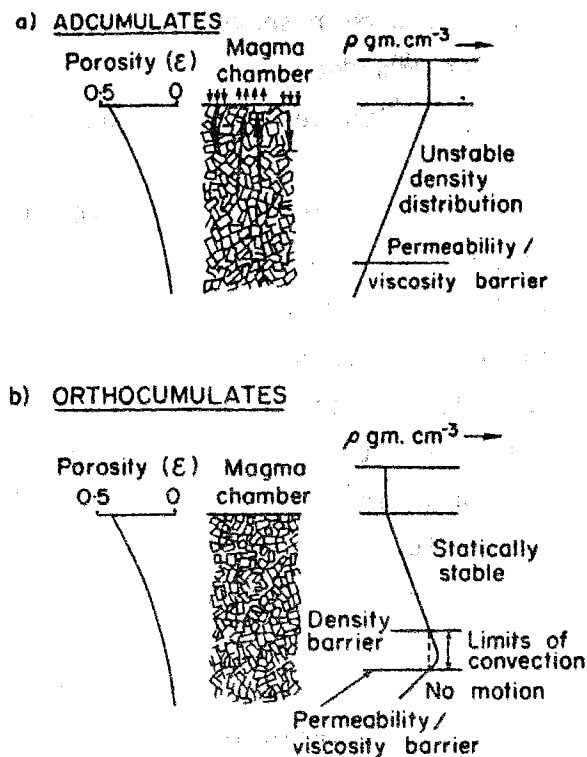


Figure 21 : Mode de formation des adcumulats (a) et des orthocumulats (b) en fonction de la répartition de la densité (d'après Tait et al., 1984)

Density distribution in the pore fluid produced by different paths of intercumulus crystallization which give rise in (a) to adcumulates and in (b) to orthocumulates (after Tait et al., 1984)

- *orthocumulat* : cette fois la cristallisation des minéraux entraîne une augmentation de la densité du liquide résiduel (fractionnement de plagioclase, par exemple, Sparks & Huppert, 1984). Il n'y aura pas d'échanges par convection avec le magma susjacent, puisque dans ce cas la distribution de la densité dans la colonne sera stable ; c'est dans de telles conditions que se forment les orthocumulats (Fig. 21b).

Tait et al. (1984) montrent que si des conditions de convection existent au plancher d'une chambre magmatique, le même assemblage minéralogique entraînera des conditions stables au toit du réservoir ; on aurait donc, simultanément, formation d'adcumulats à la base et d'orthocumulats au sommet de la chambre.

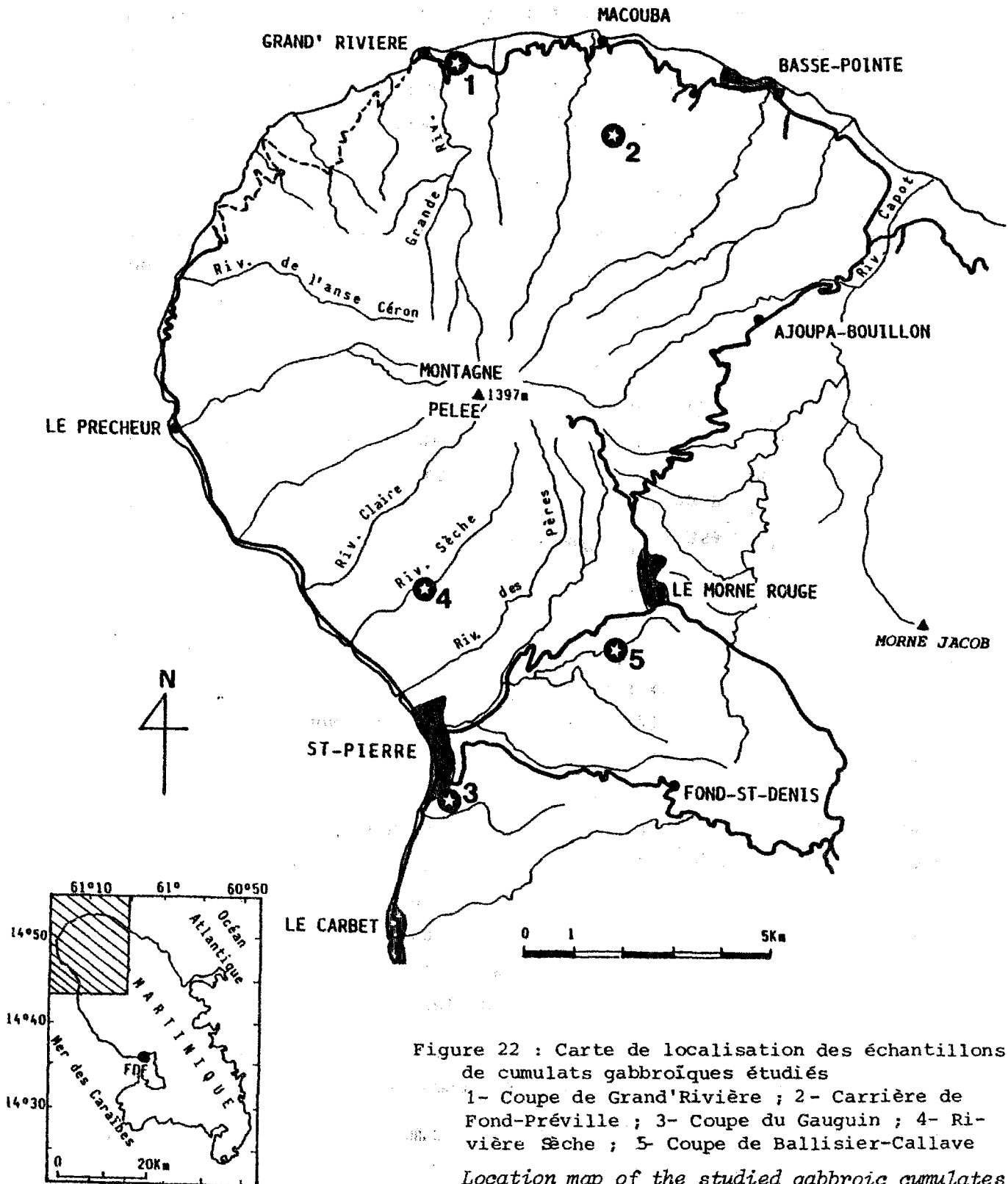
En résumé, la convection dans le liquide interstitiel n'a lieu que si le liquide résiduel est moins dense que le magma susjacent. Mais, même dans ce cas, elle pourra être inhibée si la viscosité du magma est trop élevée, si la porosité de la colonne de cumulat est trop faible et si la vitesse de cristallisation est trop grande.

D'autre part, la compaction est un autre phénomène qui intervient dans les processus de cristallisation postcumulus. En effet, sous l'effet du poids de la colonne de cristaux sédimentés susjacent, le liquide interstitiel est expulsé et la porosité de la roche considérablement réduite (Irvine, 1980 ; Sparks et al., 1985).

Campbell (1978) soulève également d'autres points en désaccord avec la théorie de Wager et al. (1960). Il constate, en particulier, que certains cristaux n'ont pas une densité suffisante pour pouvoir couler dans le magma et s'accumuler au fond du réservoir (cas, par exemple du plagioclase dans un magma riche en fer). Il propose alors deux alternatives pour expliquer la présence de ces minéraux dans les cumulats :

- une nucléation hétérogène conduisant à la formation de grains composites ayant une densité suffisante pour s'accumuler au fond du réservoir ;
- une cristallisation in situ, les grains cumulus se formant au plancher de la chambre magmatique.

McBirney et Noyes (1979) prouvent également, par des calculs de densité, qu'il est physiquement impossible que les plagioclases puissent couler dans le



magma riche en fer dans lequel ils cristallisent. Des arguments pétrographiques comme, en particulier, l'orientation régulière des plagioclases dans les lits des cumulats leur font rejeter l'hypothèse de la nucléation hétérogène proposée par Campbell (1978). Ils pensent que les cumulats résultent d'une cristallisation in situ, au contact de l'encaissant plus froid, soit au niveau des parois, soit au toit du réservoir magmatique.

III-3.3 - LES CUMULATS DE LA MONTAGNE PELEE

Ce sont des enclaves à texture typiquement grenue qui peuvent être divisées en deux groupes différents en fonction de leur pétrographie et de leur composition chimique (Fichaut, 1983) :

- d'une part, les cumulats gabbroïques présents, en particulier, dans les dépôts des nuées ardentes de type Saint-Vincent de la Pelée intermédiaire ;
- d'autre part, les cumulats dioritiques, moins abondants, que l'on trouve dans les dépôts des nuées ardentes de types Saint-Vincent et péleén.

a - Les cumulats gabbroïques

* *Localisation* - Ces xénolites se présentent sous forme de blocs pouvant atteindre jusqu'à 50 centimètres de diamètre, essentiellement dans les dépôts des nuées ardentes de type Saint-Vincent. Les échantillons étudiés proviennent de différentes localités (Fig. 22) :

- *la carrière de Fond-Préville*, au nord-est du volcan où affleurent les dépôts de NSV, mis en place il y a plus de 40 000 ans, appartenant à l'édifice intermédiaire de la Montagne Pelée (échantillons MA23 à MA30) ;
- *la coupe de Grand'Rivière*, au nord du volcan, où les enclaves se situent dans la partie sommitale des produits de la séquence Saint-Vincent SV2, datée à $22\ 300 \pm 1\ 200$ ans B.P. (Traineau, 1982), de l'édifice intermédiaire (échantillons MA103 à MA106 et MA253 à MA259) ;
- *la coupe du Musée Gauguin*, à la sortie de Saint-Pierre vers le Carbet, où les cumulats appartiennent à un dépôt plinien métrique situé sous des produits de nuée ardente de type Saint-Vincent appartenant probablement à l'édifice intermédiaire (échantillons MA102 et MA158) ;

- enfin, dans *la rivière Sèche*, des blocs de cumulats ont également été trouvés, il s'agit cependant de roches dont l'origine est incertaine puisqu'elles n'étaient pas en place et ont été prélevées dans le lit de la rivière ; elles pourraient cependant provenir des dépôts de SV1, nuée ardente de type Saint-Vincent de l'édifice intermédiaire datée à $25\,700 \pm 1\,200$ ans B.P., riches en cumulats (Westercamp & Traineau, 1983) affleurant, en amont, dans cette même rivière (échantillons MA141, MA142 et MA173).

* *Pétrographie*

1) Texture : Les cumulats gabbroïques sont des enclaves à texture grenue, à grains de plagioclase, d'amphibole, de clinopyroxène, d'olivine et de magnétite dont les proportions varient d'un échantillon à l'autre (tableau 7). Les grains ont une taille comprise entre 0,5 millimètre et 2 centimètres, la taille moyenne est cependant de 1 à 2 millimètres.

D'un point de vue macroscopique, les blocs sont généralement homogènes, les litages minéralogiques sont rarement observables dans les échantillons étudiés. Deux d'entre eux (MA30 et MA106) présentent cependant deux couches différentes : l'une riche en amphibole, l'autre pratiquement dépourvue en ce minéral (photo 1, pl. IV). La taille réduite des blocs de cumulats est un paramètre qui ne permet pas d'observer de nombreux contacts de phase (contact entre deux couches marqué par l'apparition ou la disparition d'une phase précipitée, Jackson, 1971) ; mais les variations des associations minéralogiques observables d'un cumulat à l'autre traduisent cependant un litage de la pile de cumulat. L'échantillon MA28 se caractérise également par un litage marqué cette fois par des contacts morphologiques (Jackson, 1971) entre des couches à grains fins et des couches à grains plus grossiers (photo 2, pl. IV).

Certains blocs de cumulat contiennent des plagioclases dont les macles, souvent déformées, (macles en peigne, photo 3, pl. IV) peuvent être un indice d'une déformation postérieure au dépôt.

Tous les échantillons étudiés présentent une phase interstitielle, généralement scoriacée, dont l'abondance est variable (tableau 7). Elle peut constituer jusqu'à 20% du volume total de la roche et se présente alors sous forme de grandes plages entre les minéraux (photo 4, pl. IV), ou elle

est simplement limitée à des films de quelques micromètres d'épaisseur entourant les cristaux (photo 5, pl. IV). Ces scories interstitielles induisent une friabilité des échantillons de cumulats gabbroïques (Lacroix, 1949). Une phase vitreuse existe également sous forme d'inclusions dans les minéraux, celles-ci sont particulièrement abondantes dans l'échantillon MA102 (photo 6, pl. IV). La majorité des roches étudiées sont des adcumulats caractérisés par des cristaux non zonés. Il existe cependant des variations. En effet, certains échantillons sont clairement des adcumulats au sens strict à une ou deux phases cumulus agrandies secondairement jusqu'à déterminer l'apparition d'une texture à grains jointifs séparés uniquement par un film de scories interstitielles (échantillon MA30 : adcumulat pl + ol, photo 5, pl. IV). Dans cet échantillon, il subsiste cependant quelques grandes plages de scories interstitielles dans lesquelles l'amphibole peut apparaître en position nettement postcumulus (photo 7, pl. IV). D'autres roches, également de type adcumulat, sont composées d'un plus grand nombre de phases cumulus (MA23 : adcumulat pl + amph + mt + cpx, photo 8, pl. IV ; MA24 : adcumulat amph + pl + mt + ol + cpx, photo 9, pl. IV ; MA28 : adcumulat pl + amph + cpx + mt), tous les minéraux qui les constituent sont des primocristaux, la magnétite y apparaît cependant, parfois, en position interstitielle résultant d'une cristallisation postcumulus (photos 4 et 2, pl. V).

Au contact des grandes plages de scories interstitielles, les cristaux ont des contours très automorphes (photos 4 et 7, pl. IV) et montrent parfois une bordure étroite présentant une zonation. Ce type de texture peut correspondre aux mésocumulats dont les cristaux finissent d'évoluer en système fermé après la croissance adcumulus. La présence de cette bordure, ainsi que celles de microlites dans les scories interstitielles peut également indiquer une cristallisation de basse température après l'extrusion.

On note, enfin, des cumulats caractérisés par l'existence de phases poecilitiques englobant les minéraux cumulus. C'est le cas des échantillons MA105 à plagioclase poecilitique entourant des primocristaux d'olivine (photo 3, pl. V) et MA27 à clinopyroxène et amphibole poecilitiques englobant des cristaux cumulus de plagioclase et d'olivine (photo 4, pl. V). Ces deux échantillons sont des hétéradcumulats selon Wager *et al.* (1960) ou des adcumulats poecilitiques selon Irvine (1982).

PLANCHE IV

Les cumulats gabbroïques

Photo 1 - Litage minéralogique dans un cumulat, lit à amphiboles et lit dépourvu de ce minéral (Ech. MA106, x 0,5).

Photo 2 - Contact morphologique entre un lit à grains fins et un lit à grains grossiers (Ech. MA28, x 2,5, LN).

Photo 3 - Macle en peigne dans un plagioclase (Ech. MA173, x 6,3, LP).

Photo 4 - Plage de scories interstitielles entre les minéraux. Présence de microlite dans ces scories (Ech. MA25, type I, adcumulat amph + pl + cpx + mt + ol, x 25, LN). Noter les contours automorphes des cristaux au contact des scories.

Photo 5 - Film de scories interstitielles séparant les minéraux (Ech. MA30, type I, adcumulat pl + ol + amph, x 25, LN).

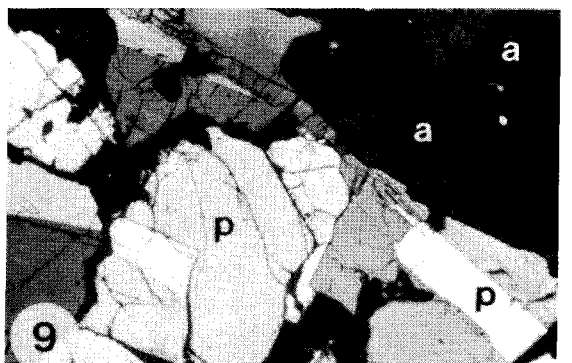
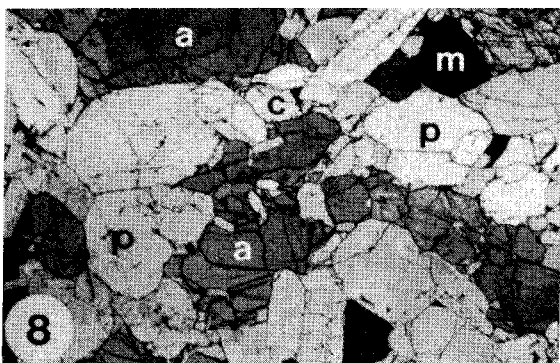
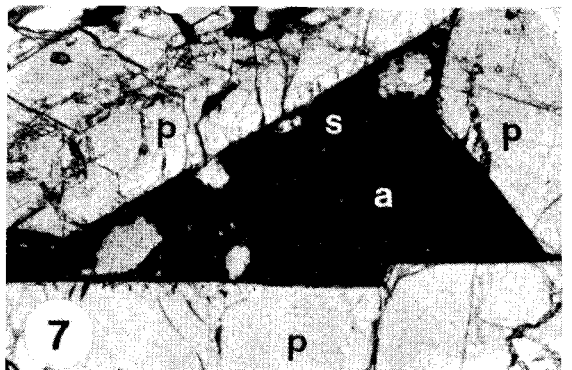
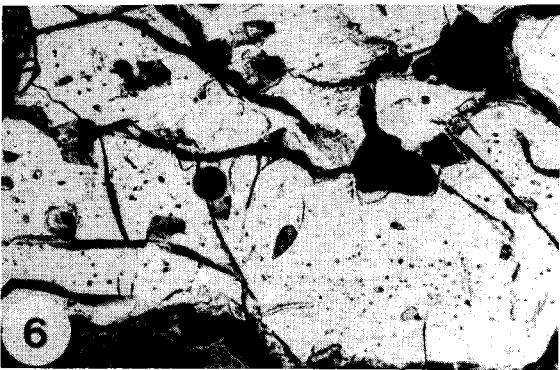
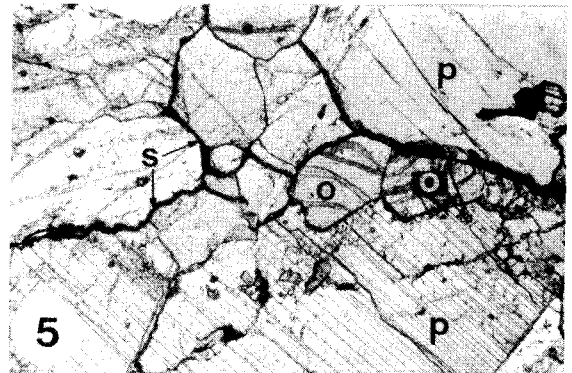
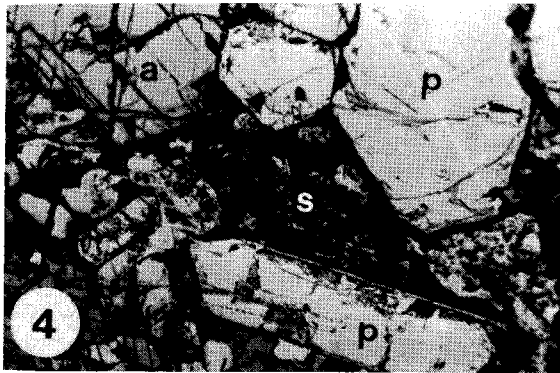
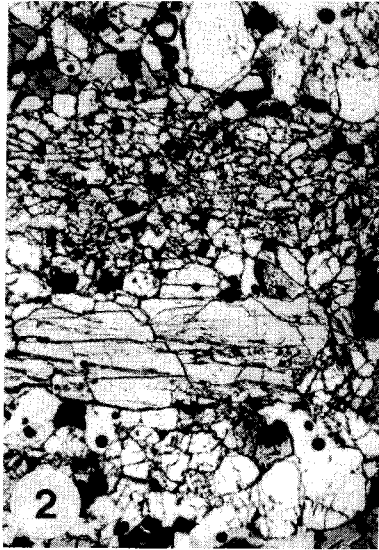
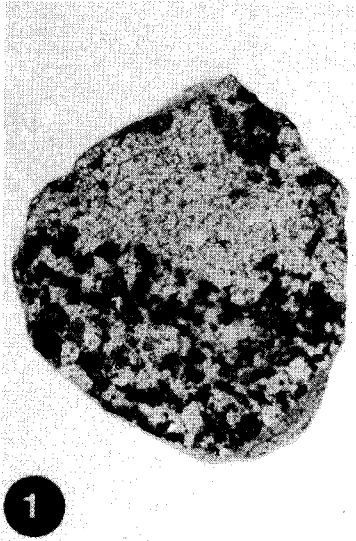
Photo 6 - Inclusions vitreuses dans des plagioclases (Ech. MA102, x 16, LN).

Photo 7 - Amphibole en position postcumulus entre les plagioclases (Ech. MA30, x 25, LN).

Photo 8 - Echantillon MA23, type II, adcumulat pl + amph + mt + cpx (x 25, LN).

Photo 9 - Echantillon MA24, type II, adcumulat amph + pl + mt + ol + cpx. Noter l'absence de zonation optique dans les minéraux (x 25, LP).

a : amphibole ; c : clinopyroxène ; m = magnétite ; o : olivine ;
p : plagioclase ; s : scorie interstitielle.

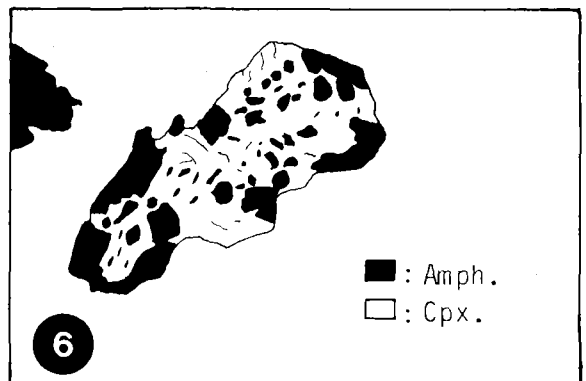
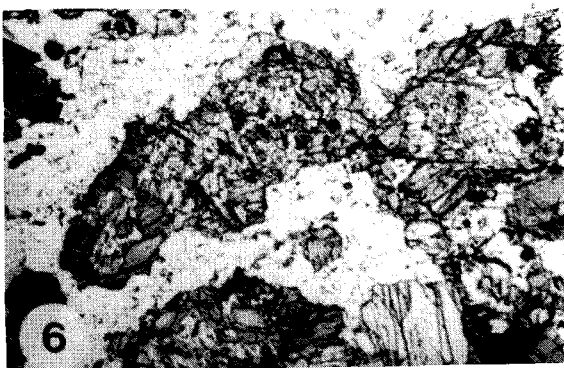
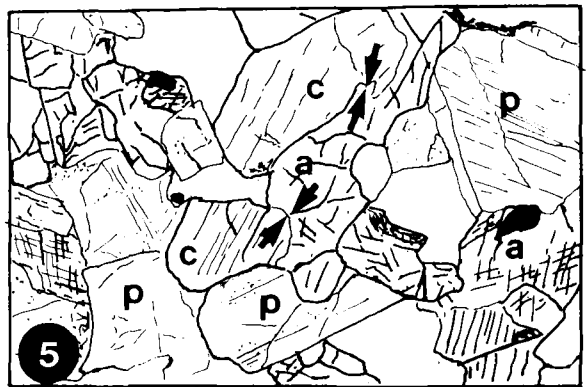
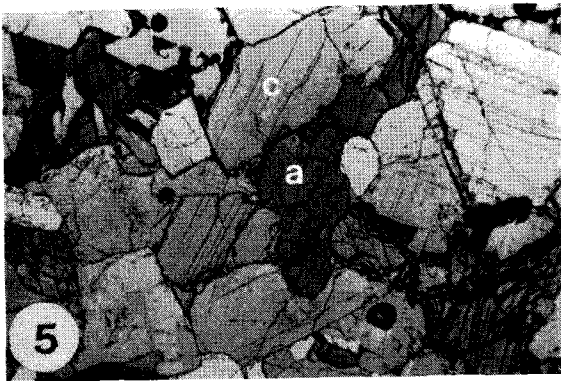
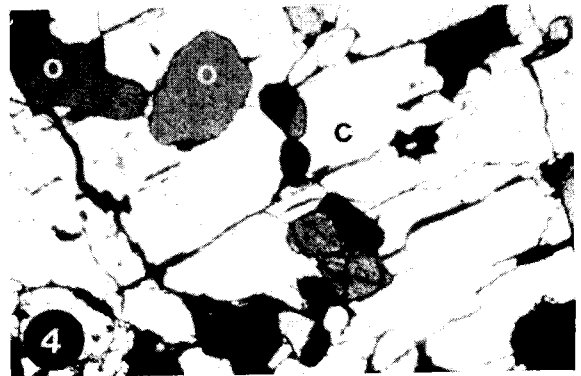
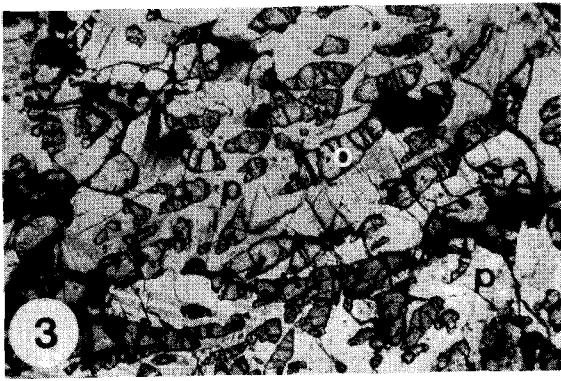
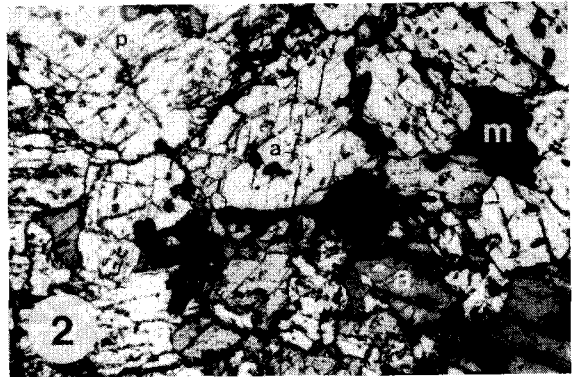
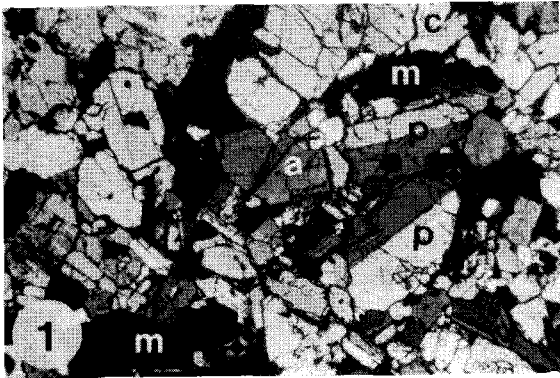


P L A N C H E V

Cumulats gabbroïques

- Photo 1 - Echantillon MA28, type II, adcumulat pl + amph + cpx + mt ; magnétite en position post-cumulus (x 25, LP). Noter l'absence de zonation optique dans les cristaux.
- Photo 2 - Echantillon MA158, type II, adcumulat pl + amph + cpx + mt ; magnétite post-cumulus (x 25, LP).
- Photo 3 - Echantillon MA105, type I, hétéradcumulat pl + ol ; plagioclases poecilitiques englobant des cristaux d'olivines allongés (x 25, LN).
- Photo 4 - Echantillon MA27, type I, hétéradcumulat à cpx + amph poecilitiques. Clinopyroxènes poecilitiques englobant des olivines (x 25, LP).
- Photo 5 - Association amphibole -clinopyroxène : les flèches soulignent l'imbrication des deux phases minérales (Ech. MA23, x 25, LN).
- Photo 6 - Association amphibole -clinopyroxène (Ech. MA142, x 25, LN).

a : amphibole ; c = clinopyroxène ; m = magnétite ; o = olivine ;
p : plagioclase.



Ces types de texture ont déjà été couramment reconnus dans les cumulats de l'arc des Petites Antilles par Lewis (1973a), Wills (1974), Arculus et Wills (1980) et Graham (1980) qui montrent également que les adcumulats dominant sur les autres types texturaux.

2) Distribution des cristaux : A part quelques olivines iddingsitisées (échantillon MA27), les cristaux ne sont généralement pas altérés.

L'examen du tableau 7 révèle qu'il existe différents assemblages minéralogiques dans les cumulats gabbroïques ; les principales associations de minéraux observées sont les suivantes :

pl + ol
 pl + ol + amph
 pl + amph + mt
 pl + amph + cpx + mt
 pl + ol + cpx + amph
 pl + amph + cpx + mt + eol
 pl + amph + mt + cpx + opx

Echant.	pl	amph	cpx	mt	ol	scories interst.
MA23	54,5	30	3	4,5	-	8
MA24	29	60	0,5	3	0,5	7
MA25	30	48	2,5	0,5	0,5	18,5
MA27	68	3	10	0,5	14,5	4
MA28	45	33	13	7	-	2
MA30	73	1	-	-	12	14
MA105	70	-	-	-	20	10
MA106	73,5	20,5	2	3	-	1

Tableau 7 : Analyses modales de cumulats gabbroïques
Modal analyses of gabbroic cumulates

Il apparaît que le plagioclase est présent dans tous les échantillons étudiés (30 à 70% des cristaux), tandis que les autres minéraux ne sont pas toujours représentés. Dans la majorité des cas, le plagioclase est le minéral dominant, il est supplanté quand même, certaines fois, par l'amphibole. Celle-ci se présente sous forme de grands cristaux allongés, souvent les plus grands des enclaves. Le clinopyroxène et l'olivine sont des

phases moins abondantes qui ne dépassent pas respectivement plus de 15 et 20% de l'analyse modale ; la magnétite est le minéral le moins fréquent, souvent de plus petite taille que les autres cristaux ; enfin, l'orthopyroxène est un minéral très rare, observé seulement dans un échantillon (MA102).

Il est intéressant de noter que l'olivine et la magnétite coexistent rarement dans l'ensemble des cumulats étudiés ; quand c'est le cas, l'un ou l'autre de ces minéraux n'est présent qu'en très faible quantité. C'est pourquoi, dans la suite de ce travail, nous distinguerons deux groupes de cumulats en fonction de leur paragenèse :

- les cumulats de type I, à olivine, sans magnétite (ou rare) ;
- les cumulats de type II, à magnétite, sans olivine (ou rare).

L'ordre de cristallisation des primocristaux des cumulats gabbroïques n'est pas toujours aisé à reconstituer, il varie d'un type pétrographique à l'autre. Notons toutefois que, dans les cumulats de type I, l'olivine est incluse dans tous les autres minéraux silicatés alors qu'elle ne les contient jamais ; elle est donc le premier minéral à apparaître. Dans les cumulats de type II, la magnétite, également en inclusion dans tous les autres minéraux, est la première phase qui cristallise. Puis, le plagioclase, fréquemment inclus dans les amphiboles et les clinopyroxènes serait le deuxième minéral à se former dans les cumulats des types I et II. L'ordre d'apparition respectif de l'amphibole et du clinopyroxène est difficile à établir, ces deux minéraux étant dans tous les cas en association très étroite, imbriqués et inclus l'un dans l'autre (photos 5 et 6, pl. V). Les relations observées entre ces deux minéraux peuvent être soit le résultat d'une syn-cristallisation, soit celui du remplacement du clinopyroxène par l'amphibole (réaction sub-solidus). Une étude minéralogique plus précise, traitée dans le chapitre suivant, devrait nous permettre d'élucider ce problème. Il est intéressant de souligner ici l'abondance de l'amphibole dans les cumulats gabbroïques contrastant avec sa rareté dans les laves basiques de la Montagne Pelée. Ce phénomène semble classique dans l'arc des Petites Antilles (Arculus & Wills, 1980).

b - Les cumulats dioritiques

* *Localisation* - Ces cumulats se présentent également sous forme de blocs dans les nuées ardentes. Ils sont plus rares que les cumulats gabbroïques

et l'échantillonnage moins abondant (5 échantillons) provient de quatre localités différentes (Fig. 23) :

- deux cumulats récoltés dans les dépôts des nuées ardentes péleennes de 1902, dans *la carrière de Fond-Canonville*, au nord de Saint-Pierre (échantillons MA81902 et MA52) ;
- un cumulat émis lors des éruptions de 1929, échantillonné dans la coulée de *la rivière Blanche* (échantillon 55210) ;
- un cumulat appartenant aux dépôts de la nuée ardente de type Saint-Vincent SV1 ($25\ 700 \pm 1\ 200$ ans B.P.), prélevé dans le haut de *la rivière Sèche*, au sud du sommet du volcan (échantillon MA168) ;
- enfin, un cumulat appartenant à l'édifice ancien de la Montagne Pelée, échantillonné au *Morne Plumé*, à l'est du sommet du volcan (échantillon MT20Z1).

* *Pétrographie*

1) Texture : Ces roches ont une granulométrie plus fine que les cumulats gabbroïques, la taille moyenne des grains est inférieure au millimètre. Ils sont constitués de cristaux de plagioclase, d'amphibole, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'oxydes ferrotitanés.

Les échantillons sont caractérisés par des cristaux présentant une zonation périphérique plus ou moins développée (photos 1 et 2, pl. VI). Celle-ci est surtout évidente dans les plagioclases. La partie zonée du cristal résulte d'un processus de croissance post-cumulus en système fermé ; ces roches sont donc des orthocumulats. Les grains sont séparés par du verre qui se présente, comme dans les cumulats gabbroïques, sous forme de fines pellicules ou de larges plages séparant les cristaux. Par contre, contrairement à ce que nous avons noté pour les cumulats gabbroïques, le verre est ici limpide, incolore à brun clair, non vésiculé et il ne contient pas ou peu de microlites (photo 3, pl. VI). Il s'agit d'un verre résiduel, le matériel post-cumulus a, en effet, cristallisé aux dépens du liquide interstitiel piégé entre les primocristaux. D'autre part, des inclusions vitreuses sont parfois observables dans les minéraux, ceux de l'échantillon MA52 en contiennent en abondance (photo 4, pl. VI).

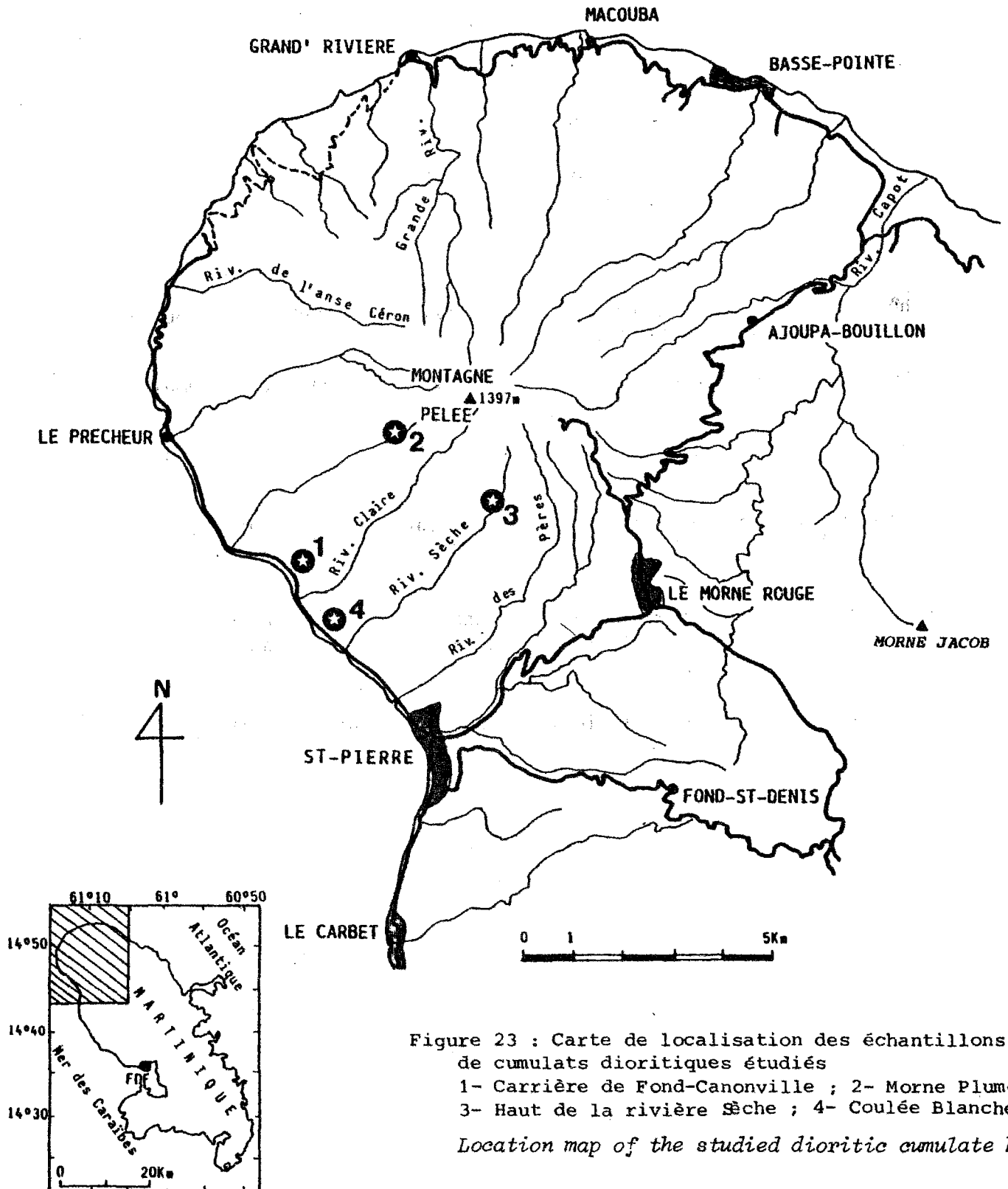


Figure 23 : Carte de localisation des échantillons de cumulats dioritiques étudiés
 1- Carrière de Fond-Canonville ; 2- Morne Plumé ;
 3- Haut de la rivière Sèche ; 4- Coulée Blanche
Location map of the studied dioritic cumulate blocs

P L A N C H E V I

Cumulats dioritiques

Photo 1 - Primocristaux de plagioclase zoné, dans MA81902 orthocumulat
pl + opx + cpx + oxydes (x 63, LP).

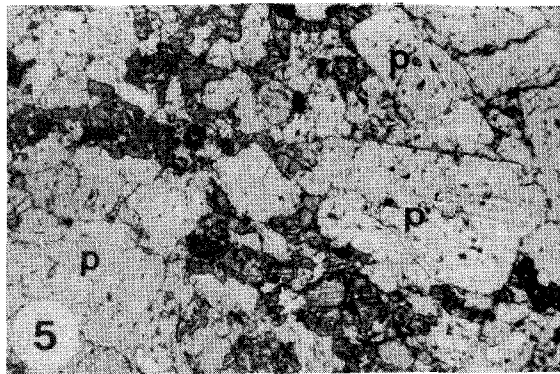
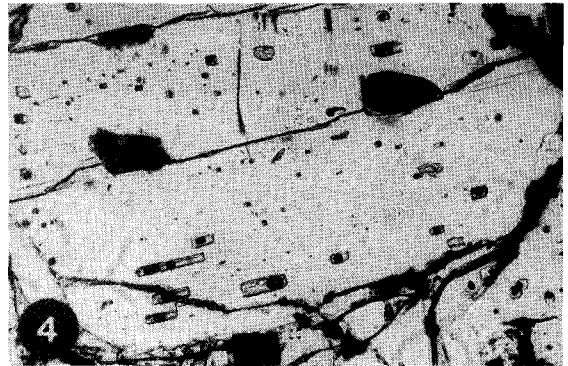
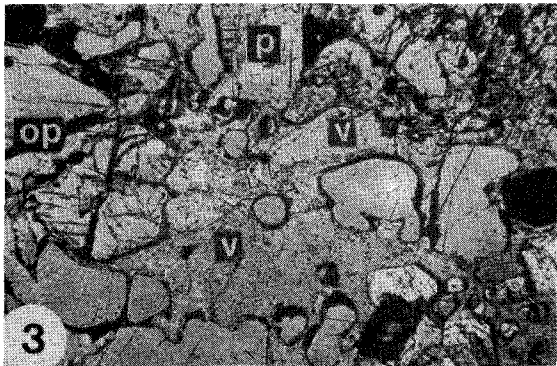
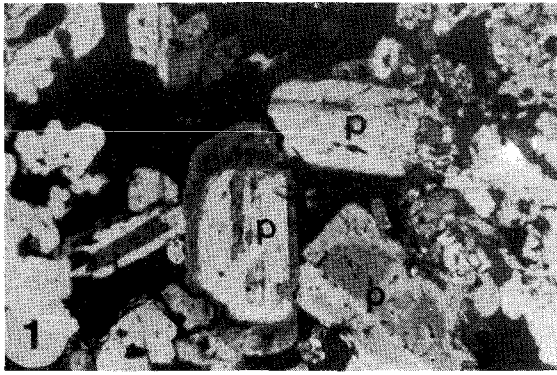
Photo 2 - Primocristal de plagioclase zoné dans MA168, orthocumulat
pl + opx + cpx + oxydes + amph (x 25, LP).

Photo 3 - Verre interstitiel limpide, incolore, vésiculé dans MA81902
(LN x 6,3).

Photo 4 - Inclusions vitreuses dans les plagioclases de MA52 ; noter
l'orientation des inclusions dans les plans cristallographiques
(LN, x 16).

Photo 5 - Echantillon MA168, plagioclases cumulus, les autres minéraux
(opx, cpx, amph et oxydes) résultent d'une cristallisation
post-cumulus.

op : orthopyroxène; p : plagioclase; v : verre interstitiel.



2) Distribution des cristaux : Les analyses modales des cumulats dioritiques sont données dans le tableau 8.

Echant.	pl	opx + cpx	ox. Fe-Ti	amph.	verre interst.
MA81902	57,5	27	5	-	10,5
MA52	88	8	3,5	0,5	-
55210	67,5	23	2	5	2,5
MA168	87	8	3,5	1,5	-

Tableau 8 : Analyses modales de cumulats dioritiques
Modal analyses of dioritic cumulates

Il existe deux types de paragenèses qui sont :

- pl + opx + cpx + oxydes Fe-Ti
- pl + cpx + opx + amph + oxydes Fe-Ti

Le plagioclase est dans tous les cas le minéral dominant. D'un point de vue minéralogique, la principale différence avec les cumulats gabbroïques est la présence d'orthopyroxène abondant dans tous les échantillons étudiés. D'autre part, les oxydes ferrotitanés sont représentés par la titanomagnétite et l'ilménite ; cette dernière phase n'existait pas, non plus, dans le cas précédent.

Dans certains échantillons (MT20Z1, MA81902), tous les minéraux sont des primocristaux, dans d'autres (MA168, MA52); le plagioclase est la seule phase cumulus, les autres minéraux (orthopyroxène, clinopyroxène, amphibole et oxydes) résultent de la cristallisation post-cumulus du liquide interstitiel (photo 5, pl. VI).

L'ordre de cristallisation des minéraux cumulus est difficile à reconstituer, en raison de la rareté des inclusions de minéraux l'un dans l'autre. Cependant, en se basant sur le fait que dans certains échantillons, la titanomagnétite est en inclusion dans les autres minéraux ferromagnésiens et qu'elle ne l'est jamais dans les plagioclases, on peut penser que le premier minéral à se former serait le plagioclase suivi de la magnétite puis des ferromagnésiens. Lorsqu'ils coexistent, amphibole et pyroxène présentent les mêmes relations complexes que dans les cumulats gabbroïques.

c - L'horizon cendreux

En raison de sa composition minéralogique, très voisine de celle des cumulats gabbroïques, nous traiterons en même temps que ces derniers, l'horizon cendreux, riche en mégacristaux, situé à l'extrême sommet de la séquence Saint-Vincent SV1 de l'édifice intermédiaire ($25\ 700 \pm 1\ 200$ ans B.P.).

Ce niveau a été échantillonné dans la coupe de Ballisier-Callave, au sud de Morne Rouge (Fig. 22) (échantillon MAPX). Sa signification volcanologique a déjà été donnée dans le chapitre 1 (§ III-2.1-d).

Les mégacristaux qui composent cet horizon cendreux sont des plagioclases, des clinopyroxènes, des olivines et des amphiboles. Ce sont des cristaux non zonés, tous très frais.

IV - CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

L'étude pétrographique des laves de la Montagne Pelée a montré que les andésites acides ($57 \leq \text{SiO}_2 < 63\%$) sont les termes dominants, et que les variations pétrographiques, des basaltes aux dacites sont très limitées et ne sont pas caractéristiques d'un édifice particulier. La pétrographie des laves de la Montagne Pelée est donc globalement constante au cours du temps.

Nous avons également décrit les enclaves que l'on trouve dans les différents dépôts ; elles sont de trois types : les xénolites du substratum, les enclaves congénères basiques et les cumulats.

Ces derniers ont fait l'objet d'une étude pétrographique précise ; en résumé, cette étude a fait ressortir les points essentiels suivants :

- l'existence de deux groupes de cumulats à la Montagne Pelée :
 - * les cumulats gabbroïques à texture d'adcumulat et d'hétéradcumulat, que l'on peut diviser en deux types principaux :
 - . type I : cumulat à olivine et sans magnétite
 - . type II : cumulat à magnétite et sans olivine ;
 - * les cumulats dioritiques à texture d'orthocumulat.

- l'existence d'un niveau cendreux à mégacristaux, qui sera traité avec les cumulats en raison de sa minéralogie très voisine de celle de ces derniers.

CHAPITRE III : Mineralogie

CHAPITRE III

MINÉRALOGIE

I - MINÉRALOGIE DES CUMULATS

Les analyses chimiques des minéraux des cumulats ont été effectuées à la microsonde Ouest à Brest (Camebax Microbeam) sous les conditions de travail suivantes : - tension d'accélération : 15 kv, intensité : 10 nA et temps de comptage 6s.

Nous avons travaillé sous des conditions différentes lorsqu'il s'agissait de doser des éléments en traces, ainsi pour le nickel dans les olivines elles étaient de : tension d'accélération : 25 kv, intensité : 150 nA et temps de comptage : 40s.

D'autre part, des analyses de scories interstitielles ont été réalisées en défocalisant le faisceau d'électrons jusqu'à $50\mu^2$. Quelques analyses ont, par ailleurs, été faites par absorption atomique (J. Cotten, Brest et Savoyant, Montpellier) sur des minéraux et des scories interstitielles triés.

I-1 - Minéralogie des cumulats gabbroïques et de l'horizon cendreux

Avant de commencer l'étude minéralogique des cumulats gabbroïques et de l'horizon cendreux, un rappel de leur position stratigraphique dans les dépôts de la Montagne Pelée s'avère nécessaire. Nous avons vu (chapitres I & II) qu'ils sont localisés dans les dépôts des nuées ardentes de type Saint-Vincent de l'édifice intermédiaire du volcan. Les travaux de Traineau et al. (1983) et de Gourgaud et al. (1983) ont montré que schématiquement les dépôts de ces nuées ardentes se caractérisent par une augmentation de la basicité des laves de la base vers le sommet de la séquence éruptive (Fig. 16, chap. I). Ainsi, les niveaux acides de la base des

dépôts sont surmontés par un interface à ponces rubanées, puis par des niveaux basiques beaucoup plus épais ; le sommet de la séquence est constitué de niveaux cendreaux terminaux riches en enclaves plutoniques ; enfin, les dépôts d'une des éruptions de type Saint-Vincent (SV1) se caractérisent par la présence d'un niveau cendreaux tout à fait terminal, constitué de mégacristaux libres. Cette séquence éruptive a été interprétée comme le résultat de la vidange d'une ou de deux chambres magmatiques selon les auteurs (Traineau, 1982 ; Gourgaud et al., 1983 ; Traineau et al., 1983 ; Fichaut et al., 1985). Les niveaux sommitaux à enclaves plutoniques et mégacristaux correspondent donc à la partie la plus profonde du réservoir magmatique. Cette remarque fait ressortir l'intérêt particulier qu'offre l'étude minéralogique de ces cumulats et de l'horizon cendreaux.

Les échantillons de cumulats étudiés à la microsonde sont ceux de la coupe de Grand'Rivière et de la carrière de Fond-Préville (cf. chap. II ; § III-3.3-a).

Pour faciliter la lecture de ce travail, nous ne donnerons ici qu'une sélection d'analyses de minéraux représentatifs des roches étudiées ; elles sont présentées en tableaux 9 (plagioclases), 10 (olivines), 11 (clinopyroxènes), 13 (amphiboles), 14 (magnétites) et 15 (scories interstitielles). La sélection est, dans ce cas, facile à réaliser en raison de la constance des compositions minéralogiques. Un plus grand nombre d'analyses est par contre utilisé dans les diagrammes de variations (environ 350 analyses pour l'ensemble des minéraux).

I-1.1 - LES PLAGIOCLASES

Présent dans tous les échantillons étudiés, le plagioclase est généralement, comme nous l'avons vu, le minéral dominant des cumulats (30 à 75% du volume de la roche).

Il s'agit d'un plagioclase très basique dont la composition chimique varie entre An₇₈ et An₉₆, de la bytownite à l'anorthite ; la majorité des analyses est cependant comprise entre An₉₀ et An₉₆ (Fig. 24a). Les coeurs et les périphéries des cristaux ont généralement des compositions très voisines (Tab. 9, Fig. 24b) illustrant l'homogénéité des cristaux due à la croissance de type adcumulus. Certains primocristaux présentent cependant une périphérie plus sodique (An₇₈₋₈₉, Figs. 24, 25) correspondant à la fine

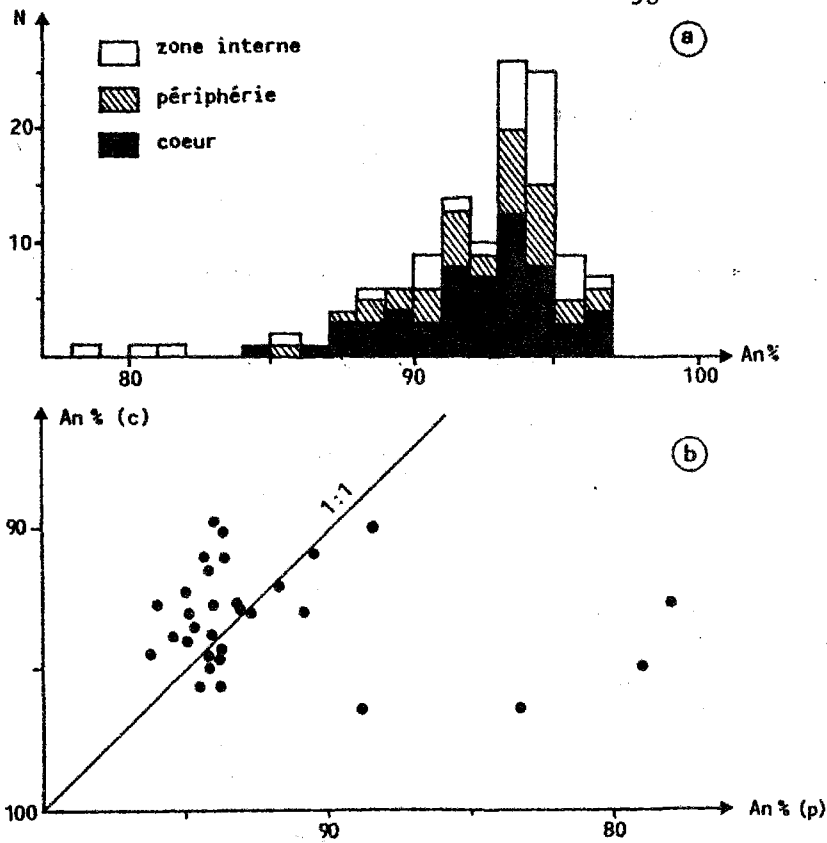
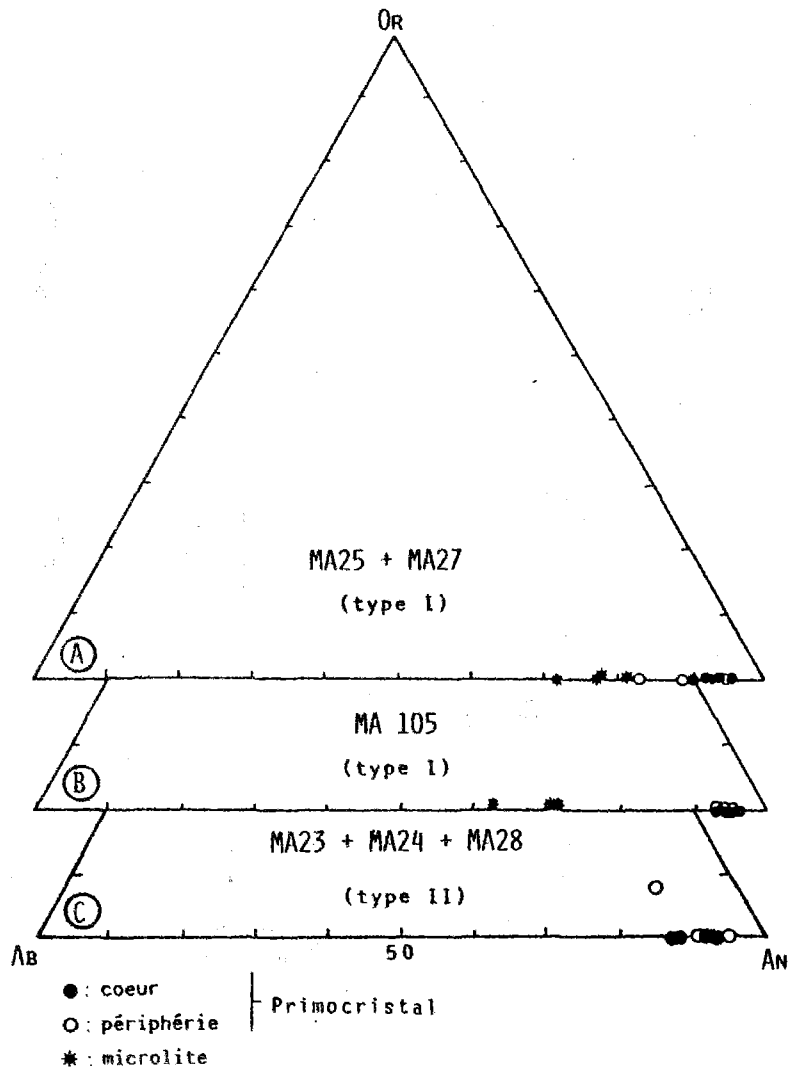


Figure 24 : Composition chimique des plagioclases des cumulats gabbroïques
 a : histogramme des fréquences des teneurs en anorthite des primocristaux ; b : composition des coeurs (c) en fonction des périphéries (p)

*Chemical composition of plagioclases of the gabbroic cumulates
 a : frequency histogram of the An content
 b : composition of cores (c) versus rims (p)*

Figure 25 : Position des plagioclases dans le diagramme Ab-An-Or

Plots of plagioclases in the Ab-An-Or diagram



Echant.	horizon cendreux		Cumulats de type I									
	NAPX1		MA25					MA27				
	1 c	2 p	3 c	4 p	5 c	6 p	7 c	8 p	9 c	10 p		
SiO2	44.46	44.67	44.26	43.34	43.08	45.04	45.71	43.90	44.59	44.40		
TiO2	0.01	0.02	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00		
Al2O3	35.90	36.10	35.64	36.42	36.77	35.45	35.71	35.15	35.48	35.25		
Cr2O3	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00		
FeO	0.47	0.38	0.41	0.52	0.43	0.59	0.47	0.65	0.42	0.62		
MnO	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00		
MgO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.04	0.08	0.04	0.12	0.00		
CaO	18.35	18.39	17.96	18.70	18.45	17.69	18.43	18.50	18.88	19.16		
Na2O	0.46	0.66	0.78	0.44	0.37	1.21	0.73	0.55	0.78	0.65		
K2O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00	0.06	0.03		
Total	99.77	100.33	99.17	99.56	99.12	100.14	101.27	98.80	100.41	100.11		
Si4+	2.056	2.054	2.058	2.014	2.008	2.076	2.082	2.055	2.055	2.055		
Ti4+	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000		
Al3+	1.956	1.957	1.953	1.995	2.020	1.926	1.917	1.939	1.927	1.923		
Cr3+	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000		
Fe2+	0.018	0.015	0.016	0.020	0.017	0.023	0.018	0.025	0.016	0.024		
Mn2+	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000		
Mg2+	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.003	0.005	0.003	0.008	0.000		
Ca2+	0.909	0.906	0.895	0.931	0.921	0.874	0.899	0.928	0.932	0.950		
Na+	0.041	0.059	0.070	0.040	0.033	0.108	0.064	0.050	0.070	0.058		
K+	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.000	0.004	0.002		
Total	4.987	4.997	4.998	5.006	5.000	5.014	4.992	5.000	5.015	5.013		
Or	0.06	0.12	0.00	0.00	0.12	0.12	0.30	0.00	0.35	0.18		
Ab	4.34	6.09	7.29	4.08	3.50	11.00	6.67	5.11	6.93	5.77		
An	95.60	93.79	92.71	95.92	96.38	88.88	93.03	94.89	92.72	94.05		

Echant.	Cumulats de type I				Cumulats de type II					
	MA30		MA105		MA23		MA24		MA26	
	11 c	12 p	13 c	14 p	15 c	16 p	17 c	18 p	19 c	20 p
SiO2	44.60	44.22	43.89	44.15	44.56	47.60	44.51	45.28	44.56	44.08
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00
Al2O3	34.79	35.18	36.00	35.50	35.25	31.17	35.32	34.84	35.37	35.70
Cr2O3	0.07	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.02	0.05
FeO	0.35	0.54	0.37	0.62	0.46	1.14	0.49	0.54	0.44	0.22
MnO	0.01	0.00	0.05	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.09	0.10
MgO	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.19	0.05	0.00	0.09	0.02
CaO	18.46	18.58	19.02	19.16	18.23	16.35	18.38	18.38	18.57	18.41
Na2O	0.99	0.70	0.47	0.62	0.81	1.25	0.76	1.02	0.68	0.64
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.32	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.29	99.24	99.85	100.07	99.42	99.11	99.52	100.06	99.86	99.22
Si4+	2.076	2.060	2.033	2.045	2.070	2.224	2.066	2.090	2.062	2.051
Ti4+	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Al3+	1.909	1.932	1.966	1.938	1.930	1.716	1.932	1.896	1.929	1.957
Cr3+	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002
Fe2+	0.014	0.021	0.014	0.024	0.018	0.045	0.019	0.021	0.017	0.009
Mn2+	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004
Mg2+	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.013	0.003	0.000	0.006	0.001
Ca2+	0.921	0.928	0.944	0.951	0.907	0.818	0.914	0.909	0.921	0.918
Na+	0.089	0.063	0.042	0.056	0.073	0.113	0.068	0.091	0.061	0.058
K+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.079	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	5.013	5.005	5.005	5.014	5.001	5.012	5.003	5.007	5.002	4.999
Or	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.79	0.06	0.00	0.00	0.00
Ab	8.85	6.38	4.28	5.53	7.44	11.21	6.96	9.13	6.21	5.92
An	91.15	93.62	95.72	94.47	92.56	81.01	92.98	90.87	93.79	94.08

Tableau 9 : Analyses sélectionnées de plagioclases des cumulats gabbroïques. c : coeur ; p : périphérie

*Selected analyses of plagioclases from gabbroic cumulates.
c : core ; p : rim*

bordure qui a cristallisé à partir du liquide interstitiel lors de la croissance post-cumulus des cristaux des méso-cumulats, ou lors d'une cristallisation de basse température postérieure à la mise en place (cf. chap. II, § III-3.3-a). Des analyses de ces bordures sont données dans le tableau 9 (analyses 6 et 16), l'une d'entre elles présente une teneur élevée en K_2O (1,32%), cette valeur est cependant exceptionnelle, les bordures plus sodiques ne contenant généralement pas plus de K_2O ($< 0,06\%$) que les coeurs anorthitiques des cristaux.

La composition des plagioclases est relativement constante sur l'ensemble des roches étudiées, on note cependant une diminution de leur teneur moyenne en anorthite depuis les primocristaux des cumulats de type I jusqu'à ceux de type II (Fig. 26).

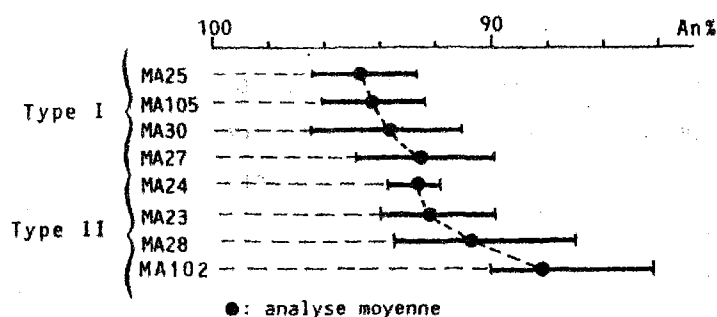


Figure 26 : Teneur moyenne en An des plagioclases des cumulats des types I et II

Mean content of An in the plagioclases from type I and II cumulates

Les microlites de plagioclase des scories interstitielles ont une composition qui varie de An_{68} à An_{82} ; ils sont encore moins basiques que les périphéries des primocristaux décrites précédemment et résultent donc d'un stade de cristallisation postérieur à celui de ces bordures.

Les coeurs des mégacristaux de plagioclase de l'horizon cendré ont des compositions comparables à celles des plagioclases des cumulats gabbroïques (An_{90-96}) et présentent, parfois, également des périphéries plus sodiques (An_{85}).

I-1.2 - LES OLIVINES

Les olivines de l'horizon cendré et des cumulats de type I sont très magnésiennes et ne montrent jamais de signes de déséquilibre.

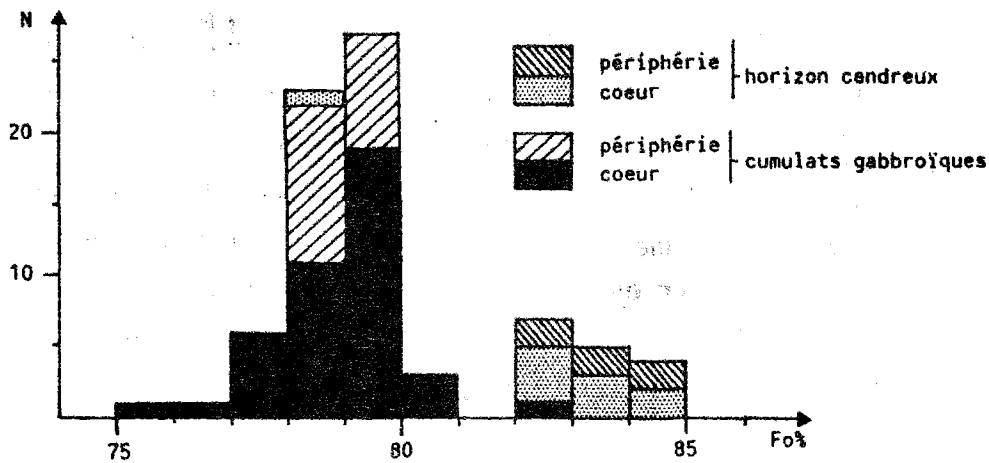


Figure 27 : Histogramme de fréquence des teneurs en forstérite des olivines

Frequency histogram of forsterite content of olivines

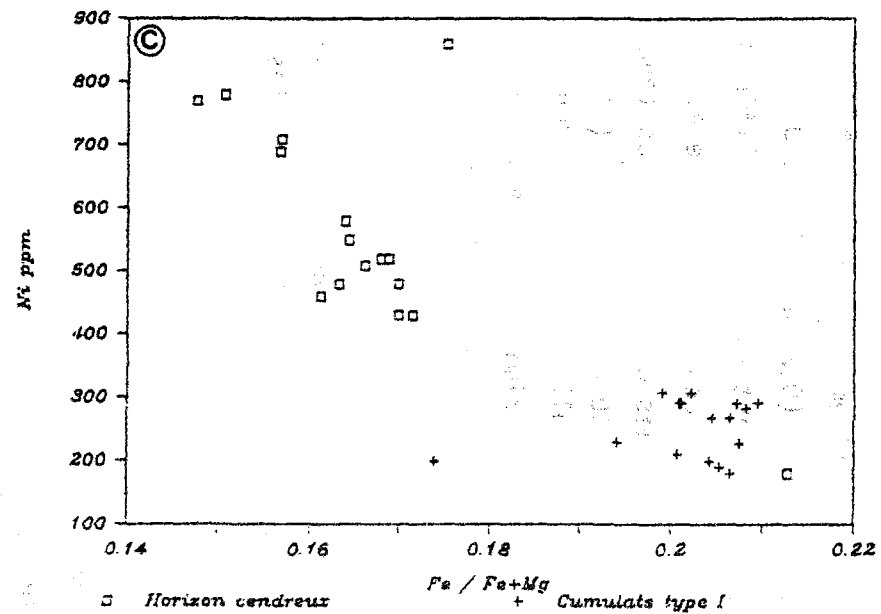
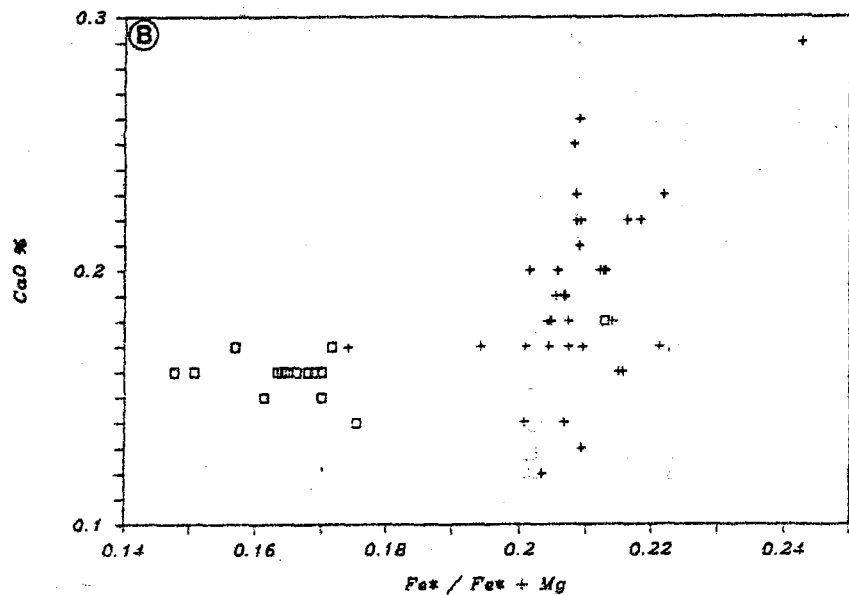
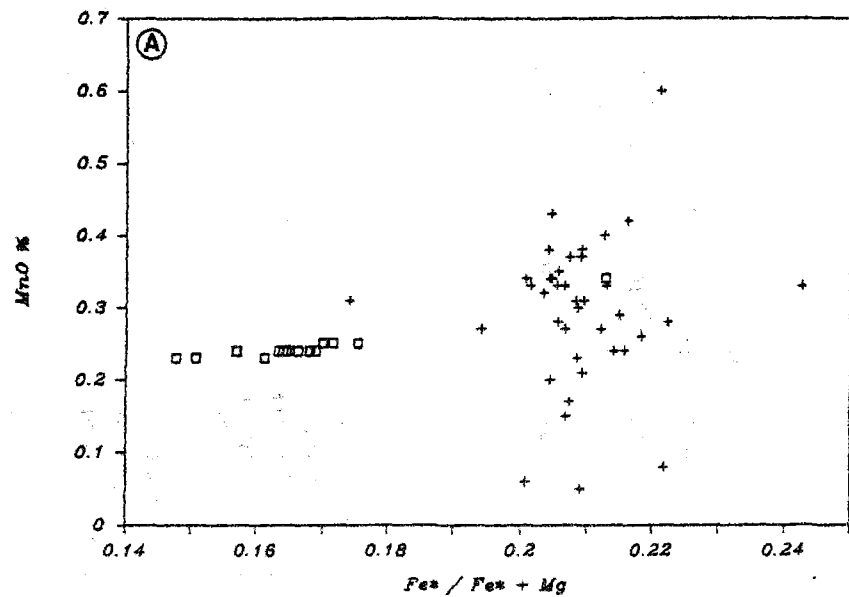
L'examen de la figure 27 révèle que, d'une façon générale, les olivines des cumulats de type I et celles de l'horizon cendreux ont des compositions chimiques différentes. Dans l'horizon cendreux, il s'agit d'olivines à Fo₈₂₋₈₅ (analyses 1 à 8, tableau 10) tandis que dans les cumulats de type I, elles sont légèrement moins magnésiennes à Fo₇₅₋₈₀, avec un maximum de fréquence très marqué entre Fo₇₈ et Fo₈₀ (analyses 9 à 15, tableau 10).

Echant.	Horizon cendreux								Cumulats de type I							Analyse sur tri de minéraux MA30																	
	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15				
	c	p	c	p	c	p	c	p	c	p	c	p	c	p	c	p	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	p				
SiO ₂	38.87	38.89	38.66	38.52	38.12	38.81	38.47	39.14	38.16	38.44	38.75	38.27	38.07	38.47	38.13																Al ₂ O ₃	0.45	
FeO	15.38	15.35	16.29	16.02	15.74	15.57	14.55	14.62	19.31	19.49	16.81	19.17	18.32	18.98	19.26																Fe ₂ O ₃	22.24	
MgO	46.41	46.31	45.26	45.12	45.29	45.42	46.03	47.35	42.09	42.32	44.74	41.88	42.69	42.86	41.53																MnO	0.32	
MnO	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.23	0.23	0.33	0.33	0.31	0.34	0.27	0.30	0.31																MgO	39.85	
CaO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	0.19	0.19	0.17	0.17	0.17	0.18	0.28																CaO	0.35	
NiO	0.09	0.09	0.06	0.07	0.06	0.06	0.10	0.10	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03																Na ₂ O	0.11	
	101.16	101.05	100.67	100.13	99.61	100.24	99.54	101.60	100.30	100.79	100.81	99.86	99.55	100.83	99.54																K ₂ O	0.01	
Ni ppm	690	710	520	510	480	460	780	770	180	190	200	200	230	310	270																V ppm	20	
Si ⁴⁺	0.970	0.972	0.974	0.974	0.969	0.978	0.973	0.969	0.979	0.981	0.977	0.984	0.979	0.979	0.985																	Cr	13
Fe ²⁺	0.321	0.321	0.343	0.339	0.335	0.328	0.308	0.303	0.419	0.416	0.354	0.412	0.394	0.404	0.416																	Co	200
Mg ²⁺	1.727	1.725	1.699	1.701	1.716	1.706	1.735	1.748	1.610	1.610	1.681	1.606	1.636	1.626	1.599																	Ni	199
Mn ²⁺	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.007	0.007	0.007	0.008	0.006	0.006	0.007																	Cu	17
Ca ²⁺	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005																	Zn	104
Ni ²⁺	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001																		
	3.029	3.028	3.026	3.025	3.031	3.022	3.027	3.031	3.021	3.019	3.023	3.015	3.021	3.021	3.015																		
Fo	84.04	84.04	82.94	83.12	83.42	83.62	84.65	84.95	79.06	79.17	82.30	79.26	80.34	79.85	79.09																		
Fa	15.96	15.96	17.06	16.88	16.58	16.38	15.35	15.05	20.94	20.83	17.70	20.74	19.66	20.15	20.91																		

Tableau 10 : Analyses sélectionnées d'olivines des cumulats gabbroïques.

c : coeur; p : périphérie.

Selected analyses of olivines from gabbroic cumulates. c : core; p : rim.



□ Horizon cendreur
+ Cumulats type I

Figure 28 : Variations des éléments mineurs en fonction de FM dans les olivines

Minor elements variations versus FM in the olivines

Cette différence de composition se marque également au niveau des teneurs en MnO et CaO des olivines (Fig. 28a et b) ; elles sont plus élevées dans les olivines des cumulats gabbroïques (respectivement 0,27 à 0,34% et 0,17 à 0,28%) que dans celles de l'horizon cendreux (0,23 à 0,25% et 0,14 à 0,18%). D'autre part, les teneurs en Ni illustrent aussi cette différence (Fig. 28c) : les olivines de l'horizon cendreux contiennent entre 480 et 860 ppm (± 60 ppm) de nickel alors que celles des cumulats ont des teneurs moins significatives qui varient entre 150 et 250 ppm (± 55 ppm) (*). Ces différentes observations indiquent que les olivines de l'horizon cendreux ont cristallisé à partir d'un magma plus primitif que celles des cumulats gabbroïques ; les teneurs en Ni de ces dernières indiquant déjà un caractère relativement évolué (Simkin & Smith, 1970).

Les primocristaux d'olivine ne présentent pas de zonation chimique, les coeurs et les périphéries des cristaux ont des compositions semblables (Tab. 10).

I-1.3 - LES CLINOPYROXENES

Les formules structurales des clinopyroxènes (présentées dans le tableau 11) sont calculées sur la base d'une stoechiométrie 6 oxygènes, les teneurs en Fe^{3+} sont évaluées d'après la méthode de Papike et al. (1974).

a - Composition chimique

La figure 29 présente la position des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Mg-Fe+Mn. On constate qu'ils se répartissent dans trois champs qui sont ceux du diopside ($Wo_{45-47}En_{44}Fs_{8-10}$), de la salite ($Wo_{45-49}En_{39-43}Fs_{10-14}$) et de l'augite calcique ($Wo_{43-45}En_{41-43}Fs_{12-15}$) avec cependant une nette prédominance des salites. Dans certains cas des différences de composition

 (*) - Les teneurs en nickel ont été analysées à la microsonde, étant donné la faible concentration de Ni dans les olivines considérées, nous avons pris un temps de comptage long (40s) pour minimiser l'erreur faite sur la mesure. Puis, nous avons calculé le pourcentage d'erreur pour chaque analyse à partir de la formule suivante (Auclair, 1984) :

$$\Delta = \frac{2 \sqrt{P + BG}}{(P - BG) \cdot T}$$

où Δ est l'erreur relative, T le temps de comptage, P le nombre de coups du pic $K\alpha Ni$ et BG le nombre de coups de bruit de fond pendant le temps T.

Echant.	Horizon cendreau				Cumulats de type I					
	MAPX1				MA27			MA25		
	1 c → p	2 c → p	3 c → p	4 c → p	5 c → p	6 c → p	7 c → p	8 c → p	9 c	10 c
SiO2	50.87	48.87	48.43	48.02	47.38	48.39	47.93	46.42	47.51	47.31
TiO2	0.50	0.75	1.00	0.81	1.10	0.86	1.11	1.13	1.04	0.92
Al2O3	4.89	6.60	7.45	7.74	7.47	6.65	6.89	7.99	7.35	7.45
Cr2O3	0.12	0.20	0.28	0.05	0.01	0.08	0.00	0.04	0.11	0.33
FeO	4.94	5.35	6.20	6.66	6.63	7.03	6.98	7.44	6.18	6.44
MnO	0.11	0.07	0.11	0.10	0.22	0.04	0.11	0.14	0.10	0.08
MgO	16.28	15.31	14.84	14.40	14.29	14.78	13.88	13.70	14.75	14.49
CaO	22.19	22.68	21.85	22.11	22.29	22.37	22.49	22.45	22.57	22.64
Na2O	0.24	0.19	0.21	0.24	0.30	0.30	0.25	0.20	0.18	0.29
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
	100.15	100.02	100.37	100.13	99.70	100.50	99.65	99.52	99.79	99.95
Si4+	1.864	1.803	1.784	1.778	1.767	1.791	1.790	1.744	1.767	1.761
Ti4+	0.014	0.021	0.028	0.023	0.031	0.024	0.031	0.032	0.029	0.026
Al3+	0.211	0.287	0.323	0.338	0.328	0.290	0.303	0.354	0.322	0.327
Cr3+	0.003	0.006	0.008	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.003	0.010
Fe2+	0.151	0.165	0.191	0.206	0.207	0.218	0.218	0.234	0.192	0.201
Mn2+	0.003	0.002	0.003	0.003	0.007	0.001	0.003	0.004	0.003	0.003
Mg2+	0.889	0.842	0.815	0.795	0.795	0.815	0.773	0.767	0.818	0.804
Ca2+	0.871	0.897	0.862	0.877	0.891	0.887	0.900	0.904	0.899	0.903
Na+	0.017	0.014	0.015	0.017	0.022	0.022	0.018	0.015	0.013	0.021
K+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	4.023	4.037	4.029	4.038	4.048	4.050	4.036	4.055	4.046	4.056
AlIV	0.136	0.197	0.216	0.222	0.233	0.209	0.210	0.256	0.233	0.239
AlVI	0.075	0.090	0.107	0.116	0.095	0.081	0.093	0.098	0.089	0.088
Fe3+	0.047	0.073	0.060	0.076	0.098	0.100	0.073	0.108	0.096	0.110
FM	0.145	0.164	0.190	0.206	0.207	0.211	0.220	0.234	0.190	0.200
Wo	45.49	47.04	46.08	46.63	46.91	46.17	47.51	47.34	47.03	47.28
En	46.43	44.18	43.54	42.25	41.84	42.44	40.79	40.19	42.76	42.10
Fs	8.08	8.78	10.39	11.13	11.26	11.39	11.69	12.48	10.22	10.63

Echant.	Cumulats de type II								Analyse sur tri de minéraux MA30	
	MA23		MA28		MA28		MA28			
	11 c → p	12 c → p	13 c → p	14 c → p	15 c → p	16 c → p	17 c	18 c		
SiO2	50.74	50.30	51.60	48.39	48.49	48.31	49.67	47.93	Al2O3	6.53
TiO2	0.44	0.53	0.39	0.74	0.59	0.66	0.39	0.63	Fe2O3	8.70
Al2O3	3.90	4.51	2.29	5.47	3.93	4.85	3.95	5.49	MnO	0.13
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	14.96
FeO	7.53	8.23	8.27	7.21	8.64	7.55	8.23	9.26	CaO	21.68
MnO	0.08	0.11	0.46	0.28	0.31	0.25	0.39	0.31	K2O	0.04
MgO	15.44	14.86	15.60	14.66	14.49	14.04	14.23	13.32	TiO2	0.97
CaO	22.04	21.97	21.31	22.97	22.02	22.48	22.20	22.09		
Na2O	0.23	0.28	0.18	0.28	0.33	0.30	0.28	0.43	V ppm	492
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	396
	100.40	100.79	100.11	100.00	98.80	98.44	99.34	99.46	Co	41
Si4+	1.876	1.859	1.918	1.808	1.844	1.834	1.870	1.815	Ni	44
Ti4+	0.012	0.015	0.011	0.021	0.017	0.019	0.011	0.018	Cu	11
Al3+	0.170	0.196	0.100	0.241	0.176	0.217	0.175	0.245	Zn	28
Cr3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Fe2+	0.233	0.254	0.257	0.225	0.275	0.240	0.259	0.293		
Mn2+	0.003	0.003	0.014	0.009	0.010	0.008	0.012	0.010		
Mg2+	0.851	0.819	0.864	0.817	0.821	0.795	0.798	0.752		
Ca2+	0.873	0.870	0.849	0.920	0.897	0.915	0.895	0.896		
Na+	0.016	0.020	0.013	0.020	0.024	0.022	0.020	0.032		
K+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
	4.034	4.036	4.026	4.061	4.064	4.050	4.040	4.061		
AlIV	0.124	0.141	0.082	0.192	0.156	0.166	0.130	0.185		
AlVI	0.046	0.055	0.018	0.049	0.020	0.051	0.045	0.060		
Fe3+	0.070	0.076	0.055	0.121	0.126	0.099	0.083	0.121		
FM	0.215	0.237	0.229	0.216	0.251	0.232	0.245	0.280		
Wo	44.56	44.70	42.76	46.67	44.79	46.73	45.56	45.93		
En	43.43	42.06	43.55	41.44	41.00	40.61	40.63	38.53		
Fs	12.01	13.25	13.68	11.88	14.21	12.66	13.82	15.54		

Tableau 11 : Analyses sélectionnées de clinopyroxènes
des cumulats gabbroïques. c : coeur, p : périphérie

*Selected analyses of clinopyroxenes from
gabbroic cumulates. c : core, p : rim*

chimique entre les coeurs et les périphéries des cristaux sont observables. Ces variations, parfois relativement importantes, correspondent, comme pour les plagioclases, à des bordures développées lors de la croissance post-cumulus des cristaux des mésocumulats ou lors d'une phase tardive de cristallisation de basse température.

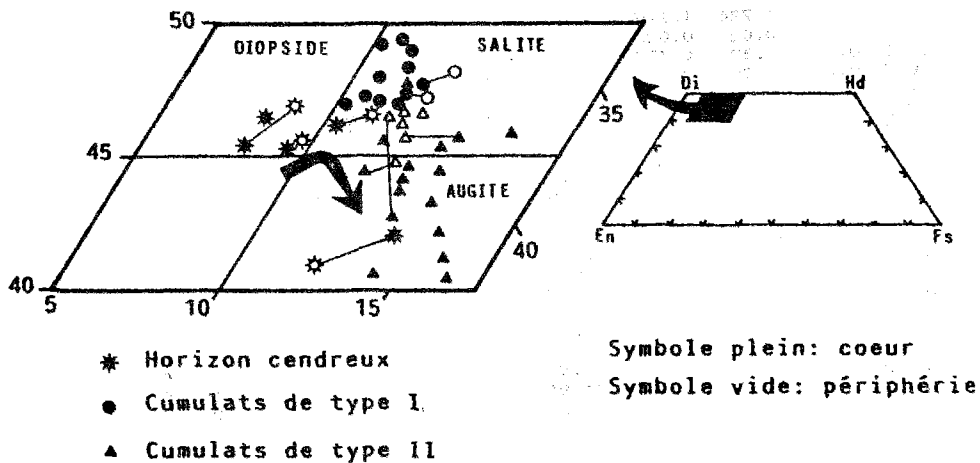


Figure 29 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg

Plots of clinopyroxenes in the Ca-Fe+Mn-Mg diagram

Cette figure montre également que, d'une façon générale, les diopsides n'apparaissent que dans l'horizon cendreux, tandis que les augites correspondent aux cristaux des cumulats de type II ; les salites sont, quant à elles, représentées par des cristaux des trois groupes pétrographiques (horizon cendreux, cumulats de types I et II). Notons cependant l'existence de rares cristaux d'augite calcique dans le niveau cendreux, ceux-ci pourraient correspondre à des xénocristaux prélevés à un autre niveau du réservoir magmatique, lors de l'éruption.

Il semble donc que, globalement, on puisse observer une évolution chimique de type diopside-salite-augite superposée à l'évolution pétrographique horizon cendreux - cumulat de type I - cumulat de type II. Les variations de la composition chimique des clinopyroxènes se traduisent d'abord par un enrichissement en Fe et Ca aux dépens de Mg lors du passage diopside-salite puis par un enrichissement en Fe aux dépens de Ca et Mg, lors du passage des salites aux augites (Fig. 29). L'augmentation en Ca au début de l'évolution peut être en liaison avec l'activité de la silice dans le

magma ; en effet, selon Smith et Lindsley (1971), une faible activité de SiO_2 dans le magma entraîne une plus grande quantité de substitutions de type Ca-Mg dans les clinopyroxènes.

Nous observons donc une différenciation qui se traduit par un enrichissement en Fe des pyroxènes, c'est-à-dire par une augmentation du rapport $\text{Fe}^*/\text{Fe}^*+\text{Mg}$ (FM) des clinopyroxènes de l'horizon cendréux à ceux des cumulats de type I puis de type II. Il est alors intéressant de reporter les teneurs de certains éléments chimiques en fonction de ce rapport. La figure 30 montre que les corrélations observées sont variables selon les éléments considérés mais qu'elles sont cependant caractéristiques d'un processus de fractionnement.

- * Les teneurs en Cr, relativement élevées dans les diopsides de l'horizon cendréux (jusqu'à 0,65% de Cr_2O_3) deviennent faibles ou nulles dans les salites et augites des cumulats (Fig. 30A) ; ce phénomène illustre l'appauvrissement rapide du magma en Cr_2O_3 , lié au fort coefficient de répartition de Cr dans les premiers clinopyroxènes qui cristallisent (Gibb, 1973).
- * Les variations de Al et Ti en fonction de l'indice de différenciation FM sont également caractéristiques d'un fractionnement ; elles sont cependant plus complexes que celles observées pour les autres éléments.

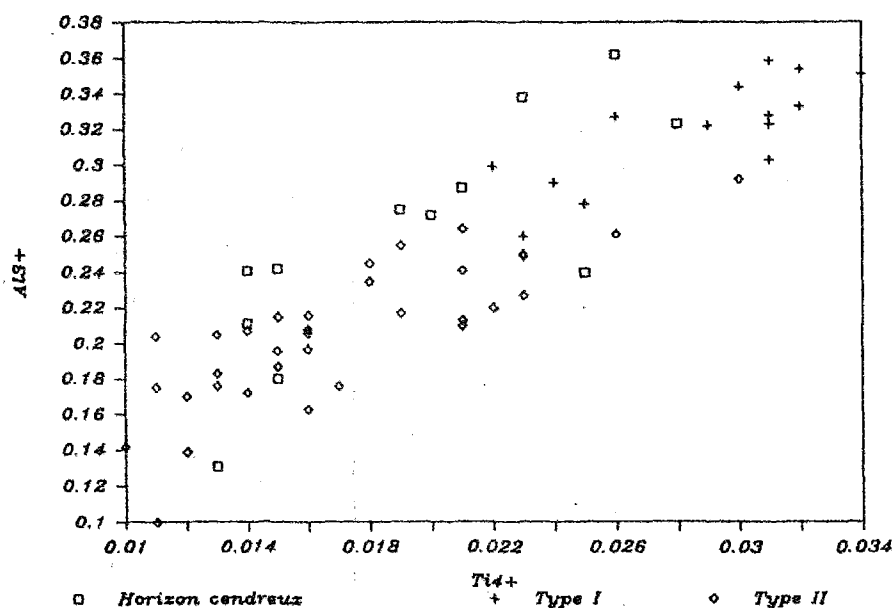
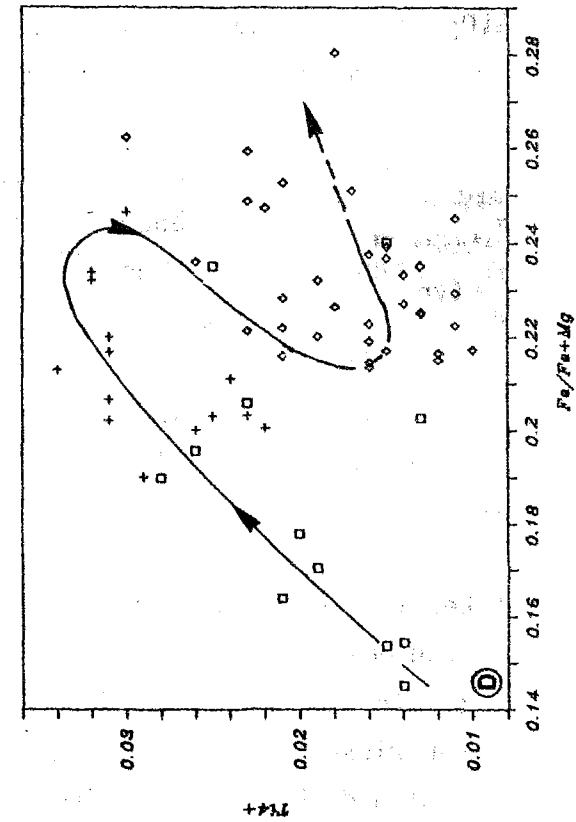
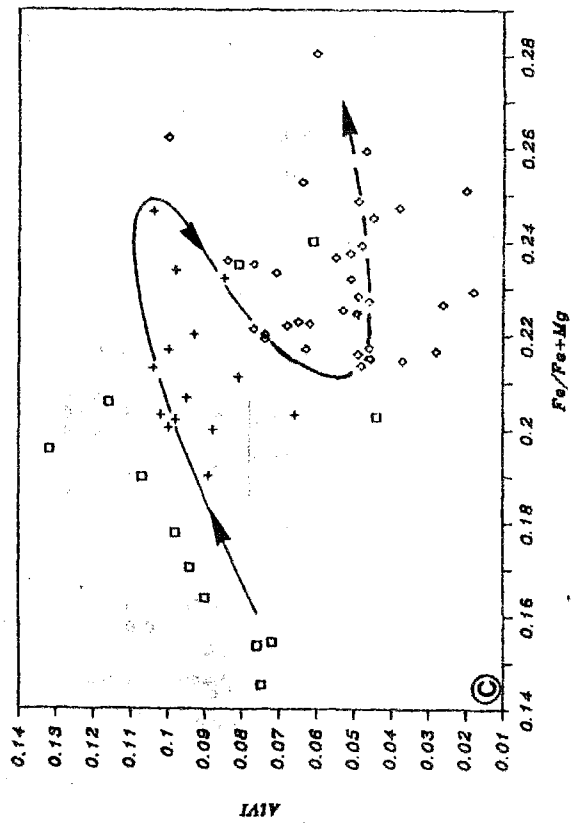
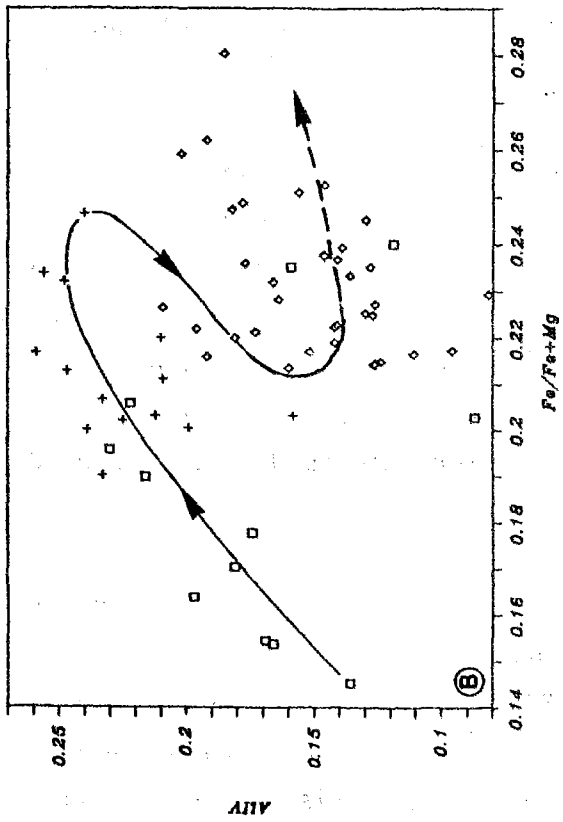
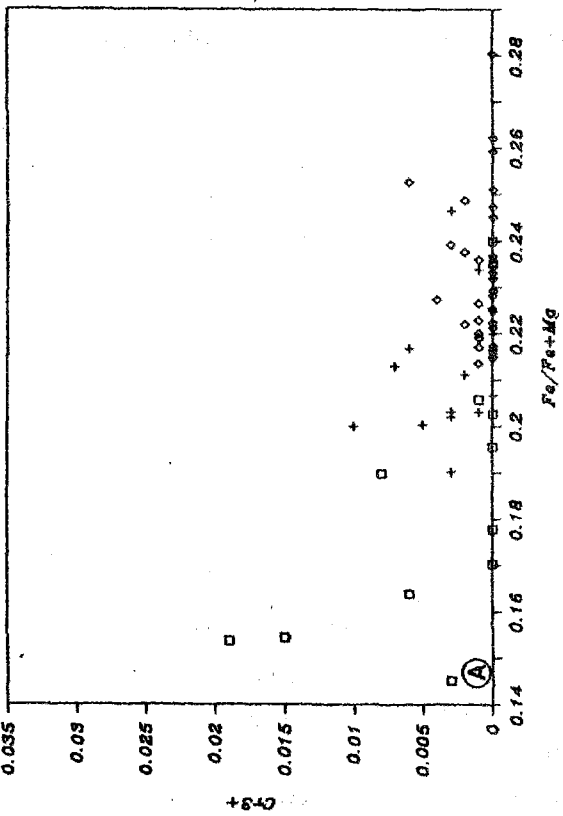
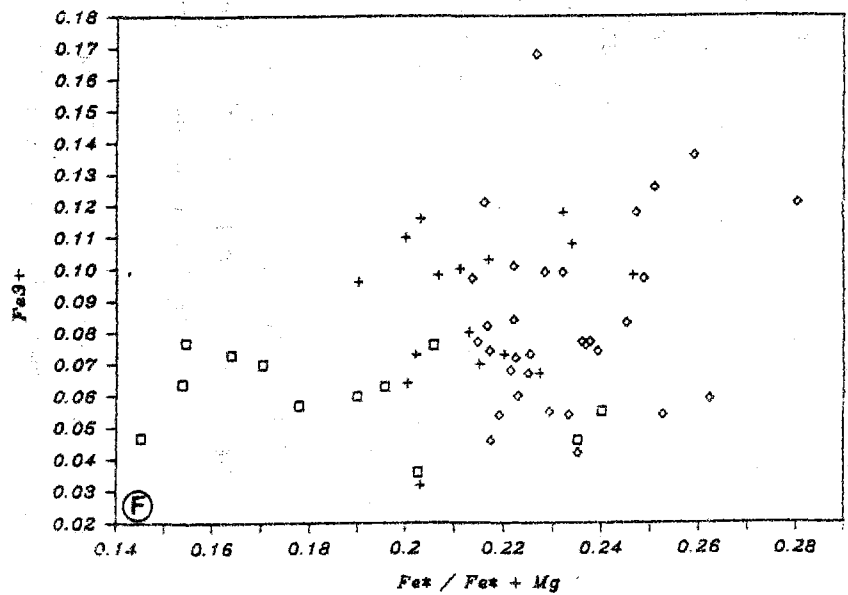
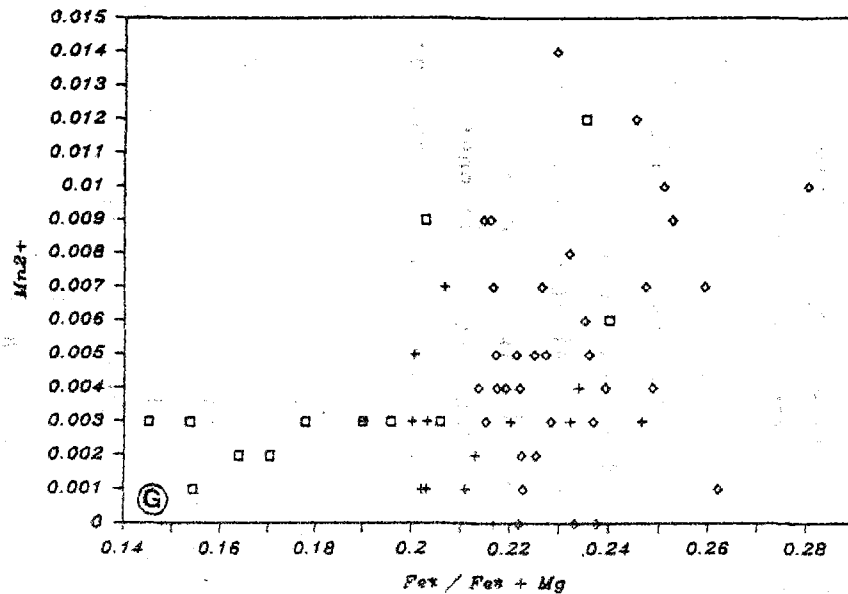
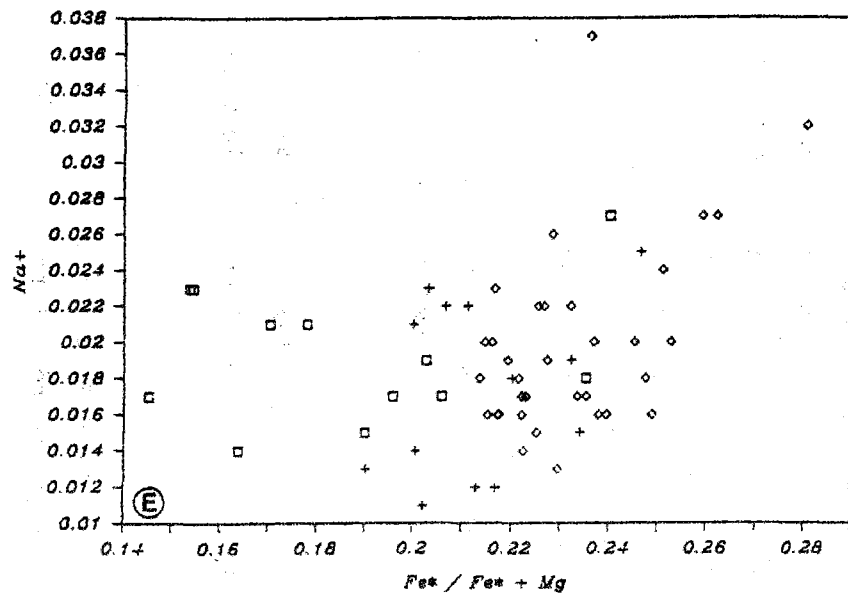


Figure 31 : Corrélations Al^{3+} - Ti^{4+} dans les clinopyroxènes
 Al^{3+} - Ti^{4+} correlations in clinopyroxenes





□ Horizon cendreuse + Type I ◇ Type II

Figure 30 : Evolution des clinopyroxènes des cumulats gabbroïques. Corrélations entre les cations et le rapport FM

Evolution of the clinopyroxenes from the gabbroic cumulates. Cationic variations versus FM

Ces deux éléments sont liés par une forte corrélation positive (Fig. 31); ils présentent donc des variations similaires en fonction de FM.

