



HAL
open science

Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Étude Volcanologique, Structurale et Pétrologique

Patrick Bachèlery

► **To cite this version:**

Patrick Bachèlery. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Étude Volcanologique, Structurale et Pétrologique. Planète et Univers [physics]. Université de Clermont-Ferrand, 1981. Français. NNT : . tel-04579037

HAL Id: tel-04579037

<https://hal.science/tel-04579037>

Submitted on 17 May 2024

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

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

classé à : BACHELERY (P)

Service Bibliographique

Invent. n° 7593

Inv. Litec N° 7593

N° D'ORDRE: 671



THESE

présentée à

L'U.E.R. DE SCIENCES EXACTES ET NATURELLES

DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND

pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE SPECIALITE (mention PETROLOGIE)

par

Patrick BACHELERY



**Le PITON de la FOURNAISE (Ile de la Réunion).
Etude Volcanologique, Structurale et Pétrologique**



Thèse soutenue publiquement le 26 Novembre 1981 devant la commission d'examen :

P. M. VINCENT président - rapporteur
G. KIEFFER
J. KORNPROBST
J.F. LENAT
M. TREUIL

...
Non la terre ne se saoule pas
la terre ne tourne pas de travers
elle pousse régulièrement sa petite voiture ses quatre
saisons
la pluie... la neige...
la grêle... le beau temps...
jamais elle n'est ivre
c'est à peine si elle se permet de temps en temps
un malheureux petit volcan
...

Jacques Prévert

A Marie-Hélène qui a partagé l'élaboration de ce travail beaucoup plus qu'on ne pourrait le penser, tout en supportant mes états d'âmes.

A mes parents, avec reconnaissance.

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer toute ma gratitude au Professeur P.M. Vincent qui en a suivi l'évolution avec beaucoup d'attention. Que ce soit dans le cadre d'entretiens enrichissants où sur le terrain, j'ai pu bénéficier de ses vastes connaissances volcanologiques m'apportant rigueur et idées nouvelles.

Je tiens également à remercier G. Kieffer qui au cours de fréquentes confrontations, par ses remarques toujours pertinentes m'a permis d'éviter bon nombre d'à priori.

Tout au long de cette étude le Professeur J. Kornprobst a bien voulu consacrer une partie de son temps pour me faire partager ses connaissances de la pétrologie, qu'il en soit vivement remercié ainsi que P. Boivin qui avec gentillesse et compétence a toujours répondu à mes demandes.

Mes remerciements s'adressent également au Professeur M. Treuil qui m'a proposé une étude géochimique et a suivi ce travail avec un souci constant et une grande compétence. Que soit associé ici J. L. Joron qui a bien voulu me prendre en charge au sein du laboratoire Pierre Süe prenant une part active dans l'acquisition et l'interprétation des résultats.

J. F. Lénat a largement contribué à la formulation et à l'élaboration de nouvelles hypothèses de travail. Ses connaissances du volcanisme de la Fournaise et des volcans Hawaïens ont été un précieux support.

Les membres de l'équipe de volcanologie de Clermont-Fd m'ont également permis de bénéficier de leur expérience.

Je tiens à remercier tout particulièrement Luc Chevallier qui a partagé de fréquentes et longues journées sur le terrain malgré des conditions climatiques souvent difficiles. Il m'a apporté beaucoup de ses connaissances volcano-structurales mais aussi beaucoup de son amitié.

Je remercierais ici l'Institut de Physique du Globe de Paris pour son accueil au sein de l'Observatoire Volcanologique ainsi que pour sa participation dans l'élaboration de cette étude.

Les autorités locales de la Réunion (Préfecture, Gendarmerie, Service Météorologique) m'ont également apporté une aide matérielle indispensable au cours de mes campagnes de terrain.

Que soient assuré de ma sympathie tous les Réunionnais qui m'ont apporté leur amitié au cours de mes différents séjours.

Ce travail s'inscrit dans le cadre du PIRPSEV qui a pris en charge la totalité des frais qui accompagne trois campagnes de terrain soit six mois sur l'île de la Réunion. Il a été réalisé au laboratoire de géologie et minéralogie de Clermont-Fd. Il en a bénéficié des moyens ainsi que de ceux du laboratoire associé CNRS n° 10. Durant ce travail, j'ai également bénéficié du soutien financier de la DGRST.

En dernier lieu, je tiens à remercier Nicole Beylot qui a bien voulu consacrer de longues soirées pour terminer à temps la frappe de ce mémoire.

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
CHAPITRE A : PRÉSENTATION GÉNÉRALE	1
1°) SITUATION DE L'ILE	1
2°) PRESENTATION DE L'ILE	1
3°) LE PITON DES NEIGES (Rappels)	4
4°) ORIENTATION DES TRAVAUX	5
5°) NOTATION UTILISEE POUR LE REPORT DES ORIENTATIONS	6
6°) TERMES GEOGRAPHIQUES UTILISES	7
CHAPITRE B : LA STRUCTURE DU PITON DE LA FOURNAISE ACTUEL	9
1°) LA FRACTURATION RADIALE - LE SYSTEME D'ALIMENTATION DU CONE TERMINAL	9
a) Les fractures radiales	9
b) La répartition des fractures radiales dans l'Enclos	11
c) Le rôle des zones de fracturation préférentielle lors de quelques éruptions récentes	16
d) Les fissures émettrices non radiales	17
2°) LES STRUCTURES D'ALIMENTATION HORS ENCLOS	17
a) Les zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est	17
b) Le "rift" Nord-Ouest	21
c) L'axe éruptif Puys Ramond Baril	25
3°) LES CRATERES SOMMITAUX ET LES FRACTURES ASSOCIEES	29
4°) LE SYSTEME DE LA PLAINE DES OSMONDES	32
a) Présentation	32
b) Les fractures bordières de la Plaine des Osmondes	35
c) Origine de la Plaine des Osmondes	38
5°) RUPTURES DE PENTES ET GLISSEMENTS - L'INSTABILITE DU FLANC EST	41
a) Glissements affectant le flanc Est du volcan. Manifestations sur le terrain	41
b) Comparaison avec d'autres phénomènes de ce type	44
c) Origine d'un tel système de glissements et conclusion	46
d) Les glissements affectant le cône terminal	47

6°) LA CALDERA DE L'ENCLOS FOUQUE	48
a) Description	48
b) Age de la Caldéra	50
c) Conclusions	50
7°) CONCLUSIONS - FACTEURS A PRENDRE EN COMPTE DANS L'EVENTUALITE DU CALCUL D'UNE MODELISATION STRUCTURALE DE LA FOURNAISE ACTUELLE	53
CHAPITRE C : L'ACTIVITÉ DU PITON DE LA FOURNAISE - LES DIFFÉRENTS TYPES D'ÉRUPTIONS	57
1°) L'ACTIVITE HISTORIQUE DU VOLCAN	57
2°) EVALUATION DU TAUX DE PRODUCTION	59
3°) LES TRANSFORMATIONS DU SOMMET DU CONE TERMINAL	61
a) Période 1766 à 1911	61
b) Evolution depuis 1911	67
c) Enseignements de l'évolution des cratères sommitaux	69
4°) LES ERUPTIONS "HAWAIIENNES" ET "STROMBOLIENNES" DE L'ENCLOS	71
a) Les éruptions sub-terminales	71
b) Les éruptions latérales	72
c) Les éruptions terminales	73
5°) LES ERUPTIONS LATERALES HORS ENCLOS	74
a) Les éruptions latérales "type Avril 1977"	74
b) Les éruptions latérales "type Puys Ramond"	80
c) Les éruptions du Fond de la Rivière de l'Est	82
6°) LES ERUPTIONS DE TYPE CHISNY	84
a) Le Piton Chisny	84
b) Piton du cirque, Demi-Piton et Piton du Rond Langevin	91
c) Conclusions	93
7°) LE CRATERE COMMERSON	94
a) Présentation	94
b) Les dépôts	95
c) Essai de reconstitution de l'Eruption	96
8°) LES ERUPTIONS "EXCENTRIQUES"	96

CHAPITRE D : LES ÉRUPTIONS EXPLOSIVES ET LES DÉPÔTS PYROCLASTIQUES	101
1°) LES ERUPTIONS PHREATIQUES OU PHREATOMAGMATIQUES	101
a) Contexte favorable aux éruptions phréatiques et phréatomagmatiques	101
b) Déroulement des éruptions	102
c) Produits émis	102
d) Dépôts sur le terrain	103
c) Enseignements et conclusion	106
2°) "CENDRES DE BELLECOMBE"	107
a) Description des affleurements type	107
b) Extension des dépôts	116
c) Caractéristiques volcanologiques et dynamiques de la mise en place des "cendres de Bellecombe"	118
d) Conclusions	127
3°) AUTRES NIVEAUX CENDREUX	130
a) Cendres affleurant sur les pentes externes de la caldera des sables	130
b) Les cendres affleurant sur Grand Coude et les pentes de la Commune	133
c) Cendres de l'Est de la Plaine des Palmistes	134
d) Conclusion	134
4°) NIVEAUX DE LAPILLI SCORIACES	135
a) Description de ces dépôts	135
b) Signification	136
 CHAPITRE E : LES DIFFÉRENTS STADES D'ÉVOLUTION DU PITON DE LA FOURNAISE	 139
1°) INTRODUCTION	139
2°) PRESENTATION DES QUATRE STADES EVOLUTIFS	139
a) Phase I ou bouclier primitif	139
b) Phase II	141
c) Phase III	142
d) Phase IV : Phase actuelle	142
3°) LES CALDERAS	143
a) La caldéra 1 : caldéra primitive	143
b) La caldéra 2 ou caldéra des Sables	146
c) La caldéra 3 ou Enclos Fouqué	150
d) Origine et évolution des caldéras	150
e) Les autres effondrements	151



4°) LES STRUCTURES D'ALIMENTATION	155
a) Phase I : deux centres volcaniques ?	155
b) Phase II	157
c) Phase III	159
d) Evolution des structures d'alimentation	160
5°) PALEOGEOGRAPHIE ET EVOLUTION GENERALE DU MASSIF	163
a) Système de l'évolution du massif fournaisien	163
b) Paléogéographie	166
CHAPITRE F : PÉTROLOGIE	169
1°) PETROGRAPHIE DES LAVES ACTUELLES	169
a) Introduction	169
b) Les basaltes à olivine et les océanites	170
c) Les basaltes cotectiques	172
2°) GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS	178
a) Introduction	178
b) Caractéristiques chimiques principales des laves fournaisiennes	178
c) Evolution du magma fournaisien	182
3°) ETUDE GEOCHIMIQUE DES ELEMENTS EN TRACES	193
a) Introduction	193
b) Processus évolutif	199
c) La courbe cumulative	199
d) Le processus de cristallisation fractionnée	201
e) Comparaison avec la pétrographie	207
f) Estimation de la composition du liquide initial	207
g) Analyse des Terres rares	209
h) Problème de l'uranium dans l'olivine et le plagioclase	210
4°) CONCLUSIONS - RELATIONS PETROGRAPHIE/GEOCHIMIE	211
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	213
ANNEXES	217
BIBLIOGRAPHIE	

CHAPITRE A : PRÉSENTATION GÉNÉRALE

1°) SITUATION DE L'ILE DE LA REUNION

L'île de la Réunion, entièrement d'origine volcanique, se situe dans l'Océan Indien occidental par 21°07' de latitude Sud et 55°32' de longitude Est. Elle constitue avec les îles Maurice et Rodriguez, l'archipel des Mascareignes (Voir Figure 1A). En fait, elle n'apparaît pas être rattachée au plateau des Mascareignes dont Maurice, située à 170 km au Nord-Est, constitue l'extrémité méridionale. La Réunion repose, isolée, sur le plancher océanique situé par 4 000 m de profondeur. Elle représente un bouclier elliptique dont la base est de 240 km pour le grand axe et 200 km pour le petit (Voir Figure 2A).

Les principales structures de cette région de l'Océan Indien ont été relevées par Vine (1966), Le Pichon et Heirtzler (1968), Fisher et Al. (1971), Schlich et Patriat (1971), Schlich (1975), Patriat et Schlich (1979). Nous nous contenterons simplement de rappeler que les limites Nord-Est et Sud-Est de la plaque océanique supportant la Réunion sont respectivement la dorsale Médio-Indienne (taux de demi-expansion de 1,8 à 2,3 cm/an) et la dorsale Ouest-Indienne (taux de demi-expansion de 0,6 à 0,9 cm/an).

Le plateau des Mascareignes est bordé au S.E. par un fossé limitant en fait le bassin des Mascareignes, auquel appartient la Réunion, du bassin Malgache (Schlich comm. orale in Chevallier, 1979). Dans le bassin des Mascareignes, Patriat et Schlich (1979) mettent en évidence l'existence d'une dorsale fossile (paléorift) dont l'activité est stoppée depuis 60 M.A. Il semble que l'île de la Réunion se place à l'aplomb d'une des branches de ce paléorift mais ceci n'est pas formellement établi.

2°) PRESENTATION DE L'ILE

L'île de la Réunion est un volcan intra-plaque reposant sur le plancher océanique par 4 000 m de fond et culminant à plus de 3 000 m d'altitude. De forme elliptique, elle présente un allongement suivant une direction NW-SE. Son grand axe mesure 70 km et son petit axe 50 km soit une superficie de 2 512 km² (Voir Figure 3A).

Deux massifs volcaniques la composent : Le Piton des Neiges qui occupe environ les deux tiers Nord-Ouest de l'île et le Piton de la Fournaise, seul actif des deux, qui fait l'objet de cette étude (Voir Figure 4A).