L'examen des figures 30B,C et D permet de noter, tout d'abord, une augmentation des teneurs en Ti et Al (Al^{IV} et Al^{VI}) au cours du fractionnement; dans les clinopyroxènes de l'horizon cendré puis dans ceux des cumulats de type I; on constate ensuite une nette diminution de ces teneurs au passage aux clinopyroxènes des cumulats de type II, puis, il semble qu'elles augmentent à nouveau avec FM au cours du fractionnement. Cette baisse des concentrations en Al et Ti s'accompagne d'une diminution significative du rapport FM des clinopyroxènes.

Il n'est pas possible d'invoquer le début de la cristallisation du plagioclase pour expliquer cette chute des teneurs en Al et Ti selon le modèle de Barberi *et al.* (1971), des arguments pétrographiques nous ayant permis de montrer, dans le chapitre précédent, que, dans la majorité des cas, le plagioclase cristallise avant le pyroxène. Par contre, comme nous l'avons vu, les cumulats de type II se caractérisent par la présence, en quantité significative, de la titanomagnétite qui contient jusqu'à 7% de TiO_2 ; le fractionnement des oxydes ferrotitanés pourrait donc être à l'origine des variations des teneurs en Ti et Al des clinopyroxènes. Ainsi, au début de l'évolution, la cristallisation de l'olivine, du plagioclase et du clinopyroxène entraîne une élévation de l'activité de TiO_2 (élément incompatible à l'égard de ces minéraux) dans le magma résiduel. Ce processus de cristallisation fractionnée favorise l'entrée de Ti dans les pyroxènes; il induit une augmentation de sa concentration dans les clinopyroxènes jusqu'à ce que la titanomagnétite commence à cristalliser. Lorsque les oxydes ferrotitanés apparaissent (dans les cumulats de type II), Ti est incorporé en plus faible quantité dans les clinopyroxènes. La mobilisation de Fe dans la magnétite explique également la diminution du rapport FM du passage clinopyroxènes des cumulats de type I - clinopyroxènes des cumulats de type II.

Il semble donc, que dans ce cas, la corrélation positive qui lie Al à Ti puisse s'expliquer par le fait que c'est l'activité de TiO_2 dans le magma qui contrôle l'entrée de Al dans les pyroxènes.

Ce comportement de Al et Ti dans les clinopyroxènes, en liaison avec le fractionnement des oxydes ferrotitanés a déjà été décrit par Gibb (1973)

et semble relativement fréquent dans les séries magmatiques (Marcelot et al., sous presse).

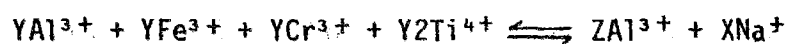
- * Les teneurs en Na (Fig. 30E) sont faibles et caractéristiques des clinopyroxènes des magmas orogéniques, elles varient peu au cours de l'évolution et montrent une dispersion relativement importante ; on note cependant une légère corrélation positive avec FM.
- * Les teneurs en Fe^{3+} (Fig. 30F) sont significatives, elles varient entre 0,13 et 0,17 ; le comportement de Fe^{3+} au cours de la différenciation est du même type que celui de Na^+ , ses teneurs augmentent en même temps que le rapport FM.
- * Les teneurs en Mn^{2+} (Fig. 30G), constantes dans les clinopyroxènes les plus magnésiens, présentent une corrélation positive avec FM dans les clinopyroxènes plus évolués, notamment ceux des cumulats de type II.

Une analyse chimique par absorption atomique a été réalisée à l'Université de Montpellier sur un tri de clinopyroxènes appartenant à un cumulat de type I (MA30, cf. tableau 11) ; les teneurs en chrome (396 ppm) et Ni (44 ppm) relativement élevées sont caractéristiques d'un fractionnement à partir d'un liquide peu différencié.

b - Cristallochimie

La figure 32, représentant les variations de Al^{3+} en fonction de Si^{4+} , montre l'existence d'une corrélation linéaire entre ces deux éléments.

Toutes les analyses de clinopyroxènes contiennent plus d' Al^{3+} que la quantité nécessaire à combler le déficit en Si^{4+} dans le site tétraédrique (tous les points se situent au-dessus de la droite $Al + Si = 2$). Ceci indique un rôle important des substitutions de l'aluminium en sites tétraédrique et octaédrique ($Al^{IV}-Al^{VI}$) (Kushiro, 1960). L'entrée de Al dans le site Z induit un déficit de charge qui est compensé par des substitutions de Fe^{3+} , Cr^{3+} , Al^{3+} et Ti^{4+} dans le site Y. Les principales substitutions mettant en jeu les composants non quadrilatéraux (Papike et al., 1974 ; Cameron & Papike, 1980 ; 1981) résultent de l'équilibre suivant :



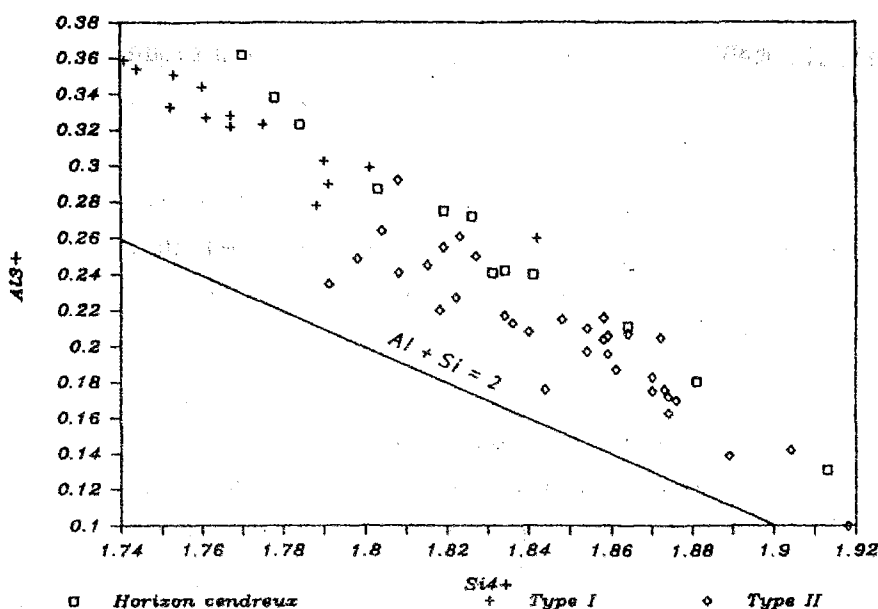


Figure 32 : Corrélation $Al^{3+} - Si^{4+}$ dans les clinopyroxènes
 Al^{3+} versus Si^{4+} in clinopyroxenes

Les pourcentages en composants non quadrilatéraux ("others"), calculés selon la méthode de Cameron et Papike (1981) sont d'environ 18% dans les clinopyroxènes de l'horizon cendreuse, 23% dans ceux des cumulats de type I et 15% dans ceux des cumulats de type II.

Compte tenu des faibles teneurs en chrome et sodium des clinopyroxènes, il semble que les principaux composants non quadrilatéraux se limitent aux molécules de Tschermak : $R^2 + Al^VI Al^IV SiO_6$, $R^2 + Fe^3 + Al^IV SiO_6$ et $R^2 + Ti Al_2^IV SiO_6$. Ceci est confirmé par l'examen de la figure 33 où sont indiquées les variations des différents cations en fonction de Al^{IV} . En effet, Ti^{4+} , Al^{VI} et Fe^{3+} montrent des corrélations positives avec Al^{IV} ; les coefficients de corrélations entre ces différents cations sont présentés dans le tableau 12.

D'autre part, les variations compatibles de Fe^{3+} et Na^+ en fonction du rapport FM, constatées dans le paragraphe précédent, correspondent probablement à l'intervention d'une substitution de type $Fe^{3+} - Na^+$ (acmite).

Il existe, dans le détail, des variations dans les pôles de substitutions des clinopyroxènes en fonction des types pétrographiques, nous les commenterons à partir de l'observation de la figure 33 et du tableau 12. Les taux de substitutions peuvent être estimés à partir des pentes des droites de

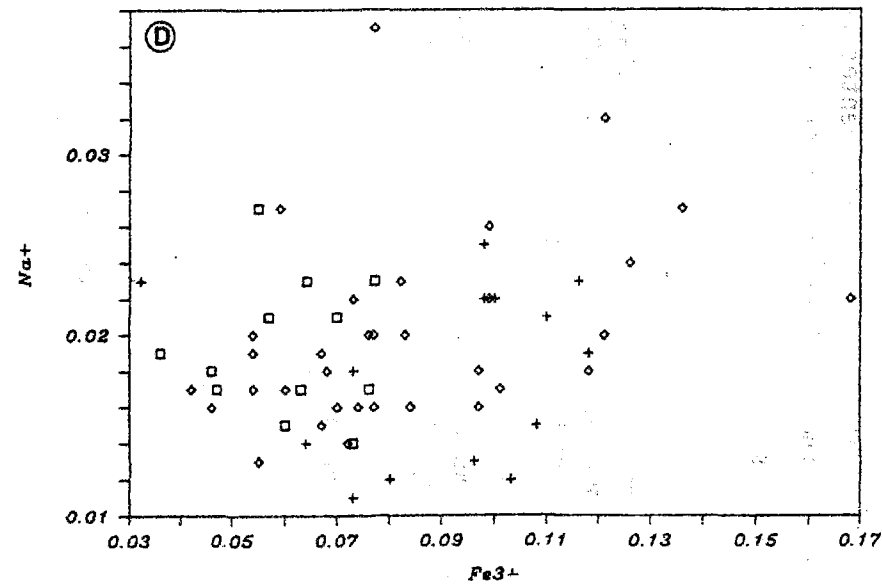
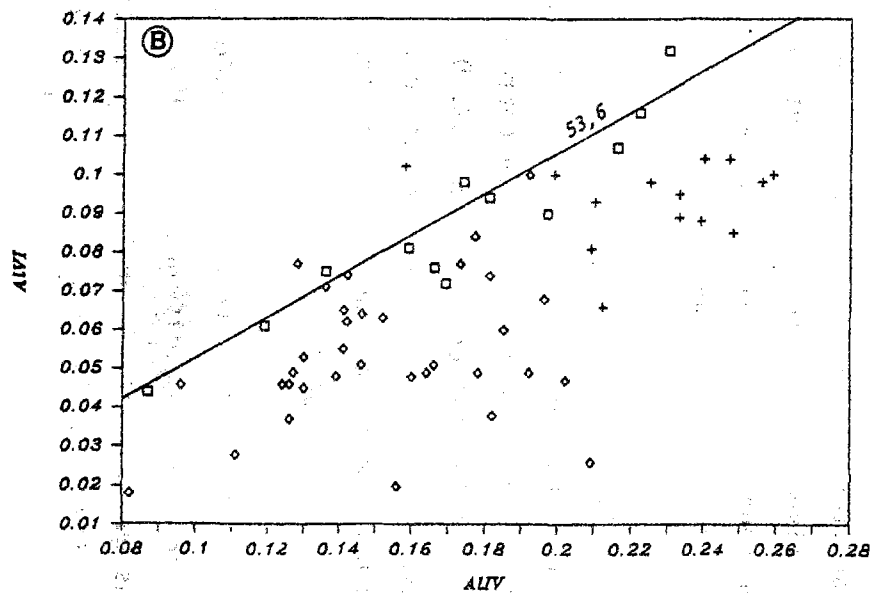
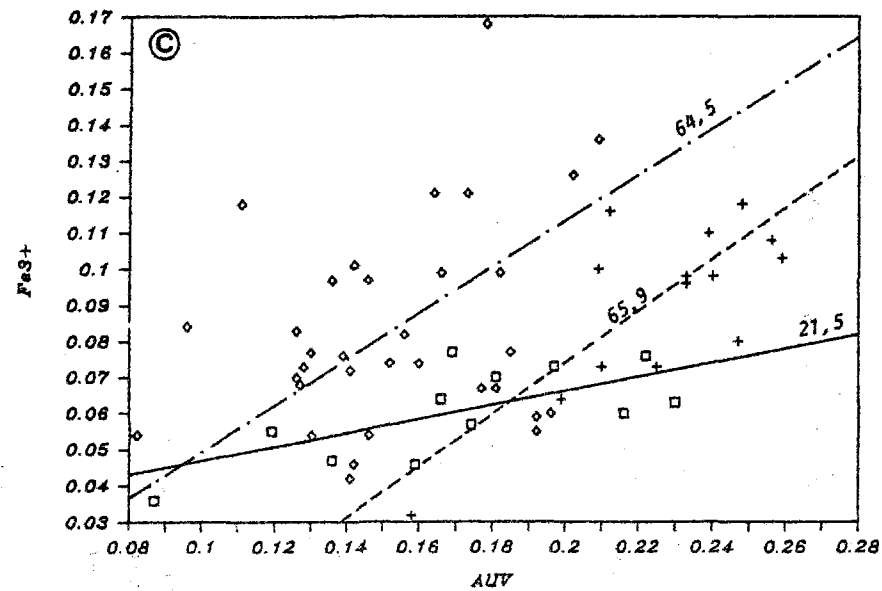
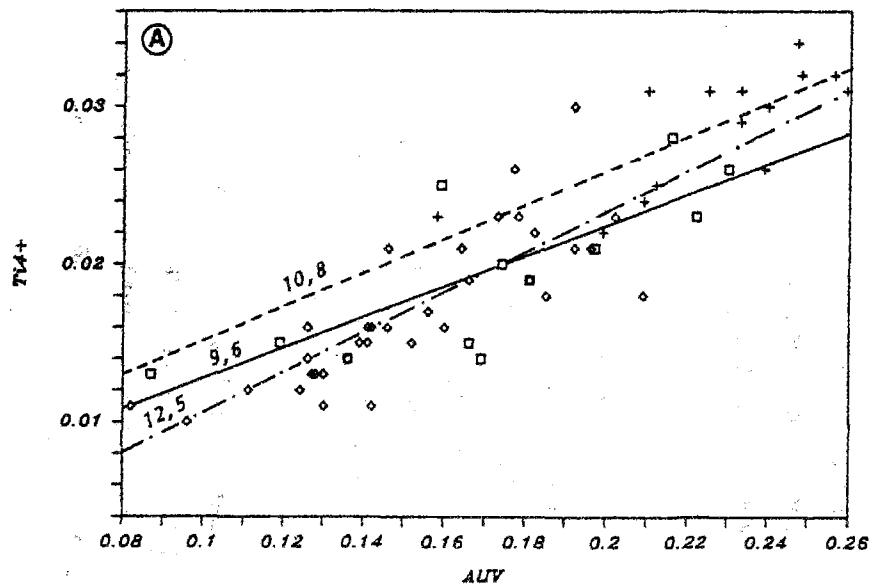
corrélations entre les différents éléments (Tracy & Robinson, 1977) ; nous avons calculés les valeurs de ces pentes pour les corrélations entre les cations des clinopyroxènes de l'horizon cendreau, des cumulats de type I et des cumulats de type II.

	Ti ⁴⁺	Na ⁺	Al ^{IV}	Al ^{VI}	
Horizon cendreau	+ .20	-.01	+ .71	+ .52	Fe ³⁺
	*	-.60	+ .78	+ .81	Ti ⁴⁺
	*	*	-.49	-.49	Na ⁺
	*	*	*	+ .94	Al ^{IV}
Cumulats de type I	+ .33	+ .12	+ .75	-.55	Fe ³⁺
	*	-.40	+ .76	+ .31	Ti ⁴⁺
	*	*	.36	-.36	Na ⁺
	*	*	*	+ .08	Al ^{IV}
Cumulats de type II	+ .34	+ .37	+ .70	-.43	Fe ³⁺
	*	+ .54	+ .80	+ .45	Ti ⁴⁺
	*	*	+ .45	+ .19	Na ⁺
	*	*	*	+ .30	Al ^{IV}

Tableau 12 : Coefficients de corrélation inter-éléments dans les clinopyroxènes des cumulats gabbroïques

Correlation-coefficients between elements in the clinopyroxenes from gabbroic cumulates

- + Ti⁴⁺ - 2IVAl : (Fig. 33A) Ces deux éléments présentent de bonnes corrélations dans les trois groupes pétrographiques. Les valeurs des pentes des droites de régression indiquent des taux de substitutions qui sont respectivement d'environ 19, 22 et 25% pour les clinopyroxènes de l'horizon cendreau des cumulats de type I et de type II. Les substitutions Ti⁴⁺-IVAl augmentent donc au cours de la différenciation.
- +VIAl - IVAl : (Fig. 33B) Dans ce cas, une bonne corrélation entre ces deux cations n'est observable que dans les clinopyroxènes de l'horizon cendreau. Il s'agit d'une forte corrélation positive correspondant à un taux de substitution d'environ 55%. Dans les clinopyroxènes des cumulats de types I et II, il n'existe pas de corrélation entre VIAl-IVAl, il y a donc une diminution importante des taux de substitutions de type VIAl - Al^{VI} lors du fractionnement.
- + Fe³⁺ - IVAl : (Fig. 33C) Ces deux éléments, bien corrélés entre eux dans les trois groupes pétrographiques, correspondent à des taux de substitutions qui sont d'environ 21% dans les clinopyroxènes de l'horizon cendreau et de 65% dans ceux des cumulats de types I et II ; il y a donc une aug-



□ Horizon cendreux + Type I ◇ Type II

Figure 33 : Etude des substitutions dans les clinopyroxènes des cumulats gabbroïques.
 Les droites de corrélations sont représentées : - : horizon cendreux, -- : cumulats type I,
 -.- : cumulats type II ; la valeur de la pente est indiquée au-dessous de la droite.
Substitutions in the clinopyroxènes from gabbroic cumulates

mentation importante du taux de ferri-tschermakite au passage entre les clinopyroxènes de l'horizon cendré et ceux des cumulats de type I.

+ Na⁺ - Fe³⁺ : La figure 33D ne fait pas ressortir de corrélation nette entre ces deux cations ; l'examen du tableau 12 permet malgré tout de mettre en évidence une augmentation de la valeur du coefficient de corrélation des clinopyroxènes de l'horizon cendré à ceux des cumulats de type I puis de type II. Cette constatation met en évidence une augmentation des taux de substitutions de type Fe³⁺-Na⁺ au cours de la différenciation, même si ce pôle actmitique apparaît comme un composant quadrilatéral bien moins important que les pôles de tschermakite précédemment décrits.

Les faibles teneurs en Na, le fait qu'elles soient toujours inférieures à celles en Fe³⁺ et que l'ordonnée à l'origine de la droite de corrélation entre IVAl et VIAl soit nulle, permettent de dire que les substitutions de type Na⁺-VIAl (jadéite) n'interviennent pas dans les clinopyroxènes étudiés.

On observe donc un changement dans la répartition des pôles de substitution au cours de la différenciation avec toutefois une dominance des couples Al^{IV}-Al^{VI} et Fe³⁺-IVAl caractéristique d'une cristallisation en milieu oxydant sous des fugacités d'oxygène proches de celles du tampon NNO (Marcelot et al., sous presse). Ces variations de composition sont fonction des conditions physicochimiques qui régnaient dans le magma lors de la cristallisation des clinopyroxènes.

Ainsi, la teneur des clinopyroxènes en ferri-tschermakite est dépendante de la fugacité d'oxygène du magma hôte (Marcelot et al., sous presse) et l'augmentation des taux de substitution Fe³⁺-IVAl des clinopyroxènes de l'horizon cendré à ceux des cumulats de types I et II résulte probablement d'une augmentation de la fugacité d'oxygène ; cette dernière entraîne également une élévation des taux de substitutions de l'acmite (Fe³⁺-Na⁺) dans les clinopyroxènes des cumulats de type II. C'est cette augmentation de f_{O2} associé à celle de l'activité de Fe³⁺ dans le magma qui permet l'apparition des oxydes ferrotitanés dans les cumulats de type II.

D'autre part, l'augmentation de la quantité de Ti-tschermakite notée lors du passage des clinopyroxènes de l'horizon cendreux à ceux des cumulats de type I puis de type II peut être liée à une diminution de la pression lors de la différenciation (Yagi & Onuma, 1967).

L'augmentation du rapport Al^{IV}/Al^{VI} dans les clinopyroxènes des cumulats de type II (Fig. 34) traduit également une chute de la pression totale au cours de la cristallisation (Kushiro, 1969).

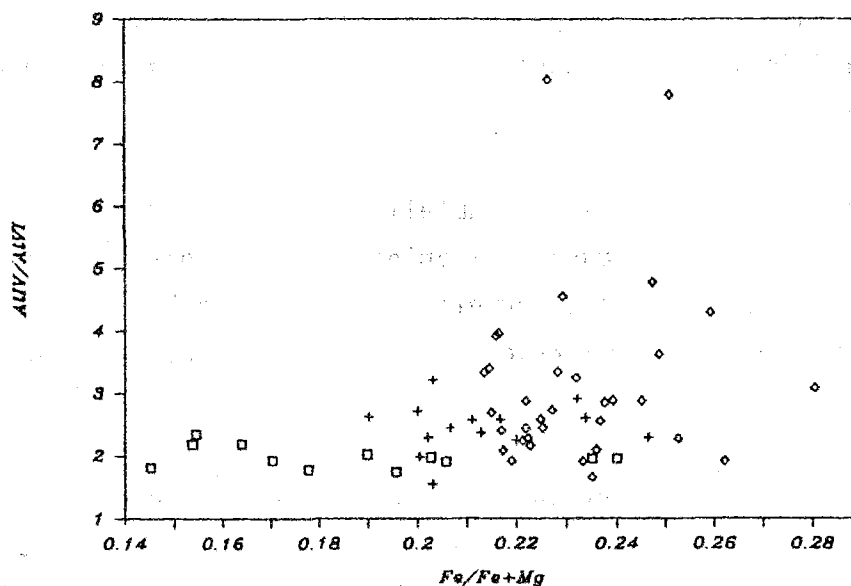


Figure 34 : Variations du rapport Al^{IV}/Al^{VI} en fonction de FM dans les clinopyroxènes
Correlation between Al^{IV}/Al^{VI} ratio and FM in clinopyroxenes

Cette baisse de pression associée à celle de la température lors du processus de cristallisation fractionnée permet également d'expliquer les augmentations des teneurs en éléments incompatibles (Al, Ti et Fe^{3+}) et la constance du rapport $Ca/(Ca+Fe+Mg)$ dans les pyroxènes (Bultitude & Green, 1971; Irving, 1974).

Notons enfin que, l'absence de molécule de jadéite ($Na < Fe^{3+}$) dans les diopsides de l'horizon cendreux et le fait que le rapport Al^{IV}/Al^{VI} y soit toujours supérieur à 1, excluent une origine mantellique pour ces cristaux (Marcelot et al., 1983). Il ne s'agit donc pas de minéraux reliques mais des premiers pyroxènes à apparaître au liquidus dans le réservoir magmatique sous des pressions relativement basses.

En résumé, l'étude des variations de la composition chimique et de la cristallographie des clinopyroxènes a fait ressortir les points essentiels suivants :

- une évolution minéralogique de type diopside-salite-augite se superpose à l'évolution pétrographique horizon cendreux-cumulats de type I - cumulat de type II ;
- les composants non quadrilatéraux principaux sont les molécules de $R^2+VIAlIVAlSiO_6$, $R^2+TiIVAlSiO_6$, $R^2+Fe^{3+}IVAlSiO_6$ accompagnées parfois de $NaFe^{3+}Si_2O_6$;
- les pôles principaux de substitutions varient dans les clinopyroxènes d'un groupe pétrographique à l'autre ; il s'agit :
 - . pour l'horizon cendreux de $VIAl-IVAl$; $Ti^{4+}-IVAl$ et $Fe^{3+}-IVAl$;
 - . pour les cumulat de types I et II de : $Ti^{4+}-IVAl$ et $Fe^{3+}-IVAl$;
- les variations observées sont caractéristiques d'un processus de fractionnement dans un réservoir magmatique, accompagné d'une baisse de pression et de température, sous une forte fugacité d'oxygène (NNO) qui permet la cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés.

I-1.4 - LES AMPHIBOLES

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, l'amphibole est un minéral abondant, parfois dominant, dans les cumulat gabbroïques et dans l'horizon cendreux ; elle se présente sous forme de cristaux automorphes ou poecilitiques, de couleur brun-vert, très pléochroïques, où les clivages sont très nets.

Les amphiboles étudiées ont été analysées à la microsonde électronique et leur teneur en fer total est donc exprimée sous forme de Fe^{2+} . Il est pourtant important de connaître leur teneur en Fe^{3+} car cet élément influe sur la répartition des cations entre les différents sites.

Rappelons que le remplissage des sites dans les amphiboles se fait de la manière suivante (Leake, 1978) :

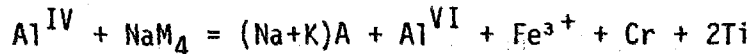
Site Z = 8 = Al, Si

Sites M1, M2, M3 = 5 = Al, Ti, Cr, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn, Mg

Site M4 = 2 = Mg, Ca, Na

Site A = 0-1 = Na, K

Pour connaître le Fe^{3+} dans les amphiboles, nous avons utilisé l'équation d'équilibre des charges, formulée par Papike et al. (1974) et Cameron et Papike (1979) :



En anticipant sur les résultats discutés plus loin, on peut dire que les amphiboles des cumulats et de l'horizon cendreau sont toutes très riches en calcium et que par conséquent, on peut considérer que Na n'existe pas dans le site M4, celui-ci étant déjà rempli par Ca et l'exédent de Mg. Cette constatation faite, il est alors possible de calculer les teneurs en Fe^{3+} à partir de la formule de Papike, tout en gardant en mémoire que ce calcul n'est qu'indicatif, et que certains auteurs (Hawthorne, 1981 ; D'Arco & Cotten, 1985) considèrent qu'il n'est pas satisfaisant. Nous pensons qu'il apporte cependant des informations intéressantes d'un point de vue relatif.

Les formules structurales des amphiboles représentatives des roches étudiées sont présentées dans le tableau 13, elles sont calculées sur la base d'une stoechiométrie à 23 oxygènes.

a - Composition chimique

Le diagramme covariant de l'indice $Mg/Mg+Fe$ en fonction du silicium, nous permet de caractériser les amphiboles (Leake, 1978 ; Hawthorne, 1981) : toutes les analyses obtenues sont caractéristiques d'amphiboles calciques ($(Ca+Na)_{M4} > 1,34$ et $Na_{M4} < 0,67$), il s'agit dans la majorité des cas de pargasite, parfois de pargasite ferrifère. La composition est relativement constante : $SiO_2 = 39,5-42,5\%$, $Al_2O_3 = 13-15\%$, $FeO^* = 8-12\%$ et $MgO = 14,5-16,5\%$.

La figure 35 présente les analyses de ces amphiboles reportées dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg, pour comparaison avec l'évolution des clinopyroxènes discutée dans le paragraphe précédent.

Les points représentatifs des amphiboles s'y étalent selon une direction globalement parallèle à l'axe Mg-Fe+Mn traduisant une substitution de type ferro-magnésienne dominante. On remarque que les pargasites les plus magnésiennes sont celles de l'horizon cendreau ($FeO^*=8-10\%$, $MgO=15-16,5\%$), que les plus ferrifères appartiennent aux cumulats de type II ($FeO^*=10-12\%$,

Echant.	Horizon cendreux				Cumulats de type I					
	MAPX1				MA25		MA 27		MA30	
	1 c	2 c	3 p	4 c	5 c	6 c	7 p	8 c	9 p	10 c
SiO2	40.93	41.02	40.72	41.07	40.26	40.19	40.3	40.77	40.83	39.45
TiO2	1.79	1.74	1.60	1.83	2.05	2.00	1.99	2.07	2.31	2.12
Al2O3	16.08	15.81	16.11	16.29	15.18	14.93	15.26	15.15	15.30	15.05
Cr2O3	0.00	0.05	0.00	0.01	0.10	0.04	0.04	0.06	0.00	0.07
FeO	8.36	8.58	8.81	8.12	9.65	9.59	9.87	9.54	9.72	10.12
MnO	0.05	0.15	0.05	0.13	0.11	0.04	0.13	0.08	0.00	0.12
MgO	16.38	16.07	16.59	16.14	15.85	15.37	15.53	15.35	15.15	14.81
CaO	11.83	12.11	12.20	12.14	12.68	12.37	12.22	12.11	12.19	12.39
Na2O	2.75	2.70	2.64	2.88	2.49	2.66	2.45	2.75	2.81	2.69
K2O	0.51	0.38	0.49	0.50	0.41	0.45	0.44	0.43	0.39	0.39
	98.68	98.61	99.21	99.11	98.78	97.64	98.23	98.31	98.70	97.21
Si4+	5.880	5.906	5.839	5.875	5.838	5.891	5.871	5.922	5.909	5.833
Ti4+	0.193	0.188	0.173	0.197	0.224	0.220	0.218	0.226	0.251	0.236
Al3+	2.723	2.683	2.722	2.747	2.594	2.579	2.62	2.594	2.610	2.623
Cr3+	0.000	0.006	0.000	0.001	0.011	0.005	0.005	0.007	0.000	0.008
Fe2+	1.004	1.033	1.056	0.971	1.170	1.176	1.202	1.159	1.176	1.251
Mn2+	0.006	0.018	0.006	0.016	0.014	0.005	0.016	0.010	0.000	0.015
Mg2+	3.508	3.449	3.546	3.442	3.426	3.358	3.372	3.323	3.268	3.264
Ca2+	1.821	1.868	1.874	1.861	1.970	1.943	1.907	1.885	1.890	1.963
Na+	0.766	0.754	0.734	0.799	0.700	0.756	0.692	0.774	0.788	0.771
K+	0.093	0.070	0.090	0.091	0.076	0.084	0.082	0.080	0.072	0.074
	15.994	15.975	16.040	16.000	16.023	16.017	15.985	15.980	15.964	16.038
AlIV	2.120	2.094	2.161	2.125	2.162	2.109	2.129	2.078	2.091	2.167
AlVI	0.603	0.589	0.561	0.622	0.432	0.470	0.491	0.516	0.519	0.456
Fe3+	0.272	0.299	0.430	0.218	0.495	0.354	0.423	0.249	0.210	0.386
FM	0.223	0.230	0.229	0.220	0.255	0.259	0.263	0.259	0.265	0.277

Echant.	Cumulats de type II								Analyse sur tri de minéraux MA30	
	MA24		MA26		MA28		MA102			
	11 c	12 p	13 c	14 p	15 c	16 p	17 c	18 c		
SiO2	40.99	39.85	40.03	40.55	41.81	40.11	44.02	44.44	Al2O3	14.83
TiO2	1.74	2.02	1.91	2.06	2.23	2.11	1.91	2.02	Fe2O3	11.33
Al2O3	14.21	15.23	15.04	15.04	12.81	13.92	11.25	10.85	MnO	0.10
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	MgO	14.79
FeO	10.44	10.12	9.74	10.27	11.90	11.54	12.40	12.57	CaO	12.56
MnO	0.24	0.00	0.01	0.02	0.00	0.11	0.36	0.30	Na2O	2.42
MgO	15.32	15.14	16.18	15.53	14.65	14.76	14.24	14.40	K2O	0.39
CaO	11.42	12.35	11.89	11.70	11.30	11.51	11.52	11.40	TiO2	2.29
Na2O	2.64	2.62	2.50	2.30	2.52	2.59	2.17	2.13		
K2O	0.27	0.40	0.40	0.42	0.37	0.31	0.21	0.16	V ppm	900
	97.27	97.73	97.70	97.89	97.59	97.04	98.08	98.27	Cr	353
									Co	58
Si4+	6.026	5.848	5.856	5.919	6.157	5.956	6.437	6.481	Ni	71
Ti4+	0.192	0.223	0.210	0.226	0.247	0.236	0.210	0.222	Cu	6
Al3+	2.462	2.634	2.593	2.587	2.223	2.436	1.939	1.865	Zn	34
Cr3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000		
Fe2+	1.283	1.242	1.192	1.254	1.465	1.433	1.516	1.533		
Mn2+	0.030	0.000	0.001	0.002	0.000	0.014	0.045	0.037		
Mg2+	3.357	3.312	3.528	3.379	3.216	3.267	3.104	3.130		
Ca2+	1.799	1.942	1.864	1.830	1.783	1.831	1.805	1.781		
Na+	0.752	0.746	0.709	0.651	0.719	0.746	0.615	0.602		
K+	0.051	0.075	0.075	0.078	0.070	0.059	0.039	0.030		
	15.952	16.022	16.028	15.926	15.880	15.987	15.710	15.681		
AlIV	1.974	2.152	2.144	2.081	1.843	2.044	1.563	1.519		
AlVI	0.488	0.482	0.449	0.506	0.380	0.392	0.376	0.346		
Fe3+	0.299	0.403	0.491	0.394	0.180	0.366	0.113	0.097		
FM	0.277	0.273	0.253	0.271	0.313	0.305	0.328	0.329		

Tableau 13 : Analyses sélectionnées d'amphiboles
des cumulats gabbroïques

c : coeur, p : périphérie

*Selected analyses of amphiboles from gabbroic
cumulates. c : core, p : rim*

MgO=14,5-16%) et que celles des cumulats de type I occupent une position intermédiaire sur ce diagramme ($FeO^*=9-10,5\%$, $MgO=15-16\%$). Les rares paragasites ferrifères analysées appartiennent à un échantillon de cumulat de type II (MA28). Il existe donc une évolution de la composition chimique des

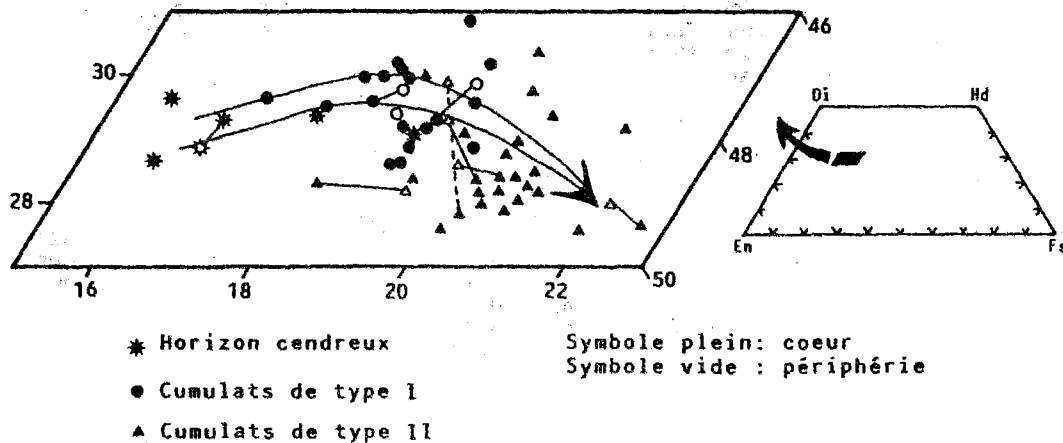


Figure 35 : Position des amphiboles dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg

Plots of amphiboles in the Ca-Fe+Mn-Mg diagram

amphiboles qui se superpose à l'évolution pétrographique horizon cendreux-cumulats de type I - cumulats de type II. Celle-ci, semblable à celle des clinopyroxènes, se marque par des échanges de type $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$ et également par un léger enrichissement en Ca aux dépens de Mg puis un appauvrissement en Ca au profit de Fe.

La différenciation se marque donc, ici aussi, par une augmentation du rapport $Fe^*/Fe^*+Mg(FM)$ des amphiboles de l'horizon cendreux à celles des cumulats de type I, puis de type II.

Il est alors intéressant d'étudier les variations des différents cations en fonction de ce rapport, et de les comparer avec celles précédemment décrites pour les clinopyroxènes.

Certains éléments comme Na^+ , Mn^{2+} , Fe^{3+} ne présentent pas de corrélations avec FM ; les teneurs en Mn^{2+} (0 à 0,05) restent relativement constantes lors du fractionnement, celles en Na^+ et Fe^{3+} sont variables (respectivement 0,65 à 0,86 et 0,1 à 0,5) et les points représentatifs de ces teneurs reportés en fonction de FM sont très dispersés.

Les autres éléments chimiques des amphiboles se corrélient avec FM (Fig. 36) et les variations observées sont caractéristiques d'un fractionnement.

- Les teneurs en Si^{4+} sont faibles, elles varient entre 5,8 et 6,15 (Fig. 36A), elles augmentent au cours de l'évolution. En fait, elles restent constantes pour des valeurs de FM inférieures à 0,27 et augmentent au-dessus de cette valeur dans les amphiboles des cumulats de type II.
- Les teneurs en titane varient entre 0,17 et 0,28, elles montrent des variations corrélables avec le rapport FM (Fig. 36B) qui sont comparables avec celles observées dans les pyroxènes : en effet, Ti^{4+} présente une corrélation positive avec le rapport FM, ses teneurs augmentent donc au cours du fractionnement ; mais, au passage aux cumulats de type II, les teneurs en Ti^{4+} deviennent plus faibles. Cette chute des concentrations en Ti^{4+} dans les amphiboles s'accompagne d'une diminution de l'indice mafique FM.

Helz (1973) interprète les diminutions de la teneur en TiO_2 , associées à une augmentation du rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ dans les hornblendes, comme le résultat d'une élévation de la fugacité d'oxygène dans le magma hôte. Ces variations, déjà constatées dans les clinopyroxènes, sont donc compatibles avec le début du fractionnement des oxydes ferro-titanés dans les cumulats de type II.

- Les figures 36C,D et E représentant les variations de l'aluminium, mettent en évidence une diminution des teneurs en Al^{3+} (Al^{IV} et Al^{VI}) au cours de l'évolution : elles passent de 2,7-2,8 dans les amphiboles de l'horizon cendré à 2,2-2,7 dans celles des cumulats de type II. L'examen des figures 36D et E révèle que Al^{IV} et Al^{VI} n'ont pas le même comportement. Al^{VI} décroît des amphiboles de l'horizon cendré (0,54-0,71) à celles des cumulats de type I (0,42-0,53) puis de type II (0,34-0,55); cette décroissance est régulière et Al^{VI} se corréle bien avec FM ; Leake (1965, 1971) , Raase (1974) et Laird et Albee (1981) ont montré que la présence d'aluminium en site hexacoordonné dans les amphiboles est favorisée par la pression, ainsi cette baisse des teneurs en Al^{VI} peut être corrélée à une diminution de la pression au cours de la différenciation. Les teneurs en Al^{IV} sont relativement constantes dans les amphiboles les

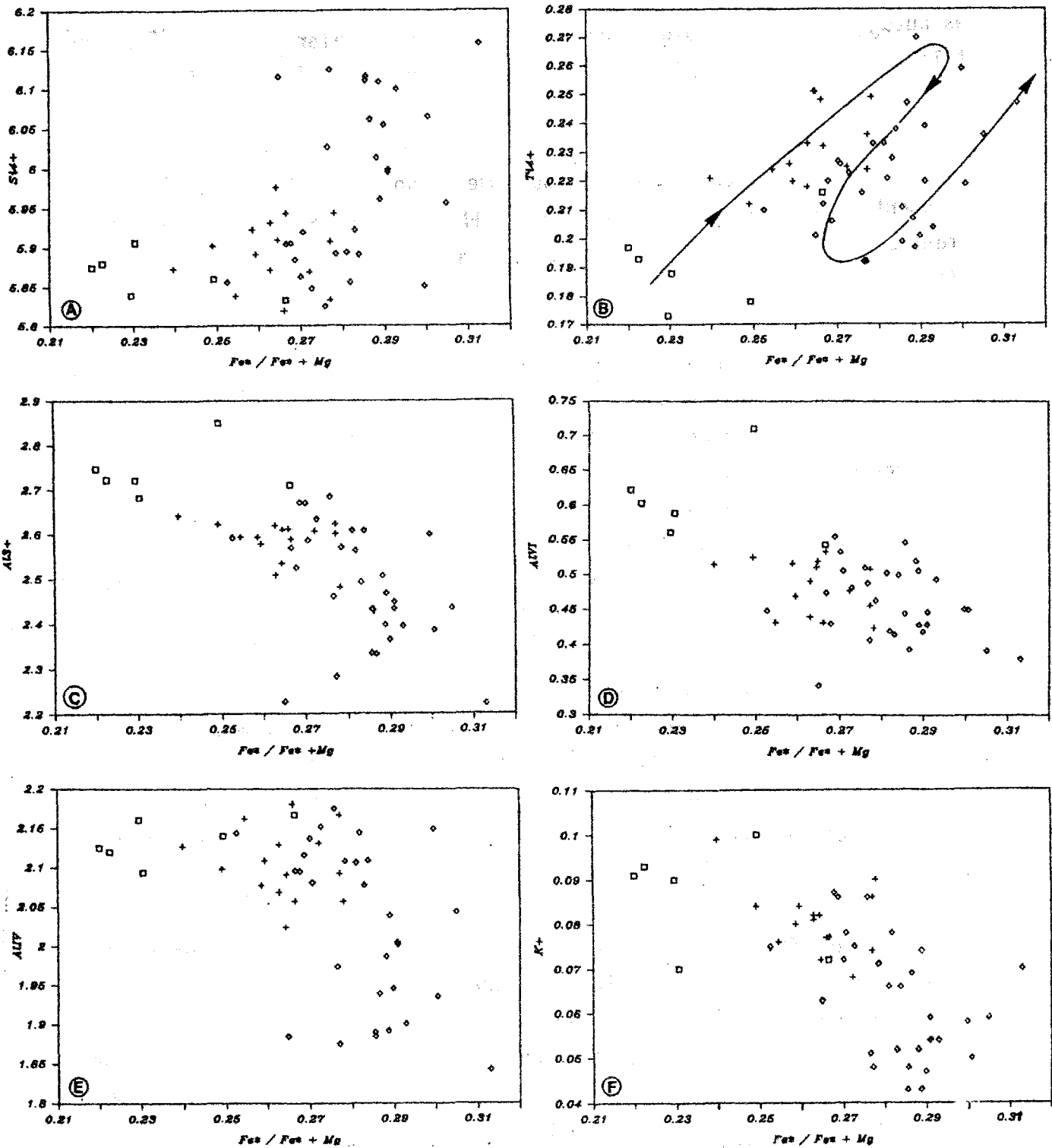


Figure 36 : Evolution des amphiboles des cumulats gabbroïques.
Corrélations entre les cations et le rapport FM.

\square : horizon cendreux ; $+$: type I ; \diamond : type II

*Evolution of the amphiboles from gabbroic cumulates.
Cationic variations versus FM.*

moins évoluées (pour $FM < 0,27$ $Al^{3+} = 2,05$ à $2,2$) puis elles diminuent dans les amphiboles plus ferrifères (pour $FM > 0,27$ $Al^{3+} = 1,8$ à $2,15$). Cette évolution est inverse à celle observée pour Si^{4+} ; elle s'explique par l'entrée de Al^{IV} en site tétraédrique pour combler le déficit de Si^{4+} et exclut la présence de Fe^{3+} en position tétraédrique.

On remarque que dans le cas des amphiboles Ti et Al n'ont pas le même comportement vis-à-vis de FM, il semble donc que l'entrée d'Al dans les amphiboles ne soit pas contrôlée par l'activité de TiO_2 dans le magma contrairement à ce qui avait été noté dans le cas des clinopyroxènes.

- Les teneurs en K^+ (Fig. 36F) se corrélaient négativement avec FM, elles diminuent depuis les amphiboles de l'horizon cendreuse ($0,7$ à 1) jusqu'à celles des cumulats de type I ($0,68-0,95$), puis de type II ($0,43-0,87$). Cette chute des teneurs en potassium des cristaux d'amphiboles les plus primitifs aux pargasites un peu plus évoluées a été interprétée par Best (1970) comme le résultat d'une diminution de la pression totale au cours du processus de différenciation.

Une analyse chimique par absorption atomique a été réalisée à l'Université de Montpellier sur un tri d'amphibole appartenant à un cumulat de type I (MA30, cf. tableau 13) : les valeurs obtenues pour les éléments en traces sont intéressantes ; en effet, les teneurs en vanadium (900 ppm), chrome (353 ppm) et Ni (71 ppm) sont élevées et compatibles avec une cristallisation de l'amphibole à partir d'un liquide peu différencié. Cette constatation a déjà été faite à propos d'amphiboles de cumulats semblables à ceux de la Montagne Pelée (D'Arco, 1982 ; Dostal *et al.*, 1983).

b - Cristallochimie

Comme dans le cas des pyroxènes, traité précédemment, la structure des amphiboles se caractérise par l'existence de substitutions résultant de la nécessité de réaliser l'équilibre des charges au sein du minéral. Les substitutions dans les amphiboles sont du même type que celles observées dans les pyroxènes (Robinson *et al.*, 1982).

Ainsi, la corrélation négative liant Al^{3+} à Si^{4+} (Fig. 37A) indique que le déficit en silicium est comblé par l'entrée de l'aluminium tétraédrique dans le site Z de l'amphibole. Ce phénomène induit un déficit de charge

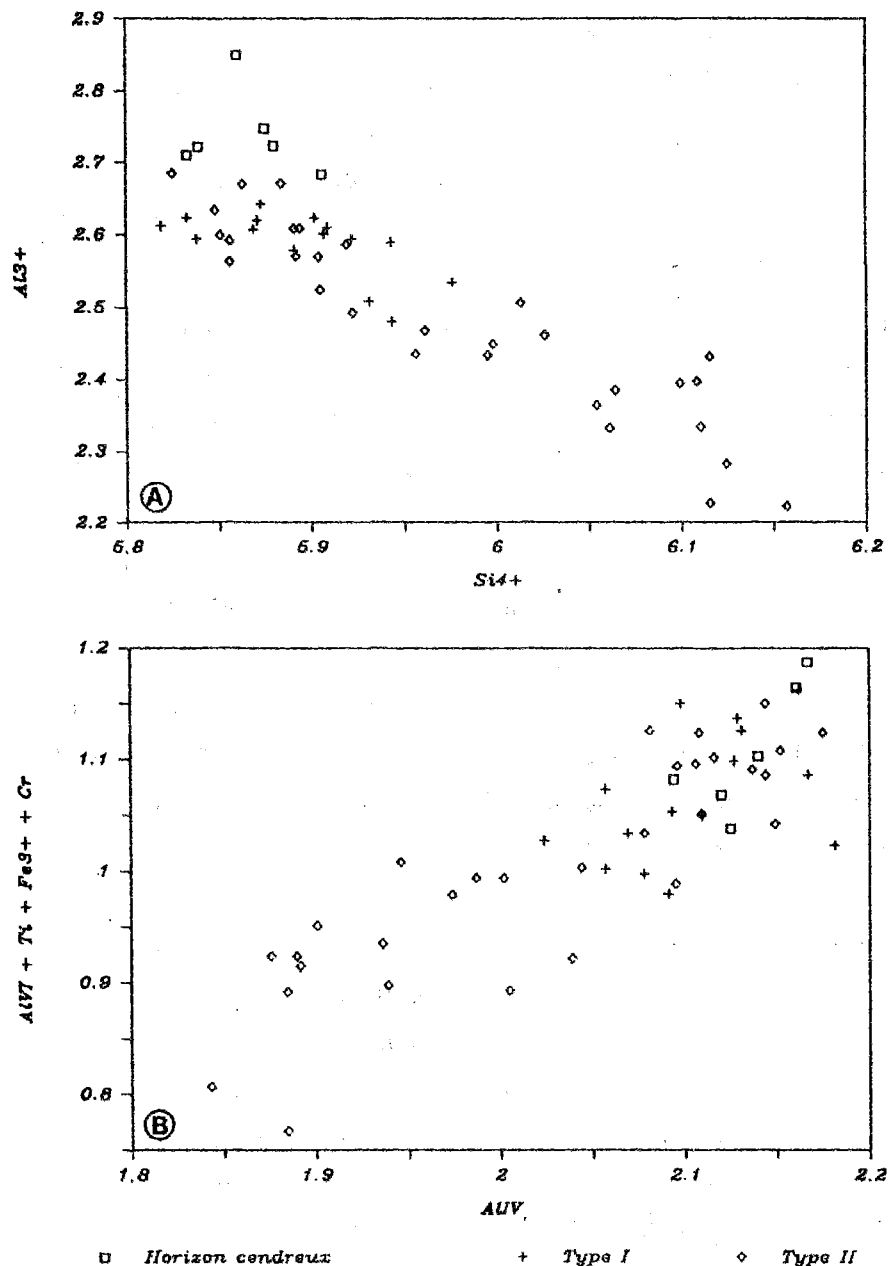


Figure 37 : Substitutions dans les amphiboles des cumulats gabbroïques
 A - corrélations Al^{3+} - Si^{4+} indiquant l'entrée d'Al en site tétraédrique
 B - corrélations entre la somme des cations octaédriques et Al^{IV}

*Substitutions in the amphiboles from gabbroic cumulates
 A - Al^{3+} versus Si^{4+} - B - Sum of the octahedric cations versus Al^{IV}*

qui sera compensé par l'entrée d'ions, comme Ti^{4+} , Fe^{3+} , Al^{VI} , Cr^{3+} dans le site B, illustré par la corrélation positive qui lie Al^{IV} à ces éléments (Fig. 37B).

La détermination des différents pôles de substitutions impliqués peut être réalisée à l'aide de l'étude des corrélations entre les différents cations (Fig. 38) ; cependant, la complexité de la structure des amphiboles, comparée à celle des clinopyroxènes entraîne fréquemment des dispersions des teneurs, les corrélations sont alors plus difficiles à mettre en évidence.

Rappelons que les substitutions majeures intervenant dans les amphiboles sont les suivantes (Robinson et al., 1982) :

- $Al^{IV}Al^{VI}$ = tschermakite
- $Fe^{3+}Al^{IV}$ = ferri-tschermakite
- $TiAl_2^{IV}$ = Ti-tschermakite
- NaM_4Al^{VI} = glaucophane
- $NaAl^{IV}$ = édénite

Les teneurs en Na dans le site M4 étant toujours nulles, la molécule de glaucophane est inexistante dans les amphiboles étudiées.

Sur la figure 38 sont représentées les corrélations entre les cations susceptibles d'intervenir dans les substitutions. La première impression qui ressort de l'observation de ces diagrammes est la grande dispersion des points en particulier pour les diagrammes montrant les variations de Al^{VI} , Na et Ti en fonction de Al^{IV} (Fig. 38A,B et C) ; nous ne pouvons donc malheureusement pas en tirer d'informations. Par contre, l'examen de la figure 38D, où sont représentées les variations des teneurs en Fe^{3+} en fonction de Al^{IV} révèle une moins grande dispersion des points et l'existence d'une corrélation positive liant ces deux éléments. Cette dernière est particulièrement nette en ce qui concerne les amphiboles des cumulats de type II, et indique une substitution de type ferri-tschermakite. Comme dans les pyroxènes, la présence de molécule de ferri-tschermakite dans les amphiboles des cumulats de type II pourrait être liée à l'augmentation de la fugacité d'oxygène.

En résumé, les points principaux qui ressortent de l'étude de la composition chimique des amphiboles et de ses variations sont les suivants :

- la composition pargasitique, parfois pargasitique ferrique des amphiboles, ainsi que leurs teneurs élevées en éléments en traces comme le vanadium, le chrome et le nickel sont compatibles avec une cristallisation à partir d'un liquide peu différencié ;

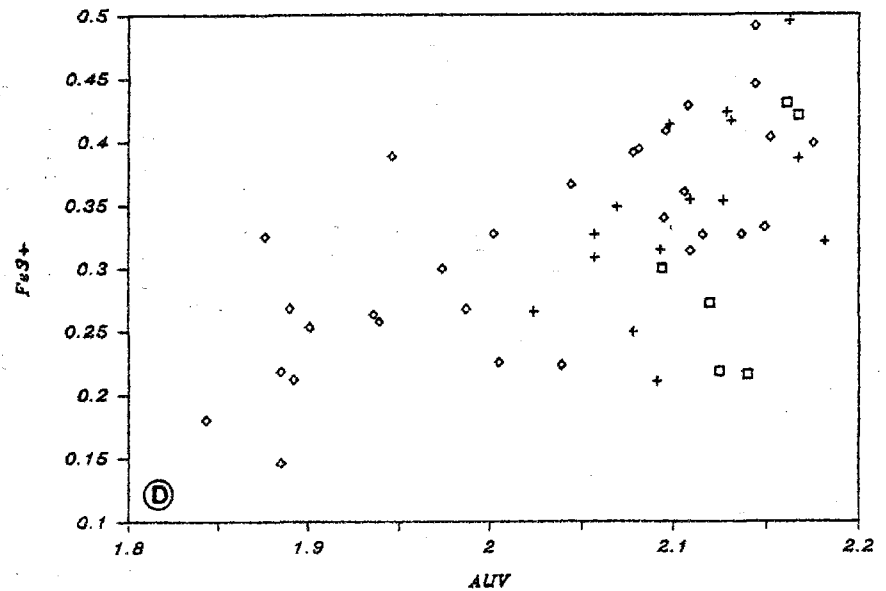
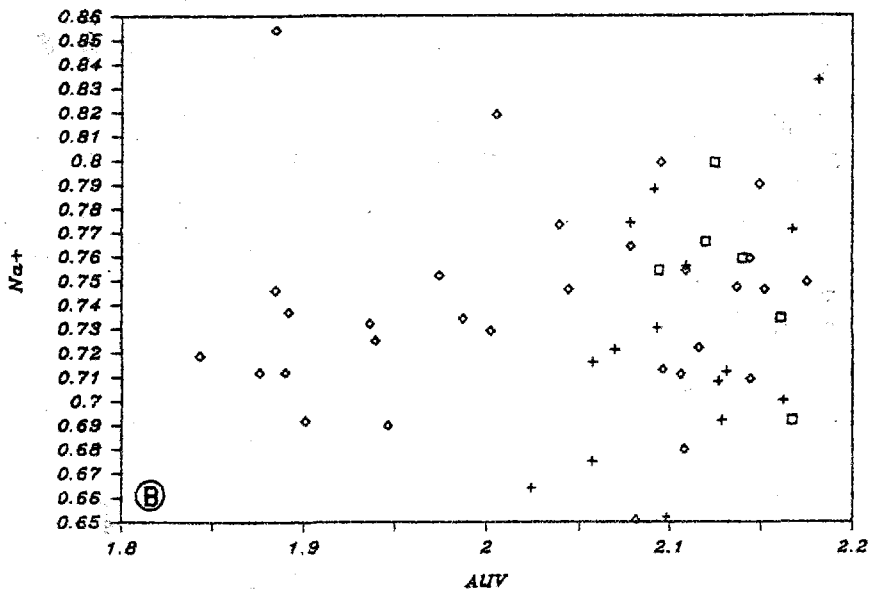
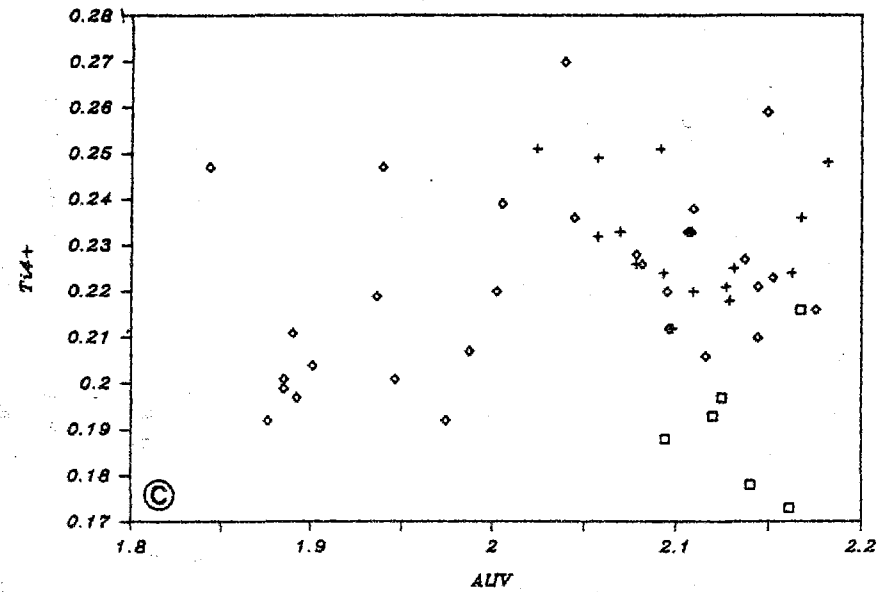
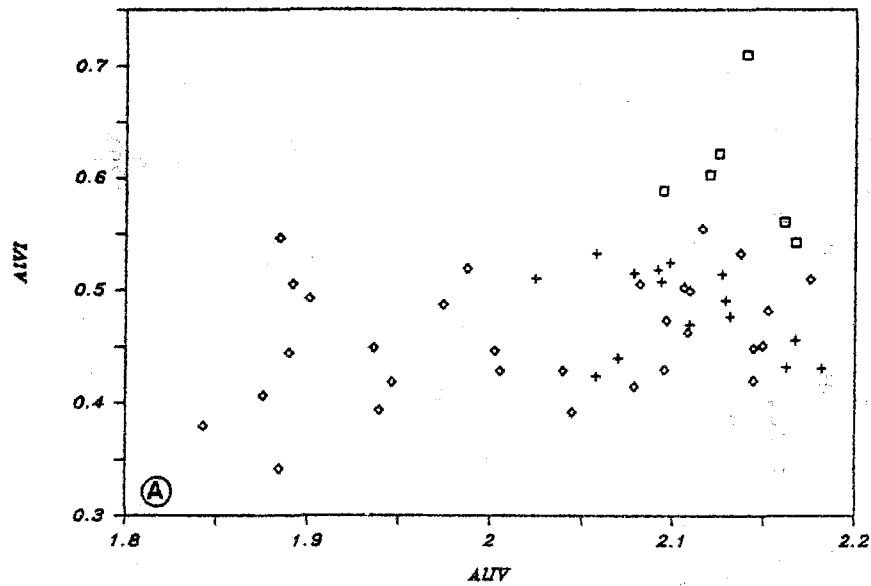


Figure 38 : Substitutions dans les amphiboles des cumulats gabbroïques. Corrélations entre Al^{IV} et les autres cations (symbols comme pour la figure 37)

Substitutions in the amphiboles from gabbroic cumulates. Correlations between Al^{IV} and others cations (symbols as for figure 37)

- les amphiboles se caractérisent par une évolution chimique marquée essentiellement par une augmentation du rapport $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ au cours de la différenciation ;
- comme dans le cas des clinopyroxènes, cette variation de la composition chimique coïncide avec l'évolution pétrographique horizon cendreux - cumulats de type I - cumulats de type II ;
- l'étude cristallichimique apporte peu de renseignements supplémentaires en raison sans doute de la trop faible échelle des variations de la composition ; les composants tschermakitiques étant probablement les pôles de substitutions les plus importants ;
- les variations observées sont caractéristiques d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée dans un réservoir magmatique, accompagné par une baisse de la pression totale (comportement de K^+ et Al^{VI}) et d'une augmentation de la fugacité d'oxygène (comportement de Ti et du couple $Fe^{3+}-Al^{IV}$) qui permet l'apparition des oxydes ferro-titanés dans les cumulats de type II.

En conclusion, il est important de noter l'évolution parallèle des clinopyroxènes et des amphiboles compatible avec une cristallisation à l'équilibre de ces deux minéraux. Les relations texturales qu'ils présentent parfois, avaient pu nous faire douter de leur syncristallisation (cf. chap. II, § III-3.3-b), mais les arguments développés au cours des études précédentes nous prouvent le contraire. En effet, outre l'évolution comparable des amphiboles et des clinopyroxènes qui est en faveur d'une syncristallisation, la composition chimique des amphiboles est typiquement celle d'un minéral développé à partir d'un liquide peu différencié et ne correspond pas à celle d'un minéral développé secondairement aux dépens des clinopyroxènes. Cette observation est valable pour les échantillons de la Montagne Pelée étudiés et n'exclut pas que l'amphibole puisse être secondaire dans d'autres cumulats de l'arc des Petites Antilles (Arculus & Wills, 1980 ; D'Arco, 1982).

I-1.5 - LES OXYDES

Les oxydes qui caractérisent les cumulats de type II sont représentés uniquement par de la titanomagnétite, qui, on l'a vu, ne dépasse jamais 5% du volume total des cumulats.

Du point de vue de la composition chimique, les magnétites des cumulats de type II, ont une composition relativement constante (Tableau 14) : leurs teneurs en ulvöspinelle varient entre 18 et 21%, et elles contiennent des quantités importantes d' Al_2O_3 (6 à 13%, la majorité des analyses

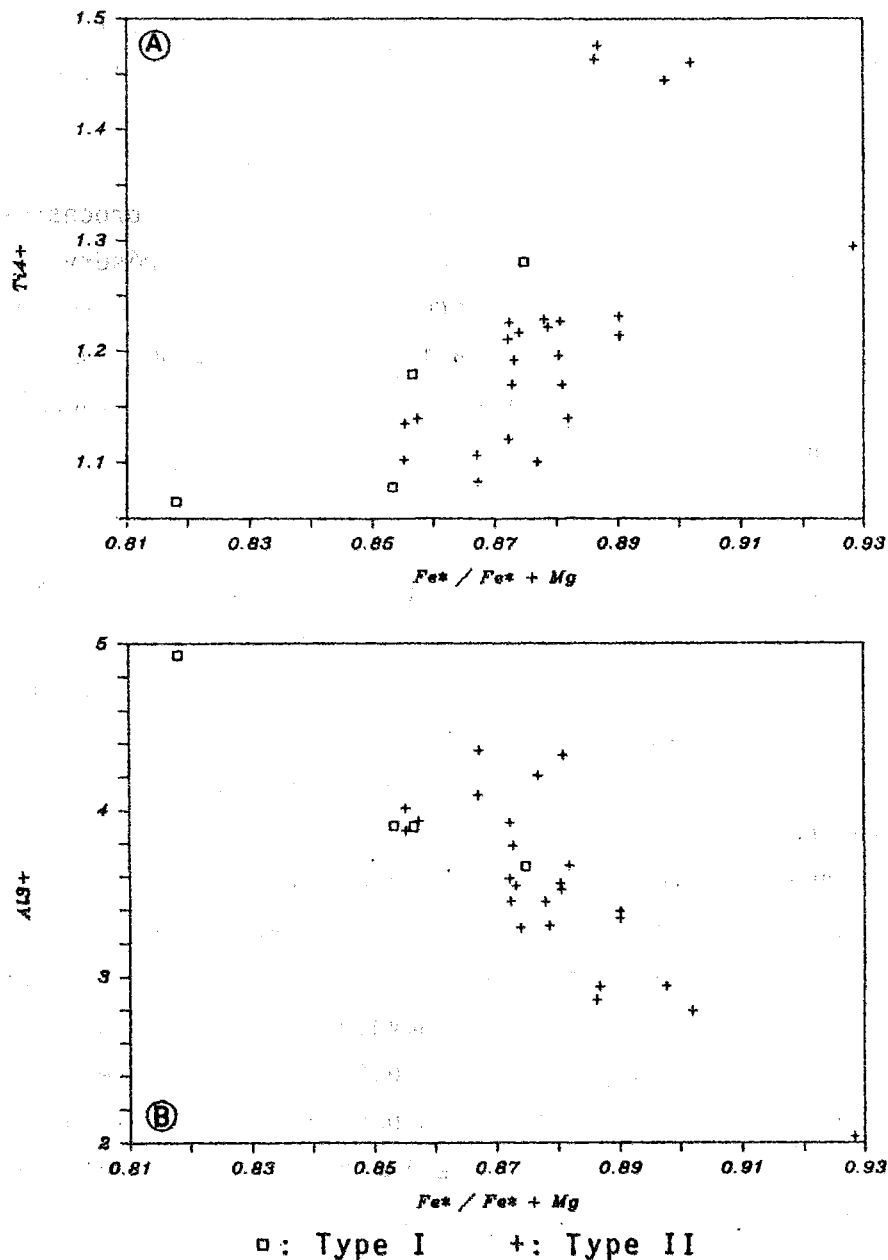


Figure 39 : Evolution des magnétites des cumulats gabbroïques ; corrélations Ti^{4+} -FM(A) et Al^{3+} -FM(B)

Evolution of the magnetites from gabbroic cumulates ; correlations between Ti^{4+} , Al^{3+} and FM

Echant.	Cumulats de type I							Cumulats de type II						Analyse sur tri de minéraux MA29	
	MA25		MA27		MA24			MA26			MA28		MA102		
	i	c	c	c	c	c	c → p	c	c	c → p	c	c → p	c		
SiO2	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.07	0.01	0.08	0.01	0.10	0.07	0.01	0.09	Al2O3	10.70
TiO2	5.41	6.19	5.20	5.88	5.78	5.88	5.42	5.85	5.69	5.55	6.96	5.91	7.99	Fe2O3	75.54
Al2O3	15.98	11.29	12.02	10.76	10.93	10.15	12.12	10.10	10.80	12.23	8.85	5.93	5.25	MnO	0.28
Fe2O3	43.61	46.18	45.67	47.96	47.59	49.18	47.43	49.21	48.02	47.35	47.51	51.71	48.36	MgO	5.42
Cr2O3	1.63	0.97	1.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	CaO	0.93
FeO	26.63	29.74	27.25	29.49	28.75	29.52	28.94	28.84	28.80	28.02	30.37	31.70	33.15	Na2O	0.16
MnO	0.11	0.35	0.30	0.36	0.25	0.14	0.18	0.38	0.19	0.14	0.42	0.32	0.44	K2O	0.02
MgO	8.22	5.73	6.59	5.53	5.89	5.72	5.89	5.92	5.87	6.59	5.24	3.39	3.61	TiO2	5.60
CaO	0.06	0.01	0.10	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.12	0.01	V ppm	4020
Na2O	0.00	0.00	0.15	0.00	0.10	0.00	0.08	0.00	0.00	0.18	0.04	0.06	0.00	Cr	190
K2O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	Co	220
	101.65	100.47	99.29	100.01	99.29	100.71	100.11	100.40	99.38	100.21	99.48	99.15	98.90	Ni	42
Si4+	0.000	0.030	0.006	0.008	0.000	0.019	0.003	0.022	0.003	0.027	0.020	0.003	0.026	Cu	183
Ti4+	1.065	1.281	1.078	1.227	1.211	1.222	1.121	1.217	1.192	1.139	1.476	1.295	1.755	Zn	550
Al3+	4.931	3.662	3.904	3.520	3.589	3.305	3.927	3.294	3.546	3.935	2.941	2.037	1.807		
Fe3+	8.592	9.563	9.471	10.017	9.977	10.225	9.813	10.247	10.067	9.728	10.080	11.343	10.630		
Cr3+	0.337	0.211	0.427	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000		
Fe2+	5.830	6.844	6.280	6.845	6.698	6.821	6.654	6.673	6.709	6.397	7.160	7.727	8.098		
Mn2+	0.024	0.082	0.070	0.085	0.059	0.033	0.042	0.089	0.045	0.032	0.100	0.079	0.109		
Mg2+	3.208	2.350	2.707	2.288	2.446	2.356	2.414	2.442	2.437	2.682	2.202	1.473	1.572		
Ca2+	0.017	0.003	0.030	0.000	0.000	0.012	0.012	0.006	0.000	0.003	0.000	0.037	0.003		
Na+	0.000	0.000	0.080	0.000	0.054	0.000	0.043	0.000	0.000	0.095	0.033	0.034	0.000		
K+	0.000	0.000	0.011	0.011	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000		
	24.004	24.026	24.064	24.001	24.034	23.997	24.029	23.990	23.999	24.049	24.012	24.028	24.000		
Usp	19.87	21.13	18.54	19.68	19.53	19.29	18.59	19.20	19.15	18.98	22.65	18.59	24.82		

Tableau 14 : Analyses sélectionnées de magnétite des cumulats gabbroïques

c : coeur, p : périphérie, i : inclusions

Selected analysis of magnetites from gabbroic cumulates

c : core, p : rim, i : inclusions

contenant entre 10 et 12% d' Al_2O_3), de MgO (3,4 à 6,8%, la majorité des analyses étant comprises entre 5 et 6%).

La présence de rares magnétites dans les cumulats de type I (MA25, MA27, cf. tableau 7, chap. II) nous permet d'étudier des évolutions, comme pour les autres minéraux ; ici encore, elles sont caractéristiques d'un processus de fractionnement et se marquent par un enrichissement en fer et une diminution en magnésium, donc par une augmentation du rapport FM (Fe^*/Fe^*+Mg) des magnétites des cumulats de type I à celles des cumulats de type II (Fig. 39).

Le titane et l'aluminium montrent également des variations au cours de l'évolution (Fig. 39A et B), Ti^{4+} augmente de 1,1 dans les magnétites des cumulats de type I à 1,5 dans l'un des cumulats de type II les plus évolués (MA28), tandis que Al^{3+} diminue de 5 à 2 dans les magnétites de ces mêmes roches. L'augmentation des teneurs en Ti^{4+} dans les magnétites coïncide avec sa chute dans les autres minéraux ferro-magnésiens (clinopyroxènes et amphiboles, cf. études précédentes). Une analyse réalisée à l'Université de Montpellier par absorption atomique sur un tri de magnétite provenant d'un échantillon de cumulat de type II (MA29) est présentée dans le tableau 14. Les teneurs en éléments en traces comme le vanadium et le cobalt sont élevées (respectivement 4020 et 220 ppm), celles en chrome (190 ppm) et nickel (42 ppm) sont relativement faibles comparées à des teneurs observées dans des magnétites de cumulats de l'île de Saint-Vincent qui sont de 1050 (Cr) et 148 ppm (Ni) (Dostal *et al.*, 1983). Ceci traduit déjà un caractère un peu différencié du magma à partir duquel cristallisent les magnétites des cumulats de type II comparé au liquide à partir duquel se sont formées les amphiboles des cumulats du type I, par exemple.

I-1.6 - LES ORTHOPYROXENES

L'orthopyroxène est un minéral très rarement observé dans l'ensemble des échantillons étudiés, il n'apparaît que dans l'échantillon MA102, en très faible quantité.

Il s'agit d'un hypersthène à $En_{69}Fs_{28,5}Wo_{2,5}$. La présence de ce minéral dans un cumulat gabbroïque indique que l'échantillon MA102 est vraisemblablement le plus évolué parmi les roches étudiées. En effet, les autres minéraux qui le compose sont des plagioclases à An_{84-90} (teneur moyenne la

plus faible) des amphiboles à $FM \approx 0,33$ (rapport FM le plus élevé) des augites calciques $Wo_{41}En_{43}Fs_{16}$ et de la titanomagnétite contenant seulement 2% de TiO_2 .

I-1.7 - LES SCORIES INTERSTITIELLES

Nous avons vu, dans le chapitre précédent, que tous les cumulats contiennent du verre interstitiel scoriacé, sous forme de films ou de plages séparant les cristaux ; il représente de 1 à 20% du volume total des roches étudiées (cf. tableau 7, chap. II). Les plages de scories ont généralement subi une cristallisation de basse pression postérieure à l'extrusion qui se marque par la présence de microlites de plagioclases (les plus nombreux), de clinopyroxènes et parfois d'amphiboles. Nous avons analysé ces scories interstitielles à la microsonde, et par absorption atomique sur un tri effectué dans un échantillon de cumulat de type I où elles sont particulièrement abondantes (MA25 : 18,5% en volume de scories interstitielles).

Echant. nb. anal.	Cumulats de type I				Cumulats de type II				Analyse sur tri de scories		
	MA25 14	MA105 5	MA23 4	MA28 16	MA102 13			MA25			
	1	2	3	4	5						
	σ	σ	σ	σ	σ						
SiO ₂	49.26	51.25	51.61	53.99	59.11	1.18	1.18	SiO ₂	48.60	Li ppm	10
TiO ₂	1.16	1.36	0.85	0.87	0.22	0.21	0.09	TiO ₂	1.25	Rb	5.5
Al ₂ O ₃	17.10	16.53	15.95	18.22	18.10	1.63	0.66	Al ₂ O ₃	19.14	Sr	314
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.14	0.00	Fe ₂ O ₃	11.02	Ba	72
FeO	11.79	10.69	11.87	9.69	6.90	1.34	0.50	MnO	0.16	V	417
MnO	0.21	0.16	0.25	0.22	0.11	0.10	0.05	MgO	5.55	Cr	28
MgO	5.95	4.09	4.52	4.09	1.32	1.81	0.35	CaO	10.86	Co	36
CaO	9.55	10.68	8.17	7.70	6.73	1.28	0.48	Na ₂ O	2.54	Ni	9
Na ₂ O	3.07	3.47	3.28	4.18	3.62	0.60	0.25	K ₂ O	0.44	Cu	107
K ₂ O	0.61	0.52	0.58	0.61	0.77	1.02	0.13	P ₂ O ₅	0.05	Zn	77
Total	98.75	98.75	97.08	99.59	97.41			H ₂ O+	0.13		
								H ₂ O-	0.20		
								Total	99.96		

Tableau 15 : Analyses moyennes de verre interstitiel dans les cumulats gabbroïques (σ : écart-type)

Average analyses of interstitial scoria in the gabbroic cumulats (σ : standart deviation)

Les analyses à la microsonde ont été effectuées sous les conditions de travail courantes (15 kv, 10 nA, temps de comptage : 6s), en défocalisant le faisceau d'électrons jusqu'à $50\mu^2$ pour essayer d'atténuer les hétérogénéités liées à la présence de microlites. Nous avons ensuite pris en compte une moyenne des analyses obtenues à la microsonde, toujours en raison des hétérogénéités. Il est important de noter la compatibilité entre l'analyse faite par absorption atomique et celle correspondant à la moyenne

des analyses microsondes pour les scories interstitielles de l'échantillon MA 25 (analyse 1, tableau 15). Cette constatation nous permet de considérer que les moyennes des analyses microsondes obtenues sur les autres cumulats sont représentatives de la composition du verre interstitiel.

L'examen du tableau 15 où sont présentées les analyses des scories de 5 échantillons de cumulats gabbroïques permet les observations suivantes :

- * Les scories ont une composition basaltique et andésitique basique ($\text{SiO}_2 = 49$ à 54%) riche en alumine ($16-18\%$) et MgO ($4-6\%$) à andésitique acide ($\text{SiO}_2 = 59\%$). Des compositions andésito-basaltiques analogues ont été observées dans les cumulats émis par les nuées ardentes de la Soufrière Saint-Vincent (Bardintzeff & Clocchiatti, 1980 ; Bardintzeff, 1983, 1984).
- * La composition de ces verres est calco-alkaline : teneur élevées en Al_2O_3 et CaO , relativement faible en TiO_2 (pour $\text{SiO}_2 = 48,6\%$, $\text{TiO}_2 = 1,25\%$), faibles en Ni (9 ppm) et Cr (28 ppm) ; Gourgaud et al. (1983) les ont considérés comme d'affinité sub-alkaline; en effet, ces verres ne présentent pas de quartz normatif, cependant, l'absence de néphéline normative et l'association olivine + hypersthène à la norme nous permettent de le considérer comme d'affinité calco-alkaline.
- * Il existe une variation de la composition chimique des scories des cumulats de type I à celle des cumulats de type II ; en effet, les scories de MA25 et MA105 (cumulats de type I) sont moins évoluées que celles de MA23, MA28 et MA102 (cumulats de type II), et l'évolution se marque par une augmentation des teneurs en SiO_2 , Na_2O et une diminution de FeO , MgO , CaO , TiO_2 caractéristiques d'un processus de fractionnement.
- * Nous verrons qu'aucune lave connue de la Montagne Pelée n'a une composition analogue à celle du verre de MA25, celui-ci correspond en effet au magma le plus basique reconnu sur le volcan.

I-1.8 - LES INCLUSIONS VITREUSES

Les minéraux des cumulats présentent dans certains cas des inclusions vitreuses assez abondantes, celles-ci ont été étudiées par R. Clocchiatti ; nous présenterons ici les résultats de cette étude.

Le cumulat étudié est l'échantillon MA102, le plus évolué des cumulats gabbroïques de type II, qui contient des primocristaux de plagioclase, d'amphibole, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de magnétite. Rappelons que cet échantillon provient des dépôts de nuées ardentes de type Saint-Vincent de la coupe du Musée Gauguin (cf. localisation, chap. II), appartenant probablement à l'édifice intermédiaire de la Montagne Pelée.

La grande abondance des inclusions vitreuses dans les minéraux de cet échantillon en comparaison avec leur rareté dans les roches de Grand'Rivière (MA103 à 106 et MA253 à 259) et de Fond-Préville (MA23 à 30) est peut-être à mettre en relation avec des différences dans le mode de formation ; un mode de cristallisation plus rapide pourrait par exemple, expliquer la présence de ces nombreuses inclusions (P. Nehlig, comm. pers.).

Les inclusions vitreuses sont présentes dans tous les minéraux du cumulat et sont orientées dans les plans cristallographiques des silicates. Leurs analyses chimiques moyennes sont présentées dans le tableau 16.

Hôte nb. anal.	P1 17	Amph 15	Opx 3	Mt 5
	1	2	3	4
SiO ₂	56.95	60.34	58.69	59.50
TiO ₂	0.50	0.47	0.51	0.51
Al ₂ O ₃	14.58	16.51	17.46	17.11
FeO	5.56	4.10	3.12	4.14
MgO	1.93	0.46	0.48	2.05
CaO	5.66	5.52	5.63	5.66
Na ₂ O	2.17	2.58	2.48	3.12
K ₂ O	1.01	0.79	0.72	0.77
MnO	0.24	0.21	0.21	0.14
Total	88.60	90.98	89.30	93.00

Tableau 16 : Analyses moyennes d'inclusions vitreuses dans le cumulat gabbroïque MA102 (communiquées par R. Clocchiatti)

Average analyses of glassy inclusions in the gabbroic cumulate MA102 (communicated by R. Clocchiatti)

Conditions de travail:
15Kv, 10nA, temps de comptage: 20s
sonde en balayage 5x5 et plus.

Les inclusions primaires se caractérisent par la présence de plusieurs bulles de gaz dans la même inclusion ce qui indique que le seuil de solubilité est dépassé ou qu'une partie de la phase gazeuse s'est démixée, lors de la décompression du cristal. D'autre part dans le verre il reste encore 11% d'éléments non dosés dont vraisemblablement 10% de fluides (la quantité de fluides - d'eau - comptée comme étant la différence à 100 du total des oxydes, Anderson, 1979), ce qui correspond à une pression minimale de fluides de 5,1 kbar lors de la cristallisation des minéraux.

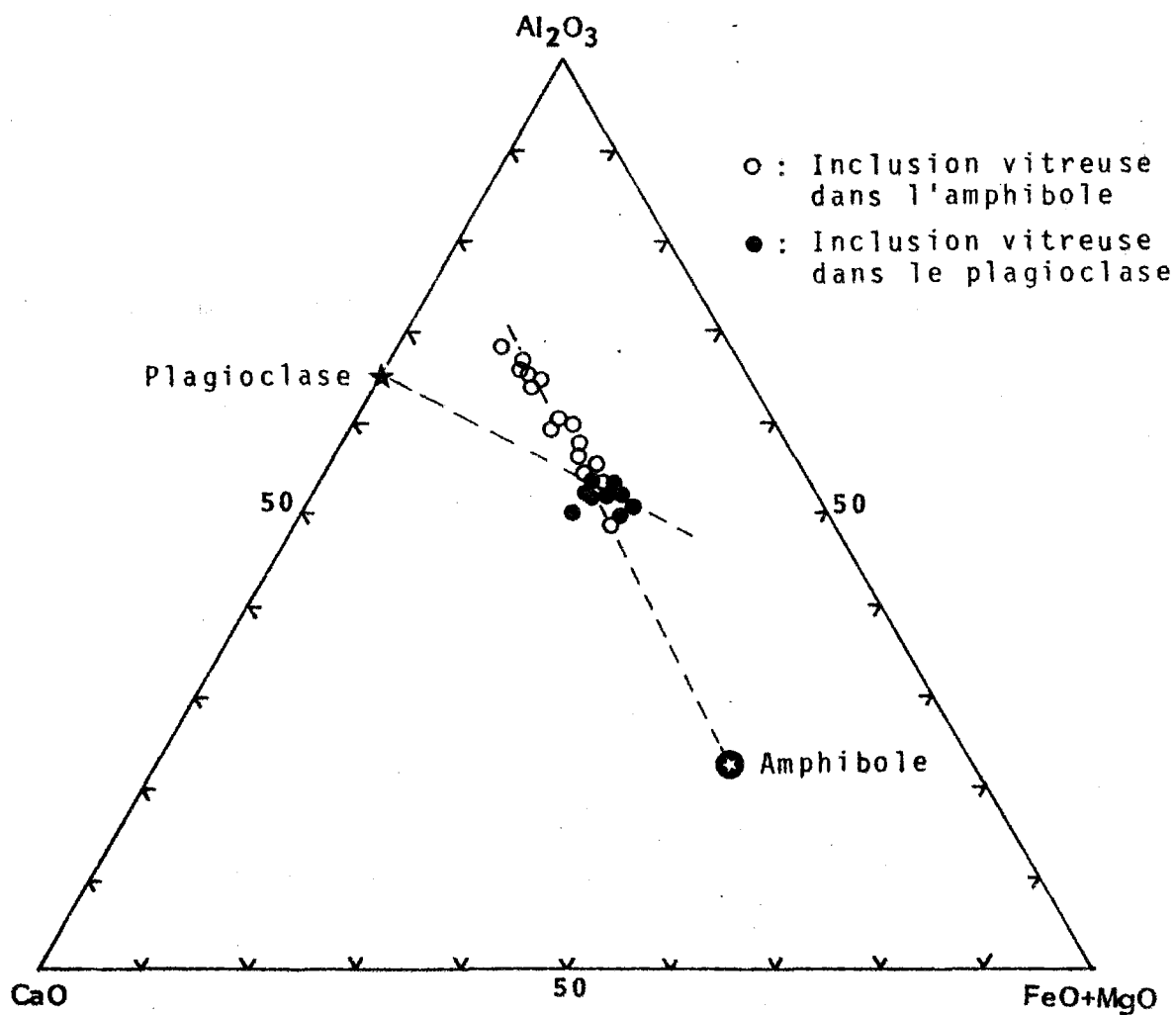


Figure 40 : Position des inclusions vitreuses dans le diagramme CaO-Al₂O₃-FeO-MgO (échantillon MA102)

Plots of glassy inclusions in the CaO-Al₂O₃-FeO-MgO diagram sample MA102)

Les inclusions vitreuses ayant fait l'objet d'une étude plus précise sont celles des plagioclases et des amphiboles.

a - Inclusions vitreuses des plagioclases

La composition des inclusions vitreuses dans les plagioclases est relativement homogène. Il s'agit d'un liquide andésitique (57% de SiO_2 en moyenne ; analyse 1, tableau 16). Les points représentatifs des analyses effectuées sont reportés dans le diagramme Al_2O_3 -CaO-FeO+MgO de la figure 40 ; leur regroupement traduit l'homogénéité de cette composition andésitique. Cependant, la teneur trop faible en Al_2O_3 (14,6%) laisse penser que le minéral hôte a poussé à partir du liquide inclus. Celui-ci devait donc être, au départ, un peu plus basique ; toutefois, la valeur du rapport MgO/FeO qui varie entre 0,3 et 0,4 correspond à celui d'une andésite moyenne de la Montagne Pelée et prouve que la croissance interne du minéral n'a pas été le phénomène dominant. D'autre part, la figure 40 montre également que les verres s'étendent peu sur la ligne plagioclase-liquide ce qui indique que leur évolution après piégeage n'a pas été importante.

b - Inclusions vitreuses des amphiboles

La composition chimique des inclusions vitreuses des amphiboles est aussi celle d'un liquide andésitique relativement évolué, mais, cette fois les variations sont beaucoup plus importantes que dans le cas précédent. Dans le même diagramme Al_2O_3 -CaO-FeO+MgO (Fig. 40), on observe une évolution importante des verres qui résulte de la superposition de deux phénomènes qui sont : une évolution interne du liquide et une évolution du liquide externe. Ainsi, l'amphibole commence à cristalliser en même temps que le plagioclase (superposition des points dans le diagramme de la figure 40) puis, elle continue à cristalliser aux dépens du liquide en inclusion et du liquide hôte. La croissance interne se traduit par l'existence d'une auréole de croissance large de 1 à 2 μ sur les parois de la cavité ; elle se marque également, dans le diagramme de la figure 40, par l'alignement des points représentatifs des inclusions sur une ligne qui passe par le point correspondant à la composition de l'amphibole.

Des inclusions ont également été étudiées dans les orthopyroxènes. Une moyenne des analyses de verre en inclusion dans un orthopyroxène observé dans la lame mince est donnée dans le tableau 16 (analyse 3). Il présente une évolution tout à fait analogue à celle des inclusions de l'amphibole.

Enfin, cinq inclusions ont été analysées dans une magnétite (analyse 4, tableau 16) ; leur composition est celle d'un liquide plus primaire du point de vue des rapports Mg/Fe. Cette différence reste inexplicée, d'autant plus que dans un oxyde il est impossible de contrôler la morphologie des cavités et de voir s'il y a eu des pertes de fluides.

Cette étude sur les inclusions vitreuses de MA102 a donc permis de montrer que ce cumulat s'est formé à partir d'un liquide relativement évolué andésitique, sous des conditions de pressions de fluides supérieures à 5 kbar.

I-1.9 - DISCUSSION

A - Principaux résultats de l'étude minéralogique.

Nous avons montré que les minéraux constituant l'horizon cendreau et les cumulats gabbroïques sont des plagioclases très calciques (An₇₈₋₉₆), des olivines magnésiennes (Fo₇₅₋₈₅), des clinopyroxènes de type diopside, salite ou augite calcique, des amphiboles calciques de type pargasite ou pargasite ferrifère et des titanomagnétites riches en Al₂O₃ et MgO. La composition chimique de ces minéraux montre qu'ils sont primitifs et caractéristiques d'un fractionnement à partir d'un magma peu différencié. Les scories piégées entre les cristaux des cumulats sont considérées comme représentatives de la composition du magma à partir duquel se sont formés les minéraux ; il s'agit en effet de roches de type adcumulat au sens large. La composition chimique de ces scories indique que le magma d'origine est de type basaltique ou andésitique basique, donc, déjà relativement évolué.

Cette étude nous a permis, également, de mettre en évidence une évolution minéralogique au sein de roches, abondantes dans l'arc des Petites Antilles, considérées jusqu'à présent comme homogènes du point de vue de leur minéralogie. Cette évolution se marque d'une part par la disparition de l'olivine et l'apparition de la magnétite au passage cumulats de type I - cumulats de type II, et d'autre part par une évolution de la composition chimique des minéraux. Nous avons, en effet, montré l'existence d'un passage progressif entre les compositions des minéraux de l'horizon cendreau (les plus primitifs) jusqu'à celles des cumulats de type I, puis de type II (les plus évolués). Ainsi, l'évolution diopside-salite-augite coïncide avec le passage horizon cendreau - cumulat de type I - cumulat de type II ;

Les teneurs en Mg des amphiboles et des olivines et celles en An des plagioclases diminuent du niveau cendreux au cumulat de type II, les olivines du niveau cendreux sont plus riches en Ni (jusqu'à 850 ppm) que celles des cumulats de type I (< 250 ppm).

Sur la figure 41 sont résumées les compositions des différents minéraux des cumulats gabbroïques et de l'horizon cendreux ; tous les échantillons n'y sont pas représentés, afin que le schéma reste lisible, mais les principaux types, à savoir l'horizon cendreux, les cumulats à olivine (I) et ceux à magnétite (II) y figurent.

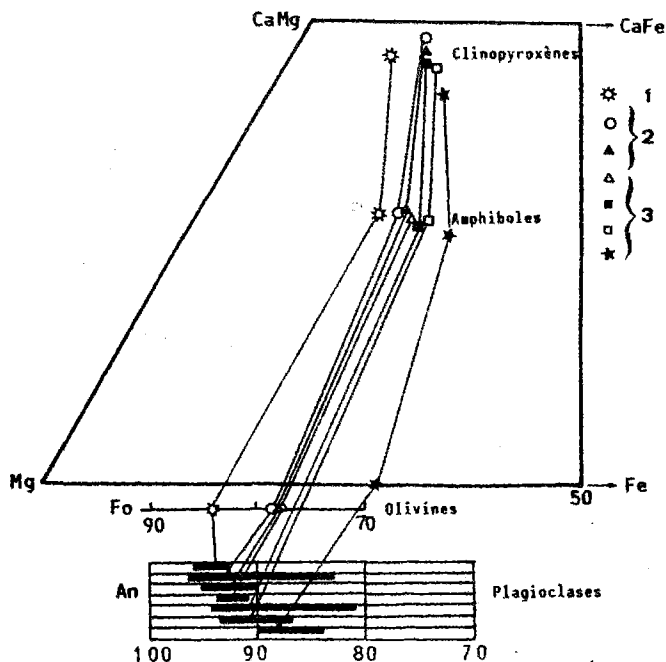


Figure 41 : Diagramme synthétisant les compositions des minéraux coexistants dans l'horizon cendreux et les cumulats gabbroïques

Compositions of coexisting minerals in the gabbroic cumulates

- 1 : Horizon cendreux
- 2 : Cumulats de type I
- 3 : Cumulats de type II

Ce diagramme nous montre que les clinopyroxènes, les amphiboles, les olivines et les plagioclases ont une évolution compatible ; l'absence de "tie-lines" croisées indique une cristallisation à l'équilibre dans les différents échantillons étudiés.

Toutes les évolutions constatées sont caractéristiques d'un processus de cristallisation fractionnée ; il reste à déterminer les conditions physicochimiques qui régnaient lors de la formation des cumulats.

B - Conditions thermodynamiques de la cristallisation fractionnée

La connaissance des conditions thermodynamiques régnant lors de la formation des cumulats est fondamentale pour comprendre les processus intervenant pendant la cristallisation.

Auteurs	Localisation	Paragénèses	Conditions de cristallisation			
			P	T	fO ₂	
Yamazaki et al., 1966	Japon central	Pl(An ₉₃₋₉₅) + Amph c + Cpx + Mt				Origine profonde, base de la croûte
Takeshita et Oji, 1968,	Japon central	Pl(An ₅₉₋₉₀) + Amph + Cpx (s,ac) + Mt Pl(An ₆₃₋₇₃) + Amph + Cpx (s,ac) + Opx(En ₇₃) + Mt	10Kb (=30Km)			Fractionnement à partir d'un magma basaltique riche en alumine et en dans la partie inférieure de la croûte ou supérieure du manteau.
Lewis, 1973a et b	St Vincent, P. Antilles	Pl(An ₈₉₋₉₆) + Ol(Fo ₆₇₋₇₉) + Cpx(s) + Amph c + Mt	P _{tot} < 8Kb forte PH ₂ O			Fractionnement à partir d'un magma basaltique sub-alcalin.
Powell, 1978	P. Antilles	Pl + Ol + Cpx + Amph + Opx + Mt	9-10Kb au N 3Kb au S PH ₂ O= 1-3Kb	1100-1200 °C	>NNO	Température supérieure à celle de la stabilité de l'amphibole (Cf. texte)
Stern, 1978 et 1979	Agrigan, Mariannes	Pl(An ₈₈₋₉₆) + Ol(Fo ₇₄₋₈₃) + Cpx + Opx + Mt	≤7Km			
Arculus et Wills, 1980	P. Antilles	Pl(An ₃₆₋₉₆) + Ol(Fo ₆₄₋₈₆) + Cpx(ac) + Amph c + Mt + Opx(En ₇₇₋₄₃)	4-10Kb	850-1050 °C	»NNO	
Graham, 1980	Grenade, P. Antilles	Pl(An ₃₂₋₉₆) + Ol(Fo ₇₅₋₈₃) + Cpx(d,s) + Opx + Amph c + Sp	0,5-6Kb	900-1000 °C	>NNO	
Gust et Johnson, 1981	Nouvelle-Guinée	Pl(An ₈₅₋₉₄) + Ol(Fo ₇₈₋₈₄) + Cpx(d,s,ac) + Amph c + Opx(En ₇₈) + Mt	1-1,5Kb	870-970 °C	>NNO	
Dostal et al., 1983	St Vincent, P. Antilles	Pl(An ₉₀₋₉₅) + Ol(Fo ₇₂₋₈₀) + Cpx(s) + Amph c + Mt		1090-1150 °C		Température supérieure à celle de la stabilité de l'amphibole.
Conrad et Kay, 1984; Conrad et al., 1983	Adak, Aléoutiennes	Pl + Ol(Fo ₆₈₋₈₂) + Amph c + Cpx(d,s,ac) + Mt	>2Kb	1000 °C	»NNO	

Tableau 17 : Synthèse bibliographique sur les cumulats étudiés dans les arcs insulaires ; paragénèses, données thermométriques et barométriques

amph c: amphibole calcique ; d : diopside ; s : salite ; ac : augite calcique

Bibliographic synthesis about gabbroic cumulates in island arcs ; paragenesis, thermometric and barometric datas

L'utilisation des géothermomètres et géobaromètres existants est souvent difficile en raison des méthodes utilisées qui sont parfois peu fiables ou qui s'adressent à des cas très particuliers, et parce que bien souvent les conditions d'application sont exceptionnelles. Avant d'aborder le cas des cumulats de la Montagne Pelée, nous pensons qu'il est utile de présenter les résultats obtenus pour des roches de même type dans le reste de l'arc des Petites Antilles ou dans d'autres endroits du monde.

*a - Conditions de formation des cumulats gabbroïques
étudiés dans le monde*

La présence de cumulats équivalents à ceux de la Montagne Pelée a été signalée par de nombreux auteurs dans des contextes d'arc insulaire ou dans d'autres domaines ; citons par exemple les travaux de :

- Lacroix (1949), Wager (1962), Lewis (1969, 1970, 1973a et b), Wills (1974), Powell (1978), Arculus (1978), Graham (1980), Arculus et Wills (1980) et D'Arco (1982) pour l'arc des Petites Antilles ;
- Yamazaki et al. (1966), Takeshita et Oji (1968a et b) et Aoki (1970, 1971) pour l'arc du Japon ;
- Stern (1978, 1979) pour l'arc des Mariannes ;
- Gust et Johnson (1981) pour l'arc de Bismark (Nouvelle Guinée) ;
- Conrad et al. (1983) et Conrad et Kay (1984) pour l'arc des Aléoutiennes ;
- enfin, Hermes et Cornell (1981), en domaine alcalin, pour les produits du Mont Vésuve.

Dans le tableau 17 sont présentés les principaux résultats des études menées sur les cumulats récoltés en contexte d'arc insulaire : les paragenèses y sont résumées pour permettre une comparaison avec les échantillons de la Montagne Pelée (d'autres types de blocs plutoniques sont décrits par ces auteurs mais dans le tableau 17 ne figurent que les cumulats gabbroïques).

Tous ces auteurs interprètent les cumulats comme des preuves de l'intervention de la cristallisation fractionnée dans les réservoirs magmatiques sous-jacents aux volcans qui les éjectent sous forme de blocs dans les laves ou pyroclastites.

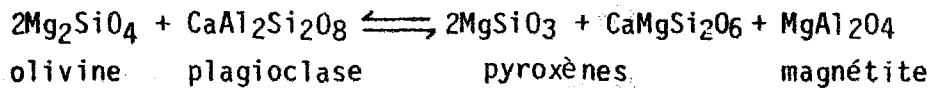
Les cumulats gabbroïques observés en contexte calco-alcalin d'arc insulaire ont une paragenèse équivalente à celle des cumulats de la Montagne Pelée à laquelle s'ajoutent parfois des phases comme la biotite, l'ilménite et le quartz. L'orthopyroxène, quand il est présent, est généralement peu abondant. La composition chimique des minéraux est dans la plupart des cas relativement peu évoluée et traduit leur fractionnement à partir d'un magma peu différencié ; il s'agit comme à la Montagne Pelée, de plagioclases très calciques, d'olivines magnésiennes, d'amphiboles calciques, de clinopyroxènes de type diopside, salite ou augite calcique et de titanomagnétite. Certaines paragenèses sont cependant plus évoluées et se caractérisent par la présence d'orthopyroxènes et de plagioclases plus sodiques.

L'origine de ces cumulats est discutée par les différents auteurs ; des études géothermométriques et géobarométriques ont également tenté de donner les conditions physicochimiques dans lesquelles ils se sont formés.

Différentes approches ont été réalisées :

** dans l'arc des Petites Antilles*

- Lewis (1973a et b) estime que les minéraux des cumulats de Saint-Vincent se sont formés à des températures relativement élevées sous une pression totale inférieure à 8 kbar (compte tenu de la composition des pyroxènes) sous de fortes pression d'eau ($< P_{\text{totale}}$) et fugacité d'oxygène.
- Wills (1974) utilise les données expérimentales disponibles pour l'amphibole et estime qu'elle a cristallisé à une température maximale de 950°C. La coexistence de magnétite et d'ilménite au sein de certains échantillons permet d'obtenir des températures de cristallisation équivalentes sous des fugacités d'oxygène voisines de celles du tampon NNO.
- Powell (1978) présente une estimation des conditions de pressions (P_{totale} et $P_{\text{H}_2\text{O}}$) sous lesquelles ont cristallisé les cumulats de l'arc ; elle constate une diminution des pressions totales (de 10 à 2 kbar) et une augmentation des pressions en eau (< 1 kbar et de 1 à 3 kbar) du nord au sud de l'arc. Les températures de cristallisation fixées à 1100-1200°C sont toutefois trop élevées compte-tenu de la présence de l'amphibole dans les cumulats. De plus D'Arco (1982) considère qu'il faut accorder peu de crédit à ces résultats car la pression est calculée à partir de la réaction :



dans laquelle intervient le composant MgAl_2O_4 dont la fraction molaire estimée dans la magnétite est très faible et donc entachée d'une forte incertitude.

- Graham (1980) estime que les cumulats de l'île de Grenade se sont formés à des températures inférieures à 1000°C ($900-1000^\circ\text{C}$). Les pressions totales qu'il obtient sur les échantillons contenant des orthopyroxènes sont variables (0,5 à 6 kbar). Il considère que la présence d'amphibole stable est l'indice d'une teneur en eau relativement importante dans le magma.
- Arculus et Wills (1980) montrent que les températures de formation des cumulats varient entre 850 et 1050°C ; ils proposent une nouvelle approche géobarométrique des conditions de leur formation et observent des pressions comprises entre 4 et 10 kbar. Contrairement à Powell (1978), ils concluent qu'il n'existe pas d'évidence de variations notables de la pression et de la température le long de l'arc. Les fugacités d'oxygènes régnant lors de la cristallisation sont élevées, supérieures à celles du tampon NNO.
- D'Arco (1982) utilise les données de Wills (1974) ; à l'aide du géothermomètre magnétite-ilménite, il calcule des températures de cristallisation variant entre 810 et 965°C .
- Enfin, Dostal et al. (1983) se servent des équilibres olivine-liquide dans les cumulats de Saint-Vincent et obtiennent des températures comprises entre 1090 et 1150°C qui sont encore une fois en désaccord avec la présence de l'amphibole primaire dans les cumulats.

** dans l'arc des Aléoutiennes*

Les travaux de Conrad et al. (1983) et Conrad et Kay (1984) montrent que compte tenu de la présence de la hornblende dans les cumulats de l'île d'Adak, la température de cristallisation est probablement voisine de 1000°C . Les minéraux se forment sous des pressions supérieures à 2 kbar dans des conditions très oxydantes, supérieures à celles du tampon NNO.

* *dans l'arc de Bismarck*

Les travaux de Gust et Johnson (1981) portant sur la Nouvelle Guinée, ont permis de calculer des températures à l'aide de l'équilibre clinopyroxène-orthopyroxène ; elles varient entre 870 et 970°C. Les pressions, calculées selon les mêmes méthodes que celles utilisées par Powell (1978) et Arculus et Wills (1980) sont estimées à 1-1,5 kbar, et les conditions de fugacité d'oxygène sont équivalentes à celles du tampon NNO.

D'autres travaux portant sur les arcs du Japon et des Mariannes ont fourni moins de résultats quantitatifs. Toutefois, pour Stern (1978,1979) les cumulats de l'arc des Mariannes se seraient formés superficiellement, à des profondeurs inférieures à 7 kilomètres. Dans l'arc du Japon, les cumulats observés sont considérés comme d'origine relativement profonde, ils se seraient formés à la base de la croûte de l'arc à des pressions totales pouvant atteindre 10 kbar (Yamasaki et al, 1966 ; Takeshita & Oji, 1968a et b).

Enfin, dans des produits alcalins de l'arc du Japon, des nodules mafiques à texture de cumulats ont également été décrits (Aoki, 1970,1971) à Itinome-gata (Aoki, 1971), ils se sont formés à des températures variant entre 600 et 1000°C sous des pressions totales de 6-9 kbar à partir d'un magma riche en eau, quand ils contiennent de l'amphibole.

Les résultats obtenus par ces différents auteurs, en particulier pour l'arc des Petites Antilles, quoique présentant des variations, s'accordent pour conclure que les cumulats gabbroïques se sont formés à des températures voisines de 1000°C, sous des pressions inférieures à 10 kbar, sous forte fugacité d'oxygène (> NNO) dans un magma riche en eau.

*b - Conditions de formation des cumulats gabbroïques
de la Montagne Pelée*

Afin de déterminer les conditions thermodynamiques qui régnaient lors de la cristallisation fractionnée des cumulats gabbroïques, nous utiliserons des géothermomètres et géobaromètres lorsque le cas sera favorable. Cependant, l'application de ces derniers n'étant pas toujours possible, nous aborderons le problème en se fondant sur le fait que la composition chimique des minéraux et leur ordre de cristallisation sont fonction non seulement de la composition du magma mais aussi de la température, de la pres-

sion totale, de la fugacité d'oxygène et de la teneur en eau du système.

L'étude minéralogique détaillée présentée dans les paragraphes précédents va nous permettre d'établir des comparaisons avec des travaux expérimentaux effectués sur des roches volcaniques sous des conditions physicochimiques variables (% H₂O, P, fO₂, T) ; de cette façon, les conditions thermodynamiques pourront également être abordées.

b-1 - La température

Rappelons tout d'abord que toute application des méthodes géothermométriques (ou barométriques) repose sur la notion d'équilibre. L'exemple des cumulats gabbroïques semble être un cas idéal car, comme nous l'avons vu, les minéraux sont à l'équilibre entre eux, et avec les scories interstitielles considérées comme représentatives du magma à partir duquel ils se sont formés. Nous avons donc pu utiliser les équilibres solide/liquide et solide/solide pour estimer les températures de cristallisation ; les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 18.

Géothermomètres	Echant.	Type de cumulat	nb. anal.	Température moyenne (°C)
<u>Ol/Liq</u> Roeder & Emslie, 1970	MA25	I	2	1090 ± 2
	MA105	I	9	1024 ± 2
Leeman & Scheidegger 1977	MA25	I	2	1146 ± 4
	MA105	I	9	1073 ± 2
<u>Amph/Liq</u> Helz, 1979	MA25	I	10	1058 ± 32
	MA23	II	7	854 ± 34
	MA28	II	8	942 ± 46
	MA102	II	4	743 ± 29
<u>Opx/Cpx</u> Wood & Banno, 1973	MA102	II	88	989 ± 21
	Wells, 1977	MA102	II	88

Tableau 18 : Géothermométrie des cumulats gabbroïques
Geothermometry of gabbroic cumulates

* *Géothermomètre olivine/liquide*

Les travaux expérimentaux de Roeder et Emslie (1970) sont consacrés à l'étude de l'équilibre entre des olivines et des liquides basaltiques.

Ils montrent que la température de l'équilibre peut être obtenue à partir du coefficient de distribution de MgO entre le liquide et l'olivine selon la formule :

$$\log \left(\frac{x_{MgO}^{ol}}{x_{MgO}^{liq}} \right) = \frac{3740}{T(^{\circ}K)} - 1,87$$

La température est également calculée à l'aide du coefficient de distribution de FeO. Cependant compte tenu de l'incertitude sur le rapport primaire Fe²⁺/Fe³⁺ dans les liquides, nous n'utiliserons que le géothermomètre faisant intervenir MgO.

Nous avons d'autre part appliqué le géothermomètre de Leeman et Scheidegger (1977) qui utilise les coefficients de distribution entre liquide et olivine pour des éléments comme Mg, Fe et Mn, Co et Ni pour calculer les températures d'équilibre. Mn, Ca et Ni sont des éléments en traces dans les olivines des cumulats gabbroïques et les incertitudes sur leur teneur sont trop élevées pour pouvoir les utiliser dans le cadre d'un géothermomètre (MnO = 0,1 à 0,5 incertitude jusqu'à 30%, CaO = 0,1 à 0,3 incertitude jusqu'à 20%, Ni = 190 ± 55 ppm).

D'autre part, pour les mêmes raisons que dans le cas précédent, l'utilisation d'un géothermomètre basé sur le coefficient de partage de Fe²⁺ s'avère délicate. Nous ne considérerons donc que le magnésium pour le calcul des températures suivant la formule :

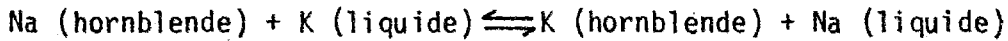
$$\ln \left(\frac{x_{MgO}^{ol}}{x_{MgO}^{liq}} \right) = \frac{8916}{T(^{\circ}K)} - 4,29$$

Les températures obtenues par l'application de ces deux géothermomètres dans les cumulats MA25, MA27 et MA105 sont présentées dans le tableau 18.

Nous constatons que les deux méthodes donnent des résultats voisins ; les températures obtenues par le géothermomètre de Leeman et Scheidegger (1977) sont supérieures d'environ 50°C à celles calculées par la méthode de Roeder et Emslie (1970).

* *Géothermomètre amphibole/liquide*

Ce géothermomètre décrit par Helz (1979) est fondé sur les échanges d'éléments alcalins entre le site A de l'amphibole et le liquide coexistant selon la réaction :



La constante d'équilibre de cette réaction est :

$$K_D = \left[\frac{X_K}{X_{Na}} \right]_{\text{hbl}} \times \left[\frac{X_{Na}}{X_K} \right]_{\text{liq}}$$

où X_{Na} et X_K sont les fractions molaires de Na_2O et K_2O dans la hornblende et le magma. Les valeurs de K_D sont calculées expérimentalement sous des températures variant entre 700 et 1045°C à $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx P_{\text{totale}} = 5\text{kbar}$. K_D montre une forte corrélation positive avec la température, décrite par l'équation suivante : $\ln K_D = (-4258/T(^{\circ}\text{K}) + 3,25)$. L'incertitude sur les températures obtenues est d'environ $\pm 50^{\circ}\text{C}$.

Les températures calculées selon cette méthode pour quatre cumulats gabbroïques (MA25, MA23, MA28, MA102) sont présentées dans le tableau 18 ; celles obtenues pour MA23 et MA102, respectivement de 854 et 748°C, sont trop faibles pour être caractéristiques de ces roches. La température de cristallisation de MA25 obtenue par ce géothermomètre est inférieure mais compatible avec celle calculée à partir de l'équilibre olivine/liquide. Notons également, que d'un point de vue relatif, la température de cristallisation des cumulats de type I est supérieure à celle des cumulats de type II ; ceci est en accord avec le caractère plus différencié de ces derniers.

* *Géothermomètre orthopyroxène/clinopyroxène*

En 1973, Wood et Banno ont mis au point un géothermomètre reposant sur la réaction : $(\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6)_{\text{opx}} \rightleftharpoons (\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6)_{\text{cpx}}$. La température obtenue est la suivante :

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{-10202}{\ln \left(\frac{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}}}{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}} \right) - 7,65 X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} + 3,88 \left(X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} \right)^2 - 4,6}$$

Wells (1977) établit une autre formule :

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{7341}{3,355 + 2,44 \left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \right)^{\text{opx}} - \text{Ln} \left(\frac{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}}}{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}} \right)}$$

L'incertitude sur les températures calculées est d'environ 50°C. Les valeurs obtenues par ces deux équations présentent un écart systématique de plusieurs dizaines de °C, les températures calculées par l'équation de Wells (1977) étant toujours plus élevées.

Le fait que les géothermomètres aient été calibrés par référence à des compositions basiques (Wood & Banno, 1973) ou ultramafiques (Wells, 1977) peut expliquer cette différence systématique entre les deux températures calculées (D'Arco & Maury, 1981).

Nous avons appliqué ces géothermomètres au seul cumulat gabbroïque contenant de l'orthopyroxène (MA102) ; les résultats de ces calculs sont présentés dans le tableau 18. Les températures de cristallisation à l'équilibre sont de 989°C (Wood & Banno, 1971) et 1020°C (Wells, 1977). Pour le même échantillon nous avons obtenu des températures voisines de 750°C, considérées comme trop faibles, à l'aide du géothermomètre amphibole/liquide (Helz, 1979).

Les différences entre les températures obtenues par ces divers géothermomètres sont donc importantes ; elles sont liées soit à des problèmes de déséquilibre (peu probable, comme nous l'avons montré précédemment), soit au fait que les cumulats gabbroïques ne rentrent pas dans les domaines d'applications des géothermomètres définis par leurs auteurs.

L'application aux cumulats gabbroïques du géothermomètre plagioclase/liquide (Kudo & Weill, 1970 ; Mathez, 1973) n'est pas possible. En effet, pour des compositions d'anorthite ($An \gg 90$), Gill (1981) constate que les valeurs de températures calculées sont invraisemblables ; le domaine d'application défini par Kudo et Weill (1970) se limite aux compositions comprises entre An_{10} et An_{90} .

En conclusion, les températures obtenues par les géothermomètres applicables aux cumulats gabbroïques sont comprises entre 900 et 1100°C, elles sont compatibles avec le domaine de stabilité de l'amphibole (Helz, 1973, 1982).

b-2 - La pression totale

Une approche quantitative a pu être réalisée grâce aux travaux de Hammarstrom et Zen (1983,1985) qui utilisent les teneurs en aluminium dans les amphiboles comme indicateurs de la pression totale. Les teneurs en Al^{VI} des amphiboles sont fréquemment considérées comme sensibles à la pression ; les auteurs préfèrent utiliser les teneurs en Al total (Al^t), celles en Al^{VI} étant affectées d'une plus grande incertitude.

Leur étude, portant sur des tonalites et granodiorites calco-alcalines, a permis de définir un géobaromètre, les teneurs en Al^t varient avec la pression selon l'équation suivante : $P(\text{kbar}) = - 3,89 + 5,04 \text{ Al}^t$; l'incertitude relative sur cette pression est de ± 2 kbar.

Nous avons appliqué ce géobaromètre aux cumulats gabbroïques de la Montagne Pelée, les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 19.

Echant.	Type de cumulat	nb. calculs	P _{totale} moyenne (Kbar)
MAPX	H.C.	6	9,92 ± 0,28
MA30	I	2	9,29 ± 0,04
MA27	I	3	9,24 ± 0,04
MA25	I	10	9,10 ± 0,25
MA26	II	9	9,20 ± 0,24
MA24	II	6	8,87 ± 0,44
MA29	II	5	8,67 ± 0,28
MA28	II	8	8,29 ± 0,70
MA23	II	7	8,07 ± 0,24
MA102	II	2	5,70 ± 0,28

Tableau 19 : Géobarométrie des cumulats gabbroïques à partir des travaux de Hammarstrom et Zen (1983, 1985)

Geobarometry of gabbroic cumulates, after work of Hammarstrom and Zen (1983, 1985)

On remarque une variation de la pression comprise entre 9,9 kbar (horizon cendrex) et 5,7 kbar (cumulat de type II, le plus évolué). Cette gamme de pression est en accord avec celle obtenue par Arculus et Wills (1980) (4-10 kbar) mais plus élevée que celle proposée par Lewis (1973 a et b) qui estiment les pressions inférieures à 8 kbar.

Il est assez difficile d'obtenir des données plus précises sur les conditions de pression totale régnant lors de la cristallisation des cumulats gabbroïques, la minéralogie qu'ils présentent ne se prêtant pas à ces investigations. On peut seulement dire que la pression totale était certainement inférieure à 10 kbar, et qu'elle diminue depuis l'horizon cendrex jusqu'aux cumulats de type II.

D'autre part, l'absence de molécule de jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) dans les clinopyroxènes et les rapports $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ qui y sont supérieurs à 1, les distinguent des minéraux d'origine profonde mantellique, et sont caractéristiques d'une cristallisation sous pression relativement faible (Green, 1982 ; Marcelot *et al.*, 1983 ; Marcelot *et al.*, sous presse) (< 10 kbar).

Les travaux de Kushiro (1969) ont montré que les teneurs en Al^{VI} des clinopyroxènes augmentaient en même temps que la pression de cristallisation ; des études expérimentales effectuées sous des conditions variables ont confirmé ces résultats (Green & Ringwood, 1968 ; Green, 1972 ; Helz, 1973). La figure 42 présente la répartition de l'aluminium entre les sites octaédriques et tétraédriques des clinopyroxènes de ces travaux en fonction de la pression totale et de la teneur en eau ; le champ des clinopyroxènes des cumulats de la Montagne Pelée y est figuré pour comparaison.

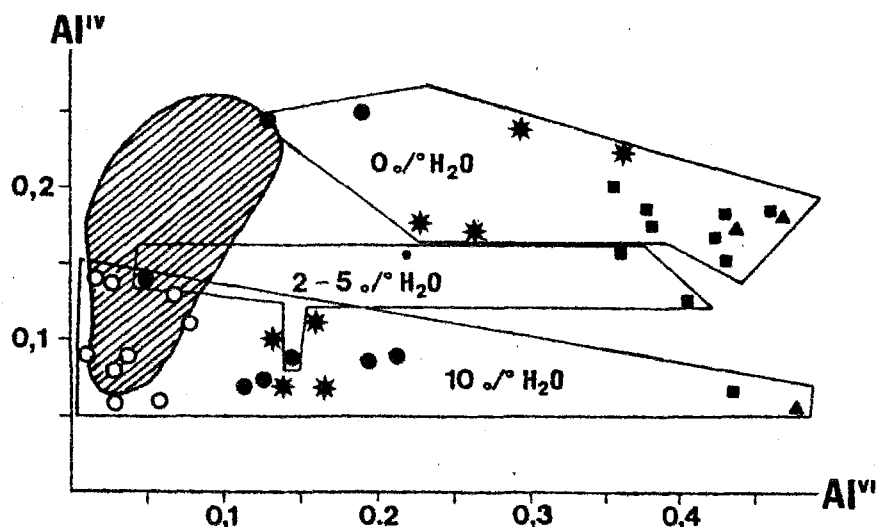


Figure 42 : Répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques des clinopyroxènes en fonction de la pression totale et de la teneur en eau du magma. Le domaine figuré en rayé correspond aux clinopyroxènes gabbroïques des cumulats. Les autres symboles représentent des clinopyroxènes obtenus expérimentalement (Green & Ringwood, 1968 ; Green, 1972 ; Helz, 1973) à des pressions variées : 5 kbars (O) ; 9-13 kbars (●) ; 18 kbars (*) ; 27 kbars (■) ; 36 kbars (▲) (figure tirée de Graviou, 1984)

Repartition of aluminium between octahedral and tetrahedral site in clinopyroxenes as a function of total pressure and water content of the magma (striped area : clinopyroxenes of gabbroic cumulates)

On remarque les basses teneurs en Al^{VI} des clinopyroxènes des cumulats gabbroïques, correspondant probablement à une faible pression de cristallisation (< 10 kbar). D'un point de vue relatif, les teneurs en Al^{VI} des

clinopyroxènes et amphiboles décroissent des minéraux de l'horizon cendreux à ceux des cumulats de type I, puis de type II, indiquant une diminution de la pression de cristallisation entre les différents types pétrographiques.

b-3 - La teneur en eau

Les magmas calco-alcalins sont classiquement considérés comme des liquides riches en eau ; c'est cette richesse en eau qui est à l'origine de l'abondance des produits pyroclastiques dans le volcanisme calco-alcalin ainsi que de la plus grande teneur en minéraux hydratés des laves calco-alcalines par rapport aux laves tholéitiques.

Dans les cas des cumulats gabbroïques, la présence d'eau en quantité importante est suggérée par l'abondance de l'amphibole qui indique une teneur en eau supérieure à 2-3% (Holloway, 1973) et par l'étude des inclusions vitreuses (cf. § I-1.7) qui a montré l'existence, dans le magma, d'environ 10% de fluides dont la majeure partie est constituée par de l'eau (R. Clocchiatti, comm. pers.).

D'autre part, les teneurs élevées en anorthite dans les plagioclases sont indicatrices d'une teneur en eau élevée du magma (Yoder, 1969) : ainsi, en présence d'eau, l'activité de l'albite diminue en faveur de celle de l'anorthite par comparaison avec leur activité dans un magma anhydre.

Cependant, comme l'amphibole n'est pas la première phase à apparaître au liquidus, cela signifie soit que les pressions d'eau sont inférieures à 10 kbar (Yoder & Tilley, 1962), soit que la température est trop élevée. Nous avons vu que les teneurs en fluides des inclusions vitreuses des minéraux des cumulats indiquaient une pression fluide d'environ 5 kbar ; celle-ci doit être proche de P_{H_2O} puisque l'eau est le composant essentiel des fluides.

Les travaux de D'Arco (1982) portant sur les conditions de pression d'eau qui régnaient lors de la cristallisation des cumulats de l'arc des Petites Antilles aboutissent à des rapports de P_{H_2O}/P_T compris entre 0,68 et 0,86. A titre indicatif, en se basant sur ces résultats et en considérant une P_{H_2O} à 5 kbar, la pression totale régnant lors de la formation des cumulats gabbroïques serait comprise entre 5,8 et 7,4 kbar.

b-4 - La fugacité d'oxygène

Une autre caractéristique des magmas calco-alcalins est leur fugacité d'oxygène élevée, liée à leur forte teneur en eau. Cette forte f_{O_2} permet l'apparition de la magnétite en partie responsable de l'absence d'enrichissement en fer typique des séries calco-alcalines.

Dans le cas des cumulats gabbroïques, le fractionnement de la magnétite est donc la conséquence d'une cristallisation sous forte f_{O_2} . Par comparaison avec les études faites sur d'autres cumulats (cf. supra), nous admettons que la fugacité d'oxygène est supérieure au tampon NNO. Ceci est en accord avec les travaux expérimentaux de Egger (1972) qui indiquent que la magnétite n'apparaît au liquidus que sous une f_{O_2} supérieure au tampon NNO dans les andésites calco-alcalines du Parícutin.

Nous avons vu, d'autre part, que la fugacité d'oxygène augmente au cours de la différenciation lors du passage des cumulats de type I sans magnétite aux cumulats de type II à magnétite.

I-1.10 - CONCLUSIONS

En résumé, cette étude nous a permis de mettre en évidence une évolution minéralogique au sein de roches abondantes dans l'arc des Petites Antilles, considérées jusqu'à présent comme homogènes du point de vue de la composition des minéraux.

Cette évolution correspond au passage des minéraux du niveau cendreux, fractionnés à partir d'un liquide peu différencié, à ceux des cumulats de type I formés dans un liquide basaltique puis à ceux des cumulats de type II précipités à partir d'un magma plus évolué andésitique basique à acide.

La différenciation des cumulats gabbroïques se fait dans un magma riche en eau ($2 < H_2O < 10\%$), sous forte fugacité d'oxygène ($> NNO$), à des températures comprises entre 900 et 1100°C sous des pressions totales comprises entre 5 et 10 kbar.

Une telle évolution des cumulats au sein d'un même édifice volcanique traduit l'importance du phénomène de cristallisation fractionnée au cours de la genèse des laves de la Montagne Pelée. Cette évolution s'est réalisée sous des gammes de températures et de pressions relativement grandes qui

reflètent les différentes profondeurs auxquelles se forment les divers types de cumulats étudiés.

I-2 - Minéralogie des cumulats dioritiques

L'étude de la minéralogie des cumulats dioritiques porte sur un nombre d'échantillons plus réduit que celle des cumulats gabbroïques. De plus, ces roches sont prélevées dans les produits de différentes éruptions et ne sont pas localisées avec précision dans les coupes, contrairement aux cumulats gabbroïques des nuées ardentes de type Saint-Vincent. Les résultats apportés par leur étude seront donc moins précis que dans le cas des cumulats gabbroïques.

Pour les mêmes raisons que précédemment nous ne présenterons ici qu'une sélection d'analyses des minéraux représentatifs des cumulats dioritiques dans les tableaux 20 (plagioclases), 21 (clinopyroxènes), 22 (orthopyroxènes), 23 (amphiboles), 24 (magnétites) et 25 (ilménites).

I-2.1 - LES PLAGIOCLASES

Les plagioclases sont les minéraux les plus abondants des cumulats dioritiques, ils représentent entre 57 et 88% du volume total de la roche.

Il s'agit de plagioclases dont la composition varie entre An_{44} et An_{84} , de l'andésite à la bytownite (Figs. 43,44 et tableau 20) ; ils ont donc une composition beaucoup plus acide que celle des plagioclases des cumulats gabbroïques et les champs de composition des plagioclases des deux groupes de cumulats ne se superposent pas.

Les primocristaux de plagioclase des cumulats dioritiques sont souvent zonés optiquement, cette zonation correspond à une variation de la composition chimique, du cœur vers la périphérie du cristal et est caractéristique de la croissance de type orthocumulat décrite dans le chapitre précédent. Il peut s'agir d'une zonation inverse ou normale (Fig. 43b), certains cristaux montrent aussi une zonation oscillatoire.

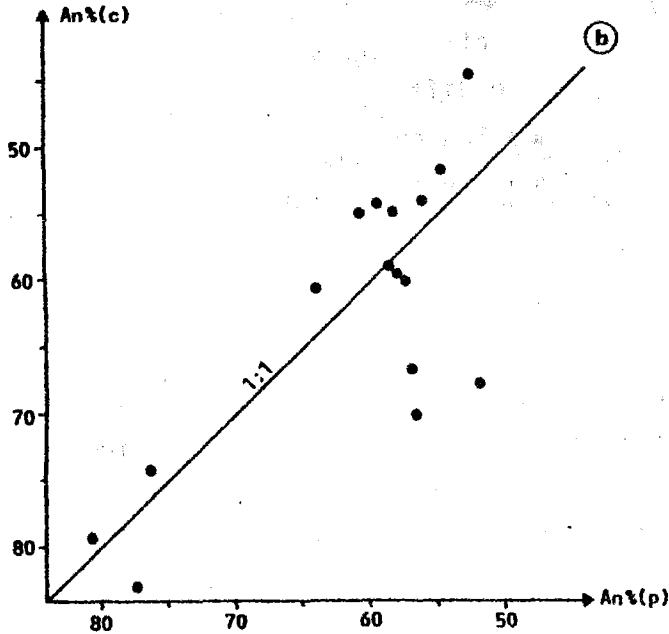
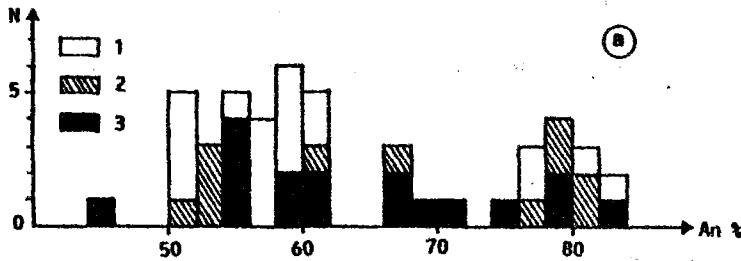


Figure 43 : Composition chimique des plagioclases des cumulats dioritiques. a : histogramme des fréquences des teneurs en anorthite des primocristaux.

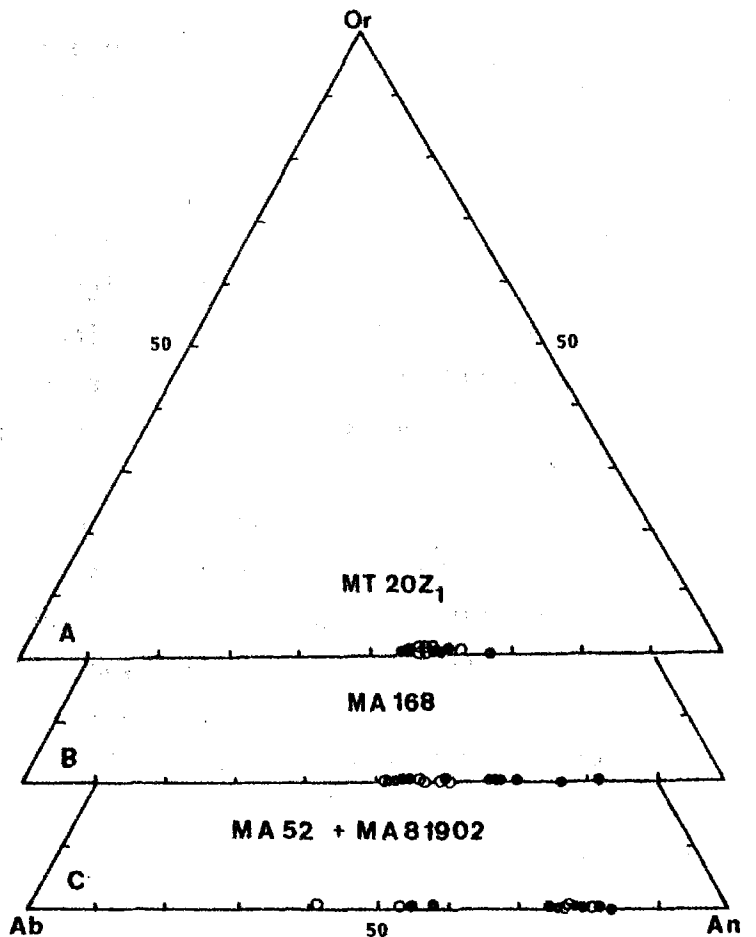
1 : zone interne, 2 : périphérie, 3 : cœur
b : composition des cœurs (c) en fonction des périphéries (p)

Chemical compositions of plagioclases from dioritic cumulates

Figure 44 : Position des plagioclases dans le diagramme Ab-An-Or.

● : cœur, ○ : périphérie, ● : zone interne

Plots of plagioclases in the Ab-An-Or diagram



Echant.	MT20Z1				MAS2				MA16B					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	c	p	c	p	c	p	c	p	c	p	c	p	c	p
SiO ₂	53.10	53.05	55.03	53.76	46.23	48.13	49.11	47.55	53.17	54.13	50.09	54.04	53.45	53.18
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	29.60	29.63	28.37	29.14	33.71	33.03	32.31	33.39	30.32	28.75	31.68	29.11	28.57	30.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.13	0.00	0.03	0.00
FeO	0.35	0.60	0.26	0.36	0.36	0.24	0.42	0.42	0.24	0.43	0.29	0.18	0.42	0.38
MnO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.01	0.00	0.03	0.07	0.00
MgO	0.00	0.03	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.12	0.03
CaO	12.25	12.65	11.25	11.82	17.13	15.96	15.31	16.52	12.16	11.57	14.37	11.44	11.07	12.37
Na ₂ O	4.33	4.13	5.01	4.57	1.88	2.58	2.87	2.21	4.41	4.75	3.37	4.83	4.91	4.42
K ₂ O	0.15	0.24	0.20	0.20	0.00	0.05	0.11	0.00	0.09	0.05	0.03	0.09	0.12	0.06
	99.88	100.34	100.18	99.97	99.35	100.04	100.13	100.10	100.54	99.71	100.00	99.75	98.80	100.51
Si ⁴⁺	2.409	2.401	2.479	2.434	2.143	2.206	2.246	2.182	2.394	2.453	2.286	2.446	2.446	2.397
Ti ⁴⁺	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al ³⁺	1.583	1.581	1.507	1.555	1.842	1.784	1.741	1.806	1.609	1.536	1.704	1.553	1.541	1.597
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.013	0.023	0.010	0.014	0.014	0.009	0.016	0.016	0.009	0.016	0.011	0.007	0.016	0.014
Mn ²⁺	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000
Mg ²⁺	0.000	0.002	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.002	0.008	0.002
Ca ²⁺	0.595	0.613	0.543	0.573	0.851	0.784	0.750	0.812	0.587	0.562	0.703	0.555	0.543	0.597
Na ⁺	0.381	0.362	0.438	0.401	0.169	0.229	0.254	0.197	0.385	0.417	0.298	0.424	0.436	0.386
K ⁺	0.009	0.014	0.011	0.012	0.000	0.003	0.006	0.000	0.005	0.003	0.002	0.005	0.007	0.003
	4.994	4.996	4.992	4.995	5.020	5.017	5.013	5.013	4.996	4.988	5.012	4.993	5.002	4.996
Or	0.88	1.40	1.16	1.17	0.00	0.29	0.29	0.00	0.53	0.29	0.17	0.53	0.71	0.35
Ab	38.67	36.62	44.11	40.68	16.57	22.57	20.31	19.49	39.41	42.50	29.74	43.08	44.21	39.13
An	60.45	61.98	54.73	58.15	83.43	77.14	79.40	80.51	60.06	57.21	70.08	56.39	55.08	60.52

Tableau 20 - Analyses sélectionnées des plagioclases des cumulats dioritiques. c : coeur ; p : périphérie

Selected analyses of plagioclases from dioritic cumulates
c : core ; p : rim

I-2.2 - LES CLINOPYROXENES

Les variations de la composition chimique des clinopyroxènes des cumulats dioritiques sont trop réduites pour permettre, comme dans le cas des cumulats gabbroïques, d'étudier avec précision leur évolution et leur cristallochimie. D'autre part, l'étude précise des clinopyroxènes des cumulats gabbroïques présentait un intérêt particulier car elle portait sur une évolution minéralogique accompagnant une évolution pétrographique. Dans le cas des cumulats dioritiques, compte tenu du nombre restreint d'échantillons, une telle évolution pétrographique n'est pas observable. Nous pouvons par contre faire une comparaison entre les compositions chimiques des clinopyroxènes des deux groupes de cumulats, gabbroïques et dioritiques. Les clinopyroxènes des cumulats dioritiques sont reportés dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg de la figure 45. Il s'agit ici uniquement d'augite calcique de composition relativement constante : $Wo_{41-43,5}En_{38-43}Fs_{15-19,5}$.

Les cristaux ne présentent pas de zonation optique, ils sont cependant parfois zonés du point de vue de la composition chimique, mais cette zonation est toujours de faible amplitude (tableau 21).

Echant.	MAS2		NA16B		MT20Z1							
	1 c → p	2 p	3 c → p	4 p	5 c → p	6 p	7 c → p	8 p	9 c → p	10 p	11 c → p	12 p
SiO2	51.72	52.17	52.16	51.96	51.88	51.86	52.27	52.88	52.54	52.14	52.22	52.22
TiO2	0.18	0.28	0.36	0.34	0.28	0.15	0.13	0.17	0.11	0.43	0.27	0.20
Al2O3	1.39	1.20	2.17	1.82	1.62	1.77	1.59	1.27	1.77	2.00	1.82	2.01
Cr2O3	0.07	0.00	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.18
FeO	11.89	10.37	9.94	10.09	9.12	10.36	11.33	10.7	10.85	10.45	10.47	10.42
MnO	0.54	0.32	0.56	0.46	0.44	0.40	0.41	0.43	0.56	0.26	0.26	0.37
MgO	13.70	13.94	14.49	13.94	14.70	13.64	14.55	14.08	13.93	14.14	14.19	14.13
CaO	20.67	21.06	20.46	20.37	20.47	20.75	20.26	20.72	20.61	20.81	20.61	20.69
Na2O	0.21	0.26	0.27	0.36	0.29	0.39	0.37	0.24	0.24	0.46	0.47	0.31
K2O	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
	100.37	99.64	100.52	99.45	98.84	99.32	100.91	100.51	100.64	100.69	100.56	100.53
Si4+	1.947	1.963	1.939	1.954	1.955	1.957	1.946	1.971	1.958	1.940	1.949	1.945
Ti4+	0.005	0.008	0.010	0.010	0.008	0.004	0.004	0.005	0.003	0.012	0.008	0.006
Al3+	0.062	0.053	0.095	0.081	0.072	0.079	0.070	0.056	0.078	0.088	0.080	0.088
Cr3+	0.002	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.005
Fe2+	0.374	0.326	0.309	0.317	0.287	0.327	0.353	0.333	0.338	0.325	0.327	0.325
Mn2+	0.017	0.010	0.018	0.015	0.014	0.013	0.013	0.014	0.018	0.008	0.008	0.012
Mg2+	0.769	0.782	0.803	0.781	0.826	0.767	0.808	0.782	0.774	0.784	0.789	0.785
Ca2+	0.833	0.849	0.815	0.821	0.827	0.839	0.808	0.827	0.823	0.830	0.824	0.824
Na+	0.015	0.019	0.019	0.026	0.021	0.029	0.027	0.017	0.017	0.033	0.034	0.022
K+	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
	4.024	4.012	4.011	4.008	4.012	4.015	4.029	4.006	4.010	4.020	4.020	4.014
AlIV	0.053	0.037	0.061	0.046	0.045	0.043	0.054	0.029	0.042	0.060	0.051	0.055
AlVI	0.009	0.016	0.034	0.035	0.027	0.036	0.016	0.027	0.036	0.028	0.029	0.033
Fe3+	0.047	0.024	0.023	0.014	0.023	0.028	0.057	0.009	0.016	0.041	0.039	0.027
FH	0.327	0.294	0.278	0.289	0.258	0.299	0.304	0.299	0.304	0.293	0.293	0.293
Wo	41.81	43.16	41.91	42.44	42.30	43.11	40.79	42.29	42.15	42.61	42.30	42.42
En	38.55	39.74	41.29	40.40	42.27	39.43	40.75	39.98	39.63	40.28	40.51	40.30
Fe	19.64	17.10	16.80	17.16	15.43	17.46	18.46	17.74	18.22	17.12	17.19	17.27

Tableau 21 : Analyses sélectionnées des clinopyroxènes des cumulats dioritiques.

c : coeur, p : périphérie

Selected analyses of clinopyroxenes from dioritic cumulates.

c : core, p : rim

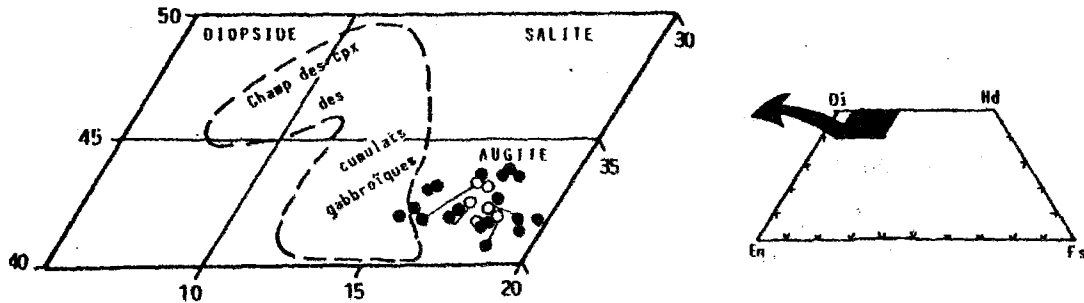


Figure 45 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg.

cercle plein : coeur ; cercle vide : périphérie

Plots of clinopyroxenes in the Ca-Fe+Mn-Mg diagram.

filled circle : core ; open circle : rim

Sur la figure 45 est reporté le champ correspondant aux clinopyroxènes des cumulats gabbroïques ; on remarque que la majorité des clinopyroxènes des cumulats dioritiques se situent hors de ce domaine, ils sont plus riches en fer (FM = 0,25 à 0,33 dans les cpx des cumulats dioritiques ; FM = 0,14 à 0,28 dans les cpx des cumulats gabbroïques), et résultent d'un fractionnement à partir d'un liquide plus différencié que celui dans lequel se sont formés les pyroxènes des cumulats gabbroïques.

Les clinopyroxènes des cumulats dioritiques contiennent plus de Si^{4+} (cum D : 1,90-1,97 ; cum G : 1,74-1,92), moins d' Al^{3+} (cum D : 0,05-0,010 ; cum G : 0,1-0,38), de Ti^{4+} (cum D : 0,003-0,012 ; cum G : 0,08-0,036) et de Fe^{3+} (cum D : 0,003-0,103 ; cum G : 0,03-0,170) que les clinopyroxènes des cumulats gabbroïques. Ces différences de concentrations sont la marque d'un caractère évolué des clinopyroxènes des cumulats dioritiques par rapport à celui plus primaire des clinopyroxènes des cumulats gabbroïques ; elles confirment l'observation faite précédemment, indiquant que les clinopyroxènes des cumulats dioritiques se sont formés dans un magma relativement différencié.

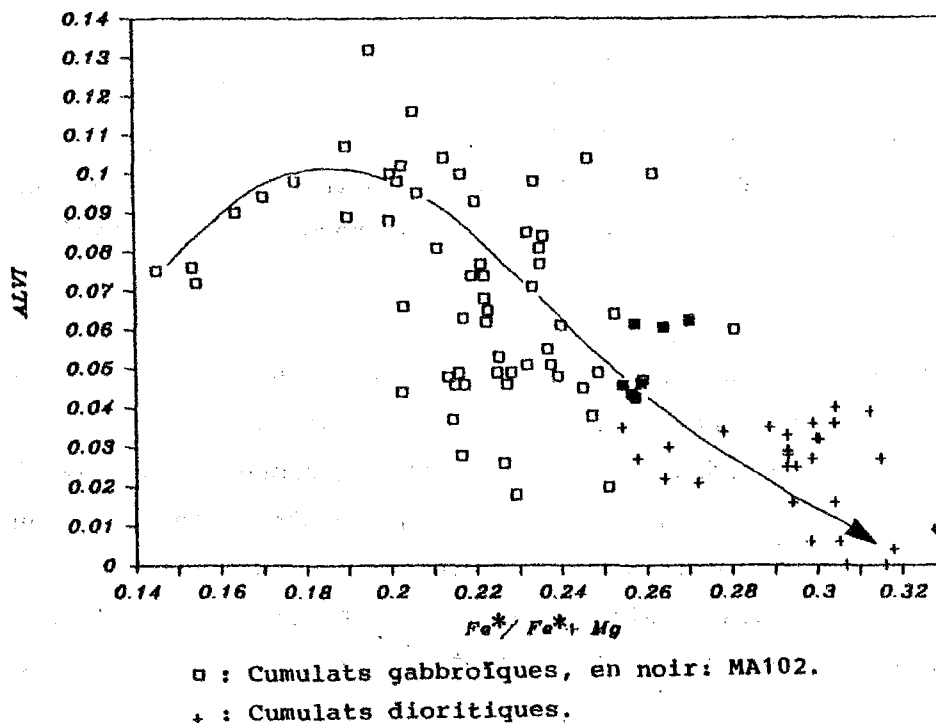


Figure 46 : Corrélations Al^{VI} -FM dans les clinopyroxènes des cumulats

Al^{VI} -FM correlations in the clinopyroxenes from cumulates

Sur la figure 46 qui représente les variations des concentrations en Al^{VI} en fonction du rapport FM dans les clinopyroxènes, plusieurs points sont intéressants à noter :

- tout d'abord, la séparation nette entre les clinopyroxènes des deux groupes de cumulats liée aux valeurs plus élevées du rapport FM et aux teneurs plus faibles en Al^{VI} des clinopyroxènes des cumulats dioritiques ;
- puis, une évolution continue depuis les clinopyroxènes des cumulats gabbroïques jusqu'à ceux des cumulats dioritiques, la transition entre les deux groupes de cumulats se fait par l'intermédiaire des clinopyroxènes de l'échantillon MA102, cumulat gabbroïque le plus différencié.

Cette évolution continue se marque au niveau des autres éléments comme Ti^{4+} , Al^{IV} et Fe^{3+} , mais nous avons choisi de présenter les variations de Al^{VI} en raison de leur intérêt géobarométrique. En effet, l'incorporation de Al^{VI} dans les clinopyroxènes est fonction de la pression (Kushiro, 1969) ; sans apporter de renseignements quantitatifs, ce diagramme nous indique que la pression qui régnait lors de la cristallisation diminue depuis les cumulats gabbroïques jusqu'aux cumulats dioritiques.

I-2.3 - LES ORTHOPYROXENES

La présence constante des orthopyroxènes dans les cumulats dioritiques est l'un des critères qui nous permet de les distinguer des cumulats gabbroïques.

Les orthopyroxènes sont généralement des hypersthènes dont la composition chimique varie entre En_{53} et En_{63} (Fig. 47, tableau 22). Un des cumulats (MA52) présente cependant un orthopyroxène de composition pigeonitique (analyses 8 et 9, tableau 22). Les cristaux montrent des zonations chimiques de plus grande amplitude que celles observées dans les clinopyroxènes des mêmes roches, ces zonations sont, pour la plupart, normales ; les orthopyroxènes s'enrichissent en effet en fer sur leur périphérie (Fig.47).

Les orthopyroxènes des cumulats dioritiques sont appauvris en enstatite par rapport à ceux de l'échantillon MA102, seul cumulat gabbroïque à en contenir. Cette fois encore, l'abondance des orthopyroxènes et leur compo-

Echant.	MA168				MA52				MAB1902			
	1 c → p	2 p	3 c	4 c → p	5 p	6 c → p	7 p	8 c → p	9 p	10 c	11 c → p	12 p
SiO2	53.33	53.09	52.84	52.84	52.11	53.13	52.67	51.20	50.59	51.41	51.05	50.80
TiO2	0.02	0.15	0.08	0.18	0.16	0.08	0.16	0.24	0.11	0.12	0.20	0.19
Al2O3	0.58	0.76	0.73	0.87	0.73	0.75	0.73	0.69	0.44	0.85	1.20	0.67
Cr2O3	0.00	0.00	0.09	0.03	0.00	0.00	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	21.95	21.07	22.71	21.64	23.75	22.10	23.67	28.48	29.94	26.30	25.65	25.53
MnO	1.13	1.24	0.86	0.89	0.94	0.69	0.91	1.27	1.39	1.16	1.15	1.20
MgO	22.62	22.08	22.16	21.86	20.34	21.77	20.10	13.95	15.26	19.51	19.80	20.12
CaO	0.95	1.04	0.96	0.99	1.01	0.98	1.11	3.37	2.29	0.93	1.21	1.15
Na2O	0.00	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.12	0.00	0.02	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01
	100.58	99.47	100.51	99.32	99.04	99.50	99.49	99.35	100.14	100.28	100.28	99.67
Si4+	1.978	1.985	1.969	1.981	1.981	1.987	1.991	2.002	1.975	1.958	1.941	1.946
Ti4+	0.001	0.004	0.002	0.005	0.005	0.002	0.005	0.007	0.003	0.003	0.006	0.005
Al3+	0.025	0.033	0.032	0.038	0.033	0.033	0.033	0.032	0.020	0.038	0.054	0.030
Cr3+	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.681	0.659	0.708	0.678	0.735	0.692	0.749	0.931	0.978	0.838	0.816	0.818
Mn2+	0.036	0.039	0.027	0.028	0.030	0.022	0.029	0.042	0.046	0.037	0.037	0.039
Mg2+	1.251	1.230	1.231	1.222	1.155	1.215	1.132	0.813	0.888	1.107	1.122	1.149
Ca2+	0.038	0.042	0.038	0.040	0.041	0.039	0.045	0.141	0.096	0.038	0.049	0.047
Na+	0.000	0.003	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.009	0.000	0.001	0.000
K+	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
	4.010	3.995	4.016	3.994	3.998	3.992	3.988	3.976	4.015	4.019	4.026	4.034
FM	0.352	0.349	0.365	0.357	0.396	0.363	0.398	0.534	0.524	0.431	0.421	0.416
Wo	1.88	2.11	1.91	2.02	2.08	2.00	2.30	7.32	4.77	1.88	2.44	2.30
En	62.38	62.46	61.42	62.07	58.24	61.73	57.91	42.18	44.24	54.81	55.44	55.96
Fs	35.74	35.43	36.67	35.91	39.68	36.27	39.79	50.50	50.99	43.31	42.12	41.74

Tableau 22 : Analyses sélectionnées des orthopyroxènes des cumulats dioritiques.

c : cœur, p : périphérie

Selected analyses of orthopyroxenes from dioritic cumulates. c : core, p : rim

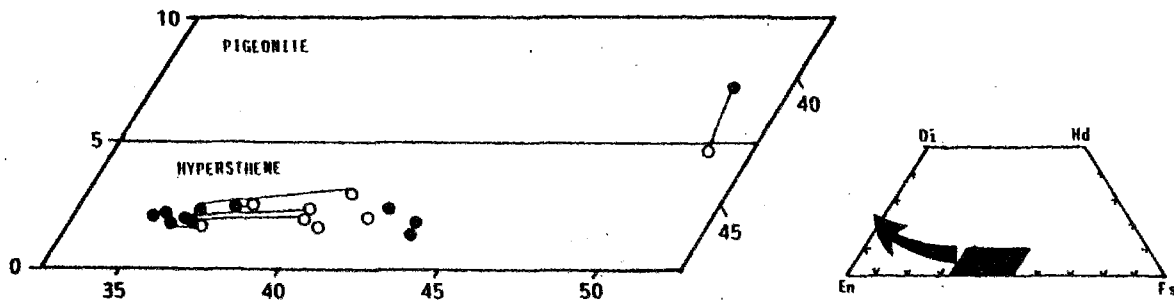


Figure 47 : Position des orthopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg.

cerple plein : cœur ; cerple vide : périphérie

Filled circle : core ; open circle : rim

Plots of orthopyroxenes in the Ca-Fe+Mn-Mg diagram.

Filled circle : core ; open circle : rim

sition relativement riche en fer font ressortir le caractère plus différencié des cumulats dioritiques par rapport aux cumulats gabbroïques.

I-2.4 - LES AMPHIBOLES

L'amphibole est beaucoup moins abondante dans les cumulats dioritiques que dans les cumulats gabbroïques ; quand elle existe, elle représente au maximum 5% du volume total de la roche. Il s'agit d'amphiboles calciques (Leake, 1978), de type édénite, hornblende ou plus rarement magnésio-hornblende, qui se présentent sous forme de grands cristaux automorphes non altérés.

Dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg de la figure 48, sont reportées les amphiboles des cumulats dioritiques ; le champ des amphiboles des cumulats gabbroïques y est également figuré pour comparaison. Il apparaît nettement sur ce schéma que les amphiboles des cumulats dioritiques sont enrichies en Fe+Mn, et appauvries en Ca et Mg par rapport à celles des cumulats gabbroïques (cum D : FM = 0,31-0,36 ; cum G : FM = 0,21-0,32). Elles se caractérisent également par des teneurs plus faibles en Al^{3+} , Ti^{4+} , K^+ et des concentrations plus élevées en Si^{4+} (tableau 23). De telles différences entre la composition chimique des amphiboles des deux groupes de cumulats traduit, comme précédemment, le caractère différencié du magma à partir duquel ont fractionné les minéraux des cumulats dioritiques.

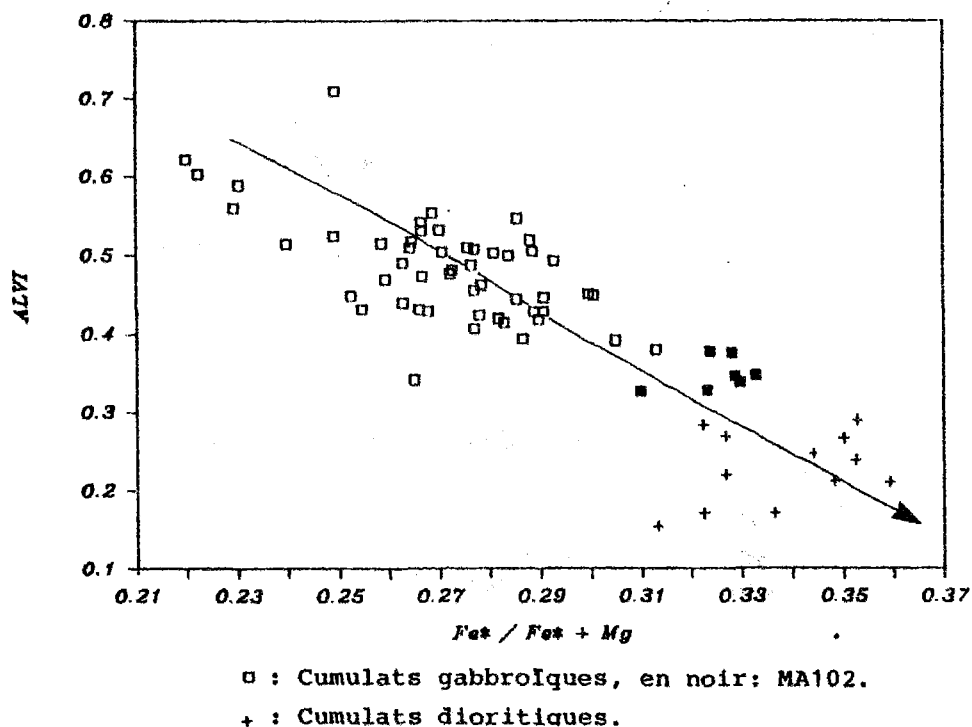


Figure 49 : Corrélations AlVI/FM dans les amphiboles des cumulats
AlVI/FM correlations in amphiboles from cumulates

Echant.	MA52						MA168					
	1 c	2 c	3 c	4 p	5 c	6 p	7 c	8 p	9 c	10 c	11 c	12 c
S102	47.36	46.14	48.39	47.05	45.99	46.57	47.50	47.16	45.29	44.74	45.56	46.03
T102	1.43	1.66	0.99	1.41	1.79	1.63	1.44	1.46	1.80	2.08	1.78	1.71
Al2O3	7.05	7.79	6.95	7.35	8.18	7.46	7.53	7.95	8.61	9.46	8.86	7.95
Cr2O3	0.11	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.71	13.62	12.68	13.24	13.22	12.82	13.27	12.85	13.76	14.19	13.64	13.53
MnO	0.19	0.11	0.37	0.37	0.20	0.20	0.35	0.53	0.33	0.35	0.45	0.48
MgO	15.63	14.03	14.95	14.16	13.77	15.11	15.33	14.85	14.45	14.20	14.03	14.97
CaO	11.13	10.97	11.09	11.22	11.01	11.10	10.58	10.61	10.56	10.74	10.66	10.62
Na2O	1.51	1.66	1.37	1.57	2.01	1.64	1.64	1.84	1.99	2.29	1.71	1.78
K2O	0.12	0.18	0.15	0.18	0.23	0.20	0.21	0.19	0.29	0.26	0.22	0.20
	97.24	96.16	96.97	96.55	96.40	96.77	97.82	97.50	97.08	98.31	96.91	97.27
S14+	6.937	6.872	7.085	6.965	6.834	6.873	6.926	6.898	6.709	6.573	6.744	6.789
T14+	0.158	0.186	0.109	0.157	0.200	0.181	0.158	0.161	0.201	0.230	0.198	0.190
Al3+	1.217	1.367	1.199	1.282	1.433	1.298	1.294	1.371	1.503	1.638	1.546	1.382
Cr3+	0.013	0.000	0.003	0.000	0.000	0.005	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	1.557	1.696	1.552	1.639	1.643	1.582	1.618	1.572	1.705	1.743	1.688	1.669
Mn2+	0.024	0.014	0.046	0.046	0.025	0.025	0.043	0.066	0.041	0.044	0.056	0.060
Mg2+	3.413	3.115	3.262	3.125	3.050	3.324	3.332	3.238	3.191	3.110	3.096	3.291
Ca2+	1.747	1.751	1.740	1.780	1.753	1.755	1.648	1.663	1.676	1.691	1.691	1.678
Na+	0.429	0.479	0.389	0.451	0.579	0.469	0.464	0.522	0.572	0.652	0.491	0.509
K+	0.022	0.034	0.028	0.034	0.044	0.038	0.039	0.035	0.055	0.049	0.042	0.038
	15.517	15.514	15.413	15.479	15.561	15.550	15.522	15.533	15.653	15.730	15.552	15.606
AlIV	1.063	1.128	0.915	1.035	1.166	1.127	1.074	1.102	1.291	1.427	1.256	1.211
AlVI	0.154	0.239	0.284	0.247	0.267	0.171	0.220	0.269	0.212	0.211	0.290	0.171
Fe3+	0.129	0.004	0.001	0.001	0.000	0.082	0.035	0.000	0.050	0.055	0.037	0.113
FM	0.313	0.353	0.322	0.344	0.350	0.322	0.327	0.327	0.348	0.359	0.355	0.336

Tableau 23 : Analyses sélectionnées d'amphiboles des cumulats dioritiques.

c : cœur, p : périphérie

Selected analyses of amphiboles from dioritic cumulates.

c : core, p : rim

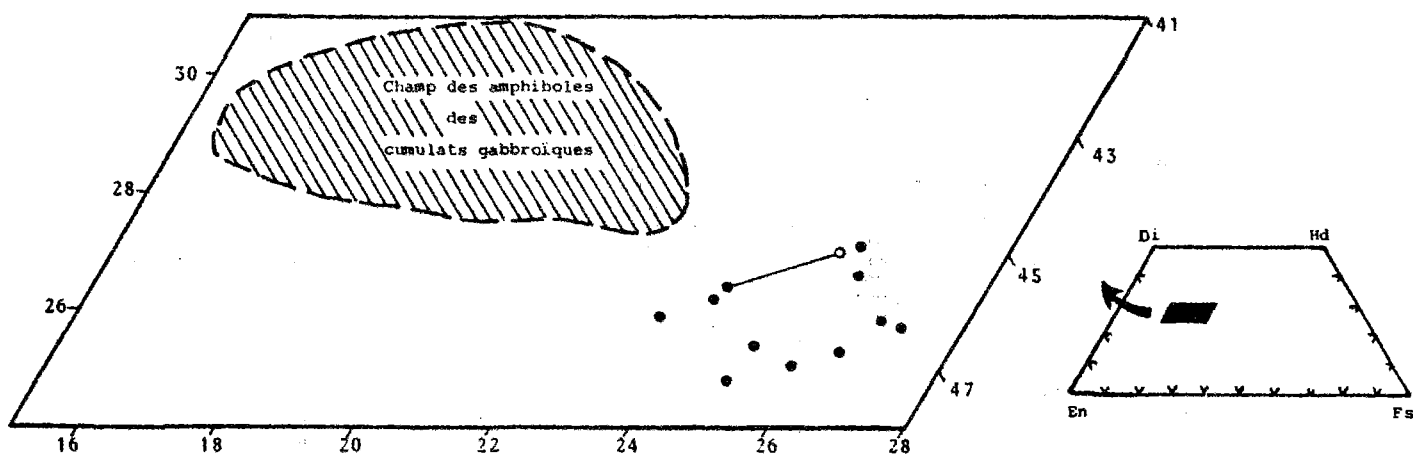


Figure 48 : Position des amphiboles dans le diagramme

Ca-Fe+Mn-Mg

cercle plein : cœur ; cercle vide : périphérie

Plots of amphiboles in the Ca-Fe+Mn-Mg diagram.

Filled circle : core ; open circle : rim

La figure 49, représentant les teneurs en Al^{VI} en fonction du rapport FM dans les amphiboles des cumulats gabbroïques et dioritiques, illustre comme pour les clinopyroxènes, une évolution continue de la composition chimique des amphiboles. La transition entre les amphiboles des deux groupes de roches est assurée par les points représentatifs des amphiboles de l'échantillon MA102 (seul cumulat gabbroïque contenant des orthopyroxènes). Notons, d'autre part, la diminution des teneurs en Al^{VI}, que l'on peut interpréter comme le résultat d'une différence de conditions de pression totale lors de la cristallisation, les amphiboles des cumulats dioritiques ayant cristallisé sous des pressions plus faibles.

Remarque : Quand l'amphibole et le clinopyroxène coexistent au sein d'un même échantillon, ils présentent le même type de relations texturales que celles décrites dans les cumulats gabbroïques.

I-2.5 - LES OXYDES

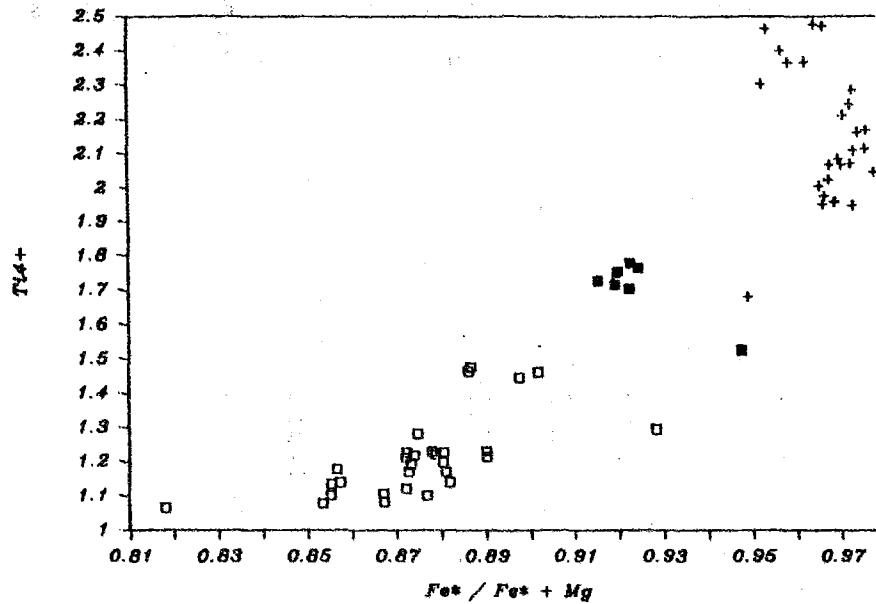
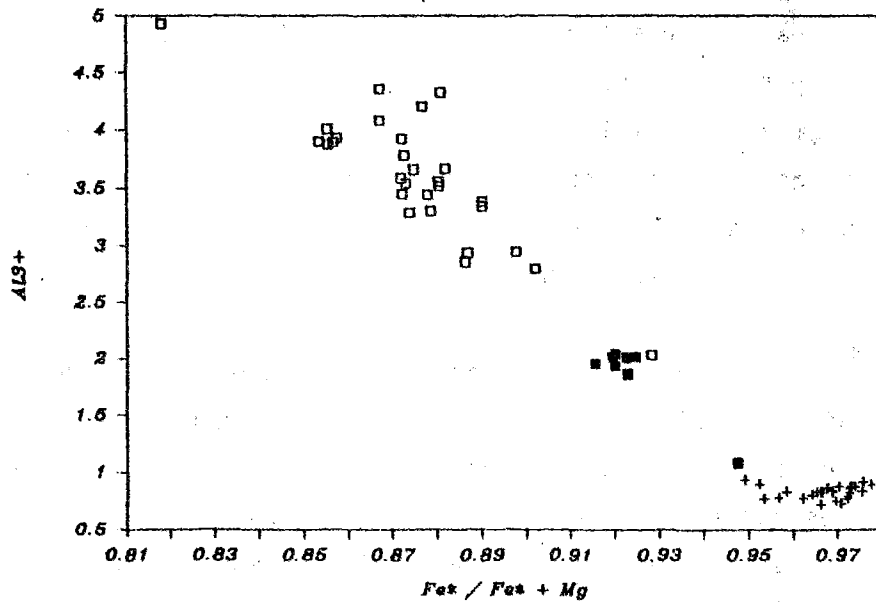
Les cumulats dioritiques étudiés contiennent tous l'association magnétite-ilménite ; ces oxydes ferro-titanés représentent entre 2 et 5% du volume total de la roche.

a - Les magnétites

Echant.	MT2021			MA168			MAS2			MAB1902		
	1 c	2 e	3 c	4 c	5 c	6 c	7 c	8 c	9 c	10 i	11 c	12 c
SiO2	0.06	0.02	0.02	0.15	0.06	0.07	0.09	0.09	0.02	0.14	0.09	0.13
TiO2	9.93	22.55	8.70	8.89	9.15	7.51	9.43	9.55	9.93	8.66	10.84	11.08
Al2O3	2.10	0.93	2.36	2.36	2.48	2.68	2.51	2.49	2.17	2.46	2.24	2.30
Fe2O3	48.33	24.64	50.13	49.24	48.40	52.08	48.61	47.52	47.50	49.58	46.89	45.61
Cr2O3	0.20	0.18	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
FeO	38.40	48.07	36.68	36.48	37.27	34.20	37.82	37.70	37.99	36.85	38.00	38.47
MnO	0.30	0.52	0.31	0.41	0.26	0.28	0.51	0.44	0.43	0.49	0.52	0.62
MgO	1.39	2.13	1.61	1.63	1.39	2.44	1.27	1.21	1.30	1.28	2.04	1.66
CaO	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.07	0.05	0.00
K2O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00
	100.74	99.04	99.89	99.16	99.09	99.36	100.24	99.05	99.35	99.60	100.71	99.87
Si4+	0.018	0.006	0.006	0.045	0.018	0.021	0.027	0.027	0.006	0.042	0.026	0.039
Ti4+	2.212	5.051	1.951	2.005	2.068	1.681	2.109	2.161	2.244	1.949	2.400	2.477
Al3+	0.733	0.326	0.830	0.834	0.879	0.940	0.880	0.883	0.768	0.868	0.777	0.806
Fe3+	10.773	5.523	11.251	11.112	10.948	11.662	10.877	10.761	10.740	11.168	10.387	10.203
Cr3+	0.048	0.042	0.000	0.000	0.019	0.007	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000
Fe2+	9.512	11.973	9.149	9.148	9.369	8.510	9.404	9.487	9.545	9.224	9.355	9.564
Mn2+	0.075	0.131	0.078	0.104	0.066	0.071	0.128	0.112	0.109	0.124	0.130	0.156
Mg2+	0.614	0.946	0.716	0.729	0.623	1.082	0.563	0.543	0.582	0.571	0.895	0.736
Ca2+	0.010	0.000	0.016	0.000	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000	0.010	0.000	0.000
Na+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.035	0.000	0.018	0.000	0.041	0.029	0.000
K+	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.015	0.000
Usp	23.995	23.998	24.008	23.977	23.990	24.012	23.988	23.998	23.998	24.006	24.014	23.981
Usp	29.11	64.65	25.75	26.52	27.42	22.37	27.94	28.66	29.47	25.88	31.60	32.68

Tableau 24 : Analyses sélectionnées de magnétites des cumulats dioritiques. c : coeur ; e : exsolution ; i : inclusion

*Selected analyses of magnetites from dioritic cumulates
c : core ; e : exsolution ; i : inclusion*



□ : Cumulats gabbroïques, en noir: MA102.
 + : Cumulats dioritiques.

Figure E0 : Correlations Al^{3+}/FM et Ti^{4+}/FM dans les magnétites des cumulats

Al^{3+}/FM and Ti^{4+}/FM correlations in the cumulates magnetites

Il s'agit de cristaux souvent xénomorphes de titanomagnétites dont les teneurs en ulvöspinelle varient entre 26 et 32,5% (tableau 24). Les concentrations en TiO_2 sont élevées (7,5 à 11%), celles en Al_2O_3 et MgO (respectivement 2,1 à 2,7% et 1 à 2,5%) sont nettement inférieures aux teneurs analysées dans les titanomagnétites des cumulats gabbroïques. Certains cristaux de magnétite contiennent des exolutions riches en TiO_2 (jusqu'à 20% de TiO_2 , analyse 2, tableau 24).

Sur la figure 50 sont reportées les teneurs en Ti^{4+} et en Al^{3+} des magnétites des cumulats dioritiques en fonction de leur rapport FM, le champ des magnétites des cumulats gabbroïques est également représenté. De la même façon que les autres minéraux étudiés, les titanomagnétites des cumulats dioritiques présentent des caractères nettement plus évolués que celles des cumulats gabbroïques (rapport FM et teneurs en Ti^{4+} plus élevés, concentrations plus faibles en Al^{3+}).

Notons d'autre part que l'évolution est continue entre les deux groupes de cumulats, et que, comme précédemment, ce sont les points représentatifs des magnétites de MA102 qui assurent la transition entre les deux ensembles.

b - Les ilménites

Echant.	MT2021			MA169		MA52			MA81902			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06	0.01	0.00	0.14	0.53
TiO ₂	48.52	47.65	46.70	43.49	42.78	45.00	44.38	44.71	45.77	44.34	43.60	42.26
Al ₂ O ₃	0.05	0.15	0.07	0.27	0.32	0.15	0.17	0.19	0.17	0.25	0.26	0.59
Fe ₂ O ₃	10.59	11.64	13.69	18.03	19.74	14.47	16.58	15.03	14.54	17.27	18.98	19.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	0.11	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	38.58	38.58	36.97	34.92	33.57	36.53	36.18	35.86	35.63	34.55	34.05	33.36
MnO	0.66	0.52	0.91	0.51	0.72	0.68	0.50	0.67	0.65	0.92	0.77	0.62
MgO	2.48	2.17	2.33	2.20	2.27	1.88	1.88	2.13	2.80	2.56	2.56	2.49
CaO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.10	0.07	0.05	0.04	0.21	0.07	0.06	0.20
Na ₂ O	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00
	100.89	100.89	100.74	99.53	99.50	98.87	99.82	98.72	99.79	99.97	100.42	99.27
Si ⁴⁺	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.007	0.027
Ti ⁴⁺	1.801	1.774	1.740	1.645	1.617	1.715	1.677	1.703	1.716	1.665	1.629	1.593
Al ³⁺	0.003	0.009	0.004	0.016	0.019	0.009	0.010	0.011	0.010	0.015	0.015	0.035
Fe ³⁺	0.393	0.434	0.510	0.682	0.747	0.552	0.627	0.573	0.546	0.649	0.710	0.725
Cr ³⁺	0.000	0.002	0.000	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.593	1.597	1.532	1.469	1.411	1.548	1.521	1.519	1.486	1.442	1.415	1.398
Mn ²⁺	0.028	0.022	0.038	0.022	0.031	0.029	0.021	0.029	0.027	0.039	0.032	0.026
Mg ²⁺	0.182	0.160	0.172	0.165	0.170	0.142	0.141	0.161	0.208	0.190	0.190	0.186
Ca ²⁺	0.000	0.003	0.000	0.000	0.005	0.004	0.003	0.002	0.011	0.004	0.003	0.011
Na ⁺	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K ⁺	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000
	4.001	4.007	3.999	4.003	4.000	4.006	4.005	4.003	4.005	4.005	4.001	4.001
He	9.85	10.89	12.79	17.18	18.76	13.86	15.75	14.40	13.71	16.31	17.89	18.54

Tableau 25 : Analyses sélectionnées d'ilménites des cumulats dioritiques

Selected analyses of ilmenites from dioritic cumulates

La présence constante d'ilménite dans les échantillons étudiés est encore une indication du caractère plus différencié des cumulats dioritiques par rapport aux cumulats gabbroïques.

Les ilménites se présentent sous forme soit de grands cristaux xénomorphes comme les magnétites, soit de petits cristaux souvent allongés. Leur composition chimique est relativement constante au sein d'un même échantillon, par contre, leur teneur en hématite varie entre 10 et 19% sur l'ensemble des roches étudiées (tableau 25).

I-2.6 - LE VERRE INTERSTITIEL ET LES INCLUSIONS VITREUSES

a - Le verre interstitiel

Dans l'échantillon MA81902 de grandes plages de verre incolore non cristallisé, parfois vésiculé, séparent les primocristaux. Les analyses obtenues à la microsonde (tableau 26) montrent qu'il s'agit d'un verre de composition rhyolitique ($\text{SiO}_2 = 74-77\%$).

Echant.	MA81902			
	1	2	3	4
SiO ₂	75.80	76.64	76.88	74.55
TiO ₂	0.27	0.27	0.22	0.22
Al ₂ O ₃	12.99	13.13	13.44	13.55
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.06
FeO	2.58	2.12	2.23	2.86
MnO	0.02	0.00	0.16	0.17
MgO	0.51	0.39	0.23	0.59
CaO	2.47	2.46	2.31	2.89
Na ₂ O	1.55	1.61	1.64	1.64
K ₂ O	2.02	1.99	1.95	1.92
Total	98.28	98.61	99.06	98.45

Tableau 26 : Analyses du verre interstitiel de MA81902

Analyses of the interstitial glass from sample MA81902

La nature rhyolitique de ce verre traduit son caractère résiduel, caractéristique de la croissance de type orthocumulat en système fermé. Les autres échantillons étudiés ne présentent pas de plages de verre interstitiel ; un film de quelques micromètres d'épaisseur entoure parfois les cristaux.

b - Les inclusions vitreuses

Deux échantillons (MA168 et MA52) sont particulièrement riches en inclusions vitreuses ; celles-ci sont essentiellement incluses dans les cristaux de plagioclases et de pyroxènes. Elles sont fréquemment orientées dans les plans cristallographiques des silicates et se caractérisent par la présence d'une ou de plusieurs bulles de gaz.

Les analyses des inclusions ont été réalisées à la microsonde par R. Clocchiatti sous les conditions de travail suivantes : temps de comptage = 20s, 15 kv, 10 nA. Les inclusions ont une composition homogène, les moyennes obtenues sont données dans le tableau 27.

Echant. Hôte nb. anal.	MA168				MA52			
	P1 13		Opn 8		P1 13		Opn 9	
	1	σ	2	σ	3	σ	4	σ
SiO ₂	75.36	1.01	71.64	0.85	76.97	2.19	74.44	0.48
TiO ₂	0.35	0.07	0.30	0.09	0.46	0.05	0.24	0.07
Al ₂ O ₃	10.39	1.03	12.88	0.24	9.52	0.62	13.78	0.36
FeO	2.44	0.41	1.20	0.70	2.57	0.19	1.89	0.13
MnO	0.06	0.03	0.04	0.06	0.10	0.03	0.08	0.05
MgO	0.49	0.16	0.12	0.04	0.53	0.04	0.39	0.05
CaO	1.05	0.52	1.94	0.22	1.16	0.86	2.17	0.32
Na ₂ O	3.99	0.76	3.81	0.27	3.61	0.31	4.79	0.28
K ₂ O	2.83	0.53	2.22	0.42	3.10	0.66	1.61	0.17
Total	96.96	1.08	94.15	1.51	98.02	2.54	99.39	0.33

Conditions de travail : 15KV, 10nA, Temps de comptage: 20s
Sonde en balayage 5x5. σ = écart-type

Tableau 27 : Analyses moyennes d'inclusions vitreuses dans les minéraux des cumulats dioritiques (Analyses R. Clocchiatti)

Average analyses of glassy inclusions in the minerals from the dioritic cumulates (analyses by R. Clocchiatti)

Il s'agit dans tous les cas de verre rhyolitique (SiO₂ = 70-80%) dont la composition chimique est voisine de celle du verre interstitiel. Il correspond donc vraisemblablement à un verre résiduel ; les cristaux des orthocumulats MA52 et MA168 se sont développés simultanément aux dépens du liquide piégé dans les inclusions et du liquide interstitiel. La croissance des minéraux à partir des inclusions vitreuses est mise en évidence par l'observation de la figure 51 où sont reportées les compositions de ces inclusions dans un diagramme Al₂O₃-FeO+MgO-CaO.

On remarque en effet que les verres piégés dans les orthopyroxènes se distinguent de ceux inclus dans les plagioclases par leurs teneurs plus élevées en Al₂O₃ et CaO et plus faibles en FeO et MgO. Ainsi, les verres en inclusions dans les minéraux sont appauvris en oxydes qui entrent dans la constitution de leur hôte (FeO et MgO pour les pyroxènes, CaO et Al₂O₃ pour les plagioclases) et enrichis en oxydes qui ne participent pas à la structure du cristal englobant (CaO et Al₂O₃ pour les pyroxènes, FeO et MgO pour les plagioclases). La croissance du minéral aux dépens du liquide qu'il a piégé est caractéristique d'un refroidissement relativement lent (Metrich, 1985).

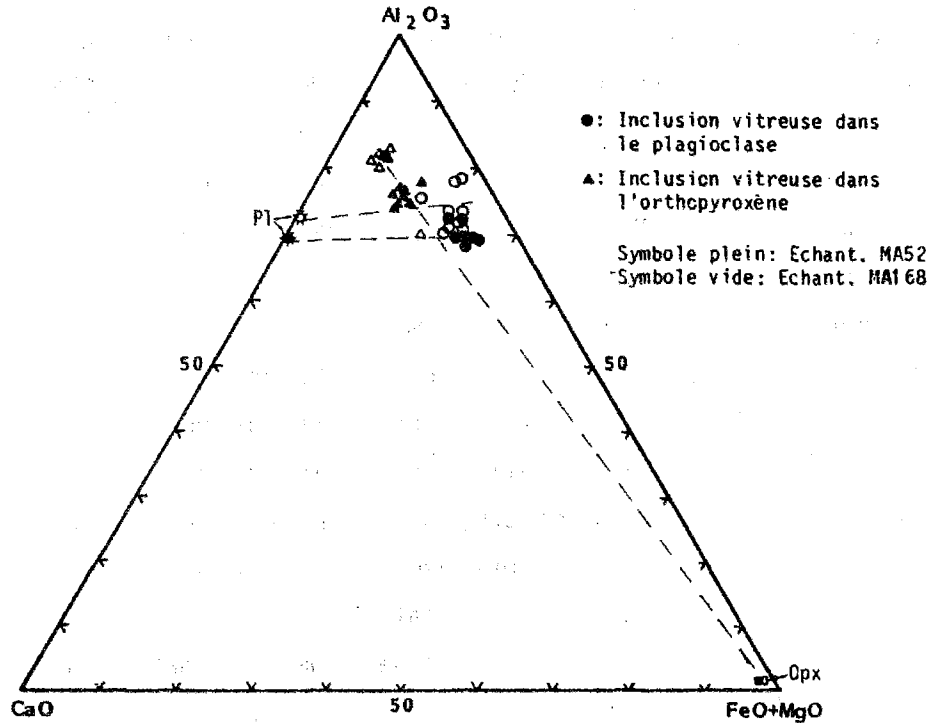


Figure 51 : Position des inclusions vitreuses dans le diagramme $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}+\text{MgO}$

Plots of glassy inclusions in the $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}+\text{MgO}$ diagram

Les verres acides, inclus dans ou entourant les minéraux des cumulats dioritiques, résultent donc d'une modification d'un liquide piégé et, contrairement aux verres des cumulats gabbroïques, ne sont pas représentatifs du magma à l'équilibre avec les cristaux.

Dans le verre, il reste 1 à 6% d'éléments non dosés correspondant vraisemblablement à des fluides. Ces teneurs, nettement inférieures à celles observées dans les inclusions vitreuses des minéraux des cumulats gabbroïques, indiquent une pression minimale de fluides variant entre 0,1 et 1,8 kbar lors de la cristallisation des cristaux des cumulats dioritiques. Notons que la quantité de fluides estimée doit être ici considérée avec prudence. En effet, la différence à 100 du total des oxydes présente une variabilité trop importante. Elle est quand même en moyenne inférieure à celle obtenue dans les verres des cumulats gabbroïques et c'est cette différence relative qui nous paraît significative.

I-2.7 - DISCUSSION

a - Principaux résultats de l'étude minéralogique

L'étude minéralogique des cumulats dioritiques a montré que ces roches sont composées de plagioclases (An_{44-86}), d'augite, d'hypersthène, d'am-

phibole calcique (pas toujours présente), de titanomagnétite et d'ilménite. Elles contiennent d'autre part du verre résiduel à composition rhyolitique. Le résultat essentiel de cette étude est la mise en évidence du caractère nettement plus évolué des minéraux des cumulats dioritiques comparés à ceux des cumulats gabbroïques. Nous avons également montré le caractère continu de l'évolution minéralogique entre ces deux types de cumulats. Le passage progressif de la composition minéralogique entre les cumulats gabbroïques et dioritiques se fait par l'intermédiaire de l'échantillon MA102 que nous avons classé parmi les cumulats gabbroïques. On pourrait discuter de l'appartenance de cette échantillon à ce groupe de cumulats ; il présente déjà, en effet, une composition minéralogique évoluée marquée notamment par la présence d'orthopyroxène ; cependant, l'absence de zonation chimique dans les minéraux, et l'absence d'ilménite sont les critères qui nous ont poussé à le classer parmi les cumulats gabbroïques.

La minéralogie des cumulats dioritiques nous a montré que ces derniers se sont formés aux dépens d'un magma plus différencié que celui à partir duquel ont fractionné les minéraux des cumulats gabbroïques. Il reste maintenant à déterminer les conditions thermodynamiques qui régnaient lors de leur fractionnement.

b - Conditions de formation des cumulats dioritiques de la Montagne Pelée

b-1 - La température

Les géothermomètres solide/liquide, utilisés dans le cas des cumulats gabbroïques, ne sont pas applicables pour les cumulats dioritiques en raison du caractère résiduel du verre analysé dans les roches. Par contre, la minéralogie décrite précédemment nous permet d'utiliser les géothermomètres solide/solide.

** Géothermomètre magnétite/ilménite*

Le géothermomètre des oxydes de fer-titane (Buddington & Lindsley, 1964) est considéré, actuellement, comme la méthode d'estimation des températures la plus fiable (Helz, 1973 ; D'Arco, 1982). La version de ce géothermomètre utilisée pour le calcul est celle de Spencer et Lindsley (1981). Pour chaque cumulat, toutes les analyses de magnétites et d'ilménites ont été combinées systématiquement selon la méthode préconisée par D'Arco et al. (1981). Les températures moyennes obtenues pour les échantillons

Géothermomètres	Echant.	nb. couples	Température moyenne (°C)
Mt/Il Spencer & Lindsley, 1981	MT2021	15	849 ± 46,6
	MA168	20	879 ± 10,7
	MA52	70	848 ± 17,9
	MA81902	108	887 ± 28,6
OPX/Cpx Wood & Banno, 1973	MT2021	143	930 ± 8,9
	MA168	72	936 ± 13,4
	MA52	39	914 ± 13,5
	MA81902	16	886 ± 18,5
Wells, 1977	MT2021	143	985 ± 16,4
	MA168	72	983 ± 19,4
	MA52	39	969 ± 31,4
	MA81902	16	939 ± 28,4

Tableau 28 : Géothermométrie des cumulats dioritiques

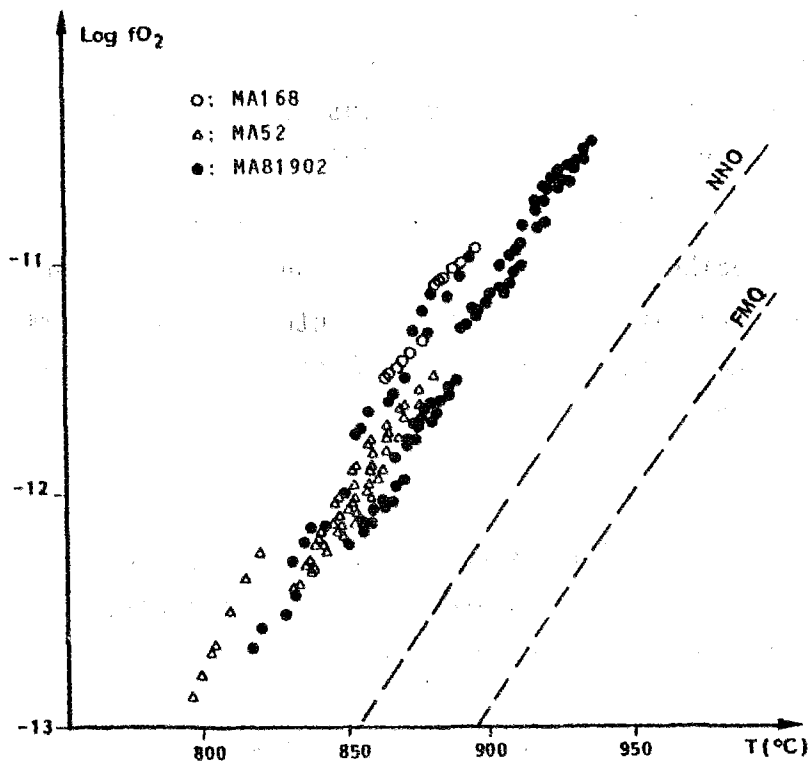
Geothermometry of dioritic cumulates

Figure 2 : Géothermométrie magnétite-ilménite, conditions d'équilibre des oxydes de fer-titane

Magnetite-ilmenite geothermometer, equilibrium conditions of iron-titanium oxides

étudiés sont présentées dans le tableau 28, la gamme de variation totale des températures est comprises entre 795 et 930°C (Fig. 52).

** Géothermomètre orthopyroxène/clinopyroxène*

L'association des pyroxènes, qui existe dans tous les échantillons étudiés, permet l'application du géothermomètre orthopyroxène/clinopyroxène de Wood et Banno (1973) et de Wells (1977). Les températures obtenues par ces deux géothermomètres varient respectivement entre 870 et 957°C et 908-1066°C. Le géothermomètre de Wells (1977) donne des températures plus élevées que celles calculées par la méthode de Wood et Banno (1972) ; la différence moyenne entre les températures obtenues par les deux géothermomètres est de 50°C. Les températures de cristallisation moyennes des échantillons étudiés sont présentées dans le tableau 28.

** Comparaison*

La comparaison entre les températures moyennes obtenues par les géothermomètres magnétite/ilménite et orthopyroxène/clinopyroxène montre que (tableau 28) :

- le géothermomètre orthopyroxène/clinopyroxène de Wood et Banno (1971) est celui qui donne les températures les plus proches de celles calculées à partir de l'équilibre magnétite/ilménite ;
- dans le cas d'un seul échantillon (MA81902), les températures moyennes calculées par les géothermomètres de Wood et Banno (1971) et de Spencer et Lindsley (1981) sont identiques; dans les autres cas, les températures données par l'équilibre orthopyroxène/clinopyroxène sont plus élevées de 70°C en moyenne.

b-2 - La pression totale

Comme précédemment pour les cumulats gabbroïques, une approche quantitative précise de la pression totale s'avère a priori délicate. Nous avons cependant pu utiliser deux types de géobaromètres :

** Le géobaromètre de Hammarstrom et Zen (1985)*

Décrit dans le paragraphe I-1.9, ce géobaromètre s'applique aux roches qui contiennent des amphiboles. Deux échantillons se prêtent donc à ce calcul : MA52 et MA81902, pour lesquels nous avons obtenus les pressions moyennes de cristallisation de l'amphibole suivantes : 2,6 kbar pour MA52 et 3,5 kbar pour MA81902.

* La présence de l'association minéralogique magnétite + ilménite + orthopyroxène + quartz dans le cumulat MA52 nous permet une estimation de la pression totale. En effet, celle-ci peut être calculée en utilisant les températures et la fugacité d'oxygène obtenues par l'équilibre des oxydes de fer-titane et la réaction magnétite + quartz \rightleftharpoons orthopyroxène + O_2 (Nickolls et al., 1971). Les résultats de ces calculs sont présentés dans la figure 53 où la pression totale est reportée en fonction de la température. On note la grande dispersion des valeurs calculées, de 0 à 4 kbar environ, le maximum de densité des points, obtenus par combinaison systématique des compositions des magnétites, ilménites et orthopyroxènes, semblant toutefois se situer à moins de 2 kbar. L'importante dispersion de la pression totale pour un même échantillon montre les grandes incertitudes sur les calculs. Dans MA52, le quartz, utilisé pour l'application de ce géobaromètre, se présente exclusivement sous forme de plages interstitielles de très petite taille (quelques micromètres), il n'est donc nullement évident qu'il soit en équilibre avec les primocristaux des orthopyroxènes. Cette observation explique peut-être la grande dispersion des points dans le diagramme de la figure 53.

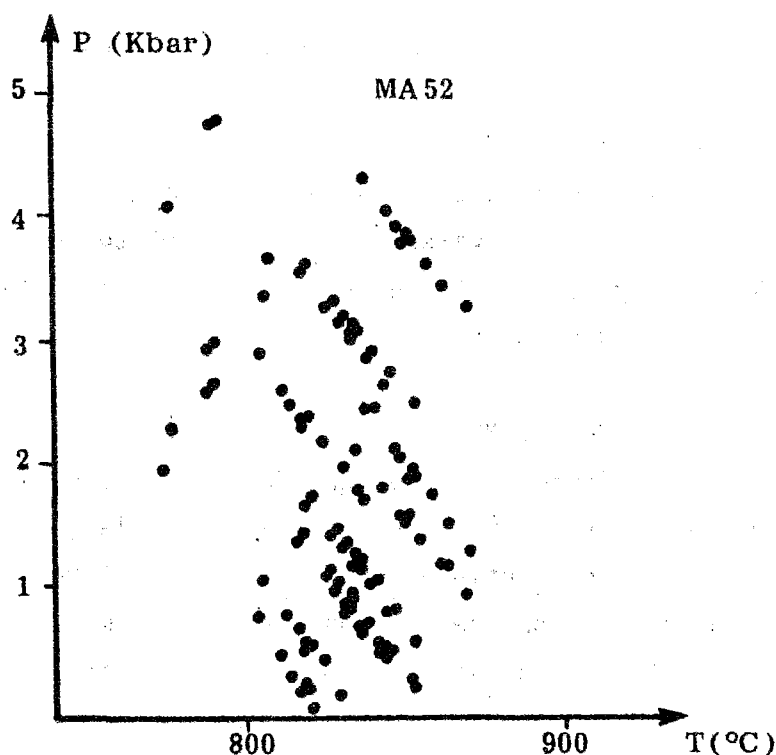


Figure 53 : Evaluation de la pression totale pour le cumulat MA52 de 1902

Estimations of the total pressure for the MA52 cumulate

C'est pourquoi nous estimons raisonnable de substituer à ces calculs affectés d'énormes incertitudes, des estimations purement qualitatives, basées sur les teneurs en Al^{VI} des amphiboles et des clinopyroxènes.

La concentration d' Al^{VI} dans ces minéraux, dans la gamme relativement restreinte de composition chimique qu'ils présentent, est fonction de la pression totale. Nous avons vu (§ 1-2.2 et 1-2.4) que ces teneurs en Al^{VI} indiquent une pression de cristallisation des cumulats dioritiques plus faible que celle des cumulats gabbroïques. C'est ce résultat relatif que nous retiendrons.

b-3 - La teneur en eau

Les indications sur la teneur en eau du magma dans lequel ont cristallisé les minéraux des cumulats dioritiques sont données par les inclusions vitreuses. Nous avons vu (§ 1-2.6) que celles-ci contenaient entre 1 et 6% d'eau, cette variabilité importante incite à la prudence et nous retiendrons seulement la différence relative avec le verre des cumulats gabbroïques. Ainsi, les cumulats dioritiques ont probablement cristallisé à partir d'un magma moins riche en eau que celui à partir duquel ont pris naissance les cumulats gabbroïques. Cette plus faible teneur en eau se marque d'autre part par le fait que les cumulats dioritiques contiennent moins d'amphiboles que les cumulats gabbroïques.

b-4 - La fugacité d'oxygène

La fugacité d'oxygène a pu être calculée à l'aide de l'équilibre des oxydes de fer-titane. Les valeurs obtenues sont toutes supérieures au tampon NNO, le $\log f_{O_2}$ variant entre -13 et -10 pour des températures comprises entre 800 et 950°C (Fig. 52).

I-2.8 - CONCLUSIONS

L'étude minéralogique des cumulats dioritiques de la Montagne Pelée a mis en évidence le caractère relativement évolué de ces roches et l'évolution continue de la composition minéralogique parallèle à l'évolution pétrographique horizon cendreux - cumulats gabbroïques de type I - cumulats gabbroïques de type II - cumulats dioritiques.

La composition chimique des minéraux des cumulats dioritiques indique qu'ils ont cristallisé à partir d'un magma différencié, à des températures voisines de 900°C, sous des pressions totales inférieures à 3 kbar et une fugacité d'oxygène supérieure à celle du tampon NNO.

Ces cumulats dioritiques se sont formés à des températures et pressions nettement plus faibles que celles qui régnaient lors de la cristallisation des cumulats gabbroïques.

Ces résultats sont tout à fait compatibles avec des grandes variations de la profondeur de cristallisation des différents types de cumulats et devront être pris en compte lors de la modélisation du (ou des) réservoir(s) magmatique(s).

II - MINERALOGIE DES LAVES

Le très grand nombre d'analyses à la microsonde des minéraux des laves de la Montagne Pelée (plusieurs milliers d'analyses) nous a contraint à effectuer une sévère sélection dans la présentation des résultats. Nous n'avons retenu par type de minéral que quelques analyses caractéristiques des variations de composition observées qui sont présentées en tableaux 29 (olivines), 30 (plagioclases), 31 (clinopyroxènes), 32 (orthopyroxènes), 33 (amphiboles), 34 (magnétites), 35 (ilménites) et 36 (verres). Un plus grand nombre d'analyses est utilisé dans les diagrammes de variations. Nous avons parfois privilégié, pour ces derniers, la représentation des phases minérales de quelques échantillons présentant un intérêt particulier (par exemple, une andésite basique, une andésite acide, une dacite, une enclave basique congénère appartenant à un même dépôt pyroclastique).

Nous avons vu, antérieurement, que les variations pétrographiques observables ne sont nullement caractéristiques d'une période d'activité donnée (chapitre II) ; cette observation est également valable au niveau de la minéralogie, c'est pourquoi nous aborderons cette dernière d'un point de vue global, tous édifices confondus.

II-1 - Les olivines

Les olivines sont généralement des minéraux peu abondants dans les laves de la Montagne Pelée (< 0,5% du volume total de la roche) ; les échantillons qui en contiennent le plus sont les roches basiques (enclaves congénères, ou produits basiques des éruptions de type St.Vincent), mais les olivines n'y représentent cependant jamais plus de 3% du volume total. Elles sont absentes des termes dacitiques de la série et n'existent que dans les basaltes et les andésites basiques et acides.

Echant.	Basaltes					Andésites basiques					Andésites acides			
	062-55b		MT10F			MA64		MA64			MWS2M	MA21	MT22G	
	1 c	2 p	3 c	4 c	5 c	6 c	7 p	8 c	9 p	10 c	11 c	12 c	13 c	14 c
SiO2	39.11	38.43	38.36	41.22	40.81	37.62	36.96	38.37	38.04	38.22	39.00	39.56	39.67	39.09
TiO2	0.06	0.00	0.03	0.01	0.10	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.05	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	21.89	22.08	22.69	17.01	18.10	21.10	26.73	26.70	30.02	26.45	25.47	19.28	16.91	18.76
MnO	0.43	0.35	0.44	0.20	0.80	0.30	0.48	0.43	0.67	0.47	0.48	0.25	0.38	0.42
MgO	38.75	38.66	38.42	43.44	41.82	41.75	36.93	35.92	32.66	36.08	36.24	40.66	44.20	41.14
CaO	0.05	0.12	0.09	0.10	0.17	0.09	0.11	0.09	0.04	0.03	0.08	0.14	0.09	0.10
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.03	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
	100.29	99.64	100.03	101.99	101.82	100.97	101.25	101.56	101.53	101.26	101.32	99.98	101.29	99.52
Si4+	1.010	1.002	0.999	1.020	1.019	0.967	0.973	1.002	1.010	1.001	1.014	1.012	0.993	1.004
Ti4+	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Cr3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.473	0.481	0.494	0.352	0.378	0.454	0.589	0.583	0.667	0.579	0.554	0.413	0.354	0.403
Mn2+	0.009	0.008	0.010	0.004	0.017	0.007	0.011	0.009	0.015	0.010	0.011	0.005	0.008	0.009
Mg2+	1.492	1.502	1.492	1.602	1.557	1.599	1.450	1.398	1.293	1.408	1.404	1.551	1.649	1.576
Ca2+	0.001	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003
Na+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.001	0.000
K+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	2.986	2.996	2.999	2.981	2.979	3.032	3.026	2.997	2.989	2.999	2.988	2.988	3.007	2.995
Fo	75.57	75.44	74.75	81.81	79.76	77.66	70.74	70.24	65.47	70.49	71.34	78.77	82.00	79.26
Fa	24.43	24.56	25.25	18.19	20.24	22.34	29.26	29.76	34.53	29.51	28.66	21.23	18.00	20.74

Echant.	Andésites acides													
	NT13R		MT18P		MA73		MA11		MT15Z		MA31			
	15 c	16 c	17 p	18 p	19 c	20 p	21 c	22 c	23 c	24 c	25 c	26 c	27 c	28 p
SiO2	34.42	41.49	36.79	36.94	40.05	38.31	38.37	38.65	38.11	40.10	38.08	38.64	38.35	38.70
TiO2	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
Al2O3	0.44	0.01	0.00	0.00	0.01	0.15	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06
Cr2O3	0.66	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.11	0.00	0.00	0.03	0.04
FeO	21.34	12.63	32.59	32.39	22.39	23.69	25.07	25.42	25.64	21.33	24.56	24.85	24.64	25.63
MnO	0.29	0.21	0.81	0.92	0.31	0.52	0.51	0.55	0.56	0.33	0.41	0.57	0.58	0.38
MgO	44.03	45.95	31.29	31.42	39.75	36.34	36.15	38.41	35.89	39.38	36.84	36.41	36.73	36.82
CaO	0.11	0.16	0.07	0.08	0.03	0.09	0.13	0.05	0.11	0.08	0.07	0.12	0.03	0.03
Na2O	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.07	0.03	0.01	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00
K2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
	101.34	100.50	101.55	101.79	102.54	99.18	100.27	100.21	100.37	101.33	100.09	100.58	100.36	101.68
Si4+	0.892	1.021	0.993	0.994	1.011	1.012	1.008	1.017	1.004	1.020	1.001	1.011	1.005	1.003
Ti4+	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al3+	0.014	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
Cr3+	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe2+	0.463	0.260	0.735	0.729	0.473	0.523	0.551	0.559	0.565	0.454	0.540	0.543	0.540	0.556
Mn2+	0.006	0.004	0.019	0.021	0.007	0.012	0.011	0.012	0.012	0.007	0.009	0.013	0.013	0.008
Mg2+	1.701	1.686	1.259	1.260	1.496	1.430	1.416	1.389	1.410	1.493	1.443	1.419	1.435	1.423
Ca2+	0.003	0.004	0.002	0.002	0.001	0.003	0.004	0.001	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.001
Na+	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.002	0.001	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
K+	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	3.095	2.978	3.008	3.007	2.988	2.989	2.992	2.982	2.996	2.979	2.999	2.989	2.995	2.994
Fo	78.40	86.43	62.54	62.70	75.73	72.79	71.58	70.84	70.94	76.41	72.44	71.86	72.19	71.61
Fa	21.60	13.55	37.46	37.30	24.27	27.21	28.42	29.16	29.06	23.59	27.56	28.14	27.81	28.39

Tableau 29 : Analyses sélectionnées des olivines des laves

c : coeur, p : périphérie

Selected analyses of olivine from lavas

c : core, p : rim

Du point de vue de leur habitus, les olivines se rencontrent exclusivement en cristaux millimétriques dans les andésites basiques et acides, en phénocristaux et en microlites dans les enclaves congénères basaltiques et dans les passées basiques des nuées ardentes de type Saint-Vincent. Les olivines sont presque toujours entourées d'auréoles réactionnelles dans les andésites basiques et acides (photos 1 et 2, planche VII). Ces auréoles sont composées de microcristaux de pyroxènes, d'oxydes et de plagioclases, et sont un indice d'instabilité des olivines dans leur roche hôte. Il existe cependant des cristaux d'olivines ne présentant pas cette auréole réactionnelle dans quelques rares andésites basiques (photo 3, planche VII). La présence d'olivines stables dans les basaltes (enclaves congénères et laves des éruptions de type St. Vincent) est fréquente (Gourgaud, 1985). Cependant, dans les enclaves congénères basiques des éruptions historiques, que j'ai étudiées, les olivines présentent les mêmes indices d'instabilité que ceux décrits précédemment (photo 4, planche VII).