FIG. 2B

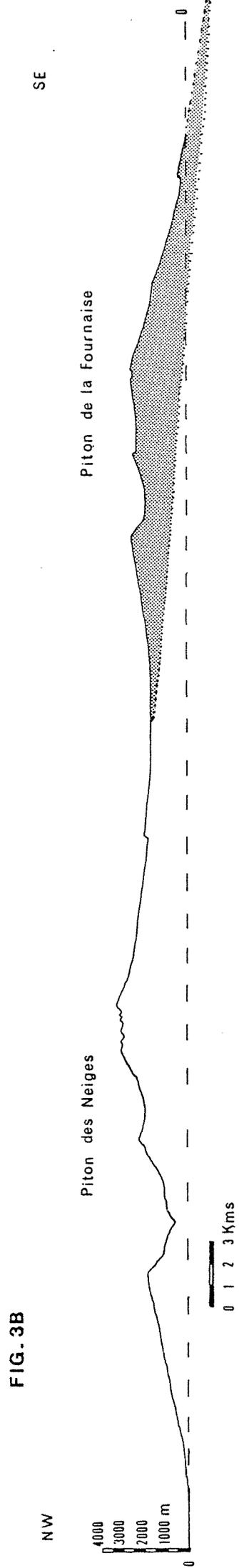
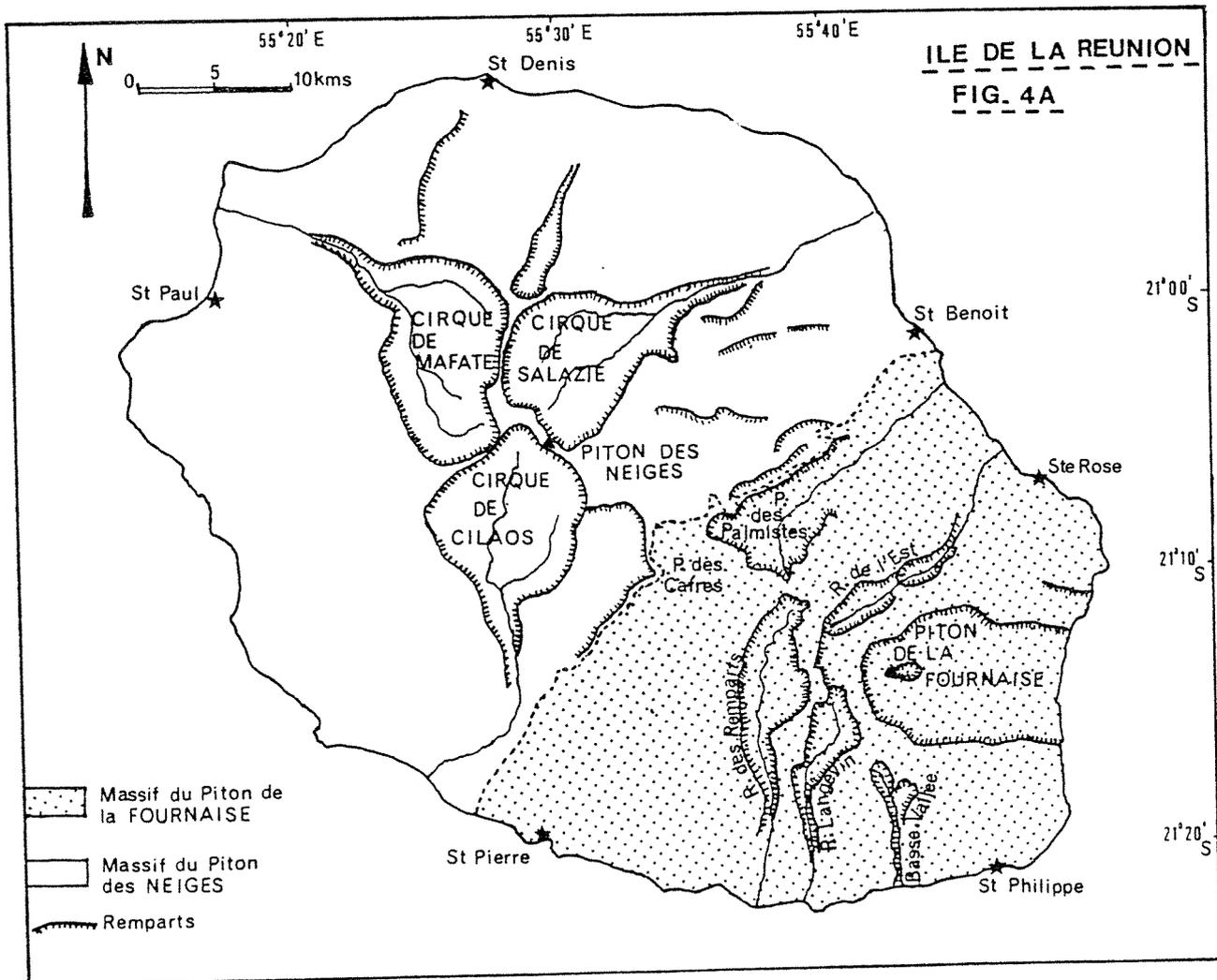
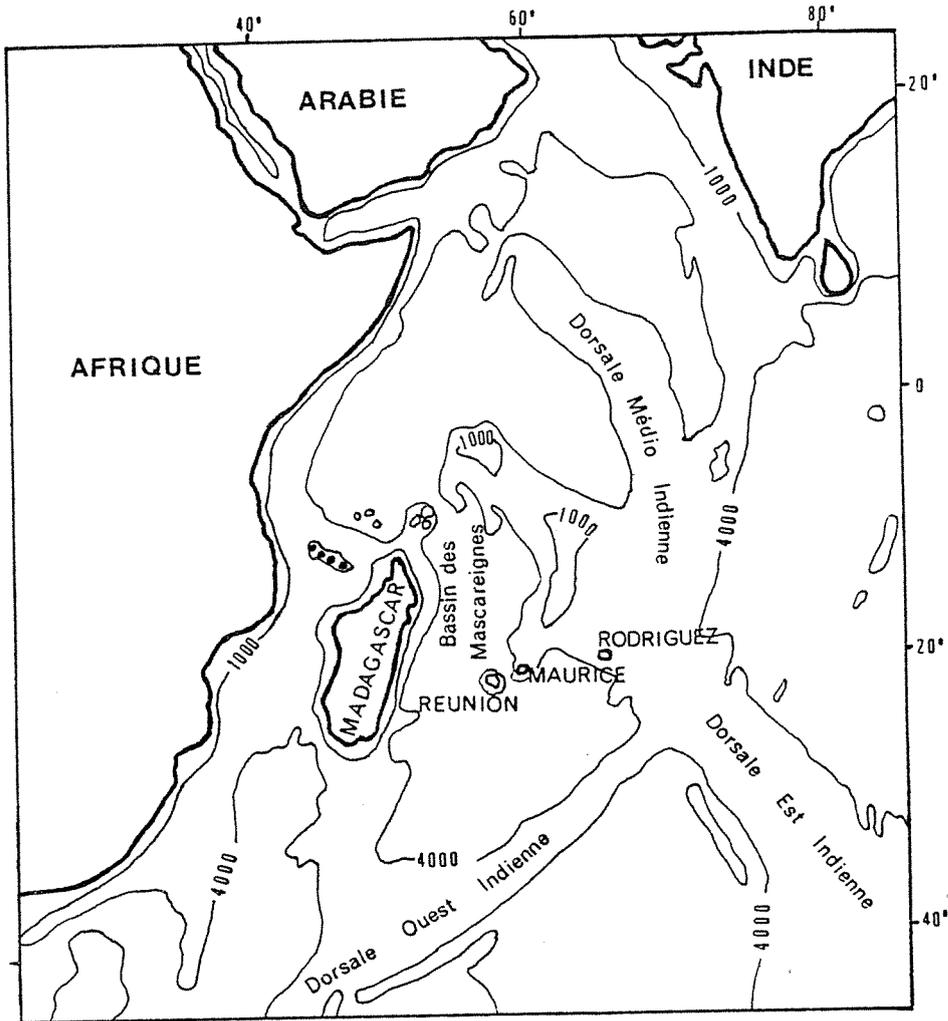


FIG. 3B

Coupes topographiques de l'île de la Réunion

FIG. 1A :

Situation de
l'île de la
Réunion



3°) LE PITON DES NEIGES (Rappels)

Culminant à 3 069 m d'altitude, il possède une forme de vaste bouclier de 50 km de base, aux pentes externes de 5 à 10°. La zone centrale entaillée de trois grandes excavations nommées localement : Cirques, permet de voir qu'il est essentiellement constitué d'un empilement de plus de 2 500 m de coulées séparées par des niveaux scoriacés.

Dans cet édifice, différents groupes ont été distingués (Upton et Wadsworth 1965 à 1972, Laux 1976, Nativel 1978) :

- La série des "océanites" :

Elle constitue le bouclier primitif et se compose pour l'essentiel de basaltes à olivine et océanites.

Dans cette série deux unités sont individualisées :

- * Une série ancienne affleurant dans le fond des cirques, composée d'une association complexe de brèches, agglomérats et coulées. Ce complexe ("Older Océanites Séries" de Upton et Wadsworth) est fortement chloritisé et zéolitisé rendant ainsi impossible toute datation. Une origine sous-marine probable de certaines de ces formations a été mentionnée ; leur élévation jusqu'à 1 700 m d'altitude se plaçant avant l'émission de la deuxième unité de la série des Océanites (Upton et Wadsworth, 1970).
- * Une série plus récente (Younger Océanites Séries) qui constitue l'essentiel des roches aériennes du Piton des Neiges. Elles sont constituées d'un empilement de plusieurs centaines de mètres à 1 000 m d'épaisseur de coulées de basalte à olivine et océanites. Seule la base de cette formation est zéolitisée. Les roches non zéolitisées ont été datées de 2,1 M.A. à 0,43 M.A. (Mac Dougall, 1971). Chimiquement, ces laves ont été classées dans le type transitionnel (Upton et Wadsworth, 1966). Il semble qu'elles résultent essentiellement d'éruptions hawaïennes et stromboliennes, en somme une activité du type de celle de l'actuel Piton de la Fournaise.

Localement, des émissions sous-marines ont été reconnues (région de St Gilles notamment) ; elles ont été interprétées comme le résultat de l'activité sous-marine d'un rift de type hawaïen, activité qui s'est poursuivie à l'air libre. (Vincent et Billard, 1973)

L'étude structurale du Piton des Neiges a été réalisée par Luc Chevallier (1979). Selon lui la mise en place de la série des "océanites" fut essentiellement contrôlée par le fonctionnement d'un rift majeur d'orientation Nord 120°. Cette structure est accompagnée de fractures N 30° et N 70° associées. Ce système a fonctionné durant la mise en place des "brèches primitives". Par contre, au cours de la formation des "Younger Océanites séries", outre le rift N 120° toujours actif, il note le fonctionnement de rift d'orientation Nord 10°, Nord 165° et Nord 45° radiaux au centre de l'édifice. La fin de cette période est marquée par l'effondrement d'une vaste caldéra (30 km) polylobée.

- La série différenciée :

Peu importante en volume, elle vient recouvrir les émissions précédentes en de nombreuses régions de l'île. Elle se compose d'une série alcaline comprenant des basaltes, des hawaïtes, mugéarites, benmoréïtes et trachytes (Upton et Wadsworth, 1966). De plus, à cette époque le dynamisme devient plus explosif ce qui se traduit par la présence de formations pyroclastiques, coulées de ponces et écoulements ignimbritiques.

Durant la phase différenciée se développe un système intrusif concentrique et radial (Chevallier, 1979). Dans le système radial, la direction Nord 30° paraît être préférentielle, elle est associée à des fractures d'extension Nord 70°. Des injections de cone-sheets sont également venues se mettre en place, le long des bordures externes d'une deuxième caldéra de taille plus réduite (15 km). Les dernières émissions ont eu lieu à l'intérieur de cette structure.

La phase des laves différenciées a été datée de 0,350 M.A. à 0,050 M.A. (Mac Dougall, 1971 ; Gillot in Nativel, 1978).

La fin de l'évolution du Piton des Neiges s'est traduite par le creusement des 3 cirques qui entaillent sa zone centrale. Il s'agit pour l'essentiel de processus d'effondrements et éboulements causés par l'érosion mais guidés par les structures prééxistantes du volcan (Chevallier, 1979).

4°) ORIENTATION DES TRAVAUX

Notre attention s'est portée sur le Piton de la Fournaise. Ce volcan bouclier basaltique s'est développé sur le flanc Sud-Est du Piton des Neiges et donne une image, certes imparfaite, de ce que pouvait être le Piton des Neiges il y a 1,5 ou 1,7 Millions d'Années.

L'éruption latérale hors Enclos d'Avril 1977 ainsi que celle de Novembre 1977 ont été d'une grande utilité dans la connaissance de la structure fournaisienne, mais en même temps elles ont remis à jour de nombreux problèmes.

Nous avons essentiellement étudié le Piton de la Fournaise actuel afin de préciser les structures présidant au développement des éruptions ou pouvant résulter de l'activité du volcan. Cet aspect sera développé dans un premier chapitre.

Dans un deuxième temps nous considérons les aspects plus directement volcanologiques (types d'éruptions, taux de production, volumes émis, dynamismes). Ceci nous a conduit à faire une cartographie détaillée des coulées appartenant à la phase actuelle. Nous avons également pu mettre en évidence d'importants dépôts cendreaux dont la présence traduit des phases d'activité jusqu'alors inconnues à la Fournaise.