Du point de vue de leur composition chimique, les olivines des laves de la Montagne Pelée sont toutes magnésiennes. L'intervalle total de variation rencontré est Fo62 à Fo86 (Fig. 54 et tableau 29). Les cristaux

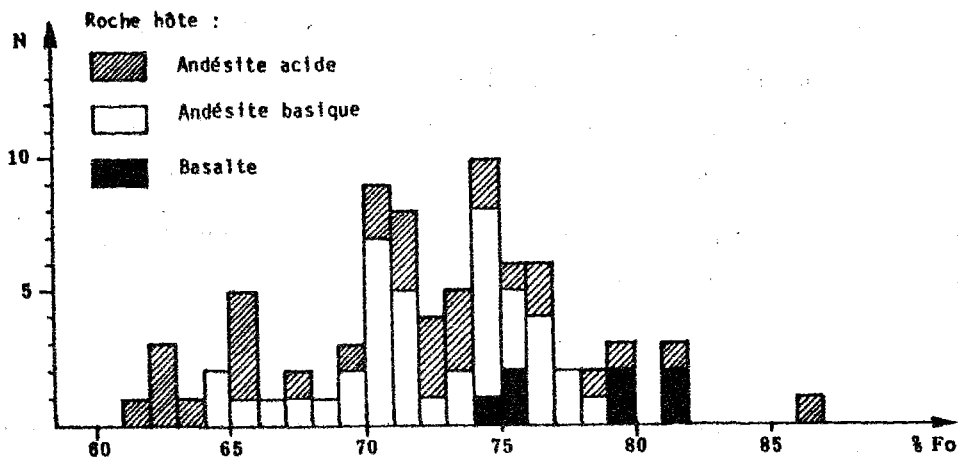


Figure 54 : Histogramme de fréquence des teneurs en forstérite des olivines des laves

Frequency histogram of forsterite contents of olivines from the lavas

sont parfois légèrement zonés chimiquement ; généralement, cette zonation, de faible amplitude, est normale et correspond à un enrichissement en fer à la périphérie des cristaux.

La figure 54 représente la composition des olivines analysées superposée à la nature de leur roche hôte. On constate, que d'un point de vue général, les olivines les plus ferrifères ont tendance à être celles des andésites acides et basiques, alors que les basaltes contiennent des olivines en moyenne plus magnésiennes. Cependant, on peut également noter que les cristaux, respectivement le plus magnésien (F066, analyse 16, tableau 29) et le plus ferrifère (F062, analyse 17, tableau 29), se rencontrent dans des laves andésitiques acides de composition voisine. Dans le détail, une corrélation systématique entre la composition des olivines et celle des roches totales qui les contiennent semble donc difficilement observable. Il est alors tentant de considérer les cristaux d'olivines des andésites de la Pelée comme des xénocristaux. Cette hypothèse est en bon accord avec :

- les très nombreux indices d'instabilité qu'ils présentent (auréoles réactionnelles, photos 1, 2 et 4, planche VII) ;
- le déséquilibre chimique de ces olivines avec leurs magmas-hôtes ; l'application des géothermomètres olivine-liquide donne des résultats aberrants, sauf pour les basaltes au sein desquels les olivines paraissent stables et où des températures d'équilibre de l'ordre de 1100 à 1150°C ont été obtenues (Gourgaud, 1985) ; l'exemple de plus marqué de ce déséquilibre est celui de l'olivine à F066 dans une andésite acide à 59,6% de SiO₂, une telle olivine (plus magnésienne que celles décrites dans l'horizon cendreux) n'a pu cristalliser dans un magma différencié et est un témoin d'un stade de cristallisation précoce ;
- la similitude de composition entre certaines olivines analysées dans les laves et celles des cumulats gabbroïques.

L'hypothèse avancée quant à l'origine xénocristalline des olivines des andésites de la Montagne Pelée peut cependant être modérée, en particulier, en ce qui concerne les olivines les plus ferrifères (F062-70) des andésites acides et basiques. Celles-ci quoique présentant généralement des indices d'instabilité (auréoles réactionnelles) ont pu cristalliser précocement dans un magma andésitique et se trouver en déséquilibre dans ce même magma à la suite de l'apparition des autres minéraux. Ce phénomène pourrait expliquer la présence au sein de mêmes échantillons, d'olivines très magnésiennes qui sont des xénocristaux, et d'olivines plus ferrifères instables qui sont des phénocristaux.

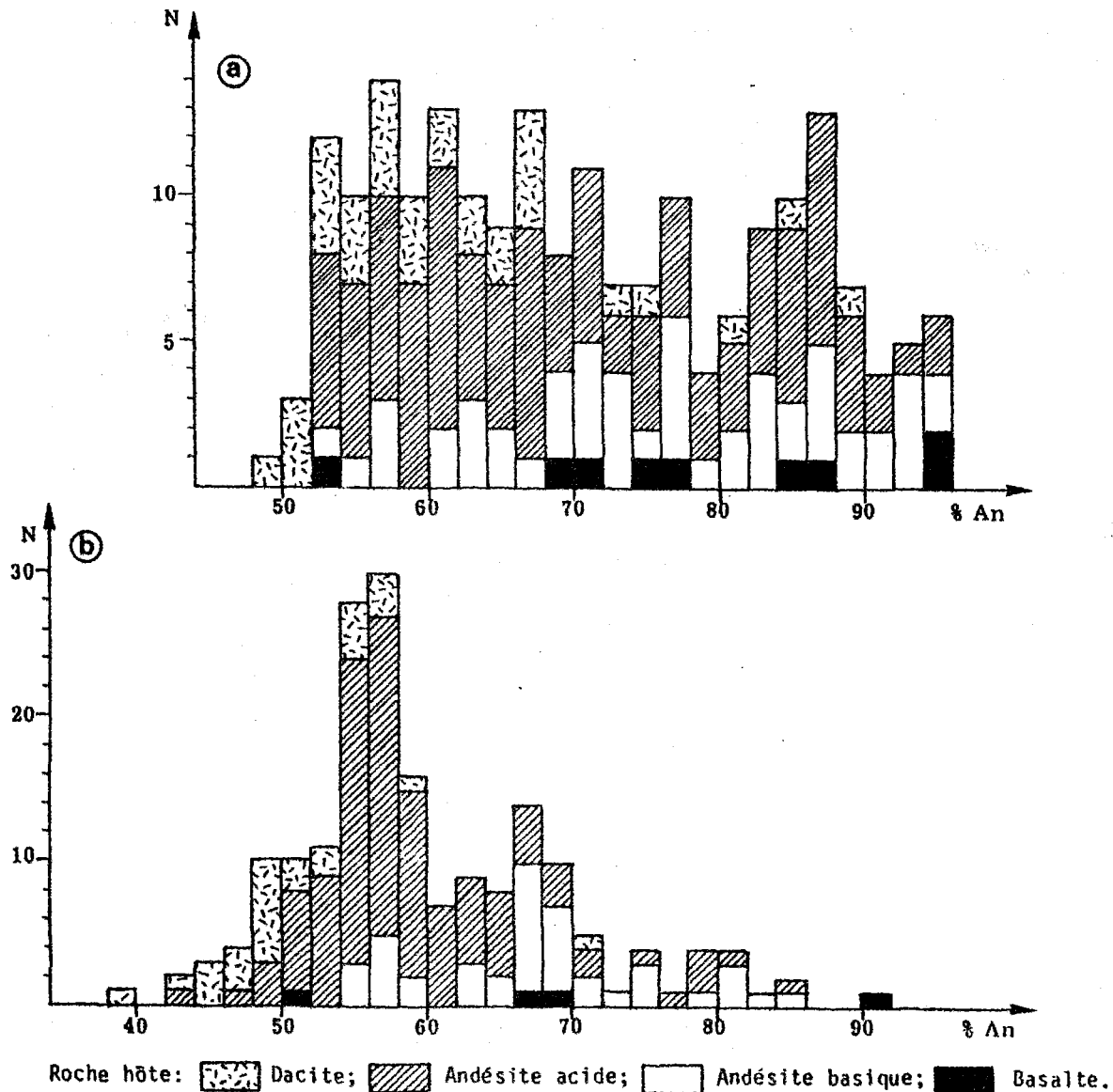


Figure 55 : Histogramme de fréquence des teneurs en anorthite des plagioclases

a : cœur de phénocrystal ; b : périphérie de phénocrystal

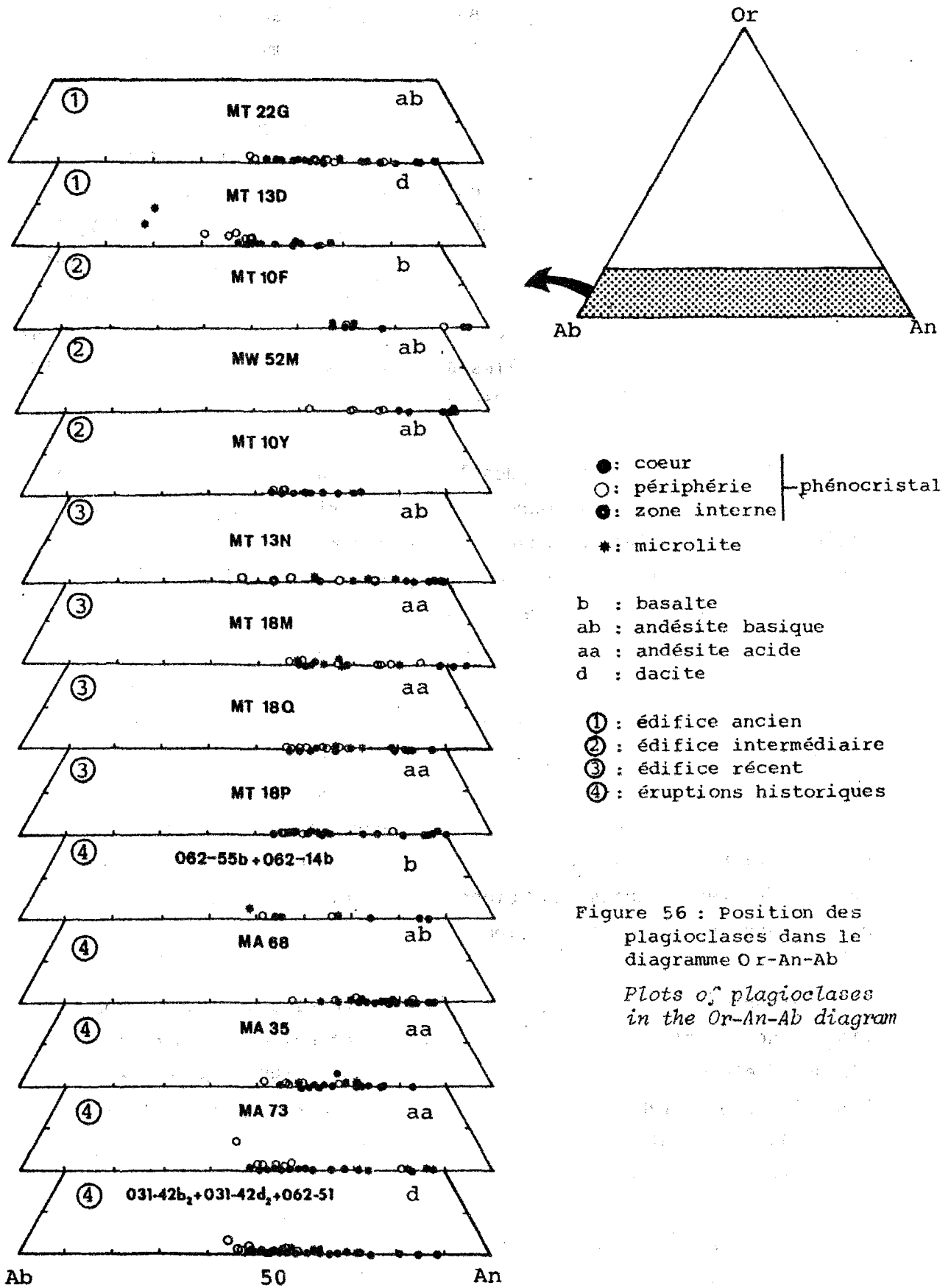
Frequency histograms of anorthite contents of the plagioclases
 a : core of phenocryst ; b : rim of phenocryst

totale de variation observée est An₅₀ à An₉₆, du labrador à l'anorthite, la majorité des analyses étant cependant comprise entre An₅₂ et An₇₈. De la même façon que pour les olivines, la composition chimique des coeurs des plagioclases évolue en fonction de la nature de la roche hôte. En effet, généralement les coeurs les plus sodiques des phénocristaux sont ceux des dacites et andésites acides tandis que ceux des andésites basiques sont plus riches en anorthite (Figs. 55a et 56). On rencontre cependant fréquemment des coeurs de phénocristaux très calciques dans les dacites (An₈₈) et les andésites acides (An₉₅) ainsi que des coeurs sodiques dans les basaltes et andésites basiques (An₅₃) (Fig. 55a). Les données relatives aux basaltes sont peu nombreuses, donc peu significatives, notons quand même, la dispersion des valeurs : de An₅₃ à An₉₆.

La majorité des phénocristaux des laves sont zonés ; ces zonations sont en général de type normal, marquées par un enrichissement progressif en albite et en orthoclase du coeur à la périphérie des phénocristaux. Ainsi, la gamme totale des compositions rencontrées pour les périphéries des cristaux est An₃₈ à 91, de l'andésine à l'anorthite ; il existe, cependant, un net maximum de fréquence entre An₅₀ et An₆₀ (Fig. 55b). Sur la figure 55b, où sont reportées les compositions des périphéries des phénocristaux de plagioclase superposées à la nature de leur roche hôte, on constate que la composition chimique des bordures des cristaux se corrèle nettement avec celle de la lave qui les contient. Cette corrélation est meilleure que dans le cas des coeurs des phénocristaux (Fig. 55a) et les périphéries les plus sodiques sont clairement celles des plagioclases des dacites et andésites acides, et les plus calciques, celles des plagioclases des andésites basiques.

La zonation des plagioclases des dépôts des nuées ardentes de type Saint Vincent de la Pelée intermédiaire et des éruptions historiques a fait l'objet d'études particulières (Traineau *et al.*, 1983 ; Gourgaud *et al.*, 1983 et Gourgaud 1985). Les travaux de ces auteurs aboutissent par exemple à distinguer plusieurs groupes de phénocristaux de plagioclases dans les produits des éruptions de type Saint-Vincent :

- Type I : des phénocristaux limpides, à zonage normal, régulier, plus ou moins marqué (coeurs An₅₆₋₇₀ ; périphéries An₅₇₋₆₁) ;
- Type II : des phénocristaux zonés normalement, à coeur trouble homogène (An > 75) et à périphérie limpide plus acide (An₅₂₋₆₀) ;



- Type III : des phénocristaux à zonage oscillatoire, à coeur limpide (An₅₅₋₇₇), bord trouble (An₆₀₋₇₅) et liseré clair (An₇₅₋₈₀) ;
- Type IV : des phénocristaux bourrés d'inclusions vitreuses, à zonage complexe, oscillatoire (An₈₀₋₆₅) ;
- Type V : enfin, des phénocristaux, ou mégacristaux limpides, très automorphes, non zonés (ou seulement à l'extrême périphérie), généralement très riches en anorthite (An₉₀₋₉₆).

Comme nous l'avons vu (chapitre I), les éruptions de type Saint-Vincent de la Pelée intermédiaire sont hétérogènes et se caractérisent par la coexistence de laves basiques et acides au sein de leurs dépôts. Les auteurs ont étudié la répartition de ces différents types de plagioclases dans les produits acides et basiques de ces éruptions. D'une façon générale les types I à IV sont présents dans les deux groupes pétrographiques ; cependant, dans les produits acides ce sont les types I et II qui dominent, tandis que dans les laves basiques, les types III et IV sont les plus abondants. Le type V, quant à lui, est exclusivement rencontré dans la fraction basique des dépôts.

Ces différents groupes de plagioclases, décrits pour les éruptions de type Saint-Vincent se retrouvent dans la plupart des roches volcaniques de la Montagne Pelée (photos 5 à 10, planche VII). Les laves des éruptions hétérogènes contiennent les cinq types de plagioclases précédemment décrits, tandis que celles des éruptions homogènes (comme NMR, cycle récent) se caractérisent essentiellement par la présence des types I et II. Ces différents types d'habitus et de zonage des plagioclases ont été décrits dans bien d'autres volcans calco-alcalins (Eichelberger, 1978a et b ; Semet et al., 1981, 1982 ; D'Arco, 1982).

La signification de l'existence de ces différents types de cristaux de plagioclases est intéressante à discuter.

- Les types I et II sont des plagioclases dont l'histoire paraît relativement simple puisqu'ils ont globalement une zonation normale ; ils sont surtout abondants dans les roches relativement évoluées et pourraient correspondre à des plagioclases en équilibre avec les magmas andésitiques acides.

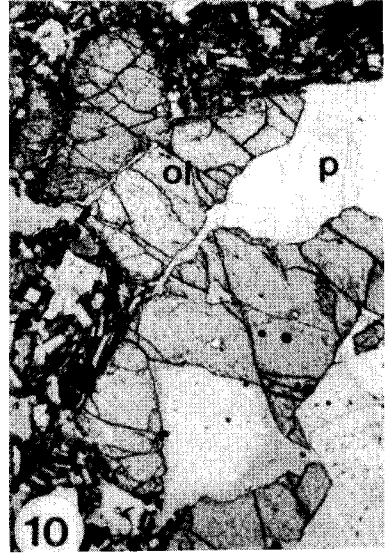
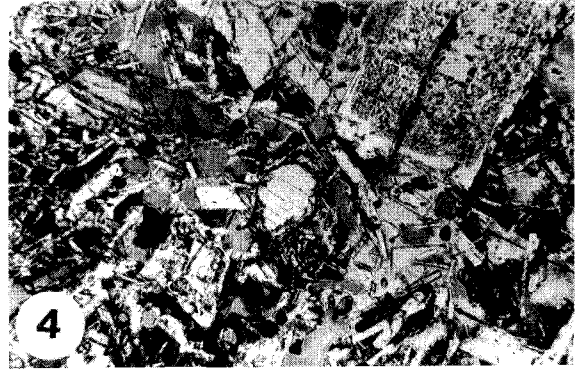
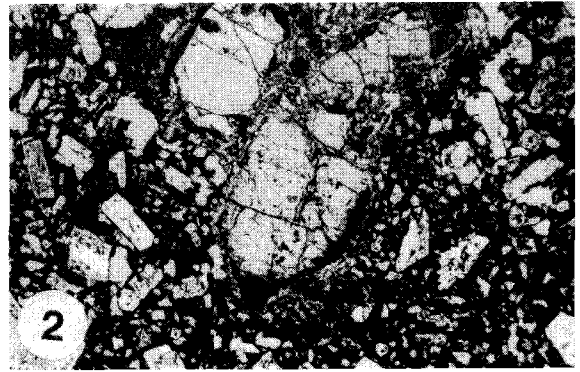
P L A N C H E V I I

Olivines

- Photo 1 - Olivines instables dans une andésite acide du dôme de 1902. Auréoles réactionnelles de plagioclases + orthopyroxènes (Ech. MA46, x 63, LP).
- Photo 2 - Olivines instables dans une andésite basique d'une éruption type Saint-Vincent (Ech. MA22, x 25, LN).
- Photo 3 - Phénocrystal d'olivine stable dans une andésite basique. Pas d'auréole réactionnelle mais noter quand même un début de résorption à la périphérie du cristal (Ech. MT6L, x 63, LN).
- Photo 4 - Phénocrystal d'olivine entouré d'une auréole réactionnelle (pl + opx) dans une enclave basique congénère de 1929 (Ech. MA64, x 63, LN).

Plagioclases

- Photo 5 - Phénocrystal de type I, limpide, à zonage normal (Ech. MA42, x 25, LP).
- Photo 6 - Phénocrystal de type II à coeur trouble et périphérie limpide, zoné normalement (Ech. MA71, x 63, LP).
- Photo 7 - Phénocrystal de type III, à coeur limpide, bord trouble à zonation oscillatoire (Ech. MA46, x 63, LN).
- Photo 8 - Phénocrystal de type IV, bourré d'inclusions vitreuses à zonation complexe (Ech. MT3E, x 63, LN).
- Photo 9 - Xénocrystal (type V), mégacrystal très automorphe, limpide, à zonation périphérique uniquement (Ech. MT40, x 25, LP).
- Photo 10 - Association de xénocristaux d'olivines magnésiennes (ol) et de plagioclase anorthitique (p) dans une andésite acide (Ech. MT 20L, x 25, LN).



- Les types III et IV témoignent d'une histoire plus complexe puisqu'ils présentent des zonations oscillatoires. Le type III en particulier pourrait correspondre à un plagioclase qui cristallise initialement dans un magma acide, puis il subit un stade de déséquilibre au moment d'un passage dans un magma plus basique où il achève sa cristallisation.
- Le type V correspond à des plagioclases dont la composition chimique est très comparable à celle des plagioclases des cumulats gabbroïques; il paraît clair qu'il provient d'un stade de fractionnement précoce dans un magma basaltique. La taille de ces cristaux, généralement supérieure à celle des phénocristaux des laves, et l'homogénéité de leur composition basique indiquent qu'il s'agit sans doute de xénocristaux. L'observation, dans une andésite acide (MA11, éruption NAB₁, cycle récent) d'un tel cristal entouré d'olivines à composition magnésienne (Fo₇₄) conforte cette hypothèse ; le même type de mégacristal entouré d'olivines a été également observé dans une andésite basique de l'édifice intermédiaire (MT20L, éruption NSV, photo 10, planche VII).

La coexistence des différents habitus de plagioclase au sein d'un même échantillon, en particulier dans les éruptions hétérogènes comme, par exemple, celles de type Saint-Vincent, laisse présager des phénomènes de mélanges mécaniques de magmas au cours desquels de nombreux échanges de cristaux ont pu se produire entre les composants acide et basique, pendant ou avant l'éruption.

Les microlites de plagioclase ont des compositions variables, leur gamme totale de variations est similaire à celle des périphéries des cristaux. Notons cependant dans la dacite MT13D (provenant d'un dôme de l'édifice ancien) l'existence de microlites très enrichis en orthoclase et albite (Or₅₋₉Ab₆₅₋₆₉An₂₆, Fig. 56 ; analyses 29,30, tableau 30).

En résumé, les plagioclases des laves de la Montagne Pelée présentent globalement une évolution compatible avec celle de leur roche hôte; dans le détail, on note cependant une certaine complexité marquée, par exemple, par l'existence de xénocristaux ou de zonations complexes dans les phénocristaux. Ces hétérogénéités peuvent être liées à l'intervention de processus de mélanges mécaniques qui entraîneraient la coexistence de différents types de plagioclases au sein d'une même roche.

II-3 - Les pyroxènes

L'association orthopyroxène-clinopyroxène en phénocristaux est présente dans la majorité des roches de la série. L'orthopyroxène est presque toujours dominant par rapport au clinopyroxène, sauf dans quelques rares échantillons de basalte où le clinopyroxène est un peu plus abondant que l'orthopyroxène. Au cours de l'évolution, la quantité du clinopyroxène décroît au profit de celle de l'orthopyroxène qui est parfois le seul représenté dans les dacites. La même évolution s'observe pour les micro-lites. Des analyses représentatives de ces minéraux sont présentées en tableaux 31 (clinopyroxènes) et 32 (orthopyroxènes). Fe^{3+} dans les clinopyroxènes est calculé selon la méthode de Papike *et al.* (1974).

I-3.1 - LES CLINOPYROXENES

a - Composition chimique

Dans les laves de la Montagne Pelée, les clinopyroxènes les plus courants sont des augites dont la composition ne varie que peu pour l'ensemble des échantillons étudiés ($Wo_{37-45}En_{38-42}Fs_{15-23}$; Fig. 57, tableau 31).

L'observation de la figure 57 permet de constater que, globalement, aucune évolution significative de la composition des clinopyroxènes des basaltes à ceux des dacites n'est observable. Par contre, dans le détail, les enclaves basaltiques congénères des éruptions historiques contiennent des clinopyroxènes globalement un peu plus magnésiens que ceux des matrices acides (Gourgaud, 1985). De même, les clinopyroxènes des passées basiques des dépôts hétérogènes de la période intermédiaire sont un peu plus magnésiens (En_{41-44}) que ceux des passées acides (En_{40-42}) et également un peu plus riches en alumine (Traineau *et al.*, 1983).

Les zonations des phénocristaux d'augite sont généralement très peu marquées. La figure 57 montre que lorsqu'elles existent ces zonations peuvent être normales (enrichissement en fer vers la périphérie des phénocristaux) ou inverses (enrichissement en magnésium vers la bordure) les deux types de zonations pouvant coexister dans une même roche. Notons toutefois que les clinopyroxènes à zonation inverse n'apparaissent pas dans les dacites, ils sont par contre plus abondants dans les basaltes, les andésites basiques et les andésites acides à $SiO_2 < 60\%$. Certains cristaux montrent cependant une zonation optique très nette qui corres-

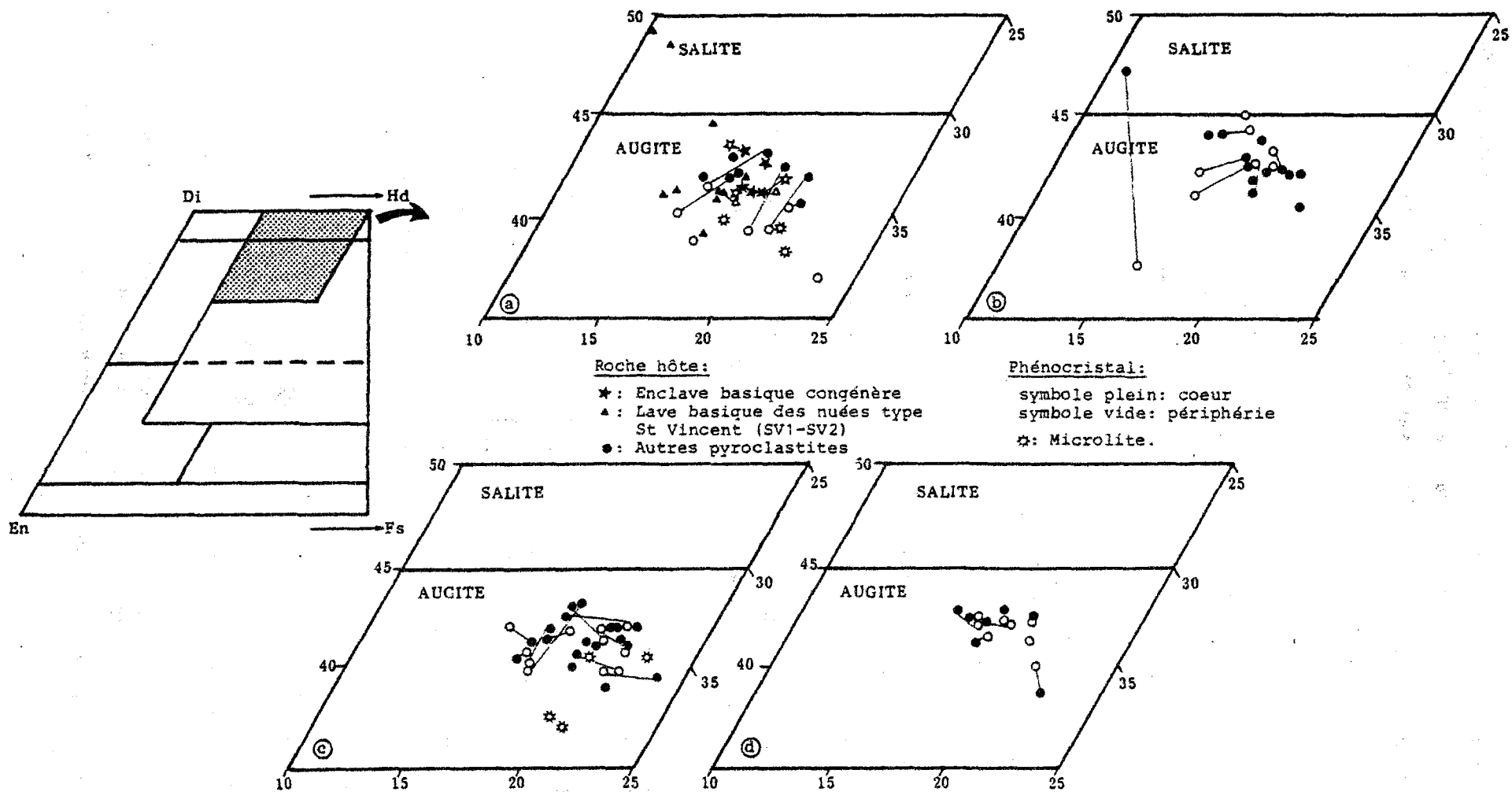


Figure 57 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg
 a : basaltes et andésites basiques ; b : andésites acides ($57 < \text{SiO}_2 < 60\%$)
 c : andésites acides ($60 < \text{SiO}_2 < 63\%$) ; d : dacites

Plots of clinopyroxenes in the Ca-Fe+Mn-Mg diagram

pond à une évolution des teneurs en TiO_2 du coeur vers la périphérie du cristal (Fig. 58). L'augmentation rapide en TiO_2 à la périphérie pourrait refléter la fin de la syncrystallisation titanomagnétite-clinopyroxène.

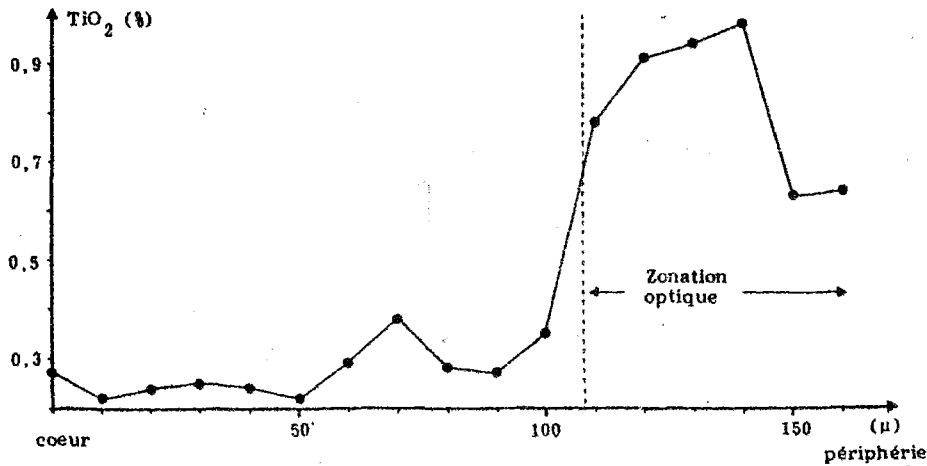


Figure 58 : Zonation en TiO_2 dans un phénocrystal de clinopyroxène

TiO₂ zonation within a clinopyroxene phenocryst

D'autre part, quelques cas de clinopyroxènes fortement zonés sont observables (Fig. 57b), il s'agit de cristaux à coeur salitique et à

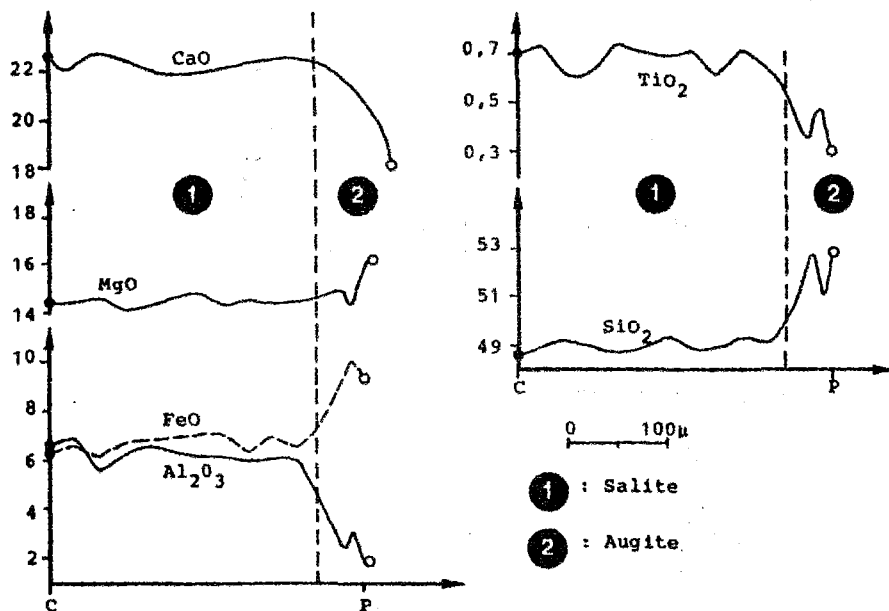


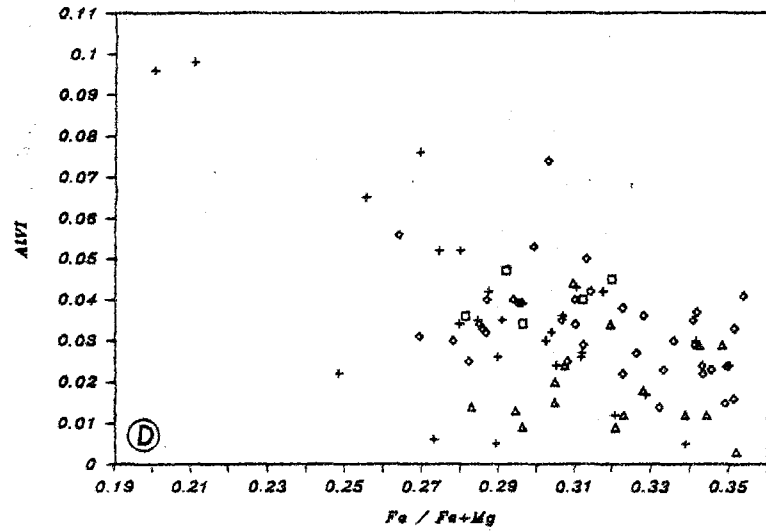
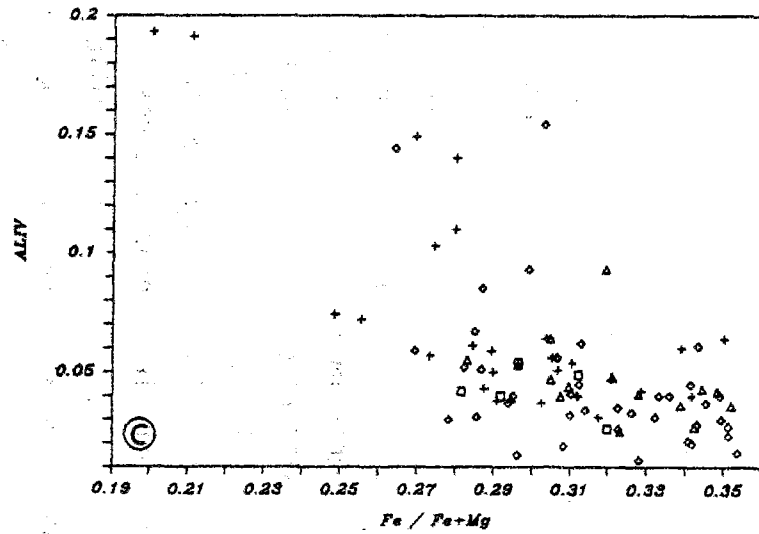
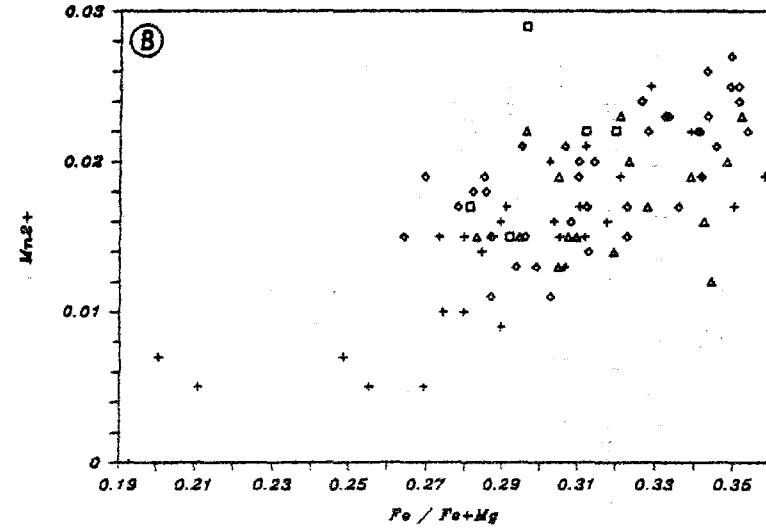
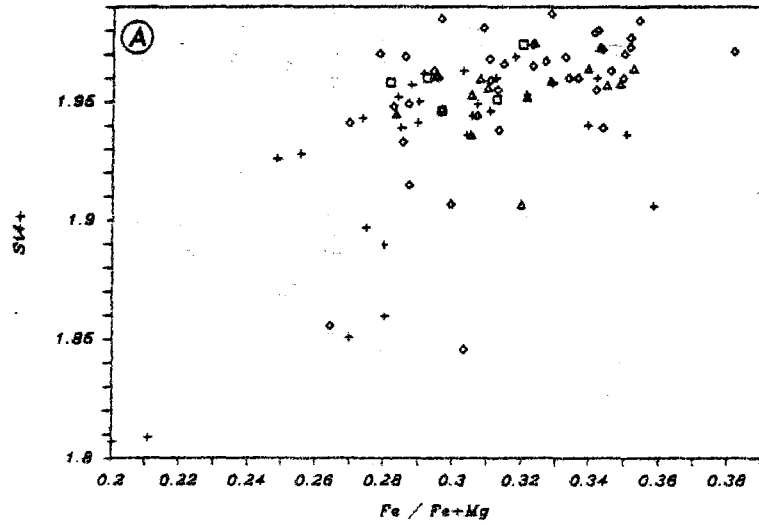
Figure 59 : Zonation dans un clinopyroxène à coeur salitique et à périphérie augitique. c : coeur, p : périphérie

*Zoned clinopyroxene with a salitic core and an augitic rim
c : core, p : rim*

périphérie augitique ; ils ont déjà été décrits par Traineau *et al.* (1983) et Gourgaud (1985) dans les scories basiques des produits hétérogènes des éruptions de type Saint-Vincent, et nous avons également observé un cristal de ce type dans une andésite acide de l'édifice ancien de la Montagne Pelée (analyses 15 et 16, tableau 31). La zonation de ce clinopyroxène est illustrée par la figure 59. Cette évolution se marque par un passage rapide de la salite à l'augite à l'extrême périphérie du cristal ; elle se caractérise par de brusques augmentations des teneurs en SiO_2 , FeO et MgO et diminutions de CaO , Al_2O_3 et TiO_2 au passage salite-augite. Ces coeurs salitiques de phénocristaux ont une composition similaire à celles des primocristaux des cumulats gabbroïques et nous pensons donc qu'il s'agit encore une fois de xénocristaux hérités d'une étape de fractionnement précoce des magmas de la Montagne Pelée.

Les compositions des microlites de clinopyroxènes, généralement présents dans les termes basiques et exceptionnellement dans les roches acides, sont globalement identiques à celles des laves. Au sein d'un même échantillon, ils peuvent être plus ferrifères ou plus magnésiens que les coeurs des phénocristaux ; ce phénomène est à rapprocher de l'existence de phénocristaux à zonations inverse et normale coexistant dans une même roche.

Les diagrammes de variations des teneurs en cations en fonction du rapport $\text{FM}(\text{Fe}^*/\text{Fe}^*+\text{Mg})$ sont présentés en figure 60. On constate que les xénocristaux signalés précédemment se séparent nettement des autres clinopyroxènes par les valeurs plus faibles de leur rapport FM, proches de 0,20. Les autres cristaux ont un rapport FM compris entre 0,25 et 0,35. Les diagrammes montrent en général une dispersion des points relativement importante ; il apparaît toutefois une augmentation des teneurs en Si^{4+} et Mn^{2+} et une diminution de celles en Al^{IV} , Al^{VI} et Ti^+ dans les clinopyroxènes au cours de la différenciation. Les concentrations en Na et Fe^{3+} ne semblent pas se corrélérer avec le rapport FM. Notons d'autre part les teneurs élevées en Al^{VI} des xénocristaux de clinopyroxènes ($\approx 0,1$) ; ces dernières, similaires à celles observées dans les pyroxènes des cumulats gabbroïques, sont liées à une forte pression de cristallisation et confirment la nature xénocristalline de ces salites.



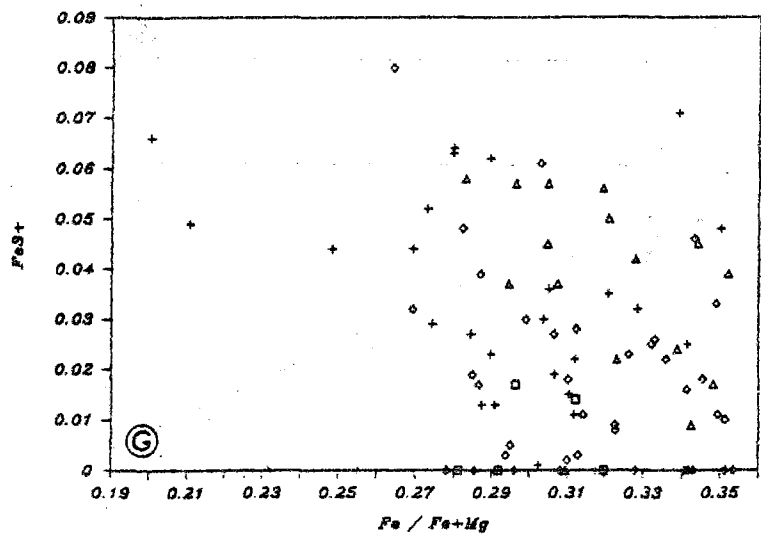
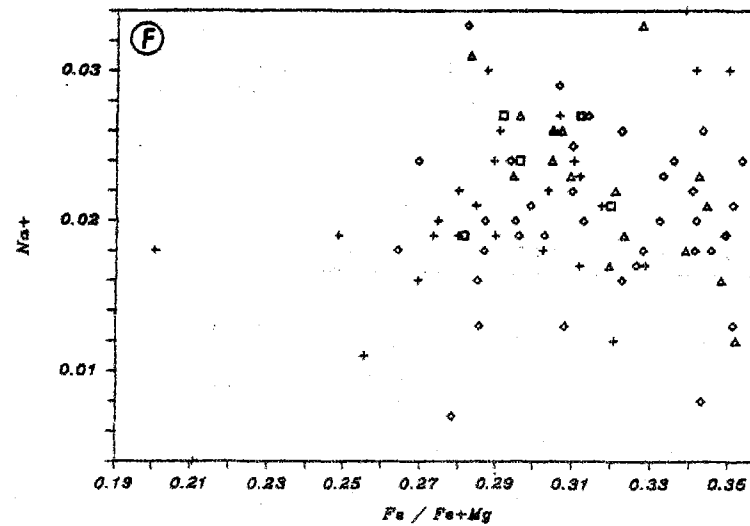
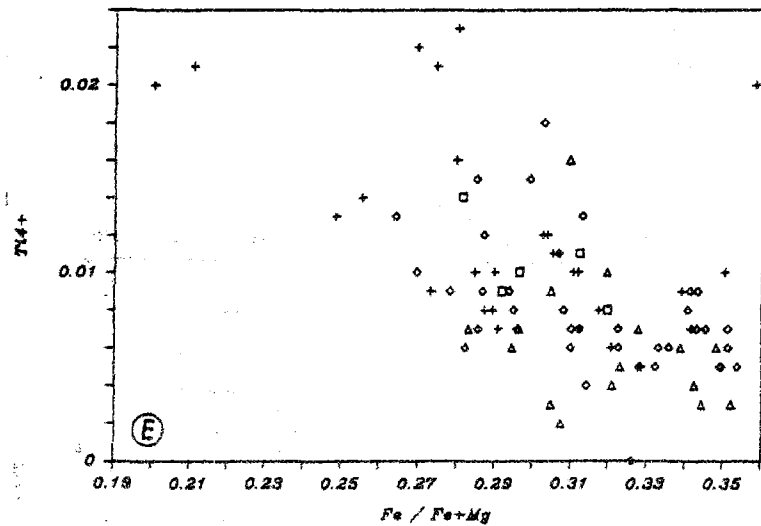


Figure 60 : Evolution des clinopyroxènes des laves.
 Corrélations entre les cations et le rapport
 $FM = Fe^*/Fe^{*+Mg}$.
 Roches hôtes : \square : basaltes ; + : andésites
 basiques ; \diamond : andésites acides ; Δ : dacites

*Evolution of the clinopyroxenes from lavas,
 cationic variations versus FM*

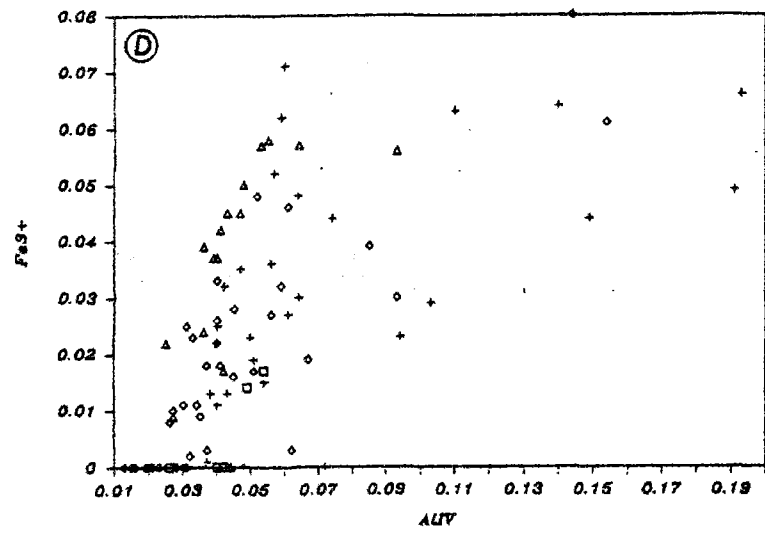
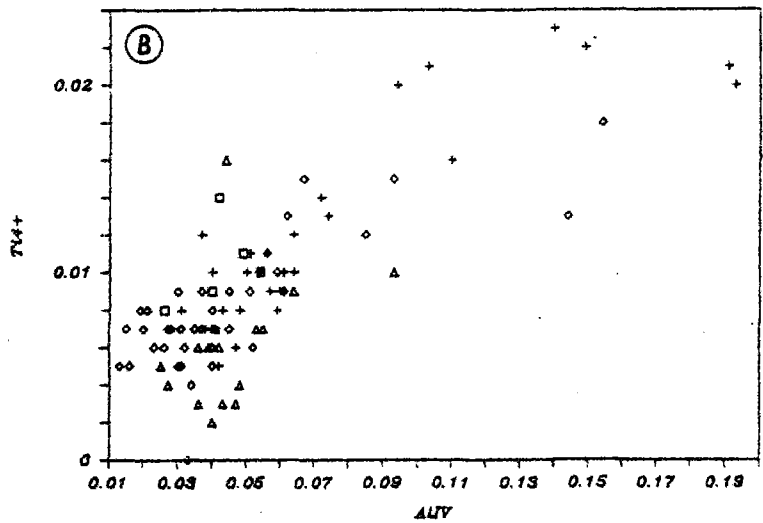
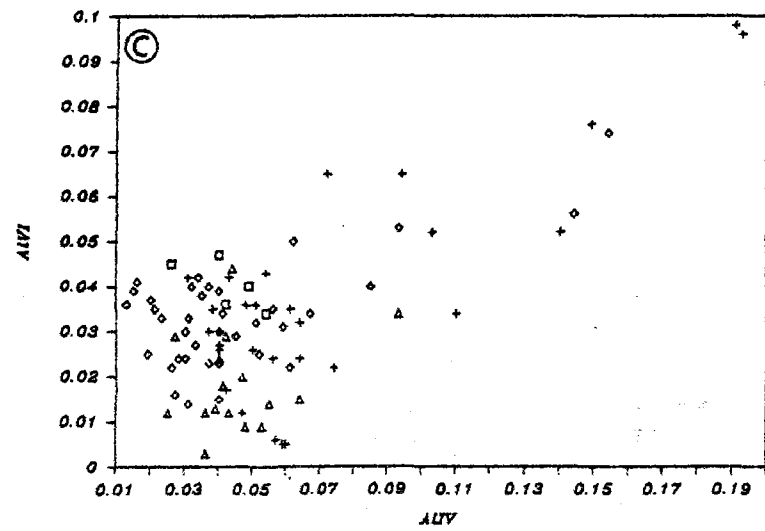
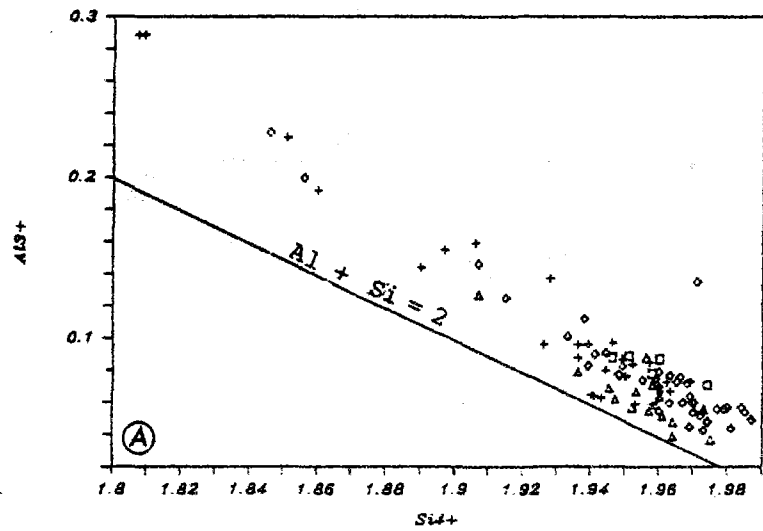


Figure 61 : Substitutions dans les clinopyroxènes des laves.
 Roches hôtes : □ : basaltes ; + : andésites basiques ;
 ◇ : andésites acides ; Δ : dacites
 Substitution in the clinopyroxenes from lavas

Les informations apportées par les teneurs en Al^{VI} des clinopyroxènes pour des estimations qualitatives sur la pression de cristallisation seront discutées ultérieurement (§ III-8.2-b).

b - Cristallochimie

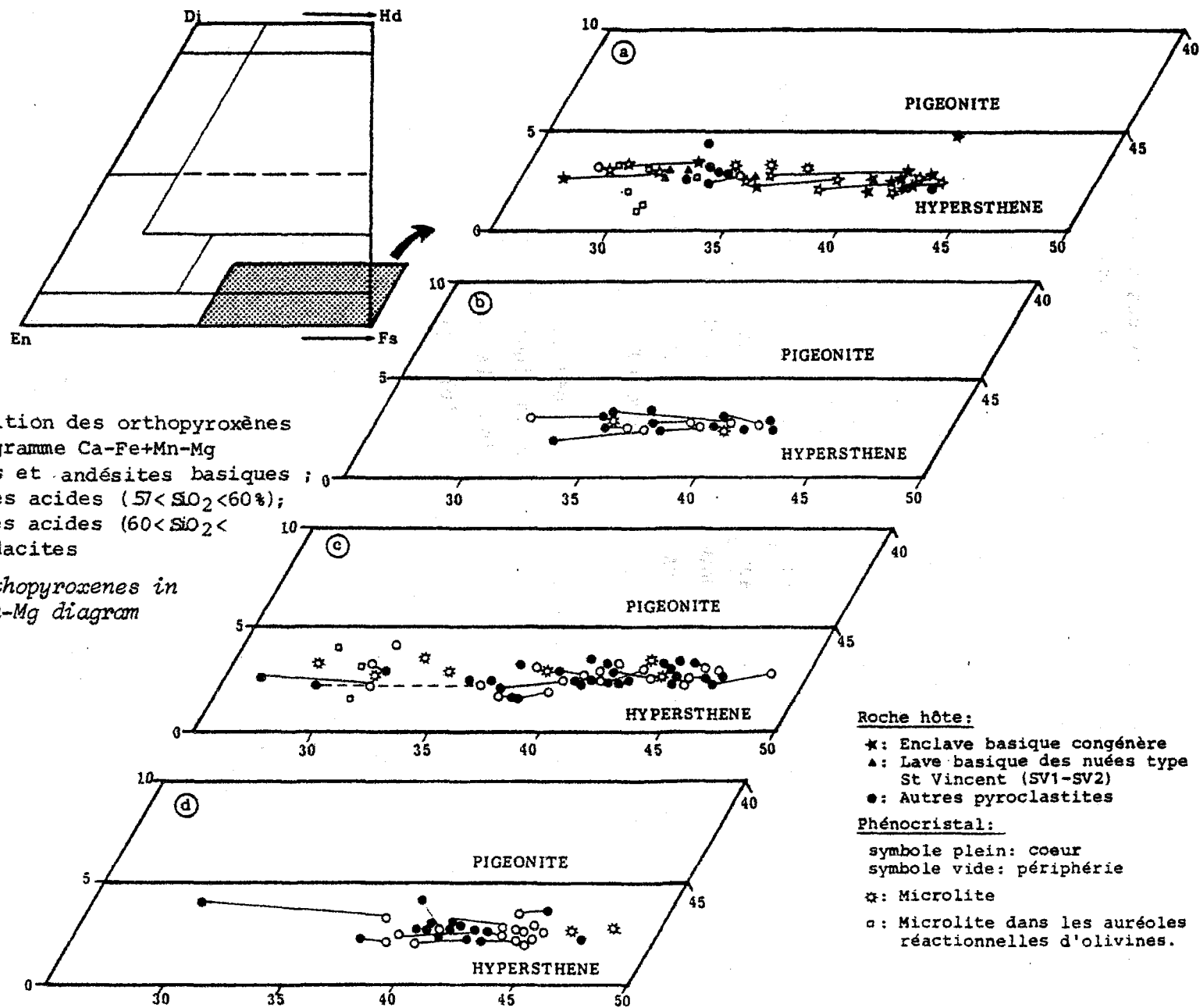
L'observation de la figure 61A révèle l'existence des substitutions de l'aluminium en site octaédrique et tétraédrique, tous les points se situant au-dessus de la droite Al+Si = 2. La majorité des points représentatifs des clinopyroxènes est cependant localisée près de cette droite (pour les teneurs en Si⁴⁺ comprises en 1,91 et 1,99) et les pourcentages des composants non quadrilatéraux, calculés selon la méthode de Cameron et Papike (1981), sont faibles et varient entre 5 et 11% ; par contre, pour les cristaux les moins évolués (Si⁴⁺ < 1,90) ces pourcentages sont plus élevés et peuvent atteindre 19%.

Les variations des teneurs en Ti⁴⁺, Al^{VI} et Fe³⁺ en fonction de Al^{IV} présentées dans les diagrammes B, C et D de la figure 61, mettent en évidence une dispersion importante des points. Les coefficients de corrélations entre ces éléments sont trop faibles pour permettre d'obtenir des informations sur les taux de substitutions des différents composants non quadrilatéraux dans les pyroxènes des laves de la Montagne Pelée. Le trop faible intervalle de variation de la composition chimique des clinopyroxènes ainsi que l'absence de variations significatives de leur composition depuis les basaltes jusqu'aux dacites sont les facteurs qui induisent ces dispersions et empêchent une approche précise de la cristallochimie.

II-3.2 - LES ORTHOPYROXENES

La composition des phénocristaux d'orthopyroxènes, présents dans toute la série des laves de la Montagne Pelée, varie assez largement. Il s'agit d'hypersthène dont les teneurs en ferrosilite varient entre Fs₂₇ et Fs₄₈ (Fig. 62, tableau 32).

Les teneurs en wollastonite sont comprises entre 2 et 3,5%, elles peuvent être exceptionnellement un peu plus élevées, et quelques compositions se situent ainsi à la limite du champ de la pigeonite (Fig. 62A).



Les zonations des phénocristaux d'orthopyroxènes sont généralement de faible amplitude, elles peuvent être inverses ou normales. Cependant, on observe des tendances statistiquement prédominantes à l'enrichissement en magnésium (zonation inverse) de la périphérie des orthopyroxènes des basaltes et andésites basiques (Fig. 62A) et à l'enrichissement en fer (zonation normale) de celles des orthopyroxènes des andésites acides et des dacites (Fig. 62B,C et D). Les zonations inverses dans les orthopyroxènes des termes basiques sont particulièrement nettes dans les enclaves congénères des éruptions historiques (Fig. 62A).

Les microlites d'orthopyroxènes, dans la mésostase, ont des compositions variables qui recouvrent le champ de composition des phénocristaux ; elles sont fréquemment plus magnésiennes que ces derniers dans les andésites (Fig. 62C) et sont par contre plus ferrifères dans les dacites (Fig. 62D).

Les orthopyroxènes qui se développent dans les auréoles réactionnelles autour des phénocristaux d'olivine sont toujours plus magnésiens que les phénocristaux coexistants dans la roche (Fig. 62A et C et analyses 11 à 13, tableau 32).

Dans l'ensemble des laves de la Montagne Pelée, on note assez fréquemment la présence de gaines de clinopyroxènes en périphérie des phénocristaux d'orthopyroxènes. Les gaines ont des compositions d'augite semblables à celles des phénocristaux de clinopyroxènes. L'augite croît à la surface de l'hypersthène, toujours parallèlement à l'axe c (photo 1, planche VIII). Ce phénomène qui apparaît anormal, dans la mesure où le clinopyroxène est rare dans la mésostase des roches volcaniques de la Montagne Pelée, a déjà été décrit en contexte calco-alkalin au Japon par Sakuyama (1979) et interprété comme le témoignage de l'intervention de mélanges magmatiques.

II-4 - Les amphiboles

Les amphiboles se rencontrent en phénocristaux dans l'ensemble des laves de la série, elles ne sont par contre qu'exceptionnellement présentes dans la mésostase. Il s'agit en général d'un minéral peu abondant (< 2% du volume total de la roche), sauf dans les enclaves basiques congénères

des éruptions historiques qui peuvent contenir jusqu'à 20% d'amphiboles. Dans ces dernières, comme nous l'avons vu (chapitre II, § II-2), elles se présentent fréquemment sous forme de cristaux très allongés, en aiguilles, suggérant une croissance rapide dans un milieu assez brutalement refroidi.

Dans les laves, les phénocristaux d'amphibole peuvent être stables (photos 2 et 3, planche VIII), mais ils sont souvent entourés d'une auréole réactionnelle à la périphérie. Cette auréole peut correspondre à une pellicule d'oxydation (photo 4, planche VIII) ou peut être constituée d'une mosaïque de petits cristaux d'orthopyroxènes, de plagioclases et de minéraux opaques (photo 5, planche VIII) ; elle est l'indice d'une déstabilisation du minéral. Quand ce phénomène de déstabilisation est maximum, il ne peut rester dans la lave que des fantômes d'amphiboles constitués d'aggrégats de microcristaux d'oxydes, de pyroxènes et de plagioclases. Stewart (1975) considère que ces minéraux correspondent à des amphiboles cristallisées à relativement haute pression, puis déstabilisées à basse pression lors de la remontée du magma. Le degré de déstabilisation est fonction de la température et de la vitesse d'ascension du magma.

D'autre part, des amphiboles sont parfois incluses dans des phénocristaux de plagioclases, elles sont alors protégées par blindage et ne présentent pas d'indices de déstabilisation (photo 5, planche VIII).

II-4.1 - COMPOSITION CHIMIQUE

Les amphiboles sont toujours calciques et de type hornblende. Les compositions rencontrées (tableau 33) montrent d'importantes variations en Si, Al et Fe ; dans la classification de Leake (1978), elles correspondent à sept types chimiques différents qui sont : hornblende pargasitique ferrifère (35% du total des analyses), pargasite (22%), pargasite ferrifère (22%), magnésio-hornblende (11%), hornblende pargasitique (5%), hornblende édénitique (3%) et édénite (2%).

La répartition de ces différents types d'amphiboles en fonction de la nature de la roche hôte est très variable. Ainsi les sept types se retrouvent dans les andésites acides, dans les andésites basiques, seule l'édénite n'est pas représentée, dans les dacites on ne trouve pas de pargasite ni de hornblende pargasitique et d'hornblende édénitique,

P L A N C H E V I I I

Photo 1 - Gaine de clinopyroxène (c) entourant un orthopyroxène (o) dans une andésite acide (Ech. MT23R, x 63, LP).

Amphiboles

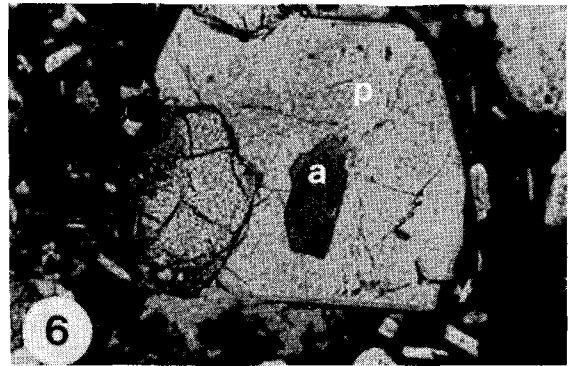
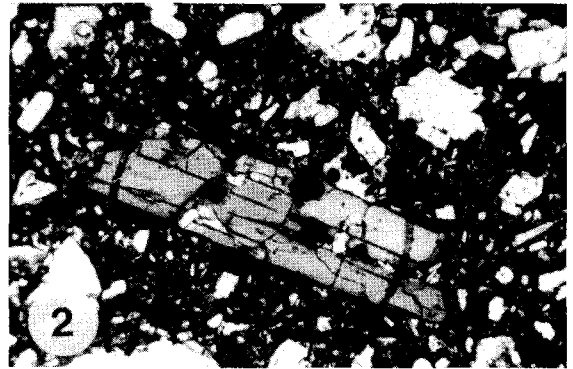
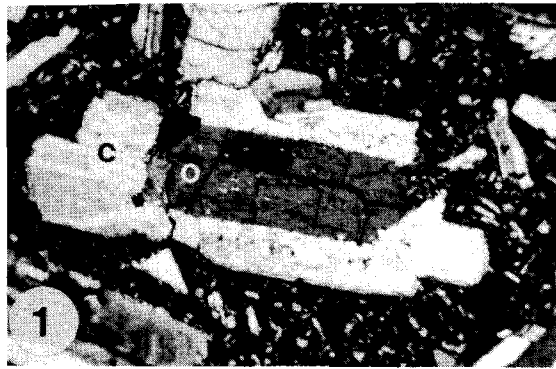
Photo 2 - Phénocrystal stable d'amphibole dans une andésite acide (Ech. MT18Q, x 25, LN).

Photo 3 - Phénocrystal stable d'amphibole dans une andésite acide (Ech. MA31, x 63, LN).

Photo 4 - Phénocrystal d'amphibole entouré d'une pellicule d'oxydation (Ech. MT5J, x 63, LN).

Photo 5 - Xénocrystal d'amphibole pargasitique entouré d'une auréole réactionnelle (pl + opx + mt). Cette amphibole est associée à un clinopyroxène salitique (c) (Ech. MT22G, x 25, LN).

Photo 6 - Amphibole (a) en inclusion dans un plagioclase (p), protégée par blindage (Ech. MT7S, x 63, N).



La variabilité de la composition des hornblendes se retrouve au sein d'un même échantillon, ainsi, 2, 3 ou 4 des types d'amphiboles peuvent coexister dans une même roche, bien que la plupart des cristaux soient individuellement peu zonés. Ces zonations, lorsqu'elles existent, sont complexes : ainsi, par exemple, dans la même andésite acide MT22G de l'édifice ancien de la Montagne Pelée coexistent des phénocristaux à coeur de magnésio-hornblende et à périphérie de hornblende pargasitiques et d'autres, de même taille, présentant l'évolution inverse. Gourgaud (1985) note cependant que les zonations inverses (augmentation de Mg vers la périphérie des phénocristaux) sont prédominantes dans les enclaves basiques des produits des éruptions de 1902-1929, alors que dans la fraction acide, les amphiboles sont peu zonées.

A partir de l'observation du tableau 33 et de la figure 63 qui montre la position des amphiboles dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg ; on constate que les amphiboles des basaltes (FM=0.22-0.31) se distinguent nettement de celles des dacites (FM=0.32-0.41) et que par contre, celles des andésites ont des compositions beaucoup plus variables qui recouvrent toute la gamme de FM=0.23 à 0.43.

Nous avons étudiés les variations des différents cations en fonction de ce rapport FM qui, malgré la dispersion des analyses dans les andésites, est considéré comme un bon indice de différenciation (Fig. 64). Globalement, des corrélations sont observables. Ainsi, les teneurs en Si^{4+} augmentent, celles en Al^{3+} , Ca^{2+} , Ti^{4+} et K^+ diminuent des amphiboles des basaltes à celles des dacites. Notons dans chaque cas la grande dispersion des analyses représentatives des amphiboles des andésites acides alors que celles des basaltes, andésites basiques et dacites montrent des corrélations beaucoup plus nettes avec le rapport FM. L'augmentation des teneurs en Si^{4+} dans l'amphibole est liée à l'enrichissement en SiO_2 du magma à partir duquel elle cristallise (Green, 1982). Helz (1975) a montré expérimentalement que les concentrations en Ti^{4+} et Al^{IV} dans les amphiboles sont dépendantes de la température, ainsi, les teneurs plus élevées en Ti^{4+} et Al^{IV} des amphiboles des basaltes peuvent indiquer qu'elles ont cristallisé à des températures supérieures à celles des dacites.

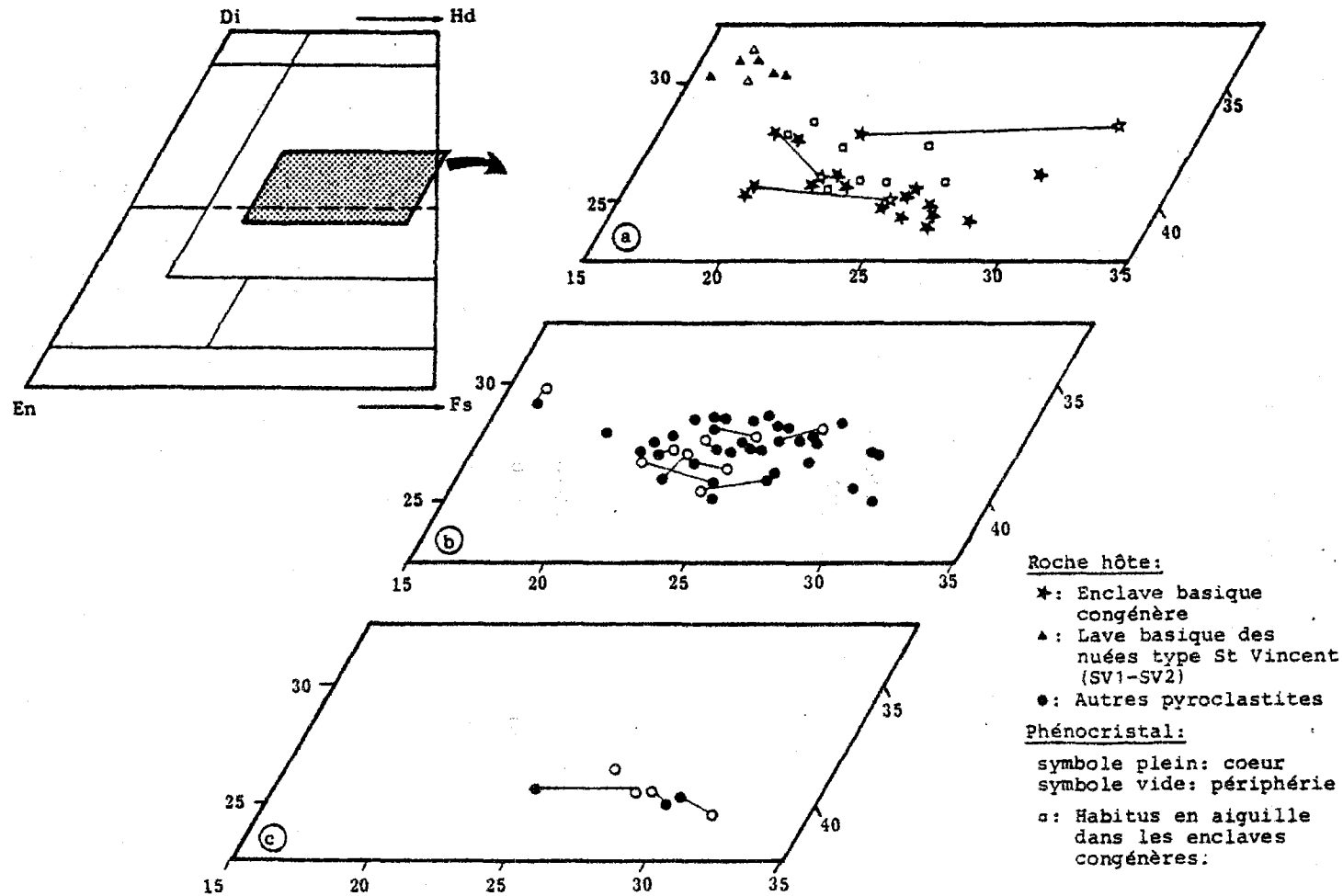


Figure 63 : Position des amphiboles dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg
 a : basaltes et andésites basiques, b : andésites acides, c : dacites

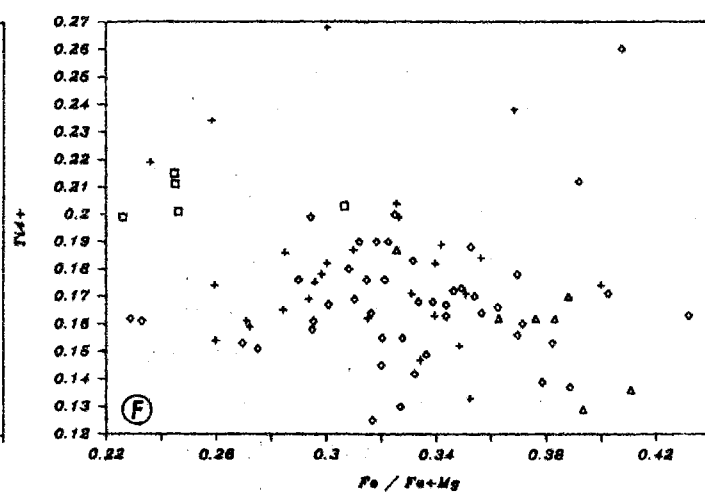
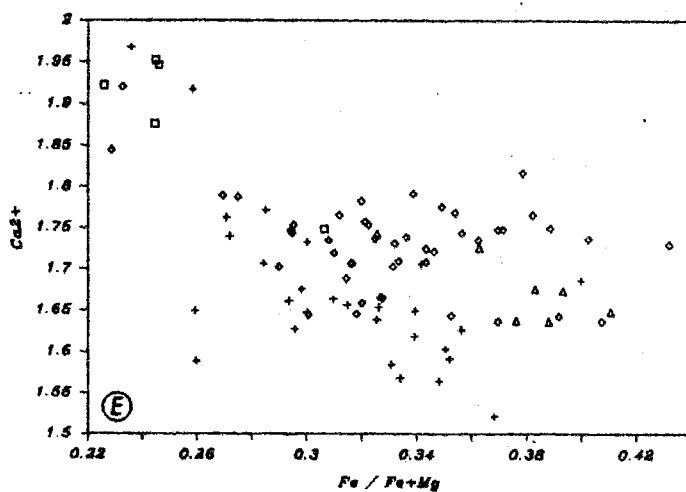
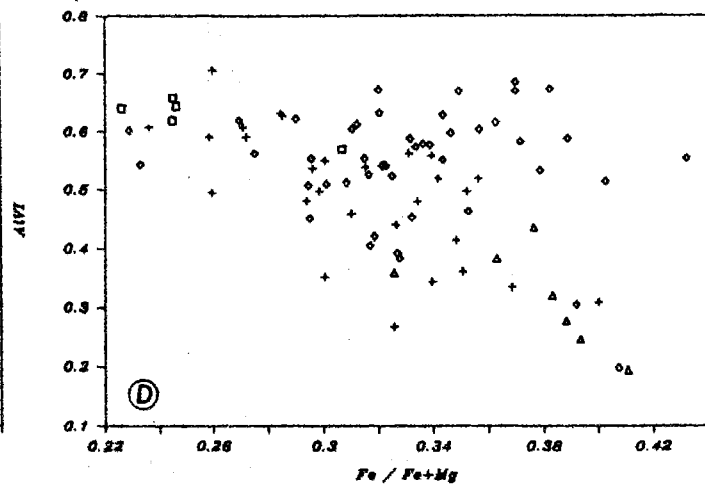
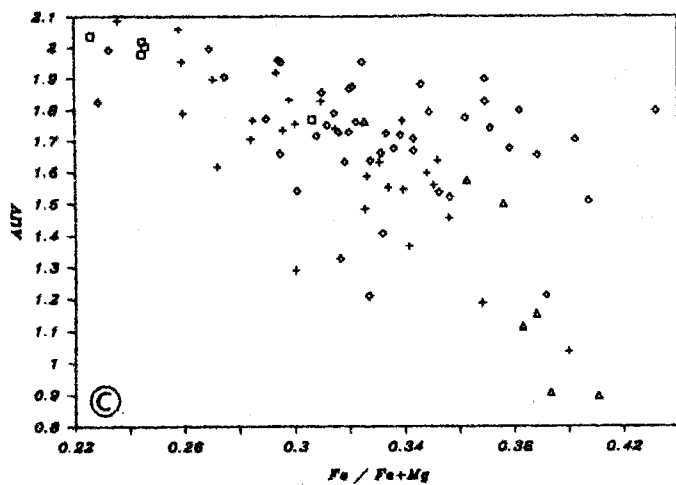
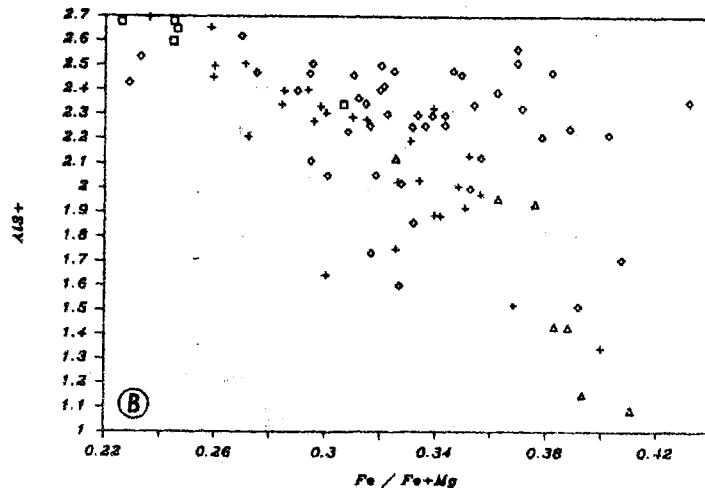
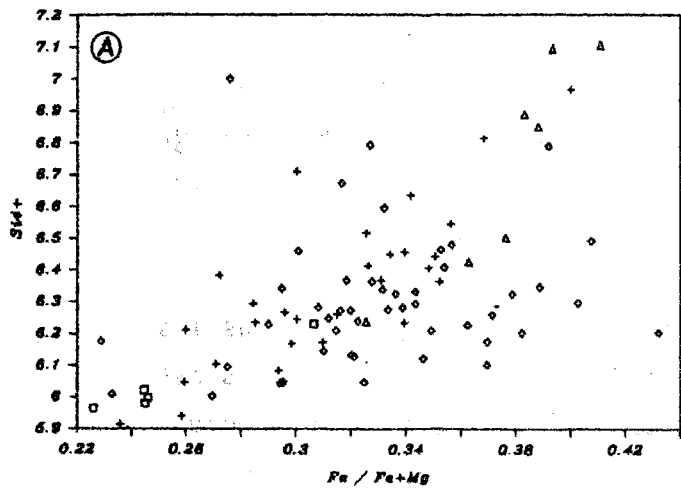
Plots of amphiboles in the Ca-Fe+Mn-Mg diagram

Les teneurs en Na^+ et Fe^{3+} (calculées selon la méthode de Papike et al., 1974) ne montrent pas de corrélations avec FM, Na^+ semble rester relativement constant au cours de l'évolution (Fig. 64H), tandis que les teneurs en Fe^{3+} sont très variables (Fig. 64I).

La composition chimique des pargasites stables et fréquentes dans les basaltes, plus occasionnelles et déstabilisées dans les andésites est similaire à celle des amphiboles des cumulats gabbroïques et témoigne d'un stade de cristallisation précoce. Les indices d'instabilité qu'elles présentent dans les laves acides font penser qu'il s'agit de xénocristaux ; leurs teneurs élevées en Al^{VI} (Fig. 64D), liées à de relativement fortes pressions de cristallisation sont un argument en faveur d'une origine xénocristalline. Dans les andésites acides, de nombreux phénocristaux d'amphibole ont des teneurs en Al^{VI} voisines de celles analysées dans les pargasites ; ces cristaux sont généralement déstabilisés dans leur lave hôte et correspondent également à des minéraux de relativement haute pression déstabilisés à de plus basses pressions.

II-4.2 - CRISTALLOCHIMIE

Afin de déterminer les principales substitutions qui interviennent dans ces amphiboles, différentes corrélations entre éléments ont été examinées. Le diagramme $\text{Al}^{\text{IV}}/(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ (Fig. 65A) permet de mettre en évidence l'importance de la substitution de type édénite ($(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}+\text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \sigma+\text{Si}$). La pente de la corrélation observée ($\approx 2,1$) diffère cependant du rapport de substitution édénitique ($\text{Al}^{\text{IV}}/\text{cations}$ dans le site A) qui, dans le cas idéal, doit être égal à l'unité. Il faut donc faire intervenir d'autres substitutions favorisant l'entrée de l'aluminium en site tétraédrique. Les principales substitutions de ce type sont $\text{Fe}^{3+}-\text{Al}^{\text{IV}}$ (ferri-tschermakite), $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{VI}}$ (Tschermakite) et $\text{Ti}-\text{Al}^{\text{IV}}_2$ (Ti-tschermakite) et l'examen des figures 65B et C montre que l'absence de corrélations positives $\text{Fe}^{3+}/\text{Al}^{\text{IV}}$ et $\text{Ti}/\text{Al}^{\text{IV}}$ implique l'inexistence des substitutions de type ferri- ou Ti-tschermakite ; par contre, il existe une bonne corrélation entre Al^{IV} et Al^{VI} (Fig. 65D) et la substitution de type tschermakite est donc susceptible d'intervenir. La valeur résiduelle de l'aluminium tétracoordonné lorsque Al^{VI} est nul ($\text{Al}^{\text{IV}} = 0,2$) peut être interprétée comme la marque de la substitution édénitique.



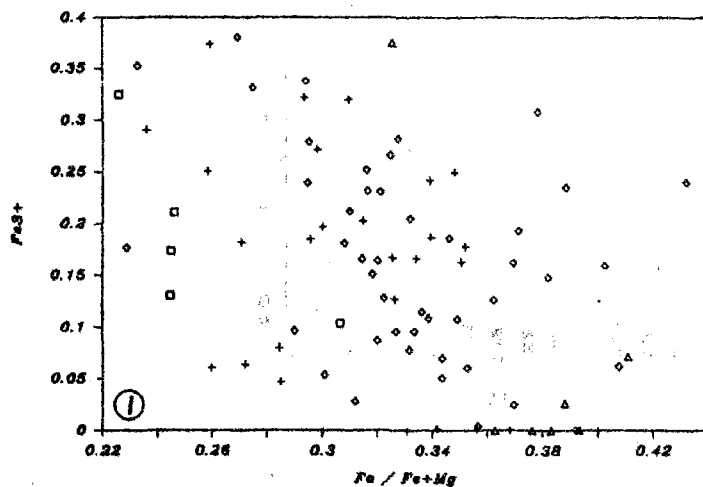
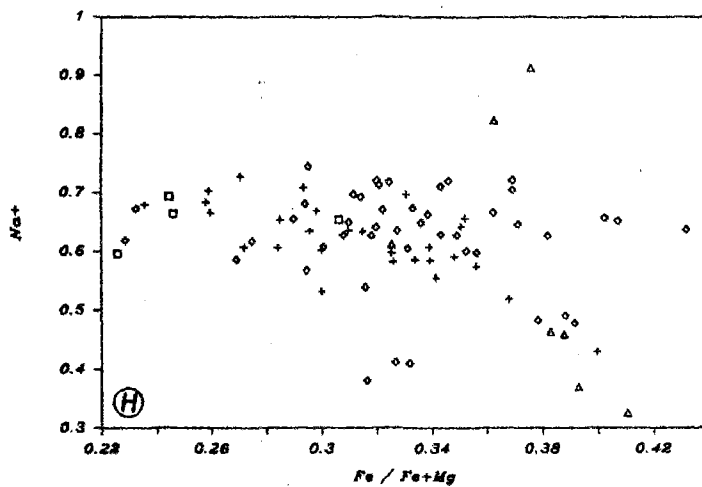
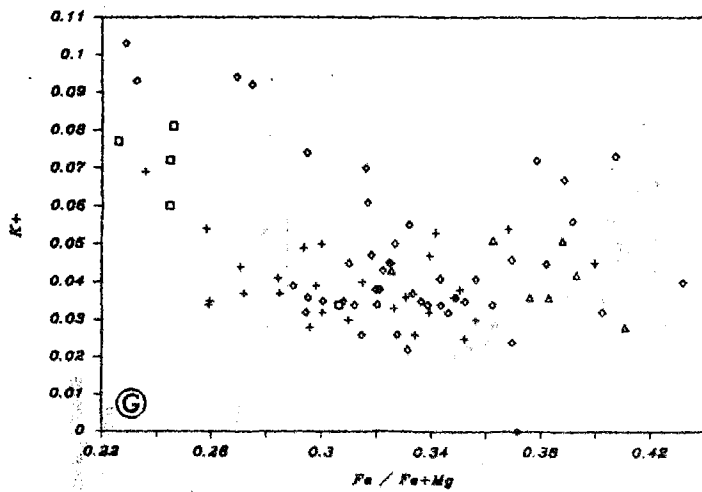


Figure 64 : Evolution des amphiboles des laves.
Corrélations entre les cations et le rapport
 $FM = Fe^*/Fe^*+Mg$

Roches hôtes :

- : basaltes ;
- + : andésites basiques
- ◇ : andésites acides
- △ : dacites

*Evolution of the amphiboles from lavas.
Cationic variations versus
FM*

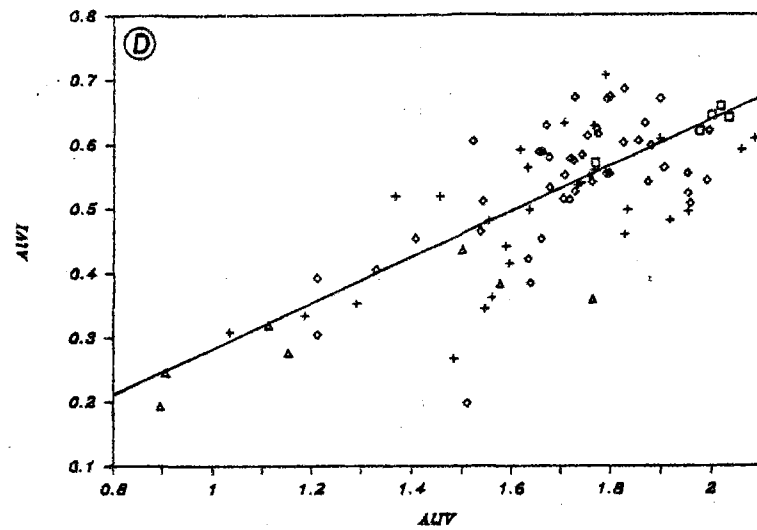
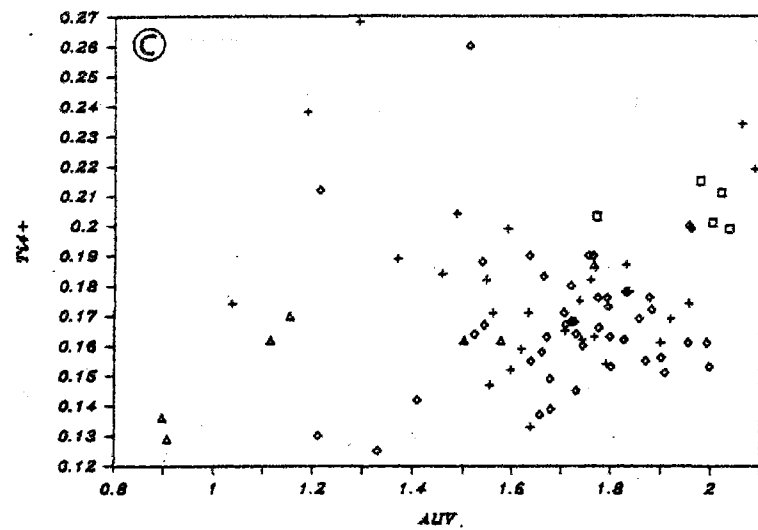
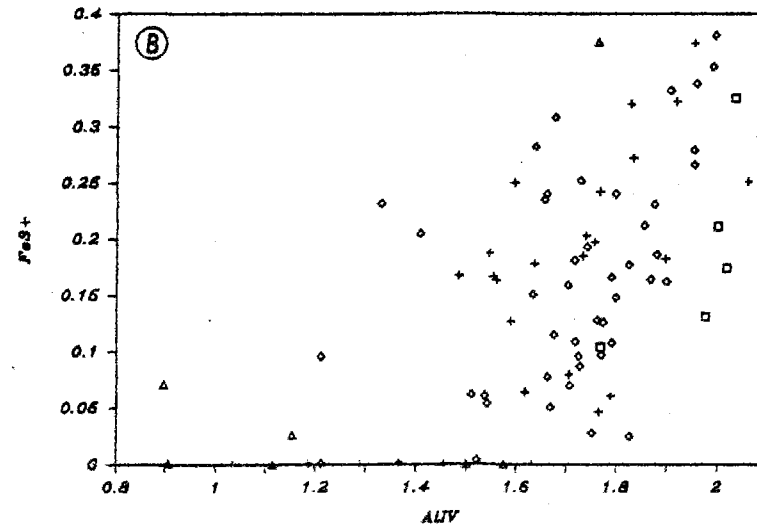
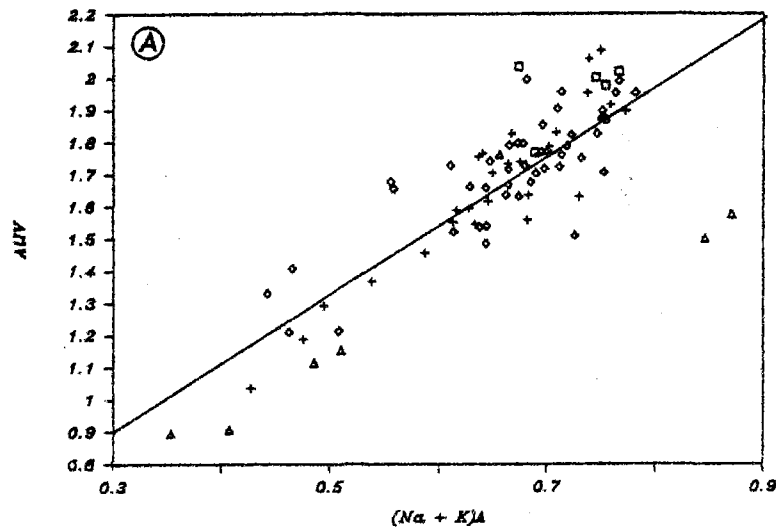


Figure 65 : Substitutions dans les amphiboles des laves
 Roches hôtes : □ : basaltes ; + : andésites basiques ;
 ◊ : andésites acides ; Δ : dacites

Substitutions in the amphiboles from lavas

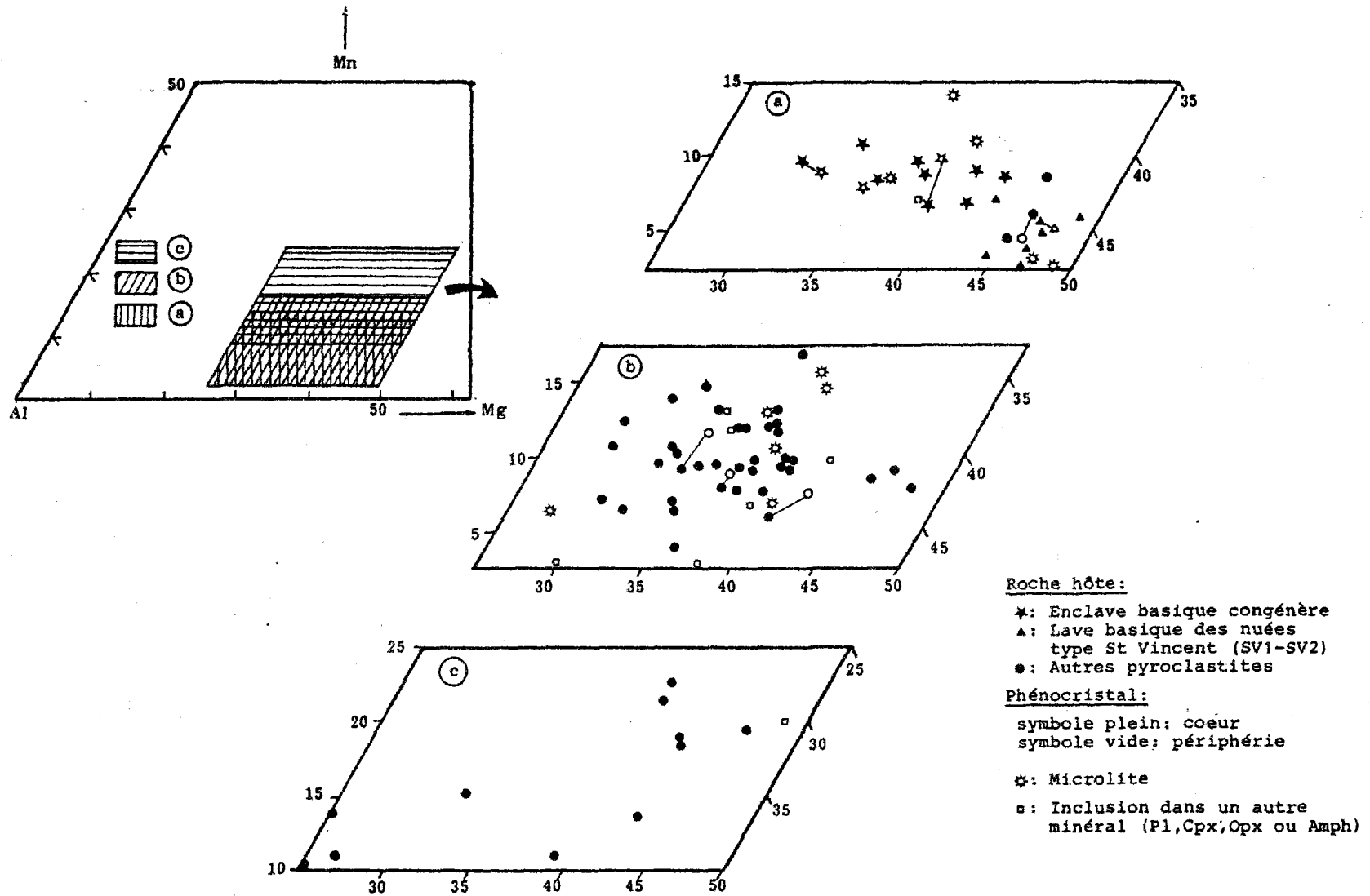


Figure 66 : Position des magnétites dans le diagramme Mn-Mg-Al
 Plots of magnetites in the Mn-Mg-Al diagram

Elle se rencontre en phénocristaux aux contours souvent xénomorphes, en microcristaux et enfin, en inclusions dans presque tous les minéraux, les olivines exceptées, en raison de leur cristallisation précoce. Les titanomagnétites des laves sont relativement riches en fer ferrique (tableau 34), leurs pourcentages courants d'ulvöspinelle variant de 20 à 35%, sans relation apparente avec la nature pétrographique de leur roche hôte. Si l'on reporte les analyses de magnétites dans le diagramme Mn-Mg-Al (Fig. 66), on constate que leurs teneurs en manganèse augmentent des magnétites des basaltes et andésites basiques, à celles des andésites acides puis des dacites, tandis que les concentrations en aluminium et magnésium ne présentent pas de relation avec la nature pétrographique de la roche hôte. Occasionnellement, des titanomagnétites peuvent présenter des exolutions plus titanifères (analyses 8,12, tableau 34). Certaines magnétites de la Pelée ancienne, extrêmement pauvres en titane (moins de 8% d'ulvöspinelle, échantillons MT21I, MT22G et MT40, analyses 13,17,18,23,24, tableau 34) se sont vraisemblablement rééquilibrées à basse température, peut-être en raison de l'intervention de phénomènes hydrothermaux.

II-5.2 - L'ILMENITE

L'hémoilménite n'est qu'exceptionnellement présente dans les produits de la Montagne Pelée, elle n'a été rencontrée que dans quelques échantillons (tableau 35) incluant trois andésites acides, une dacite et trois enclaves basiques congénères. Elle se présente générale-

Echant.	Basalte 062-14b		Andésites basiques MT13N				Andésites basiques NA6B				Andésites basiques MT18M				Andésites basiques MT19R				Dacite MT13D	
	1 c	2 p	3	4	5	6	7	8	9 c	10 p	11	12	13	14 c	15 p	16				
SiO ₂	0.05	0.03	0.21	0.30	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.34	0.12	0.14	0.26	0.22	0.00				
TiO ₂	44.24	43.73	44.23	43.97	47.26	46.79	45.35	45.05	44.53	45.00	47.15	46.00	46.05	46.61	46.08	40.27				
Al ₂ O ₃	0.00	0.17	0.10	0.09	0.16	0.15	0.17	0.17	0.19	0.15	0.11	0.05	0.07	0.17	0.13	0.19				
Fe ₂ O ₃	17.56	17.21	16.04	15.27	12.68	14.09	16.37	16.60	18.17	17.82	19.34	12.79	14.76	11.58	12.01	25.50				
CaO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
FeO	36.04	35.87	34.84	34.72	38.11	37.60	35.61	34.97	34.87	35.13	37.59	36.68	36.52	37.90	37.28	30.60				
MnO	0.82	0.78	1.28	1.42	0.60	0.70	0.73	1.01	0.83	0.76	1.11	1.13	1.22	0.83	0.76	1.17				
MgO	1.62	1.58	2.17	2.10	2.19	2.27	2.48	2.49	2.51	2.59	2.26	2.06	2.13	1.64	1.95	2.56				
CaO	0.00	0.00	0.93	0.00	0.00	0.00	0.02	0.10	0.02	0.00	0.05	0.01	0.02	0.01	0.00	0.43				
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.04	0.05	0.04				
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.06	0.00				
	100.35	99.42	98.93	97.93	101.20	101.80	100.79	100.36	101.30	101.53	98.95	98.85	100.99	99.24	98.54	100.78				
Si ⁴⁺	0.003	0.002	0.011	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.017	0.006	0.007	0.013	0.011	0.000				
Ti ⁴⁺	1.467	1.463	1.681	1.688	1.754	1.734	1.689	1.654	1.654	1.664	1.784	1.749	1.715	1.765	1.757	1.507				
Al ³⁺	0.000	0.010	0.006	0.005	0.009	0.009	0.010	0.010	0.011	0.008	0.007	0.002	0.004	0.010	0.008	0.011				
Fe ³⁺	0.462	0.455	0.410	0.387	0.478	0.520	0.610	0.621	0.674	0.659	0.391	0.487	0.530	0.439	0.458	0.955				
Cr ³⁺	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000				
Fe ²⁺	1.511	1.517	1.472	1.482	1.573	1.543	1.475	1.452	1.437	1.444	1.582	1.551	1.512	1.576	1.581	1.273				
Mn ²⁺	0.035	0.033	0.055	0.061	0.025	0.029	0.031	0.043	0.035	0.032	0.047	0.048	0.051	0.035	0.033	0.049				
Mg ²⁺	0.121	0.119	0.163	0.160	0.161	0.166	0.183	0.185	0.184	0.190	0.169	0.155	0.157	0.138	0.147	0.190				
Ca ²⁺	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.005	0.001	0.000	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.023				
Na ⁺	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.005	0.004	0.005	0.004				
K ⁺	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.004	0.000				
H ⁺	3.999	4.001	4.001	4.003	4.000	4.001	4.003	4.001	4.000	4.003	4.000	4.001	4.004	4.001	4.004	4.014				
H ₂	16.57	16.45	15.35	14.81	12.00	13.05	15.30	15.57	16.93	16.53	9.89	12.21	13.82	11.06	11.54	24.06				

Tableau 35 : Analyses d'ilménites des laves

Analyses of ilmenites from lavas

ment en baguette dans la mésostase des laves, mais y existe aussi rarement en phénocristaux. Ses pourcentages d'hématique sont élevés (10 à 24%, tableau 35) et varient peu au sein d'une même roche. Ses teneurs en manganèse augmentent légèrement des roches basiques aux dacites.

II-6 - Les verres

II-6.1 - LE VERRE INTERSTITIEL

Presque toutes les laves de la Pelée contiennent une phase vitreuse résiduelle d'abondance variable. Ces verres sont presque toujours rhyolitiques (tableau 36) quelle que soit la nature pétrographique de la roche qui les contient. Les déficits de leurs analyses,

Echant.	Basaltes			Andésites basiques					Andésites acides						
	062-55b ebc	031-22b	HT70	HT13N ebc					HT10Y	HT13R		NHR			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	71.65	62.43	62.03	76.83	77.80	73.86	65.62	69.11	68.59	68.15	73.21	71.66	72.23	76.13	77.08
TiO ₂	0.42	0.88	0.77	0.16	0.18	0.19	0.98	0.45	0.43	0.41	0.17	0.93	0.20	0.25	0.04
Al ₂ O ₃	12.96	16.54	15.54	12.30	11.66	11.29	15.57	14.20	14.13	14.35	13.89	11.68	12.45	14.99	12.77
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.11	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00
FeO	2.52	4.66	5.80	0.68	1.11	1.97	5.05	3.04	3.30	3.04	2.23	2.43	3.05	0.61	0.45
MnO	0.09	0.07	0.14	0.10	0.17	0.07	0.15	0.06	0.10	0.13	0.15	0.12	0.08	0.06	0.00
MgO	0.50	1.11	1.17	0.12	0.65	0.34	0.58	0.79	0.75	0.76	1.07	0.16	0.35	0.10	0.10
CaO	2.96	5.06	4.56	2.24	3.04	0.70	4.70	2.86	2.89	2.85	4.07	1.64	1.80	3.67	2.27
Na ₂ O	4.73	4.26	3.94	4.36	3.90	1.71	4.67	2.35	2.04	1.82	3.29	4.87	1.93	3.94	3.87
K ₂ O	0.23	1.97	1.65	0.81	0.69	6.10	1.54	2.03	1.99	1.88	1.68	0.36	2.04	0.47	0.30
	96.06	96.98	95.60	97.91	99.22	96.23	98.86	94.89	94.22	93.45	99.77	93.89	94.13	100.24	96.88

Tableau 36 : Analyses de verre interstitiel dans les laves de la Montagne Pelée. ebc : enclave basique congénère

*Analyses of interstitial glass from Mount Pelée lavas.
ebc : cognate basic xenolith*

vraisemblablement attribuables à leur teneur en eau, sont en général de 2 à 3%. Leurs teneurs en Al, Fe, Ca, Na, K présentent (même au sein d'un échantillon) des variations importantes liées à la nature des microlites (plagioclases, pyroxènes, oxydes) proches de la zone analysée et dont la cristallisation a induit l'apparition d'hétérogénéités chimiques à leur voisinage. Les teneurs en potassium de ces verres résiduels sont généralement élevées, cet élément n'étant pas incorporé en quantité significative dans les phases minérales courantes des laves de la Pelée.

Les verres sont particulièrement abondants dans les ponces rubanées de l'édifice intermédiaire. Dans les passées basiques, leur composition est andésitique acide à dacitique (analyses 2,3, tableau 36) et contraste avec celle des verres rhyolitiques (analyses 7,9, tableau 36) des zones acides associées. Au contact entre les deux fractions, on n'observe pas

de compositions intermédiaires. Tous les verres des ponces rubanées sont extrêmement hétérogènes (même au sein de chacune des deux fractions) témoignant ainsi du refroidissement rapide d'un système en déséquilibre très marqué. Cette hétérogénéité indique que le mélange des magmas acides et basiques est intervenu très peu de temps avant la mise en place.

II-6.2 - LES INCLUSIONS VITREUSES

Des analyses d'inclusions vitreuses ont été réalisées par R. Clocchiatti sur deux échantillons de laves de la Pelée : MT7Q (basalte, provenant des éruptions hétérogènes de type St.Vincent de l'édifice intermédiaire) qui est la lave la plus basique analysée à la Montagne Pelée, et 031-45b2 (dacite, provenant du dôme de 1929).

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 37 ; on constate que les inclusions vitreuses piégées dans les minéraux du basaltes sont moins évoluées que celles analysées dans les plagioclases de la dacite. Les premières ont en effet une composition andésitique acide à dacitique, tandis que les secondes sont résiduelles et ont une composition rhyolitique.

Echant. Hôte nb. anal.	MT7Q						031-45b	
	Pl		Opx		Mt		Pl	
	1	σ	2	σ	3	σ	4	σ
SiO ₂	65.78	1.52	61.43	2.77	60.02	0.18	78.31	2.08
TiO ₂	0.44	0.11	0.74	0.24	1.09	0.05	0.37	0.08
Al ₂ O ₃	15.81	0.90	14.11	1.83	16.47	0.10	8.10	0.33
FeO	3.02	1.73	7.38	1.43	7.60	0.44	2.55	0.54
MnO	0.06	0.05	0.18	0.09	0.20	0.06	0.11	0.06
MgO	0.50	0.18	2.62	2.46	2.20	0.09	0.41	0.14
CaO	4.16	0.64	4.75	1.21	6.67	0.13	0.93	0.36
Na ₂ O	3.97	0.91	3.29	0.43	3.97	0.05	2.35	0.36
K ₂ O	1.85	0.14	1.49	0.28	1.80	0.10	3.65	0.88
Total	95.59	1.31	95.99	2.35	100.02	2.54	96.78	2.10

Conditions de travail:
15KV, 10nA, Temps de comptage: 20s
Sonde en balayage 5x5.

Tableau 37 : Analyses d'inclusions vitreuses
(communiquées par R. Clocchiatti)

*Analyses of glassy inclusions (communicated
by R. Clocchiatti)*

La composition du verre en inclusion dans les minéraux de MT7Q est comparable à celle du verre interstitiel entourant les cristaux (analyse 3, tableau 36).

Les déficits des analyses d'inclusions vitreuses sont d'environ 5%, sauf pour les inclusions des magnétites où le total égal à 100 reflète sans doute une perte des fluides au cours de la cristallisation.

II-7 - Les minéraux accessoires

On note la présence de baguettes d'apatite dans la plupart des échantillons étudiés, dans la mésostase ou en inclusions dans les pyroxènes et les amphiboles. D'autre part, des feldspaths alcalins ont été rencontrés dans la mésostase d'une andésite acide de l'édifice ancien (échantillon 121-12a) ; il s'agit de petits cristaux de sanidine sodique.

II-8 - Discussion

II-8.1 - PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE MINERALOGIQUE

Les données exposées précédemment montrent que la minéralogie des roches de la Montagne Pelée présente de nombreuses caractéristiques communes à beaucoup de séries calco-alcalines. La composition de certaines phases minérales, comme les orthopyroxènes, évolue parallèlement à celle des magmas qui les contiennent ; dans d'autres cas (amphiboles, plagioclases), la variabilité des compositions rencontrées dans une même roche rend de telles corrélations difficiles à établir. Mais on constate cependant des variations statistiques, parfois très floues, d'un type pétrographique à l'autre, comme c'est souvent le cas dans les séries orogéniques (voir par exemple : Lowder, 1970 ; Heming, 1974 ; Maury & Coulon, 1984) où l'importance des phénomènes d'accumulation rend souvent délicate l'identification des phases en équilibre.

Au niveau de la Montagne Pelée, il existe cependant des cas particulièrement flagrants de déséquilibre :

- les olivines magnésiennes dont les variations de compositions apparaissent à peu près indépendantes de celles des roches qui les contiennent ;
- les coeurs salitiques de certains clinopyroxènes ;
- les plagioclases non zonés à composition d'anorthite ;
- les amphiboles pargasitiques.

Tous ces minéraux dont la composition chimique est proche de celle des primocristaux des cumulats gabbroïques, ont vraisemblablement cristalli-

sé lors d'une étape précoce de fractionnement de magmas basiques différents des laves dans lesquelles ils se trouvent actuellement.

D'autre part, comme nous l'avons vu, et comme l'ont montré Traineau et al. (1983) et Gourgaud (1985), l'étude des relations entre magmas acides et basiques mis en place simultanément (enclaves congénères basiques des produits historiques et éruptions pyroclastiques hétérogènes de type Saint-Vincent de l'édifice intermédiaire) fournit des exemples caractéristiques de déséquilibres chimiques, souvent accompagnés par des échanges mécaniques de phénocristaux entre les deux composants.

Il faut remarquer par ailleurs que, d'un point de vue général, on peut distinguer des éruptions dont les produits ont une minéralogie complexe (nombreux déséquilibres, zonations complexes, xénocristaux abondants...) d'autres dont les laves ont une minéralogie plus simple. Les éruptions pétrologiquement hétérogènes, comme les nuées ardentes historiques contenant des enclaves basiques congénères ou comme les nuées de type Saint-Vincent présentant des laves rubanées, sont caractérisées par une minéralogie hétérogène. Les laves des éruptions qui ne présentent pas d'hétérogénéités pétrologiques évidentes peuvent également montrer de nombreux indices de déséquilibre minéralogique (exemple de l'éruption P6 de l'édifice récent ou de NQA de l'édifice intermédiaire). Enfin, certaines éruptions se caractérisent par des laves dont la minéralogie plus homogène est constituée par des minéraux à l'équilibre, à zonation normale... Il s'agit par exemple des produits des éruptions NMR, NAB1 ou NAB2 de l'édifice récent. Nous verrons que ces différents types d'éruptions distingués à partir du degré d'hétérogénéité minéralogique de leurs produits se retrouvent également à partir de la géochimie.

Notons également que, dans une éruption dont les laves sont minéralogiquement complexes, les termes les plus acides dacitiques sont ceux qui présentent la minéralogie la plus homogène par comparaison avec les termes intermédiaires andésitiques et les basaltes.

II-8.2 - CONDITIONS DE CRISTALLISATION DES LAVES DE LA PELEE

Dans le contexte décrit précédemment, les aléas de toute évaluation des conditions de cristallisation des magmas à l'aide de méthodes géothermobarométriques apparaissent clairement. Il nous paraît cependant possible de procéder à certaines évaluations à l'aide

du géothermomètre des oxydes de fer-titane - pour les quelques roches qui contiennent cette association de minéraux - dans la mesure où la rééquilibration très rapide de ces minéraux à haute température oblitère généralement leur histoire antérieure. Nous utiliserons également les géothermomètres orthopyroxène-clinopyroxène de Wood et Banno (1973) et de Wells (1977) en tenant compte des problèmes de déséquilibre.

a - Estimation des températures et des fugacités d'oxygène

* Géothermomètre magnétite-ilménite

Le couple magnétite-ilménite a été trouvé dans 6 échantillons : MT13D (dacite de l'édifice ancien), MA18 (andésite acide de l'édifice récent, éruption NAB1), MT18M (andésite acide de l'édifice récent, éruption NRP), 062-14b et MA68 (enclaves congénères des éruptions historiques) et MT13M (enclave congénère basique de l'édifice récent, éruption NBC).

Les résultats obtenus sont présentés dans la figure 67, les températures varient entre 750 et 1040°C, pour des fugacités d'oxygène toujours supé-

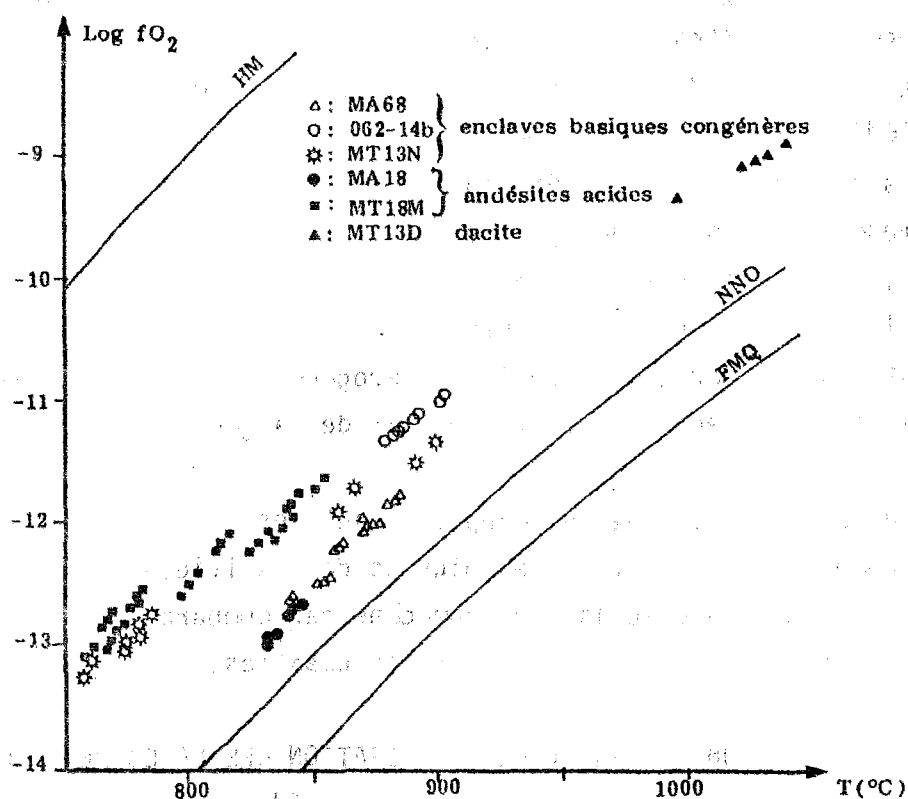


Figure 67 : Géothermomètre magnétite-ilménite - conditions d'équilibre des oxydes de fer-titane dans les laves de la Montagne Pelée
Magnetite-ilmenite geothermometer ; equilibrium conditions of iron-titanium oxides from Mount Pelée lavas

rieures au tampon NNO. Les températures inférieures à 800°C obtenues pour l'andésite acide MT18M ne sont guère plausibles. La dacite MT13D (64% de SiO₂) aurait cristallisé à des températures supérieures à 1000°C ; cette température probablement trop élevée traduit un déséquilibre entre la magnétite et l'ilménite que nous n'aurions pas décelé par l'observation microscopique. D'autre part, les températures obtenues pour les enclaves basiques congénères sont trop faibles (760 à 900°C) pour des andésites basiques. Si l'on se réfère aux résultats relatifs à d'autres exemples d'enclaves congénères basiques (Gourgaud & Maury, 1984 ; Coulon *et al.*, 1984), il semble qu'elles reflètent les conditions thermiques (et de fO₂) des laves encaissantes des enclaves immédiatement après le mélange.

* *Géothermomètre orthopyroxène-clinopyroxène*

La coexistence de ces minéraux dans de nombreuses laves de la Montagne Pelée permet l'application fréquente de ce géothermomètre. Les températures moyennes calculées sont présentées dans le tableau 38. On constate

	Echantillon	SiO ₂ (%)	Wood & Banno 1973, T (°C)	Wells, 1977 T (°C)
Basaltes	062-55b	51,10	973 ± 22	1024 ± 32
	MT10F	52,46	975 ± 61	1023 ± 42
Andésites basiques	MW52M	53,80	964 ± 27	1008 ± 38
	MT23D	55,00	973 ± 22	1024 ± 32
	MT20Z	55,60	976 ± 20	1033 ± 22
	MT10Y	56,35	966 ± 28	1024 ± 44
Andésites acides	MT22G	57,70	947 ± 20	987 ± 28
	MT21I	58,50	948 ± 5	1006 ± 8
	MA35	58,91	912 ± 17	945 ± 25
	MT40	60,00	959 ± 24	1018 ± 30
	MT18Q	60,37	921 ± 13	987 ± 20
	MT18P	60,95	912 ± 3	979 ± 3
	MT21S	61,00	908 ± 13	970 ± 20
	MA73	61,20	936 ± 23	1013 ± 36
	NMR	61,59	925 ± 14	995 ± 22
Dacites	062-51	63,80	920 ± 12	983 ± 14
	MT13D	64,00	927 ± 14	992 ± 22
	031-42d2	64,20	919 ± 6	985 ± 8
	031-42b2	65,10	896 ± 5	951 ± 11

Tableau 38 : Géothermomètre orthopyroxène-clinopyroxène dans les laves de la Montagne Pelée

Orthopyroxene-clinopyroxene geothermometry in Mount Pelée lavas

un écart de 40 à 80°C entre les températures obtenues par le géothermomètre de Wood et Banno (1973) et celui de Wells (1977), elles varient respectivement entre 896-976°C et 951-1033°C. Les températures ont tendance à diminuer des basaltes et andésites basiques aux andésites acides

puis aux dacites. Rappelons toutefois les limites d'application de ce géothermomètre et les incertitudes qui lui sont relatives (D'Arco & Maury, 1981).

Il est donc difficile de mettre en évidence des variations fiables des températures d'équilibre, d'un type pétrographique à l'autre.

b - Estimation des pressions

Toute approche précise s'avère a priori délicate, dans la mesure où :

- la mauvaise connaissance des températures introduit des incertitudes énormes dans les calculs géobarométriques (D'Arco, 1982 ; Maury & D'Arco, 1984) ;
- les paragenèses minérales des roches volcaniques de la Pelée se prêtent mal à de telles estimations, et les variations de composition de la plupart des phases minérales au sein d'une même roche sont considérables ;
- le géobaromètre de Hammarstrom et Zen (1983, 1985) est difficilement applicable compte tenu des variations de la composition chimique des amphiboles au sein d'un même échantillon.

C'est pourquoi, comme dans le cas des cumulats dioritiques, nous avons substitué à ces calculs, des estimations qualitatives basées sur la teneur en Al^{VI} des phénocristaux de clinopyroxène des différents types pétrographiques étudiés, en considérant qu'elle est proportionnelle à la pression de cristallisation de ces minéraux (Kushiro, 1969) dans la gamme de composition relativement restreinte qu'ils représentent.

En figure 68, sont représentées les teneurs en Al^{VI} des clinopyroxènes en fonction du rapport FM. Les phénocristaux des différents types pétrographiques de laves sont distingués en figure 68a : on constate l'existence de dispersions considérables au niveau des andésites, alors que la plupart des clinopyroxènes des basaltes ont des teneurs en Al^{VI} élevées, en particulier dans le cas des passées basiques des ponces rubanées. Par contre, les clinopyroxènes des dacites présentent des teneurs en Al^{VI} généralement faibles. Cette distribution peut traduire soit une variation des pressions de cristallisation des clinopyroxènes (dans l'hypothèse d'un réservoir stratifié comportant des magmas basiques près de sa base

et des magmas acides plus superficiels), soit une diminution des teneurs en Al^{VI} liées à l'augmentation de l'activité de la silice des magmas basaltiques aux magmas dacitiques. Le diagramme de la figure 68b, dans

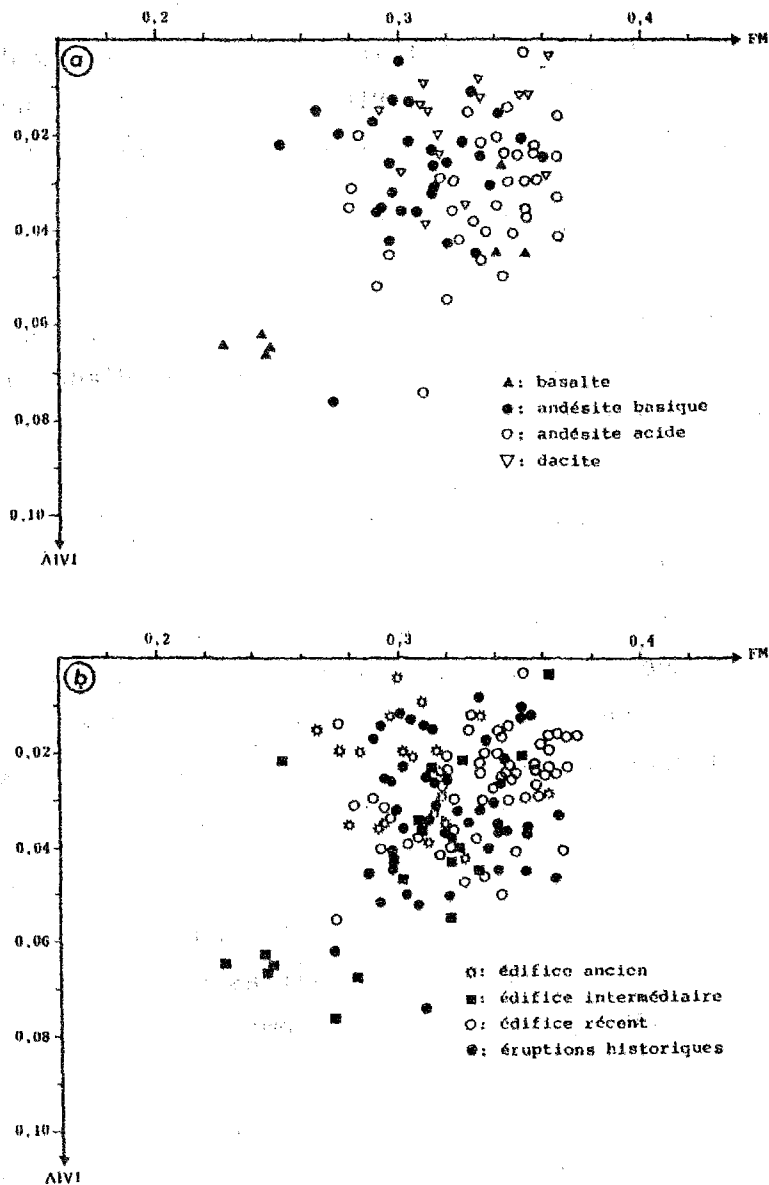


Figure 68 : Corrélations Al^{VI}/FM dans les clinopyroxènes des laves de la Montagne Pelée

Al^{VI}/FM correlations in the clinopyroxenes from Mount Pelée lavas

lequel sont distinguées les différentes périodes d'activité du volcan, montre des répartitions peu contrastées. Les clinopyroxènes des laves de la Pelée récente (mais non des éruptions historiques) ont cependant des teneurs en Al^{VI} plutôt plus faibles que celles des laves des autres périodes.

II-9 Conclusions

L'étude minéralogique des laves de la Montagne Pelée a permis de mettre en évidence les points essentiels suivants :

- une évolution minéralogique depuis les basaltes jusqu'aux dacites ; celle-ci est peu contrastée pour certains minéraux (clinopyroxènes, plagioclases), bien marquée pour d'autres (orthopyroxènes) ;
- les températures et les pressions de cristallisation des minéraux diminuent des basaltes aux dacites ;
- l'existence de cristaux en déséquilibre dans les laves : olivines magnésiennes, plagioclases non zonés à composition d'anorthite, amphiboles pargasitiques, clinopyroxènes salitiques, interprétés comme des xénocristaux ;
- généralement, la plus grande complexité minéralogique se retrouve dans les termes intermédiaires andésitiques de la série, les dacites sont plus homogènes du point de vue de leur minéralogie ; les basaltes, présents uniquement dans les éruptions hétérogènes sous formes de passées basiques dans les nuées Saint-Vincent ou d'enclaves congénères, ont également une minéralogie complexe liée à l'existence d'échanges mécaniques de cristaux entre les composants acides et basiques des magmas ;
- la distinction entre des éruptions dont les produits ont une minéralogie complexe où les indices de déséquilibres sont fréquents et des éruptions dont les laves sont minéralogiquement homogènes.

III - CONCLUSIONS A L'ETUDE MINERALOGIQUE DES PRODUITS DE LA MONTAGNE PELEE

Cette étude divisée en trois étapes a porté sur :

- les cumulats gabbroïques, blocs plutoniques, dont les minéraux se sont formés à partir d'un magma peu différencié sans doute basaltique ; ces cumulats montrent une évolution depuis l'horizon cendreux, jusqu'aux cumulats à olivine puis ceux à magnétite ;
- les cumulats dioritiques dont la minéralogie équivalente à celle des andésites indique qu'ils se sont formés à partir d'un magma plus diffé-

rencié ; on note une évolution continue entre les cumulats gabbroïques et dioritiques ;

- les laves, caractérisées par une minéralogie typiquement calco-alkaline présentant une évolution plus ou moins marquée des basaltes aux dacites ; de nombreux indices de déséquilibre sont décrits dans les produits de la Montagne Pelée.

Dans chacune de ces études, nous avons tenté une approche des conditions de cristallisation des minéraux. Il nous paraît intéressant de présenter ici une synthèse de l'estimation des pressions basées sur les teneurs en Al^{VI} des cristaux de clinopyroxènes et d'amphiboles, pour essayer de positionner les différents groupes pétrographiques étudiés, dans l'espace, dans la chambre magmatique.

Les diagrammes synthétiques de variations de Al^{VI} en fonction de FM (Fe^*/Fe^*+Mg) sont représentés en figure 69.

En figure 69a, on constate tout d'abord que les clinopyroxènes de l'horizon cendrex et des cumulats gabbroïques se distinguent très nettement de tous les autres par leurs rapports FM plus faibles, leurs teneurs en Al^{VI} généralement plus fortes : nous avons attribué ces caractéristiques à leur origine plus profonde aux dépens de magmas plus primitifs que ceux exprimés en surface (voir § I). Les rapports FM plus élevés des autres pyroxènes traduisent leur cristallisation à partir d'un liquide plus différencié de nature andésitique, aussi bien pour les phénocristaux des laves que pour les primocristaux des cumulats dioritiques. La comparaison des teneurs en Al^{VI} de ces deux catégories de minéraux montre que les clinopyroxènes des cumulats dioritiques des édifices ancien et intermédiaire ont cristallisé sous des pressions comparables à celles des phénocristaux de clinopyroxène des andésites.

Par contre, les clinopyroxènes des cumulats dioritiques de 1902 ont des teneurs en Al^{VI} moindres, susceptibles d'indiquer leur cristallisation sous des pressions plus faibles que les phénocristaux des andésites, donc vraisemblablement près du toit du réservoir magmatique. Le diagramme Al^{VI}/FM pour les cristaux d'amphiboles (Fig. 69b) montre des répartitions assez semblables à celles décrites pour les clinopyroxènes : augmentation du rapport FM de l'horizon cendrex et cumulats gabbroïques aux

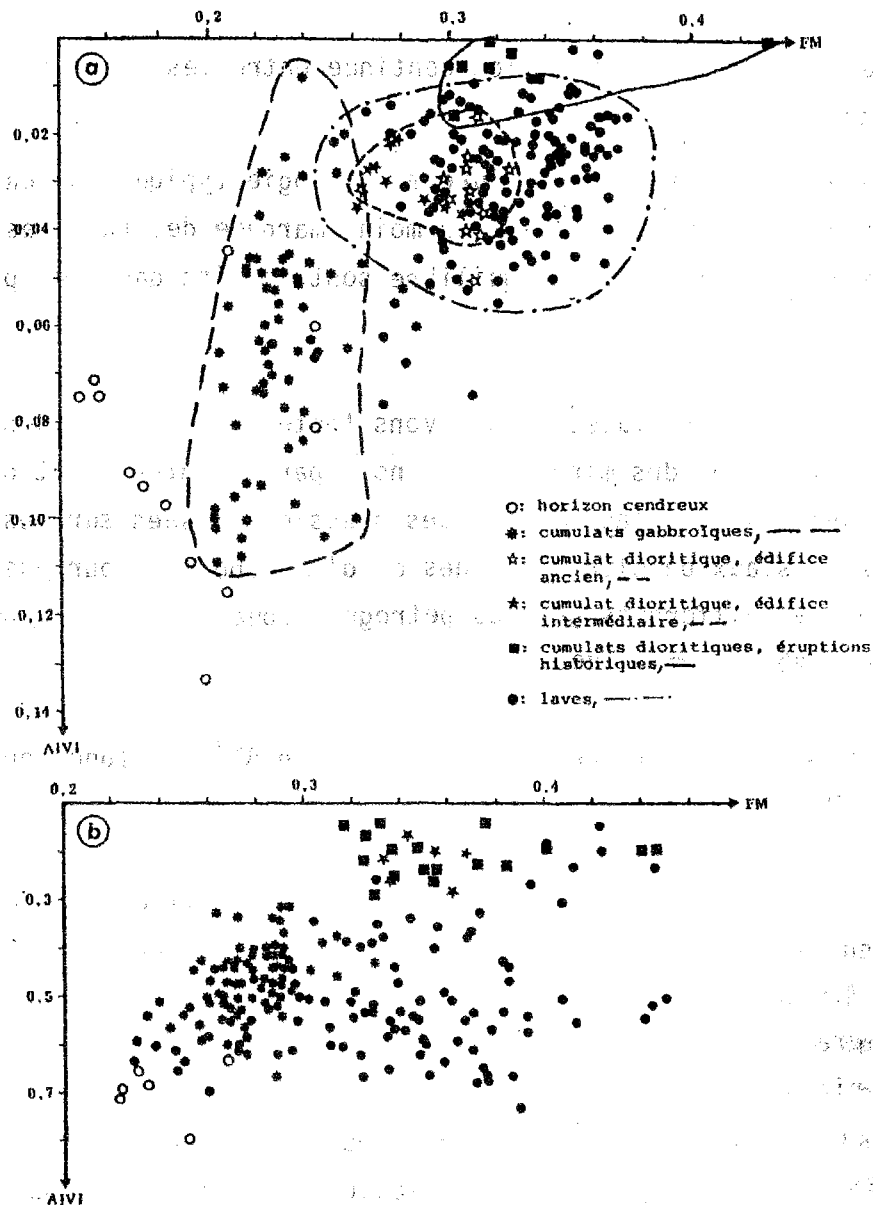


Figure 69 : Corrélations AlVI/FM dans les clinopyroxènes et amphiboles des produits de la Montagne Pelée
 a : clinopyroxènes ; b : amphiboles

AlVI/FM correlations in the clinopyroxenes and amphiboles of Mount Pelée products
 a : clinopyroxenes ; b : amphiboles

laves et cumulats dioritiques, teneurs en AlVI des amphiboles des cumulats dioritiques (éruptions de 1902 et édifice intermédiaire) plus faibles que celles des phénocristaux des laves et des primocristaux des cumulats gabbroïques, qui sont comparables entre elles, contrairement à ce qui a été observé pour les clinopyroxènes.

Nous avons vu d'autre part (§ II-8.2-b) que globalement les teneurs en Al^{VI} diminuent des clinopyroxènes des basaltes à ceux des dacites, indiquant des profondeurs de cristallisation moins importantes pour les dacites. On a donc, schématiquement un (ou des) réservoir(s) magmatique(s) zoné(s) verticalement ; dans les parties les plus profondes se forment les cristaux de l'horizon cendreux et des cumulats gabbroïques peu évolués, puis ceux des basaltes, des andésites basiques et acides et des dacites, enfin, dans les parties les plus superficielles cristallisent les cumulats dioritiques. D'autre part, nous avons vu que l'évolution des cumulats gabbroïques traduit une grande variation dans leur profondeur de cristallisation. Les cumulats gabbroïques se forment donc au fond du réservoir mais également, à des profondeurs équivalentes à celles des basaltes et des andésites, vraisemblablement le long des parois du réservoir.

L'étude minéralogique de ces différents produits apporte des renseignements sur l'origine pétrogénétique des laves de la Montagne Pelée. Elle donne en effet des arguments en faveur de l'intervention du processus de la cristallisation fractionnée :

- la présence des cumulats grenus de composition gabbroïque à dioritique indique que la cristallisation fractionnée intervient, au moins de façon ponctuelle, dans l'évolution de la série ;
- les variations statistiquement relativement régulières de la composition de certains phénocristaux sont également un argument en faveur de ce processus.

D'autres observations minéralogiques peuvent être interprétées en terme de mélange magmatique, déjà mis en évidence par l'hétérogénéité pétrographique des produits de nombreuses éruptions de la Montagne Pelée. Les déséquilibres minéralogiques, en particulier les olivines magnésiennes réactionnelles, les zonations anormales de nombreux minéraux, l'existence de gaines de clinopyroxènes autour des orthopyroxènes, les échanges mécaniques de cristaux observés dans les ponces rubanées des éruptions de type Saint-Vincent, ainsi que l'hétérogénéité des verres dans ces mêmes roches sont des arguments en faveur de l'intervention de phénomènes de mélange de magmas dans la genèse des laves de la Montagne Pelée.

L'étude géochimique de ces produits que nous abordons dans le chapitre suivant apportera des arguments complémentaires.

CHAPITRE IV : Geochimie descriptive

CHAPITRE IV

GEOCHIMIE DESCRIPTIVE

De très nombreuses données géochimiques relatives aux roches de la Montagne Pelée sont disponibles. Deux cent cinquante trois analyses récentes d'éléments majeurs ont été rassemblées ; cent cinquante deux de ces analyses sont accompagnées de détermination d'éléments en traces (en général : Li, Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni et dans certains cas Cs, Cu, Zn, Zr) ; cent dix neuf spectres de terres rares sont également présentés (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb et dans certains cas Lu) accompagnés du dosage de Hf et Th ; enfin, pour soixante seize de ces dernières analyses, U, Ta, Sb, Sc ont également été dosés.

La totalité de ces analyses chimiques est présentée dans ce chapitre ; elles sont classées par période d'activité (Pelée ancienne, Pelée intermédiaire, Pelée récente et éruptions historiques), par éruption quand les données précises sont disponibles, par type pétrographique au sein de chaque éruption (cumulats gabbroïques ou dioritiques (cum G, cum D), enclaves basiques congénères (ebc) et laves hôtes, enfin, par teneur croissante en SiO₂.

Dans les tableaux présentant les analyses chimiques, chaque analyse est affectée d'un numéro suivi d'une lettre qui indique dans quel laboratoire elle a été réalisée (B = Brest, M = Montpellier, C = Clermont-Ferrand, O = Orléans) ; quelques analyses d'éléments majeurs sont issues de la bibliographie, elles sont suivies de la lettre G indiquant qu'elles proviennent des travaux de Gunn et al. (1974). Les analyses en éléments majeurs et en traces (Li, Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu et Zn) ont été réalisées par absorption atomique dans les différents laboratoires. Les autres éléments ont été dosés par activité

neutronique à Montpellier par C. Dupuy, ou à Saclay par J.-L. Joron (analyses dont les numéros sont suivis d'une étoile).

D'autre part, les données isotopiques comprennent dix-neuf déterminations de rapports isotopiques du strontium, sept du néodyme et neuf du plomb ; elles proviennent essentiellement de la bibliographie (Davidson, 1983 et sous presse ; White & Dupré, sous presse ; Stipp & Nagle, inédit), seuls quatre rapports isotopiques du strontium ont été réalisés dans le cadre de ce travail par J.-M. Cantagrel à Clermont-Ferrand. Les données relatives aux isotopes de l'oxygène font défaut, une seule analyse étant présentée par Davidson (sous presse).

L'ensemble de ces résultats sera discuté au niveau des différentes échelles possibles d'étude de la Montagne Pelée : caractérisation globale du volcan et comparaison avec les autres séries des Petites Antilles, variations d'une période d'activité à l'autre (variations à long terme), au sein d'une période d'activité donnée (variations à moyen terme) et enfin, au sein d'une même éruption (variations à court terme).

I - CARACTERES GENERAUX

I-1 - Géochimie des éléments majeurs

Les analyses chimiques des éléments majeurs des roches de la Montagne Pelée sont présentées en tableaux 39 (édifice ancien), 40 (édifice intermédiaire), 41 (édifice récent) et 42 (éruptions historiques).

I-1.1 - LES CUMULATS

Neuf cumulats gabbroïques ont été analysés (analyses 84 à 92, tableau 40) ainsi que deux cumulats dioritiques (analyses 44, tableau 40, et 209, tableau 42).

Les cumulats sont tous basiques ($38 < \text{SiO}_2 < 43\%$ pour les cumulats gabbroïques et $46 < \text{SiO}_2 < 50\%$ pour les cumulats dioritiques). Les cumulats gabbroïques sont tous sous-saturés en silice et se caractérisent par la présence de feldspathoïdes normatifs (néphéline = 1,5 à 9 %, et/ou leucite = 0,6 à 1,4%) qui peut s'expliquer par l'abondance des cristaux

ERUPTION	NUMERO	ECHANT.	Pétero	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	Total
D	1B*	MT21T		60.50	0.51	17.29	7.05		0.20	2.41	6.26	3.58	0.91	0.10	0.41	0.25	99.67
	2B*	MT13D		64.00	0.63	16.57	5.31		0.15	1.68	5.30	3.67	1.38	0.15	0.27	0.22	99.33
NA	3B*	MT23Z		56.60	0.68	17.67	8.26		0.18	3.48	7.83	3.28	0.89	0.10	0.23	0.19	99.59
	4B*	MT22G		57.70	0.62	17.76	7.42		0.19	3.16	7.80	3.14	1.00	0.10	0.52	0.13	99.54
	5B*	MT5P		58.60	0.62	17.61	7.43		0.19	2.77	7.35	3.45	1.02	0.10	0.73	0.15	100.02
	6B*	MT22M		58.90	0.61	17.52	7.10		0.17	3.31	7.88	2.84	1.12	0.10	0.40	0.22	100.17
	7B*	MT23L		62.60	0.66	17.05	6.26		0.18	2.18	6.05	3.67	1.08	0.15	0.44	0.16	100.48
L	8B*	MT23D		55.00	0.73	18.75	8.34		0.18	3.82	8.47	3.10	0.75	0.10	-0.09	0.16	99.31
	9B*	MT20Z11		55.55	0.99	18.64	8.21		0.18	3.51	8.24	3.22	0.87	0.13	0.00	0.17	99.73
	10B*	MT20Z		55.60	0.80	18.41	8.43		0.19	3.73	8.56	3.23	0.87	0.10	0.05	0.17	100.14
	11B*	MT23E		56.10	0.69	18.21	8.11		0.18	3.54	6.60	3.01	0.91	0.05	1.69	0.70	99.79
LP	12C*	121-12b	ebc	52.70	0.90	18.90	4.94	3.48	0.17	4.80	8.95	3.10	0.95		0.16	0.00	99.05
	13C	121-21c	ebc	54.80	0.65	19.00	5.92	2.60	0.18	4.30	8.30	3.00	0.95		0.04	0.07	99.81
	14B*	MT13G		55.80	0.96	18.43	8.36		0.19	3.38	7.78	3.16	0.93	0.15	0.22	0.20	99.56
	15B*	MT21I		58.50	0.60	17.50	7.35		0.16	2.87	7.01	3.48	1.01	0.10	0.37	0.12	99.07
	16B*	MT23X		58.80	0.57	17.65	7.75		0.20	2.97	7.19	3.34	0.95	0.10	-0.03	0.18	99.69
	17B*	MT21M		59.00	0.58	17.50	7.15		0.17	2.72	6.96	3.78	0.98	0.10	0.47	0.25	99.65
	18B*	MT4M		59.00	0.60	17.75	7.38		0.17	2.70	7.05	3.34	0.97	0.10	0.20	0.31	99.57
	19C	121-9		59.30	0.50	17.70	5.32	1.88	0.17	3.50	7.20	3.30	1.20		0.53	0.04	100.64
	20C	121-21a		60.40	0.60	17.70	2.34	4.20	0.16	3.35	7.00	3.40	1.00		0.00	0.00	100.15
	21C	121-12a		60.50	0.50	16.60	3.82	2.32	0.16	2.80	6.50	3.70	1.20		1.31	0.02	99.43
	22C	121-18		60.50	0.60	17.40	3.72	2.60	0.17	3.05	6.70	3.50	1.20		0.98	0.06	100.48
	23C	121-10		61.90	0.50	17.20	4.90	1.44	0.16	2.80	6.40	3.40	1.20		0.20	0.03	100.13
	24C*	121-14		62.00	0.60	17.40	2.42	3.76	0.16	2.80	6.60	3.40	1.25		0.08	0.03	100.50
non attribué	25B*	MT2X		55.25	0.71	17.65	8.26		0.19	4.53	8.68	2.94	0.86	0.10	0.47	0.19	99.83
	26B*	MT3A		57.20	0.68	18.36	7.83		0.18	3.13	7.22	3.04	0.83	0.10	1.09	0.43	100.09
	27B*	MT3E		57.45	0.69	17.65	7.95		0.17	3.69	8.11	3.25	1.02	0.10	0.21	0.19	100.08
	28B*	MT3F		58.40	0.64	17.68	7.17		0.17	3.35	7.75	3.25	1.13	0.10	-0.03	0.14	99.73
	29B*	MT3C		60.20	0.57	17.84	6.37		0.15	2.41	6.58	3.29	0.82	0.10	1.09	0.59	100.01
	30B*	MT3G		60.30	0.61	16.96	6.71		0.17	3.01	6.93	3.17	1.16	0.10	0.38	0.17	99.67

Tableau 39 : Analyses chimiques (éléments majeurs) des roches de l'édifice ancien

Chemical analyses (major elements) of rocks from the ancient cone

ERUPTION	AGE	R.P.	NUMERO	ECHANT.	Pétero	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	Total
NRP2	320	107M	MT14C			60.37	0.61	17.55	7.42		0.19	2.87	6.68	3.42	1.00	0.19	0.11	0.02	100.43
NRP1	490	108M	MT18M			58.25	0.58	17.62	8.10		0.20	3.12	7.28	3.26	0.87	0.18	0.06	0.26	99.78
		109M	MT18G			60.37	0.48	17.48	7.68		0.19	2.44	6.52	3.50	0.90	0.19	0.05	0.13	99.93
		110B	MT18P			60.95	0.46	17.34	7.09		0.18	2.20	6.23	3.25	1.00	0.19	0.13	0.99	100.01
NRP	590	111B	MF5BD			60.36	0.48	17.90	6.99		0.17	2.64	6.76	3.31	0.94	0.15			99.70
P1	650	1120	MW52L			61.14	0.45	17.21	6.95		0.18	2.26	6.20	3.47	0.93	0.19	0.13	1.44	100.55
NRC2	740	114M	MT5L			56.45	0.60	18.00	6.87		0.20	3.47	7.61	3.20	0.69	0.22	0.11	0.33	99.55
		1150	MW53E			60.30	0.47	17.70	3.20	3.90	0.18	2.29	6.35	3.22	0.94	0.16	0.05	0.85	99.61
		116M	MT5J			60.95	0.48	17.70	7.30		0.19	2.35	6.38	3.50	0.90	0.20	0.02	0.14	100.11
		117M	MP32			60.61	0.46	17.62	6.95		0.18	2.32	6.50	3.46	0.92	0.16			99.18
P2	1140	118M	MT5M			61.00	0.46	17.45	7.14		0.18	2.29	6.41	3.55	0.89	0.18	0.15	0.80	100.50
P3	2010	119M*	MA76			56.85	0.62	17.72	7.12		0.17	3.25	7.38	3.11	0.89	0.19	0.16	2.02	99.48
		120M	MT16A			57.60	0.64	17.65	7.50		0.17	3.10	7.75	3.01	0.84	0.18	0.15	1.37	100.16
		121M	MT15V			58.00	0.52	18.20	7.17		0.18	2.44	6.36	3.16	0.78	0.23	0.64	1.74	99.42
		122M	MW53G			58.80	0.43	17.80	3.10	4.15	0.24	2.39	6.70	3.21	0.82	0.19	0.15	1.50	99.48
		123M*	MA53			58.82	0.66	17.37	7.27		0.21	2.70	6.73	3.40	0.77	0.25	0.07	1.15	99.40
P4	2440	124M	MP49			61.29	0.52	18.30	7.13		0.17	2.58	7.06	3.45	0.95	0.15			101.60
NAB2	2480	125M	MW55E			61.70	0.48	17.48	6.63		0.18	2.00	6.25	3.56	0.87	0.23	0.02	0.40	99.80
		126M*	MA16			62.68	0.48	16.44	6.37		0.20	2.05	5.70	3.76	0.97	0.26	0.10	0.39	99.40
		127M*	MA15			63.28	0.48	17.00	6.37		0.20	2.12	5.90	3.68	0.91	0.25	0.04	0.32	100.53
NAB1	2740	128M*	MA11			61.39	0.48	17.22	6.14		0.18	2.00	5.95	3.64	0.91	0.25	0.11	1.04	99.31
		129M	MA13			61.98	0.48	17.10	6.39		0.19	2.07	5.86	3.66	0.89	0.25	0.12	0.39	99.38
		130M	MA18			62.77	0.46	16.70	6.19		0.20	2.01	5.65	3.74	0.95	0.26	0.07	0.18	99.18
		131M*	MT17D			62.80	0.47	17.18	6.82		0.18	1.97	5.97	3.63	0.90	0.23	0.03	0.29	100.47
NRS2	3710	132M	MT9E			58.11	0.62	17.79	7.90		0.18	3.00	7.22	3.16	0.84	0.19	0.14	0.62	99.77
		133M	MT9F			59.61	0.57	17.79	7.16		0.17	2.65	6.89	3.31	0.89	0.20	0.07	0.02	99.33
P5	4060	134M	MT18T			59.41	0.56	17.17	7.11		0.17	2.65	6.85	3.25	0.96	0.20	0.06	1.17	99.56
NFM	4410	135M	MT19M			58.70	0.61	17.25	7.72		0.18	2.88	7.15	3.34	0.85	0.20	0.07	0.34	99.29
		1360	MW19R			60.60	0.48	17.65	1.85	4.40	0.19	2.45	6.60	3.50	0.80	0.18	0.10	0.65	99.45
P6	4610	137M	MT17L			56.11	0.69	18.36	8.93		0.20	3.45	7.96	3.13	0.67	0.20	0.04	0.03	99.77
		138M	MT17M			56.21	0.68	18.38	8.93		0.19	3.40	8.00	3.09	0.67	0.20	0.03	0.02	99.80
		139M	MA56			56.46	0.60	18.00	8.67		0.20	3.47	7.62	3.20	0.69	0.22	0.11	0.33	99.57
		140M	MT17P			56.50	0.65	18.41	8.47		0.19	3.22	7.77	3.00	0.76	0.20	0.08	0.51	99.76
		141M*	MA57			56.60	0.57	17.72	7.78		0.19	3.02	6.94	3.29	0.91	0.23	0.05	0.13	99.43
		142M	MA58			58.82	0.56	17.50	7.29		0.19	2.80	6.73	3.22	0.90	0.22	0.16	1.13	99.32
		1430	MT14Z			59.60	0.47	17.50	2.20	4.90	0.19	2.45	6.25	3.15	0.80	0.17	1.15		98.83
		1440	MW50PP2			59.60	0.82	17.80	2.90	4.50	0.19	2.60	6.55	3.55	0.80	0.18	0.25	1.00	100.74
		1450	MW50PP1			60.40	0.51	17.70	2.50	4.15	0.18	2.25	6.20	3.60	0.90	0.18	0.15	1.40	100.12
		1460*	MT14Y			60.60	0.46	16.80	2.25	4.75	0.19	2.35	6.15	3.30	0.90	0.21	0.55		98.51
NMR	5100	147M*	NMR			61.59	0.50	16.90	7.05		0.19	2.42	6.27	3.55	0.90	0.20	0.14	0.57	100.28
	5650	148M	MW20C			63.01	0.43	17.06	6.48		0.19	1.96	5.90	3.67	0.98	0.23	0.03	0.02	99.96
	6630	149M	MT4X			59.70	0.50	17.82	7.61		0.20	2.52	6.90	3.35	0.85	0.23	0.10	0.85	100.63
	7700	150M	MW55K			59.60	0.51	17.45	7.48		0.18	2.44	6.20	3.23	0.98	0.21	0.34	0.75	99.37
P8	7800	151M	MT4L																

ERUPTION	AGE	B.P.	NUMERO	ECHANT.	Petro	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	Total		
P11	19500	31H	MT1501			59.43	0.54	18.30	7.03		0.17	2.42	6.07	3.32	0.68	0.17	0.32	0.84	99.29		
		32M	MT15R			65.02	0.39	16.34	4.97		0.14	1.53	4.84	3.61	1.46	0.16	0.20	1.18	99.84		
		33B*	MT4K			54.60	1.03	18.40	8.31		0.19	3.49	8.48	3.18	0.81	0.15	0.31	0.20	99.15		
NQA	20240	34B*	MT19F			62.20	0.67	17.21	6.36		0.17	2.30	6.19	3.49	1.16	0.15	0.40	0.17	100.49		
		35B*	MT8J			62.40	0.67	17.31	6.30		0.17	2.32	6.27	3.48	1.12	0.15	0.21	0.18	100.58		
		36B*	MT7Q			51.60	1.23	18.67	8.97		0.45	4.45	9.67	2.89	0.73	0.10	0.25	0.18	99.49		
BV2	22300	37B*	MT7S			53.75	1.17	18.79	8.79		0.45	4.18	9.30	2.95	0.77	0.10	0.22	0.13	100.60		
		38D	MWS2M			53.80	0.81	18.60	3.50	5.24	0.17	4.35	9.35	2.89	0.74	0.12	0.05	0.73	100.37		
		39H	MT1H			53.90	0.81	18.10	3.95	5.05	0.18	3.84	9.25	2.78	0.76	0.11	0.10	0.75	99.58		
		40Q	MWS1M			55.70	0.71	18.10	3.40	4.80	0.18	3.82	8.45	2.92	0.77	0.12	0.80	0.10	99.87		
		41Q	MT10Y			56.35	0.76	18.06	3.06	4.59	0.19	3.26	7.47	3.20	0.97	0.17	0.02	0.98	99.08		
		42B*	MT16S			57.60	0.84	17.94	7.08		0.45	2.66	7.12	3.30	1.04	0.15	1.13	0.34	99.65		
		43M	MT10A			63.22	0.41	16.90	5.05		0.14	1.49	4.88	3.54	1.34	0.15	0.35	1.82	99.29		
		44B*	MA16B	cumB			49.80	1.01	21.12	9.01		0.16	3.88	10.46	3.60	0.11	0.15	-0.08	0.11	99.33	
		45M	MT10F			52.44	0.83	18.09	9.27		0.18	4.92	9.19	2.73	0.68	0.13	0.34	1.00	99.82		
		46Q	MT2H			55.50	0.70	18.20	4.35	4.05	0.18	3.80	8.71	2.94	0.80	0.14	0.05	1.10	100.52		
		SV1 ou BV2 indiff.	25700	47Q	MT2G			57.90	0.60	17.50	3.65	4.15	0.19	2.97	7.46	3.00	0.88	0.14	0.10	1.45	99.99
48B*	MT6J					58.15	0.84	17.87	7.58		0.20	2.64	7.49	3.42	0.99	0.15	0.62	0.16	100.11		
49B*	MT6H					58.30	0.84	17.65	7.19		0.18	2.58	7.10	3.43	1.04	0.15	1.03	0.14	99.63		
50B*	MT18J					59.75	0.77	17.64	6.84		0.18	2.64	6.78	3.39	1.00	0.12	0.25	0.14	99.50		
51C*	O31-22b					52.20	0.90	19.00	3.66	4.63	0.17	4.95	9.80	3.10	0.70		0.58	0.10	99.59		
52C*	O31-22c					53.40	0.90	19.10	5.06	3.19	0.17	4.50	9.30	3.30	0.70		0.04	0.07	99.75		
53C	O31-22a					55.50	0.90	18.70	3.86	4.63	0.17	4.90	9.10	3.10	0.70		0.21	0.04	99.81		
54C	O31-10					54.00	1.00	18.80	5.03	3.76	0.18	4.70	9.30	3.00	1.00		0.00	0.00	100.77		
55C	O31-20b					54.75	0.70	18.05	6.50	1.62	0.15	3.80	8.65	3.50	0.95		0.35	0.06	99.08		
56C	O31-8					54.80	0.55	18.00	8.15	0.58	0.19	4.50	8.70	3.30	1.00		0.28	0.00	100.05		
57C	O31-17b					54.85	0.80	18.45	2.79	4.78	0.17	4.40	8.60	3.00	0.80		0.44	0.28	99.36		
58C	O31-16b					54.90	0.70	19.10	3.28	4.34	0.17	3.95	8.50	3.20	0.90		0.56	0.00	99.60		
59C	O31-18					54.95	0.75	18.35	3.59	4.20	0.17	4.15	8.50	3.30	0.80		0.10	0.15	99.01		
60C	O31-3a					55.40	0.70	18.50	3.94	4.20	0.19	4.90	8.50	3.00	0.80		0.07	0.11	100.31		
61C	O31-2a					55.70	0.70	17.90	4.06	4.27	0.19	4.00	8.00	3.25	0.80		0.36	0.05	99.28		
62C	O31-5					55.70	0.70	18.00	5.01	3.19	0.18	4.10	8.25	3.00	1.00		0.00	0.15	99.28		
63C	O31-20a					55.90	0.85	17.80	4.93	3.04	0.17	4.20	8.80	3.15	0.80		0.00	0.16	99.80		
64C	O31-9					56.20	0.65	18.00	4.83	3.76	0.18	4.60	8.25	3.15	0.80		0.18	0.11	100.71		
65C	O31-2b					56.40	0.70	18.00	3.88	4.34	0.19	4.00	8.10	3.15	0.80		0.30	0.15	100.01		
66C*	O31-19a					56.90	0.75	16.80	4.28	3.62	0.17	4.20	8.50	3.15	0.75		0.03	0.10	99.25		
67C	O31-17c1					57.80	0.70	18.20	2.88	4.34	0.17	3.50	7.80	3.40	0.95		0.45	0.21	100.20		
68C*	O31-15a					58.40	0.60	17.80	3.76	3.19	0.17	3.00	7.30	3.40	1.15		1.10	0.24	100.11		
69C	O31-17a					58.60	0.60	16.95	3.10	3.33	0.17	2.90	7.00	3.30	1.05		1.83	0.20	99.03		
70C	O31-17c2					58.70	0.75	17.20	2.62	4.49	0.17	3.65	7.80	3.30	0.90		0.25	0.15	99.98		
71C	O31-15b					58.80	0.60	18.00	3.28	3.62	0.17	3.20	7.35	3.50	1.05		0.12	0.53	100.22		
72C	O31-6					60.70	0.50	16.60	3.80	2.97	0.18	2.60	5.90	3.50	1.20		1.94	0.19	100.08		
73C	O31-3b					60.90	0.45	16.20	3.50	2.97	0.17	2.70	6.80	3.45	1.10		1.02	0.08	99.34		
74C*	O31-16a					61.50	0.50	15.80	2.90	3.33	0.17	2.70	6.40	3.50	1.25		1.02	0.19	99.26		
NPB	25800			75B*	MT7F			54.80	1.04	18.50	8.42		0.18	3.82	8.75	3.09	0.83	0.12	0.14	0.09	99.80
				76B*	MT24H			55.40	0.98	18.46	8.21		0.19	3.48	8.37	3.22	0.84	0.10	0.18	0.08	99.51
				77B*	MT4L			55.80	0.95	18.34	8.18		0.19	3.59	8.22	3.18	0.85	0.12	0.25	0.19	99.66
				78B*	MT249			56.21	0.98	18.21	7.97		0.19	3.26	8.14	3.23	0.88	0.12	0.32	0.11	99.62
				79M*	MT16B			57.45	0.67	18.00	8.27		0.19	3.22	7.80	3.20	0.88	0.18	0.02	0.13	100.01
				NQB	31000 >40000	80B*	MT15C			57.30	0.81	18.12	7.52		0.17	3.00	7.42	3.00	0.80	0.12	1.05
		81B*	MT23F					58.50	0.80	17.90	7.23		0.17	2.81	6.94	3.44	0.94	0.15	0.71	0.14	99.73
		82B*	MT23B					58.60	0.85	17.87	7.36		0.17	2.89	7.18	3.33	0.91	0.15	0.04	0.06	99.31
		NSV	>40000	83B*	MT6W			59.30	0.80	17.16	6.88		0.18	2.47	6.65	3.47	1.11	0.10	1.39	0.20	99.71
				84B*	MA28	cumB			38.80	1.78	21.80	13.11		0.12	8.55	13.54	1.52	0.15	0.00	0.64	0.28
85B*	MA23			cumB			39.30	1.60	22.20	11.55		0.10	8.40	4.50	1.61	0.14	0.01	5.00	0.15	99.88	
86B	MA26			cumB			40.40	1.75	21.92	8.92		0.08	10.15	13.32	1.90	0.28	0.00	1.24	0.45	100.41	
87B	MA29			cumB			40.70	1.41	23.80	9.19		0.10	8.96	14.29	1.60	0.15	0.01	0.48	0.23	100.92	
88B*	MA24			cumB			41.10	1.69	20.80	9.80		0.08	10.20	14.25	1.88	0.21	0.01	0.43	0.16	100.61	
89B*	MA25			cumB			41.60	1.46	21.90	7.90		0.08	9.39	14.92	1.72	0.24	0.00	0.48	0.17	99.86	
90B*	MA27			cumB			41.70	0.32	25.60	7.64		0.10	10.42	13.75	0.67	0.05	0.00	0.10	0.32	100.67	
91B*	MA30b			cumB			42.20	0.21	30.05	4.66		0.06	6.16	15.61	0.76	0.05	0.00	0.23	0.18	100.17	
92B	MA30a			cumB			42.70	0.36	29.20	5.12		0.07	6.03	15.55	0.96	0.09	0.00	0.07	0.19	100.34	
93Q	MA46D					53.80	0.79	18.70	4.29	4.45	0.17	3.86	9.00	2.95	0.73	0.11	0.60	0.14	99.50		
94M	MA22					53.87	0.86	18.15	8.88		0.17	4.40	9.09	2.91	0.71	0.16	0.16	0.36	99.72		
95B*	MT23Q					55.25	1.08	18.52	8.34		0.18	3.70	8.75	3.08	0.85	0.15	0.26	0.20	100.36		
96B*	MT20L					55.60	0.91	18.97	7.97		0.17	3.55	8.01	3.09	0.75	0.10	0.24	0.14	99.50		
97M	MA21					57.08	0.72	17.63	7.92		0.18	3.57	7.94	3.26	0.90	0.19	0.05	0.02	99.46		
98B*	MT23P					59.10	0.84	17.53	7.55		0.18	2.71									

d'amphiboles qui ont eux-mêmes des compositions sous-saturées en silice. Les deux échantillons contenant le moins d'amphiboles (MA27 et MA30) sont, en effet, ceux qui présentent le moins de feldspathoïdes normatifs.

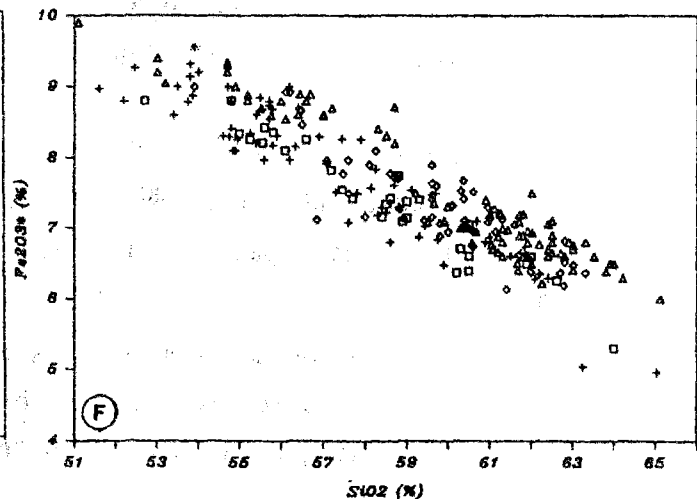
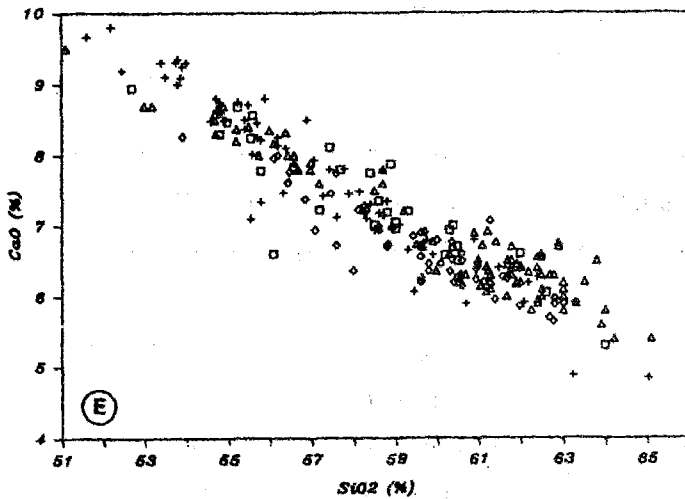
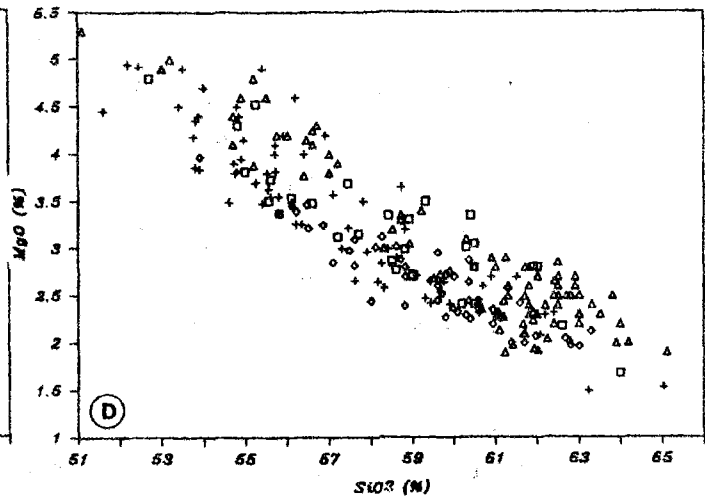
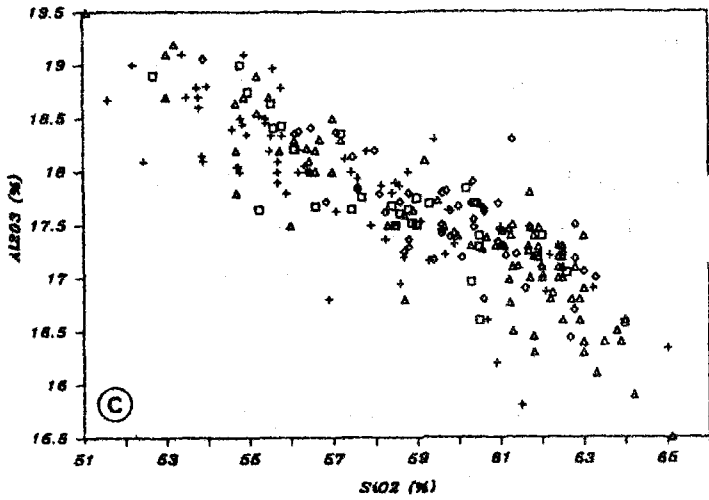
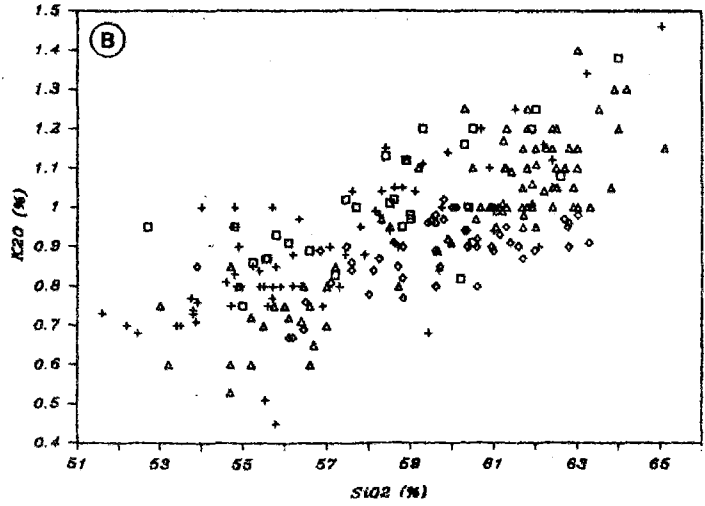
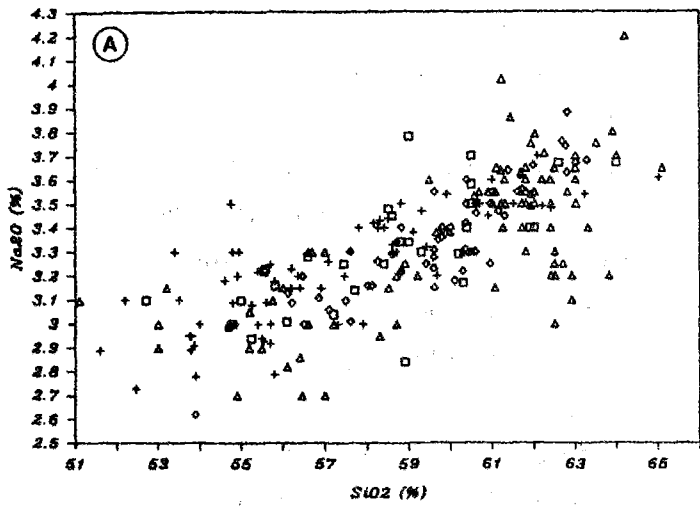
Les teneurs élevées en Al_2O_3 (21 à 30% pour les cumulats gabbroïques et 21 à 25% pour les cumulats dioritiques) et en CaO (13-15% pour les cumulats gabbroïques et 10,5-12% pour les cumulats dioritiques) s'accordent avec le fait que les composants essentiels de ces cumulats sont des plagioclases très calciques (bytownite-anorthite, cf. chapitre III).

Les cumulats gabbroïques présentent des variations de compositions chimiques assez importantes en Fe_2O_3 , TiO_2 et MgO. Ces variations sont fonction des différences de compositions minéralogiques. Ainsi, l'échantillon le plus riche en Fe_2O_3 et TiO_2 est celui qui contient le plus de magnétite (MA28) et celui qui a les plus fortes teneurs en MgO est le cumulat où l'olivine est très abondante (MA27). Le rapport MgO/FeO^* varie entre 0,72 et 1,54, les valeurs les plus fortes correspondant aux cumulats de type I, les plus faibles à ceux de type II. Ainsi, la distinction entre les deux groupes de cumulats gabbroïques, faite à partir de l'étude minéralogique, se retrouve au niveau de la composition chimique. Une évolution nette de cette dernière entre les deux types de cumulats n'est cependant pas observable.

Les analyses chimiques des cumulats gabbroïques de la Montagne Pelée ont été comparées avec celles obtenues sur des roches de même type de l'arc des Petites Antilles (Wills, 1974 ; Lewis, 1973b) et de l'arc du Japon (Takeshita et Oji, 1968b ; Yamazaki et al., 1966). On note des teneurs légèrement plus faibles en $Fe_2O_3^*$ et plus fortes en Al_2O_3 dans les cumulats de la Montagne Pelée, mais, d'une façon générale, ces roches présentent le même type de composition.

Les cumulats dioritiques présentent une composition chimique plus évoluée que les cumulats gabbroïques ; ils sont, en effet, enrichis en SiO_2 , Na_2O et K_2O et appauvris en CaO, Al_2O_3 , MgO et TiO_2 par rapport à ces derniers.

Cette description géochimique des cumulats de la Montagne Pelée montre que la chimie des roches totales diffère toujours notablement de celle d'un liquide magmatique calco-alcalin "normal" par leurs teneurs élevées en Al_2O_3 et CaO par exemple. Cette constatation confirme la nature cumulative de ces roches et prouve qu'elles ne correspondent pas à des gabbros pluto-



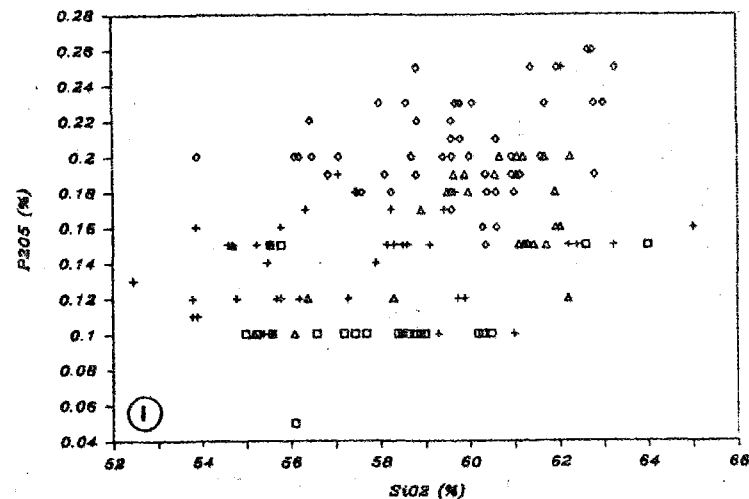
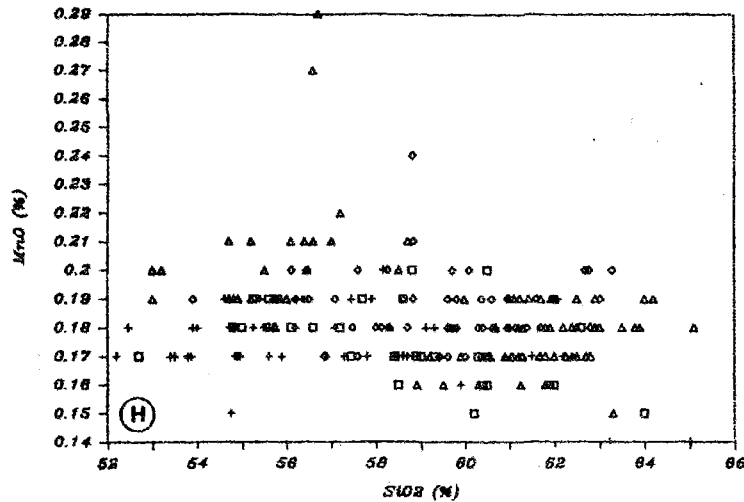
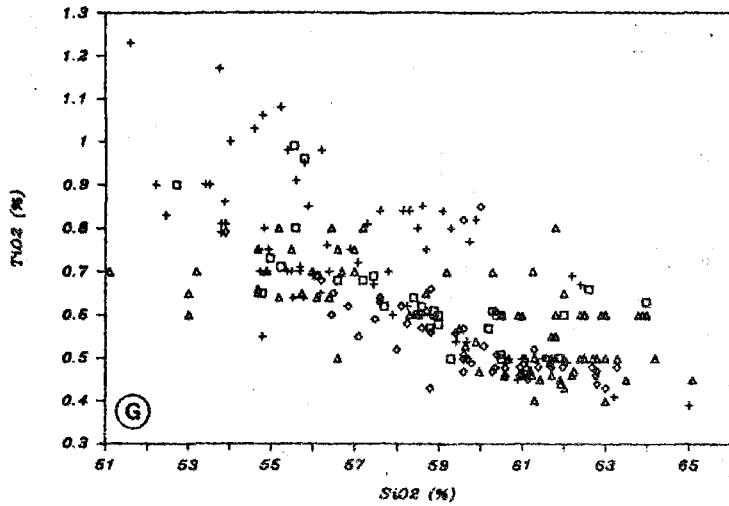


Figure 70 : Variations des teneurs en éléments majeurs en fonction des teneurs en SiO_2 des laves de la Montagne Pelée
 □ : édifice ancien ;
 + : édifice intermédiaire ;
 ◇ : édifice récent ;
 △ : éruptions historiques.

Major elements versus SiO_2 contents in Mount Pelée lavas.

- : ancient cone ;
- + : intermediate cone ;
- ◇ : recent cone ;
- △ : historic eruptions

ERUPTION	NUMERO	ECHANT.	Petro	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	Total
1929	161C*	062-14b	ebc	53.00	0.65	19.10	6.19	2.89	0.19	4.90	8.70	2.90	0.75		0.20	0.05	99.52
	162C*	062-14a	ebc	53.00	0.60	18.70	5.67	3.18	0.20	4.90	8.70	3.00	0.75		0.21	0.09	99.00
	163C	031-42c1	ebc	54.70	0.63	18.20	5.93	3.04	0.21	4.40	8.30	3.00	0.60				99.23
	164B*	MA70	ebc	54.70	0.66	18.64	9.21		0.21	4.10	8.59	2.99	0.53	0.15	-0.09	0.09	99.78
	165C	062-24b	ebc	54.90	0.70	18.70	4.84	3.75	0.19	4.60	8.70	2.70	0.80		0.00	0.09	99.97
	166B*	MA64	ebc	55.20	0.64	18.55	8.81		0.21	3.88	8.37	2.90	0.72	0.10	0.02	0.14	99.54
	167C	062-14c	ebc	55.75	0.65	18.20	4.59	3.61	0.18	4.20	8.00	3.10	0.75		0.04	0.00	99.07
	168C	062-48b	ebc	56.00	0.70	17.50	4.95	3.47	0.19	4.20	8.35	3.15	0.75		0.18	0.00	99.44
	169B*	MA66	ebc	56.10	0.64	18.30	8.55		0.21	3.49	8.17	2.82	0.72	0.10	0.03	0.09	99.22
	170B*	MA68	ebc	56.40	0.64	18.22	8.61		0.21	3.77	8.32	2.86	0.71	0.12	-0.08	0.06	99.84
	171C	031-46c1	ebc	56.60	0.50	18.20	4.14	4.20	0.21	4.10	8.00	3.00	0.75		0.00	0.05	99.75
	172C	062-25b	ebc	56.60	0.75	18.00	4.79	3.61	0.27	4.25	7.90	3.30	0.60		0.00	0.05	100.12
	173C	062-25c	ebc	56.70	0.70	18.30	6.81	1.88	0.29	4.30	7.80	3.30	0.65		0.00	0.06	100.79
	174C	031-42a1	ebc	57.00	0.75	18.00	4.26	3.91	0.21	4.00	7.80	3.30	0.70		0.00	0.00	99.93
	175C	062-26b	ebc	57.00	0.70	18.50	5.39	2.89	0.21	3.80	7.90	2.70	0.80		0.00	0.26	100.13
	176C	031-42b1	ebc	58.50	0.60	17.50	4.44	3.48	0.20	3.20	7.50	3.15	0.95		0.00	0.00	99.52
	177C	031-42d1	ebc	58.70	0.65	17.60	4.53	3.76	0.21	3.30	7.80	3.00	0.80		0.15	0.13	100.63
	178C*	062-24d	ebc	58.70	0.65	16.80	4.99	2.89	0.21	3.35	7.60	3.20	0.80		0.00	0.23	99.42
	179C	062-48a		60.90	0.60	17.30	4.68	2.45	0.17	2.90	6.90	3.55	1.00		0.28	0.05	100.74
	180C	031-46c2		61.00	0.60	17.30	3.66	3.19	0.19	2.80	6.50	3.50	1.00		0.15	0.08	99.97
	181B	M-0037		61.10	0.48	17.30	7.28		0.19	2.14	6.71	3.65	1.00	0.15			100.00
	182B*	MA68Rh		61.20	0.47	16.98	6.89		0.18	2.44	6.41	3.50	0.99	0.15	0.20	0.07	99.48
	183B	M-0035		61.23	0.46	16.76	7.22		0.19	1.90	6.91	4.02	1.17	0.15			100.01
	184C	062-14c		61.25	0.70	17.40	5.28	1.73	0.16	2.90	6.35	3.40	1.10		0.25	0.00	100.52
	185C	062-25a		61.30	0.50	17.10	6.20	0.72	0.17	2.50	6.10	3.50	1.00		0.07	0.04	99.20
	186B	M-0033		61.43	0.45	17.11	6.98		0.19	1.98	6.76	3.86	1.09	0.15			100.00
	187C	065-26a		61.70	0.55	17.80	5.50	1.44	0.19	2.50	6.30	3.40	0.95		0.00	0.17	100.50
	188C	062-14d		61.70	0.50	17.00	5.11	1.88	0.17	2.80	6.50	3.50	1.15		0.03	0.33	100.67
	189B	M-0034		61.71	0.46	17.47	6.90		0.18	2.10	6.44	3.62	0.98	0.15			100.01
	190C	031-41a		61.80	0.60	17.40	3.20	3.33	0.18	2.60	6.40	3.60	1.10		0.00	0.05	100.26
	191C	062-49		61.80	0.55	16.45	3.88	2.45	0.17	2.30	6.50	3.65	1.25		0.00	0.00	99.00
	192C	062-24c		61.80	0.50	17.20	5.41	1.16	0.16	2.40	6.70	3.50	1.00		0.24	0.19	100.26
	193M*	MT16G		61.91	0.45	17.19	6.97		0.18	2.32	6.20	3.54	1.00	0.19	0.02	0.02	99.98
	194B*	MA64Rh		62.20	0.46	16.80	6.77		0.18	2.40	6.34	3.60	1.04	0.12	0.09	0.33	100.33
	195C	062-49(4)		62.90	0.60	16.60	3.51	1.16	0.18	2.60	6.75	3.10	1.00		0.15	0.00	100.55
	196C	062-48(4)		62.90	0.60	16.80	5.36	1.30	0.19	2.70	6.70	3.20	1.05		0.10	0.01	100.91
	197C	031-42a2		63.00	0.50	16.90	3.00	3.33	0.18	2.30	6.20	3.60	1.15		0.07	0.01	100.24
198C	062-24a		63.30	0.50	16.10	4.08	2.45	0.15	2.40	5.90	3.40	1.00		0.08	0.10	99.46	
199C	062-50(4)		63.80	0.60	16.50	5.43	0.87	0.18	2.50	6.50	3.20	1.05		0.13	0.00	100.76	
200C	031-42c2		63.90	0.60	16.40	3.28	2.90	0.18	2.00	5.60	3.80	1.30		0.09	0.10	100.15	
201C	031-41b		64.00	0.60	16.60	2.80	3.33	0.19	2.20	5.80	3.70	1.20		0.16	0.15	100.73	
202C*	031-42d2		64.20	0.50	15.90	3.72	2.32	0.19	2.00	5.40	4.20	1.30		0.77	0.21	100.71	
203C*	031-42b2		65.10	0.45	15.50	3.59	2.17	0.18	1.90	5.40	3.65	1.15		0.23	0.18	99.50	
Dôme 1929	204C	021-12		61.80	0.50	16.30	5.96	0.58	0.17	2.40	6.30	3.55	1.10		0.04	0.00	98.70
	205C	021-11		62.40	0.50	17.10	6.22	0.43	0.18	2.50	6.40	3.50	1.15		0.09	0.06	100.53
	206C	031-45a		62.40	0.50	17.30	4.59	1.81	0.18	2.20	5.95	3.60	1.00		0.00	0.07	99.60
	207C	021-13		62.80	0.50	17.10	5.80	0.72	0.17	2.50	6.30	3.55	1.15		0.00	0.04	100.63
	208C*	031-45b		63.00	0.60	17.40	2.95	3.11	0.18	2.20	6.00	3.70	1.00		0.00	0.03	100.17
	209B*	MA52	cumD	45.80	0.71	25.45	9.15		0.18	3.60	12.00	2.10	0.09	0.10	0.30	0.33	99.89
	210C*	062-55b	ebc	51.10	0.70	19.50	5.89	3.61	0.20	5.30	7.50	3.10	0.60		0.35	0.00	99.83
	211C	062-77b	ebc	53.20	0.70	19.20	5.04	3.61	0.20	3.00	8.70	3.15	0.60		0.00	0.10	99.50
	212C	062-77d	ebc	55.20	0.80	18.90	5.05	3.45	0.19	4.80	8.20	3.05	0.60		0.00	0.00	100.24
	213M*	MA35		58.91	0.60	17.64	7.16		0.16	3.05	7.00	3.25	1.12	0.17	0.02	0.42	99.50
	214M	MA34		59.50	0.57	17.73	7.09		0.16	2.68	6.73	3.60	0.97	0.18	0.02	0.02	99.25
	215C	062-77c		60.30	0.70	17.30	3.08	1.73	0.16	3.10	6.60	3.30	1.25		0.36	0.01	99.89
	216C*	062-77e		60.50	0.60	17.70	3.79	2.89	0.17	2.80	6.20	3.30	1.10		0.00	0.00	99.05
	217M	MA33		60.57	0.46	17.27	6.79		0.17	2.43	6.31	3.53	0.97	0.19	0.14	0.35	99.18
	218M*	MA41		60.68	0.50	17.38	6.95		0.18	2.36	6.31	3.55	1.00	0.20	0.05	0.02	99.18
219C	062-55c		61.30	0.40	16.50	3.76	2.74	0.17	2.60	6.30	3.60	1.10		0.68	0.00	99.15	
220C	062-44a		61.80	0.80	17.20	4.48	2.45	0.18	2.80	6.50	3.30	1.20		0.30	0.00	100.74	
221C	062-77a		62.00	0.65	17.00	4.29	2.89	0.19	2.70	6.40	3.50	0.95		0.00	0.09	100.64	
222C	062-77f		62.40	0.60	17.00	2.12	4.04	0.18	2.50	5.90	3.40	1.20		0.46	0.00	99.80	
223C	026-77(4,1p)		62.40	0.50	17.20	5.29	1.59	0.17	2.65	6.55	3.20	1.05		0.14	0.25	100.99	
224C	062-55a		62.50	0.50	17.20	5.30	1.44	0.19	2.40	6.00	3.65	1.20		0.26	0.00	100.64	
225C	062-70(4)		62.50	0.50	17.10	4.86	2.02	0.18	2.85	6.60	3.20	1.05		0.03	0.10	100.99	
226C	062-15(4)		62.50	0.50	17.00	4.81	1.88	0.19	2.70	6.55	3.20	1.05		0.12	0.02	100.52	
20 Mai 1902	227C	062-2a	ebc	55.50	0.75	18.70	5.81	2.60	0.20	4.60	8.40	2.90	0.70		0.45	0.00	100.61
	228C	062-2b	ebc	56.45	0.80	18.10	6.81	1.88	0.20	4.15	8.00	2.70	0.80		0.01	0.00	99.90
	229C	062-7a	ebc	59.20	0.70	18.10	6.38	1.01	0.17	3.40	7.20	3.20	1.10		0.00	0.10	100.56
	230M	MT15Z		59.98	0.47	17.40	7.31		0.19	2.37	6.35	3.38	0.91	0.18	0.17		

I-1.2 - LES LAVES

L'ensemble des données disponibles démontre le caractère typiquement orogénique des magmas de la Montagne Pelée : sursaturation en silice, teneurs élevées en Al_2O_3 ($15,5 < Al_2O_3 < 19,5\%$) et CaO ($4,5 < CaO < 10\%$), faibles en TiO_2 ($0,3 < TiO_2 < 1,3\%$).

Dans les diagrammes de la figure 70, sont reportées les teneurs en oxydes des laves analysées, en fonction de leur teneur en SiO_2 , indicatrice du degré de la différenciation. De nombreuses corrélations linéaires sont observables, elles sont typiques de l'affinité calco-alkaline des laves de la Montagne Pelée (McBirney, 1980) :

- les teneurs en Na_2O (Fig. 70) et K_2O (Fig. 70b) augmentent des basaltes aux dacites ;
- les concentrations en Al_2O_3 , MgO , CaO , Fe_2O_3 et TiO_2 (Figs. 70C à F) diminuent quand SiO_2 augmente ;
- MnO (Fig. 70H) reste constant sur l'ensemble de la série ;
- enfin, les concentrations en P_2O_5 (fig.70I), faibles, sont relativement dispersées et ne montrent aucune corrélation avec les teneurs en SiO_2 .

Les dispersions observées sont dans certains cas relativement importantes et sont attribuables pour partie au caractère très porphyrique des laves de la Montagne Pelée, et sans doute au fait que les analyses utilisées ont été réalisées dans plusieurs laboratoires.

Les variations chimiques des éléments majeurs susceptibles d'être intervenues au cours de l'histoire du volcan seront discutées ultérieurement.

I-2 - Géochimie des éléments en traces

Les différents éléments en traces sont regroupés en fonction de leurs affinités physico-chimiques, nous traiterons successivement les groupes d'éléments présentant des affinités similaires.

Les analyses de Li , Rb , Cs , Sr , Ba , V , Cr , Co , Ni , Cu , Zn , Zr sont présentées dans les tableaux 43 (édifice ancien), 44 (édifice intermédiaire), 45 (édifice récent), 46 (éruptions historiques) ; celles des lanthanides et de Hf , Th , U , Ta , Sb , Sc dans les tableaux 47 (édifice ancien), 48 (édifice intermédiaire), 49 (édifice récent) et 50 (éruptions historiques).