Afin de préciser plus amplement les caractéristiques du Piton de la Fournaise, nous avons entrepris une étude pétrographique et géochimique des laves actuelles en essayant de déterminer d'éventuelles relations pouvant exister entre les aspects structuraux et pétrologiques.

Enfin, à partir des enseignements de la phase d'activité actuelle, nous avons essayé de donner quelques idées sur l'évolution générale du massif fournaisien. Ce travail, ayant pour cadre une aire relativement étendue, n'a été possible que grâce à une étroite collaboration avec Luc Chevallier, alors géologue à l'observatoire volcanologique de la Réunion. Il a fait l'objet d'une cartographie du massif fournaisien au 1/50000ème.

5°) NOTATION UTILISEE POUR LE REPORT DES ORIENTATIONS

Toutes les orientations données dans ce mémoire sont données par rapport au Nord géographique. C'est-à-dire que nous avons corrigé les valeurs mesurées sur le terrain de 18° (que l'on doit retrancher) ce qui représente une valeur approchée de la déclinaison magnétique.

De plus, les orientations sont données en prenant pour référence une rosace de 360° centrée au niveau du sommet du volcan et ceci en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre (Fig. 5A).

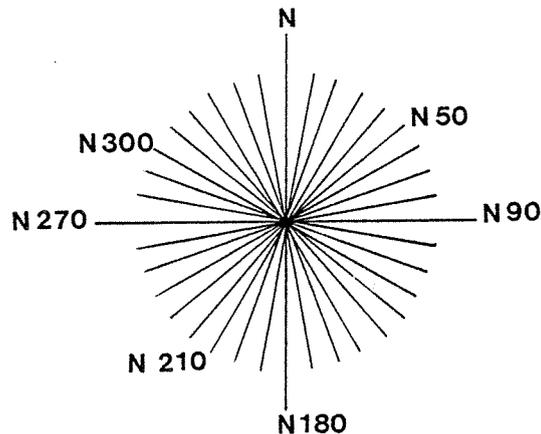


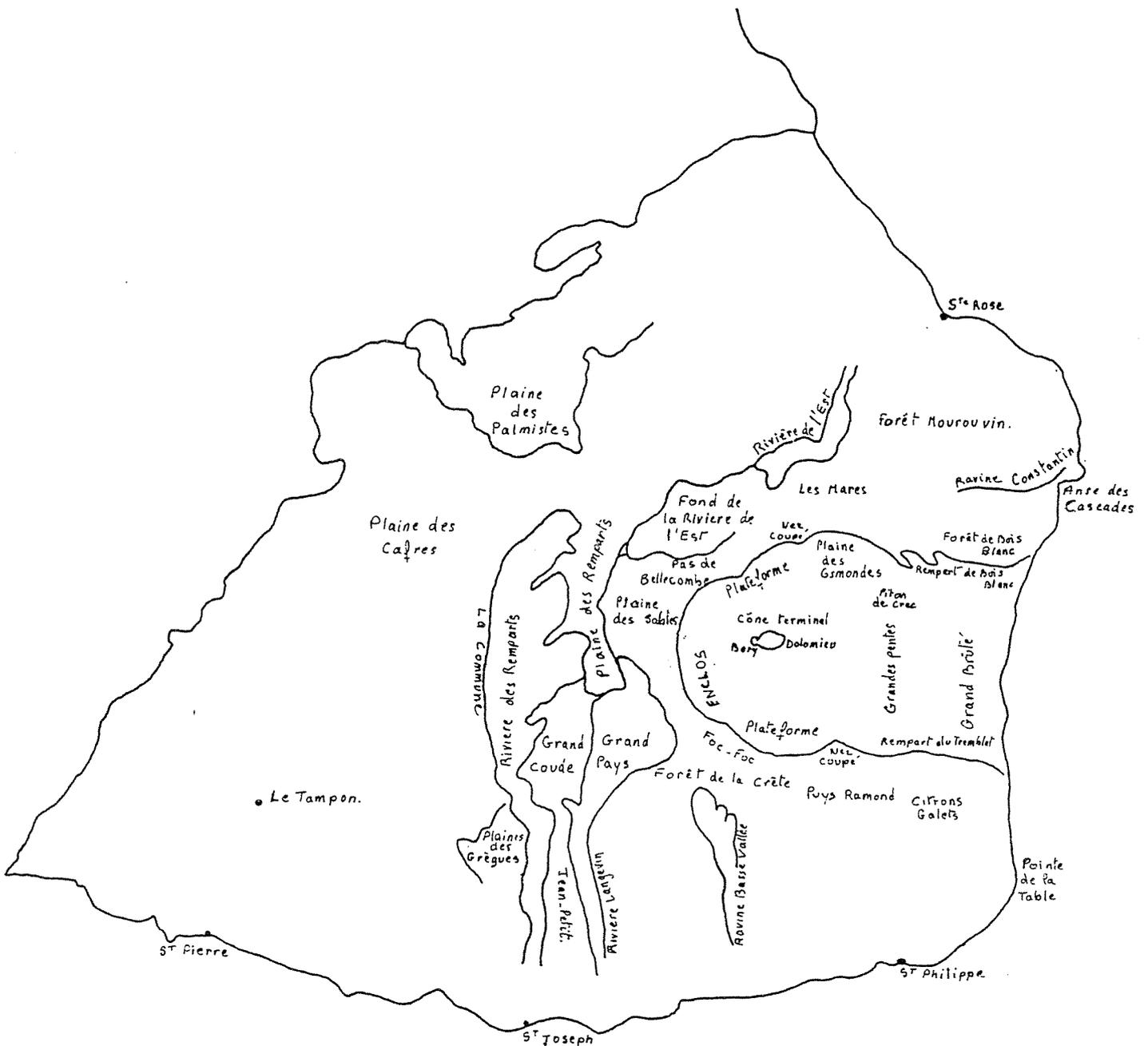
Fig. 5A : Notation utilisée pour le report des orientations

Ceci nous permet de différencier une structure orientée Nord 10° qui se placera donc sur le flanc Nord du volcan, d'une structure Nord 190° située dans son prolongement mais sur le flanc Sud.

6°) TERMES GEOGRAPHIQUES UTILISES

Dans tous les cas, nous avons utilisé les noms donnés par la carte topographique 1/50000ème de l'I.G.N. Seuls quelques noms ont été rajoutés, il s'agit le plus souvent d'appelations locales.

Le terme "Piton de la Fournaise" désigne localement aussi bien le massif fournaisien dans son ensemble que la partie située dans la caldéra la plus récente. Aussi, nous l'avons utilisé comme un terme général employé lorsque la distinction n'avait pas lieu d'être faite ou lorsque le sens était évident. Dans les autres cas, nous nommons "cône terminal" la zone centrale se développant à l'intérieur de l'Enclos Fouqué, le fond de ce dernier (autour du cône terminal) pouvant être nommé "plateforme". Le massif dans son ensemble est nommé tout simplement "massif de la Fournaise". Les principaux noms géographiques sont indiqués dans la figure 6A.



CHAPITRE B : LA STRUCTURE DU PITON DE LA FOURNAISE ACTUEL

1°) LA FRACTURATION RADIALE - LE SYSTEME D'ALIMENTATION DU CONE TERMINAL

a) Les fractures radiales

La grande majorité (plus de 95 %) des éruptions historiques se sont déroulées à l'intérieur de l'Enclos. Le plus souvent, ces éruptions ont lieu par l'intermédiaire de fractures radiales aux cratères sommitaux. Ces dernières constituent l'essentiel du système d'alimentation du cône terminal.

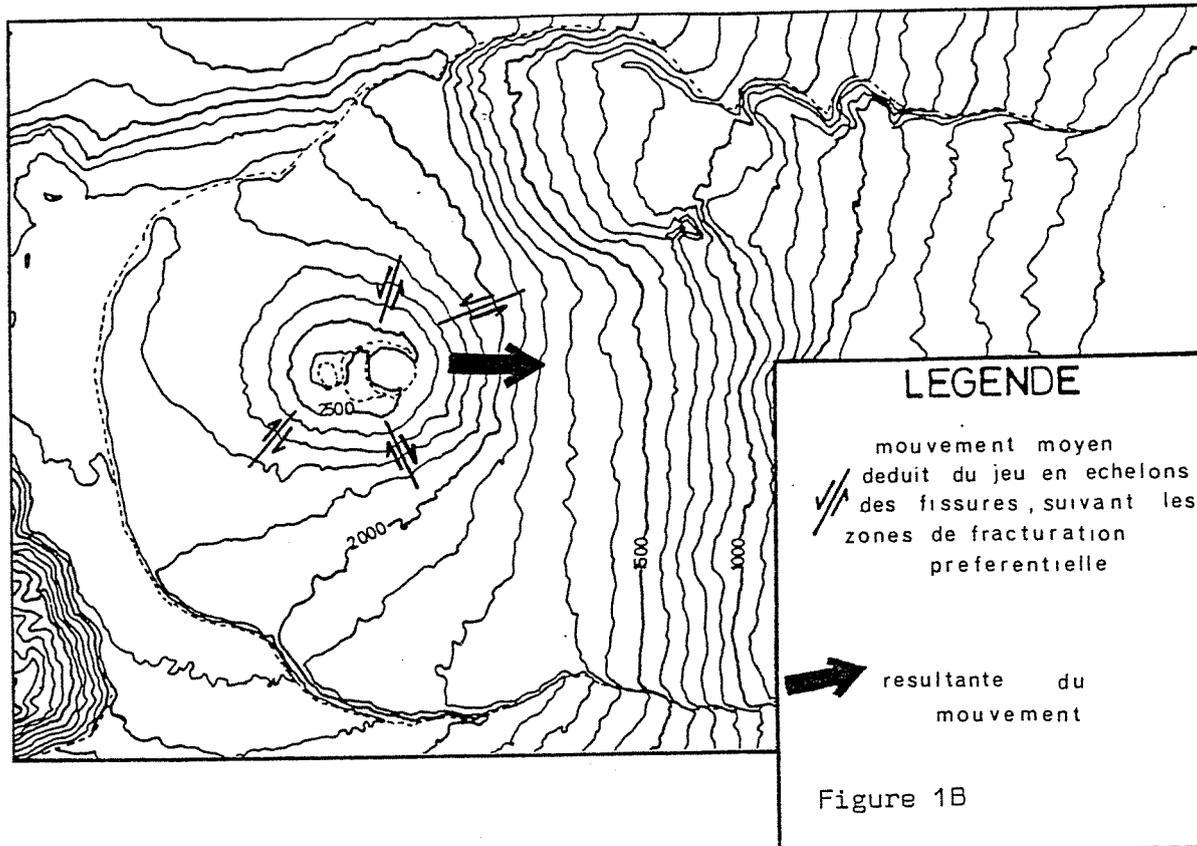
Les fractures radiales peuvent être soit stériles, soit jalonnées des produits qu'elles ont émis. Lors d'une éruption, fractures stériles et émettrices sont associées et constituent des faisceaux de fractures (que nous nommerons également sous le terme général de fissures) bien individualisés. Dans ces faisceaux, les fractures sont disposées "en échelon" sub-rectilignes et pratiquement parallèles entre eux.

Les échelons situés à l'aval d'une fissure sont les plus longs ; ils ont généralement une orientation parallèle à celle de la fissure dans son ensemble. Les échelons situés en amont de la fissure sont généralement courts. Leur orientation peut diverger de 20° à 30° (exceptionnellement 50° : Juillet 1979) par rapport à la direction globale de la fissure.

Dans leur ensemble, les faisceaux sont rectilignes mais, dans certains cas, ils peuvent être légèrement courbes (Novembre 1976, sur le flanc Nord).

Dans une fissure, les fractures se relaient en échelons dextres ou senestres. Nous avons pu relever partiellement le jeu induit par ces structures. Ceci montre que les échelons en relai dextre et ceux en relai senestre apparaissent tout autour du cône terminal. Cependant, on remarque une nette prédominance des échelons en relai dextre sur les flancs Sud et Sud-Ouest alors que sur les flancs Nord et Est, les fractures en relai senestre prédominent, (Voir figure 1B).

Cette fracturation implique un mouvement se traduisant par un déplacement vers l'Est ou le Sud-Est du flanc oriental du cône terminal.



Fréquemment, seuls les échelons situés en amont d'une fissure sont stériles ; les suivants sont jalonnés de spatters-cônes, de spatters-remparts voire même de cônes de scories non soudées.

Les échelons stériles ont des longueurs variant de quelques mètres à 10 ou 15 mètres au maximum, tandis que leur ouverture n'est généralement que de quelques centimètres. On ne note aucun rejet vertical entre les deux lèvres des fractures. Si ces échelons sont sub-rectilignés, en revanche, dans le détail, leur tracé est sinueux et fortement influencé par la nature du matériel fracturé. Leur pendage, difficile à apprécier, est vertical à sub-vertical.

Les échelons "éruptifs" ont des longueurs beaucoup plus variées et, dans l'ensemble, plus importantes. Ils peuvent avoir des tailles proches des échelons stériles mais la plupart présentent des longueurs de plusieurs dizaines de mètres à une centaine de mètres (ex. : Fractures à l'Est du Dolomieu). Les écartements mesurés sur ces fractures sont plus importants et varient de 20 centimètres à plus de 2 mètres parfois ; l'écartement le plus fréquent étant de 50 à 80 centimètres.