ERUPTION NUMERO	ECHANT.	Pétero	SiO ₂	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Zr
D	1B*	MT21T	60.50	19	18	0.97	288	182		10	12	1			103
	2B*	MT13D	64.00	23	36	1.00	273	232	67	2	10	1			129
NA	3B*	MT23Z	56.60	16	17	0.94	283	170	165	4	18	4			90
	4B*	MT22G	57.70	22	23	1.30	340	216	144	11	15	5			89
	5B*	MT3P	58.60	13	22		284	193	143	6	14	3			98
	6B*	MT22H	58.90	19	27	1.58	391	243	158	10	16	4			84
	7B*	MT23L	62.60	21	28	1.32	280	209	99	8	10	2			108
L	8B*	MT23D	55.00	13	18	0.27	238	143		21	6				54
	9B*	MT20Z11	55.55	13	16	0.31	306	180	195	10	18	6			99
	10B*	MT20Z	55.60	14	15	0.31	298	173	193	15	18	6			69
	11B*	MT23E	56.10	19	18	0.65	270	174	173	8	17	6			94
LP	12C*	121-12b	52.70	18	0.50		306	121		4	25	7			67
	14B*	MT13G	55.80	15	16	0.31	296	165	171	12	19	3			105
	15B*	MT21I	56.30	18	20	0.73	282	185	125	8	14	7			90
	16B*	MT23X	58.80	18	19	0.93	285	163		6	16	2			101
	17B*	MT21M	59.00	15	16	0.68	290	188	134	12	13	4			105
	18B*	MT4M	59.00	17	31		217	173	134	8	15	3			92
	24C*	121-14	62.00	28		0.98	289	185		13	5				91
non attribue	25B*	MT2X	55.25	13	16	0.88	269	158		22	21	20	37	77	67
	26B*	MT3A	57.20	13	16	0.91	257	164			18	5			90
	27B*	MT3E	57.45	14	20	1.43	268	166	185	18	16	10			73
	28B*	MT3F	58.40	16	23	0.81	270	170	165	10	16	9			81
	29B*	MT3C	60.20	20	14	0.92	269	220	133	8	12	5			90
	30B*	MT3G	60.30	15	28	1.42	264	220	140	12	14	7			89

Tableau 43 : Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice ancien

Chemical analyses (trace elements) of rocks from ancient cone

ERUPTION	AGE B.F.	NUMERO	ECHANT.	Pétero	SiO ₂	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Zr
P11	19500	31M	MT15Q1		59.43	16	14		285	210	118	6	15	5	14	89	
		32M	MT15R		65.02	25	45		255	252	66	7	9	5	9	70	
NQA	20240	33B*	MT4K		54.60	15	16	0.93	327	170	198	12	17	4			96
		34B*	MT19F		62.20	18	27	1.50	278	211	115	5	10	2			107
		35B*	MT8J		62.40	18	27	1.46	283	215	110	3	12	2			104
SV2	22300	36B*	MT7Q		51.60	11	12	0.64	356	141	260	17	26	9			77
		37B*	MT7S		53.75	12	13	0.75	332	142	240	16	19	8			63
		39M	MT1M		53.90	12	18		304	166	248	24	25	12	81	87	
		42B*	MT16S		57.60	16	21	1.04	300	185	155	8	16	2			104
		43M	MT10A		63.22	24	42		255	254	69	7	10	5	11	72	
SV1	25700	44B*	MA16B	cumD	49.80	9	2	0.05	362	66	220	13	18	6			126
		45M	MT10F		52.46	12	15		284	125	270	38	28	17	68	79	
		48B*	MT6J		58.15	16	25	1.03	393	183	141	7	14	1			109
		49B*	MT6H		58.30	17	23	1.13	344	186	163	10	12	2			119
		50B*	MT18J		59.75	17	30	1.39	280	196	120	6	14	2			108
SV1 ou SV2 indiff.		51C*	031-22b		52.20	16	0.71	298	125				25	8			80
		52C*	031-22c		53.40	14	0.33	287	128				25	9			67
		66C*	031-19a		56.90	19	0.81	294	132				22	6			76
		68C*	031-15a		58.40	26	1.05	276	164				18	4			113
		74C*	031-16a		61.50	26	1.17	270	179				18	6			109
NPG	25800	75B*	MT7F		54.80	14	16	0.83	303	149	200	15	18	8			89
		76B*	MT24H		55.40	15	17	0.88	316	172	190	11	16	4			84
		77B*	MT6L		55.80	15	17	0.97	317	169	177	10	17	5			103
		78B*	MT24G		56.21	16	18	0.99	315	164	175	15	15	4			99
		79M*	MT16B		57.45	14	23	1.00	300	259	177	9	20	6	59	89	82
	31000	80B*	MT15C		57.30	16	17	0.93	294	152	155	8	14	6			84
NQB	>40000	81B*	MT23F		58.50	18	18	0.94	293	175	130	10	13	5			99
		82B*	MT23G		58.60	13	17	0.29	294	172	135	10	13	5			91
		83B*	MT6W		59.30	18	24	1.23	292	202	130	12	11	2			100
NSV	>40000	84B*	MA2B	cumG	38.80			0.08	235	23		13	46	11			0
		85B*	MA23	cumG	39.30	0	0.01	246	11				41	10			0
		88B*	MA24	cumG	41.10		0.00	279	28			13	42	25			0
		89B*	MA25	cumG	41.60	0	0.05	247	15			274	36	44			18
		90B*	MA27	cumG	41.70	1	0.10	271	15			137	52	44			0
		91B*	MA30b	cumG	42.20	1	0.15	471	24			83	32	33			0
		94M	MA22		53.87	11	16		314	135							
		95B*	MT23Q		55.25	14	17	0.88	305	162	200	14	20	6			78
		96B*	MT20L		55.60	15	15	0.79	292	145	160	11	17	6			68
		97M	MA21		57.08	15	23		295	158	179	15	19	8	49	81	
		98B*	MT23P		59.10	16	23	1.22	285	170	135	10	14	2			117
		99B*	MT23R		59.90	17	25	1.29	313	210	128	8	11	2			99
		100M	MA31		62.08	22	22		309	188	52	5	10	6	21	92	
non attribue	>40000	101M	MW55D		54.72	13	19		298	195	245	17	23	8	59	82	
		102M	MT15W		55.54	17	8		330	261	188	15	22	6	55	86	
		103M	MT15X		55.79	15	12		309	180	165	13	21	9	34	94	
		104B	MT15B		58.25	16	24		265	192	138	7	17	4	29	87	
		105M	MW52B		59.68	17	24		299	203	110	7	16	6	19	89	
		106B*	MT21S		61.00	21	19	1.05	290	187		12	1				106

Tableau 44 : Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice intermédiaire

Chemical analyses (trace elements) of rocks from intermediate cone

ERUPTION	AGE	B.P.	NUMERO	ECHANT.	Pétro	SiO2	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Zr
NRP2		320	107M	MT14C		60.37	22	27		287	198	88	31	14	14	23	89	
NRP1		490	108M	MT18M		58.25	19	22		282	166	118	8	17	7	30	91	
			109M	MT18Q		60.37	22	23		289	178	86	6	15	7	24	91	
			110B	MT18P		60.95	22	25		286	198	70	7	13	5	16	86	
P1		650	1120	MWS2L		61.14	24	26		286	191	73	6	12	6	26	88	
NRC2		740	116M	MT5J		60.95	22	26		287	190	79	6	13	6	24	90	
P2		1140	118M	MT5M		61.00	21	25		287	198	79	6	12	6	28	90	
P3		2010	119M*	MA76		55.85	15	26		272	170	148	8	15	6	46	85	98
			120M	MT16A		57.60	15	25		270	161	140	8	18	8	37	87	
			121M	MT15V		58.00	19	21		303	163	77	7	13	6	24	96	
			123M*	MA53		58.82	17	18	0.86	339	162	82	5	12	6	23	104	111
NAB2		2480	125M	MWS5E		61.70	21	22		305	179	52	8	12	8	17	93	
			126M*	MA16		62.68	22	23	1.03	311	195	49	5	9	5	10	94	102
			127M*	MA15		63.28	21	23	1.06	257	188	51	5	10	2	10	90	108
NAB1		2740	128M*	MA11		61.39	22	22	1.00	249	182	53	4	10	1	26	89	113
			129M	MA13		61.98	19	22		307	201	51	4	10	4	22	93	
			130M	MA18		62.77	23	25		307	197	47	4	9	6	21	94	
			131M*	MT17D		62.80	22	23	1.05	303	192	47	6	10	7	12	93	93
NRS2		3710	132M	MT9E		58.11	18	22		279	164	116	7	17	8	33	88	
			133M	MT9F		59.61	15	23		280	180	98	8	16	8	38	87	
P5		4060	134M	MT18T		59.41	20	25		269	178	98	7	16	6	12	128	
NPM		4410	135M	MT19M		58.70	19	23		288	168	102	7	17	8	32	96	
P6		4610	137M	MT17L		56.11	15	14		300	133	130	9	20	8	18	96	
			138M	MT17M		56.21	15	15		304	138	131	10	20	9	25	94	
			139M	MA56		56.46	15	15		311	170	128	5	18	7	43	93	
			140M	MT17P		56.50	13	16		303	138	122	7	19	8	29	92	
			141M*	MA57		58.60	16	24	1.05	298	170	108	5	16	6	52	94	113
			142M	MA58		58.82	18	22		292	180	97	5	16	6	17	88	
			1460*	MT14Y		60.60	20	24	1.02	300	186	7	12	1				101
NMR		5100	147M*	NMR		61.59	20	22	1.02	282	190	65	8	12	9	25	92	106
		5650	148M	MW20C		63.01	18	24		286	195	52	5	12	7	17	91	
		6630	149M	MT4X		59.70	19	21		309	172	81	7	15	6	18	95	
		7700	150M	MWS5K		59.60	18	25		272	190	82	5	14	6	22	96	
P8		7800	151M	MT4L		60.09	15	24		297	180	65	5	13	6	16	96	
		10280	152M	MWS0P		59.80	19	26		273	192	80	3	14	6	11	89	
NMC		11340	153M	MWS111		57.09	16	21		268	150	106	6	17	7	30	92	
			154M	MWS0I		57.60	13	22		306	160	142	9	17	9	43	89	
NBC		13500	156B*	MT13N	ebc	53.90	22	22	1.17	308	135	19	21	10				61
			157M	MT4Y		57.48	16	23		277	160	133	7	17	10	47	89	
			158M	MT13R		59.60	20	26		280	192	88	37	16	20	36	88	
			159M	MT13S		59.80	23	28		288	195	83	23	15	14	48	88	
			160B*	MT4Q		60.00		25	0.83	265	185			15	1			130

Tableau 45 : Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice récent

Chemical analyses (trace elements) of rocks from recent cone

ERUPTION	NUMERO	ECHANT.	Pétro	SiO2	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Zr
1929	161C*	062-14b	ebc	53.00	17	10	0.62	304	100	231	22	21	10	65	96	85
	162C*	062-14a	ebc	53.00		24	1.18	266	178			13	3			110
	164B*	MA70	ebc	54.70		9	0.48	307	30	225	2	21	9			70
	166B*	MA64	ebc	55.20	19	12	0.57	300	128	157	13	20	8			75
	169B*	MA66	ebc	56.10		21	0.91	261	149			18	4			76
	170B*	MA68	ebc	56.40		14	0.94	298	151	154	14	16	10			76
	176C	031-42b1	ebc	58.50		28	1.47	278	210			10	1			107
	178C*	062-24d	ebc	58.70		17	0.78	301	142			16	1			77
	181G	M-0037		61.10		29		309	177		17	13	3	41	62	
	182B*	MA68Rh		61.20		22	1.29	286	202	114	8	12	2			94
	183G	M-0035		61.23		32		309	187		14	14	3	43	61	
	184C	062-14c		61.25		23	1.18	266	178			13	3			110
	189G	M-0034		61.71		29		304	169		21	14	3	38	60	
	193M*	MT16G		61.91	24	28	1.32	283	200	72	7	12	6	31	86	121
	194B*	MA64Rh		62.20		22	1.36	283	201			12	1			97
	199C	062-50(4)		63.80		28	1.40	278	210			10	2			108
	202C*	031-42d2		64.20		28	1.44	294	211			10	1			114
	203C*	031-42b2		65.10	24	24	1.47	280	208	154	20	10	1	27	88	107
	208C*	031-45b		63.00		25	0.96	262	203			11				113
Dôme 1929	209B*	MA52	cumD	45.80	8	2	0.12	372	36		11	21	6			88
8 Mai	210C*	062-55b	ebc	51.10		9	0.39	279	85		13	24	14			57
1902	213M*	MA35		58.91	20	25	1.17	220	174	122	0	16	6	22	80	104
	214M	MA34		59.50	18	23		287	180	95	6	14	7	65	80	
	216C*	062-77e		60.50		25	1.25	262	185			13	3			108
	217M	MA33		60.57	22	25		289	190	74	6	12	6	17	86	
	218M*	MA41		60.68	22	30	1.51	238	210	73	6	10	1	18	88	97
	231M	MA72		61.05	20	24		288	190	72	4	12	6	22	90	
	232M*	MA71		61.07	22	26	1.29	284	198	71	6	11	7	26	84	109
	243C*	062-31		63.50		28	1.40	276	198			10	2			108
30-08-19	244M	MA73		61.20	23	26		285	203	70	6	11	6	23	87	
attribue	246M	MA50		59.90	21	22		286	180	98	10	14	9	27	87	
1902	247M	MA49		61.68	23	24		292	215	64	5	10	6	19	85	
	248M	MA51		62.25	25	30		279	220	60	5	10	6	23	85	
Dôme 1902	249M*	MA46		59.65	18	18	1.08	270	158	95	6	14	8	30	84	79
	250M*	MA42		61.67	24	28	1.29	284	203	68	5	10	8	19	89	98
	251G	M-0021		61.92		28		301	190		15	13	3	28	56	
	253G	M-0022		62.02		30		294	199		12	16	4	27	69	

Tableau 46 : Analyses chimiques (éléments en traces) des roches des éruptions historiques

Chemical analyses (trace elements) of rocks from historic eruptions

ERUPTION	NUMERO	ECHANT.	Petro	SiO ₂	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Hf	Th	U	Ta	Sb	Sc
D	1B*	MT21T		60.50	10.40	24.90	2.60	0.95	0.47	1.95	2.90	2.33	0.69	0.240	0.11	10.8
	2B*	MT13D		64.00	14.40	32.00	2.70	0.98	0.44	3.10	3.20	4.30	1.19	0.290	0.09	9.8
	3B*	MT23Z		56.60	8.70	20.40	2.65	0.93	0.49	3.00	2.50	2.30	0.66	0.210	0.08	18.3
NA	4B*	MT22G		57.70	11.30	26.40	2.50	0.86	0.44	1.70	2.40	3.40	0.91	0.210	0.20	15.6
	5B*	MT5P		58.60	10.40	24.80	2.60	0.95	0.48	2.00	2.70	3.15	0.76	0.230	0.15	13.6
L	6B*	MT22H		58.90	13.90	29.20	2.68	0.82	0.40	2.10	2.30	4.30	1.08	0.220	0.14	17.7
	7B*	MT23L		62.60	10.70	22.20	2.50	0.88	0.41	2.90	2.90	3.00	0.87	0.240	0.15	10.8
	8B*	MT23D		55.00	7.90	17.00	2.36	0.89	0.45	3.10	2.10	1.86	0.59	0.170	0.05	20.9
LP	9B*	MT20Z11		55.55	8.60	19.00	2.40	1.00	0.43	2.80	2.25	2.42	0.61	0.210	0.07	20.3
	10B*	MT20Z		55.60	9.00	20.10	2.50	0.92	0.50	2.90	2.20	2.34	0.56	0.200	0.07	21.9
	11B*	MT23E		56.10	8.90	18.90	1.98	0.99	0.40	2.90	2.50	2.53	0.71	0.200	0.07	19.8
non attribue	12C*	121-12b	ebc	52.70	7.00	16.40	2.34	0.92	0.47	3.00	1.76	1.65	0.46	0.140	0.06	29.0
	14B*	MT13B		55.80	9.00	20.30	2.67	0.95	0.50	2.90	2.30	2.40	0.64	0.190	0.03	19.2
	15B*	MT21I		58.50	9.50	23.20	2.60	0.95	0.48	1.92	2.50	2.35	0.65	0.220	0.06	15.0
	16B*	MT23X		58.80	8.20	22.80	2.50	0.91	0.40	2.50	2.50	2.48	0.69	0.220	0.13	13.5
	17B*	MT21M		59.00	9.70	23.20	2.60	0.93	0.47	1.96	2.60	2.47	0.60	0.230	0.07	14.6
	18B*	MT4M		59.00	9.50	20.70	2.44	0.88	0.44	3.00	2.60		0.83	0.220	0.09	14.1
	24C*	121-14		62.00	9.00	21.10	2.32	0.86	0.43	2.90	2.30	2.80	0.84	0.220	0.09	12.2
	25B*	MT2X		55.25	6.00	18.70	2.20	0.83	0.52	2.50	0.18	2.10	0.52	0.180	0.11	23.7
	26B*	MT3A		57.20	8.20	16.00	2.40	1.00	0.46	2.70	2.28	2.43	0.58	0.190	0.11	17.7
	27B*	MT3E		57.45	7.70	18.60	2.00	0.81	0.38	1.64	2.20	2.60	0.69	0.190	0.13	21.9
	28B*	MT3F		58.40	8.20	15.90	2.00	0.77	0.37	1.66	2.40	2.90	0.78	0.200	0.07	18.8
	29B*	MT3C		60.20	12.10	19.90	2.50	0.78	0.39	1.41	2.60	3.30	0.59	0.240	0.11	12.8
30B*	MT3B		60.30	8.50	18.30	2.00	0.79	0.41	2.30	2.53	3.21	0.87	0.220	0.16	15.0	

Tableau 47 : Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice ancien

Chemical analyses (trace elements) of rocks from ancient cone

ERUPTION	AGE B.P.	NUMERO	ECHANT.	Petro	SiO ₂	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ta	Sb	Sc
P11	19500	31M	MT15Q1		59.43	9.39	20.79	2.65	0.90	0.50	1.98	0.32	2.70	3.09				
		32M	MT15R		65.02	13.5	29.70	2.79	0.75	0.51	1.98	0.33	3.20	3.40				
NQA	20240	33B*	MT4K		54.60	9.20	19.30	2.55	1.12	0.50	3.10		2.10	2.60	0.74	0.200	0.10	19.0
		34B*	MT19F		62.20	10.10	22.80	2.60	0.88	0.47	2.80		3.00	3.30	1.00	0.260	0.20	11.4
		35B*	MTBJ		62.40	11.40	26.60	2.57	0.90	0.57	3.00		2.80	3.20	0.96	0.250	0.18	11.1
SV2	22500	36B*	MT7Q		51.60	6.90	13.00	2.50	0.89	0.45	2.80		1.80	1.78	0.50	0.130	0.07	31.8
		37B*	MT7S		53.75	6.20	16.00	2.20	0.91	0.47	2.30		1.90	1.78	0.49	0.160	0.09	27.5
		39H	MT1M		53.90	7.50	17.20	2.67	0.86	0.60	2.15	0.35	1.90	2.29				
		42B*	MT16S		57.60	10.90	20.20	2.70	0.98	0.47	3.40		2.40	2.53	0.85	0.190	0.09	15.4
SV1	25700	43M	MT10A		65.22	12.80	31.10	2.70	0.76	0.51	1.96	0.33	3.29	3.40				
		44B*	MA16B	cumD	49.80	5.70	16.70	4.30	1.40	0.98	3.80		3.10	0.26	0.06	0.068	0.01	30.9
		45M	MT10F		52.46	7.30	16.20	2.75	0.95	0.61	2.17	0.36	1.79	2.09				
		48B*	MT6J		58.15	13.70	31.30	3.24	1.15	0.53	3.70		2.40	3.13	0.86	0.220	0.10	13.0
SV1 ou SV2 indiff.		49B*	MT6H		58.30	13.00	30.30	3.10	0.98	0.50	2.40		2.90	3.45	0.97	0.240	0.13	13.6
		50B*	MT18J		59.75	11.60	27.00	2.73	0.96	0.47	3.00		2.70	3.49	0.86	0.250	0.14	13.3
		51C*	031-22b		52.20	6.20	17.00	2.50	0.99	0.46	2.10		1.91	1.75	0.55	0.160	0.09	29.0
		52C*	031-22c		55.40	6.80	15.60	2.20	0.96	0.46	2.00		1.85	1.74	0.51	0.150	0.07	27.2
		66C*	031-19a		56.90	7.90	18.50	2.40	0.98	0.49	2.15		2.02	2.00	0.56	0.170	0.09	25.3
NFG	25800	68C*	031-15a		58.40	10.00	23.50	2.60	1.05	0.47	2.10		2.63	2.67	0.76	0.200	0.11	15.5
		74C*	031-16a		61.50	10.60	23.10	2.60	1.06	0.57	2.16		2.65	2.87	0.88	0.210	0.13	15.5
		75B*	MT7F		54.80	7.60	18.70	2.30	0.88	0.46	2.50		2.10	2.15	0.53	0.190	0.10	23.3
		76B*	MT24H		55.40	8.40	22.80	2.40	0.92	0.46	2.60		2.20	2.55	0.69	0.210	0.11	19.0
		77B*	MT6L		55.80	9.10	19.70	2.50	0.99	0.46	2.90		2.34	2.68	0.71	0.210	0.14	18.5
		78B*	MT24B		56.21	10.00	19.90	2.60	0.96	0.50	2.40		2.30	2.66	0.74	0.210	0.12	18.2
		79M*	MT16B		57.45	9.50	22.60	2.50	0.91	0.48	2.00		2.40	2.80	0.71	0.200	0.11	18.1
NGB	31000	80B*	MT15C		57.30	8.90	20.40	2.20	0.85	0.42	1.85		2.20	2.25	0.58	0.180	0.11	14.4
		81B*	MT23F		58.50	9.10	20.60	2.60	0.95	0.48	2.70		2.70	2.40	0.68	0.230	0.11	15.3
NSV	>40000	82B*	MT23G		58.60	9.10	20.60	2.60	1.02	0.55	3.00		2.49	2.56	0.58	0.210	0.06	16.1
		83B*	MT6W		59.30	11.20	22.60	2.80	0.98	0.49	2.50		2.70	3.00	0.87	0.240	0.12	12.8
non attribue	>40000	84B*	MA2B	cumG	38.80	0.65	1.00	1.04	0.57	0.31	1.00		0.46	0.04	0.00	0.018	0.01	64.8
		85B*	MA23	cumG	39.30	0.47	1.10	1.10	0.56	0.32	1.00		0.37	0.04	0.00	0.015	0.00	54.0
		88B*	MA24	cumG	41.10	0.49	1.80	1.10	0.57	0.33	1.05		0.50	0.04	0.00	0.000		86.2
		89B*	MA25	cumG	41.60	0.94	0.00	0.98	0.48	0.25	0.89		0.43	0.09	0.04	0.022	0.01	96.0
		90B*	MA27	cumG	41.70	0.61	1.10	0.28	0.17	0.06	0.22		0.13	0.04	0.00	0.008	0.00	13.8
		91B*	MA30b	cumG	42.20	0.49	0.00	0.26	0.19	0.06	0.36		0.10	0.07	0.00	0.007	0.04	7.2
		95B*	MT23Q		55.25	7.80	18.00	2.30	0.88	0.46	2.60		2.00	2.20	0.61	0.190	0.10	22.9
		96B*	MT20L		55.60	7.50	16.00	2.10	0.78	0.37	2.50		1.96	1.97	0.58	0.180	0.09	17.8
		98B*	MT23P		59.10	10.30	23.30	2.70	1.08	0.49	3.30		2.74	2.95	0.84	0.220	0.14	14.0
		99B*	MT23R		59.90	9.90	25.40	2.60	1.02	0.45	3.10		2.90	3.01	0.87	0.230	0.14	14.0
		105M	MA52B		59.68	10.50	23.10	2.72	0.84	0.50	1.98	0.33	2.40	3.09				
		106B*	MT21B		61.00	10.00	22.60	2.50	1.03	0.43	2.80		2.66	2.46	0.65	0.230	0.15	11.0

Tableau 48 : Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice intermédiaire

Chemical analyses (trace elements) of rocks from intermediate cone

ERUPTION	AGE	B.P.	NUMERO	ECHANT.	Pétro	SiO2	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ta	Sb	Sc	
NRP1	490	108M	MT18M	58.25	10.39	22.89	3.07	1.01	0.61	2.32	0.40	2.48	2.50							
		109M	MT18Q	60.37	11.10	24.89	3.18	1.05	0.64	2.26	0.39	2.65	2.50							
		110M	MT18P	60.95	11.30	24.29	3.01	1.04	0.58	2.31	0.39	2.66	2.59							
NRC2	740	116M	MT5J	60.95	11.10	24.29	3.07	1.05	0.58	2.22	0.38	2.52	2.50							
	P2	1140	118M	MT5M	61.00	11.19	24.70	3.04	1.02	0.63	2.31	0.39	2.59	2.50						
P3	2010	119M*	MA76	56.85	9.50	19.50	2.59	0.95	0.44	2.80		2.60	2.83	0.83	0.220	0.11	15.5			
		120M	MT16A	57.60	9.89	21.79	2.73	0.97	0.54	2.18	0.37	2.38	2.70							
		123M*	MA53	58.82	10.20	24.30	2.60	0.93	0.44	2.05		2.50	2.34	0.66	0.200	0.10	10.9			
NAB2	2480	125M	MW55E	61.70	11.50	26.29	3.26	1.07	0.67	2.22	0.38	2.63	2.40							
		126M*	MA16	62.68	11.40	26.40	2.70	0.95	0.46	2.00		2.90	2.50	0.69	0.250	0.14	9.3			
		127M*	MA15	63.28	11.40	25.80	2.77	1.02	0.47	3.10		2.80	2.40	0.74	0.250	0.11	10.0			
NAB1	2740	128M*	MA11	61.39	10.60	20.20	2.68	1.00	0.45	2.90		2.70	2.40	0.64	0.230	0.11	10.2			
		131M*	MT17D	62.80	11.60	22.40	2.78	0.99	0.45	2.80	0.41	2.90	2.47	0.75	0.240	0.12	9.3			
NRS2	3710	132M	MT9E	58.11	10.39	24.70	3.10	0.98	0.60	2.28	0.39	2.45	2.29							
NPM	4410	135M	MT19M	58.70	11.19	23.10	3.26	0.98	0.52	2.10	0.35	2.29	2.50							
		P6	4610	137M	MT17L	56.11	10.00	22.00	3.29	0.99	0.59	2.03	0.33	2.09	1.70					
			138M	MT17M	56.21	10.10	22.10	3.43	1.00	0.56	2.18	0.36	2.00	1.60						
NMR	5100	141M*	MA57	58.60	9.20	21.40	2.50	0.93	0.45	2.10		2.40	2.30	0.67	0.220	0.11	14.2			
		1460*	MT14Y	60.60	10.80	26.20	2.76	1.05	0.46	3.10		2.80	2.45	0.72	0.240	0.12	10.8			
		147M*	NMR	61.39	10.60	27.00	2.50	1.03	0.47	3.20		2.70	2.41	0.72	0.240	0.15	11.2			
		5650	148M	MW20C	63.01	12.60	26.60	3.26	1.02	0.56	2.20	0.34	2.70	2.59						
		7700	150M	MW55K	59.60	12.50	24.20	3.46	1.00	0.54	2.23	0.35	2.70	2.79						
NMC	10280	152M	MW50P	59.80	12.80	25.20	3.66	1.00	0.57	2.24	0.36	2.59	2.90							
		11340	153M	MW51I1	57.09	10.39	21.70	3.05	0.98	0.54	2.15	0.33	2.20	2.29						
NBC	13500	154M	MW50J	57.60	10.80	21.89	3.67	1.62	0.58	2.30	0.38	2.29	2.29							
		156M*	MT13N	53.90	7.80	18.60	2.30	0.99	0.41	2.80		1.80	1.21	0.33	0.150	0.08	18.4			
		157M	MT14Y	57.48	9.50	21.20	2.88	0.91	0.52	2.06	0.33	2.29	0.40							
		158M	MT13R	59.60	12.19	26.89	3.25	1.02	0.58	2.26	0.37	2.59	3.09							
	160M*	MT40	60.00	8.90	21.40	2.60	0.92	0.45	2.10		2.40	2.90	0.92	0.240	0.09	14.0				

Tableau 49 : Analyses chimiques (éléments en traces) des roches de l'édifice récent

Chemical analyses (trace elements) of rocks from recent cone

ERUPTION	NUMERO	ECHANT.	Pétro	SiO2	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ta	Sb	Sc			
1929	161C*	062-14b	ebc	53.00	6.30	14.40	1.80	0.85	0.39	2.20		1.68	1.03	0.26	0.130	0.08	19.3			
	162C*	062-14a	ebc	53.00	9.40	23.00	2.40	0.91	0.44	2.60		2.50	2.30	0.71	0.220	0.17	12.2			
	164B*	MA70	ebc	54.70	6.60	17.50	1.98	0.89	0.41	2.60		1.77	1.00	0.34	0.140	0.08	18.5			
	166B*	MA64	ebc	53.20	7.00	15.70	2.34	0.97	0.44	3.00		2.10	1.17	0.33	0.160	0.07	19.1			
	169B*	MA66	ebc	56.10	7.00	17.60	2.27	0.87	0.43	3.10		2.20	1.55	0.44	0.170	0.09	16.8			
	170B*	MA68	ebc	56.40	7.10	13.50	2.30	0.83	0.45	2.00		2.20	1.47	0.45	0.160	0.11	18.2			
	176C	031-42b1	ebc	58.50	10.10	24.80		0.97	0.46			2.80	2.80	0.84	0.230	0.18	9.8			
	178C*	062-24d	ebc	58.70	7.70	17.60	2.00	0.92	0.39	2.30		1.92	1.70	0.52	0.180	0.11	15.3			
	182B*	MA68Rb		61.20	10.30	25.00	2.44	0.99	0.42	2.90		2.60	2.60	0.79	0.230	0.21	11.6			
	184C	062-14c		61.23	9.40	23.00	2.40	0.91	0.44	2.60		2.50	2.30	0.71	0.220	0.17	12.2			
	193M*	MT16B		61.91	10.10	20.70	2.50	1.00	0.44	2.30	0.41	2.70	2.76	0.73	0.230	0.17	11.6			
	194B*	MA64Rb		62.20	9.80	24.60	2.60	0.93	0.45	2.10		2.40	2.74	0.82	0.240	0.21	11.6			
	199C	062-50(4)		63.80	10.50	25.10		1.00	0.46			2.75	2.80	0.79	0.240	0.18	18.30			
	202C*	031-42d2		64.20	11.40	24.50	2.60	1.08	0.45	2.13		2.80	3.00	0.82	0.250	0.20	10.10			
	203C*	031-42b2		65.10	10.10	24.80	2.50	0.97	0.46	3.00		2.80	2.80	0.84	0.230	0.18	9.80			
	Dôme 1929	208C*	031-43b		63.00	9.70	24.30	2.50	1.00	0.45	2.70		2.80	2.60	0.72	0.220	0.18	10.60		
	8 Mai	209B*	MA52	cumD	45.80	3.50	23.00	0.85	0.85	0.13	0.70		0.25	0.27	0.05	0.027	0.02	11.20		
	1902	210C*	062-55b	ebc	51.10	4.80	12.60	1.80	0.82	0.41	2.40		1.63	0.71	0.22	0.110	0.05	21.80		
		213M*	MA35		58.91	8.70	20.50	2.46	0.97	0.45	2.90		2.50	2.50	0.70	0.210	0.10	16.70		
216C*		062-77e		60.50	9.80	23.30	2.40	0.98	0.47	2.70		2.65	2.40	0.71	0.210	0.18	12.10			
20 Mai	218M*	MA41		60.68	11.50	16.30	2.64	0.98	0.45	3.00		2.90	3.10	0.84	0.250	0.15	9.90			
	232M*	MA71		61.07	10.00	21.90	2.50	1.00	0.40	3.10		2.70	2.63	0.73	0.230	0.18	11.50			
	1902	243C*	062-51		63.50	10.50	25.10	2.50	1.00	0.46	2.70		2.75	2.80	0.79	0.240	0.18	10.30		
Dôme 1902	249M*	MA46		59.65	9.10	21.40	2.48	0.91	0.43	2.70		2.50	2.30	0.63	0.210	0.12	13.20			
	250M*	MA42		61.67	9.80	22.40	2.60	0.84	0.44	2.00		2.50	2.75	0.78	0.240	0.18	10.40			

Tableau 50 : Analyses chimiques (éléments en traces) des roches des éruptions historiques

Chemical analyses (trace elements) of rocks from historic eruptions

Les diagrammes présentés dans ce paragraphe sont parfois synthétiques, c'est-à-dire que nous y avons représenté l'ensemble des produits de la Montagne Pelée (cumulats gabbroïques et dioritiques et laves), dans d'autres cas seules les laves y figurent. En effet, certains éléments, en particulier ceux qui sont incorporés dans les minéraux qui fractionnent (Ni, Cr, V, Sc...) ont des teneurs très dispersées dans les cumulats ; celles-ci n'ont pas de significations pétrogénétiques, c'est pourquoi nous ne les avons pas reportées dans les diagrammes. Par contre, dans le cas des minéraux fortement hygromagnaphiles, il est intéressant de replacer les points représentatifs des cumulats dans les diagrammes pour voir si ces derniers ont une relation génétique avec les laves de la Montagne Pelée.

I-2.1 - LES ELEMENTS DE TRANSITION

a - Les éléments compatibles : Ni, Co, Cr, Sc, V

Ces éléments sont fortement incorporés dans les minéraux qui fractionnent, ils présentent donc des corrélations négatives avec les teneurs en SiO₂ des laves (Fig. 71).

* *Le nickel et le chrome* sont incorporés dans les minéraux (olivines et clinopyroxènes) à un stade précoce de l'évolution du magma ; dans les laves, leurs concentrations sont très faibles (Ni < 10 ppm et Cr < 20 ppm dans la majorité des échantillons analysés, Fig. 71A et B), proches de la limite de détection analytique. C'est une caractéristique des magmas orogéniques qui traduit que les magmas, même relativement basiques, ont subi un intense fractionnement. Les teneurs en chrome et nickel des cumulats gabbroïques sont plus élevées, en particulier dans les cumulats de type I (sans magnétite, à olivine) où elles peuvent atteindre respectivement 280 et 45 ppm ; les cumulats gabbroïques de type II (à magnétite, sans olivine) ainsi que les cumulats dioritiques ont des teneurs en Ni et Cr comparables à celles des laves.

* *Le vanadium, le scandium et le cobalt* montrent, quant à eux, une nette décroissance au cours de l'évolution de la série (Fig. 71C, D et E).

* La diminution des teneurs en vanadium traduit le rôle important du fractionnement des oxydes de fer-titane au cours de l'évolution des magmas de la Montagne Pelée.

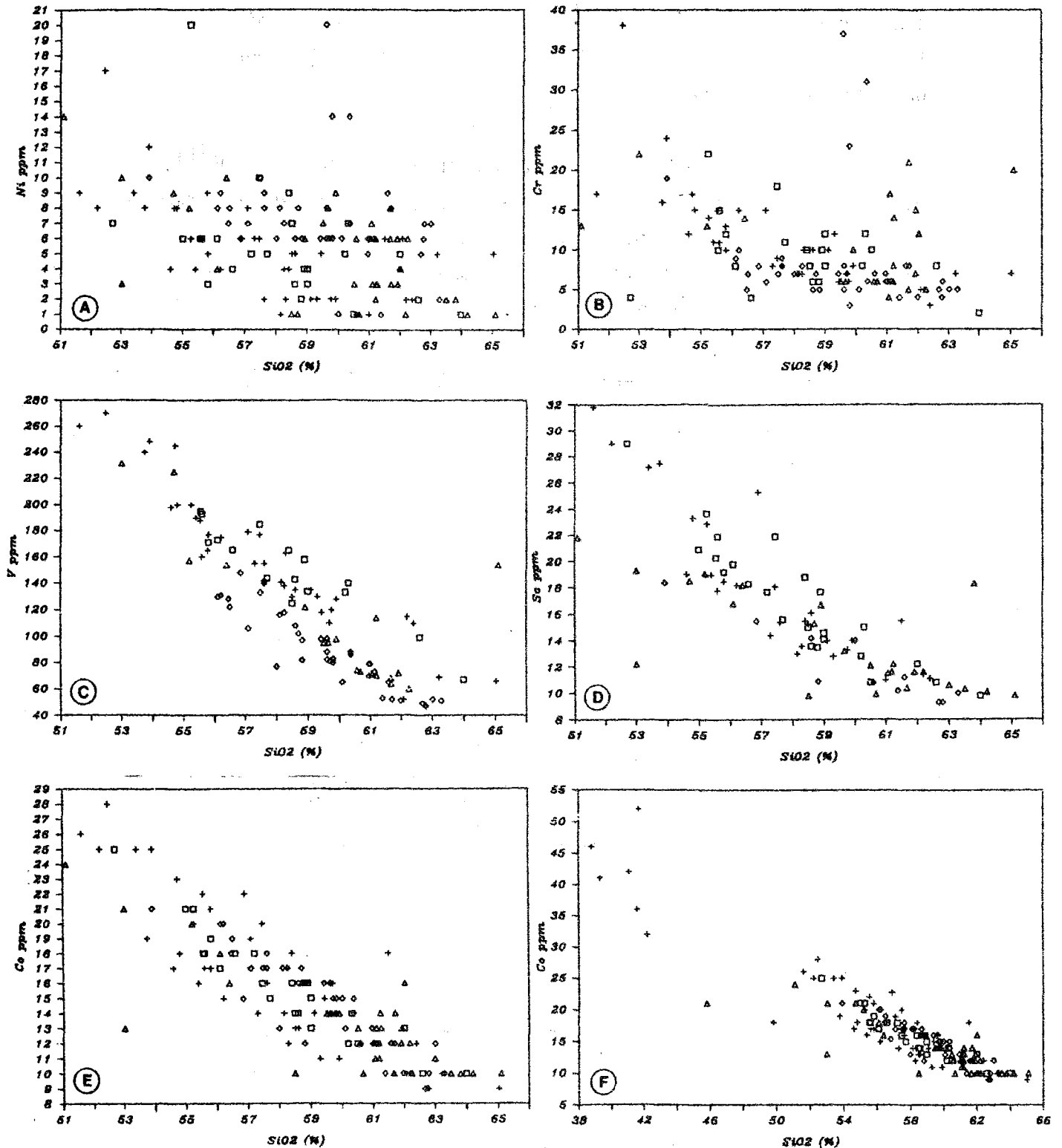


Figure 71 : Variations des teneurs en éléments incompatibles en fonction de SiO_2 dans les roches de la Montagne Pelée (mêmes symboles qu'en figure 70)

Incompatible elements versus SiO_2 content in Mount Pelée rocks (symbols as for figure 70)

- * Les teneurs en cobalt des cumulats, plus élevées que celles des laves, sont reportées sur la figure 71F ; on constate une décroissance régulière de ces concentrations depuis les cumulats gabbroïques jusqu'aux basaltes puis aux dacites.
- * Les teneurs en scandium des cumulats gabbroïques sont irrégulières et non corrélables avec le type de cumulat, elles dépendent comme le nickel et le chrome de la minéralogie de ces derniers ; le scandium étant incorporé en partie dans les amphiboles, il est plus abondant (jusqu'à 100 ppm) dans les cumulats riches en pargasite.

b - Les éléments chalcophiles : Cu, Zn (Fig. 72)

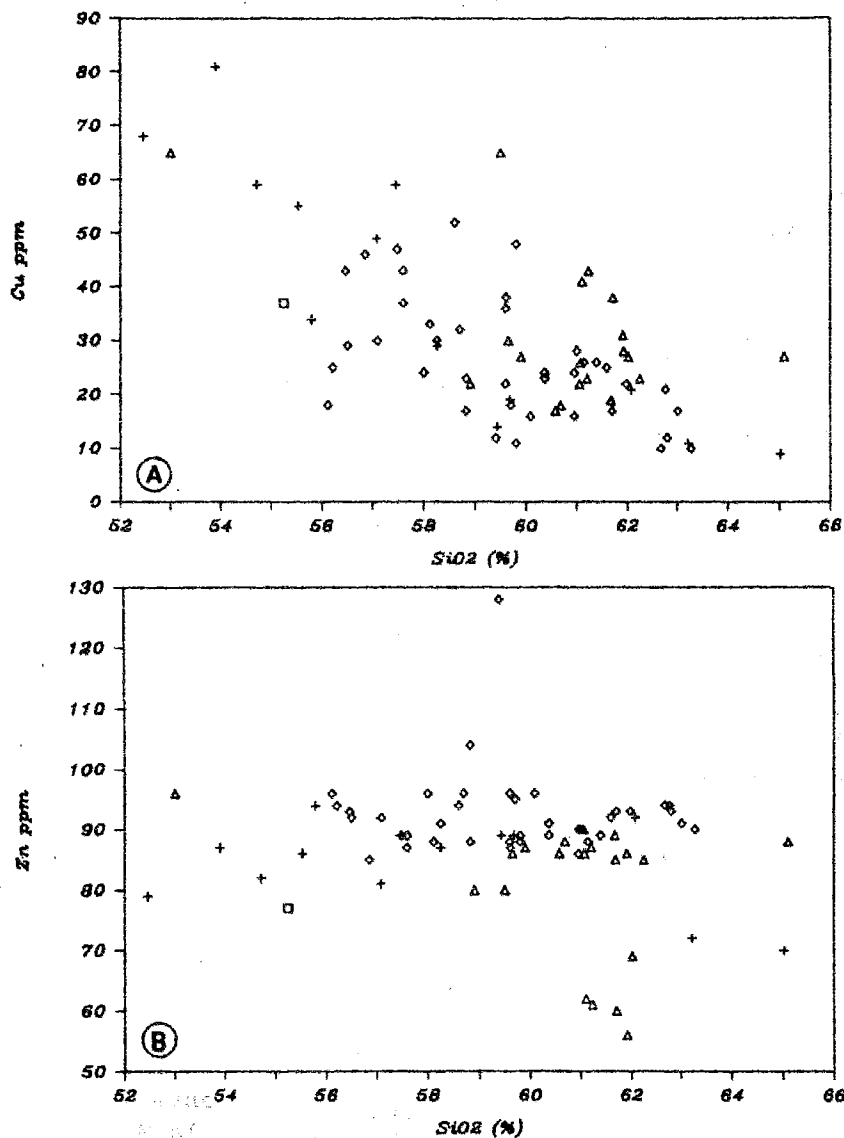


Figure 72 : Variations des teneurs en Cu et Zn en fonction de SiO₂ dans les laves de la Montagne Pelée (mêmes symboles qu'en figure 70)

Cu and Zn contents versus SiO₂ in Mount Pelée lavas (symbols as for figure 70)

Ces éléments n'ont pas été analysés dans les cumulats; dans les laves, les teneurs en cuivre varient entre 10 et 80 ppm et décroissent au cours de l'évolution (Fig. 72A), celles en zinc sont comprises entre 50 et 130 ppm, la majorité des laves ont cependant des teneurs plus constantes (80 à 100 ppm) et Zn ne se corrèle pas avec SiO_2 (Fig. 72B)

I-2.2 - LES ALCALINO-TERREUX (Fig. 73)

- * *Le lithium* varie peu, entre 10 et 25 ppm, il augmente cependant de façon nette au cours de la différenciation (Fig. 73A).
- * *Le rubidium et le baryum*, se corrèlent également positivement avec SiO_2 (Fig. 73B et C), dans les laves leurs teneurs varient respectivement entre 5-45 ppm et 80-270 ppm. Leurs concentrations dans les cumulats gabbroïques sont faibles ($\text{Rb} < 1$ ppm et $\text{Ba} < 300$ ppm), elles sont un peu plus élevées dans les cumulats dioritiques (en particulier Ba) et on note une augmentation régulière de leur concentration tout au long de la série.
- * *Les teneurs en strontium* des laves sont comprises entre 200 et 400 ppm, elles sont relativement dispersées et ne montrent pas de corrélations avec SiO_2 (Fig. 73D). Cette distribution incohérente de Sr est vraisemblablement liée à l'intervention de phénomènes d'accumulation de phénocristaux de plagioclases. Dans les cumulats gabbroïques, les concentrations en strontium sont d'environ 250 ppm sauf dans le cumulat MA30b où elles atteignent presque 500 ppm, cet échantillon se caractérise en effet par une grande abondance du plagioclase qui constitue plus de 70% de son volume total.
- * *Les concentrations en césium* dans les laves (0,2 à 1,7 ppm) se corrèlent positivement avec les teneurs en SiO_2 (Fig. 73E).

I-2.3 - Zr, Ta, Hf (Fig. 74)

Ces éléments, fortement hygromagnaphiles, n'entrent pas dans la composition des minéraux des produits de la Montagne Pelée, et augmentent donc régulièrement tous les trois au cours de la différenciation. Leurs teneurs nulles ou très faibles dans les cumulats, sont plus élevées dans les laves où elles varient entre 1,6 et 3,4 ppm pour Hf, 0,1 et 0,3 ppm pour Ta et 50 à 140 ppm pour Zr.

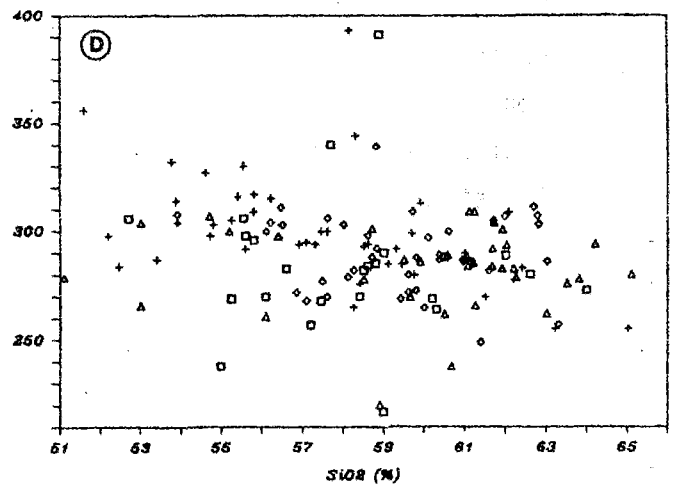
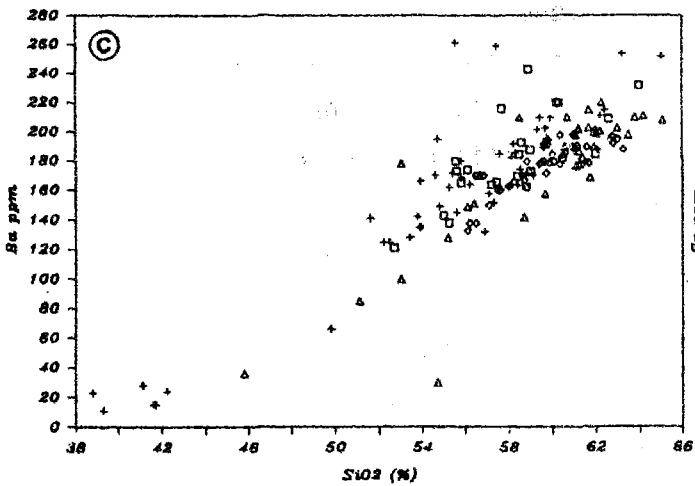
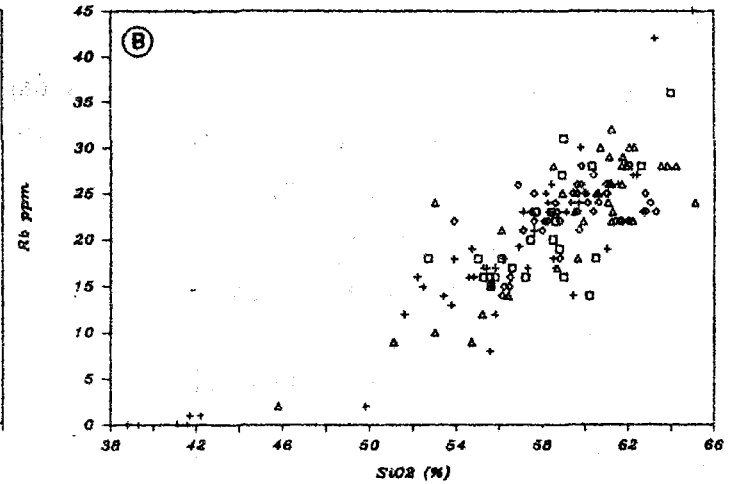
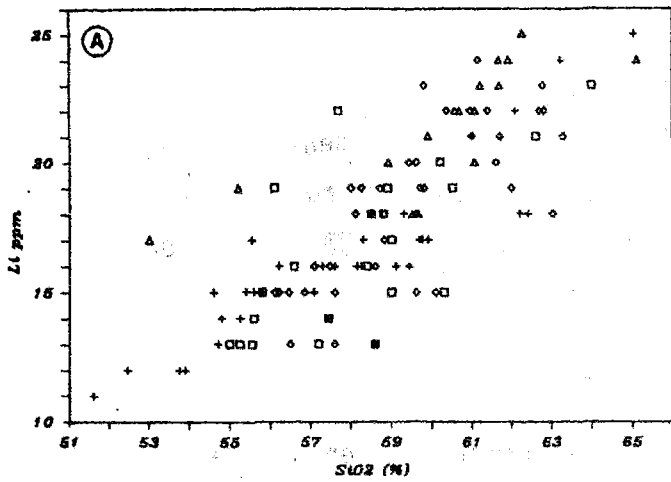
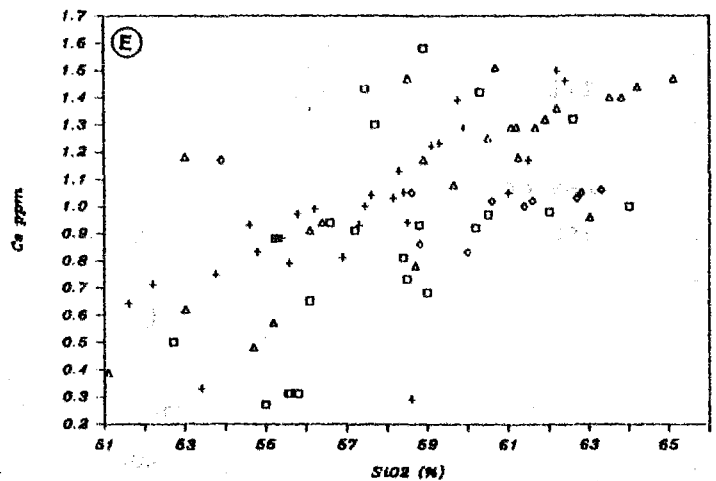


Figure 73 - Variations des teneurs en alcalino-terreux en fonction de SiO_2 dans les produits de la Montagne Pelée (mêmes symboles qu'en fig.70)

Earth-alkali versus SiO_2 in Mount Pelée rocks (symbols as for fig. 70)



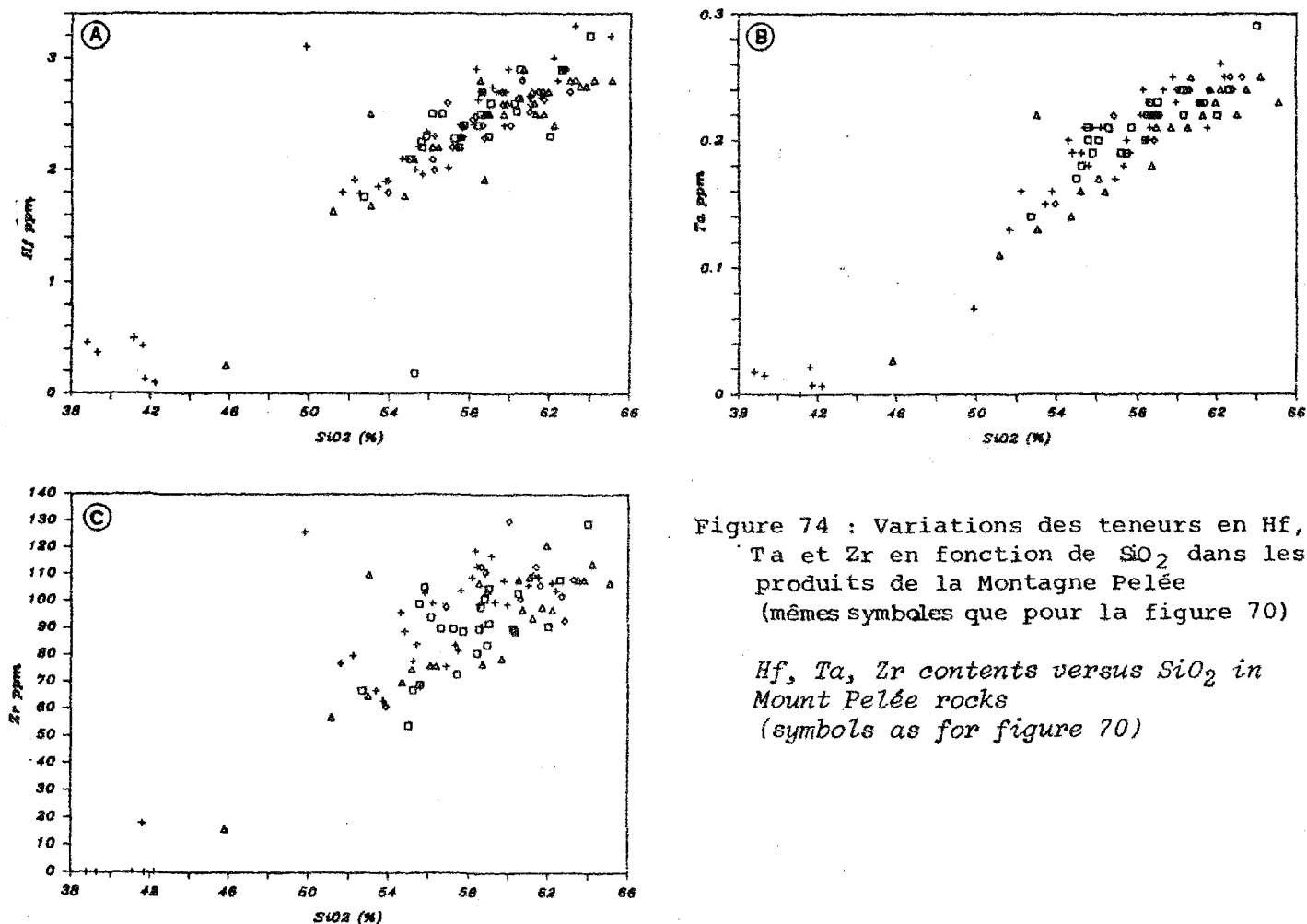


Figure 74 : Variations des teneurs en Hf, Ta et Zr en fonction de SiO₂ dans les produits de la Montagne Pelée (mêmes symboles que pour la figure 70)

Hf, Ta, Zr contents versus SiO₂ in Mount Pelée rocks (symbols as for figure 70)

I-2.4 - LES TERRES RARES

Les terres rares sont des traceurs particulièrement intéressants des processus chimiques, les éléments de ce groupe ayant en effet un comportement très cohérent. En effet, les propriétés physico-chimiques des terres rares varient systématiquement en fonction de leur rayon ionique qui est décroissant du lanthane au lutétium. Pour interpréter la signification géochimique des variations de leurs concentrations, une procédure de normalisation est classiquement adoptée. Les échantillons sont généralement normés aux chondrites. Les teneurs en terres rares des chondrites utilisées dans ce travail sont celles données par Bougault (1980).

Tous les spectres de terres rares normés aux chondrites ont été réalisés, nous n'en présenterons ici que quelques uns, en raison de leur constance, sur l'ensemble des échantillons analysés. Les spectres sélectionnés représentatifs des quatre périodes d'activités du volcan sont présentés en figure 75. On note un type de distribution très courant dans les séries

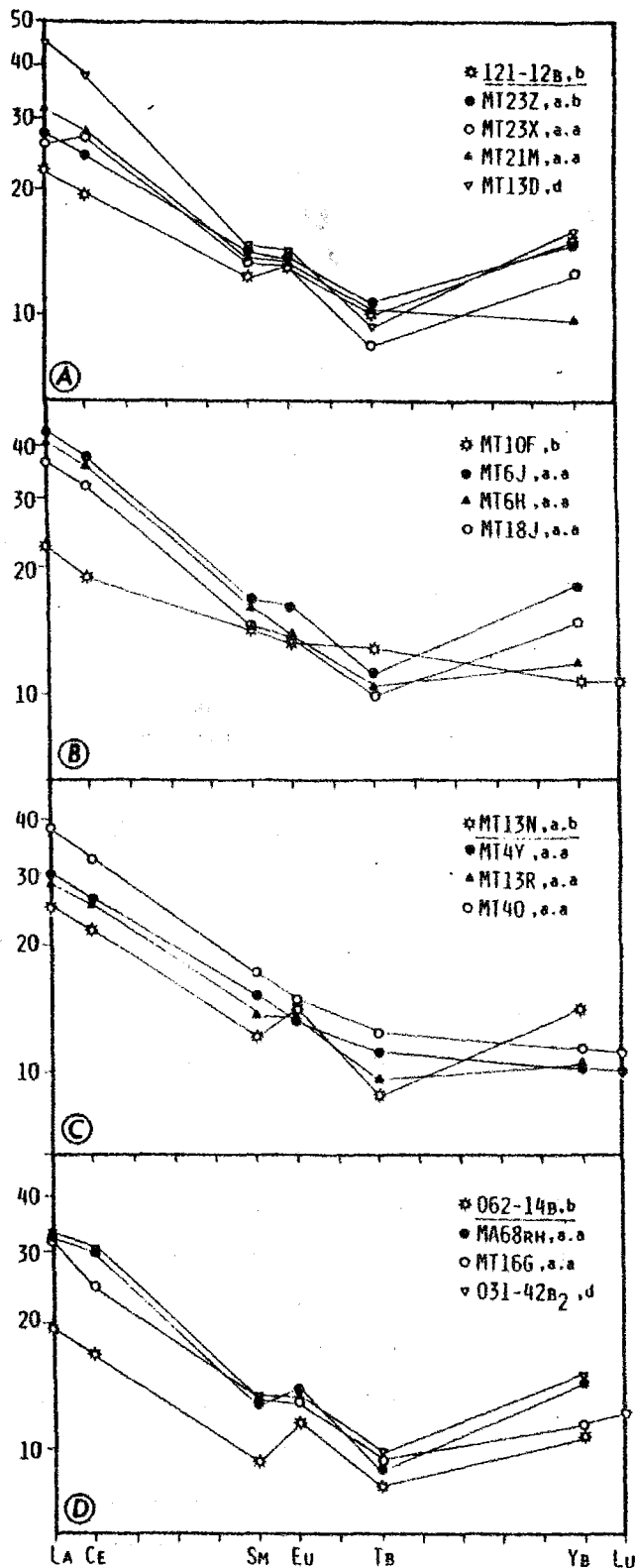


Figure 75 - Spectres de terres rares, normalisés aux chondrites pour quelques échantillons représentatifs des laves de la Montagne Pelée. A : édifice ancien ; B : éruption SV2, édifice intermédiaire ; C : éruption NBC, édifice récent ; D : 1929. Les échantillons soulignés sont des enclaves basiques congénères

Chondrite normalized rare-earth element abundances in representative lavas from Mount Pelée. underlined samples are basic cognate xenoliths

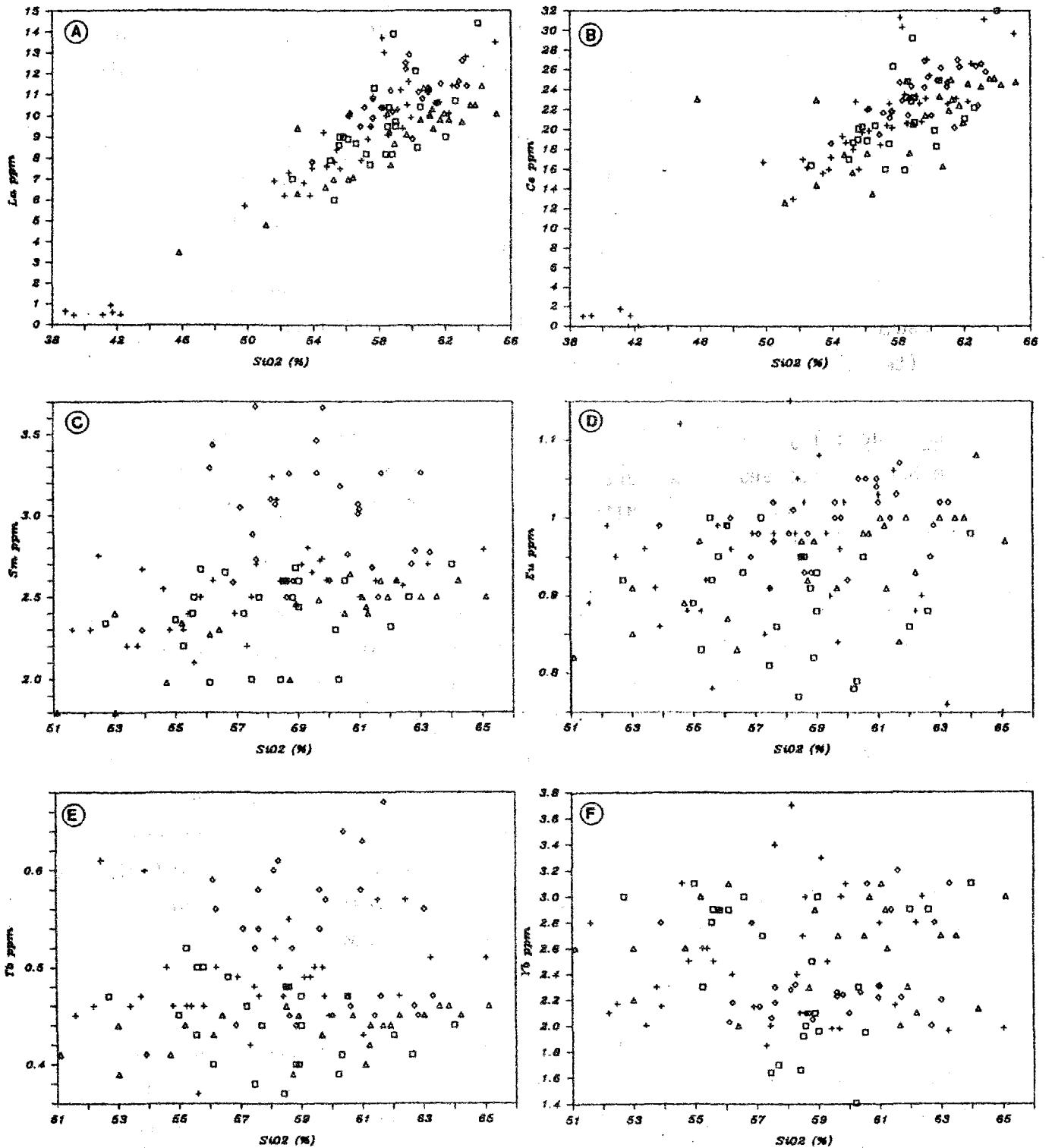


Figure 76 : Variations des teneurs en terres rares en fonction de SiO₂ dans les produits de la Montagne Pelée (mêmes symboles qu'en figure 70)

Rare-earth element contents versus SiO₂ in Mount Pelée rocks (symbols as for figure 70)

calco-alkalines des arcs insulaires (Dupuy et al., 1977) caractérisé par un enrichissement modéré en terres rares légères (20 à 45 fois la norme chondritique) par rapport aux terres rares lourdes (10 à 15 fois la norme chondritique) ce qui correspond à des rapports La/Yb voisins de 5. Les spectres peuvent être régulièrement décroissants du lanthane au lutétium, ou présenter une anomalie positive en europium, caractéristique d'un phénomène d'accumulation de phénocristaux de plagioclases. La présence de cette anomalie est systématique dans les enclaves congénères basiques (MT13N, Fig. 75C, ou 062-24d, Fig. 75D) qui sont généralement caractérisées par l'abondance de lattes de plagioclases dans la mésostase (texture sub-doléritique).

Remarque : l'ytterbium n'est dosé qu'à titre indicatif au laboratoire de Saclay, les seules teneurs fiables pour Yb sont celles dosées au laboratoire de Montpellier (MT10F, Fig. 75B ; MT4Y et MT40, Fig. 75C ; MT16G, Fig. 75D).

Les variations des teneurs en terres rares en fonction de celles en SiO₂ des produits de la Montagne Pelée sont présentées en figure 76. On constate un enrichissement en terres rares légères (La, Ce) au cours de l'évolution. Ces deux éléments augmentent régulièrement tout au long de la série depuis les cumulats gabbroïques jusqu'aux laves, puis des basaltes aux dacites (Fig. 76A et B). Les autres terres rares, du samarium au lutétium, ne présentent pas de corrélations avec la teneur en silice des laves. Leurs teneurs dans les cumulats gabbroïques sont toujours inférieures à celles des laves, nous ne les avons pas reportées sur les figures 76C à F, en raison de l'absence de corrélations précédemment décrite.

I-2.5 - Th ET U

Ces deux éléments fortement hygromagmaphiles ont des teneurs qui augmentent au cours de l'évolution de la série, le thorium varie entre 1 et 5 ppm et l'uranium entre 0,2 et 1,2 ppm des basaltes aux dacites (Fig. 77A et B). Le caractère fortement hygromagmaphile de ces éléments est confirmé par l'observation de la figure 77C. On observe en effet une excellente corrélation linéaire entre U et Th, cette corrélation passe par l'origine au niveau des cumulats gabbroïques qui ont des teneurs en thorium et uranium pratiquement nulles. Ce type de corrélation est caractéristique des éléments fortement hygromagmaphiles (Treuil & Varet, 1973 ; Joron & Treuil, 1977 ; Joron et al., 1978 ; Steinberg et

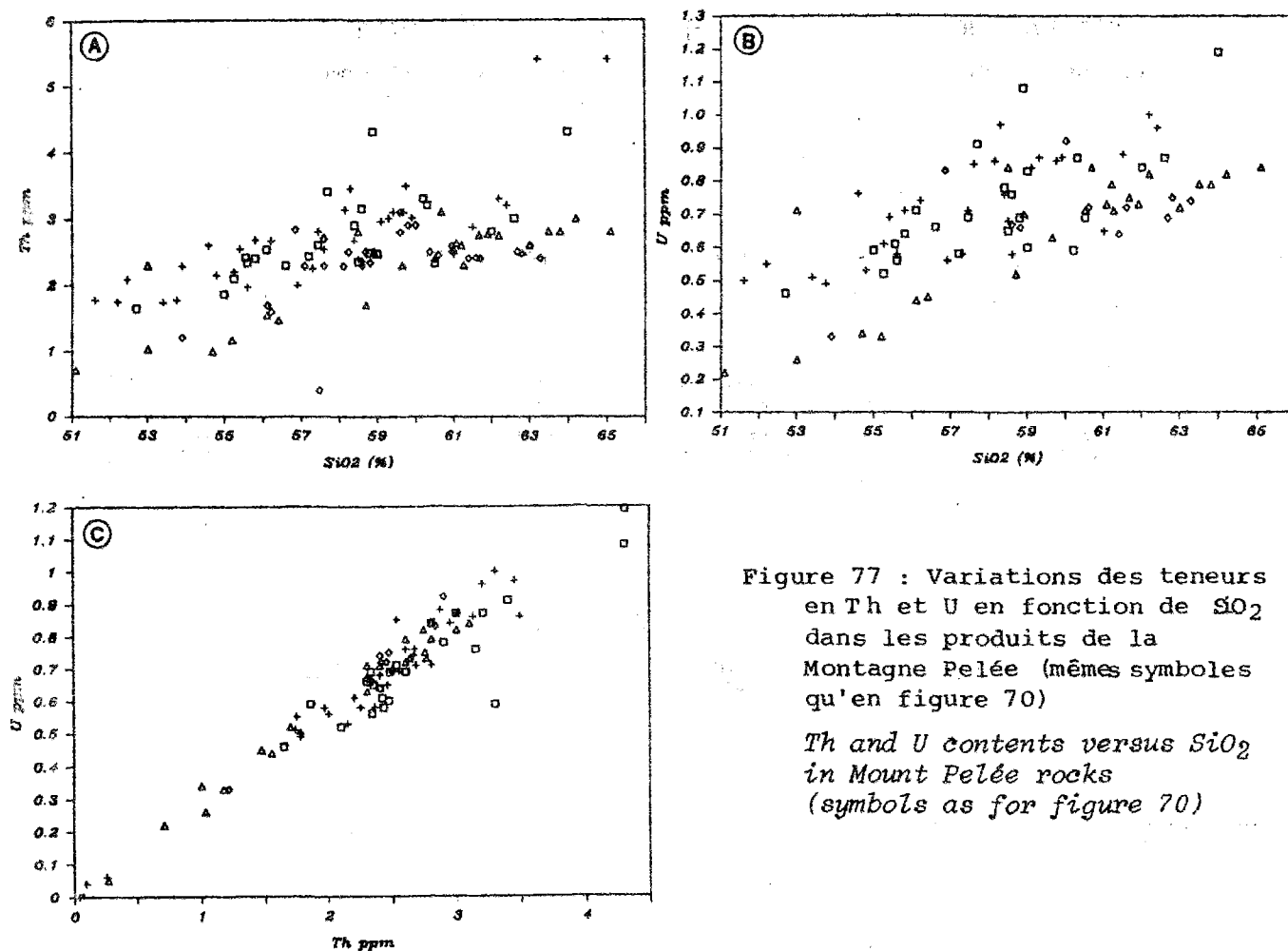


Figure 77 : Variations des teneurs en Th et U en fonction de SiO_2 dans les produits de la Montagne Pelée (mêmes symboles qu'en figure 70)

Th and U contents versus SiO_2 in Mount Pelée rocks (symbols as for figure 70)

al, 1979) et indique que la population d'échantillons étudiés s'est formée à partir d'un même matériel initial (Joron & Treuil, 1977) et est donc co-génétique.

L'examen des diagrammes présentés dans ce paragraphe montre que les points sont parfois relativement dispersés. Cette dispersion peut avoir plusieurs origines :

- tout d'abord l'erreur analytique qui existe dans toute analyse chimique ; cette erreur est une erreur relative fonction de la concentration des éléments considérés ; ainsi, pour les éléments de faibles teneurs, en particulier les éléments en traces, elle peut être assez élevée ;
- le fait que les analyses présentées dans ce mémoire n'aient pas toutes été réalisées dans le même laboratoire ;
- l'accumulation des cristaux, comme nous l'avons vu précédemment, les laves de la Montagne Pelée sont toutes très porphyriques et ne sont plus

représentatives de liquides ; la répartition des différents types de phéno-cristaux peut, en effet, entraîner des variations de la composition chimique.

I-2.6 - DONNEES ISOTOPIQUES

Les données isotopiques sur les roches de la Montagne Pelée sont présentées dans le tableau 51.

Echant.	SV2				1929					
	031-22b	031-16*	062-14b	031-42d2	MB213	MB214	MB215	MB217	MB218	MB220
SiO2 (%)	52,20	61,50	55,00	64,20	55,71	61,10	60,69	58,94	59,13	57,85
87Sr/86Sr	0,70443	0,70410	0,70430	0,70444	0,704170	0,704210	0,704193	0,704139	0,704130	0,704191
143Nd/144Nd	-	-	-	-	-	-	0,512790	0,512793	-	0,512815
206Pb/204Pb	-	-	-	-	-	-	19,387	-	-	19,360
207Pb/204Pb	-	-	-	-	-	-	15,725	-	-	15,706
208Pb/204Pb	-	-	-	-	-	-	39,148	-	-	39,085
180	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+7,5

Echant.	MB221	MB222	MB225	MB226	MB228	MB277	M108	M123	MTQ107
	**	**	**	**	**	**	***	***	****
SiO2 (%)	58,10	59,14	60,26	62,08	62,10	60,47	58,80	60,10	61,60
87Sr/86Sr	0,704258	0,704597	0,704253	0,704231	0,704263	0,704275	0,703880	0,703830	0,704090
143Nd/144Nd	0,512812	0,512740	-	0,512810	-	-	-	-	0,512803
206Pb/204Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	19,427
207Pb/204Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	15,76
208Pb/204Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	39,24

* Analyse J.M Cantagrel, Clermont-Ferrand

** D'après Davidson, 1984

*** D'après Stipp & Nagle, inédit

**** D'après White et Dupré, 1984

Tableau 51 : Données isotopiques sur les roches de la Montagne Pelée

Isotopic data on Mount Pelée rocks

Les rapports isotopiques du strontium des laves de la Montagne Pelée varient peu si l'on ne tient pas compte des données relativement anciennes de Stipp et Nagle (sensiblement plus faibles que les autres données plus récentes), leur moyenne s'établit à 0,704251 ($\sigma = 0,000129$) et est caractéristique du magmatisme calco-alcalin d'arc insulaire (Gill, 1981). Aucune corrélation entre les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et la teneur en silice des roches n'est observable. Dans le cadre de ce travail, quatre analyses ont été réalisées par J.-M. Cantagrel à Clermont-Ferrand sur les pôles basiques et acides des éruptions hétérogènes de l'édifice intermédiaire (SV2) et de 1929 (4 premières analyses du tableau 51). On constate que dans le cas des nuées ardentes de type Saint-Vincent, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est plus élevé dans le basalte que dans le terme acide, dans le cas des nuées ardentes de 1929, c'est le contraire. Ces quelques résultats permettent seulement de remarquer que les magmas basiques et acides ont des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ voisins, qu'ils ont donc probablement la même origine. Les rapports isotopiques du néodyme et du plomb présentés dans le tableau 51 sont également pratiquement constants.

II - COMPARAISON AVEC LES AUTRES VOLCANS DE L'ARC DES PETITES ANTILLES

La distinction des différents types de séries orogéniques des Petites Antilles en fonction de leurs teneurs en K_2O a été évoquée précédemment, dans le chapitre I. Les laves de la Montagne Pelée, typiquement calco-alcalines présentent des caractéristiques intermédiaires entre :

- d'une part, celles de la majorité des séries faiblement potassiques (volcans récents des îles du nord de l'arc - Saint-Kitts, Saint-Eustache, Saba - et de la Soufrière de Saint-Vincent ; séries d'âge miocène supérieur de Martinique et de Sainte-Lucie) que de nombreux caractères géochimiques apparentent aux tholeiites d'arc (rapports FeO^*/MgO élevés, croissance de Fe et Ti au début de l'évolution de la série, teneurs faibles en éléments incompatibles, spectres de terres rares relativement "plats") ;
- d'autre part, celles des séries potassiques du sud et du centre de l'arc (Grenade, Soufrière de Sainte-Lucie, Pitons du Carbet en Martinique), beaucoup plus riches en éléments incompatibles, dont les spectres de terres rares montrent des enrichissements importants en terres rares légères (La/Yb compris entre 5 et 20 à Grenade, Thirwall & Graham, 1984 ; Davidson, 1985) et dont les rapports isotopiques du strontium sont nettement plus élevés (jusqu'à 0,7100).

Ce caractère intermédiaire de la série de la Montagne Pelée apparaît clairement sur les diagrammes des figures 78 et 79. Dans le diagramme Rb- SiO_2

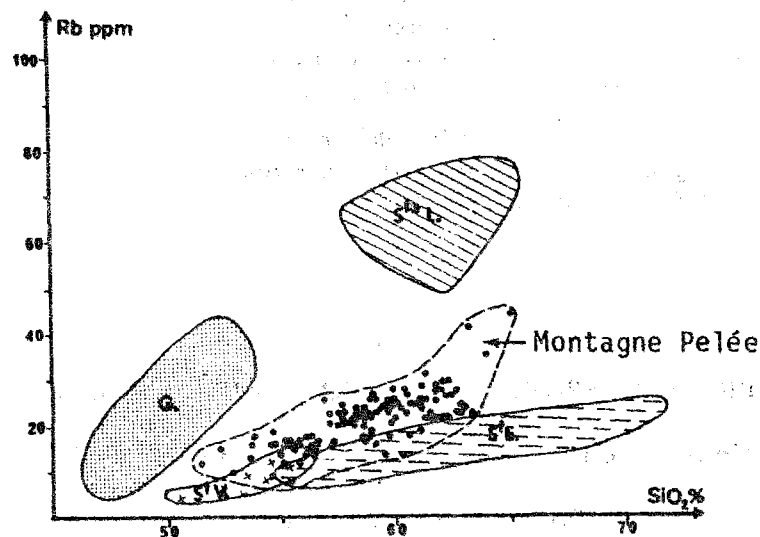


Figure 78 : Variations des teneurs en Rb en fonction de SiO_2 pour différents édifices volcaniques de l'arc des Petites Antilles. G: Grenade, StL: Ste Lucie, StV: St Vincent, StE: St Eustache
Rb contents versus SiO_2 for some volcanoes from the Lesser Antilles island arc

(Fig. 78), la position des laves de la Montagne Pelée est intermédiaire entre celles des roches de Saint-Vincent et Saint-Eustache d'une part, de Grenade et de la Soufrière de Sainte-Lucie d'autre part.

En figure 79, sont présentés les rapports La/Yb et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves des volcans récents (< 1 Ma) de l'arc, classés du nord au sud. On constate que les trois groupes distingués précédemment apparaissent également, la Montagne Pelée présentant des caractéristiques analogues aux autres édifices modérément potassiques du centre de l'arc (Soufrière de Guadeloupe, volcans du sud de la Dominique).

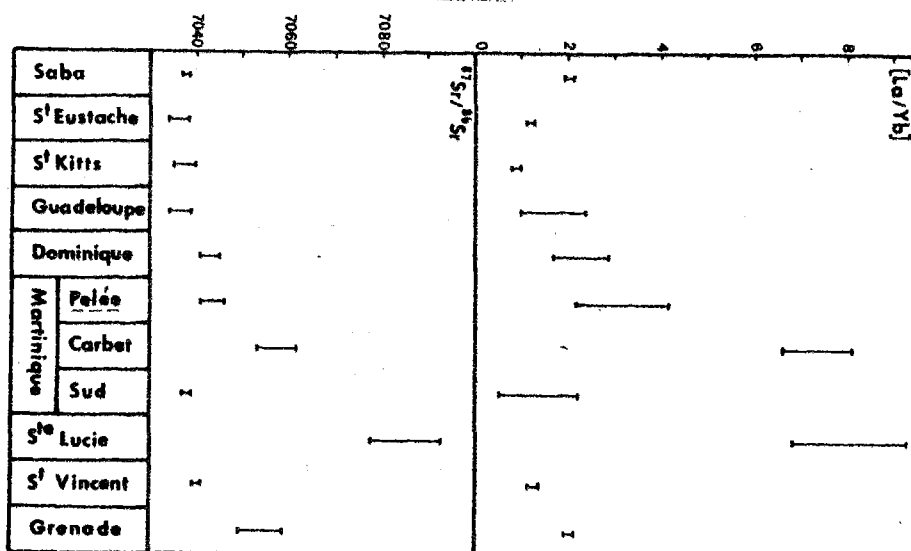


Figure 79 : Variations des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et La/Yb (normés aux chondrites) pour les principaux volcans récents (< 1 M.a) de l'arc des Petites Antilles. Source des données Davidson, 1983 et sous presse ; White *et al.*, 1984 ; White et Patchett, 1984 ; White et Dupré, sous presse ; Hawkesworth *et al.*, 1979 ; Baker, 1984 ; Vidal *et al.*, en préparation

Variations of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and La/Yb (chondrite-normalized) ratios for the main recent volcanoes (< 1 M.a) from the Lesser Antilles island arc

III - VARIATIONS TEMPORELLES DE LA COMPOSITION CHIMIQUE

III-1 - Variations à long terme d'une période d'activité à l'autre

Les trois étapes d'édification de la Montagne Pelée sont séparées par de longues périodes de repos : 6000 ans entre les stades intermédiaire et récent, durée inconnue mais vraisemblablement très longue entre les

stades ancien et intermédiaire. Ces différentes étapes correspondent à des changements importants de la structure du volcan et des types de dynamismes éruptifs (cf. chapitre I). On pourrait donc s'attendre, a priori, à observer des différences dans la composition des produits émis. Or, la nature pétrographique des laves demeure sensiblement constante au cours de l'histoire du volcan ; seule la proportion des différents termes de la série varie parfois d'une période d'activité à l'autre : ainsi, les andésites basiques prédominent dans l'édifice intermédiaire, alors que ce sont les andésites acides qui sont les plus abondantes dans les autres édifices (cf. chapitre V).

L'examen des figures 70 à 77 présentées précédemment ne fait apparaître que très peu de variations d'une période à l'autre. Les seules différences significatives observables sont les variations de K_2O , V, et des terres rares moyennes Sm et Tb. En effet, si l'on se reporte à la figure 70B, on constate que les teneurs en potassium des laves de l'édifice récent et des éruptions historiques sont globalement un peu plus faibles que celles des stades antérieurs de l'évolution du volcan (d'environ 0,2 à 0,3% de K_2O). Cette différence ne paraît pas imputable à des phénomènes d'altération superficielle ou hydrothermale, car l'étude à la microsonde a montré que le potassium des roches (y compris celles de la Pelée ancienne et intermédiaire) se localise dans des phases primaires comme le verre interstitiel, les amphiboles et très rarement des feldspaths alcalins de la mésostase. Cette différence de teneur en potassium ne paraît pas non plus due à des problèmes analytiques, les résultats des différents laboratoires étant concordants ; elle mérite donc d'être prise en considération. De même, la figure 71C, montre que les laves de l'édifice récent et des éruptions historiques se distinguent par des teneurs plus faibles en vanadium : entre 20 et 50 ppm de moins que celles des édifices intermédiaire et ancien. En fait, dans les termes basiques (< 55% de SiO_2), les teneurs en vanadium semblent comparables dans tous les édifices, c'est vers les roches plus acides que la différence apparaît plus nettement. Il y aurait donc une décroissance plus rapide de vanadium au cours de l'évolution des séries de l'édifice récent et des éruptions historiques, correspondant peut-être à un fractionnement légèrement plus important des titanomagnétites dans les magmas de ces périodes d'activités. Cette différence ne se retrouve toutefois pas au niveau de TiO_2 , oxyde pourtant fortement incorporé dans les minéraux opaques de la Montagne Pelée.

Enfin, les laves de la Pelée récente se distinguent également de celles de toutes les autres périodes d'activité par leur teneur en samarium et en torbium sensiblement plus élevées (jusqu'à 1 ppm pour Sm, Fig. 76C et 0,2 ppm pour Tb, Fig. 76E). Notons cependant que pour ces éléments, des différences sensibles sont observables en fonction du laboratoire où les analyses ont été réalisées ; ainsi pour Tb, les valeurs supérieures à 0,5 ppm (pour la Pelée récente) sont obtenues à Saclay et celles inférieures à 0,5 ppm proviennent de Montpellier, de même pour Sm, les valeurs supérieures à 2,8 ppm sont obtenues au laboratoire de Saclay. Il reste malgré tout que, pour des roches des différents édifices analysées dans le même laboratoire (Saclay), les laves de la Pelée récente se caractérisent par des teneurs plus élevées en Tb et Sm.

III-2 - Variations à moyen terme, au cours d'une période d'activité

L'examen des variations chimiques, au sein d'une période d'activité de la Montagne Pelée, est important dans la mesure où il pourrait permettre la mise en évidence d'un caractère cyclique du fonctionnement du volcan et autoriser d'éventuelles extrapolations. Il faut cependant tenir compte de la nature hétérogène de nombreuses éruptions, et donc savoir que le choix d'une composition moyenne ou représentative ne peut être que subjectif et largement fonction du nombre d'analyses disponibles. D'autre part, les hétérogénéités des éruptions se superposent à une relative constance globale des compositions chimiques et peuvent masquer des variations temporelles minimales.

La validité des études d'évolution temporelle suppose également que toutes les éruptions aient été enregistrées et que leur chronologie soit bien établie. A la Montagne Pelée, ce n'est pas le cas pour l'édifice ancien où les éruptions ont simplement été classées par ordre stratigraphique et où une étude des variations au sein de cette période d'activité ne s'avère donc pas possible.

Les diagrammes d'évolution des éléments majeurs et de certains éléments en traces au cours du temps sont présentés en figures 80 pour la Pelée intermédiaire, 81 et 82 pour la Pelée récente. Les produits de 1902 et 1929 n'ont pas été représentés sur ces deux dernières figures, à cause de leur trop grande variabilité par rapport à ceux des autres éruptions du

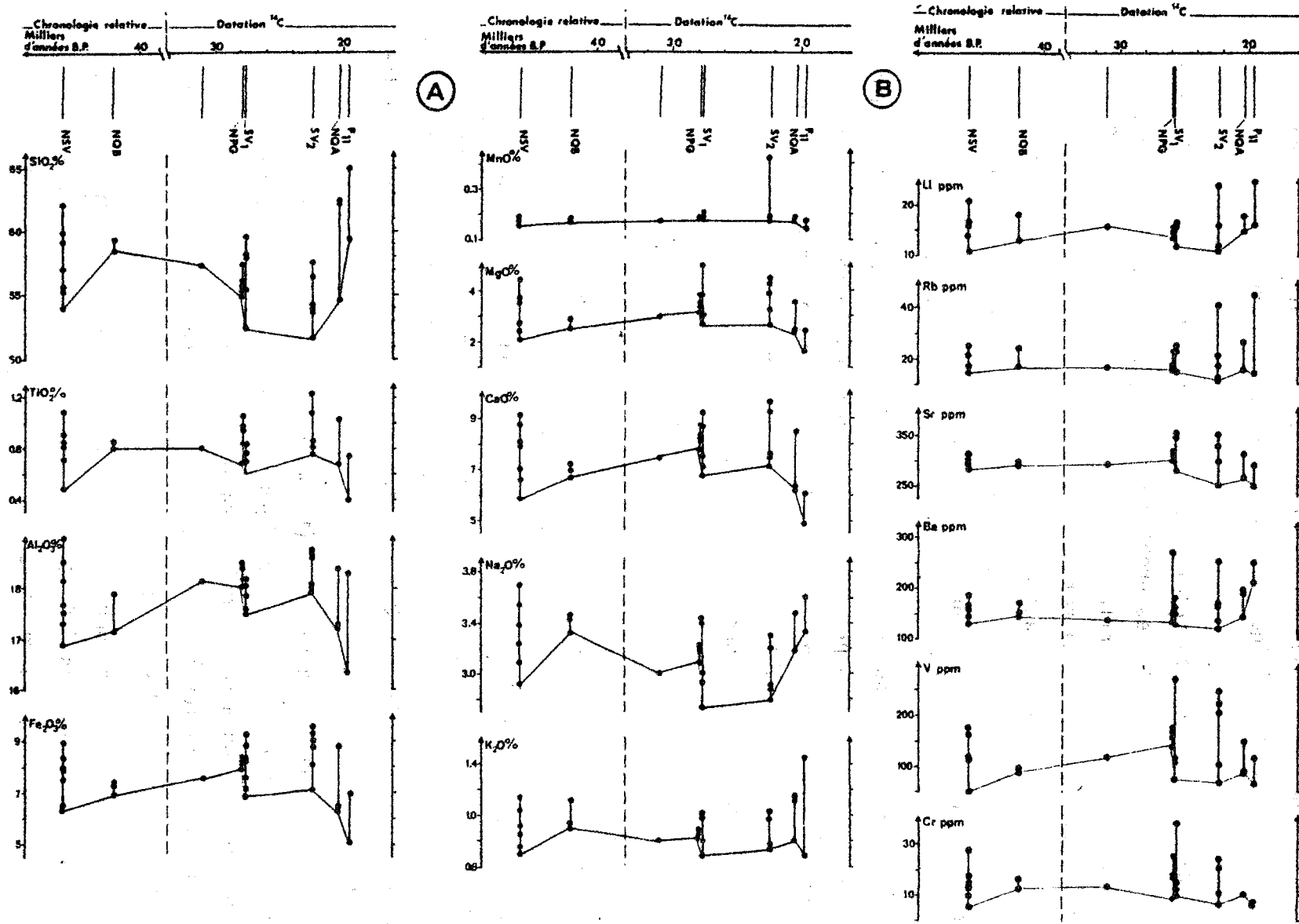


Figure 80 : Evolution chronologique des teneurs en éléments majeurs (A) et en traces (B) des laves de l'édifice intermédiaire

Temporal variations of major (A) and trace (B) element contents of lavas from the intermediate cone

cycle récent (problèmes d'échelles). Pour faciliter la lecture de ces diagrammes, nous avons choisi de relier entre elles les compositions des produits les plus basiques analysés pour chaque éruption.

La validité des diagrammes relatifs à la période intermédiaire (Fig. 80) est fortement limitée par les problèmes de reconnaissance et de chronologie des éruptions, en particulier pour celles non datables au ^{14}C . On remarque toutefois la forte hétérogénéité des éruptions de type Saint-Vincent (NSV, SV1, SV2) caractéristiques de cette période d'activité, ainsi que le caractère acide (dacitique) de la dernière éruption de la période intermédiaire (P11, datée à 19 500 ans B.P.).

Dans le cas de la période récente (0 à 13 500 ans B.P.), la chronologie est mieux assurée et les principales éruptions sont supposées reconnues, tout au moins entre 0 et 5 000 ans B.P. La principale limitation à la mise en évidence de variations à moyen terme vient du caractère hétérogène de beaucoup d'éruptions.

Si l'on considère uniquement, entre 0 et 5 000 ans B.P. environ, les éruptions majeures, c'est-à-dire celles ayant émis un volume de magma suffisamment important pour avoir une incidence sur l'état du réservoir, il apparaît une certaine périodicité plurimillénaire liant le rythme éruptif et la nature des magmas émis (degré d'hétérogénéité, type de composition). Un de ces cycles apparaît bien individualisé et peut être pris comme exemple type. Il s'agit de celui qui va depuis l'éruption NMR (5 100 ans B.P.) jusqu'à l'éruption NRS2 (3 700 ans B.P.) qui peut se décomposer de la façon suivante :

- après une longue phase de repos (1 500 ans sans éruption importante), la reprise de l'activité est marquée par l'éruption de nuées ardentes de type péléen et/ou Mérapi (NMR), caractérisée par une relative homogénéité chimique et texturale des produits émis et une composition chimique acide proche du pôle dacitique ($\text{SiO}_2 = 61,5-63,5\%$).
- L'activité éruptive se poursuit. Plusieurs éruptions importantes dont des éruptions ponceuses (P6, NPM, P5, NRS) vont se succéder, séparées par des intervalles de repos centenaires à pluricentenaires. Elles sont caractérisées par des hétérogénéités chimiques et texturales importantes, une composition andésitique relativement variable ($\text{SiO}_2 = 56-61\%$) sans que l'on puisse identifier de tendance évolutive globale.

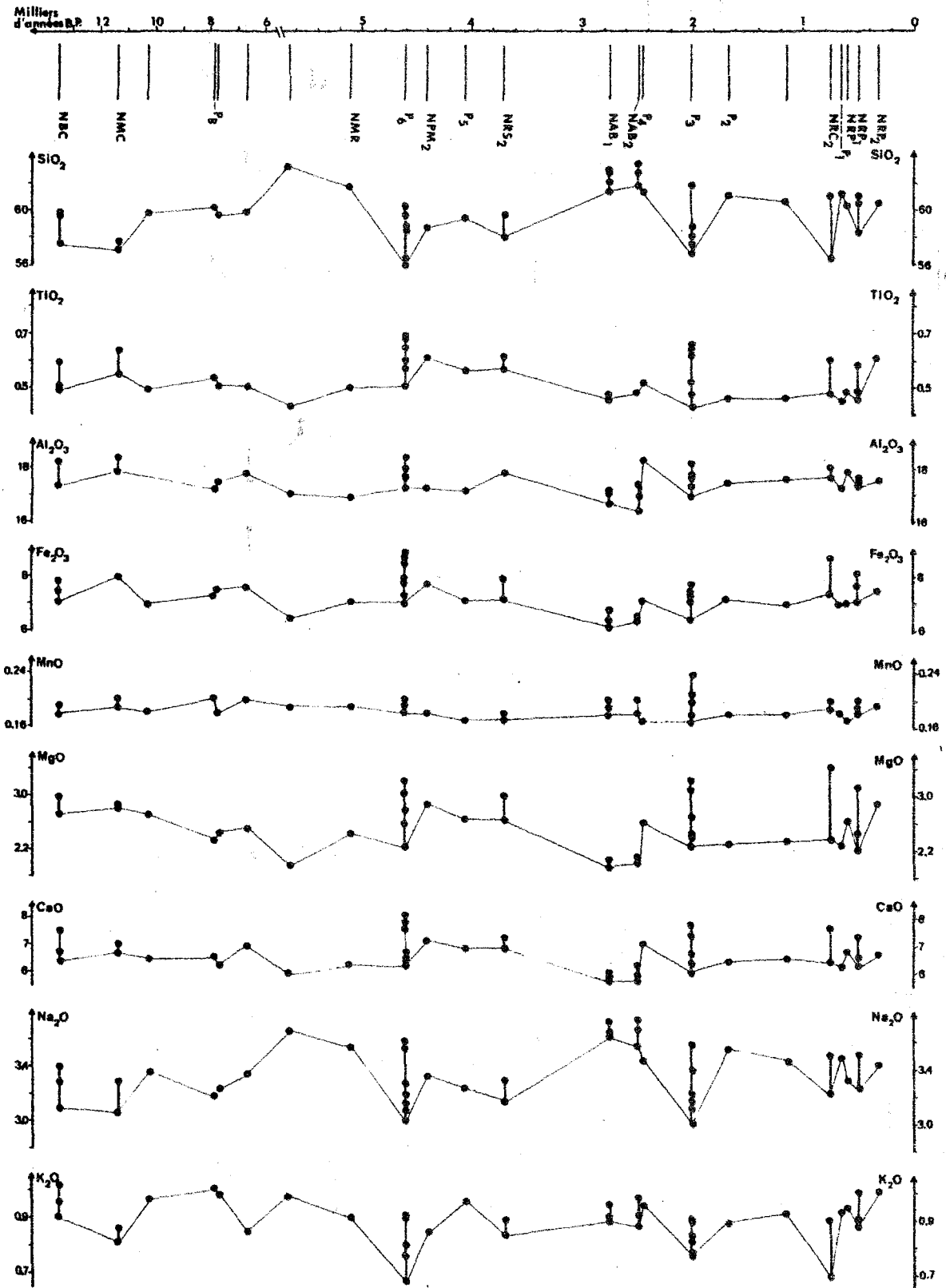


Figure 81 : Evolution chronologique des teneurs en éléments majeurs des laves de la Pelée récente

Temporal variations of major element contents from lavas of the recent cone

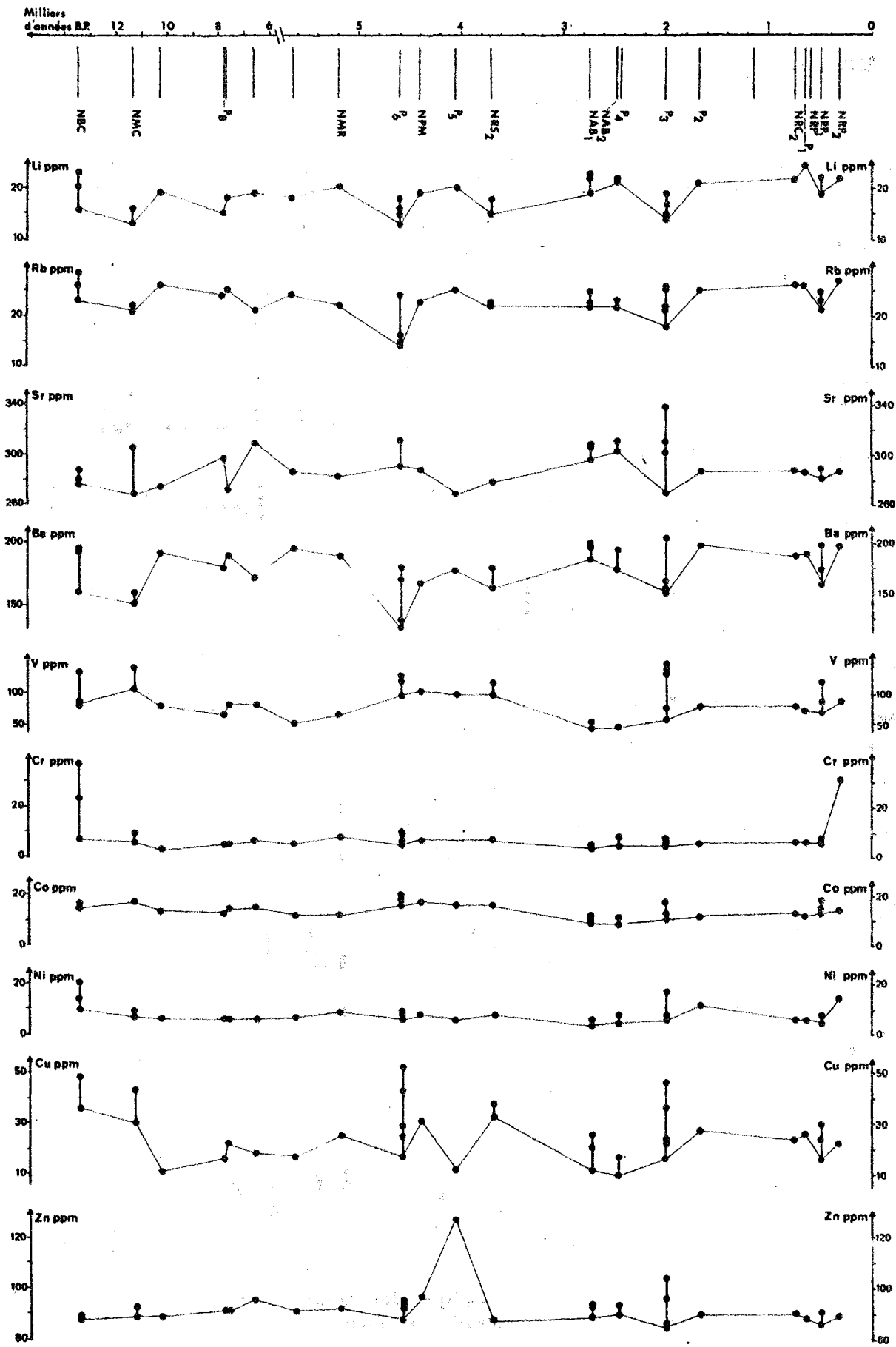


Figure 82 : Evolution chronologique des teneurs en éléments en traces des laves de la Pelée récente

Temporal variations of trace element contents of lavas from the recent cone

- L'activité éruptive cesse ou ralentit fortement pendant une longue période (environ 1 000 ans sans éruption importante) et le cycle suivant débute par l'éruption de nuées ardentes à magma homogène et acide (NAB1-NAB2 à 2 600 ans B.P. environ) et se poursuit par une série d'éruptions ponceuses (P4, P3, P2) comportant une éruption hétérogène andésitique (P3 : $\text{SiO}_2 = 56,8-61,8\%$).

Par contre, après P2 (1 670 ans B.P.), éruption suivie d'un intervalle de repos ou de ralentissement très net de l'activité long d'environ 1 000 ans, on n'observe pas d'éruption de type nuée ardente homogène et acide marquant la reprise d'un nouveau cycle comparable à celui décrit précédemment. En effet, l'éruption ponceuse P1 a émis des produits de composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 61\%$) et les éruptions importantes suivantes de 1902 et 1929, en dépit d'une hétérogénéité marquée tendent globalement vers un pôle plus acide.

III-3 - Variations à court terme, au sein d'une éruption

La plupart des éruptions de la Montagne Pelée ont produit des laves chimiquement hétérogènes. La connaissance de ces hétérogénéités est bien entendu étroitement dépendante du nombre d'analyses disponibles pour chaque éruption (bien que tous les auteurs d'études récentes se soient efforcés de prélever des échantillons d'aspect macroscopique aussi varié que possible, dans chaque dépôt). En se limitant aux éruptions bien connues et datées au ^{14}C , et dont plusieurs analyses chimiques sont disponibles (tableaux 41,42,45,46,49 et 50), il est possible d'en distinguer trois types :

- * *Des éruptions* dont les produits, macroscopiquement *homogènes*, ne présentent que de faibles variations de composition chimique (moins de 3% de SiO_2), attribuables pour partie aux erreurs analytiques et d'autre part à des variations des abondances des phénocristaux. C'est notamment le cas des dépôts de nuées ardentes de types Péléen ou Merapi NAB (NAB1 : $\text{SiO}_2 = 61,3-62,8\%$: 4 analyses ; NAB2 : $\text{SiO}_2 = 61,7-63,3\%$: 4 analyses) et NMR ($\text{SiO}_2 = 61,5-63,5\%$: 2 analyses).
- * *Des éruptions* dont les produits, bien que *macroscopiquement homogènes*, présentent une *variabilité chimique importante* (4 à 8% de SiO_2), témoi-

gnant vraisemblablement de l'hétérogénéité du magma. A cette catégorie appartiennent de nombreuses éruptions ponceuses : P11 ($\text{SiO}_2 = 59,4-65\%$: 2 analyses), P6 ($\text{SiO}_2 = 56,1-60,4\%$: 8 analyses), P3 ($\text{SiO}_2 = 56,8-61,8\%$: 6 analyses), ainsi que certaines éruptions à nuées ardentes péleennes : NQA ($\text{SiO}_2 = 54,6-62,4\%$: 3 analyses) et NRC2 ($\text{SiO}_2 = 56,4-60,9\%$: 3 analyses).

* *Des éruptions dont les produits présentent un caractère nettement hétérogène sur le terrain, soit en raison de la présence de ponces rubanées et de scories basiques et acides associées (SV1, SV2), soit par suite de l'existence d'enclaves basiques congénères (NBC, 1902, 1929).*

On constate, dans de tels cas, que la gamme des variations chimiques des produits émis au cours d'une seule éruption recouvre celle de l'ensemble des laves de la Montagne Pelée (§ IV-1), et qu'elle est pratiquement continue du pôle basique au pôle acide, les compositions des deux fractions pouvant parfois même se superposer à la limite des deux champs. Ainsi, les 39 analyses disponibles des produits des éruptions SV1 et SV2 (tableau 40) montrent que les teneurs en silice des passées basiques varient de 51,6% à 58,7%, et celles des passées acides associées de 56,4 à 63,2%. Dans le cas de l'éruption de 1929 (tableau 42), les 18 enclaves basiques analysées ont des teneurs en SiO_2 comprises entre 53 et 58,7%, les 25 laves-hôtes associées évoluant de $\text{SiO}_2 = 60,9\%$ à $\text{SiO}_2 = 65,1\%$. Des gammes de variations du même ordre sont observées pour les produits de 1902 : enclaves basiques ($\text{SiO}_2 = 51,1-55,2\%$; 3 analyses) et laves-hôtes ($\text{SiO}_2 = 58,9-62,2\%$; 31 analyses). On constate en figures 70 à 77 que, pour tous les éléments analysés (majeurs et en traces), les évolutions observées pour les produits des deux éruptions historiques recouvrent celles de l'ensemble des laves du volcan ; en fait, les roches respectivement la plus basique ($\text{SiO}_2 = 51,1\%$) et la plus acide ($\text{SiO}_2 = 65,1\%$) de la Montagne Pelée correspondent à une enclave basaltique de 1902 (échantillon 062-55b) et à un bloc dacitique des nuées ardentes de 1929 (échantillon 031-42b2).

IV - CONCLUSIONS

Cette étude géochimique confirme le caractère typiquement calco-alcalin des produits de la Montagne Pelée, appartenant à la série moyennement potassique de l'arc des Petites Antilles, intermédiaire entre les séries faiblement potassiques du nord et du centre de l'arc et celles plus riches en potassium du sud de l'arc.

Les différents éléments chimiques montrent des évolutions continues tout au long de la série depuis les cumulats gabbroïques jusqu'aux dacites traduisant ainsi le caractère cogénétique de l'ensemble des produits étudiés.

Nous avons également montré la constance remarquable, au cours du temps, des compositions géochimiques des laves de la Montagne Pelée ; seules de légères différences des teneurs en K_2O et V semblent différencier les produits des cycles récents et historiques du volcan, ainsi que les concentrations en terres rares moyennes un peu élevées qui semblent distinguer les laves de l'édifice récent des autres produits émis par le volcan.

Différents types d'éruption ont aussi été mis en évidence, en particulier pour les période récente et historique, à partir des analyses chimiques ; ils correspondent à ceux que nous avons distingués précédemment (chapitre III, § II-8) en fonction du degré d'hétérogénéité minéralogique des laves. En fait, les trois types d'éruptions décrits peuvent être résumés de la façon suivante (en tenant compte des critères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques) :

- des éruptions dont les produits sont homogènes, où les amplitudes de variation de SiO_2 (ΔSiO_2) sont inférieures à 3%, les laves ont une minéralogie homogène, présentant peu ou pas d'indices de déséquilibre ;
- des éruptions dont les produits sont texturalement homogènes mais chimiquement et minéralogiquement hétérogènes, $\Delta SiO_2 = 4$ à 8%, de nombreux indices de déséquilibre sont observables d'un point de vue minéralogique avec notamment la présence fréquente de xénocristaux (salite, olivine magnésienne, anorthite...) ;
- des éruptions dont les produits sont hétérogènes, $\Delta SiO_2 = 10$ à 12%, d'un point de vue macroscopique l'hétérogénéité est marquée par la présence d'enclaves basiques congénères, et la minéralogie montre de nombreux indices de déséquilibre.

La description géochimique des roches de la Montagne Pelée, présentée dans ce chapitre, apporte des renseignements sur les processus pétrogénétiques à l'origine des laves. Les variations des concentrations des différents oxydes et éléments en traces au cours de la différenciation peuvent être interprétées de plusieurs façons, d'un point de vue pétrogénétique. En effet, les variations observées sont compatibles avec le fractionnement des minéraux des laves, et peuvent être interprétées en terme de cristallisation fractionnée : ainsi, dans le cas des éléments majeurs, l'augmentation des teneurs en alcalins au cours de la différenciation est en accord avec la séparation de phases pauvres en sodium et potassium, la diminution des concentrations en MgO , CaO et Fe_2O_3 peut-être liée au fractionnement des minéraux ferro-magnésiens (olivines, pyroxènes et amphiboles) et des minéraux opaques ; de même la chute des teneurs en TiO_2 des basaltes aux dacites peut traduire le rôle des oxydes de fer-titane. D'autre part, dans leur étude sur la géochimie des laves de la Montagne Pelée, Dupuy *et al.* (1985) ont mis en évidence que les variations de CaO , MgO et Cr présentent des corrélations positives très nettes entre elles, compatibles avec le fractionnement des clinopyroxènes ou que les corrélations liant $Fe_2O_3^*$, TiO_2 et V sont caractéristiques de la cristallisation de la titanomagnétite.

Mais, d'un autre côté, le caractère linéaire des variations de nombreux éléments majeurs et en traces en fonction d'un indice de différenciation (SiO_2 , dans notre étude) s'interprète aisément en terme de mélange magmatique (cf. par exemple, Gourgaud & Camus, 1984 ; Gourgaud & Maury, 1984 ; Vogel *et al.*, 1984 ; Gourgaud, 1985).

Ces résultats viennent s'ajouter aux observations faites au cours des deux chapitres précédents, et nous permettent d'aborder le chapitre consacré à la caractérisation plus précise des processus pétrogénétiques qui ont gouverné l'évolution des magmas de la Montagne Pelée, en se basant sur les données de la pétrographie, la minéralogie et la géochimie.

CHAPITRE V: Discussion magmatologique

CHAPITRE V

DISCUSSION MAGMATOLOGIQUE

L'interprétation des données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques rapportées dans les chapitres II, III, IV pose deux types de problèmes majeurs : d'une part, l'identification des processus pétrogénétiques qui régissent l'évolution des magmas de la Montagne Pelée, et l'estimation de leurs importances relatives ; d'autre part, l'élaboration d'un modèle cohérent de fonctionnement du volcan tenant compte des caractéristiques du ou des réservoir(s) magmatique(s) sous-jacent(s) et des modalités des éruptions les plus importantes ou les plus représentatives.

I - LES PROCESSUS PETROGENETIQUES

I-1 - Contraintes pétrographiques, minéralogiques et géochimiques

La constance remarquable, au cours du temps, des compositions pétrologiques et géochimiques des magmas de la Montagne Pelée impose celle des principaux processus pétrogénétiques : fondamentalement, un même modèle doit pouvoir s'appliquer aux différentes périodes d'activité du volcan. De plus, la similitude des variations globales et des variations internes à certaines éruptions implique que ces dernières mettent en jeu l'ensemble des processus pétrogénétiques et permettent donc de les tester. Enfin, de nombreuses indications texturales (ponces rubanées, enclaves basiques congénères, cumulats), minéralogiques (minéraux en déséquilibre, variations significatives de la composition chimique de certaines phases au cours de l'évolution) et géochimiques (évolution des différents oxydes et éléments en traces au cours de la différenciation, constance des rapports isotopiques) sont aisément interprétables d'un point de vue pétrogénétique.

Malheureusement ces données favorables à la modélisation des processus pétrogénétiques sont contrebalancées par la complexité des produits la Montagne Pelée. En effet, le caractère hétérogène de la plupart des éruptions rend très difficile la mise en évidence de variations cycliques en dépit d'une bonne connaissance chronologique des éruptions du cycle récent (cf. chapitre IV, § III-3). D'autre part, les données minéralogiques permettent d'envisager différents niveaux de cristallisation intratellurique des magmas, sans qu'il soit possible de procéder à des estimations quantitatives fiables des pressions correspondantes. Enfin, le caractère chimiquement et pétrologiquement évolué de l'ensemble des laves de la Montagne Pelée rend malaisées les discussions concernant le ou les magmas primaires correspondants.