Suivant une règle quasi-générale pour les éruptions du cône terminé du Piton de la Fournaise, les échelons situés en aval du faisceau sont plus longs, plus ouverts et comportent une accumulation beaucoup plus importante de produits sur leurs bords.

Pratiquement, toutes les fissures radiales stériles de la zone sommitale sont reliées à des fissures émettrices situées plus bas sur les flancs du volcan. Certaines éruptions (1937, 1957) ont vu la formation de fissures stériles très longues et sub-rectilignes. Et, alors que la plus grande partie des laves était émise très bas sur les flancs, localement ces fissures ont donné de petites langues de lave de 2 à 3 mètres carrés de surface, sans qu'aucune projection ne soit émise.

Ces fissures présentent donc un lien direct avec le volcanisme. Elles résultent de l'intrusion d'un dyke en profondeur, dyke arrivant le plus souvent en surface et alimentant une éruption sur les parties basses du faisceau de fractures "en échelon". Lorsque le dyke est sub-affleurant, s'ouvrent des fentes stériles émettant généralement des fumerolles. C'est le cas des échelons amonts des fissures éruptives ou encore de fissures stériles isolées (non reliées à des fissures émettrices).

Ces dernières sont peu nombreuses. Elles sont interprétées comme résultant de l'injection d'un dyke en profondeur sans que celui-ci atteigne la surface, ce qui semble peu fréquent.

Nous avons peu d'informations quant au mode d'ouverture de ces fissures. La fracturation sommitale liée à l'éruption de Février 1981 ainsi que des observations dans le désert de Kau au Kilauéa (De Saint-Ours, 1979), nous montrent que la distension semble localisée exclusivement aux alentours de la fissure. A quelques mètres de part et d'autre de celle-ci, il n'y a pas distension. Au contraire, des phénomènes de compression sont observables.

Lors de l'éruption de Février 1981, un dyke s'est injecté dans la zone sommitale du volcan, sous le cratère Bory et sous son flanc Nord, empruntant le système de fractures ouvertes péri-Dolomieu. La mise en place de ce dyke fut donc guidée par des fractures préexistantes. L'injection de lave a provoqué une distension localisée permettant l'ouverture de nouvelles fissures qui ont émis projections et coulée. Nous avons remarqué (grâce à des repères placés avant l'éruption) que des fractures anciennes de part et d'autre du faisceau de nouvelles fissures, avaient fonctionné en compression montrant un resserrement de leurs lèvres. Ce phénomène est tout à fait comparable aux figures de compression observées de part et d'autre de fractures ouvertes dans les sables de Kau (Kilauéa).

L'injection d'un dyke ouvre une fracture nouvelle à son aplomb en repoussant les terrains de part et d'autre provoquant ainsi la fermeture de fractures ouvertes préexistantes ou encore la formation de figures de compression si la nature du terrain le permet.

b) La répartition des fractures radiales dans l'Enclos

La répartition des fissures radiales va nous donner une représentation du système d'alimentation des éruptions, dans l'Enclos. Il s'agit là d'une structure primordiale du volcan actuel puisqu'elle guide 95 % de ses éruptions.

FIG. 2B REPARTITION DES POINTS
DE SORTIE DE L'ENCLOS

Fissures émettrices

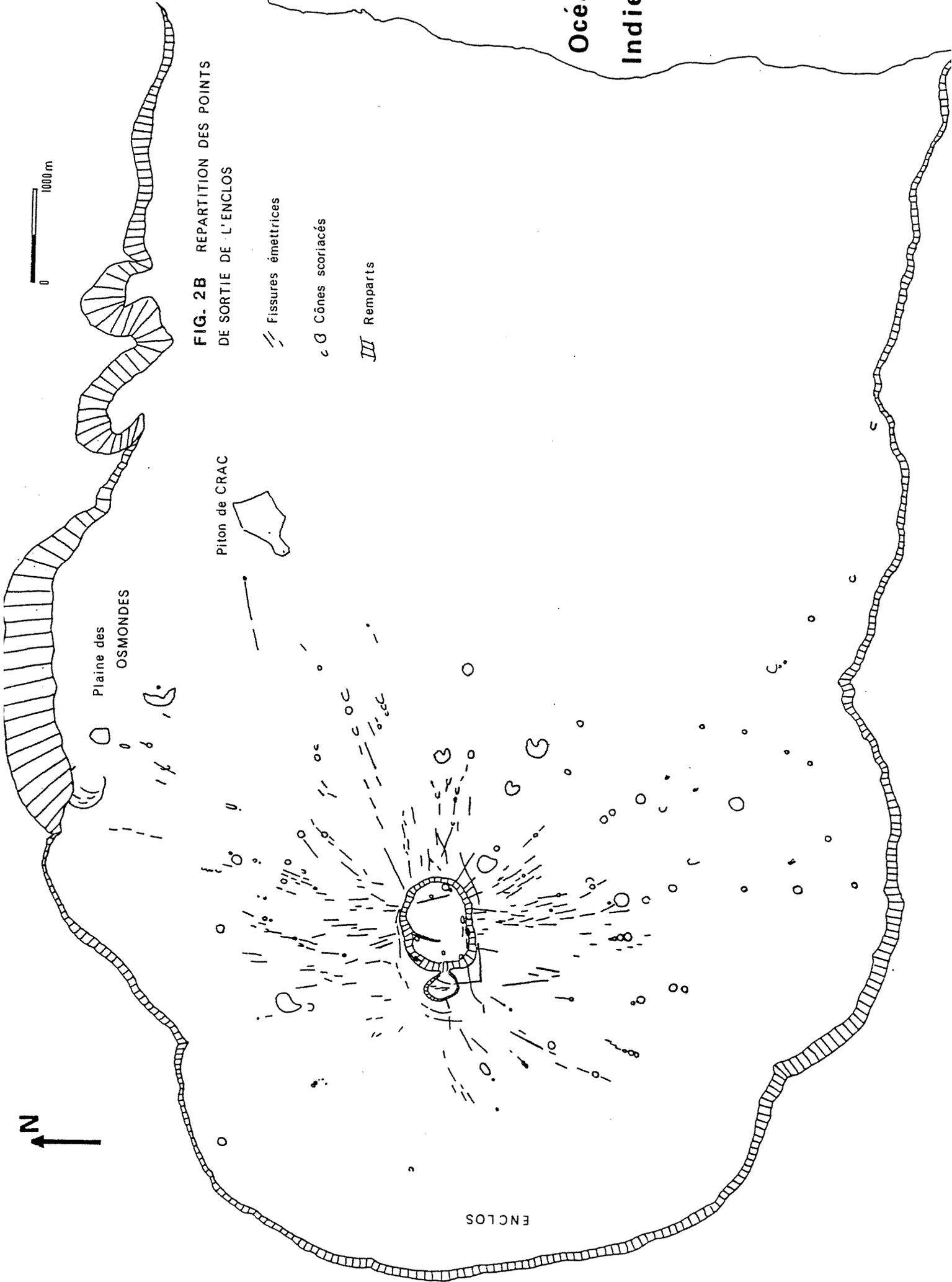
Cônes scoriacés

III Remparts

Piton de CRAC

Plaine des
OSMONDES

ENCLOS



Ceci a nécessité une cartographie précise de toutes les fissures, notamment quant à leur position et leur longueur. Cette cartographie a été réalisée d'après photographies aériennes et complétée sur le terrain. Il est apparu que peu de fissures n'étaient pas mentionnées à l'issue de l'étude par photographies aériennes et que la position des fissures, leur orientation et leur longueur étaient relativement précises.

L'observation de la carte ainsi dressée (Fig. 2B) fait apparaître immédiatement que la grande majorité des fissures possèdent des orientations radiales par rapport aux cratères sommitaux.

Le cône terminal du Piton de la Fournaise possède un système de fissure typiquement radial, centré sur le sommet de l'édifice et plus particulièrement sur le cratère Dolomieu.

Nous voyons également que dans ce système radial existent des zones de fracturation plus intense et des zones très peu fracturées. Afin de mieux visualiser cet état de fait, nous avons construit un diagramme (Fig. 3B). Les fissures y sont regroupées, en longueurs cumulées, en fonction de leur orientation sur le cône terminal. L'orientation de la fissure est donc mesurée par un observateur situé à l'amont de celle-ci et regardant vers l'aval. Ceci nous permet de différencier une fissure d'orientation Nord 10° (qui est donc située sur le flanc Nord de l'édifice) d'une fissure Nord 190° (située, donc, sur le flanc Sud). Toutes les fissures sont ramenées à un centre hypothétique situé au sommet de l'édifice. Une telle représentation donne une bonne idée de la répartition de la fracturation dans un système radial.

La figure 3B montre clairement, au niveau de l'Enclos, la présence de trois zones de fracturation préférentielle :

- Une zone d'orientation Nord 10° en moyenne, localisée au Nord du cône terminal.
- Une zone d'orientation Nord 80° environ, située à l'Est du sommet.
- Une zone d'orientation moyenne Nord 170°, située au Sud de l'édifice.

Nous pouvons également ajouter une quatrième zone de fracturation orientée Nord 210° sur le flanc Sud-Ouest de l'édifice.

Deux lacunes apparaissent également, entre les directions Nord 105° et Nord 145° d'une part et entre les directions Nord 265° et Nord 345° d'autre part.

En fait, nous devons également juger du recouvrement récent affectant certaines régions. En effet, une région non ou peu recouverte durant une longue période pourrait comporter beaucoup plus de fractures visibles qu'une région très fracturée que des coulées viendraient recouvrir fréquemment, masquant ainsi ces fractures.

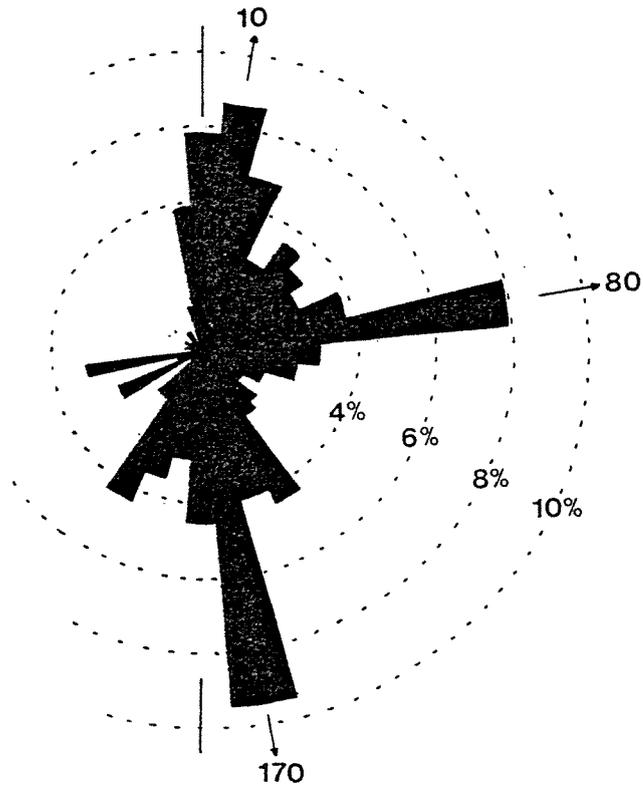


Fig. 3B : Report en longueurs cumulées des fractures radiales de l'Enclos en fonction de leur orientation

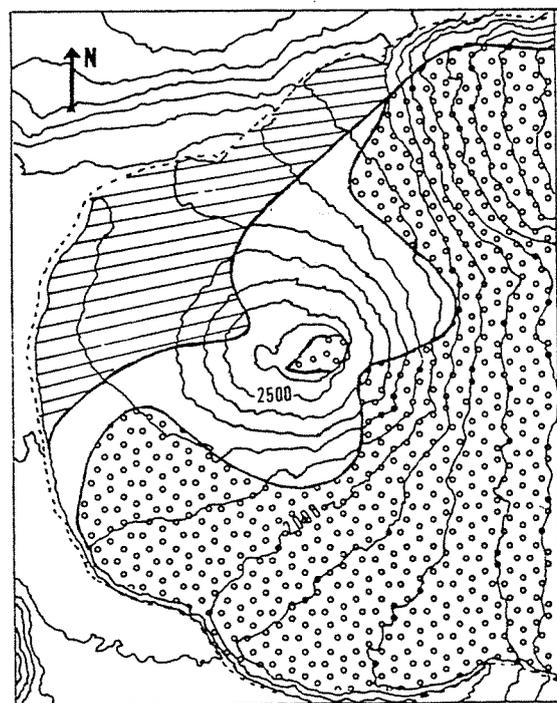
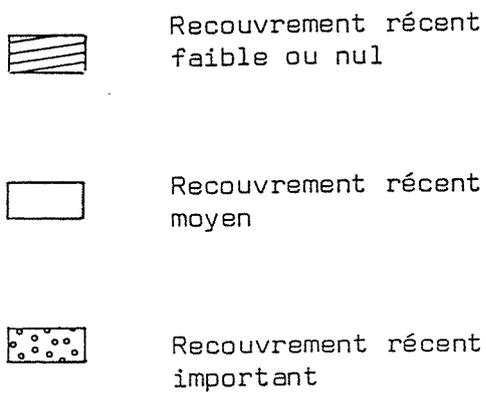


Fig. 4B : Importance relative du recouvrement récent par les coulées



Ceci nous amène à distinguer trois zones (Fig. 4B) :

- Une zone au recouvrement très faible voire même inexistant (laves "pahoe-hoe" classiques du fond de l'Enclos).
- Une zone de recouvrement moyen, caractérisée par une fracturation importante d'où partent de petites coulées peu volumineuses.
- Une zone de fort recouvrement récent caractérisée par des cônes de scories et des coulées très étalées et volumineuses.

Cette figure met en évidence, notamment au niveau du cône terminal qui est la région la plus fracturée, un recouvrement important à l'Est-Sud-Est du cratère Dolomieu. Cette zone correspond à des éruptions importantes : 1966, 1939, 1977. Ces coulées épaisses et très étalées cachent certainement bon nombre de fissures. Du fait du caractère radial de la fracturation, ces fissures auraient certainement des orientations oscillant entre Nord 100° et Nord 150°.

Ceci peut donc expliquer partiellement la lacune apparaissant sur la figure 3B entre les directions Nord 105° et Nord 145°.

En revanche, des fissures éventuelles d'orientation Nord 265° à Nord 345°, correspondant à la deuxième lacune devrait se trouver au Nord-Ouest du cratère Bory, zone où le recouvrement récent est pratiquement inexistant.

Nous avons donc bien ici une zone où très peu de fissures se sont ouvertes.

En résumé, l'étude de la répartition des fissures émettrices à l'intérieur de l'Enclos fait apparaître, dans un système radial :

- 3 zones de fracturation préférentielle majeures d'orientations moyennes Nord 10°, Nord 80° et Nord 170° situées respectivement sur les flancs Nord, Est et Sud du Volcan, et une zone de fracturation préférentielle moins importante d'orientation Nord 210°, au Sud-Ouest du cône terminal.
- Une zone stable, peu fracturée inscrite entre les directions Nord 265° et Nord 345°, correspondant au flanc Nord-Ouest du cône terminal.

Observation de la paroi du cratère Dolomieu :

Dans la paroi du cratère Dolomieu, les zones de fracturation préférentielle Nord 10° et surtout Nord 170° se marquent très nettement.

Dans la paroi Sud et Sud-Est apparaissent de nombreuses fractures ouvertes et ceci notamment sous le plateau formant le rebord Sud du cratère.

De nombreux dykes découpent également la paroi, impliquant une certaine pérennité pour la zone de fracturation préférentielle Sud. On peut voir également des injections verticales de lave mises en place alors que le Dolomieu était déjà formé. Elles se traduisent par des amas de scories linéaires et verticaux, plaqués contre la paroi, jalonnant des fissures radiales.

Dans la paroi Nord, au niveau de la Soufrière (Voir Fig. 6B), on note la présence d'un système de dykes radiaux, accompagnés de fractures

De même, dans le prolongement de la zone de fracturation préférentielle Nord 80°, on peut observer quelques dykes radiaux.

Les autres dykes visibles (Voir carte de l'Enclos) dans la paroi du Dolomieu peuvent avoir des orientations proches de celles des rebords mêmes du cratère. Ainsi, la fissure Est-Ouest de 1956, parallèle au rebord Sud, recoupe le bord du cratère, se traduisant par un dyke.

c) Le rôle des zones de fracturation préférentielle lors de quelques éruptions récentes

Certaines éruptions récentes, bien étudiées, mettent en évidence le rôle joué par les zones de fracturation préférentielle.

La figure 5B donne une représentation des fissures ouvertes lors :

- Du cycle éruptif de Juin à Décembre 1972 (Krafft et Gerente 1977 (1)), (Montaggioni et Al., 1972).
- Du cycle éruptif de Décembre 1975 à Avril 1976 (Krafft et Gerente 1977 (2)).
- De l'éruption d'Avril 1977, pour sa partie dans l'Enclos (Kieffer et Al. 1977 (1)).
- Du cycle éruptif de Février à Mai 1981.

Les cycles éruptifs de 1972, 1975-76 et 1981 sont tout à fait comparables, d'un point de vue structural. D'une part, les systèmes de fissures empruntés sont les mêmes, d'autre part ces éruptions sont caractérisées par des laves provenant d'un réservoir magmatique superficiel (Voir page 172).

L'éruption d'Avril 1977 a clairement relié les zones de fracturation préférentielle Nord et Sud entre elles (Kieffer et Al. 1977). Elles constituent un axe de faiblesse en arc de cercle, joignant les Nez Coupés du Tremblet et de Bois Blanc et passant par le cratère Dolomieu. Cet axe de faiblesse est une structure prépondérante du volcan actuel de la Fournaise.

d) Les fissures émettrices non radiales

Nous avons vu que le système d'alimentation du cône terminal est essentiellement radial. Cependant, près des cratères sommitaux, on note la présence de fissures éruptives non radiales (Voir figure 6B).

Deux groupes de fissures peuvent être distingués :

- Au Sud des cratères sommitaux, des fissures d'orientation globale Nord 80° Est, parallèles au rebord Sud du Dolomieu, dont certaines ont fonctionné récemment (1936, 1956). Ces fissures peuvent être considérées comme appartenant à la zone de fracturation préférentielle Nord 80°. Elles constituent son prolongement vers l'Ouest.
- Au Nord et à l'Ouest, des cratères sommitaux, des fissures disposées en arc de cercle et également plus ou moins parallèles au rebord du Dolomieu.

Ces fissures ouvertes peuvent également présenter des relais "en échelon". De plus, on peut remarquer qu'elles sont associées aux fractures ouvertes stériles bordières du cratère Dolomieu (Fond du Bory au flanc Nord entre le Bory et le Dolomieu). Enfin, sur le flanc Nord, elles s'infléchissent et se poursuivent par des fissures radiales. Certaines de ces fissures ont fonctionné récemment (1957, 1979, 1981).

De plus, elles sont localisées exclusivement à l'Ouest et au Nord-Ouest des cratères sommitaux c'est-à-dire là où les fissures radiales sont les plus rares.

Ces fissures sont agencées à la manière des fractures permettant l'injection de "cone-sheets". Les "cône-sheets" sont considérés comme résultant d'une poussée vers le haut exercée par le corps magnétique au toit de sa chambre (Anderson, 1937). Ces structures sont classiquement associées à un système de dykes radiaux.

Nous avons remarqué qu'en ce qui nous concerne, les fissures injectées par des "cône-sheets" sont associées d'une part à des fissures injectées de dykes radiaux et d'autre part à des fractures ouvertes bordières du cratère Dolomieu (cône-fractures) et donc au cratère Dolomieu lui-même. Il s'agit là de structures imputables à un même processus de poussée au niveau d'un réservoir magmatique et de gonflement de l'édifice volcanique.

Les "cône sheets" sont connus à Hawaii. Deux gisements ont été mentionnés (Mac Donald and Abbott, 1970) : Dans l'île d'Oahu, en bordure de la "Koolau caldera" et dans l'île de Kauai.

Au Piton de la Fournaise, ces fissures éruptives sont localisées au Sud-Ouest des cratères sommitaux, c'est-à-dire dans une zone où il y a très peu de fissures radiales. Nous avons déjà noté la stabilité de ce flanc Sud-Ouest du volcan. En fait, la présence de ces fractures concentriques au cratère Dolomieu reflète également cette stabilité. En effet, l'ouverture de ces fractures peut résulter du déplacement vers l'Est ou le Sud-Est du flanc "libre" du volcan alors que le flanc Nord-Ouest est bloqué par la masse des Fournaises anciennes et du Piton des Neiges.

A la manière des véritables systèmes en "cône-sheets", une poussée verticale au toit de la chambre magmatique peut également engendrer de telles fractures.

Nous pouvons penser qu'en fait ces fissures éruptives curvilignes résultent de ces deux types de mouvements associés.

Nous pouvons également penser que ce type de fissures est à relier à une chambre magmatique très peu profonde.

Fig. 6B

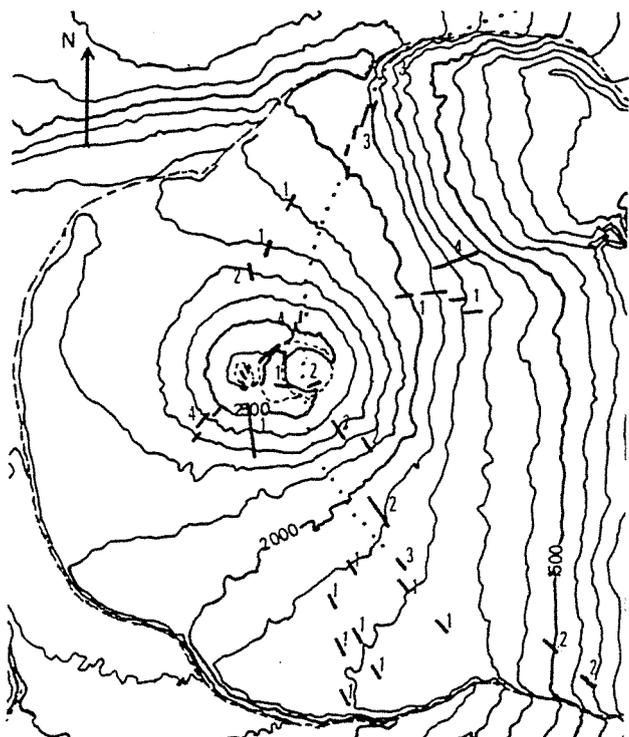
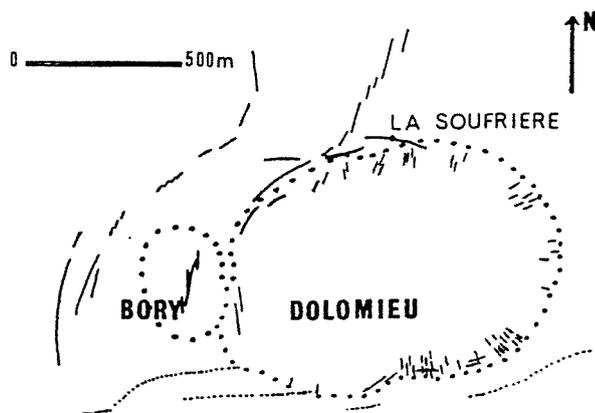


Fig. 5B : Légende :

Report des fissures ouvertes lors des éruptions suivantes :

- Cycle éruptif 1972 (1)
- " " 1975-76 (2)
- Eruption d'Avril 1977 (3)
- Cycle éruptif de 1981 (4)



- Limites, cratères sommitaux
- Fissures éruptives radiales reliées à la zone préférentielle n° 80
- Fissures éruptives parallèles aux cratères sommitaux et leurs prolongements radiaux
- |||| dykes

2°) LES STRUCTURES D'ALIMENTATION HORS ENCLOS

a) Les zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est

L'éruption hors Enclos d'Avril 1977 a permis de mettre en évidence l'existence de zones de faiblesse dont le comportement a été assimilé à celui d'une "rift zone" (Kieffer et Al., 1977). Nous parlerons de "zones de faiblesse" plutôt que de "rift zone". En effet, nous verrons que ces zones de faiblesse présentent des différences importantes, par rapport aux rift zones hawaïennes, même si leur comportement lors des éruptions est très proche.

Deux zones de faiblesse existent de façon symétrique par rapport à l'Enclos :

- L'une se situe suivant une orientation Sud-Ouest - Nord-Est, entre le Nord de l'Enclos et la région de Piton Ste Rose.
- L'autre possède une orientation Nord-Ouest - Sud-Est entre la partie Sud de l'Enclos et la Pointe de la Table (Kieffer et Al., 1977 (1)).

Nous verrons par la suite qu'il existe d'autres structures d'alimentation, hors Enclos, de moindre importance.

Les zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est apparaissent, dans l'époque historique, comme les axes les plus actifs en dehors de l'Enclos.

a.1) Données de Terrain

La présence des zones de faiblesse se traduit par la formation de rides topographiques marquées qui se prolongent en mer sur au moins 6 kilomètres (voir carte bathymétrique, page 45). Elles se traduisent par la formation de côtes convexes (Côte en construction) dans la région de Piton Ste Rose et de la Pointe de la Table. L'évidente accumulation des coulées suivant ces rides implique qu'elles soient le lieu où se déroulent bon nombre d'éruptions.

De nombreuses fissures et points de sortie viennent se développer suivant ces axes de faiblesse. A l'image de celle d'Avril 1977, ces fissures sont généralement très longues (8 kms pour Avril 1977). Nous avons également remarqué, qu'outre l'extrême longueur des fissures, les éruptions suivant ces zones de faiblesse étaient caractérisées par une très faible explosivité. Ceci implique que l'on rencontre très peu de projections autour des fissures ouvertes. L'exemple des éruptions historiques (1977, 1800, 1776, 1774, 1708) ainsi que la plupart des éruptions préhistoriques confirme cette affirmation (Voir page 78).

Ces fissures sont rapidement cachées par la végétation très dense recouvrant ces régions, rendant ainsi impossible toute cartographie de détail de la fracturation au niveau des zones de faiblesse.

Nous avons tout de même pu observer des fractures de direction globale Nord 60° Est, sur le haut de la plaine des Osmondes (Voir description page 37). En fait, ces fractures subissent la double influence de la zone de faiblesse et de la plaine des Osmondes.

Par photos aériennes, nous avons pu dresser une cartographie précise des coulées historiques ainsi que de coulées non datées apparaissant comme relativement récentes. (Voir carte du massif de la Fournaise).

Cette étude a permis de repérer des points de sortie jusqu'alors inconnus.

Il semble que certaines coulées non datées se soient épanchées très récemment.

Le piton Indivis dont l'éruption remonte à 420 ± 80 ans (datation C_{14} par bois carbonisé) est "moulé" par les laves du piton de Bois Blanc qui elles mêmes sont recouvertes par une coulée non datée longeant le haut du rempart de Bois blanc et dont le point de sortie se situe à l'altitude de 1500 mètres suivant la zone de faiblesse.