I-2 - Identification des processus pétrogénétiques

Nous avons vu que de nombreux arguments militent en faveur de l'intervention de deux processus pétrogénétiques principaux qui sont la cristallisation fractionnée et le mélange magmatique. Le rôle des autres processus est plus difficile à apprécier compte tenu des données disponibles, nous en discuterons cependant après avoir étudié plus en détail les deux processus majeurs précédemment cités.

I-2.1 - ARGUMENTS PETROLOGIQUES EN FAVEUR DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE

Au cours des chapitres précédents, de nombreux arguments en faveur de l'intervention de la cristallisation fractionnée ont été cités, il s'agit en résumé de :

- l'existence de cumulats gabbroïques et dioritiques formés à partir de magma basaltique à andésitique acide dont la minéralogie montre une évolution caractéristique d'un processus de fractionnement ;
- l'évolution régulière de la composition de certains phénocristaux des laves, depuis les basaltes jusqu'aux dacites ;
- des variations des différents oxydes et éléments en traces au cours de la différenciation, et des corrélations inter-éléments caractéristiques de ce processus ; il s'agit en particulier des corrélations positives liant d'une part CaO, MgO et Cr compatibles avec la cristallisation du clinopyroxène et d'autre part Fe_2O_3 , TiO_2 et V correspondant au fractionnement de la titanomagnétite.

Au processus de cristallisation fractionnée sensu stricto se superposent, dans le cas de la Montagne Pelée, des processus d'accumulation de phénocristaux de plagioclase en particulier, dont témoignent le caractère très porphyrique des laves et l'existence d'une anomalie positive en europium dans de nombreux échantillons.

I-2.2 - ARGUMENTS PETROLOGIQUES EN FAVEUR DU MELANGE MAGMATIQUE.

L'intervention du processus de mélange magmatique dans la génèse des magmas des arcs insulaires est fréquemment invoqué (Anderson, 1976 ; Eichelberger 1978 a ; Sakuyama, 1979, 1983) et considéré par ces auteurs comme une des caractéristiques du magmatisme d'arc insulaire. Dans les chapitres précédents, nous avons décrit de nombreux arguments en faveur de l'intervention de ce processus lors de la génèse des laves de la Montagne Pelée, il s'agit essentiellement :

- des hétérogénéités pétrographiques de nombreuses éruptions de tous les édifices qui se traduisent par la mise en place de scories et de ponces rubanées pour les éruptions NSV, SV₁ et SV₂ de l'édifice intermédiaire, ou par la présence d'enclaves congénères basiques dans les produits d'éruptions de l'édifice ancien et récent et dans ceux des éruptions historiques de 1902 et 1929 ;
- des hétérogénéités minéralogiques décrites dans les laves de la plupart des éruptions qui se traduisent par de nombreux indices de déséquilibres :
 - présence d'olivines magnésiennes réactionnelles, de plagioclases à composition d'anorthite, de coeurs de clinopyroxènes de type diopside-salite, d'amphiboles pargasitiques, qui ne sont pas à l'équilibre avec les autres phénocristaux des laves et qui sont interprétés comme des xénocristaux ;
 - zonation anormale de phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes ;
 - présence de gaines de clinopyroxène à la périphérie d'orthopyroxène interprétées par Sakuyama (1979, 1984) et Gerlach et Grove (1982) comme le résultat d'un mélange magmatique ;

- des hétérogénéités chimiques de nombreuses éruptions et du caractère linéaire des variations des éléments majeurs et en traces en fonction de SiO_2 dans les laves de ces éruptions.

I-2.3 - INTERVENTION D'AUTRES PROCESSUS PETROGENETIQUES ? :

Le rôle des autres processus, tels que la participation des sédiments subductés à la génèse des magmas de la Montagne Pelée ou la contamination intracrustale de ces derniers, est difficile à apprécier, compte-tenu des données disponibles. Il est cependant vraisemblablement très limité. En effet, si l'on se reporte au diagramme ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)/($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de la figure 83, on constate que les laves de la Montagne Pelée se placent dans le "mantle array" différant ainsi clairement d'autres séries de Martinique (Pitons du Carbet, Morne Jacob, Volcanites du Miocène) et du Sud de l'arc des Petites Antilles (Soufriere de Sainte Lucie, Grenade).

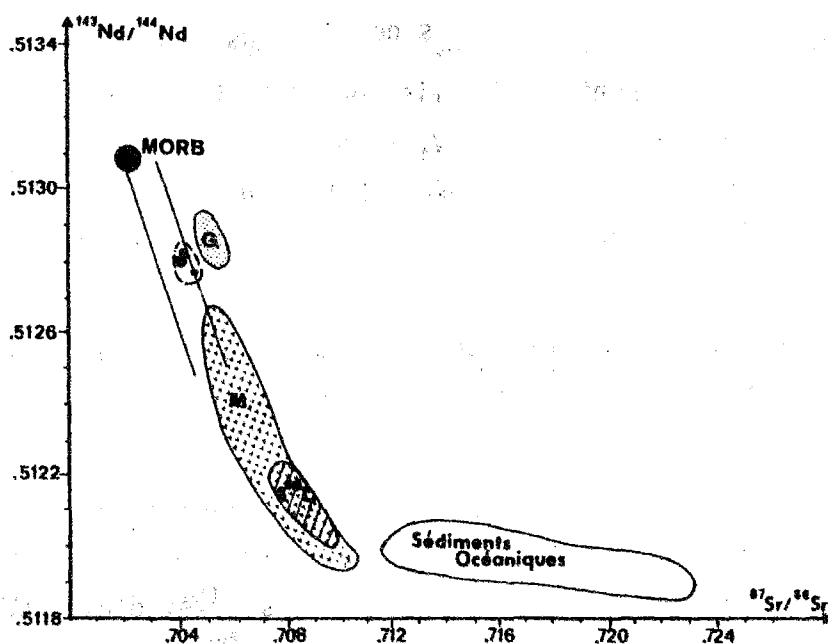


Figure 83 : Variations des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour différents édifices volcaniques de l'arc des Petites Antilles : C = Grenade ; M = Martinique ; Ste L = Ste Lucie ; ● = Montagne Pelée (sources des données comme pour la figure 79, chapitre IV).

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for some volcanoes of the Lesser Antilles island arc (data origin as for fig. 79).

L'interprétation de ces résultats a fait l'objet de nombreux travaux récents (Davidson 1983 et sous presse, White et Patchett, 1984 ; White et al., 1984 ; Dupré et al., 1985 ; Maury et Westercamp, 1985 ; White et Dupré, sous presse).

Un large consensus paraît s'établir en faveur de la participation des sédiments subductés à la genèse des magmas des Petites Antilles, l'importance de cette contribution croissant globalement, pour la période récente, du nord au sud de l'arc, et se traduisant par une augmentation des teneurs en éléments incompatibles et en strontium radiogénique des laves. Dans ce cadre, la géochimie des roches volcaniques de la Montagne Pelée ne témoigne que d'une faible contribution des sédiments subductés à la genèse des magmas. La contamination de ces derniers par la croûte de l'arc semble également faible, voire nulle ; la constance des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours de l'évolution magmatique de la Montagne Pelée indique, en effet, que celle-ci ne s'est accompagnée d'aucune interaction isotopique notable avec des sédiments susceptibles d'exister au sein de l'encaissant du (ou des) réservoir(s) sous-jacent(s) au volcan ; d'ailleurs, aucune enclave sédimentaire n'a été identifiée au sein des produits de la Montagne Pelée.

I-3 - Essai de quantification des processus pétrogénétiques

L'analyse des différentes données pétrologiques nous ayant permis de mettre en évidence la cristallisation fractionnée et le mélange magmatique, il s'agit maintenant d'essayer d'estimer l'importance relative de ces deux processus dans la genèse des laves de la Montagne Pelée. L'application de la méthode des moindres carrés de Wright et Doherty (1970) permet de calculer les proportions des phases minérales qui cristallisent et le pourcentage de fractionnement nécessaire au passage d'un magma "parent" à un magma "fils" dans le cas de la cristallisation fractionnée, ou les proportions des deux pôles impliqués dans le cas du mélange magmatique. Il faut cependant noter que l'application de ces calculs aux laves de la Montagne Pelée est relativement difficile dans la mesure où, compte tenu de leur caractère porphyrique et de l'intervention possible de phénomènes d'accumulation de phénocristaux (mis en évidence pour les plagioclases, par exemple, par l'anomalie positive en europium), leurs analyses ne peuvent être assimilées à celles de liquides. Par ailleurs, les distributions de certains éléments en traces peuvent être perturbées par les hétérogénéités minéralogiques. Nous ne disposons, de plus, de dosage d'éléments en traces que dans les primocristaux des cumulats gabbroïques ce qui limitera, dans certains cas, l'application des calculs de cristallisation fractionnée aux seuls éléments majeurs.

Le programme utilisé pour les calculs qui vont suivre a été écrit par P. Boivin (Clermont-Ferrand).

I-3.1 - MODELISATION POUR LES ELEMENTS MAJEURS

A - Cristallisation fractionnée

Dans le cas des roches de la Montagne Pelée, deux stades de fractionnement peuvent être envisagés. Le premier concerne les fractionnements précoces intervenant sous des pressions relativement élevées (cf chapitre III, § I), susceptibles de conduire du liquide basaltique interstitiel, relativement primitif rencontré dans les cumulats gabbroïques de type I, aux compositions les plus basaltiques observées dans les pyroclastites hétérogènes de la Pelée intermédiaire. Le second concerne l'ensemble de l'évolution vue dans les laves, des basaltes aux dacites.

a-1- Les fractionnements précoces :

Nous avons testé, d'une façon comparable à celle décrite par Dostal et al., (1983) pour les cumulats de Saint-Vincent, les possibilités de passage du liquide interstitiel des cumulats (échantillon MA25sc, analyse présentée dans le tableau 15, chapitre III.) au liquide basaltique des éruptions hétérogènes de la même période (échantillon MT7Q, analyse 36, tableau 40, chapitre III) par fractionnement des primocristaux des cumulats gabbroïques de type I. Les résultats correspondants (méthode des moindres carrés, cf supra) sont présentés en tableau 52.

Magma parent	MA25Sc
Magma dérivé	MT7Q
F	77,05
Plagioclase	8,49
Clinopyroxène	4,43
Olivine	0,74
Magnétite	3,47
Amphibole	6,09
Er2	0,036

F : pourcentage de liquide résiduel
 Σr^2 : somme des carrés des résidus

Les analyses des minéraux qui fractionnent sont les suivantes :

Pl : analyse 8, tableau 9
 Cpx : analyse 10, tableau 11
 Ol : analyse 9, tableau 10
 Amph : analyse 7, tableau 13
 Mt : analyse 6, tableau 14

Tableau 52 : Test de cristallisation fractionnée pour les fractionnements précoces (éléments majeurs).

Least-square calculation of fractional crystallization for early fractionation (major elements).

Il apparaît que le basalte MT7Q peut résulter d'un taux de fractionnement d'environ 23 % du liquide initial (MA25sc). Les résultats du calcul font cependant intervenir un taux de fractionnement important de la magnétite alors que celle-ci n'est qu'exceptionnellement présente dans les cumulats de type I. En fait, par rapport aux observations pétrographiques (pourcentages modaux de primocristaux), les calculs effectués surestiment probablement le taux de fractionnement de la magnétite et du clinopyroxène aux dépens de celui de l'amphibole. La difficulté de mettre en évidence le fractionnement d'amphibole à partir des variations des éléments majeurs (Maury, 1976) est due au fait que les coefficients de partage amphibole/liquide de la plupart de ces éléments sont voisins de l'unité (Villemant, 1979). Par rapport aux résultats relatifs à l'évolution des laves (voir ci-dessous, on note cependant l'intervention de l'amphibole en pourcentage important (26 % du solide) et le rôle relativement modéré du plagioclase (37 % du solide).

a-2 - Evolution des basaltes aux dacites

Étape Magma parent Magma dérivé	1 MT7Q Moy ab		2 Moy ab Moy aa1	3 Moy aa1 Moy aa2	4 Moy aa2 031-42b2
	a	b			
F1	76,65	77,19	64,46	83,94	75,15
Plagioclase	15,11	12,33	21,97	10,40	18,65
Orthopyroxène	-	-	7,19	2,06	5,35
Clinopyroxène	4,55	3,02	4,13	2,64	-
Olivine	1,40	-	-	-	-
Magnétite	2,29	2,00	2,24	0,95	0,85
Amphibole	-	5,45	-	-	-
Ilménite	-	-	-	-	-
Ir2	0,16	0,10	0,04	0,09	0,09
F2	76,65	77,19	a: 49,41 b: 49,76	41,47 41,77	31,16 31,16

F1: Pourcentage de liquide résiduel par étape

F2: Pourcentage de liquide résiduel par rapport au liquide initial

Ir2: Somme des carrés des résidus

Les analyses moyennes utilisées sont les suivantes :

	Moy ab	Moy aa1	Moy aa2
SiO ₂	55,01	58,93	62,00
TiO ₂	0,78	0,66	0,52
Al ₂ O ₃	18,27	17,33	17,12
FeO*	7,87	6,51	6,12
MgO	4,20	2,90	2,45
CaO	8,60	7,20	6,24
Na ₂ O	3,11	3,38	3,40
K ₂ O	0,83	1,05	1,07
Analogue	MA64	MA64Rh	MA35

L'analogue est la roche étudiée à la microsonde dont la composition est celle qui se rapproche le plus de la moyenne considérée; ce sont les compositions des phénocristaux de ces laves qui ont été utilisées pour les calculs. Pour chaque étape les minéraux qui cristallisent sont les suivants : 1: minéraux de MT7Q; 2: minéraux de MA64; 3: minéraux de MA64Rh; 4: minéraux de MA35.

Tableau 53 = Test de cristallisation fractionnée pour l'évolution globale des séries de Montagne Pelée (éléments majeurs). Les minéraux qui fractionnent sont ceux des laves.

Least-square calculations of fractional crystallization for the bulk evolution of Mount Pelée series (major elements). Fractionating minerals are those from lavas.

Cette évolution a été testée de plusieurs manières. Nous avons tout d'abord réalisé des tests d'évolution globale en utilisant des compositions moyennes des produits de la Montagne Pelée (andésites basiques, andésites acides et dacites) et en faisant fractionner les phénocristaux des laves. Les résultats de ces calculs sont présentés dans le tableau 53.

Les sommes des carrés des résidus sont faibles dans l'ensemble et les proportions des phases minérales séparées sont en bon accord avec les observations pétrographiques (% modaux de phénocristaux dans les laves). On note en effet le rôle prépondérant des plagioclases (55 à 75 % du solide), l'intervention de l'olivine et de l'amphibole dans les premiers stades de l'évolution seulement, le remplacement progressif du clinopyroxène par l'orthopyroxène et le fractionnement continu de la titanomagnétite tout au long de l'évolution. Ces calculs montrent d'autre part que le fractionnement de l'amphibole n'est pas nécessaire pour rendre compte des évolutions observées.

Nous avons ensuite essayé de tester cette évolution globale, des basaltes aux dacites, en faisant cristalliser, cette fois, les minéraux des différents types de cumulats (cumulats gabbroïques de type I et II et cumulats dioritiques). Pour les premiers stades de l'évolution (passage d'un basalte à une andésite acide à 59 % de SiO_2) on considère que les minéraux qui fractionnent sont ceux des cumulats de type II, puis pour les stades permettant d'évoluer jusqu'à une dacite on admet que ce sont les minéraux des cumulats dioritiques qui cristallisent. Les résultats de ces tests sont présentés dans le tableau 54. Les sommes des carrés de résidus sont également faibles, les proportions des minéraux sont comparables aux analyses modales, et l'évolution de la série par fractionnement des minéraux des cumulats est donc un processus tout aussi plausible que celui impliquant le fractionnement des phénocristaux des laves ; il est probable que les deux mécanismes concourent à l'évolution globale de la série. La différence essentielle entre les deux types de solides calculés réside dans la présence ou l'absence de l'amphibole, et dans l'importance du rôle attribué au plagioclase.

Au total, les roches les plus acides de la Montagne Pelée (dacites) correspondraient à des fractionnements de l'ordre de 60 à 70 % des magmas basaltiques émis sous forme de scories (Pelée intermédiaire) ou d'enclaves congénères (Pelée récente et éruptions historiques), et de l'ordre de 70 à 75 % du liquide interstitiel des cumulats gabbroïques.

Etape	1	2	3	4
Magma parent	MT7Q	Moy ab	Moy aal	Moy aa2
Magma dérivé	Moy ab	Moy aal	Moy aa2	031-42b2
F1	81,03	72,91	81,64	82,38
Plagioclase	8,57	14,21	10,83	12,85
Orthopyroxène	-	3,00	1,76	3,75
Clinopyroxène	1,35	1,55	3,13	-
Amphibole	6,07	6,34	-	-
Magnétite	1,23	1,95	0,71	0,87
Ilménite	-	-	0,36	0,15
Er2	0,19	0,11	0,04	0,08
F2	81,03	59,08	48,82	40,22

F1: Pourcentage de liquide résiduel par étape

F2: Pourcentage de liquide résiduel par rapport au liquide initial

Er2: Somme des carrés des résidus

Moy ab, Moy aal et Moy aa2 : mêmes analyses que dans le tableau 53.

Pour chaque étape les minéraux qui cristallisent sont les suivants :

- 1 et 2 : compositions moyennes des minéraux de MA102, cumulat gabbroïque de type II : Pl: $An_{84}Ab_{16}$, Opx: $En_{69}Fs_{29}Wo_2$, Cpx: $Wo_{40}En_{43}Fs_{17}$, Amph: FM = 0,33, Mt: FM = 0,92;

- 3 et 4 : minéraux des cumulats dioritiques, Pl: analyse 8, tableau 20, Opx: analyse 3, tableau 22, Cpx: analyse 3, tableau 21, Mt: analyse 4, tableau 24, Il: analyse 4, tableau 25.

Tableau 54 : Test de cristallisation fractionnée pour l'évolution globale des séries de la Montagne Pelée (éléments majeurs) ; les minéraux qui fractionnent sont ceux des cumulats. *Least-square calculations of fractional crystallization for the bulk evolution of Mount Pelée series (major elements). Fractionating minerals are those from cumulates.*

Etape	1		2	3
Magma parent	062-48b		MA35	062-77
Magma dérivé	MA35		062-77f	031-42b2
	a	b		
F1	79,92	76,00	79,54	79,76
Plagioclase	10,06	11,90	13,66	15,34
Orthopyroxène	-	5,21	3,38	4,36
Clinopyroxène	5,68	5,43	2,46	-
Olivine	2,52	-	-	-
Magnétite	1,82	1,45	0,96	0,54
Er2	0,10	0,16	0,03	0,31
F2	79,92	76,00	a: 63,57 b: 60,45	50,70 48,22

F1: Pourcentage de liquide résiduel par étape

F2: Pourcentage de liquide résiduel par rapport au liquide initial

Er2: Somme des carrés des résidus

Pour chaque étape les minéraux qui cristallisent sont les suivants: 1: minéraux des andésites basiques; 2 et 3: minéraux des andésites acides.

Tableau 55 : Test de cristallisation fractionnée pour l'éruption de 1929 (éléments majeurs). *Least-square calculations of fractional crystallization for the 1929 eruption (major elements).*

Des calculs ont également été réalisés pour des roches émises au cours d'une même éruption en utilisant la composition des phénocristaux des laves. A titre d'exemple, les résultats obtenus par la méthode des moindres carrés pour les éruptions historiques sont présentés en tableau 55. Le passage d'une andésite basique (062-48b) à une dacite (031-42b₂) est ici testé ; les valeurs calculées sont compatibles avec celles obtenues par les tests d'évolution globale.

Ces différents tests montrent donc que la cristallisation fractionnée est un processus qui permet de rendre compte des variations des éléments majeurs des roches de la Montagne Pelée.

B - Mélange magmatique.

Des tests relatifs aux mélanges de magmas ont été effectués pour les produits des éruptions hétérogènes de l'édifice intermédiaire (SV₁ et SV₂) et de 1902 et 1929. Les résultats des calculs sont présentés en tableau 56 à 58. Les compositions retenues pour les pôles du mélange sont celles des roches les plus acides (pour SV₂ = MT16S, analyse 42, tableau 40 ; pour 1902 = MA46, analyse 249, tableau 42 ; pour 1929, 031-42b₂, analyse 203, tableau 42) et les plus basiques émises par ces éruptions (pour SV₂, MT 7Q, analyse 36, tableau 40 ; pour 1902, 062-55b, analyse 210, tableau 42 ; pour 1929 : 062-14b, analyse 161, tableau 42).

Les sommes des carrés des résidus sont faibles, ce qui est logique compte tenu du caractère linéaire des variations observées dans les diagrammes oxydes/SiO₂. Dans le cas des éruptions de type St Vincent de l'édifice intermédiaire un mélange impliquant 48 % de magma basique et 52 % de magma acide peut aboutir à la formation des termes intermédiaires andésitiques. Pour les éruptions historiques, le mélange qui permet la formation des andésites intermédiaires implique 25 à 35 % du magma basaltique et 65 à 75 % du magma dacitique. Gourgaud (1985), a obtenu à partir d'analyses différentes, des résultats similaires pour les éruptions SV₁-SV₂ et 1902-1929.

Au total, les tests effectués pour les éléments majeurs ne permettent donc pas de choisir entre les processus de mélange magmatique et de cristallisation fractionnée. On est donc contraint à étudier le comportement des éléments en traces pour essayer d'apporter des résultats plus quantitatifs sur le rôle respectif de ces deux mécanismes.

Pôle basaltique : MT7Q
 Pôle dacitique : MT10A
 Hybride testé : MT16S

	Analyse brute	Mélange calculé
SiO ₂	57,60	57,61
TiO ₂	0,84	0,80
Al ₂ O ₃	17,94	17,75
Fe ₂ O ₃	7,08	6,94
MnO	0,45	0,28
MgO	2,66	2,91
CaO	7,12	7,19
Na ₂ O	3,30	3,22
K ₂ O	1,04	1,04

Ir₂ = 0,155

Mélange
 =
 48% pôle basaltique
 +
 52% pôle dacitique

Tableau 56 : Calcul de mélange pour l'éruption SV₂, Pelée intermédiaire (éléments majeurs).

Least-square calculation of magma mixing for the SV₂ eruption, intermediate cone (major elements).

Pôle basaltique : 062-55b
 Pôle dacitique : 062-51
 Hybride testé : MA46, dôme 1902

	Analyse brute	Mélange calculé
SiO ₂	59,65	59,88
TiO ₂	0,53	0,52
Al ₂ O ₃	17,48	17,30
Fe ₂ O ₃	7,36	7,56
MnO	0,18	0,18
MgO	2,72	3,17
CaO	6,69	7,16
Na ₂ O	3,38	3,56
K ₂ O	0,89	0,91

Ir₂ = 0,589

Mélange
 =
 29% pôle basaltique
 +
 71% pôle dacitique

Tableau 57 : Calcul de mélange pour l'éruption de 1902 (éléments majeurs).

Least-square calculation of magma mixing for the 1902 eruption (major elements).

Pôle basaltique : 062-14b
 Pôle dacitique : 031-42b2

	Hybride testé : MA64Rh		Hybride testé : 062-14c	
	Analyse brute	Mélange calculé	Analyse brute	Mélange calculé
SiO ₂	62,20	62,21	61,25	61,28
TiO ₂	0,46	0,50	0,70	0,53
Al ₂ O ₃	16,79	16,53	17,50	17,05
Fe ₂ O ₃	6,77	6,93	7,20	7,36
MnO	0,18	0,19	0,16	0,19
MgO	2,40	2,78	2,90	3,12
CaO	6,34	6,30	6,35	6,72
Na ₂ O	3,60	3,87	3,40	3,75
K ₂ O	1,04	1,16	1,10	1,10
Ir ₂	0,39		0,87	
Mélange	26,5% pôle basalt. + 73,5% pôle dacit.		34% pôle basalt. + 66% pôle dacit.	

Tableau 58 : Calcul de mélange pour l'éruption de 1929 (éléments majeurs)

Least-square calculations of magma mixing for the 1929 eruption (major elements).

I-3.2 - MODELISATION POUR LES ELEMENTS EN TRACES

A - *Essai d'application aux éléments en traces des tests des moindres carrés relatifs aux éléments majeurs*

Les résultats obtenus à partir des tests de cristallisation fractionnée (méthode des moindres carrés) appliqués aux éléments majeurs n'ayant pas permis de discriminer les rôles respectifs de la cristallisation fractionnée et du mélange magmatique, nous tentons une approche similaire basée cette fois, sur les éléments en traces. Les tests des moindres carrés pour ces derniers sont appliqués aux mêmes roches que celles qui ont été utilisées pour les calculs sur les éléments majeurs afin de permettre une comparaison des résultats obtenus par les deux méthodes.

a-1 - Cristallisation fractionnée

Il est possible de réaliser des tests de cristallisation fractionnée par la méthode des moindres carrés pour les éléments en traces dans le cas des fractionnements précoces et celui du premier stade d'évolution de la série (passage de NT7Q à une andésite basique moyenne par fractionnement des minéraux des cumulats gabbroïques de type II, stade 1 du test présenté en tableau 54). Nous possédons, en effet, des analyses d'éléments en traces pour les minéraux et le liquide interstitiel des cumulats gabbroïques de type I (MA25, MA27) ainsi que pour quelques minéraux des cumulats gabbroïques de type II (MA23, MA102) ; ces analyses ont été effectuées par activation neutronique au laboratoire P. Süe (Saclay) par J.L. Joron, elles sont présentées dans le tableau 59. Le clinopyroxène n'étant pas présent en quantité suffisante pour permettre son tri dans nos échantillons de cumulats, nous avons utilisé, pour les calculs, une analyse d'éléments en traces dans les clinopyroxènes de cumulats de St Vincent donnée par Dostal et al., (1983), présentée également dans le tableau 59.

Echant.	1	2	3	4	5	6	7	8
	Scories MA25sc	Pl MA25	Amph MA25	Ol MA27	Cpx MA27	Mt MA23	Pl MA102	Amph MA102
Sr	345	465	239	-	-	-	305	52
Ba	70	5	14	-	-	-	58	20
V	417	-	900	20	492	4020	-	-
Cr	25	-	483	13	396	190	6	78
Co	34,4	0,3	54	200	41	220	5,8	55,4
Ni	9	-	80	199	44	42	1	13
La	3,40	0,15	0,34	0,14	0,50	0,10	2,00	2,10
Ce	9,20	-	-	-	1,70	-	-	-
Sm	1,84	0,024	1,12	0,04	1,48	0,04	0,84	4,20
Eu	0,96	0,12	0,67	0,01	0,51	-	0,68	1,30
Tb	0,46	0,002	0,36	-	0,42	-	1,70	1,15
Yb	3,10	-	1,82	-	1,42	-	0,95	6,60
Hf	0,95	-	0,47	-	0,60	-	0,42	1,41
Th	0,46	0,005	-	0,086	0,01	-	0,31	0,22
Ta	0,066	-	0,016	-	-	-	0,37	0,12

Pour le clinopyroxène (analyse 5), les teneurs en lanthanides, Th, Hf et Ta proviennent de Dostal *et al.* (1983).

Tableau 59 : Analyses des éléments en traces dans le liquide interstitiel des cumulats de type I (analyse 1) et dans les minéraux des cumulats gabbroïques (analyses 2 à 5 : cumulats de type I ; analyses 6 à 8 : cumulats de type II).

Analyses of trace elements in the interstitial scoria (analyse 1) and the minerals of gabbroic cumulates (analyses 2 to 5 : type I ; analyses 6 to 8 : type II).

Dans le tableau 60 sont présentés les résultats des calculs pour les éléments compatibles (V, Cr, Co, Ni, Sc) et alcalino-terreux (Ba, Sr). Les minéraux qui fractionnent sont le plagioclase, l'olivine, le clinopyroxène et la magnétite ; contrairement à ce que l'on avait observé pour les éléments majeurs (cf. tab. 52), les calculs faisant intervenir le fractionnement de l'amphibole ne donnent pas de résultats satisfaisants.

Magma parent	MA25Sc
Magma dérivé	MT7Q
F	53,38
Plagioclase	34,24
Clinopyroxène	1,59
Olivine	4,07
Magnétite	6,71

F : pourcentage de liquide résiduel

Les compositions des minéraux qui fractionnent sont celles données en tableau 59 : analyses 2 à 6.

Tableau 60 : Test de cristallisation fractionnée pour les fractionnements précoces (éléments en traces: V, Cr, Co, Ni, Sc, Ba, Sr).

Least-square calculation of fractional crystallization for early fractionation (trace elements).

Le taux de fractionnement voisin ici de 50 % est beaucoup plus élevé que dans le cas du calcul pour les éléments majeurs (23 %). D'autres calculs ont été appliqués aux terres rares et éléments incompatibles comme Hf et Th, les solutions obtenues ne sont pas acceptables (pourcentages de fractionnement négatifs ou supérieurs à 100). D'autre part les tests appliqués au premier stade d'évolution de la série (passage de MT7Q à une andésite basique moyenne) n'offrent pas non plus de résultats acceptables aussi bien dans le cas des éléments compatibles et alcalino-terreux que dans celui des terres rares et de Hf et Th.

Les calculs de cristallisation fractionnée, par la méthode des moindres carrés, basés sur les éléments en traces ne donnent donc pas de résultats compatibles avec ceux appliqués aux éléments majeurs. Des difficultés similaires ont été rencontrées par Dostal et al., (1983) pour les cumulats de la Soufrière de St Vincent.

a-2 - Mélange magmatique

Comme précédemment, nous avons effectué des tests de mélange magmatique (méthode des moindres carrés) pour les éléments en traces dosés dans les roches utilisées pour les calculs sur les éléments majeurs ; nous pouvons ainsi comparer les pourcentages des deux pôles impliqués dans le mélange, obtenus par les deux méthodes.

Les résultats des calculs, effectués pour les éruptions les plus hétérogènes où les arguments en faveur du mélange magmatique sont nombreux, sont présentés en tableau 61 (SV₂), 62 (1902) et 63 (1929).

On constate que certains de ces calculs donnent des résultats cohérents avec ceux obtenus à partir des éléments majeurs. C'est le cas notamment pour les calculs effectués sur les éléments compatibles et les alcalino-terreux pour l'éruption SV₂ (Tab. 61) et sur les terres rares et Hf et Th pour l'éruption de 1902 (tab. 62). Cependant, dans ces deux tests, les résultats obtenus pour les éléments compatibles et les alcalino-terreux d'une part et pour les terres rares et Hf et Th d'autre part sont relativement discordants. De plus, on note que les écarts entre le mélange calculé et l'analyse brute sont assez élevés, en particulier pour les calculs appliqués aux laves de l'éruption SV₂ (Tab. 61).

Pôle basaltique : MT7Q
 Pôle dacitique : MT10A
 Hybride testé : MT16S

	Analyse brute	Mélange calculé
Rb	21	27
Sr	300	304
Ba	185	199
V	155	162
Cr	8	7
Co	16	18
Ni	2	7
Mélange	48,5% pôle basalt. + 51,5% pôle dacit.	
La	10,90	9,34
Ce	20,20	20,51
Sm	2,70	2,46
Eu	0,98	0,83
Tb	0,47	0,47
Yb	3,40	2,45
Hf	2,40	2,41
Th	2,52	3,28
Mélange	58,5% pôle basalt. + 41,5% pôle dacit.	
Mélange calculé d'après majeurs	48% pôle basalt. + 52% pôle dacit.	

Tableau 61 : Calcul de mélange pour l'éruption SV₂, édifice intermédiaire (éléments en traces)
Least-square calculations of magma mixing for the SV₂ eruption, intermediate cone (trace elements).

Pôle basaltique : 062-14b
 Pôle dacitique : 031-42b2

	Hybride testé : MA64Rh		Hybride testé : 062-14c	
	Analyse brute	Mélange calculé	Analyse brute	Mélange calculé
Zr	97	103	110	99
Rb	22	23	23	21
Sr	283	282	266	285
Ba	201	198	178	187
Co	12	11	13	12
Ni	1	2	3	3
Mélange	9% pôle basalt. + 91% pôle dacit.		20% pôle basalt. + 80% pôle dacit.	
La	9,80	9,96	9,39	9,41
Ce	24,60	24,44	23,00	22,93
Sm	2,60	2,47	2,40	2,37
Eu	0,93	0,96	0,91	0,94
Tb	0,45	0,45	0,44	0,44
Yb	2,09	2,97	2,60	2,85
Hf	2,40	2,76	2,50	2,59
Th	2,74	2,73	2,30	2,48
U	0,81	0,81	0,71	0,73
Ta	0,24	0,22	0,22	0,21
Mélange	3,5% pôle basalt. + 96,5% pôle dacit.		18% pôle basalt. + 82% pôle dacit.	
Mélange calculé d'après majeurs	26,5% pôle basalt. + 73,5% pôle dacit.		34% pôle basalt. + 66% pôle dacit.	

Tableau 62 : Calcul de mélange pour l'éruption de 1902 (éléments en traces).
Least-square calculations of magma mixing for the 1902 eruption (trace elements).

Tableau 63 : Calcul de mélange pour l'éruption de 1929 (éléments en traces).
Least-square calculations of magma mixing for the 1929 eruption (trace elements).

	Analyse brute	Mélange calculé
Zr	79	87
Rb	18	21
Sr	270	270
Ba	158	154
Co	14	15
Ni	8	6
Mélange	39% pôle basalt. + 61% pôle dacit.	
La	9,10	8,87
Ce	21,40	21,53
Sm	2,47	2,30
Eu	0,91	0,94
Tb	0,43	0,44
Yb	2,70	2,67
Hf	2,50	2,43
Th	2,30	2,20
U	0,63	0,62
Ta	0,21	0,20
Mélange	28,5% pôle basalt. + 71,5% pôle dacit.	
Mélange calculé d'après majeurs	29% pôle basalt. + 71% pôle dacit.	

Les derniers tests portant sur les laves de l'éruption historique de 1929 (Tab. 63) montrent, cette fois, une concordance entre les calculs appliqués aux éléments compatibles et alcalino-terreux d'une part et les terres rares et Hf et Th d'autre part ; par contre les pourcentages des deux pôles impliqués dans le mélange, obtenus par les calculs relatifs aux éléments majeurs et ceux relatifs aux éléments en traces sont différents.

Ces tests appliqués aux éruptions les plus hétérogènes de la Montagne Pelée montrent que l'intervention du mélange magmatique lors de la genèse des magmas est un processus tout à fait possible. Cependant, les écarts observés, dans certains cas, entre les calculs appliqués d'une part aux éléments majeurs et d'autre part, aux éléments en traces peuvent traduire l'existence de phénomènes plus complexes.

En conclusion, il apparaît que, considérés séparément, cristallisation fractionnée et mélange magmatique n'expliquent pas de façon entièrement satisfaisante l'évolution des magmas de la Montagne Pelée. Il est donc nécessaire de faire appel à une combinaison de ces deux processus dans des proportions éventuellement variables. Il apparaît en effet clairement que le mélange magmatique, dont les tests quantitatifs sont globalement plus satisfaisants que ceux relatifs à la cristallisation fractionnée, nécessite l'existence préalable d'un magma acide (andésitique acide ou dacitique) dont l'origine ne peut être liée qu'à l'intervention d'un processus de type cristallisation fractionnée. Au total, l'application aux éléments en traces, des tests de moindres carrés relatifs aux éléments majeurs n'a pas permis de quantifier l'importance relative des processus de cristallisation fractionnée et de mélange magmatique. Ces tests ont été appliqués à un grand nombre d'éléments en traces, il s'avère nécessaire maintenant, de sélectionner certains de ces éléments et d'étudier plus précisément leur comportement au cours de l'évolution.

B - Etude des variations de quelques éléments en traces en fonction de SiO_2

Le choix des éléments considérés pour cette étude repose sur différents critères :

- tout d'abord, il faut sélectionner des éléments en traces qui ont été dosés de façon précise dans un grand nombre d'échantillons;

- il faut d'autre part pouvoir calculer les coefficients de répartition minéral/liquide de façon fiable pour chacun de ces éléments ;
- enfin, il faut si possible choisir des éléments en traces qui montrent de bonnes corrélations avec SiO_2 , c'est-à-dire dont les teneurs varient de façon relativement régulière au cours de l'évolution de la série des laves.

Nous avons ainsi retenu les éléments La, Th, Hf, Ta et V qui répondent aux critères précédemment cités, et dont nous étudierons les variations en fonction d'un indice de différenciation (SiO_2).

Pour ces différents éléments, nous pouvons tester la cristallisation fractionnée par application de la loi de Rayleigh ; parallèlement, le calcul des coefficients de corrélation qui les lient à SiO_2 nous permet de tester la possibilité de l'intervention de mélange magmatique.

Au cours de la cristallisation fractionnée, en système fermé à l'équilibre, le comportement d'un élément en trace est décrit par la loi de Rayleigh et s'exprime de la façon suivante :

$$C = C^0 \times F^{(D-1)}$$

ou C^0 et C représentent respectivement la concentration initiale de l'élément dans le magma de départ et celle effectivement analysée dans le liquide résiduel ; D est le coefficient de partage global solide/liquide au moment considéré et F la fraction massique du liquide résiduel par rapport à la masse totale de liquide initial qui mesure le degré d'évolution de la cristallisation fractionnée.

La valeur des coefficients de répartition minéral/liquide pour les éléments en traces peut être calculée à partir des analyses des minéraux et du verre interstitiel des cumulats présentées dans le tableau 59. Les calculs de cristallisation fractionnée réalisés pour les éléments majeurs nous permettent de connaître le paramètre F ainsi que l'intervalle d'apparition des minéraux ; en se basant sur les résultats de ces calculs nous pouvons donc appliquer la loi de Rayleigh afin de modéliser théoriquement la cristallisation fractionnée pour les éléments en traces en

gardant toutefois en mémoire que la validité de ce modèle est limitée du fait :

- que les coefficients de partage utilisés ont été calculés à partir des minéraux des cumulats gabbroïques, qu'on les considère comme constants alors qu'ils varient probablement au cours de la cristallisation et que les valeurs utilisées, en particulier pour les éléments compatibles, ne sont pas toujours représentatives ;
- que la loi de Rayleigh est applicable à un cas idéal de cristallisation à l'équilibre en système fermé.

Le comportement théorique calculé pour ces éléments pourra être ensuite comparé aux variations effectivement observées dans l'ensemble de la série de la Montagne Pelée. Cette comparaison avec l'ensemble des produits de la série se justifie par le fait que ces éléments ne montrent pas de variations importantes de leur concentration dans les laves d'une période d'activité à l'autre.

Plusieurs modélisations peuvent être prises en compte en fonction du liquide initial choisi. Nous avons considéré trois possibilités pour la composition du magma initial :

- MA25sc : ce sont les scories interstitielles du cumulat gabbroïque de type I, MA25, dont l'analyse est celle du liquide le plus basique rencontré à la Montagne Pelée, qui a déjà été considéré comme liquide initial dans les tests des moindres carrés relatifs aux fractionnements précoces ;
- MT7Q : cette lave basaltique, émise lors de la nuée ardente SV₂, est la plus basique de l'édifice intermédiaire de la Montagne Pelée et a été choisie comme liquide initial dans les tests de moindres carrés appliqués à l'évolution globale de la série ;
- 062-55b : il s'agit de la lave la plus basique émise lors des éruptions historiques, elle appartient aux produits de 1902.

A partir de ces trois liquides initiaux, différents modèles de cristallisation peuvent être appliqués ; nous avons utilisé les proportions de minéraux qui fractionnent, et les intervalles d'apparition de ces minéraux donnés par trois tests effectués sur les éléments majeurs par la méthode des moindres carrés.

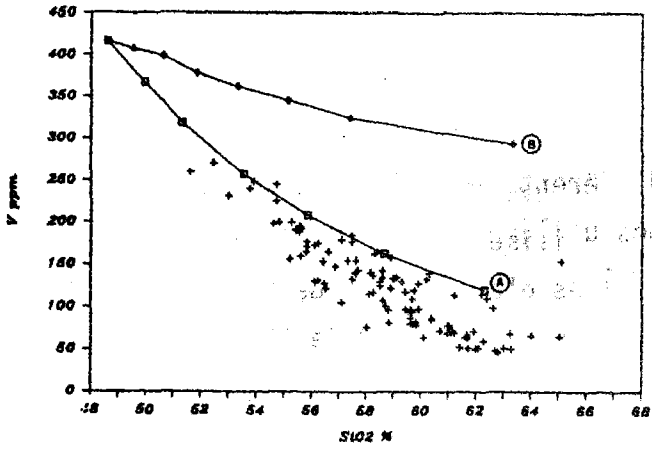
Il s'agit :

- du test de fractionnement précoce (Tab. 52) appliqué pour le passage du liquide interstitiel des cumulats gabbroïques (MA25sc) au basalte des nuées St Vincent (MT7Q) par fractionnement des minéraux des cumulats gabbroïques de type I ;
- du premier stade du test qui traite de l'évolution globale de la série par fractionnement des minéraux des cumulats (stade 1, Tab. 54) ;
- et du premier stade du test appliqué à l'évolution globale de la série qui considère que les minéraux qui cristallisent sont ceux des laves (stade 1, Tab. 53).

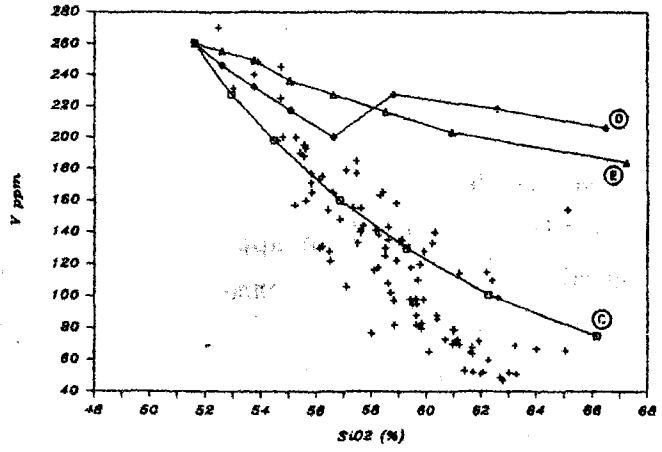
Les deux premiers modèles de cristallisation sont testés à partir du liquide initial MA25sc, tandis que les trois modèles sont appliqués aux liquides initiaux MT7Q et O62-55b. Pour les différents éléments considérés, nous avons donc effectué 8 essais de calculs de cristallisation fractionnée.

Les résultats de ces calculs sont présentés dans le tableau 64, et représentés graphiquement en figure 84. Chaque modèle est affecté d'une lettre (A à H) et le tableau 65, donne un aperçu synthétique de la validité de ces différents modèles appliqués aux éléments en traces considérés ; nous avons choisi de figurer par une croix les modèles théoriques de fractionnement qui rendent à peu près correctement compte des variations observées pour les éléments considérés et par un 0 ceux qui s'écartent complètement de la réalité.

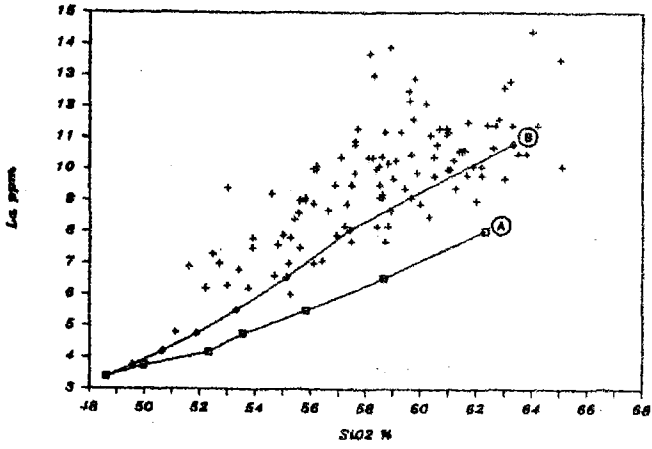
Liquide initial = MA25sc



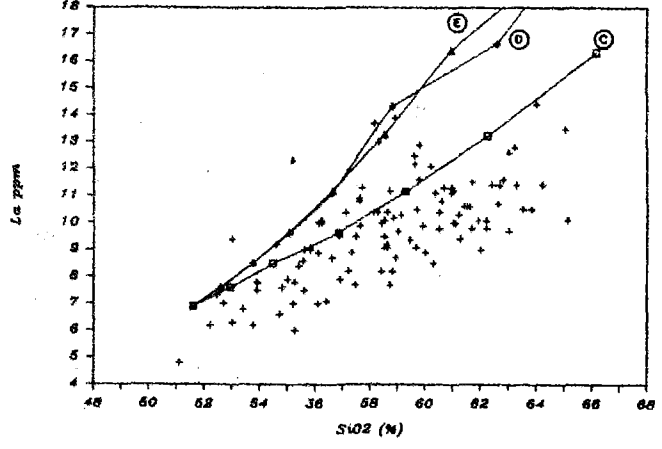
Liquide initial : MT7Q



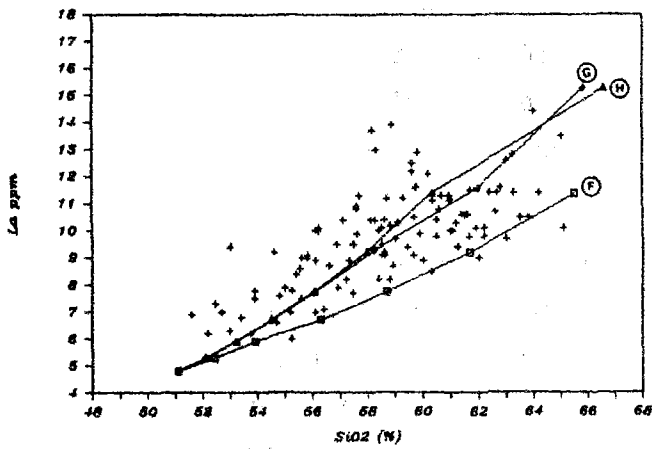
Liquide initial = MA25sc



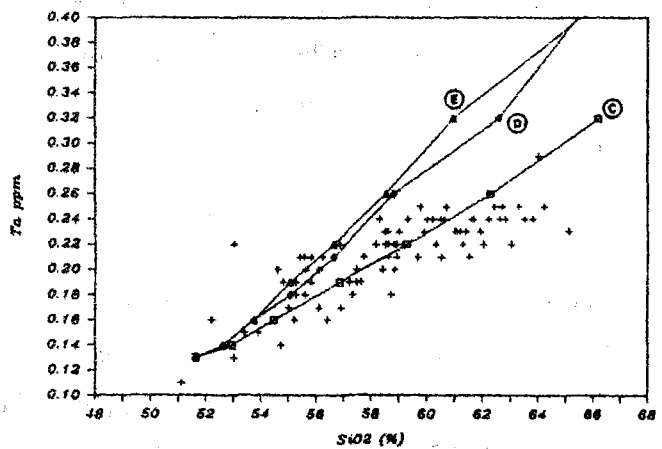
Liquide initial : MT7Q



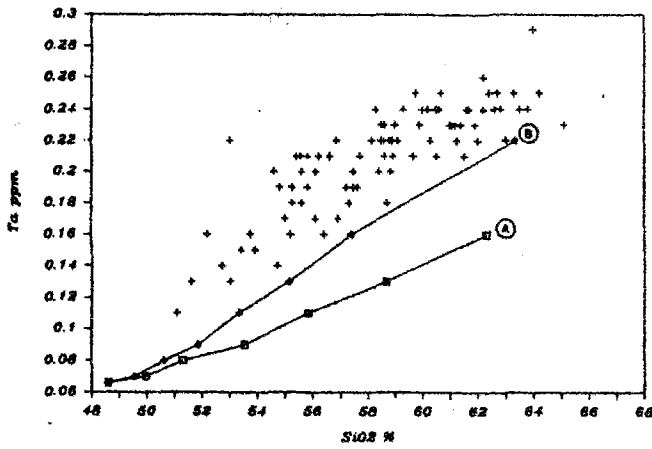
Liquide initial : 062-55b



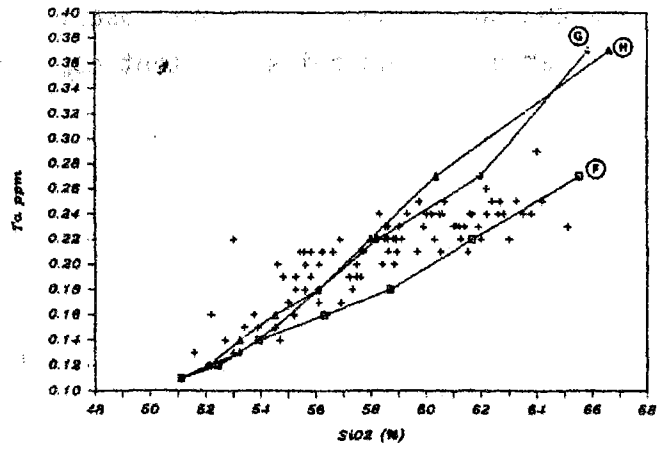
Liquide initial = MT7Q



Liquide initial = MA25sc



Liquide initial = 062-55b



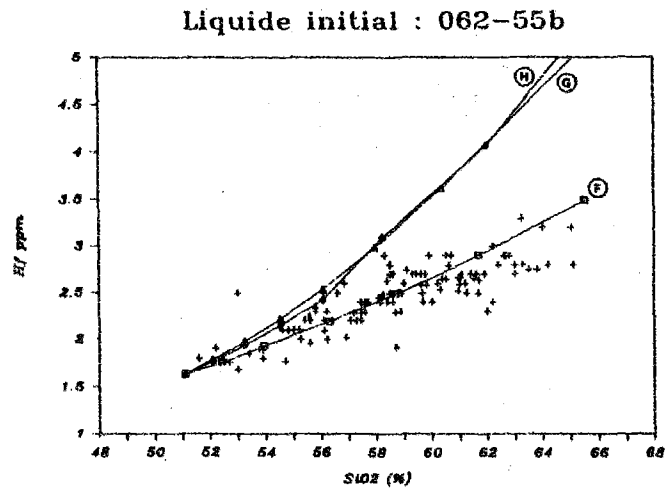
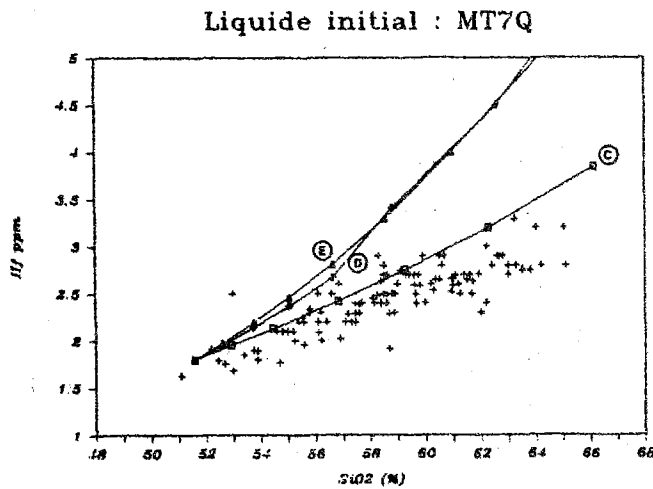
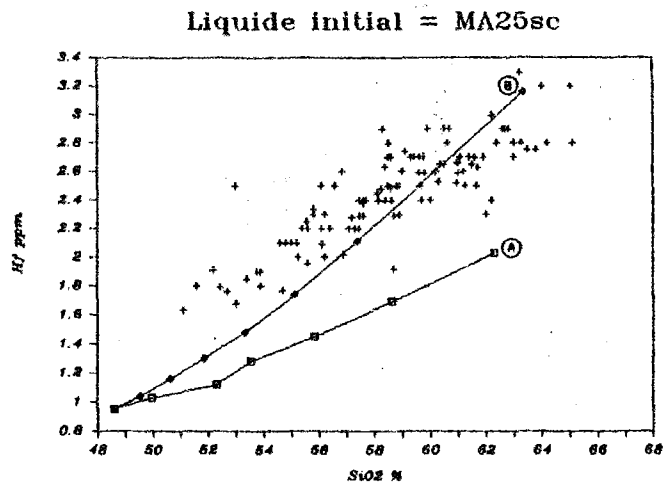
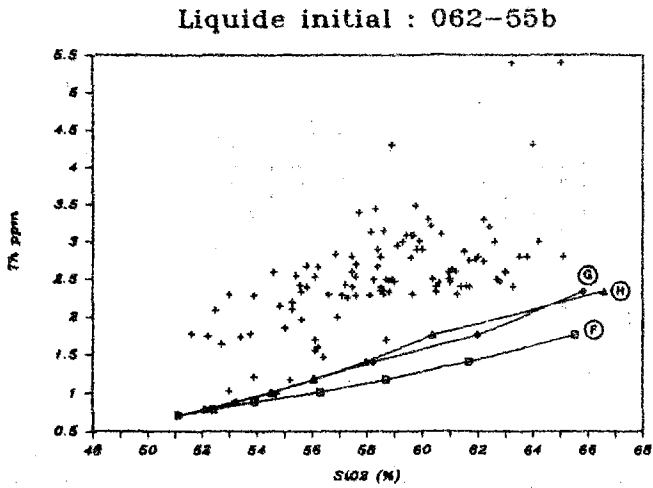
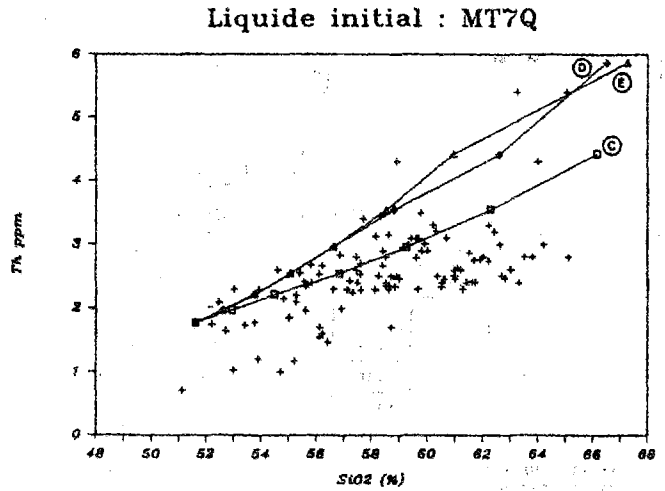
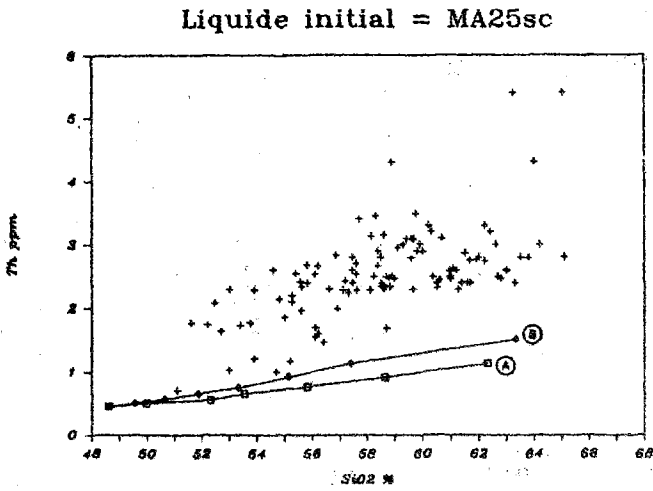


Figure 84 : Courbes théoriques de cristallisation fractionnée reportées sur des diagrammes de variations de certains éléments en traces en fonction de SiO_2 .

Theoretical curves of fractional crystallization reported in some trace elements versus SiO_2 diagrams.

(A) Liquide initial : MA25c
 Minéraux qui fractionnent : Pl + Mt + Amph + Cpx + Ol
 37 15 26 19 3 (%)
 Intervalles d'apparition des minéraux : Pl : 1 - 0,4
 Mt : 1 - 0,4
 Amph : 1 - 0,8
 Cpx : 1 - 0,4
 Ol : 1 - 0,8

F	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4
V	417	367	318	257	208	163	120
La	3,40	3,75	4,18	4,76	5,50	6,53	8,05
Th	0,46	0,51	0,56	0,66	0,77	0,92	1,14
Ta	0,066	0,07	0,08	0,09	0,11	0,13	0,16
Hf	0,95	1,03	1,12	1,28	1,45	1,69	2,03
SiO2	48,60	49,96	51,31	53,54	55,82	58,65	62,31

(E) Liquide initial : MT7Q
 Minéraux qui fractionnent : Pl + Mt + Cpx + Ol
 65 10 19 6 (%)
 Intervalles d'apparition des minéraux : Pl : 1 - 0,3
 Mt : 1 - 0,3
 Cpx : 1 - 0,4
 Ol : 1 - 0,8

F	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
V	260	255	249	236	227	216	203	184
La	6,90	7,62	8,52	9,67	11,18	13,28	16,40	21,95
Th	1,78	1,97	2,22	2,54	2,96	3,54	4,42	5,87
Ta	0,13	0,14	0,16	0,19	0,22	0,26	0,32	0,43
Hf	1,80	1,97	2,19	2,46	2,81	3,29	4,00	5,99
SiO2	51,60	52,60	53,75	55,05	56,61	58,52	60,94	67,24

(B) Liquide initial : MA25c
 Minéraux qui fractionnent : Pl + Mt + Cpx + Ol
 65 10 19 6 (%)
 Intervalles d'apparition des minéraux : Pl : 1 - 0,3
 Mt : 1 - 0,3
 Cpx : 1 - 0,4
 Ol : 1 - 0,8

F	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
V	417	408	399	378	362	345	324	293
La	3,40	3,76	4,20	4,76	5,51	6,55	8,08	10,82
Th	0,46	0,51	0,57	0,66	0,76	0,92	1,14	1,52
Ta	0,066	0,07	0,08	0,09	0,11	0,13	0,16	0,22
Hf	0,95	1,04	1,16	1,30	1,48	1,74	2,11	3,16
SiO2	48,60	49,54	50,62	51,85	53,32	55,12	57,39	63,33

(F) Liquide initial : 062-55b
 Minéraux qui fractionnent : Pl + Mt + Amph + Cpx + Ol
 37 15 26 19 3 (%)
 Intervalles d'apparition des minéraux : Pl : 1 - 0,4
 Mt : 1 - 0,4
 Amph : 1 - 0,8
 Cpx : 1 - 0,4
 Ol : 1 - 0,8

F	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4
La	4,80	5,39	5,91	6,71	7,76	9,21	11,37
Th	0,71	0,79	0,89	1,01	1,18	1,41	1,77
Ta	0,11	0,12	0,14	0,16	0,18	0,22	0,27
Hf	1,63	1,76	1,93	2,19	2,49	2,90	3,49
SiO2	51,10	52,42	53,94	56,29	58,69	61,67	65,52

(C) Liquide initial : MT7Q
 Minéraux qui fractionnent : Pl + Mt + Amph + Cpx + Ol
 37 15 26 19 3 (%)
 Intervalles d'apparition des minéraux : Pl : 1 - 0,4
 Mt : 1 - 0,4
 Amph : 1 - 0,8
 Cpx : 1 - 0,4
 Ol : 1 - 0,8

F	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4
V	260	227	198	160	130	101	75
La	6,90	7,61	8,49	9,65	11,16	13,24	16,34
Th	1,78	1,98	2,22	2,54	2,96	3,55	4,43
Ta	0,13	0,14	0,16	0,19	0,22	0,26	0,32
Hf	1,80	1,95	2,13	2,42	2,75	3,20	3,85
SiO2	51,60	52,94	54,47	56,84	59,27	62,27	66,16

(G) Liquide initial : 062-55b
 Minéraux qui fractionnent : Pl + Mt + Amph + Cpx
 50 7 35 8 (%)
 Intervalles d'apparition des minéraux : Pl : 1 - 0,3
 Mt : 1 - 0,3
 Amph : 1 - 0,6
 Cpx : 1 - 0,5

F	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
La	4,80	5,30	5,91	6,70	7,73	9,28	11,58	15,27
Th	0,71	0,79	0,89	1,01	1,18	1,41	1,76	2,34
Ta	0,11	0,12	0,13	0,15	0,18	0,22	0,27	0,37
Hf	1,63	1,77	1,94	2,15	2,42	2,90	4,07	5,43
SiO2	51,10	52,09	53,22	54,52	56,07	58,22	61,97	65,83

(D) Liquide initial : MT7Q
 Minéraux qui fractionnent : Pl + Mt + Amph + Cpx
 50 7 35 8 (%)
 Intervalles d'apparition des minéraux : Pl : 1 - 0,3
 Mt : 1 - 0,3
 Amph : 1 - 0,6
 Cpx : 1 - 0,5

F	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
V	260	246	232	217	200	227	218	206
La	6,90	7,61	8,50	9,63	11,10	13,34	16,65	21,95
Th	1,78	1,98	2,22	2,54	2,96	3,54	4,41	5,87
Ta	0,13	0,14	0,16	0,18	0,21	0,26	0,32	0,43
Hf	1,80	1,95	2,14	2,37	2,67	3,41	4,50	5,99
SiO2	51,60	52,60	53,74	55,06	56,62	58,79	62,37	66,48

(H) Liquide initial : 062-55b
 Minéraux qui fractionnent : Pl + Mt + Cpx + Ol
 65 10 19 6 (%)
 Intervalles d'apparition des minéraux : Pl : 1 - 0,4
 Mt : 1 - 0,4
 Cpx : 1 - 0,4
 Ol : 1 - 0,8

F	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3
La	4,80	5,30	5,93	6,72	7,78	9,24	11,41	15,27
Th	0,71	0,79	0,88	1,01	1,18	1,41	1,76	2,34
Ta	0,11	0,12	0,14	0,16	0,18	0,22	0,27	0,37
Hf	1,63	1,79	1,98	2,22	2,54	2,98	3,62	5,43
SiO2	51,10	52,09	53,23	54,52	56,06	57,95	60,35	66,59

Tableau 64 : Concentrations de certains éléments en traces et de SiO₂, calculées à partir des différents modèles de cristallisation fractionnée (Loi de Rayleigh).
 Contents of some trace elements and SiO₂ calculated from the various fractional crystallization model.

Liq. init.	MA25sc		MT7Q			062-55b		
Test	A	B	C	D	E	F	G	H
Hf	0	+	+	0	0	+	0	0
La	0	+	+	0	0	0	+	+
Ta	0	0	+	0	0	0	+	+
Th	0	0	+	0	0	0	0	0
V	+	0	+	0	0	non testé		

Tableau 65 : Validité des modèles de cristallisation fractionnée (légende dans le texte).
Validity of the models of fractional crystallization (+ : right ; 0 : wrong).

L'examen de ce tableau et de la figure 84 permet plusieurs constatations :

- le seul modèle qui semble applicable aux variations observées, pour l'ensemble des éléments retenus, est celui qui postule que MT7Q est le liquide initial et que les minéraux qui fractionnent sont ceux donnés par le test pour les fractionnements précoces (test C) ;
- Certains modèles rendent compte des variations observées pour quelques éléments seulement (tests A,B,F,G et H) ;
- d'autres enfin ne s'appliquent aux variations observées pour aucun élément (tests D et E).

Donc, à priori, le seul liquide initial plausible serait un liquide ayant une composition voisine de celle de MT7Q. Rappelons que ce basalte appartient aux nuées ardentes de type St Vincent de la Pelée intermédiaire, dans les dépôts desquelles ont été échantillonnés les cumulats gabbroïques de type I, et que c'est à partir des minéraux de ces cumulats qu'ont été calculés les coefficients de partage solide/liquide pour les différents éléments considérés. Ceci démontre une fois de plus la complexité des variations de ces coefficients de partage pour les éléments en traces (Villemant, 1985), toute tentative d'extrapolation aux phénocristaux des laves des résultats obtenus pour les primocristaux des cumulats donnant des résultats non satisfaisants.

Parallèlement à l'établissement de ces modèles de cristallisation fractionnée nous avons calculé les équations des droites de corrélation entre les différents éléments considérés et SiO_2 dans le but de vérifier si un processus de mélange magmatique est susceptible d'expliquer des variations observées. Pour ne pas surcharger les diagrammes de la figure 84 ces droites n'y sont pas représentées, nous donnons par contre leurs équations et la valeur des coefficients de corrélation dans le tableau 66.

Éléments considérés	Equation de la droite de corrélation	Coefficient de corrélation
La / SiO_2	La = 0,41 SiO_2 - 14	+ 0,70
Hf / SiO_2	Hf = 0,10 SiO_2 - 3,3	+ 0,76
Th / SiO_2	Th = 0,12 SiO_2 - 4,8	+ 0,61
Ta / SiO_2	Ta = 0,01 SiO_2 - 0,3	+ 0,84
V / SiO_2	V = -16,4 SiO_2 + 1092	- 0,86

Tableau 66 : Equations des droites de corrélation entre les éléments en traces étudiés et SiO_2 .

Equations of the correlation between studied trace elements and SiO_2 .

Ces derniers présentent des valeurs assez élevées compte tenu des dispersions liées en particulier au caractère porphyrique des laves de la Montagne Pelée (cf. Chapitre IV) ; l'évolution des teneurs en ces éléments au cours de la différenciation s'explique donc globalement mieux dans le cadre d'un processus de mélange magmatique que dans celui de la cristallisation fractionnée.

Cette étude des variations de quelques éléments en traces en fonction de SiO_2 , ne permet pas, une fois de plus, d'apporter une solution réellement claire au problème de la prédominance de la cristallisation fractionnée ou du mélange magmatique. Il semble cependant que le mélange magmatique permet de rendre compte plus simplement des évolutions observées que la cristallisation fractionnée. Mais dans ce cas, comment expliquer la genèse des pôles de ce mélange, et en particulier du pôle acide ? Une autre approche possible consiste à s'affranchir des variations a priori complexes d'un élément majeur tel que SiO_2 (quelle

que soit son importance pour la pétrologie des laves de la Montagne Pelée) pour se baser exclusivement sur le comportement des éléments en traces hygromagmaphiles qui est à priori plus simple.

C - Etude des corrélations entre les éléments hygromagmaphiles

Les travaux de Treuil et Varet (1973), Treuil et Joron (1975), Treuil et al., (1979), Joron et Treuil (1977), Joron et al., (1978) ont montré que les propriétés des éléments hygromagmaphiles apportent des critères pour l'identification des processus pétrogénétiques. Ces éléments se caractérisent, en effet, par le fait qu'ils se concentrent dans les liquides au cours de la différenciation, et que leur coefficient global de répartition a une valeur très faible ($D_{sol/liq} \ll 1$).

Ainsi, pour les éléments considérés comme fortement hygromagmaphiles, la loi de Rayleigh, qui traduit leur comportement au cours d'un processus de cristallisation à l'équilibre en système fermé, se réduit à l'expression :

$$C = \frac{C^0}{F}$$

ou C = concentration de l'élément dans le liquide

C^0 = concentration initiale

F = fraction massique de liquide résiduel par rapport à la masse totale de liquide initial.

Il découle de cette simplification que deux éléments fortement hygromagmaphiles sont liés par la relation :

$$C_1 = \frac{C^0_1}{C^0_2} \times C_2$$

qui implique que les valeurs de C_1 et C_2 mesurées dans des échantillons représentatifs d'un liquide, reportées dans un diagramme du type $C_1 = f(C_2)$, vont se disposer selon une droite qui passe par l'origine.

D'autre part, le mélange de deux magmas est exprimé par la relation :

$$C_M = C_P \times P + C_D (1 - P)$$

ou C_P et C_D = concentrations de l'élément dans les deux liquides

C_M = concentration de l'élément dans le mélange.

P = fraction de mélange de deux masses W_P et W_D des liquides, soit

$$P = \frac{W_P}{W_P + W_D}$$

La relation liant deux éléments quelconques au cours du processus de mélange magmatique est donc :

$$C_M^1 = \frac{C_P^1 - C_D^1}{C_P^2 - C_D^2} \times C_M^2 + \frac{C_D^1 C_P^2 - C_P^1 C_D^2}{C_P^2 - C_D^2}$$

Donc, dans ce cas, une corrélation linéaire est vérifiée pour tous les éléments et n'est pas caractéristique des éléments hygromagmaphiles comme pour la cristallisation fractionnée. D'autre part, la droite de corrélation ne passe par l'origine que lorsque $C_D^1 \times C_P^2 - C_P^1 \times C_D^2 = 0$, c'est à dire quand $\frac{C_D^1}{C_D^2} = \frac{C_P^1}{C_P^2}$, soit quand le rapport des deux éléments

dans les magmas P et D sont identiques. Ce cas de figure est exceptionnel, et d'une façon générale, les droites de corrélations inter-éléments ne passent pas par l'origine dans le cas d'un processus de mélange magmatique.

Ces quelques rappels soulignent l'intérêt de l'étude du comportement des éléments hygromagmaphiles, pour le cas qui nous concerne, elle devrait pouvoir apporter des renseignements sur l'importance relative de la cristallisation fractionnée et du mélange magmatique. Rappelons toutefois que cette approche géochimique est applicable à des roches représentatives de liquides, donc les plus aphyriques possible. Le cas des laves de la Montagne Pelée, très porphyrique comme nous l'avons vu, s'écarte fortement de ces conditions optimales.

Nous étudierons donc les corrélations entre éléments hygromagmaphiles à une échelle globale tout d'abord, en considérant l'ensemble des analyses, puis nous examinerons plus précisément le cas de quelques éruptions caractéristiques.

c-1 - Etude de l'ensemble de la série

En figure 85 sont présentés quelques diagrammes globaux de corrélations entre éléments hygromagmaphiles ; en abscisse est porté un élément plus fortement hygromagmaphile que celui placé en ordonnée. L'élément qui présente le caractère hygromagmaphile le plus marqué (Steinberg et al., 1979) est le thorium, qui est donc généralement utilisé comme élément de référence dans les diagrammes. Dans ces derniers, en figure 85, nous avons distingué des autres laves celles que nous avons utilisées comme liquide initial dans les modèles de cristallisation fractionnée présentés précédemment. Nous y avons également figuré les points représentatifs des cumulats gabbroïques et dioritiques tout en sachant qu'ils ne sont nullement représentatifs d'un liquide, mais parce qu'ils donnent des indications sur la composition des solides qui fractionnent.

L'observation de la figure 85 permet deux remarques essentielles :

- Les éléments hygromagmaphiles analysés dans les laves sont liés par des corrélations linéaires, les coefficients de corrélations compris entre 0,66 et 0,92 % sont bons compte-tenu du fait qu'on étudie l'ensemble de la série qui montre des dispersions relativement importantes de ces éléments dont nous avons discuté dans le chapitre précédent ;
- cependant, ces corrélations linéaires ne passent jamais par l'origine, et ne peuvent donc pas être attribuées à un processus de cristallisation fractionnée simple dans lequel les phases qui fractionnent ne contiennent aucun des éléments hygromagmaphiles considérés.

Deux hypothèses sont alors envisageables :

- la première, s'appuie sur les corrélations linéaires et les bons coefficients de corrélations ; elle implique un processus de mélange magmatique dominant, lors de la genèse de la série de la Montagne Pelée ; mais dans ce cas, se repose le problème de l'origine des pôles du mélange ;

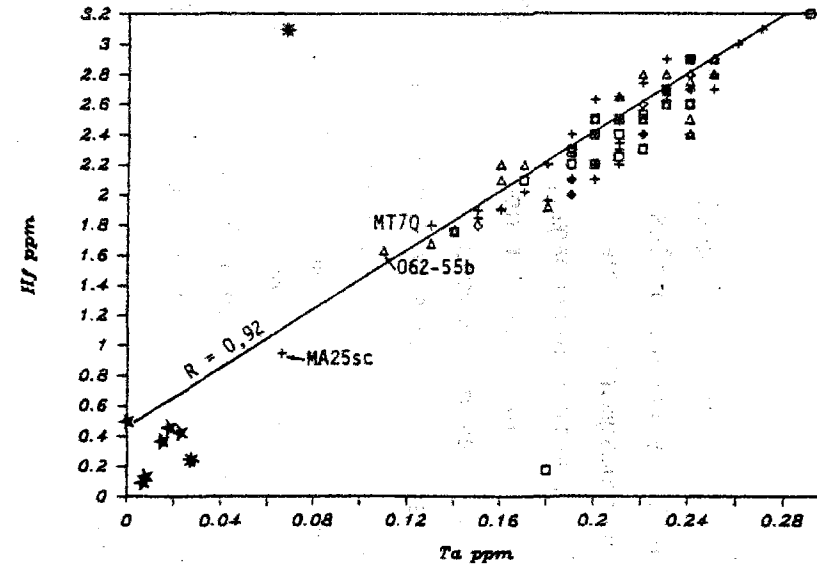
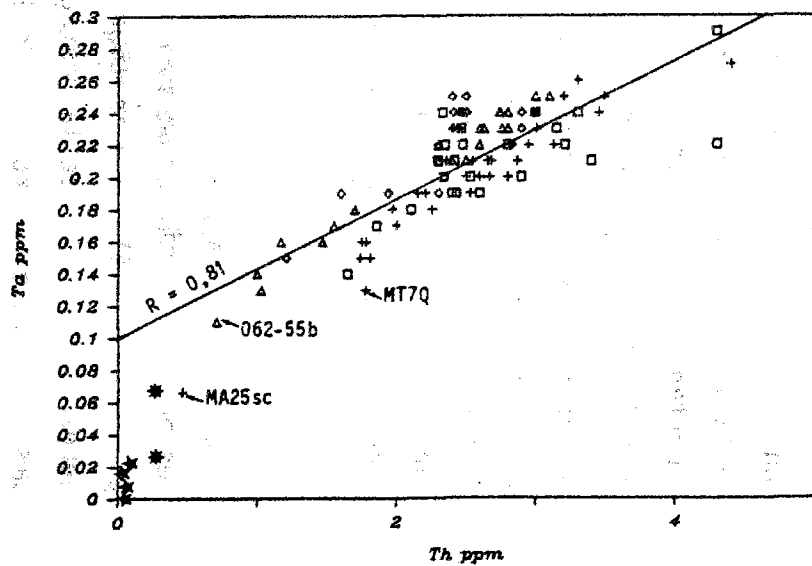
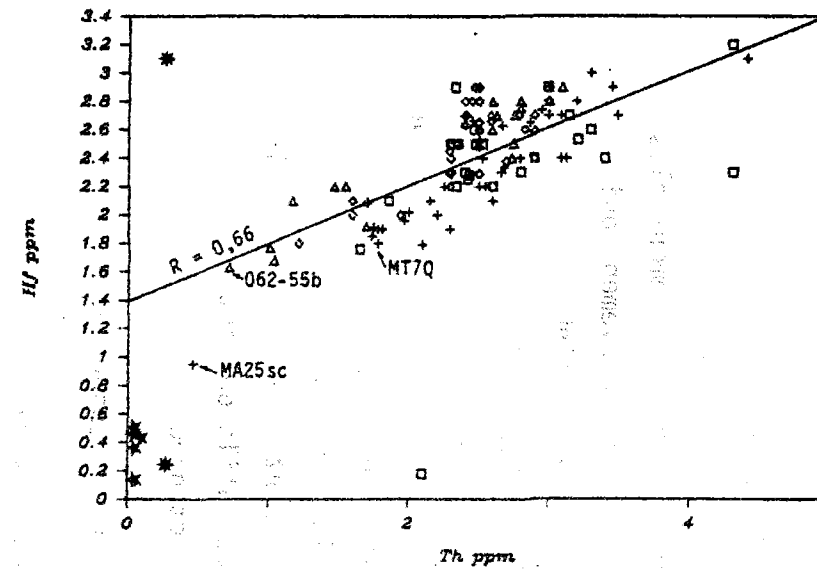
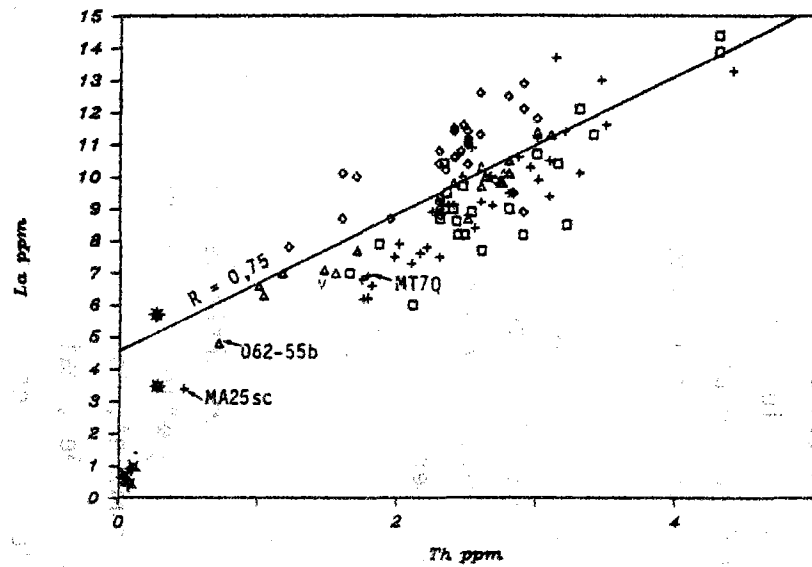


Figure 85 : Corrélations entre éléments hygromagmaphiles. * : cumulats gabbroïques ;
 * : cumulats dioritiques ; □ : laves de la Pelée ancienne ; + : laves de la Pelée
 intermédiaire ; ◇ : laves de la Pelée récente ; △ : laves des éruptions historiques ;
 R : coefficient de corrélation, porté sur la droite de corrélation linéaire.

Correlations between hygromagmaphile elements.

- La deuxième fait intervenir un processus de cristallisation fractionnée au cours duquel les éléments hygromagmaphiles portés en ordonnée, dans les diagrammes, seraient fractionnés par rapport au thorium. En effet, la position des points représentatifs des cumulats dans ces diagrammes semble indiquer le fractionnement de Hf, Ta et de façon moindre La par rapport à Th ainsi que celui de Hf par rapport à Ta.

Quelle que soit l'hypothèse retenue, on ne peut pas aborder le problème de la génèse des liquides les plus basiques en l'absence de tout indice de liquide primitif.

Par ailleurs, il est probable que le rôle respectif de la cristallisation fractionnée et/ou du mélange magmatique varie d'une éruption à l'autre (cf. Chapitre III et IV) ; nous allons donc maintenant considérer, après l'ensemble de la série, le cas de quelques éruptions caractéristiques.

c-2 - Cas de quelques éruptions

α - éruptions texturalement hétérogènes :

Les éruptions choisies pour cette étude sont celles de type Saint-Vincent de l'édifice intermédiaire et celles de 1902 et 1929. Ce sont en effet celles qui montrent les hétérogénéités de composition chimique les plus importantes, les variations des teneurs en éléments hygromagmaphiles en fonction d'un indice de différenciation tel que le thorium sont donc susceptibles d'apporter des renseignements intéressants. Dans la suite de ce paragraphe, nous avons reporté la courbe théorique de cristallisation fractionnée (modèle C, cf. Supra) dans les diagrammes de covariation des éléments hygromagmaphiles.

* Les éruptions de type St Vincent de l'édifice intermédiaire :

- SV_1 - SV_2 :

Les diagrammes relatifs à ces éruptions sont présentés en figure 86. Ces deux éruptions SV_1 et SV_2 sont considérées d'un point de vue global en raison du caractère similaire de la composition chimique des produits qu'elles ont émis.

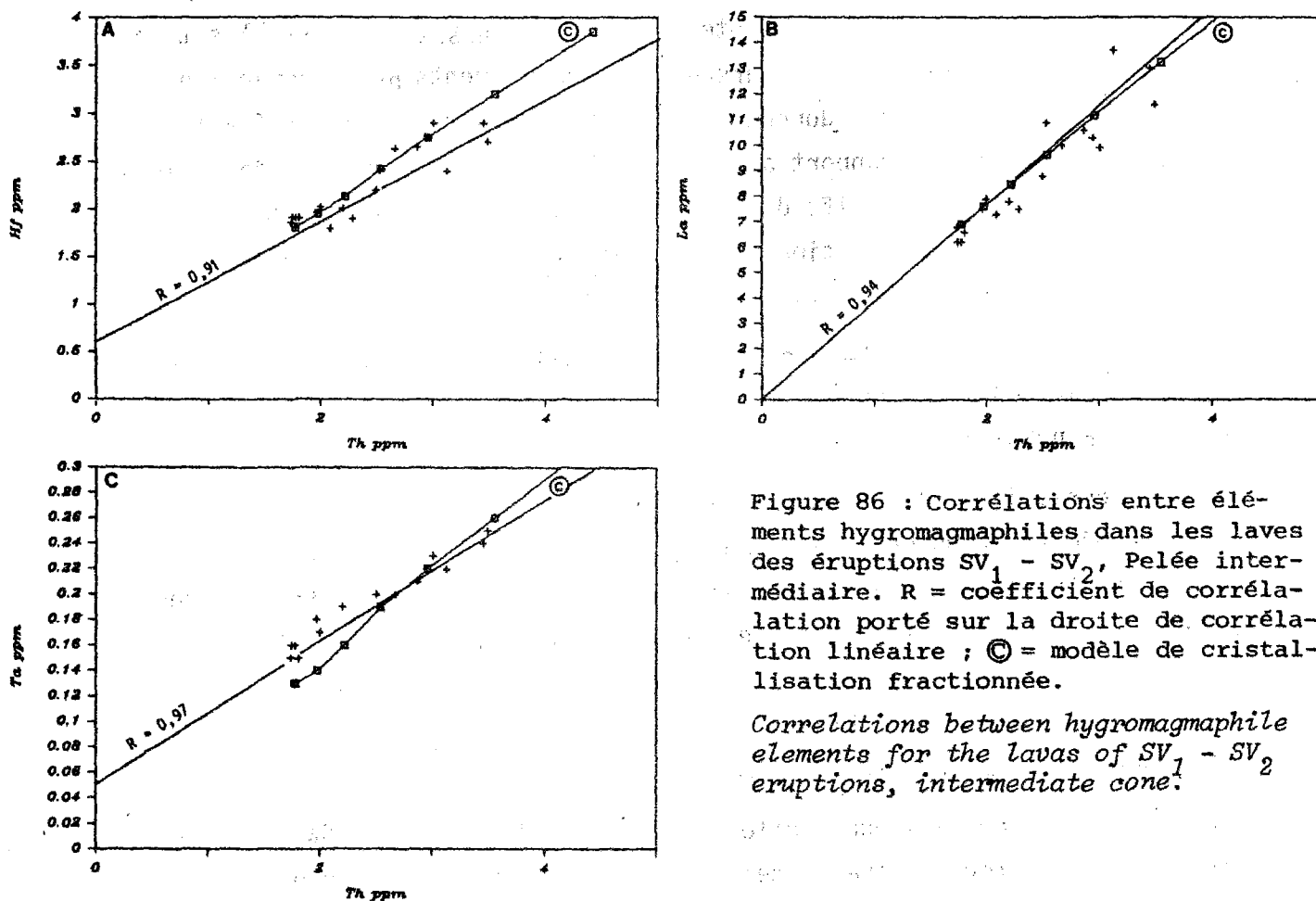
SV₁ - SV₂

Figure 86 : Corrélations entre éléments hygromagmaphiles dans les laves des éruptions SV₁ - SV₂, Pelée intermédiaire. R = coefficient de corrélation porté sur la droite de corrélation linéaire ; © = modèle de cristallisation fractionnée.

Correlations between hygromagmaphile elements for the lavas of SV₁ - SV₂ eruptions, intermediate cone.

On constate tout d'abord que les corrélations linéaires qui lient les éléments hygromagmaphiles sont très bonnes (coefficients de corrélations $> 0,9$) ; puis que celle qui lie La à Th passe par l'origine et se superpose parfaitement avec la courbe théorique de cristallisation fractionnée. Par contre les corrélations linéaires liant Ta et Hf à Th ne passent pas par l'origine. Nous avons vu précédemment que les minéraux des cumulats (en particulier l'amphibole et le clinopyroxène) fractionnent plus Hf et Ta que La par rapport à Th ; cela peut expliquer le fait que les droites de corrélations Hf/Th et Ta/Th ne passent pas par l'origine.

Il semble donc que l'on puisse considérer que les variations des éléments hygromagmaphiles des laves des nuées ardentes SV₁ - SV₂ soient compatibles avec un processus de cristallisation fractionnée dominant.

- NSV :

En figure 87, sont présentés les diagrammes de variations des éléments hygromagphiles pour les laves de cette éruption ; l'analyse des scories interstitielles du cumulat gabbroïque MA25 échantillonné dans ces produits est également représentée. Les coefficients de corrélation entre éléments sont excellents ($> 95\%$). Aucune des droites de corrélation ne passe par l'origine et ne se superpose à la droite théorique de cristallisation fractionnée. Il semble donc que, dans ce cas, un processus de mélange magmatique doive être retenu préférentiellement.

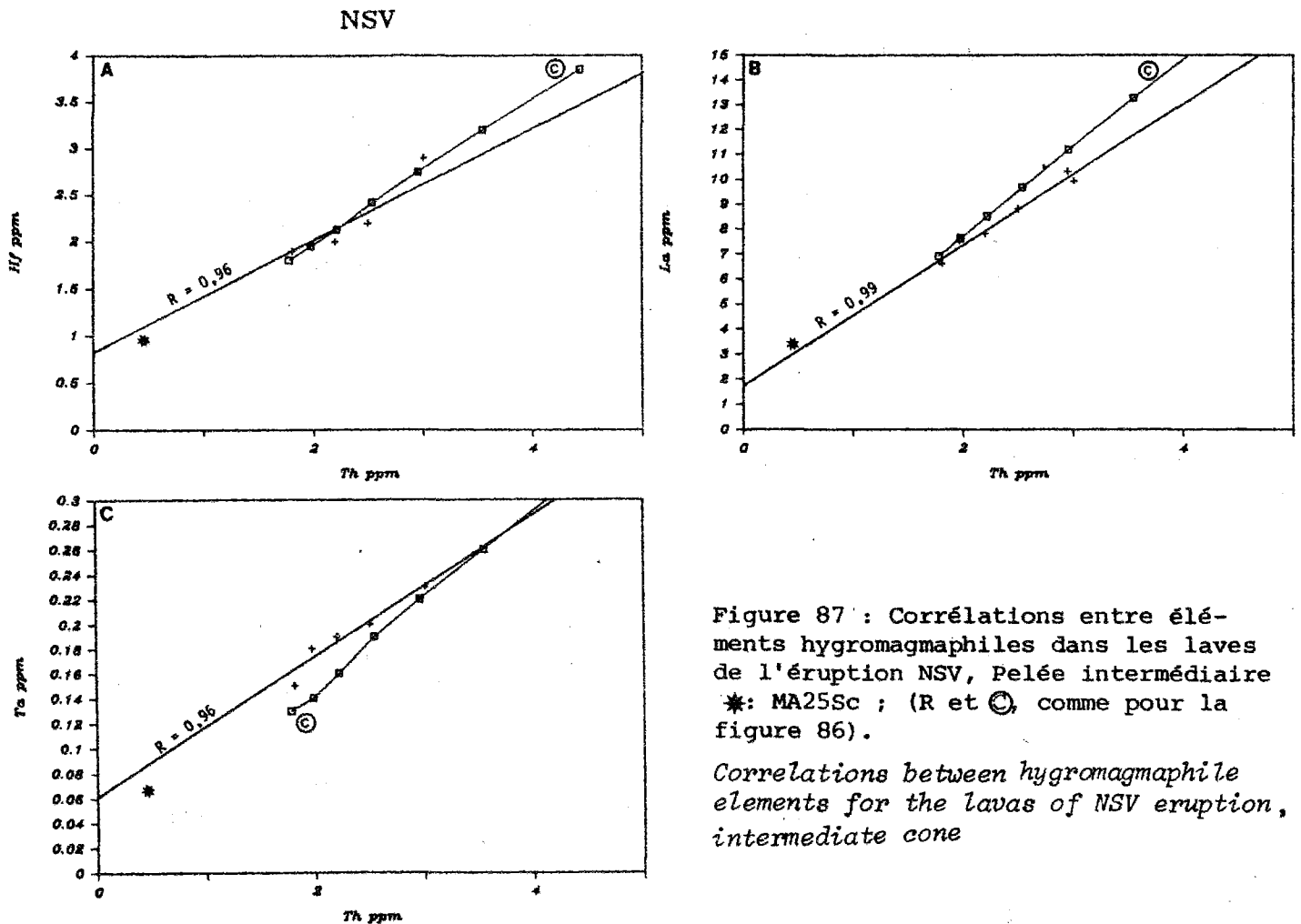


Figure 87 : Corrélations entre éléments hygromagphiles dans les laves de l'éruption NSV, Pelée intermédiaire
 * : MA25Sc ; (R et \odot , comme pour la figure 86).

Correlations between hygromagphile elements for the lavas of NSV eruption, intermediate cone

* Les éruptions de 1902 - 1929 :

Ces deux éruptions présentant beaucoup de similitudes sont étudiées simultanément, les diagrammes de corrélations inter-éléments hygromagmaphiles sont présentés en figure 88. Comme dans le cas précédent, les corrélations sont linéaires (coefficients de corrélation $> 0,94$) mais les droites ne passent pas par l'origine et ne se superposent pas à la courbe théorique de cristallisation fractionnée. Le mélange magmatique semble donc être le processus dominant dans la genèse de ces laves.

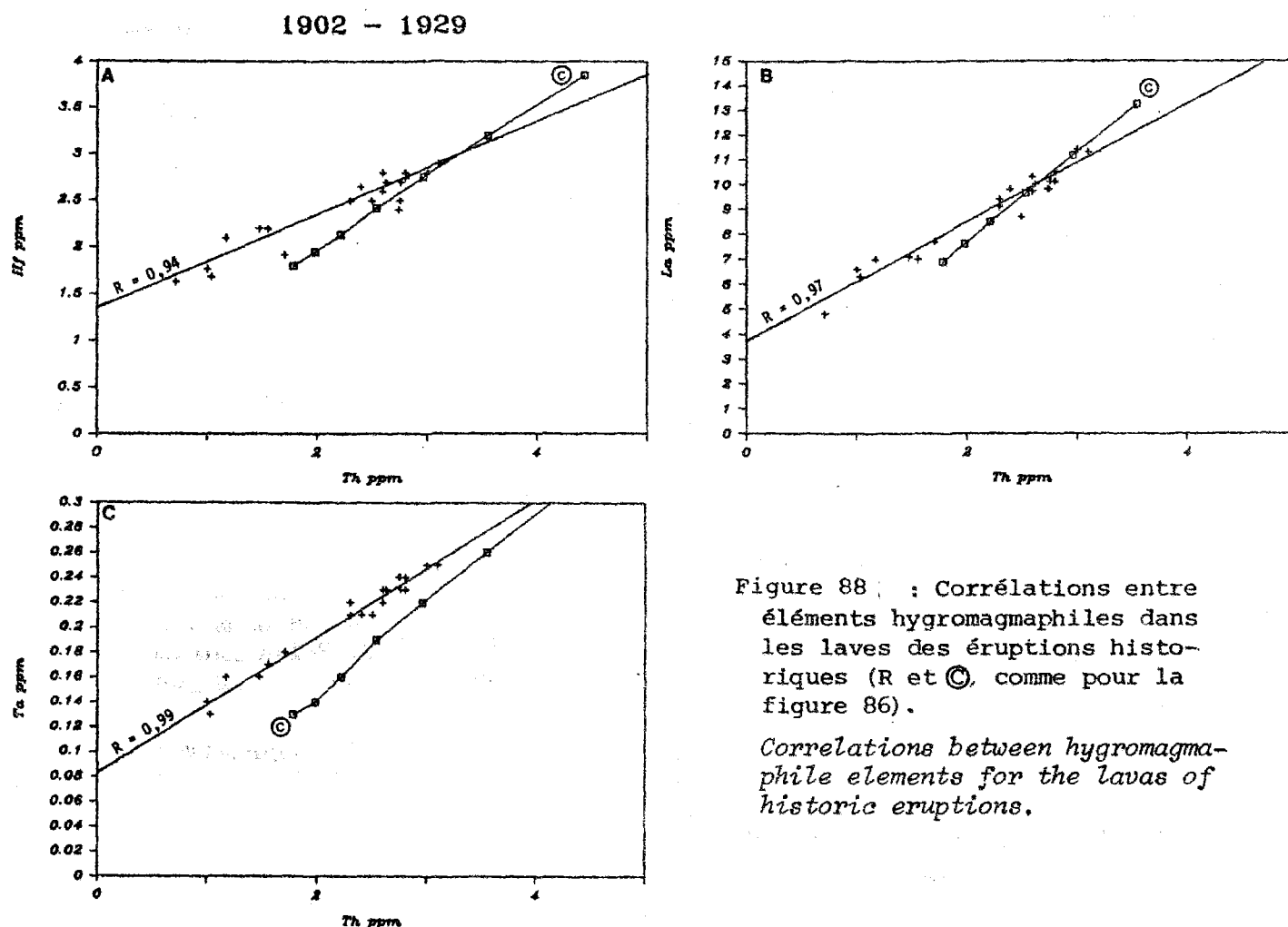


Figure 88 : Corrélations entre éléments hygromagmaphiles dans les laves des éruptions historiques (R et C), comme pour la figure 86).

Correlations between hygromagmaphile elements for the lavas of historic eruptions.

L'étude du comportement des éléments hygromagmaphiles dans les laves de ces éruptions hétérogènes montre la complexité pétrogénétique de la Montagne Pelée. En effet, dans le cas des nuées ardentes SV_1 , SV_2 et 1902, 1929, dont les produits sont caractérisés par de nombreux indices pétrographiques et minéralogiques de mélange magmatique, les variations des concentrations en éléments hygromagmaphiles peuvent s'interpréter en terme de mélange de magmas (1902, 1929), ou de cristallisation fractionnée (SV_1 , SV_2).

β - éruptions texturalement homogènes

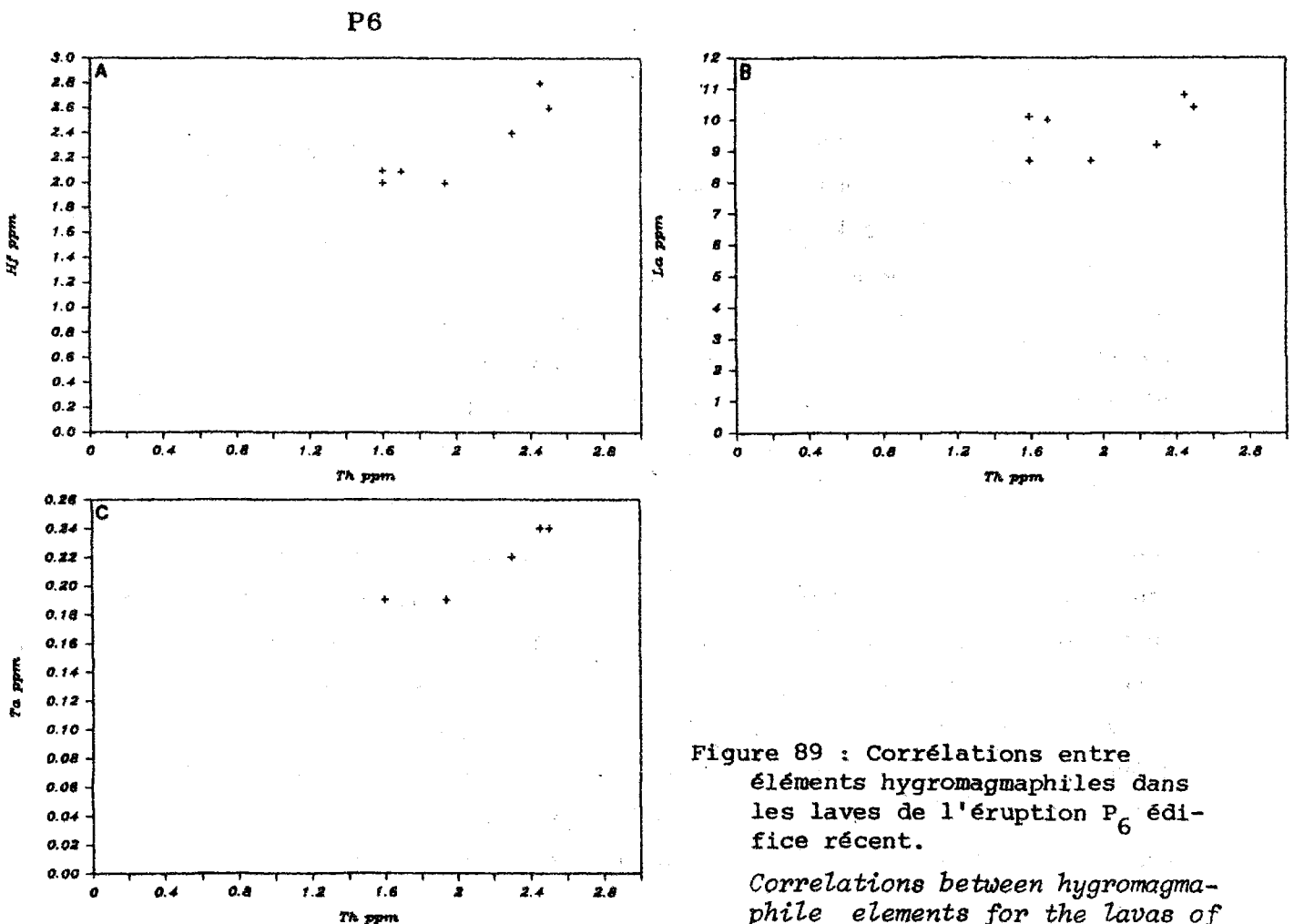


Figure 89 : Corrélations entre éléments hygromagmaphiles dans les laves de l'éruption P_6 édifice récent.