La formation de ces zones de faiblesse paraît être relativement ancienne. Dans le rempart Sud de l'Enclos avant le Nez Coupé du Tremblet, ainsi que dans le rempart Nord au niveau de la plaine des Osmondes, nous pouvons noter la présence de nombreux dykes d'orientation conforme à l'orientation des zones de faiblesse Sud-Est et Nord-Est. L'individualisation de ces deux zones de faiblesse date certainement de la Fournaise III (Voir page 159).

L'analyse des structures de la Fournaise par la prospection magnétique (Lenat et Aubert, à paraître) a également mis en évidence l'existence de complexes de dykes organisés en "rift zones". Dans la caldera, un maximum de dykes s'ordonnent suivant une "bande méridienne" en arc de cercle correspondant à la zone de fracturation préférentielle en arc de cercle que nous avons mis en évidence (Voir page). Cette "bande méridienne" rejoint le "rift Nord-Est" au niveau de la Plaine des Osmondes et se prolonge, au Sud, par le "rift Sud-Est". Les structures mises en évidence par le magnétisme correspondent aux structures que nous avons décrites précédemment.

L'existence, au niveau des "rift zones", de réseaux de dykes aussi important qu'à l'intérieur de la caldera (Lenat et Aubert, à paraître) ne reflète pas la différence d'activité existant entre ces deux zones (Voir page 9). Ceci implique une individualisation ancienne des zones de faiblesse, voire même une activité au niveau des zones de faiblesse plus marquée par le passé qu'elle ne l'est actuellement.

Une étude des propriétés électriques des roches (Pham Van Ngoc et Boyer, 1980), sur la route cotière a montré que les terrains au niveau des zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est étaient fortement fissurés, permettant l'infiltration d'eau de mer.

Liaison avec les structures intra-Enclos

Les zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est correspondent au prolongement hors Enclos des zones de fracturation préférentielle, respectivement Nord 10° et Nord 170° (Voir page 15).

L'éruption d'Avril 1977 a clairement montré la relation existant entre la zone de faiblesse en arc de cercle de l'Enclos et la zone de faiblesse Nord-Est (Kieffer et Al. 1977 (1)).

Nous devons donc considérer que la zone de faiblesse Sud-Est, la zone de faiblesse en arc de cercle de l'Enclos et la zone de faiblesse Nord-Est forment en fait une structure unique constituant l'axe de faiblesse majeur du Piton de la Fournaise.

b) Le "rift" Nord-Ouest

Il forme une selle d'orientation moyenne à 125° joignant le Piton de la Fournaise actuel au sommet du Piton des Neiges. Cet axe topographique n'est pas une véritable zone de fracturation. Il se distingue par la présence de très nombreux et parfois très gros cônes scoriacés. On note également, dans les remparts du Fond de la Rivière de l'Est et de la Rivière des Remparts un réseau de dykes très dense correspondant à ce "rift".

Le "rift Nord-Ouest" correspond en fait à une très importante concentration de cônes scoriacés de grande taille. Dans le détail nous observons une composante radiale par rapport au sommet actuel pour la majeure partie de ces cônes. En effet, un grand nombre de cônes possèdent plusieurs bouches distinctes et ces bouches s'alignent très fréquemment suivant des radiales au cône actuel de la Fournaise. Ainsi, l'orientation des fissures ayant alimenté ces éruptions varie de Nord 280° environ pour les cônes les plus au Sud à Nord 340° environ pour les cônes les plus au Nord ; un maximum d'appareils s'alignent suivant une direction Nord 305°. Cette dernière orientation correspond à l'axe du "rift".

Certains cônes ne se situent pas suivant des radiales au cône terminal. Ils se sont alors formés suivant des fissures d'orientation proche de Nord 300°.

Nous voyons donc que le rift Nord-Ouest est le siège d'un maximum d'éruptions. Il constitue bien une zone d'intrusion privilégiée. Cependant, l'ouverture des fissures se fait suivant des radiales au cône terminal, nous ramenant ainsi dans un système centré.

Durant la phase IV (Voir page 139) et même très récemment, le "rift Nord-Ouest" fut le siège d'un certain nombre d'éruptions (Piton Chisny, Piton du Cirque, Cratère Commerson, Pitons dans le Fond de la Rivière de l'Est, Petit Cratère).

G. Kieffer et P.M. Vincent (1977, (2)) notent le fonctionnement récent de cette structure (qu'ils nomment radiale Nord-Ouest) et prennent en compte le risque volcanique qu'elle crée.

D'un point de vue volcanologique et structural, le rift Nord-Ouest est très différent des zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est. La fracturation ne semble pas ici être très importante. Les éruptions sont caractérisées par une forte explosivité et les points de sortie paraissent être stables (toute l'éruption se déroule en un lieu unique).

Le volume important de pyroclastites émis lors de ces éruptions reflète l'alimentation par un magma riche en gaz, et laisse supposer d'une alimentation à partir de niveaux structuraux profonds.

Le "rift" Nord-Ouest a également été mis en évidence en prospection magnétique (Lenat et Aubert, à paraître). Une signature magnétique plus faible que celle des zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est peut s'expliquer par une profondeur plus importante du complexe de dykes ou bien par une concentration moindre des dykes.

En fait, nous pouvons envisager une concentration moins importante de dykes que dans les zones de faiblesse N.E. et S.E. Le "rift" Nord-Ouest est bien moins individualisé et s'étale sur environ 12 kms de large. Cependant, il s'agit là d'une structure beaucoup plus profonde que les zones de faiblesse. Rappelons que le "rift" Nord-Ouest poursuit, vers le Sud-Est, la ligne structurale majeure (Nord 120° E) du Piton des Neiges. L. Chevallier (1979) considère que cette ligne structurale (rift Nord 120°) est l'axe majeur de l'île de la Réunion.

Tous les auteurs s'accordent à reconnaître que cette structure a guidé la migration du volcanisme du Piton des Neiges au Piton de la Fournaise.

Cet axe éruptif correspond à une structure très ancienne. Elle existait dès le bouclier primitif Fournaisien et son activité s'est poursuivie jusqu'à nos jours (Voir Chapitre E). Cependant, les éruptions les plus récentes (Pitons dans le fond de la Rivière de l'Est, Petit Cratère) peuvent être alimentées à partir de réservoirs magmatiques intermédiaires. Au contraire, certaines éruptions relativement récentes (Commerson par exemple ---> Datation voir page 136) sont alimentées directement à partir de niveaux plus profonds (Voir page 98) montrant ainsi la pérennité du "rift" Nord-Ouest.

Les grands cônes de la plaine des Sables

Le recouvrement de la plaine des Sables par une couche de lapilli scoriacés et cendres grossières provient essentiellement des éruptions, récentes pour la plupart, qui sont à l'origine des piton du Cirque, Demi-piton, piton Chisny, piton Rouge, piton Hubert et piton du Rond Langevin.

Nos données de terrain (Voir page 117) montrent que les piton du Rond Langevin et Demi-piton se sont formés avant l'effondrement de l'Enclos, alors que les quatre autres cônes sont post-Enclos.

Ces éruptions sont volcanologiquement et pétrologiquement très importantes. Ces aspects seront envisagés ultérieurement (Voir page 84).

D'un point de vue structural, nous considérons que ces éruptions sont caractéristiques des éruptions guidées par le "rift" Nord-Ouest. Elles correspondent à la radiale Chisny-Commerson définie par G. Kieffer et P.M. Vincent (1977 (2)). Nous pouvons souligner une fois de plus le fait que le "rift" Nord-Ouest a fonctionné très récemment (Piton Chisny par exemple) et est bien une structure active du volcan actuel.

En fait, comme la plupart des éruptions du "rift" Nord-Ouest, les cônes de la plaine des Sables sont alimentés par des structures radiales au sommet actuel.

Une troisième structure a guidé leur mise en place. En effet, le piton du Cirque, le Demi-piton, le piton Chisny et le piton du Rond Langevin sont alignés suivant une ligne courbe parallèle aux remparts de Bellecombe et de la Plaine des Sables.

Cet alignement remarquable ainsi que les caractéristiques volcanologiques et pétrologiques de ces éruptions, nous permettent de penser qu'il s'agit là d'une fracture profondément enracinée du type de celles à l'origine de la formation des calderas de la plaine des Sables ou de l'Enclos.

En surface, cette fracture n'apparaît pas clairement. Elle est cependant suggérée par les formes en croissant du Chisny, du Demi-piton et du piton du Rond Langevin. Au niveau de ce dernier, une large fracture ouverte affecte le rempart de la Rivière Langevin, dans le prolongement de l'alignement des cônes de la plaine des Sables.

Nous pensons donc que la montée du magma alimentant ces éruptions de la radiale Nord-Ouest s'est trouvée facilitée par la présence d'une importante fracture courbe, parallèle à celles des calderas.

Fractures ouvertes affectant les cônes de la plaine des Sables
(Voir figure 10C)

Au niveau du cône de scories du Piton du Cirque, apparaissent essentiellement des fractures concentriques sur le rebord interne du cône et des fractures radiales sur les flancs. Les fractures principales ont des orientations Nord 25°, Nord 55° et Nord 120°.

Le Demi-Piton est peu fracturé. Seules des structures d'orientation Nord 55° et Nord 25° apparaissent.

Au Chisny les fractures ouvertes sont par contre nombreuses que ce soit sur le cône de scories ou sur la coulée elle-même.

Outre des fractures concentriques affectant la partie interne du cône, on note, au niveau de ce dernier, des fractures d'orientation Nord 25° et Nord 50 à 60° limitant, sur le haut des cônes, de petits grabens effondrés de deux à trois mètres. Les parties basses du cône sont également affectées de fractures Nord 120° à Nord 130°.

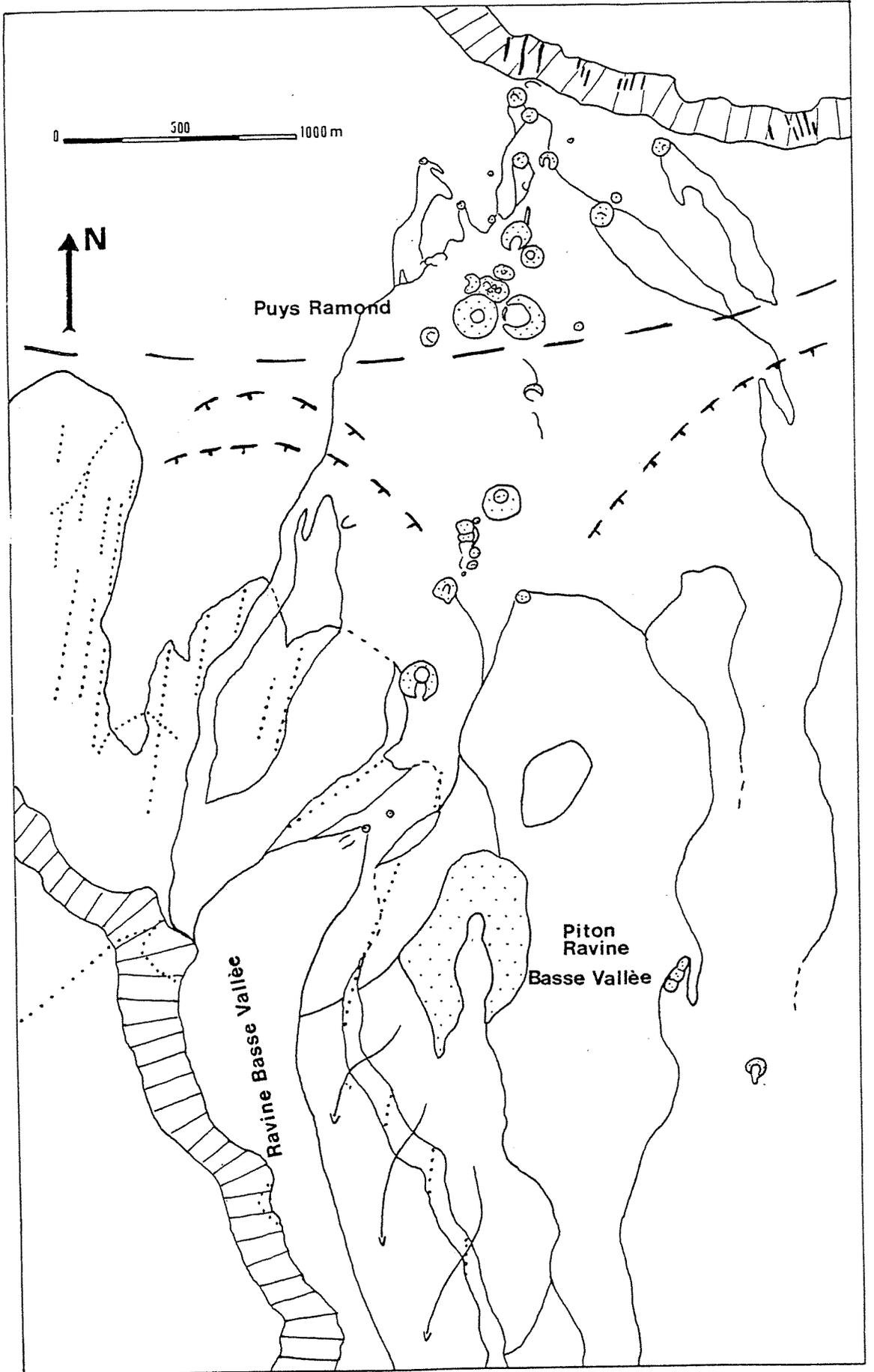
Les coulées sont également fracturées, notamment les coulées de la phase II du Chisny (Voir page 84). Au Nord-Est, les fractures les plus importantes possèdent une orientation Nord 60°. Des fractures Nord 140°, Nord 110° et Nord 10° leurs sont associées. Cette fracturation provoque la formation de blocs indépendants donnant un aspect très chaotique à la coulée. Plus au Sud, les fractures principales ont des orientations proches de Nord-Sud.

Ces fractures d'orientations diverses se sont certainement formées durant l'éruption du Chisny. Les laves de la phase II sont nettement recoupées par les fractures montrant ainsi leur formation vers la fin de l'éruption vraisemblablement à la suite de gonflements importants.

Cependant, nous pouvons remarquer que les directions Nord 25° (passant à Nord 10° puis à Nord 0°) et Nord 55°-60° se retrouvent au niveau des 3 appareils.

Le Piton du Rond Langevin est recoupé par des fractures d'orientation Nord 90° et Nord 170° dont l'origine peut être liée à des effondrements dans le rempart de la Rivière Langevin.

FIG. 7B :
PUYS RAMOND
ET
RAVINE
BASSE-VALLEE



- / Dykes
- Caldera des Sables
- III Remparts
- Fractures
- Glissements

c) L'axe éruptif Puys Ramond-Baril

Un quatrième axe éruptif mineur se développe sur le flanc Sud du Massif de la Fournaise suivant une orientation Nord 185° , radiale au sommet actuel. Il a contrôlé des éruptions sub-actuelles comme celles de certains cônes des Puys Ramond ou encore du piton Ravine Basse Vallée, et actuelles comme l'éruption du Baril.

Cet axe éruptif ne semble pas être une ligne de fracturation intense. Néanmoins, certaines éruptions comme celle du Baril, présentent les mêmes caractéristiques volcanologiques que les éruptions suivant les zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est. Le système Ramond-Baril se traduit dans la topographie par un léger bombement.

Cet axe de faiblesse était déjà individualisé lors du stade III de la Fournaise. Un éboulement récent affectant le rempart de Bellecombe à l'aplomb de la ligne Ramond-Baril a mis en évidence une série de dykes, ainsi que des cônes de scories englobés dans les coulées du haut du rempart.

c.1) Le système des Puys Ramond

Il s'agit d'une importante concentration de cinder-cônes et de spatter-cônes (Fig. 7B).

Le fonctionnement de ce système s'étale sur une période assez longue (Voir ci-dessus). Les dernières éruptions au niveau des Puys Ramond apparaissent comme très récentes. Malheureusement, aucune éruption n'a pu être datée et seul l'évidente fraîcheur de certains cinder-cône et spatter-cône nous permet de conclure à un âge récent de ces éruptions.

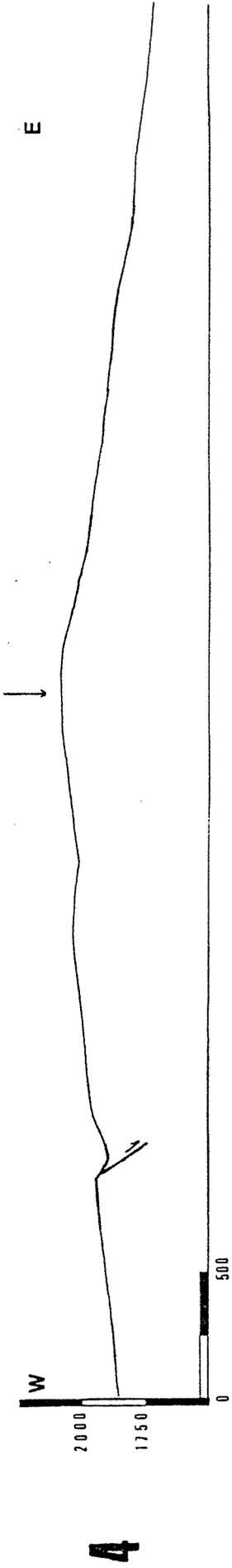
Cependant, une grande majorité de cônes et de coulées recouvrent les dépôts cendreuse de la phase Bellecombe (Voir page 107). Ceci indique donc, pour ces éruptions, un âge inférieur à 2320 ± 90 ans.

Les cônes paraissant les plus récents ainsi que les cônes les plus au Sud s'alignent suivant une direction Nord 200° . Cette tendance se retrouve pour d'autres points de sortie de cet axe éruptif, en dehors du système des Puys Ramond (Orientation Nord 195° , par exemple, pour le point de sortie de la coulée du Baril). Il est également intéressant de remarquer que les cônes sont essentiellement concentrés au niveau où le faisceau Ramond-Baril recoupe la limite probable (Voir page 146) de la caldera de la plaine des Sables. Il est vraisemblable que la discontinuité créée par la limite de cet effondrement facilite le passage du magma.

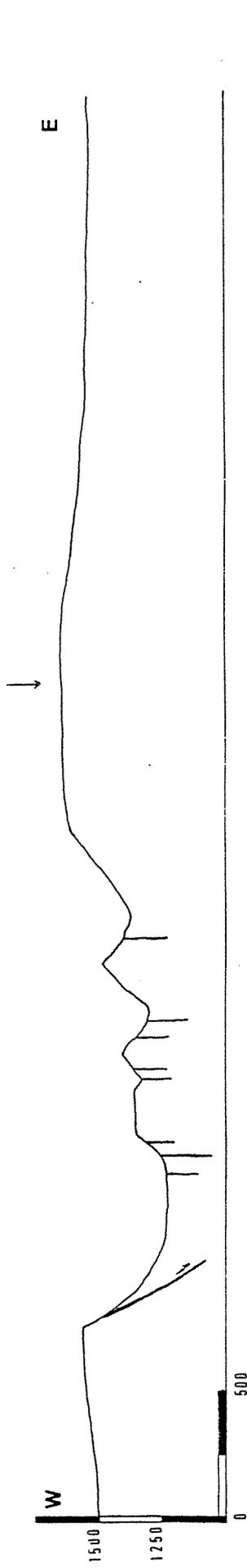
c.2) Ravine Basse Vallée

La Ravine Basse Vallée forme une entaille dans les laves de la 2ème et de la 3ème Fournaise. Elle est dissymétrique : son rempart Ouest est bien développé ; au Nord elle forme une série d'invaginations en "doigt de gant" ; le rempart Est est moins bien marqué et souvent recouvert par les coulées récentes, il disparaît vers l'altitude de 700 mètres.

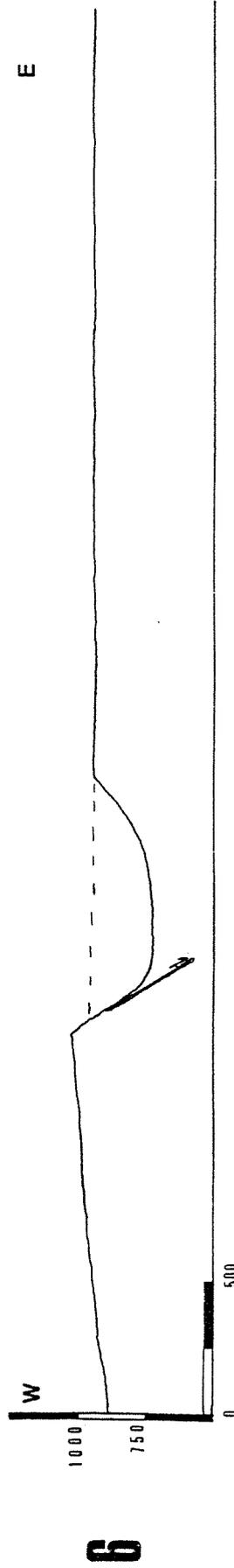
Axe Ramond - Baril



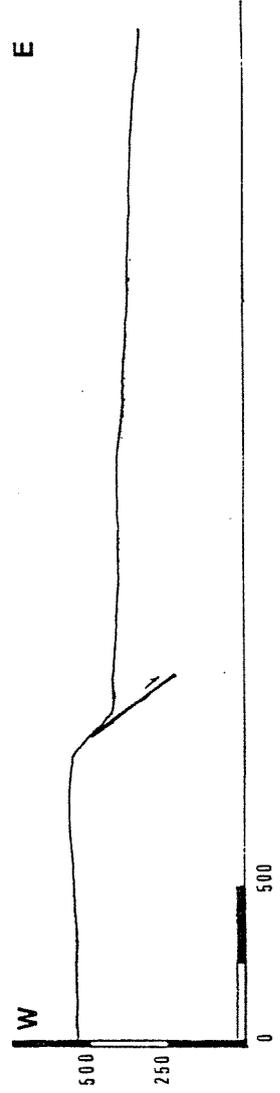
4



5



6



7

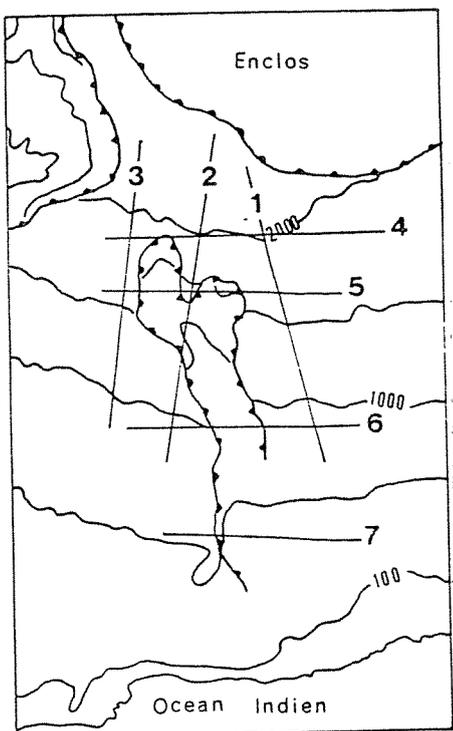
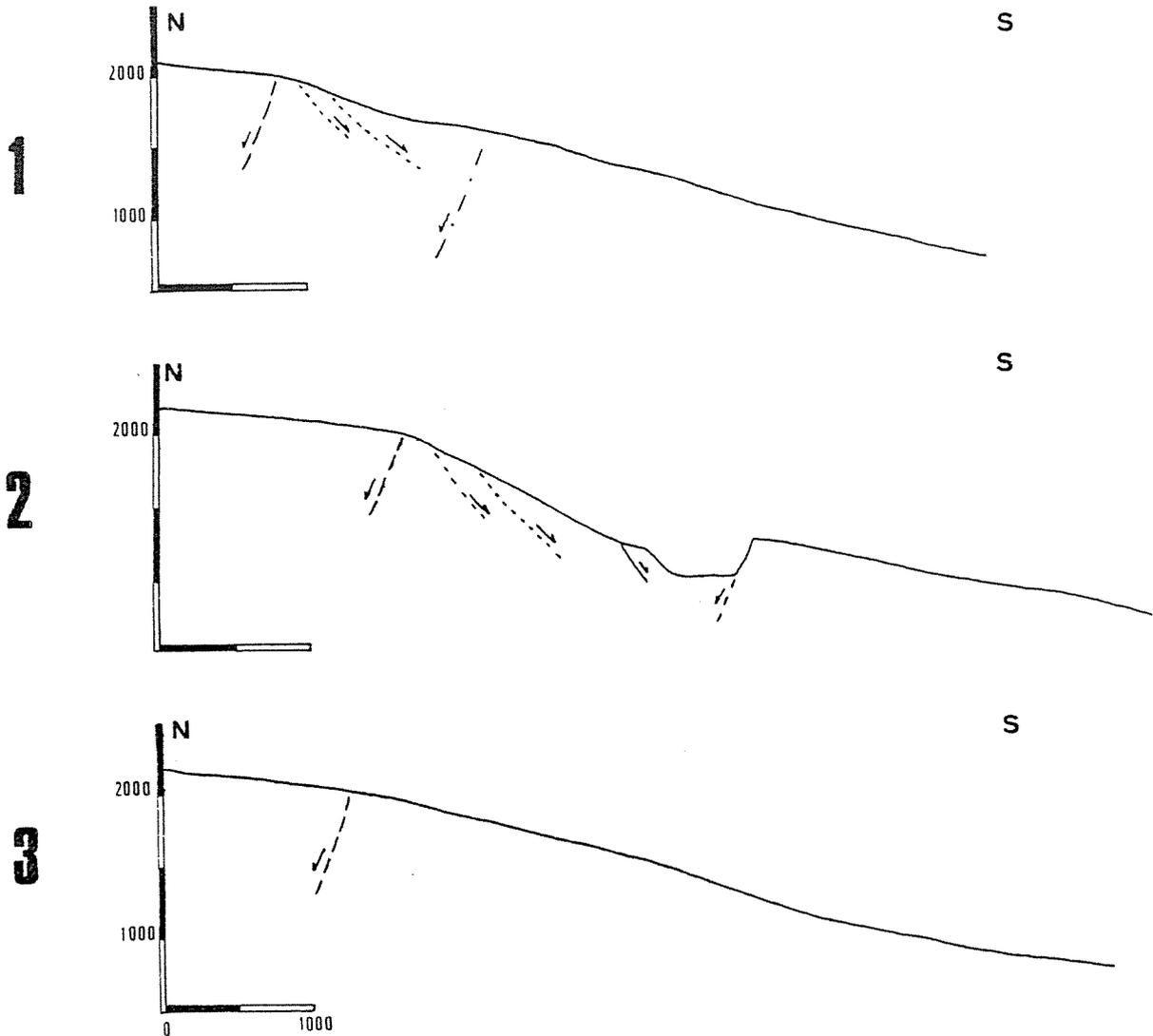


FIG. 8B:

-  Fractures observées sur le terrain
-  Limite glissement
-  Caldéra Plaines des Sables
-  Caldéra Rivière des Remparts

Ces Remparts laissent apparaître plusieurs systèmes de fractures :

- Les fractures les plus nombreuses se situent essentiellement dans les "doigts de gant". Ces fractures, d'orientation Nord 190° , ont permis la formation de ces derniers en facilitant l'érosion. Ce système de fractures coïncide avec le système Ramond-Baril et son développement est vraisemblablement lié à cette structure.
- Le rempart Ouest de la ravine correspond à un abaissement estimé à 60 mètres, environ, du compartiment Est. La forme actuelle de la ravine a vraisemblablement été acquise par érosion ; celle-ci se trouvant facilitée par la fracturation Nord 190° et guidée par le rempart existant alors (Voir coupes sériées, Fig. 8B).
- Des fractures apparaissent également suivant une orientation Nord 60° à Nord 70° (Voir Fig. 7B) dans le haut de la ravine. On peut remarquer qu'elles ont des orientations perpendiculaires à la ligne de plus grande pente du flanc au Sud et Sud-Est des Puys Ramond. Entre les côtes 1650 et 1950, la pente atteint des valeurs très importantes (plus de 26°) tout à fait comparables à celles des Grandes Pentes. La présence des fractures Nord 60° et les pentes très fortes permettent de penser que des glissements comparables à ceux affectant le flanc Est du volcan ont également affecté le flanc Sud de la Fournaise. Ces glissements peuvent être anciens et dater de la Fournaise III. Les coupes Nord-Sud et Est-Ouest (Fig. 8B) font apparaître ces structures. La limite probable de la caldera II y est également figurée.