Correlations between hygromagmaphile elements for the lavas of P_6 eruption, recent cone.

Les études précédentes ont été appliquées aux éruptions les plus hétérogènes de la Montagne Pelée ; nous avons également étudiés le comportement des éléments hygromagmaphiles pour les éruptions plus homogènes, mais la gamme de variations chimiques y est trop faible pour que les effets possibles de la cristallisation fractionnée et du mélange magmaphile puissent être aisément discriminés.

Nous avons cependant étudié le cas de l'éruption ponceuse P_6 pour laquelle nous possédons le plus grand nombre d'analyses chimiques d'éléments en traces. Les diagrammes de variations des éléments hygromagmaphiles des laves de cette éruption sont présentées en fig. 89.

De bonnes droites de corrélations lient Ta et Hf à Th, elles ne passent pas non plus par l'origine et pourraient donc traduire le rôle important des mélanges de magmas.

I-4 - Conclusions

Nous avons mis en évidence par divers arguments l'existence de deux processus pétrogénétiques fondamentaux qui concourent à la genèse des magmas de la Montagne Pelée : il s'agit de la cristallisation fractionnée et du mélange magmatique. Par des calculs, nous avons essayé de modéliser l'intervention de ces deux processus et surtout de définir quantitativement leur rôle respectif au cours de la pétrogénèse. Nous n'avons réussi à évaluer l'importance relative de la cristallisation fractionnée et/ou du mélange magmatique que dans le cas de quelques éruptions hétérogènes caractéristiques.

Cependant à partir des nombreuses données exposées jusqu'à présent, on peut, en conclusion, chercher à expliquer en terme de combinaison de ces deux processus, les différents types de variations pétrographiques, minéralogiques et géochimiques observées au cours des éruptions de la Montagne Pelée. Différentes possibilités apparaissent : les trois types d'éruptions distingués précédemment sur des bases minéralogiques (Chapitre III) et géochimiques (Chapitre IV) peuvent en effet impliquer des participations variables du mélange magmatique et/ou de la cristallisation fractionnée.

+ *Type I : éruptions homogènes (NMR, NAB₁, NAB₂) :*

Les volumes des produits émis sont généralement faibles. Le caractère très limité des variations chimiques observées, même au niveau des élé-

ments en traces, et l'absence d'indications texturales de mélange semblent indiquer que la génèse des magmas correspondant résulte principalement du processus de cristallisation fractionnée. Cette interprétation est en accord avec la rareté, voire l'absence de xénocristaux ou de phénocristaux   zonation anormale dans les laves de ces éruptions (cf. chapitre III).

+ *Type II :  ruptions texturalement homogènes, mais chimiquement hétérogènes (NQA, P₁₁, P₆, P₃, NRC₂)*

Ces éruptions ont produit des volumes de magma variables, faibles pour les nuées ardentes (NQA, NRC₂), importants pour les éruptions poncées (notamment P₆ et P₃). Les variations relativement importantes de la composition chimique (4 à 8 % de SiO₂, cf. chapitre IV) peuvent refléter soit le prélèvement de magmas   différents niveaux d'un réservoir magmatique au sein duquel la cristallisation fractionnée aurait abouti à l'apparition d'une stratification chimique (ces magmas étant d'ailleurs susceptibles de se mélanger pendant l'éruption), soit le mélange entre un magma acide, issu de la cristallisation fractionnée, et un magma basique qui ne s'individualise pas dans les produits émis ( ventuellement en raison d'une homogénéisation très avancée du mélange). Comme nous l'avons vu précédemment l'étude des variations des éléments hygromagmaphiles pour l'éruption P₆ semble indiquer l'intervention probable d'un processus de mélange magmatique dominant. D'autre part, sur quatre échantillons de l'éruption P₆ étudiés à la microsonde, seul le plus basique (MT17L ; SiO₂ = 56,1 %) présente des indications de déséquilibres minéralogiques (olivines magnésiennes réactionnelles, zonations inverses très marquées dans les orthopyroxènes, coeurs de phénocristaux de plagioclase à An 90), compatibles avec l'intervention d'un processus de mélange.

+ *Type III :  ruptions texturalement et chimiquement hétérogènes (SV₁, SV₂, NBC, 1902, 1929) :*

Ces éruptions ont produit des volumes de magma considérables pour SV₁ - SV₂, faibles dans les autres cas. Le processus de mélange paraît dominant : en effet, outre les preuves texturales (enclaves congénères, ponces rubanées) de son intervention, il faut souligner que toutes les laves émises, même les plus acides (dacites de 1929) contiennent des minéraux en déséquilibre (olivines magnésiennes dans les andésites, orthopyroxènes et plagioclases très basiques dans les dacites). Le problème qui se pose alors est de déterminer si les produits de composition

intermédiaire, andésites basiques et acides, résultent du mélange de deux pôles respectivement basaltique et dacitique - ce dernier issu de la cristallisation fractionnée ? - ou bien si la gamme de variations observées témoigne de l'éruption simultanée - accompagnée de mélange - de magmas basaltique, andésitique et dacitique provenant de différents niveaux d'un ou de plusieurs réservoirs magmatiques stratifiés. Il semble que des solutions différentes puissent être proposées pour les deux ensembles d'éruptions les mieux connues, SV_1 - SV_2 (Pelée intermédiaire) et 1902 - 1929.

Dans le cas de SV_1 - SV_2 (Traineau *et al.*, 1983 ; Gourgaud *et al.*, 1983 ; Gourgaud, 1985), les premiers produits émis sont acides, puis la séquence se caractérise par une augmentation progressive de la basicité des laves, les niveaux terminaux étant exclusivement basaltiques ou andésitiques basiques. L'étude des ponces rubanées - dont le volume est faible par rapport à celui de l'ensemble des produits - met en évidence, d'une part l'absence d'interactions chimiques locales entre les deux composants et d'autre part, l'existence de recouvrement, au niveau des andésites entre la composition des fractions acides et basiques.

Ces observations indiquent que le mécanisme dominant semble être l'expulsion successive de magmas provenant de réservoirs différents ou bien de différents niveaux d'un même réservoir (Traineau *et al.*, 1983). Le rôle pétrogénétique du mélange paraît alors limité, bien qu'indéniable. En effet, le fait que les andésites puissent représenter soit la fraction basique des ponces rubanées dont la fraction acide est dacitique, soit la partie acide d'échantillons dont la fraction basique est alors basaltique, semble témoigner en faveur de l'existence de magmas andésitiques antérieurement au mélange. L'intervention, de ce processus serait alors relativement tardive et aurait eu lieu peu de temps avant l'éruption.

Par contre pour les éruptions historiques de 1902 - 1929, les études de Gourgaud (1985) ont montré que les produits émis au début de ces éruptions sont chimiquement plus hétérogènes que ceux des stades finaux correspondants ; c'est en effet dans les premiers produits émis que les enclaves basiques congénères sont les plus abondantes, puis la séquence éruptive paraît s'accompagner d'une homogénéisation chimique des

pôles du mélange de plus en plus marquée. Les dômes de 1902 et 1929, andésitiques acides, représenteraient alors le stade ultime de ce phénomène et seraient formés de laves hybrides résultant du mélange pratiquement complet des magmas acide et basique (Gourgaud, 1985).

Le comportement des éléments hygromagnaphiles étudiés dans le paragraphe précédent confirme ces deux modèles différents pour, d'une part, les éruptions $SV_1 - SV_2$ où la cristallisation fractionnée dominerait le mélange de magmas et d'autre part, les éruptions historiques où le processus de mélange magmatique semble le plus important.

II - MODELES DE RESERVOIRS ET D'ERUPTIONS

II-1 - Contraintes volcanologiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques

Contrairement aux discussions précédentes qui postulent une relative constance des processus pétrogénétiques tout au long de l'histoire du volcan, il semble qu'un même modèle de réservoir(s) magmatique(s) ne puisse pas être proposé pour les périodes intermédiaire et récente d'activité de la Montagne Pelée (nous ne proposerons pas de modèles pour la période ancienne, les données de stratigraphie des éruptions n'étant pas assez précises). En effet, ces deux étapes de l'activité séparées par une période de repos d'environ 6000 ans présentent des caractéristiques différentes au niveau :

- *des dynamismes volcaniques*, la période intermédiaire se caractérisant par des éruptions de nuées ardentes de type St Vincent qui ne se reproduisent plus au cours de l'histoire postérieure de la Montagne Pelée ;

- *de la nature pétrographique des produits émis*, les nuées ardentes de type St Vincent ayant produit des quantités importantes de laves basiques (basaltes et andésites basiques) alors que dans les produits de la période récente ces dernières ne sont représentées que par des enclaves au sein de laves plus acides ;

- *de la nature pétrographique des cumulats associés aux dépôts*, ceux de la période intermédiaire contenant des cumulats de nature pétrographique variable, gabbroïques à dioritiques, et des phénocris-

taux isolés dans un horizon cendreuse dont la composition est proche de celle des primocristaux des cumulats gabbroïques les moins évolués ; tandis que les dépôts des éruptions de la période récente et en particulier ceux des éruptions historiques de 1902 et 1929, ne livrent que des cumulats dioritiques ;

- *de la composition des minéraux des cumulats dioritiques* ;

la minéralogie du cumulat dioritique trouvé dans les dépôts de l'éruption SV₁ de l'édifice intermédiaire témoignant de pressions de cristallisation comparables à celles des phénocristaux des laves (cf. chapitre III, § II-8) dont l'estimation quantitative est difficile (elles sont toutefois probablement supérieures à 2 kbar compte-tenu de la présence de l'amphibole, Jakes et White, 1972) alors que les cumulats dioritiques rejetés par les éruptions historiques contiennent, des clinopyroxènes et des amphiboles plus pauvres en Al^{VI} que les phénocristaux des laves, ils ont donc cristallisé à des pressions inférieures, voisines de 2kbar, vraisemblablement au niveau du toit du réservoir (cf chapitre III, § III)

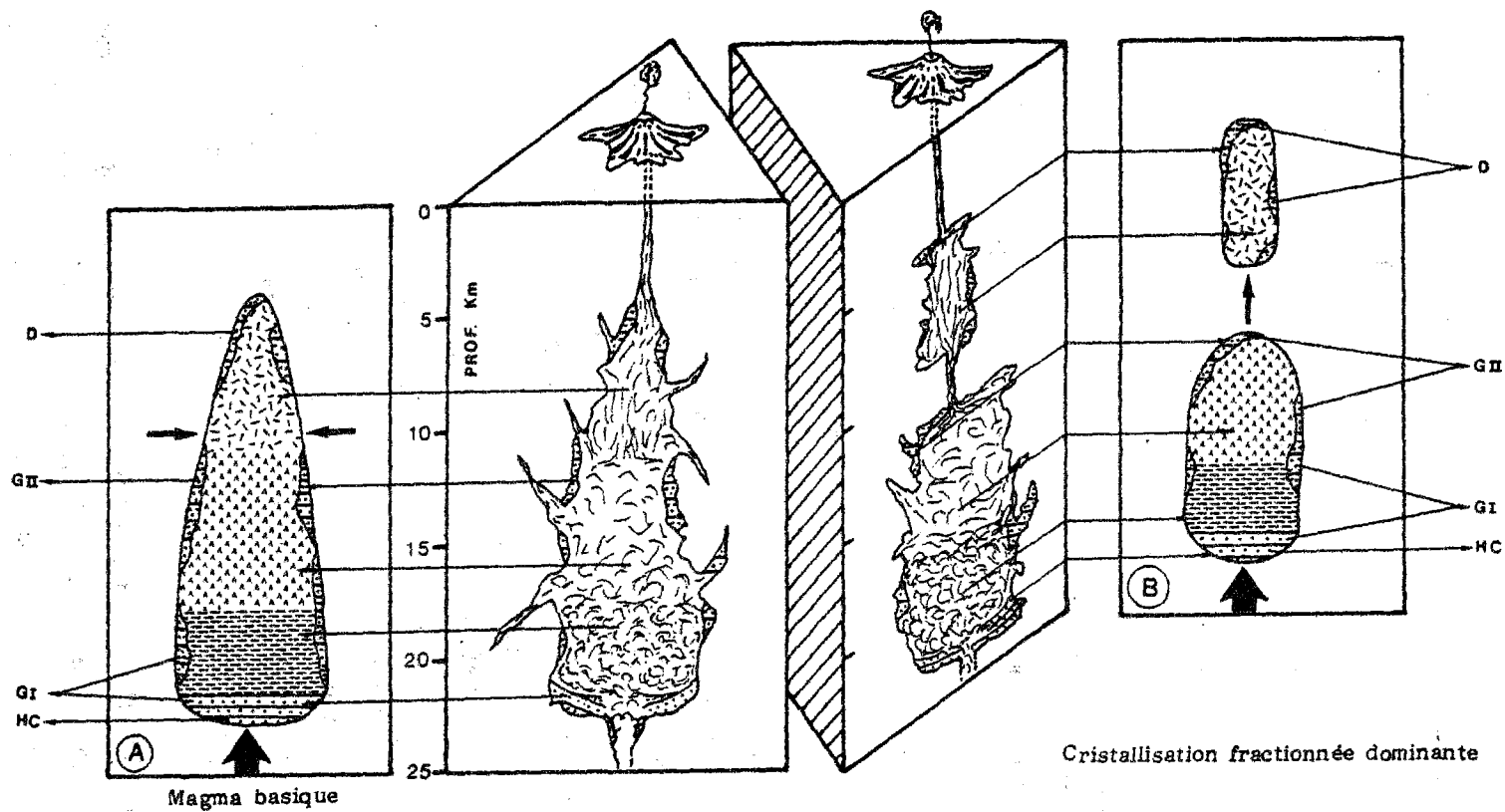
- *de la composition des minéraux des laves*, en effet, les phénocristaux ayant cristallisé sous de fortes pressions (teneurs élevées en Al^{VI} des clinopyroxènes et des amphiboles) à partir de liquides basaltiques plus primitifs que ceux observés en surface sont fréquents dans les laves basiques des éruptions de type St Vincent de l'édifice intermédiaire alors que celles des éruptions historiques ne contiennent pas ces minéraux à teneur en Al^{VI} très élevées.

Ces constatations nous conduisent à proposer des modèles de réservoir(s) différents pour les périodes d'activité intermédiaire et récente de la Montagne Pelée.

II-2 - Modèles relatifs à la Pelée intermédiaire

Les données présentées dans les chapitres précédents suggèrent des modèles de réservoir(s) impliquant la cristallisation, à des profondeurs décroissantes correspondant à des pressions variant de 10-5 kbar (?) à environ 3-4 kbar (?) :

- des cristaux de l'horizon cendreuse, des primocristaux des cumulats gabbroïques et de certains xénocristaux des laves basiques, aux dépens de liquides basaltiques plus primitifs que ceux exprimés en surface et



- | | | |
|--|-----------------------------|---|
| | Andésites acides et dacites | D : Cumulats dioritiques |
| | Andésites basiques | G _{II} : Cumulats gabbroïques de type II |
| | Basaltes | G _I : Cumulats gabbroïques de type I |
| | Cumulats | HC : Minéraux de l'horizon cendréux |

L'échelle verticale est respectée, la forme des réservoirs magmatiques et l'échelle horizontale sont arbitraires.

Figure 90 : Modèles de réservoirs magmatiques pour la période intermédiaire

Magma chambers models for the intermediate period

de composition probablement proche de celle du liquide interstitiel des cumulats gabbroïques de type I ;

- des phénocristaux des laves basiques (basaltes, andésites basiques) ;
- de ceux des laves acides (andésites acides, dacites) et des primocristaux des cumulats dioritiques.

Deux types de modèles apparaissent possibles (Traineau et al., 1983 ; Fichaut et al., 1985 ; Gourgaud, 1985). Le premier postule l'existence d'un réservoir unique d'extension verticale importante, thermiquement et chimiquement stratifié, dont les magmas acides occuperaient la partie sommitale et les magmas les plus basiques le plancher (Fig. 90a). Les éruptions de type St Vincent auraient vidé progressivement ce réservoir, en émettant des laves de plus en plus basiques et en mélangeant simultanément les magmas provenant de niveaux différents. Le deuxième modèle possible implique l'existence de deux réservoirs distincts (ou bien d'un réservoir unique comportant un étranglement, Traineau et al., 1983), les magmas acides occupant le réservoir sommital et les magmas basiques le réservoir profond (Fig. 90 b).

Il est à l'heure actuelle très difficile de trancher entre ces deux modèles. Rappelons cependant les différences de volumes des produits émis par ces éruptions ; en effet, les volumes de magmas acides inférieurs à $0,2 \text{ km}^3$ sont beaucoup plus faibles que les volumes de magmas basiques supérieurs à 1 km^3 (Traineau et al., 1983). Ces différences peuvent s'interpréter en postulant soit deux réservoirs de volumes différents, soit un réservoir plus étroit dans sa partie sommitale.

Traineau et al., (1983) privilégient cependant le modèle à deux réservoirs, en raison d'une part de l'existence, sur le terrain, d'une discontinuité relative entre les produits acides et basiques qui se marque par la faible épaisseur stratigraphique du niveau à ponces rubanées, d'autre part de la constance apparente des volumes et des compositions chimiques des ponces acides émises par ces éruptions qui s'explique mieux dans l'hypothèse de leur stockage dans une chambre individualisée.

Dans le cadre de l'un ou l'autre de ces modèles, les cumulats gabbroïques à dioritiques se sont formés, comme nous l'avons vu, à des profondeurs très variables, probablement au toit (cumulats dioritiques), sur les parois (cumulats gabbroïques et dioritiques) ou au fond du réservoir magmatique (cumulats gabbroïques de type I et minéraux de l'horizon cendreuse). Le modèle établi par Tait et al. (1984) (cf. chap. II, § III-3.2), pour

la formation des adcumulats et des orthocumulats en fonction de la répartition de la densité, s'applique parfaitement à notre cas particulier, les adcumulats gabbroïques, riches en minéraux denses, s'étant formés au fond du réservoir, et les orthocumulats dioritiques à plagioclases dominants au sommet de la chambre.

Différents processus peuvent être à l'origine des mélanges magmatiques, dans l'un ou l'autre des modèles proposés.

Le mélange de deux magmas de composition et de température différentes est le résultat de deux processus fondamentaux qui sont le mélange mécanique et la diffusion moléculaire (Sakuyama, 1984). Dans une chambre magmatique zonée, coexistent des magmas de densité différente : les magmas acides de faibles densité et température sont généralement stockés dans des réservoirs superficiels, les magmas basiques de densité et température plus élevées sont localisés dans des chambres plus profondes qui peuvent être séparées des précédentes (modèle à 2 réservoirs) ou former un seul réservoir de grande extension verticale. Dans tous les cas, la barrière de densité qui existe entre les magmas basique et acide doit être rompue pour que le magma basaltique puisse arriver en surface (Huppert et al., 1983 ; Sakuyama et Koyaguchi, 1984), sous forme de ponces rubanées comme c'est le cas pour les éruptions concernées. Plusieurs mécanismes possibles peuvent être à l'origine de ce phénomène, de nombreux travaux expérimentaux ont tenté d'y apporter des explications.

Sparks et al., (1977) et Sigurdsson et Sparks (1981) démontrent que l'injection de magma basique à la base d'une chambre contenant un magma acide induit de fortes convections et une vésiculation importante de ce magma. Ce phénomène permet le déclenchement d'une éruption explosive caractérisée par des figures de mélange magmatique. Il pourrait être invoqué pour les éruptions de type St Vincent de la Montagne Pelée dans le cas du modèle à deux réservoirs. Cependant Huppert et Sparks (1980) suggèrent que l'interface entre deux liquides de température et composition différentes est stable, même lorsque des mouvements convectifs intenses ont lieu dans chacun des liquides, et pensent que les principaux échanges au niveau de l'interface entre les deux liquides se font par diffusion moléculaire. Leurs expériences étudient l'injection d'eau chaude et salée dense dans de l'eau froide et Sakuyama et Koyaguchi (1984) pensent que ce phénomène doit être encore plus marqué dans le cas de liquides visqueux comme les magmas.

Eichelberger (1980) et Huppert et al., (1982) proposent que la baisse de température induite dans le magma basique au contact du magma acide, entraîne la cristallisation et l'enrichissement en eau du magma basique. On a donc une vésiculation et une diminution de la densité globale de ce dernier qui peut alors remonter dans le magma acide susjacent. Ce processus peut expliquer le mélange de magmas dans les deux modèles proposés pour les éruptions de type St Vincent, cependant l'absence d'enclaves basiques vésiculées dans des laves hôtes plus acides ne semblent pas privilégier ce modèle.

Kouchi et Sunagawa (1983, 1985) pensent, quant à eux, que le fait que deux magmas de composition contrastée se trouvent en contact n'entraîne pas obligatoirement un processus de mélange ; celui-ci serait favorisé par une convection forcée qui peut être induite par le déclenchement de l'éruption et qui a essentiellement lieu dans le conduit éruptif. Ce mécanisme pourrait effectivement rendre compte des éruptions de type St Vincent de la Montagne Pelée, dans le cas du modèle à un réservoir ; l'éruption aurait vidé la totalité du réservoir zoné, les mélanges à l'origine des ponces rubanées ayant pris place dans le conduit éruptif. Ce modèle est en accord avec un processus de cristallisation fractionnée dominant, et des mélanges qui interviennent tardivement, en cours d'éruption.

Enfin, McBirney (1980) propose un modèle de chambre magmatique zonée verticalement et considère que la plupart des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des produits émis dans les séries calco-alcalines peuvent s'expliquer par la vidange de ce réservoir zoné, lors d'une éruption. Le mélange magmatique serait également dans ce modèle dominé par la cristallisation fractionnée ; il peut s'appliquer aux éruptions type St Vincent de la Montagne Pelée dans le cas d'un modèle à réservoir unique.

Dans de nombreux travaux, il ressort que dans la plupart des cas, le temps écoulé entre le premier contact entre les magmas acides et basiques et le phénomène de mélange et enfin l'éruption est généralement très court comparé à l'histoire du volcan. D'autre part Sakuyama (1984) souligne que pour que des magmas de composition contrastée se mélangent rapidement il faut que le volume de la chambre acide soit inférieur ou égal à celui du magma basique injecté.

II- 3 - Modèles relatifs à la Pelée récente

Les contraintes minéralogiques impliquent un (ou des) réservoir(s) dont le toit pourrait être moins profond que pour la Pelée intermédiaire (environ 2 kb), si les différences observées entre les minéraux des cumulats dioritiques et des laves sont considérées comme représentatives. Les produits des éruptions récentes ne contiennent pas de cumulats gabbroïques et aucun indice d'évolution sous forte pression n'a été relevé, sauf pour la première éruption du cycle récent (NBC) dans les produits de laquelle se rencontrent de rares xénocristaux de clinopyroxène de type diopside-salite.

Les caractéristiques géochimiques et minéralogiques des roches des éruptions récentes et historiques permettent de privilégier, de façon beaucoup plus nette que dans le cas de la Pelée intermédiaire, un modèle à deux réservoirs. Nous avons vu, en effet, que depuis 13 500 ans B.P., c'est à dire depuis le début de l'activité de l'édifice récent, toutes les laves émises par la Montagne Pelée sont de nature acide ($\text{SiO}_2 > 56\%$), les basaltes ou andésites basiques à $\text{SiO}_2 < 56\%$ étant exclusivement représentés par des enclaves basiques congénères. Une telle distribution semble difficile à justifier dans l'hypothèse d'un unique réservoir magmatique stratifié au sein duquel coexisteraient des magmas basaltiques à dacitiques. La probabilité qu'aucune des vingt-huit éruptions connues de la Pelée récente n'ait émis autrement que sous forme d'enclaves les magmas basiques ($\text{SiO}_2 < 56\%$) qui devraient constituer une fraction importante du remplissage du réservoir, est en effet très faible. Par contre, la nature acide des produits des éruptions récentes et historiques s'explique aisément si l'on postule l'existence d'un réservoir relativement superficiel dans lequel sont stockés des magmas acides (dacites et andésites acides ?) et d'une chambre plus profonde contenant des magmas moins différenciés (Fig. 91). Le réservoir superficiel situé à des profondeurs correspondant à des pressions totales vraisemblablement de l'ordre de 2 à 3 kb serait périodiquement réalimenté par des magmas basaltiques provenant de la chambre sous-jacente. Ces réalimentations sont susceptibles de provoquer des mélanges magmatiques et de déclencher les éruptions selon le modèle de Sparks et al., (1977),

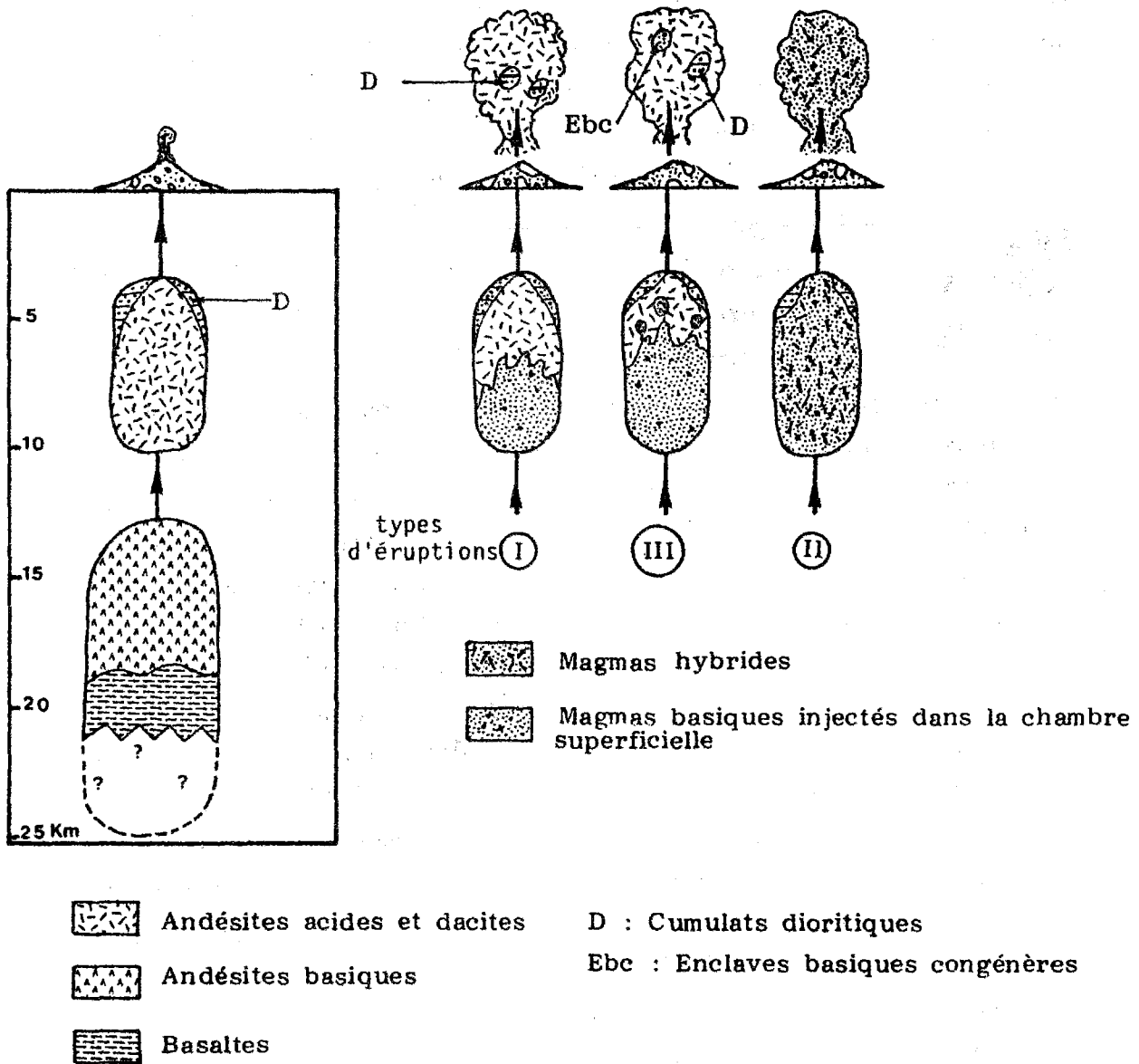


Figure 91 : Modèles de réservoirs magmatiques et d'éruptions pour la période récente.

Magma chambers and eruptions models for the recent period

ou ceux de Eichelberger (1980) et Huppert et al., (1982), la présence d'enclaves congénères basiques semblant ici pouvoir s'accorder avec ces deux derniers modèles, ou enfin celui de Kouchi et Sunagawa (1983 et 1985).

Il est important de rappeler que les magmas basiques, exprimés dans les produits superficiels exclusivement sous forme d'enclaves congénères, présentent des caractères minéralogiques et géochimiques de magmas déjà évolués et qu'ils dérivent vraisemblablement de la cristallisation fractionnée de magma plus primitif dont aucune trace n'apparaît dans les produits de la Pelée récente, sauf dans les produits de la première éruption (NBC). Dans le cadre de ce modèle à deux réservoirs, sans indices de fractionnements profonds, nous pouvons expliquer les trois types d'éruptions distingués précédemment (cf § I-4) et que l'on retrouve au cours de cette période récente d'activité de la Montagne Pelée. Rappelons qu'il s'agit d'éruptions homogènes (type I), ou texturalement homogènes mais chimiquement hétérogènes (type II) ou enfin hétérogènes texturalement et chimiquement (type III).

Ces trois types d'éruptions (Fig. 91) peuvent s'expliquer de la façon suivante :

- Type I : l'injection du magma basique dans la chambre superficielle entraîne une vidange partielle de celle-ci sans traces de mélange magmatique : les produits de ce type d'éruption sont acides et homogènes et résultent d'un processus de cristallisation fractionnée dominant ;

- Type III : il y a cette fois une vidange de la chambre superficielle ainsi que des magmas basiques injectés ; le mélange n'a cependant pas encore abouti à une homogénéisation complète des magmas et les produits de ces éruptions sont hétérogènes à enclaves basiques congénères, ils résultent d'une combinaison de la cristallisation fractionnée et du mélange magmatique.

- Type II : il y a maintenant un mélange complet des magmas de la chambre superficielle avec les magmas basiques injectés ; les produits hybrides de ces éruptions sont homogènes d'un point de vue textural, mais minéralogiquement et géochimiquement hétérogènes ; ils résultent d'un processus de mélange magmatique dominant.

En fait les types II et III peuvent coexister au sein d'une même éruption, ainsi les premiers stades d'une éruption donnée peuvent produire des laves très hétérogènes, puis le processus de mélange magmatique se poursuivant, les laves émises lors des derniers stades de l'éruption seront des hybrides de type macroscopiquement homogènes, mais hétérogènes du point de vue minéralogique et géochimique. C'est de cette façon que Gourgaud (1985) interprète les éruptions historiques, les dômes de 1902 et 1929 représentant des magmas hybrides issus du mélange de deux magmas respectivement basaltique et dacitique émis dans les stades précoces de ces éruptions.

III - CONCLUSIONS

Au terme de cette discussion magmatologique, il convient de résumer les principaux résultats que nous avons obtenus.

A partir des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques abordées dans les chapitres précédents, nous avons mis en évidence l'intervention de deux processus pétrogénétiques principaux lors de la genèse des magmas de la Montagne Pelée. Il s'agit de la cristallisation fractionnée et du mélange magmatique. Le rôle d'autres processus tels que la contamination intracrustale ou la participation de sédiments subductés à la genèse des magmas de la Montagne Pelée a été jugé faible sur la base des données isotopiques que nous possédons. Les deux processus fondamentaux ont été testés par différentes méthodes sur les éléments majeurs et en traces. Nous avons vu que, considérés séparément, ils ne permettent pas d'expliquer de façon satisfaisante les variations chimiques observées au cours de l'évolution de l'ensemble de la série, et qu'il faut donc envisager une combinaison des deux processus dans des proportions variables pour expliquer la genèse des laves de la Montagne Pelée. L'importance respective de la cristallisation fractionnée et du mélange magmatique n'a pu être déterminée de façon précise à l'échelle globale du volcan, le mélange magmatique permettant cependant d'expliquer plus simplement l'évolution de la série. Par contre, pour quelques éruptions hétérogènes caractéristiques nous avons pu montrer, sur la base du comportement des éléments hygromagmaphiles que d'une façon générale le processus de mélange magmatique semble dominant, mais que dans le cas, par exemple, des

éruptions de type St Vincent $SV_1 - SV_2$ de l'édifice intermédiaire, c'est la cristallisation fractionnée qui joue le rôle le plus important lors de la génèse des laves.

Les différents types d'éruptions distingués à partir des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont été également expliqués en terme de combinaison des processus de cristallisation fractionnée et de mélange magmatique. Ainsi, les éruptions dont les produits sont homogènes résulteraient d'un processus de cristallisation fractionnée dominant, celles qui sont texturalement et chimiquement hétérogènes impliqueraient une combinaison des deux processus dans des proportions variables (exemple : pour $SV_1 - SV_2$, cristallisation fractionnée dominante, pour 1902-1929, mélange magmatique dominant), enfin celles dont les produits sont texturalement homogènes mais chimiquement et minéralogiquement hétérogènes résulteraient d'un processus de mélange magmatique dominant.

Nous avons ensuite abordé la modélisation des réservoirs magmatiques sous le volcan pour les périodes intermédiaire et récente et proposé plusieurs types de modèles.

Pour la période intermédiaire, deux modèles sont envisageables :

- l'un postule l'existence d'un seul réservoir magmatique sous-jacent au volcan, de grande extension verticale, zoné chimiquement et rétrécit dans sa partie superficielle ;
- l'autre admet l'existence de deux réservoirs superposés, l'un superficiel de petite taille, contenant des magmas acides, l'autre plus profond et plus grand dans lequel sont stockés des magmas moins différenciés.

Nous n'avons pas d'arguments décisifs pour opter entre ces deux modèles et pensons que les deux satisfont aux contraintes imposées par la pétrographie, la minéralogie, la géochimie et la volcanologie.

Par contre, dans le cas de la Pelée récente, seul un modèle à deux réservoirs semble pouvoir tenir compte de ces diverses contraintes.

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that proper record-keeping is essential for ensuring transparency and accountability in financial operations.

In addition, the document outlines the various methods used to collect and analyze data. These methods include direct observation, interviews, and the use of specialized software tools. Each method has its own strengths and limitations, and it is important to choose the most appropriate one for the specific needs of the study.

The document also addresses the challenges associated with data collection and analysis. One major challenge is ensuring the reliability and validity of the data. This can be achieved by using standardized procedures and conducting thorough quality control checks.

Another challenge is dealing with missing or incomplete data. There are several strategies that can be used to handle such situations, including imputation and sensitivity analysis. It is important to document any such adjustments and their potential impact on the results.

Finally, the document discusses the importance of ethical considerations in research. Researchers must ensure that their work is conducted in a fair and unbiased manner, and that they obtain the necessary permissions and approvals from the relevant authorities.

In conclusion, this document provides a comprehensive overview of the research process, from data collection to analysis and reporting. It highlights the key steps and challenges involved, and offers practical advice on how to overcome these challenges and ensure the highest quality of research results.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

A partir de données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques nouvelles et de celles antérieurement acquises, cette étude a permis une approche détaillée de la magmatologie de la Montagne Pelée. Les données ont été analysées de façon globale à l'échelle du volcan, ou de façon plus précise à l'échelle d'une période d'activité ou d'une éruption bien connue.

Les différentes études ont porté sur l'ensemble des produits de la Montagne Pelée, qui sont les laves et les enclaves associées, constituées de xénolites du substratum, d'enclaves congénères basiques et de cumulats (les xénolites du substratum n'ont été étudiés que d'un point de vue pétrographique).

Les principaux résultats sont les suivants :

- L'étude des cumulats a permis de distinguer différents groupes au sein de ces roches. Les deux principaux groupes sont ceux des cumulats gabbroïques et des cumulats dioritiques. Les cumulats gabbroïques ont été eux-mêmes subdivisés en deux ensembles qui sont d'une part, les cumulats de type I sans magnétite, à olivine et d'autre part, les cumulats de type II à magnétite, sans olivine. Les cumulats gabbroïques sont généralement de type adcumulat (au sens large) tandis que les cumulats dioritiques étudiés sont tous de type orthocumulat. Une évolution continue de la composition chimique a été mise en évidence depuis les minéraux des cumulats gabbroïques de type I (les moins évolués) jusqu'à ceux des cumulats dioritiques (les plus évolués), les minéraux des cumulats gabbroïques de type II présentent des compositions intermédiaires. Cette variation continue de la composition des cumulats traduit le rôle important du processus de cristallisation fractionnée intervenant lors de la genèse des laves de la Montagne Pelée.
- L'étude des laves et enclaves congénères basiques montre que les andésites sont les produits dominants au cours de l'ensemble de l'histoire

du volcan, la période intermédiaire d'activité de la Montagne Pelée étant cependant caractérisée par une grande abondance d'andésites basiques. La composition des minéraux évolue globalement des basaltes aux dacites conjointement avec les températures et pressions de cristallisation qui diminuent depuis les basaltes jusqu'aux dacites. Nous avons mis en évidence la complexité minéralogique des laves de la Montagne Pelée, caractérisée par l'existence de cristaux en déséquilibre dans de nombreuses laves, en particulier les andésites : olivines magnésiennes, plagioclases riches en anorthite, amphiboles pargasitiques, orthopyroxènes gainés de clinopyroxène, clinopyroxènes de type diopside-salite.

- Nous avons d'autre part montré la constance de la composition des produits émis par la Montagne Pelée tout au long de son histoire ; cependant, à l'échelle des éruptions des subdivisions ont pu être établies à partir des données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Nous avons en effet distingué trois types majeurs d'éruptions qui sont :

- des éruptions dont les produits, généralement acides sont homogènes et présentent peu d'indices de déséquilibre ;

- des éruptions dont les produits sont hétérogènes ; d'un point de vue pétrographique ces hétérogénéités se marquent par la présence de ponces rubanées ou d'enclaves congénères basiques dans les laves hôtes plus acides ; d'un point de vue minéralogique, de nombreux indices de minéraux en déséquilibre ont été décrits, et la composition géochimique des produits émis est également très hétérogène ;

- enfin des éruptions dont les produits qui sont texturalement homogènes mais montrent de nombreux indices d'hétérogénéités minéralogiques et géochimiques.

- Ces données nous ont ensuite permis d'aborder les problèmes de processus pétrogénétiques à l'origine des laves de la Montagne Pelée. Deux processus fondamentaux ont été mis en évidence par de nombreux arguments, il s'agit de la cristallisation fractionnée et du mélange magmatique ; nous avons essayé de quantifier l'importance relative de ces deux mécanismes, et avons montré que :

- à une échelle globale, l'évolution de la série de la Montagne Pelée peut être rapportée à une combinaison de ces deux processus sans

qu'il soit possible d'en quantifier les rôles respectifs avec précision.

- pour le cas de quelques éruptions caractéristiques, la cristallisation fractionnée est parfois, mais très rarement le mécanisme dominant ($SV_1 - SV_2$, édifice intermédiaire), dans d'autres cas plus fréquents c'est le mélange magmatique qui semble avoir prédominé lors de la genèse des termes intermédiaires (NSV, édifice intermédiaire ; 1902-1929).

- Au terme de notre étude nous avons proposé des modèles de réservoirs magmatiques pour les périodes intermédiaire et récente. Dans le cas de la période intermédiaire et plus particulièrement celui des éruptions de type St Vincent $SV_1 - SV_2$ deux modèles ont été proposés ; l'un postulant l'existence d'un réservoir unique de grande extension verticale, zoné chimiquement, sous-jacent au volcan ; l'autre considérant qu'il existe deux réservoirs superposés, le premier superficiel contenant des laves acides (andésites acides, dacites), le deuxième plus profond dans lequel évoluent des laves moins différenciées (basaltes et andésites basiques). Dans le cas de l'édifice récent de la Montagne Pelée, seul un modèle à deux réservoirs semble pouvoir rendre compte des caractéristiques volcanologiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des éruptions.

Au delà de ces résultats qui permettent de dresser un tableau précis de la magmatologie de la Montagne Pelée, des problèmes restent posés.

- On ne connaît pas l'origine des magmas de la Pelée, en effet les laves les plus basiques rencontrées sont déjà des termes basaltiques relativement évolués, et l'étude des magmas primitifs correspondants ne peut être abordée autrement que de façon très conjecturale.

- La dominance du processus de mélange magmatique paraît être établie par l'étude des laves, mais un mécanisme de ce type suppose non seulement un pôle basique (cf supra) mais aussi un pôle acide (dacitique à andésitique acide). L'origine de ce dernier reste problématique ; on peut supposer qu'il résulte de la cristallisation fractionnée des magmas stockés dans le réservoir superficiel (dans le cas d'un modèle à deux réservoirs) au cours du laps de temps séparant deux éruptions. Nous n'avons cependant pas réussi à mettre en évidence des variations

périodiques ou cycliques claires de la nature des produits émis lors d'une séquence donnée d'éruptions.

- L'application de ces travaux à la prévision volcanique nécessite une modélisation plus quantitative du comportement du volcan ; la réalisation de cette modélisation nécessiterait :

- une meilleure connaissance du volume et de la géométrie du réservoir, paramètres dont l'acquisition paraît difficile par les méthodes géophysiques actuelles ;

- des études expérimentales sur la rhéologie des magmas calco-alcalins porphyriques, sur leur comportement au cours du refroidissement (période de calme éruptif) et lors des processus de mélange.

Nous souhaitons avoir l'opportunité de développer ce type de travaux.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON A.T., (1976) - Magma mixing : petrological process and volcanological tool. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, p. 3-33.
- ANDERSON A.T., (1979) - Water in some hypersthenic magmas. *J. Geodyn.*, 875, p. 509-532.
- ANDREIEFF P., BELLON H. & WESTERCAMP D., (1976) - Chronométrie et stratigraphie comparée des édifices volcaniques et formations sédimentaires de la Martinique (Antilles françaises). *Trans. VIIe Conf. Geol. Caraïbes*, Saint-François, Guadeloupe, 1974, p. 345-356.
- ANDREIEFF P., BOUYASSE P. & WESTERCAMP D., (1979) - Reconnaissance géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles. Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roches entre Sainte-Lucie et Anguilla, (ARCANTE 1). *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, 3/4, p. 227-271.
- AOKI K.I., (1970) - Petrology of kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki island, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, p. 270-283.
- AOKI K.I., (1971) - Petrology of mafic inclusions from Itinome-gata, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, p. 314-331.
- ARCULUS R.J., (1976) - Geology and geochemistry of the alkali basalt - andesite association of Grenada, Lesser Antilles island arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87,(4), p. 612-624.
- ARCULUS R.J., (1978) - Mineralogy and petrology of Grenada, Lesser Antilles island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65,(4), p. 413-424.
- ARCULUS R.J. & WILLS K.J.A., (1980) - The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. *J. Petrol.*, 21, (4), p. 743-799.
- AUCLAIR G., (1984) - Les dépôts hydrothermaux sulfurés de la zone Cyathern: étude minéralogique, analyse et répartition du sélénium et du cobalt dans les paragenèses de haute température. *Rapport de D.E.A.*, Univ. Brest, 47p.
- BAKER P.E., (1984) - Geochemical evolution of St Kitts and Monserrat, Lesser Antilles. *J. Geol. Soc. London*, 141, p. 401-411.
- BARBERI F., BIZOUARD H. & VARET J., (1971) - Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, p. 93-107.
- BARDINTZEFF J.M., (1984a) - Les verrès et les magmas de l'éruption de 1979 de la Soufrière de St Vincent (Antilles). *Bull. Soc. géol. France*, XXV, 6, p. 811-818.
- BARDINTZEFF J.M., (1984b) - Les pyroxènes et leur inclusions, marqueurs privilégiés des nuées ardentes (Saint Vincent, 1979). *Bull. Minéral.*, 107, p. 41-54.
- BARDINTZEFF J.M., (1985) - Calc-alkaline nuées ardentes: a new classification. *J. Geodyn.*, 3, p. 303-325.

- BARDINTZEFF J.M. & CLOCCHIATTI R., (1980) - Les inclusions vitreuses des plagioclases des dépôts de nuée ardente de l'éruption d'avril 1979 de la Soufrière de Saint Vincent (Antilles) : un apport à la compréhension du dynamisme. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 291, p. 529-532.
- BELLON H. & MAURY R.C., (1983) - Les Petites Antilles de Saint-Kitts à Saint-Vincent. Bilan provisoire des données radiométriques K-Ar. Contraintes apportées à l'évolution géodynamique de l'archipel. *Scéance spécial. Soc. Geol. France et A.T.P.G.G.O.*, Brest, Géologie Géophysique des Océans, résumés, p. 16.
- BELLON H., PELLETIER B. & WESTERCAMP D., (1974) - Données géochronométriques relatives au volcanisme martiniquais. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279, p. 457-460.
- BEST M.G., (1970) - Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 27, p. 25-44.
- BOUDON G., DE GOER DE HERVE A. & VINCENT P.M., (1982) - Un modèle dynamique nouveau en contexte basaltique : passage d'une coulée lavique à un écoulement pyroclastique. Exemple du Cantal (Massif Central français). *Bull. Volcanol.*, 45, (4), p. 367-383.
- BOUGAULT H., (1980) - Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Paris VII, 221p.
- BOURDIER J.L. & GOURGAUD A., (1985) - Les dépôts des éruptions de 1902 et 1929 de la Montagne Pelée (Martinique) : sédimentologie, granulométrie et lithologie des produits des éruptions péleennes. *Bull. P.I.R.P.S.E.V.*, 100, 37p.
- BOURDIER J.L., BOUDON G. & VINCENT P.M., (1984) - Les agglomérats chaotiques stratifiés de la Montagne Pelée (Martinique). Interprétation dynamique et rôle dans l'édification du volcan. *Bull. P.I.R.P.S.E.V.*, 85, 21p.
- BOURDIER J.L., GOURGAUD A. & VINCENT P.M., (1985) - Magma mixing in a main stage of formation of Montagne Pelée : the Saint-Vincent type scoria flow sequence (Martinique, F.W.I.). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25, p. 309-332.
- BOUYASSE P., (1979) - Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles (campagne ARCANTE 1). *Bull. B.R.G.M.*, IV, 3/4, p. 185-210.
- BOUYASSE P., (1984) - The Lesser Antilles island arc : structure and geodynamic evolution. In: BIJU-DUVAL B., MOORE J.C. et al., *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, LXXVIII, p. 83-102.
- BOUYASSE P. & GUENNOG P., (1983) - Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Sainte-Lucie et Anguilla. *Marine Geol.*, 53, p. 131-166.
- BOUYASSE P., SCHMIDT-EFFING R. & WESTERCAMP D., (1983) - La Désirade island (Lesser Antilles) revisited : lower Cretaceous radiolarian cherts and arguments against an ophiolitic origin for the basal complex. *Geology*, 11, (4), p. 244-247.
- BOUYASSE P., BAUBRON J.C., RICHARD M., MAURY R.C. & ANDREIEFF P., (1985a) - Evolution de la terminaison nord de l'arc interne des Petites Antilles au Plio-Quaternaire. *Bull. Soc. géol. France*, I, 2, p. 181-188.

- BOUYASSE P., ANDREIEFF P., RICHARD M., BAUBRON J.C., MASCLE A., MAURY R.C. & WESTERCAMP D., (1985b) - Aves Swell and northern Lesser Antilles ridge : rock dredging results from Arcante 3 cruise. *In Symposium Géodynamique des Caraïbes*, (Paris, février 1985), Technip ed., p. 65-76.
- BOUYASSE P., ANDREIEFF P., RICHARD M., BAUBRON J.C., MASCLE A., MAURY R.C. & WESTERCAMP D., (1985c) - Géologie de la ride d'Aves et des pentes sous-marines du nord des Petites Antilles. Esquisse bathymétrique à 1/1 000 000 de l'est-Caraïbe. *Documents du B.R.G.M.*, 93, 146p.
- BOYNTON C.H., WESTBROOK G.K., BOTT M.H.P. & LONG R.E., (1979) - A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles island arc. *Geophys. Journ. Royal Astron. Soc.*, 58, p. 371-393.
- BROWN G.M., HOLLAND J.G, SIGURDSSON H., TOMBLIN J.F. & ARCULUS R.J., (1977) - Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, p. 785-801.
- BUDDINGTON A.F. & LINSLEY D.H., (1964) - Iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5, (2), p. 310-357.
- BULTITUDE R.J. & GREEN H., (1971) - Experimental study of crystal-liquid relationship at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions. *J. Petrol.*, 12, (1), p. 121-147.
- CAMERON M. & PAPIKE J.J., (1979) - Amphibole crystal chemistry : a review. *Fortschr. Mineral.*, 57, (1), p. 28-67.
- CAMERON M. & PAPIKE J.J., (1980) - Crystal chemistry of silicate pyroxenes. *In Pyroxenes*, PREWITT, ed., *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*, 7, p. 5-92.
- CAMERON M. & PAPIKE J.J., (1981) - Structural and chemical variations in pyroxenes. *Am. Mineral.*, 66, p. 1-50.
- CAMPBELL I.H., (1978) - Some problems with the cumulus theory. *Lithos*, 11, p. 311-323.
- CHRETIEN S., (1983) - Identification et analyse des phénomènes précédant l'éruption du 8 mai 1902 de la Montagne Pelée (Martinique) d'après les documents d'époque. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris-Orsay, 245p.
- CLOCCHIATTI R. & WESTERCAMP D., (1974) - Nature et origine des phénocristaux de quartz des laves de Martinique, Petites Antilles. *Bull. Volcanol.*, 38, (1), p. 44-64.
- CONRAD W.K. & KAY R.W., (1984) - Ultramafic and mafic inclusions from Adak island : crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the aleoutian arc. *J. Petrol.*, 25, (1), p. 88-125.
- CONRAD W.K., KAY S.M. & KAY R.W., (1983) - Magma mixing in the aleoutian arc : evidence from cognate inclusions and composite xenoliths. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, p. 279-295.
- COULON C., CLOCCHIATTI R., MAURY R.C. & WESTERCAMP D., (1984) - Petrology of basaltic xenoliths in andesitic to dacitic host lavas from Martinique (Lesser Antilles). Evidence for magma mixing. *Bull. Volcanol.*, 47-4, (1), p. 705-733.
- D'ARCO P., (1982) - Contribution à l'interprétation géothermométrique et géobarométrique des paragenèses calco-alcalines de l'arc des Petites Antilles; cristallisation fractionnée de la série du Quill (île de Sainte-Eustache). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Brest, 186p.

- D'ARCO P. & COTTEN J., (1985) - Etude des rapports Fe^{3+}/Fe^{2+} et OH/F' des éléments traces dans les amphiboles des roches volcaniques des Petites Antilles; estimation de f_{HF}/f_{H_2O} dans les dacites. *Bull. Mineral.*, 108, p. 153-159.
- D'ARCO P. & MAURY R.C., (1981) - Comparative geothermometry of some magnetite-ilmenite-orthopyroxene-clinopyroxene associations from volcanic rocks. *Can. Miner.*, 19, p. 461-467.
- D'ARCO P., MAURY R.C. & WESTERCAMP D., (1981) - Geothermometry and geobarometry of a cummingtonite-bearing dacite from Martinique, Lesser Antilles. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, p. 177-184.
- DAVIDSON J.P., (1983) - Lesser Antilles isotopic evidence of the role of subducted sediment in island arc magma genesis. *Nature*, 306 p. 253-256.
- DAVIDSON J.P., (1984) - Petrogenesis of Lesser Antilles island arc magmas; isotopic and geochemical constraints. *Ph. D.*, Univ. Leeds, 308p.
- DAVIDSON J.P., (1985) - Mechanisms of contamination in Lesser Antilles island arc magmas from radiogenic and oxygen isotope relationships. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, p. 163-174.
- DAVIDSON J.P., (1986) - Isotope-trace element constraints on petrogenesis of subduction-related lavas from Martinique, Lesser Antilles. *Sous-presse*.
- DEVINE J.D. & SIGURDSSON H., (1980) - Garnet-fassaite calc-silicate nodules from La Soufrière, St Vincent. *Am. Mineral.*, 65, p. 302-305.
- DONNELLY T.W., BEETS D., CARR M.J., JACKSON T., KLAVER G., LEWIS J., LIDIAK E., MAURY R.C., SCHELLEKENS H., SMITH A.L., WADGE G. & WESTERCAMP D., (1986) - History and geology of the caribbean rock series. *Sous-presse*.
- DOREL J., (1978) - Séismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du bassin Atlantique. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Paris VI, 326p.
- DOSTAL J., DUPUY C., CARRON J.P., LE GUEN DE KERNEIZON M. & MAURY R.C., (1983) - Partition coefficients of trace elements : application to volcanic rocks of St Vincent, West Indies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, p. 525-533
- DUPRE B., WHITE W.M., VIDAL P. & MAURY R.C., (1985) - Utilisation des traceurs couples (Pb-Sr-Nd) pour déterminer le rôle des sédiments dans la genèse des basaltes de l'arc des Antilles. In *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, (Paris, février 1985), Technip ed., p. 91-97.
- DUPUY C., DOSTAL J. & VERNIERES J., (1977) - Genesis of volcanic rocks related to subduction zones, geochemical point of view. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XIX, 6, p. 1233-1243.
- DUPUY C., DOSTAL J. & TRAINÉAU H., (1985) - Geochemistry of volcanic rocks from Mt. Pelée, Martinique. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 26, p. 147-165.
- EGGLER D.H., (1972) - Water-saturated and undersaturated melting relations in a Parícutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, (4), p. 261-271.
- EICHELBERGER J.C., (1978a) - Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, p. 21-27.

- EICHELBERGER J.C., (1978b) - Andesites in island arcs and continental margins : relationship to crustal evolution. *Bull. Volcanol.*, 41, (4), p. 480-500.
- EICHEILBERGER J.C., (1980) - Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 288, p. 446-450.
- ESCALANT M., (1983) - Contribution à l'étude du volcanisme d'arc aux Petites Antilles : la chaîne sous-marine Vauclin-Pitault (Martinique). *Rapport de D.E.A.*, Univ. Aix-Marseille, 28p.
- ESCALANT M., DUPUY C., COULON C., DOSTAL J. & WESTERCAMP D., (1985) - Evolutions temporelles des caractères minéralogiques et géochimiques du magmatisme d'un arc insulaire : exemple de la Martinique (Petites Antilles). *In Symposium Géodynamique des Caraïbes*, (Paris, février 1985), Technip ed., résumé.
- EWING M., CARPENTER G., WINDISCH C. & EWING J., (1973) - Sediment distribution in the oceans : the Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 71-88.
- FICHAUT M., (1983) - Contribution à l'étude minéralogique de la Montagne Pelée. Implications pétrogénétiques. *Rapport de D.E.A.*, Univ. Brest, 97p.
- FICHAUT M., MAURY R.C., COULON C., DUPUY C., GOURGAUD A., TRAINÉAU H. & WESTERCAMP D., (1985) - Magmatologie de la Montagne Pelée. *Bull. P.I.R.P.S.E.V.*, 101, 94p.
- FINK L.K.Jr., (1972) - Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region, Lesser Antilles island arc. *Marine Geol.*, 12, (4), p. 267-288.
- FISHER R.V., (1979) - Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6, p. 305-318.
- FISHER R.V. & HEIKEN G., (1982) - Mt. Pelée, Martinique : May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 13, p. 339-371.
- FISHER R.V. & HEIKEN G., (1983) Mt. Pelée, Martinique : May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. Réply. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19, p. 180-184.
- FISHER R.V., ROOBOL M.J. & SMITH A.L., (1980) - Destruction of St Pierre, Martinique, by ash-cloud surges, may 8 and 20, 1902. *Geology*, 8, p. 472-476.
- FOX P.J. & HEEZEN C., (1975) - Geology of the caribbean crust. *In The ocean basins and margins*, vol.3 (the gulf of Mexico and Caribbean), NAIRN A.E.M. & STEHLI F.G., eds., Plenum Press, New York, p. 421-466.
- GERLACH D.C. & GROVE T.L., (1982) - Petrology of Medicine Lake Highland volcanics : characterization of endmembers of magma mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, p. 147-159.
- GIBB F.G.F., (1973) - The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. *J. Petrol.*, 14, (2), p. 203-230.
- GILL J., (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics. *In WILLIE P.J., EL GOSERY A. & Von ENGELHARDT W., eds., Mineral and rocks*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- GIRARD D., (1981) - Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine Caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago : implications géodynamiques. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Brest, 230p.

- GIRARDIN N. & GAULON R., (1983) - Microseismicity and stresses in the Lesser Antilles dipping seismic zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, p. 340-348.
- GIRAUD J., (1918) - Esquisse géologique de la Martinique. Imprimerie Hanoi-Haiphong. 62p.
- GOURGAUD A., (1982) - Sur le déclenchement des éruptions historiques de la Montagne Pelée (Martinique) par injection d'un magma basique dans une chambre magmatique dacitique. *9^{ème} R.A.S.T.*, Paris, p. 288.
- GOURGAUD A., (1985) - Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines : leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Clermont-Ferrand II, 491p.
- GOURGAUD A. & CAMUS G., (1984) - Magma mixing at La Nugère volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France) : role in the trachyandesites genesis. *Bull. Volcanol.*, 47-4, (1), p. 781-805.
- GOURGAUD A. & MAURY R.C., (1984) - Magma mixing in alkaline series : an example from the Sancy volcano (Mont-Dore, Massif Central, France). *Bull. Volcanol.*, 47-4, (1), p. 827-847.
- GOURGAUD A., BOURDIER J.L. & VINCENT P.M., (1983) - Un stade essentiel de l'édification de la Montagne Pelée : la période des nuées de St Vincent. Etude pétrologique, stratigraphique et signification structurale. *Bull. P.I.R.P.S.E.V.*, 77.
- GRAHAM A.M. (1980) - Genesis of the igneous rock suite of Grenada, Lesser Antilles. *Ph. D.*, Univ. Edinburgh, 337p.
- GRAVIOU P., (1984) - Pétrogénèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cado-miens de la région trégorroise (Massif Armoricain). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Rennes, 236p.
- GREEN N.L., (1982) - Co-existing calcic amphiboles in calc-alkaline andesites : possible evidence of a zoned magma chamber. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, p. 57-76.
- GREEN T.H., (1972) - Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, p. 150-166.
- GREEN T.H., (1982) - Anatexis of mafic crust and high pressure crystallisation of andesite. In THORPE R.S., ed., *Andesites : orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & sons, p. 465-487.
- GREEN T.H. & RINGWOOD A.E., (1968) - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, p. 105-162.
- GRUNEVOLD H., (1961) - Carte géologique de la Martinique au 1/50 000^e (2 feuilles) et notice. Service de la carte géologique de France, Paris.
- GRUNEVOLD H., (1965) - Géologie de la Martinique. Imprimerie nationale, Paris. 144p.
- GUNN B.M., ROOBOL M.J. & SMITH A.L., (1974) - Petrochemistry of the pelean-type volcanoes of Martinique. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 1023-1030.
- GUST D.A. & JOHNSON R.W., (1981) - Amphibole-bearing inclusions from Boisa island, Papua, New Guinea : evaluation of the role of fractional crystallisation in andesitic volcano. *Journ. Geol.*, 89, (2), p. 219-232.

- HAMMARSTROM J.M. & ZEN E.an, (1983) - Possible use of Al content in hornblende as a geobarometer for plutonic rocks. *Geol. Soc. Am., abstracts with program*, 15, (6), p. 590
- HAMMARSTROM J.M. & ZEN E.an, (1985) - An empirical equation for igneous calcic amphibole geobarometry. *Geol. Soc. Am., Annual meeting*.
- HAWKESWORTH C.J. & POWELL M., (1980) - Magma genesis in the Lesser Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, p. 297-308.
- HAWKESWORTH C.J., O'NIONS R.K. & ARCULUS R.J., (1979) - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ geochemistry of the alkalic rock suite, Grenada, Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, p. 237-248.
- HAWTHORNE F.C., (1981) - Crystal chemistry of the amphiboles. In Amphiboles and other hydrous pyriboles mineralogy, VEBLEN D.R., ed., *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*, 9A, p. 1-102.
- HAY R.L., (1959) - Formation of the crystal rich glowing avalanche deposits of St Vincent (B.W.I.). *Journ. Geol.*, 67, p. 540-562.
- HELZ R.T., (1973) - Phase relations of basalts in their melting range at $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5\text{Kb}$ as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol.*, 14, (2), p. 249-302.
- HELZ R.T., (1979) - Alkali exchange between hornblende and melt : a temperature-sensitive reaction. *Am. Mineral.*, 64, p. 953-965.
- HELZ R.T., (1982) - Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. In Amphiboles : petrology and experimental phase relations, VEBLEN D.R. & RIBBE H., eds., *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*, 9B, p. 279-346.
- HEMING R.F., (1974) - The geology and petrology of the Rabaul Caldera, New Britain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 1253-1264.
- HERMES O.D. & CORNELL W.C., (1981) - Quenched crystal mush and associated magma compositions as indicated by intercumulus glasses from Mt. Vesuvius, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, p. 133-149.
- HESS G.B., (1972) - Heat and mass transport during crystallisation of the Stillwater igneous complex. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 132, p. 503-520.
- HOLLOWAY J.R., (1973) - The system pargasite- H_2O - CO_2 : a model with a mixed-volatile fluid. I- Experimental results to 8 Kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p. 651-666.
- HUPPERT H.E. & SPARKS R.S.J., (1980) - The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, p. 279-289.
- HUPPERT H.E., SPARKS R.S.J. & TURNER J.S., (1982) - Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature*, 297, p. 554-557.
- HUPPERT H.E., SPARKS R.S.J. & TURNER J.S., (1983) - Laboratory investigations of viscous effects in replenished magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, p. 377-381.
- IRVINE T.N., (1980) - Magmatic density currents and cumulus processes. *Am. Journ. Sci.*, 280A, p. 1-58.
- IRVINE T.N., (1982) - Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.*, 23, (2), p. 127-162.

- IRVING A.J., (1974) - Megacrysts from the Newer basalts and other basaltic rocks of southwestern Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 1503-1514.
- JACKSON E.D., (1967) - Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld intrusions. In WILLIE P.J., ed., *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley & sons, Inc., Trans. VIIe Conf. Geol. Caraïbes, Saint-François, Guadeloupe, 1974, p. 20-38.
- JACKSON E.D., (1971) - The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Mineral.*, 48, p. 129-174.
- JACKSON E.D., GREEN H.W. & MOORES E.M., (1975) - The Vourinos ophiolite, Greece: cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, p. 390-398.
- JAKES P. & WHITE A.J.R., (1972a) - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 29-40.
- JAKES P. & WHITE A.J.R., (1972b) - Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. *Am. Mineral.*, 57, p. 887-902.
- JORDAN T.H., (1975) - The present-day motions of the caribbean plate. *J. Geophys. Res.*, 80, (32), p. 4433-4439.
- JORON J.L. & TREUIL M., (1977) - Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XIX, 6, p. 1197-1205.
- JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A. & TREUIL M., (1978) - Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XX, 4, p. 521-531.
- JUTEAU T., (1974) - Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Nancy I, 692p.
- JUTEAU T. & WHITECHURCH H., (1980) - The magmatic cumulates of Antalya (Turkey) : evidence of multiple intrusions in ophiolitic magma chamber. In *Ophiolites, proceedings international ophiolite symposium*, Cyprus, 1979, p. 337-391.
- KARIG D.E., (1972) - Remnant arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 1057-1068.
- KERR R.C. & TAIT S.R., (1985) - Convective exchange between pore fluid and an overlying reservoir of denser fluid : a post-cumulus process in layered intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, p. 147-156.
- KOUCHI A. & SUNAGAWA I., (1983) - Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. *Nature*, 304, p. 527-528.
- KOUCHI A. & SUNAGAWA I., (1985) - A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, p. 17-23.
- KUDO A.M. & WEILL D.F., (1970) - An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, p. 52-65.
- KUSHIRO I., (1960) - Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. Journ. Sci.*, 258, P. 548-554.

- KUSHIRO I., (1969) - Clinopyroxenes solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures. *Min. Soc. Am., spec. paper*, 2, p. 179-191.
- LACROIX A., (1902a) - Les enclaves des andésites de l'éruption actuelle de la Montagne Pelée. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 135, p. 470-472.
- LACROIX A., (1902b) - Sur les roches rejetées par l'éruption actuelle de la Montagne Pelée. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 135, p. 451-454.
- LACROIX A., (1903a) - La cordiérite dans les produits éruptifs de la Montagne Pelée et de la Soufrière de St Vincent. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 137, p. 145-147.
- LACROIX A., (1903b) - Les enclaves basiques des volcans de la Martinique et de Saint-Vincent. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 137, p. 211-213.
- LACROIX A., (1904a) - La Montagne Pelée et ses éruptions. Nouvelle édition, Grandes Editions, Monaco, 1975, 2tomes, 662p.
- LACROIX A., (1904b) - Sur la production de roches quartzifères au cours de l'éruption actuelle de la Montagne Pelée. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 138, p. 792-797.
- LACROIX A., (1905) - Observations faites à la Montagne Pelée sur les conditions présidant à la production de la tridymite dans les roches volcaniques. *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, 28, p. 56-60.
- LACROIX A., (1907) - Sur la constitution du dôme de la Montagne Pelée. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 144, p. 169-173.
- LACROIX A., (1908) - La Montagne Pelée après ses éruptions. Masson et Cie, ed., Paris, 136p.
- LACROIX A., (1949) - Sur les enclaves endopolygènes de St Vincent. *Bull. Soc. Franç. Miner. Crist.*, LXXII, p. 571-590.
- LAIRD J. & ALBEE A.L., (1981) - Pressure, temperature and time indicators in mafic schist : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. Journ. Sci.*, 281, p. 127-175.
- LEAKE B.E., (1965) - The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous amphiboles. *Am. Mineral*, 50, p. 843-851.
- LEAKE B.E., (1971) - On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineral Mag.*, 38, (296), p. 389-407.
- LEAKE B.E., (1978) - Nomenclature of amphiboles. *Bull. Mineral.*, 101, (4), p. 453-467.
- LEEMAN W.P. & SCHEIDEGGER K.F., (1977) - Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 247 -257.
- LE GUEN DE KERNEIZON M., MASCLE A., MAURY R.C. & WESTERCAMP D., (1979) - Les laves de la Désirade (Petites Antilles), témoins d'un magmatisme de marge active: arguments minéralogiques. *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, 3/4, p. 285-292.
- LE GUEN DE KERNEIZON M., CARRON J.P., BELLON H. & MAURY R.C., (1981) - Enclaves métamorphiques et plutoniques, provenant du substratum des Petites Antilles, dans les formations volcaniques de l'île de Sainte-Lucie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 292, sér.II, p. 899-902.

- LEWIS J.F., (1969) - Composition, physical properties and origin of sodic anorthites from the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St Vincent, West Indies. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21, p. 272-294.
- LEWIS J.F., (1970) - Chemical composition and physical properties of magnetite from the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St Vincent, West Indies. *Am. Mineral.*, 55, pp. 793-807.
- LEWIS J.F., (1973a) - Petrology of the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St. Vincent, West Indies. *J. Petrol.*, 14, (1), p. 81-112.
- LEWIS J.F., (1973b) - Mineralogy of the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano : olivine, pyroxene, amphibole and magnetite paragenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38, p. 197-220.
- LOWDER G.G., (1970) - The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain : mineralogy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26, p. 324-340.
- MARCELOT G., MAURY R.C. & LEFEVRE C., (1983) - Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides) : evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos*, 16, p. 135-151.
- MARCELOT G., MAURY R.C. & RANCON J.P., (1986) - Chemical trends of early formed clinopyroxene phenocrysts from various magma types : a comparative study. *Sous-
presse*.
- MARTIN-KAYE P.H.A., (1969) - A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas
geol. miner. resources*, 10, (2), p. 172-206.
- MATHEZ E.A., (1973) - Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, p. 61-72.
- MATTINSON J.M., FINK L.K. & HOPSON C.A., (1980) - Geochronologic and isotopic study of the La Désirade island basement complex : Jurassic oceanic crust in the Lesser Antilles? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, p. 237-245.
- MAURY R.C., (1976) - Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation de séries volcaniques alcalines continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Paris-sud, Orsay, 455p.
- MAURY R.C. & COULON C., (1984) - Evolutions minéralogiques dans la série calco-alcaline du Mont Seda Oro (Sardaigne nord-occidentale, Italie). *Bull. Mineral.*, 107, p. 69-80.
- MAURY R.C. & D'ARCO P., (1984) - Applications des méthodes géothermobarométriques aux paragenèses minérales des roches volcaniques. In : *Thermométrie et barométrie géologiques*, Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, Paris, p. 283-310.
- MAURY R.C. & WESTERCAMP D., (1985) - Variations chronologiques et spatiales des basaltes néogènes des Petites Antilles; implications sur l'évolution de l'arc. In *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, (Paris, février 1985), Technip ed., p. 77-89.
- MAURY R.C., CLOCCHIATTI R., COULON C., D'ARCO P. & WESTERCAMP D., (1985) - Signification du grenat et de la cordiérite dans les laves du Sud-Ouest martiniquais. *Bull. Mineral.*, 108, p. 63-79.
- MAURY R.C., WESTBROOK G.K., BAKER P.E., BOUYASSE P. & WESTERCAMP D., (1986) - Geology of the Lesser Antilles. *Sous-
presse*.

- McBIRNEY A.R., (1980) - Mixing and unmixing of magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, p. 357-371.
- McBIRNEY A.R. & NOYES R.M., (1979) - Crystallisation and layering of the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.*, 20, p. 487-554.
- Mc DONALD K.C. & HOLCOMBE T.L., (1978) - Inversion of magnetic anomalies and sea floor spreading in the Cayman trough. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, p. 407-414.
- METRICH N., (1985) - Mécanismes d'évolution à l'origine des roches volcaniques potassiques d'Italie centrale et méridionale. Exemples du Mt Somma-Vézuv, des champs phlégréens et de l'île de Ventotene. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Paris sud, Orsay, 331p.
- MINSTER J.B. & JORDAN T.M., (1978) - Present day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, B11, p. 5331-5334.
- MORETTI I. & NGOKWEY K. (1985) - Aseismic ridge subduction and vertical motion of overriding plate. *In Symposium Géodynamique des Caraïbes*, (Paris, février 1985), Technip ed., p. 245-253.
- NAGLE F., STIPP J.J. & FISHER D.E., (1976) - K-Ar geochronology of the limestone caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, p. 401-412.
- NICHOLLS J., CAERMICHAEL I.S.E. & STORMER J.C., (1971) - Silica activity and P_{total} in igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, (1), p. 1-20.
- PALLISTER J.S. & HOPSON C.A., (1981) - Samail ophiolite plutonic suite : field relations, cryptic variation and layering and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. Geophys. Res.*, 86, (B4), p. 2593-2644.
- PAPIKE J.J., CAMERON K.L. & BALDWIN K., (1974) - Amphiboles and pyroxenes : characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am., abstracts with program*, 6, p. 1053-1054.
- PELLETIER B., (1976) - Contribution à l'étude du volcanisme d'arcs insulaires en Martinique. *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, 4, p. 267-296.
- PERRET F.A., (1937) - The eruption of Mt. Pelée 1929-1932. *Carnegie institution of Washington*, publ. 458, 126p.
- PETER G. & WESTBROOK G.K., (1976) - Tectonics of southwestern-north Atlantic and Barbados ridge complex. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 60, p. 1078-1106.
- POWELL M., (1978) - Crystallisation of low pressure cumulate nodules from the Lesser Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, p. 162-172.
- POWELL R. & POWELL M., (1977) - Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. *Mineral Mag.*, 41, p. 257-263.
- RAASE P., (1974) - Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature in regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, p. 231-236.
- REA W.J., (1982) - The Lesser Antilles. *In THORPE R.S., ed., Andesites : orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & sons, p. 167-185.

- REA W.J. & BAKER P.E., (1980) - The geochemical characteristics and conditions of petrogenesis of the volcanic rocks of the northern Lesser Antilles. A review. *Bull. Volcanol.*, 43, (2), p. 325-336.
- RICHARD M., (1983) - Pétrologie et signification géodynamique des ensembles magmatiques de la ride d'Aves (secteur Caraïbe) et de l'est de Taïwan (S.E. Pacifique). *Rapport de D.E.A.*, Univ. Brest.
- ROBINSON P., SPEAR F.S., SCHUMACHER J.C., LAIRD J., KLEIN C., EVANS B.W. & DOOLAN B., (1982) - Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*, VEBLER D.R. & RIBBE H., eds., *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*, 9B, p. 1-227.
- ROEDER P.L. & EMSLIE R.F., (1970) - Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, p. 275-289.
- ROOBOL M.J. & SMITH A.L., (1975) - A comparison of the recent eruptions of Mt. Pelée, Martinique and Soufrière, St. Vincent. *Bull. Volcanol.*, 39, (2), p. 214-240.
- ROOBOL M.J. & SMITH A.L., (1976a) - Stratigraphic studies of Mount Pelée, Martinique. *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, 4, p. 297-304.
- ROOBOL M.J. & SMITH A.L., (1976b) - Mount Pelée, Martinique: a pattern of alternating eruptive styles. *Geology*, 4, p. 521-524.
- ROOBOL M.J. & SMITH A.L., (1980) - Pumice eruptions of the Lesser Antilles. *Bull. Volcanol.*, 43, (2), p. 277-286.
- SAKUYAMA M., (1979) - Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 1/2, p. 179-208.
- SAKUYAMA M., (1983) - Petrology of arc volcanic rocks and their origin by mantle diapirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, p. 297-320.
- SAKUYAMA M., (1984) - Magma mixing and magma plumbing systems in island arcs. *Bull. Volcanol.*, 47-4, (1), p. 685-703.
- SAKUYAMA M. & KOYAGUCHI T., (1984) - Magma mixing in mantle xenolith-bearing calc-alkaline ejecta, Ichinomegata volcano, northeastern Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22, p. 199-224.
- SANTAMARIA F. & SCHUBERT C., (1974) - Geochemistry and geochronology of the Southern Caribbean - Northern Venezuela plate boundary. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 1085-1098.
- SEMET M.P., VATIN-PERIGNON N., VINCENT P.M. & JORON J.L., (1981) - L'éruption volcanique du XVI^e siècle de la Soufrière de la Guadeloupe. Mélanges de magmas et dynamisme éruptif. *Bull. P.I.R.P.S.E.V.*, 60, 63p.
- SEMET M.P., VATIN-PERIGNON N., VINCENT P.M. & JORON J.L., (1982) - Magma mixing once more: its involvement in triggering the 16th century volcanic activity at La Soufrière, Guadeloupe (F.W.I.). *Bull. P.I.R.P.S.E.V.*, 65.
- SIGURDSSON H. & SPARKS R.S.J., (1981) - Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. *J. Petrol.*, 22, p. 41-84.

- SIGURDSSON H., TOMBLIN J.F., BROWN G.M., HOLLAND J.G. & ARCULUS R.J., (1973) - Strongly undersaturated magmas in the Lesser Antillean island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18, p. 285-295.
- SIMKIN T. & SMITH J.V., (1970) - Minor-element distribution in olivine. *Journ. Geol.*, 78, p. 304-325.
- SMITH D. & LINDSLEY D.H., (1971) - Chemical variations in pyroxene and olivine from Picture Gorge basalt. *Y.B. Carnegie Institution*, 1580, p. 269-278.
- SMITH M.J. & ROOBOL A.L., (1976) - Petrologic studies of Mount Pelée, Martinique. *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, 4, p. 305-310.
- SMITH A.L., ROOBOL M.J. & GUNN B.M., (1980) - The Lesser Antilles - A discussion of the island arc magmatism. *Bull. Volcanol.*, 43, (2), p. 286-301.
- SPARKS R.S.J., (1983) - Mount Pelée, Martinique : May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges - Discussion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19, p. 175-180.
- SPARKS R.S.J. & HUPPERT H.E., (1984) - Density changes during the fractionnal crystallisation of basaltic magmas : implications for the evolution of layered intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, p. 300-309.
- SPARKS S.R.J., SIGURDSSON H. & WILSON L., (1977) - Magma mixing : a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, p. 315-318.
- SPARKS R.S.J., HUPPERT H.E., KERR R.C., Mc KENZIE D.P. & TAIT S.R., (1985) - Post-cumulus processes in layered intrusions. *Geol. Mag.*, 122, (5), p. 555-568.
- SPENCER K.J. & LINDSLEY D.H., (1981) - A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, 66, p. 1189-1201.
- STEINBERG M., TREUIL M. & TOURAY J.C., (1979) - Géochimie principes et méthodes. II-Cristallochimie et éléments en traces. Doin, eds., Paris. 599p.
- STEPHAN J.F., BLANCHET R. & MERCIER DE LEPINAY B., (1985) - Les festons nord et sud-Caraïbes (Hispaniola - Porto Rico; Panama et Colombie - Vénézuéla) : des pseudo-subductions induites par le raccourcissement est-ouest du bâti continental péri-Caraïbe. In *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, (Paris, février 1985), Technip éd., p. 35-51.
- STERN R.J., (1978) - Agrigan : an introduction to the geology of an active volcano in the northern Mariana island arc. *Bull. Volcanol.*, 47, (1), p. 43-55.
- STERN R.J., (1979) - On the origin of andesite in the northern Mariana island arc : implications from Agrigan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, p. 207-219.
- STEWART D.C., (1975) - Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al amphiboles. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, p. 195-204.
- SYKES L.R., Mc CANN W.R. & KAFKA A.L., (1982) - Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for early Cenozoic movements. *J. Geophys. Res.*, 87, (B13), p. 10656-10676.
- TAIT S.R., HUPPERT H.E. & SPARKS R.S.J., (1984) - The role of compositional convection in the formation of adcumulate rocks. *Lithos*, 17, p. 139-146.

- TAKESHITA H. & OJI Y., (1968a) - Hornblende gabbroic inclusions in the calc-alkaline andesites from the northern district of Nagano Prefecture, Japan. Part I. *J. Japan Assoc. Mineral. Pet. Econ. Geol.*, 60, (1), p. 1-26.
- TAKESHITA H. & OJI Y., (1968b) - Hornblende gabbroic inclusions in the calc-alkaline andesites from the northern district of Nagano Prefecture, Japan. Part II. *J. Japan Assoc. Mineral. Pet. Econ. Geol.*, 60, (2), p. 57-74.
- THIRLWALL M.F. & GRAHAM A.M., (1984) - Evolution of high-Ca, high-Sr, C-series basalts from Grenada, Lesser Antilles : the effects of intra-crustal contamination. *J. Geol. Soc. London*, 141, p. 427-447.
- TOMBLIN J.F., (1975) - The Lesser Antilles and Aves ridge. In *The ocean basins and margins*, vol.3 (the gulf of Mexico and Caribbean), NAIRN A.E.M. & STEHLI F.G., eds., Plenum Press, New York, 3, p. 467-500.
- TRACY R.J. & ROBINSON P., (1977) - Zoned titanium augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitution in augite. *Am. Mineral*, 62, p. 634-645.
- TRAINEAU H., (1982) - Contribution à l'étude géologique de la Montagne Pelée, Martinique; évolution de l'activité éruptive au cours de la période récente. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Orléans, 209p..
- TRAINEAU H. & WESTERCAMP D., (1985) - Les éruptions poncées récentes de la Montagne Pelée (Martinique) : description des dépôts, dynamismes éruptifs. *Rapport du B.R.G.M.*, 85, SNG 471, IRG, 68p..
- TRAINEAU H., COULON C. & WESTERCAMP D., (1982) - Mélanges magmatiques à la Montagne Pelée, Martinique; origine des éruptions de type Saint-Vincent. *9^{ème} R.A.S.T.*, Paris 1982, p. 609.
- TRAINEAU H., WESTERCAMP D. & COULON C., (1983) - Mélanges magmatiques à la Montagne Pelée (Martinique) - Origine des éruptions de type St Vincent. *Bull. Volcanol.*, 46, (3), p. 243-269.
- TREUIL M. & VARET J., (1973) - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XV, 5-6, p. 506-540.
- TREUIL M., JORON J.L., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. & CALAS G., (1979) - Géochimie des éléments hygromagmaphiles, coefficients de partage minéraux/liquide et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. *Bull. Soc. Franç. Miner. Crist.*, 102, p. 402-409.
- VIDAL Ph, DUPRE B., LE GUEN DE KERNEIZON M., R.C. MAURY, SHEPPARD S.F.M. & WHITE W.M., (1986) - Large role of sediments in the genesis of the andesites of La Soufrière (St Lucia, Lesser Antilles) : Sr, Nd, Pb and O isotopic constraints.
- VILLEMANT B., (1979) - Etude géochimique des éléments en traces dans les séries volcaniques du Massif Central. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 347p.
- VILLEMANT B., (1985) - La différenciation des séries volcaniques : géochimie des éléments en traces dans les séries du Massif Central et d'Italie centrale. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. P. et M. Curie, Paris VI.
- VOGEL T.A., YOUNKER L.W., WILBAND J.T. & KAMPMUELLER E., (1984) - Magma mixing : the Marsco suite, Isle of Skye, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, p. 231-241.

- WADGE G. & SHEPHERD J.B., (1984) - Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, p. 297-304.
- WADSWORTH W.J., (1985) - Terminology of postcumulus processes and products in the Rhum layered intrusion. *Geol. Mag.*, 122, p. 549-554.
- WAGER L.R., (1962) - Igneous cumulates from the 1902 eruption of Soufrière, St Vincent. *Bull. Volcanol.*, 24, p. 93-99.
- WAGER L.R., (1963) - The mechanism of adcumulus growth in the layered series of the Skaergaard intrusion. *Min. Soc. Am., spec. paper*, I, p. 1-9.
- WAGER L.R. & BROWN G.M., (1968) - Layered igneous rocks. Oliver & Boyd, eds, Edinburgh and London, 588p.
- WAGER R., BROWN G.M. & WADSWORTH W.J., (1960) - Type of igneous cumulates. *J. Petrol.*, 1, (1), p. 73-85.
- WELLS P.R.A., (1977) - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, p. 129-139.
- WESTBROOK G.K., MASCLE A. & BIJU-DUVAL B., (1984) - Geophysics and the structure of the Lesser Antilles forearc. In BIJU-DUVAL B., MOORE J.C., et al., *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, LXXVIII*, p. 23-38.
- WESTERCAMP D., (1972) - Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Orsay, 278p.
- WESTERCAMP D., (1976) - Petrology of the volcanic rocks of Martinique, West Indies. *Bull. Volcanol.*, 39, (2), p. 175-200.
- WESTERCAMP D., (1979) - Diversité, contrôle structural et origines du volcanisme récent dans l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, 3/4, p. 211-226.
- WESTERCAMP D., (1980) - La Désirade, carte géologique à 1:25 000 e et notice explicative. Service géologique national, éditions B.R.G.M., Orléans, France.
- WESTERCAMP D., (1981) - Distribution and volcano-structural control of zeolites and other amygdale minerals in the island of Martinique, F.W.I. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11, p. 353-365.
- WESTERCAMP D. & ANDREIEFF A., (1983) - Saint Barthélémy et ses îlets, Antilles françaises : stratigraphie et évolution magmato-structurale. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXV, 6, p. 873-883.
- WESTERCAMP D. & MERVOYER B., (1976) - Les séries volcaniques de la Martinique et de la Guadeloupe, F.W.I. *Trans. VIIe Conf. Geol. Caraïbes*, Saint-François, Guadeloupe, 1974, p. 427-435.
- WESTERCAMP D. & TAZIEFF H., (1980) - Guides géologiques régionaux : Martinique, Guadeloupe, St Martin, La Désirade. Masson ed., Paris. 135p.
- WESTERCAMP D. & TRINEAU H., (1983) - The past 5,000 years of volcanic activity at Mt Pelée, Martinique (F.W.I.) : implications for assessment of volcanic hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 1/4, p. 159-186.
- WESTERCAMP D. & TRINEAU H., (1983) - Carte géologique de la Montagne Pelée à 1/20 000° (département de la Martinique). ed. B.R.G.M.

- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYASSE P., MASCLE A. & BAUBRON J.C., (1985a) - The Grenadines, southern Lesser Antilles. Part 1 : stratigraphy and volcano-structural evolution. *In Symposium Géodynamique des Caraïbes*, (Paris, février 1985), Technip ed., p. 109-118.
- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYASSE P., MASCLE A. & BAUBRON J.C., (1985b) - Géologie des Grenadines (Petites Antilles méridionales), étude monographique. *Documents du B.R.G.M.*, 92, 198p.
- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P. & BAUBRON J.C., (1985c) - Evolution géologique de la Martinique. *In Symposium Géodynamique des Caraïbes*, (Paris, février 1985), Technip ed., Résumé.
- WHITE W.M. & DUPRE B., (1986) - Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles : isotopic and trace element constraints. *Sous-presse*.
- WHITE W.M. & PATCHETT J., (1984) - Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs : implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, p. 167-185.
- WHITE W. M., DUPRE B., VIDAL P. & MAURY R., (1984) - An isotopic and trace element study of magma genesis and sediment subduction in the Lesser Antilles. *Proc. I.S.E.M. Field Conf. on Open Magm. Systems*, Taos, New Mexico.
- WILLS K.J.A., (1974) - The geological history of southern Dominica and plutonic nodules from the Lesser Antilles. *Ph. D.*, Univ. Durham, England,
- WOOD B.J. & BANNO S., (1973) - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, p. 109-124.
- WRIGHT J.V., SMITH A.L. & SELF S., (1980) - A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 2/4, p. 315-336.
- WRIGHT T.L. & DOHERTY P.C., (1970) - A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 1995-2008.
- YAGI K. & ONUMA K., (1967) - The join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ and its bearing on the titanogites. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, 13, p. 463-483.
- YAMAZAKI T., ONUKI H. & TIBA T., (1966) - Significance of hornblende gabbroic inclusions in calc-alkaline rocks. *J. Japan Assoc. Mineral. Pet. Econ. Geol.*, 55, p. 87-103.
- YODER H.S., (1969) - Calc-alkaline andesites experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. *Bull. Ore St. Dep. Geol. Miner. Ind.*, 65, p. 77-89.
- YODER H.S. & TILLEY C.E., (1962) - Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic systems. *J. Petrol.*, 3, (3), p. 342-532.

ANNEXE

ANNEXE : LISTE DES ECHANTILLONS DE LAVES ETUDIES EN LAME MINCE

Numéros d' échantillons suivis d'une étoile : analyse chimique disponible.
Pour la toponymie et les éruptions, se reporter à la carte géologique de la Montagne Pelée (Westercamp et Traineau, 1983).

ERUPTION	ECHANTILLON	TYPE PETROGRAPHIQUE - LOCALISATION
Edifice Ancien		
D	MT13D* MT21T*	Dacite, Haut de la riv. des Pères Andésite acide, Aileron, est du cratère
L	MT18L MT20Z* MT23D* MT23E*	Andésite, riv. Sèche, altitude 500m Andésite basique, Morne Plumé Andésite basique, Morne Calebasse Andésite basique, Morne Essentes
LP	MT3Y MT4M* MT13G* MT21I* MT21M* MT22S MT23X* 121-2 121-6 121-9* 121-10* 121-12a* 121-12b 121-14* 121-16 121-18* 121-21a* 121-21b* 121-12c*	Andésite, Grande Savane, source Poulage Andésite, riv. des Pères Andésite, riv. des Pères Andésite acide, Tombeau Caraïbes Andésite acide, Tombeau Caraïbes Gorges de la Falaise Andésite acide, plateau Sable Tombeau Caraïbes Tombeau Caraïbes Andésite acide, Tombeau Caraïbes Andésite acide, Tombeau Caraïbes Andésite acide, Tombeau Caraïbes Tombeau Caraïbes Andésite acide, Tombeau Caraïbes Andésite acide, Tombeau Caraïbes Basalte, enclave, Tombeau Caraïbes Andésite basique, enclave, Tombeau Caraïbes
NA	MT5P* MT5V MT22G* MT22H* MT22Z MT23L* MT23X MT23Y MT23Z*	Andésite acide, Riv. Sèche Riv. Sèche Andésite acide, est St Pierre Andésite acide, est St Pierre Riv. Sèche Andésite acide, nord Grande Savane Plateau Sable Plateau Sable Andésite basique, Morne Lénard
non attribué	MT2P MT2S MT2X* MT3A* MT3B	Riv. du Prêcheur, ravine Verdure Riv. du Prêcheur, ravine Verdure Andésite basique, Riv. du Prêcheur, ravine Verdure Andésite acide, Riv. du Prêcheur, Duberceau Riv. du Prêcheur, Duberceau

ERUPTION	ECHANTILLON	TYPE PETROGRAPHIQUE - LOCALISATION
non attribué	MT3C* MT3E* MT3F* MT3G* MT3L MT3M MT3W MT8T	Andésite acide, Riv. du Prêcheur, Andésite acide, Riv. du Prêcheur, ravine Prévilles Andésite acide, Riv. du Prêcheur, ravine Prévilles Andésite acide, Riv. du Prêcheur, ravine Prévilles Ravine Pierre Akar Ravine Pierre Akar Ravine Pierre Akar Ravine Etang, Fond Mentin
Edifice intermédiaire		
> 40 000	MT1H MT7Z MT8A MT20D MT22W MT22X MT21S*	Andésite acide, Morne Lacroix
NSV	MT12L MT20L* MT23P* MT23Q* MT23R* MA21* MA22* MA31*	Scorie sombre, Gros Morne Andésite basique, Morne Lénard Andésite acide, Hon Plaisance Andésite basique, Hon Plaisance Andésite acide, Hon Plaisance Andésite basique, Fond Prévilles Andésite basique, Fond Prévilles Andésite acide, Fond Prévilles
NQB	MT6N MT6P MT6R MT6W* MT23F* MT23G*	Andésite noire scoriacée Andésite noire scoriacée Ponce blanche Andésite acide ponceuse Andésite acide, Anse Belleville Andésite acide, Anse Belleville
NPG	MT1Z MT2A MT6L* MT6M MT7F MT8G MT8H MT8L MT16B* MT16C MT16D MT19K MT24G* MT24H*	Andésite sombre vésiculée Andésite grise vésiculée Andésite basique Andésite sombre légèrement scoriacée Andésite sombre scoriacée Andésite sombre légèrement scoriacée Andésite grise peu vésiculée Andésite sombre scoriacée Andésite acide peu scoriacée Andésite grise Andésite sombre scoriacée Andésite grise très vésiculée Andésite basique, Quartier des Abymes Andésite basique, Quartier des Abymes

ERUPTION	ECHANTILLON	TYPE PETROGRAPHIQUE - LOCALISATION
SV1	MT1A MT1B MT1D MT1K MT1L MT1P MT1Q MT2F MT2G* MT2H* MT2J MT2T MT5Y MT6H* MT6J* MT6K MT18H MT18J*	Ponce rubannée, Grand' Rivière Ponce rubannée, Grand' Rivière Ponce rubannée, Grand' Rivière Ponce grise, Grand' Rivière Ponce sombre, Grand' Rivière Ponce rubannée, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Lapilli ponceux, Grand' Rivière Andésite acide ponceuse, Grand' Rivière Andésite basique scoriacée, Grand' Rivière Ponce rubannée, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Ponce blanche, Grand' Rivière Andésite acide ponceuse, Grand' Rivière Andésite acide ponceuse, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Ponce rubannée, Grand' Rivière Andésite acide, Grand' Rivière
SV2	MT1M* MT2C MT7B MT7Q* MT7R MT7S* MT8P MT16J MT16K MT16L MT16M MT16P MW52M* MW51W*	Andésite basique scoriacée, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Basalte scoriacé, Grand' Rivière Lapilli ponceux, Grand' Rivière Andésite basique scoriacée, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Andésite scoriacée sombre, Grand' Rivière Andésite basique scoriacée, Grand' Rivière Andésite basique, Grand' Rivière
NQA	MT1T MT2B MT4K* MT8J* MT19F	Andésite claire Andésite claire basalte Andésite acide Andésite acide
P11	MT1V MT15R* MT15S	Ponce blanche Dacite ponceuse Ponce

ERUPTION	ECHANTILLON	TYPE PETROGRAPHIQUE - LOCALISATION
EDIFICE RECENT		
NBC	MT4G MT4H MT4J MT4O* MT4V MT4Y* MT13E MT13N* MT13P MT13Q MT13R* MT13S* MT13Y	Andésite sombre légèrement scoriacée Andésite sombre scoriacée Andésite sombre scoriacée Andésite acide légèrement vésiculée Andésite grise vésiculée Andésite acide vésiculée Andésite sombre Andésite basique, enclave congénère Andésite acide vésiculée Andésite acide hôte de MT13N Andésite sombre scoriacée
NMC	MW51I1* MW51I*	Andésite acide ponceuse Andésite acide vésiculée
8280 B.P.	MT16E MT2R	Andésite sombre massive, riv. du Prêcheur Andésite grise, riv. du Prêcheur
P8	MT4L*	Andésite acide ponceuse
6630 B.P.	MT4X*	Andésite acide ponceuse, riv. des Pères
NMR	NMR* MT14P	Andésite acide Andésite sombre
P6	MT2V MT5C MT14X* MT14Y* MT14Z* MT16F MT17G MT17H MT17J MT17L* MT17M* MT17P* MT17O MT17R MT17S MT17T MT17V MT17W MT17X MT18V MT18W	Ponce blanche Ponce blanche Intermédiaire entre MT14Y et MT14Z Andésite acide grise Andésite acide ponceuse blanche Ponce blanche Ponce grise Andésite scoriacée Contact entre MT17G et MT17H Andésite basique scoriacée Andésite basique massive Andésite basique Ponce grise à rubanements plus clairs Ponce grise Ponce blanche Andésite scoriacée sombre Ponce blanche Ponce blanche à rubanements sombres Andésite massive sombre

ERUPTION	ECHANTILLON	TYPE PETROGRAPHIQUE - LOCALISATION
P6	MW50PP1* MW50PP2* MW53H* MA56* MA57*	Andésite acide Andésite acide Ponce blanche Andésite basique, Morne Ponce Andésite acide, Morne Ponce
NPM	MT8L MT19L MT19M*	Andésite grise Andésite grise Andésite acide légèrement scoriacée
NRS2	MT5D MT5F MT5G MT5H MT5Q MT14Q MT14R MT14S MT18Z MT19A MT19B MT19D MT19E	Andésite sombre Andésite claire Andésite scoriacée sombre Andésite claire vésiculée Andésite sombre légèrement scoriacée Andésite grise très vésiculée Andésite scoriacée sombre Rubanement entre MT14Q et MT14S Andésite sombre Andésite scoriacée sombre Andésite grise Andésite scoriacée sombre Andésite grise
NAB1	MA11* MA18* MT17D* MT17E MT17F	Andésite acide, route Morne Rouge - Ajoupa- -Bouillon, Quartier Bouteille Andésite acide, route Morne Rouge - Ajoupa- -Bouillon, Quartier Bouteille Andésite acide Andésite grise Ponce blanche
NAB2	MT2K MT17C MA14	Andésite grise légèrement vésiculée Andésite grise Andésite vitreuse, route Morne Rouge - Ajoupa-Bouillon, Quartier Bouteille
P3	MT1Y MT3T MT4T MT8S MT8X MT8W MT13F MT13T MT13X MT15V* MA53	Lapilli ponceux blanc Ponce blanche Ponce Andésite scoriacée sombre Ponce grise Ponce blanche Ponce grise Ponce blanche Ponce grise Andésite acide ponceuse Andésite acide
P2	MT5M* MT15T	Andésite acide ponceuse Ponce blanche

ERUPTION	ECHANTILLON	TYPE PETROGRAPHIQUE - LOCALISATION
NRC2	MT5J* MT5K MT5L* MT5L1 MT14K	Andésite acide Andésite scoriacée sombre Andésite basique vésiculée Andésite claire Andésite sombre
P1	MT1C MT18E MT19Q MT19R MW52L*	Lapilli ponceux Andésite scoriacée sombre Ponce blanche Ponce blanche Andésite acide ponceuse
NRP	MT14C MT14E MT18M* MT18P* MT18Q	Andésite grise Andésite grise Andésite acide vésiculée Andésite acide ponceuse Andésite acide massive
Eruptions historiques		
1902	MT12W MT15K MT15L MT15M MT15P MT15Y* MT15Z* MT17K MA33* MA34* MA35* MA42* MA46* MA71* MW55Z MW55Y	Andésite grise Andésite sombre, enclave Roche hôte de MT15K Contact MT15L - MT15K Andésite grise Andésite acide Andésite acide Andésite grise, riv. La Falaise Andésite acide, Fond Canonville Andésite acide, Fond Canonville Andésite acide, Fond Canonville Andésite acide, dôme Andésite acide, dôme Andésite acide, Fond Canonville
1929	MA59 MA64* MA65 MA66* MA70 MA64Rh* MA68Rh* MT16G	Ebc, Coulée Blanche, bord de mer Andésite basique, ebc, Coulée Blanche Ebc, Coulée Blanche, Andésite basique, ebc, Coulée Blanche Ebc, Coulée Blanche, Andésite acide hôte de MA64, Coulée Blanche Andésite acide hôte de MA68, Coulée Blanche Andésite acide, dôme