Le système Ramond-Baril et la Ravine Basse Vallée résultent d'un même processus de distension Est-Ouest. Cette distension a permis la formation d'une fracturation normale à regard vers l'Est et l'installation d'une zone de faiblesse d'orientation Nord 185° .

Nous devons rappeler que cette zone de faiblesse a fonctionné récemment (Brulé de Baril) et correspond bien à une structure de la Fournaise actuelle.

3°) LES CRATERES SOMMITAUX ET LES FRACTURES ASSOCIEES

Le sommet du cône terminal du Piton de la Fournaise est actuellement occupé par deux cratères :

- A l'Ouest, le cratère Bory qui est le plus petit des deux (250 m X 375 m)
- A l'Est, le cratère Dolomieu, formé par la réunion du cratère Brûlant à l'Est et de l'Enclos Velain à l'Ouest (1000 m X 700 m) (Voir carte)

Le cratère Bory n'est plus, actuellement, une structure active. D'un point de vue structural, son fonctionnement passé est difficile à déterminer car les traits lui appartenant sont cachés. Son fonctionnement a pu être celui d'un "pit-crater".

Le cratère Dolomieu, d'un point de vue structural, est actuellement le cratère actif. Son histoire est complexe (voir page 61) ; effondrements et débouchages par explosions s'y succèdent.

Le cratère présente aujourd'hui une profondeur de 80 mètres environ à l'Est et de près de 150 mètres à l'Ouest. Cette différence est due à une dénivellation importante à l'extérieur du cratère (rebord Ouest à l'altitude 2600, rebord Est à l'altitude 2500). Le fond est, dans l'ensemble, plat ; seul un petit rebord de 15 mètres de hauteur apparaît dans la partie Nord. Celui-ci va en s'estompant, il représente une partie de l'ancienne séparation Velain/Brûlant.

Les parois du cratère sont proches de la verticale. Actuellement, le cratère doit être considéré dans son ensemble ; la distinction Velain/Brûlant n'a plus lieu d'être faite. En effet, les deux blocs ne semblent pas jouer indépendamment l'un de l'autre. La fracturation concentrique caractéristique de "l'activité" du cratère est parallèle au rebord du Dolomieu pris dans son ensemble. Nous n'avons pas relevé de fractures récentes localisées exclusivement sur le pourtour de l'Enclos Velain ou sur celui du Brûlant.

Ces dernières années, le fond de la partie "Brûlant" était encore légèrement en contre-bas, celui-ci s'est réhaussé grâce à l'accumulation de lave émise lors d'éruptions récentes.

Ces deux parties du Dolomieu, n'ont pas toujours eu un comportement identique (Voir page 61). Depuis 1911, c'est à dire durant la période la mieux connue, les différents mouvements du fond du cratère résultent d'effondrements et de remplissages.

L'état du sommet du volcan en 1911 rapporté par Lacroix (1936) place le fond de l'Enclos Velain à environ 2550 mètres d'altitude. Son évolution récente résulte exclusivement d'effondrements. L'observation comparative de la coupe de l'Enclos Velain au niveau du petit rempart dans la partie Nord du Dolomieu et du haut du rempart du cratère au niveau de la soufrière, révèle une stratigraphie identique (Voir Fig. 9B). On y retrouve notamment un niveau scoriacé noir d'une épaisseur de 60 cm à 1 m. Au niveau de l'Enclos Velain, celui-ci est surmonté par environ 10 à 12 mètres de coulées.

Ce niveau apparaît dans le rempart Nord du Dolomieu, légèrement à l'Ouest de la Soufrière. Il est alors recouvert de 8 à 10 mètres de coulées. Il se poursuit vers l'Ouest et vient affleurer aux environs de 2560 mètres d'altitude. Il est intéressant de noter que les dépôts (blocs et cendres) des phases explosives de 1860 ou 1791 (Voir page 101) recouvrent le niveau de scories soudées noires quand celui-ci vient à l'affleurement. Ce niveau apparaît également dans le rempart Sud du Dolomieu au-dessus de l'Enclos Velain. De plus, comme le montre la figure 9B, on le retrouve à différents niveaux, au sein de blocs effondrés et plus ou moins basculés le long du rempart Nord du Dolomieu, à l'aplomb de l'Enclos Velain.

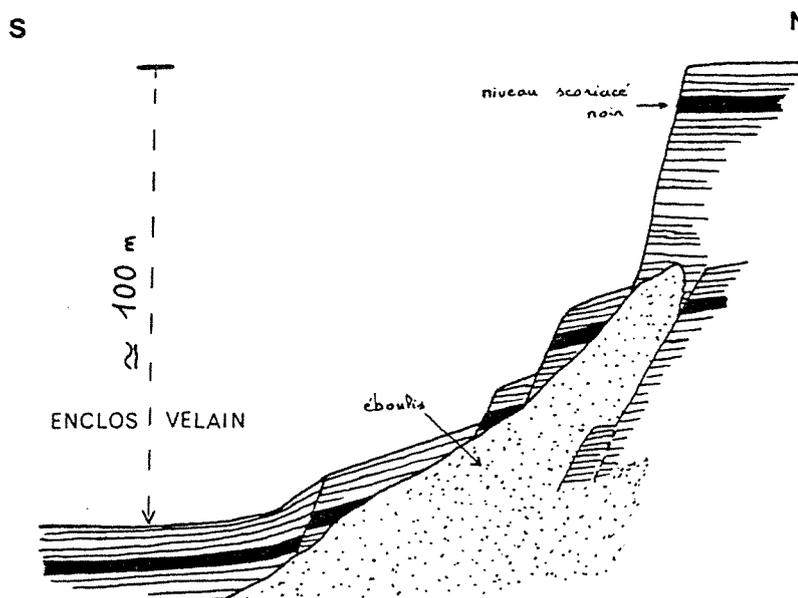


FIG. 9B

L'effondrement au niveau de l'Enclos Velain est estimé à 100 mètres environ. D'après nos connaissances (page 67) l'effondrement actuel aurait débuté après 1930 soit depuis environ 50 ans. Ce dernier se ferait donc à la vitesse moyenne de 2 mètres par an.

Il se fait par à-coup lors de crises éruptives comme ce fut le cas lors de l'éruption de Juin-Juillet 1953 ou surtout lors de l'éruption de 1931.

La fracturation péri-Dolomieu

Les effondrements du cratère Dolomieu s'accompagnent d'une fracturation parallèle à son rebord. Ces fractures ouvertes péri-Dolomieu apparaissent à l'extérieur du cratère, formant sur son rebord un réseau continu pouvant atteindre 150 mètres de large. On les retrouve également à l'intérieur du cratère, sur sa périphérie, notamment dans sa partie Sud-Ouest et à l'Ouest où elles recoupent les dépôts (scories et coulées) d'éruptions récentes (1955, 1973, 1975) (Voir Fig. 10B).

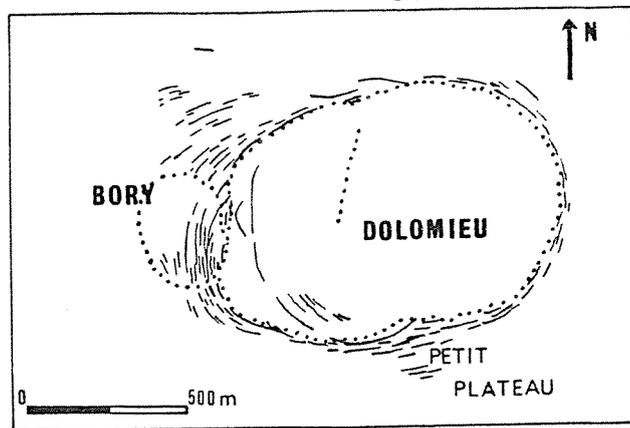


Fig. 10B : Fractures ouvertes Péri-Dolomieu

..... Limites des cratères sommitaux
Fractures ouvertes

Contrairement aux fractures radiales, nous avons, ici, à faire à des faisceaux complexes de fractures anastomosées. Quelle que soit leur importance, elles sont toujours reliées à d'autres fractures plus ou moins ouvertes.

Un même faisceau peut comporter des fractures où la distension horizontale est très importante (parfois plus d'un mètre) et d'autres dont l'écartement ne dépasse pas quelques centimètres. Toutes ont des tracés sinueux et courbes mais globalement sont sub-parallèles entre-elles. Les faisceaux pris dans leur ensemble montrent également un tracé courbe, sub-parallèle au rebord du Dolomieu.

Les écartements relevés sur ces fractures varient de quelques millimètres à plus d'un mètre ; celles qui présentent les écartements les plus importants se trouvent :

- A l'Ouest du Dolomieu, dans le cratère Bory ainsi que sur ses pentes Nord et Sud
- Au Sud du Dolomieu, entre le Bory et le petit plateau

C'est également dans ces mêmes secteurs qu'elles sont les plus nombreuses. Sur le rebord Est du Dolomieu, elles existent également mais sont bien moins fréquentes et leur ouverture est en général faible (10 à 15 cm en moyenne).

Généralement, les fractures les moins ouvertes ne sont affectées d'aucun rejet vertical. En revanche, les fractures les plus importantes peuvent présenter un tel rejet, sans toutefois que ce soit la règle. L'évolution se poursuit alors, un faisceau pouvant limiter un panneau effondré et basculé dans le Cratère Dolomieu. Ceci s'observe au Sud du Dolomieu où les fractures sont fréquemment affectées de rejets verticaux et des "banquettes" de 10 à 15 mètres de large peuvent avoir glissé sur 5 à 6 mètres le long de fractures concentriques.

Ceci montre que ces fractures délimitent des zones où les risques d'effondrements sont importants.

Du fait de l'importance des fractures ouvertes, ainsi que de la forte différence de niveau entre le Dolomieu et son rebord Ouest, nous pouvons raisonnablement envisager des effondrements prochains de cette partie du sommet. De plus, nous avons pu voir que l'effondrement avait été très actif, ces dernières années, au niveau de l'Enclos Velain. Les nombreuses fractures qui se sont ouvertes ou qui ont rejoué en distension lors des éruptions de Juillet 1979 (Bachelery, 1980) et de Février 1981 (Chevallier et Al., 1981 et Annexe 1) montrent également que cette zone est actuellement l'une des plus fragiles. Les dykes injectés sous le Bory tendent à repousser la partie Est de ce cratère vers le Dolomieu. Les effondrements affectant cette région ne sont donc pas dus exclusivement à un "appel au vide". Lacroix (1936) avait prévu l'ouverture vers l'Est du cratère Bory, ouverture qui s'est déroulée pour l'essentiel lors de l'éruption de Juin-Juillet 1953. Nous devons maintenant envisager des effondrements de blocs beaucoup plus importants sur tout le rebord Ouest du Dolomieu.

Le système de fractures coniques, injectées ou non, délimite une zone soumise à l'action de contraintes centrifuges telles que les a définies Anderson (1937). Le développement de fractures coniques sur une aire de faible amplitude autour du cratère Dolomieu, nous permet d'envisager la présence de la source de contraintes à l'origine de la fracturation, c'est-à-dire d'une petite chambre magmatique, à faible profondeur à l'aplomb du cratère Dolomieu. Les variations de pression au niveau de ce réservoir peuvent induire la formation de fractures ouvertes à la suite de gonflements provoquant une extension en surface. Une baisse de pression magmatique favoriserait alors l'effondrement d'un bloc selon des fractures coniques.

Le cratère Dolomieu et les fractures associées (ainsi que les intrusions de type "cone-sheet" (Voir page 17)) traduisent donc la présence d'un réservoir magmatique superficiel de petite taille.

Rappelons que les hypocentres des séismes ayant précédés l'éruption de Février 1981 étaient situés à seulement 1 km sous le sommet du volcan (Blum et Al., 1981).

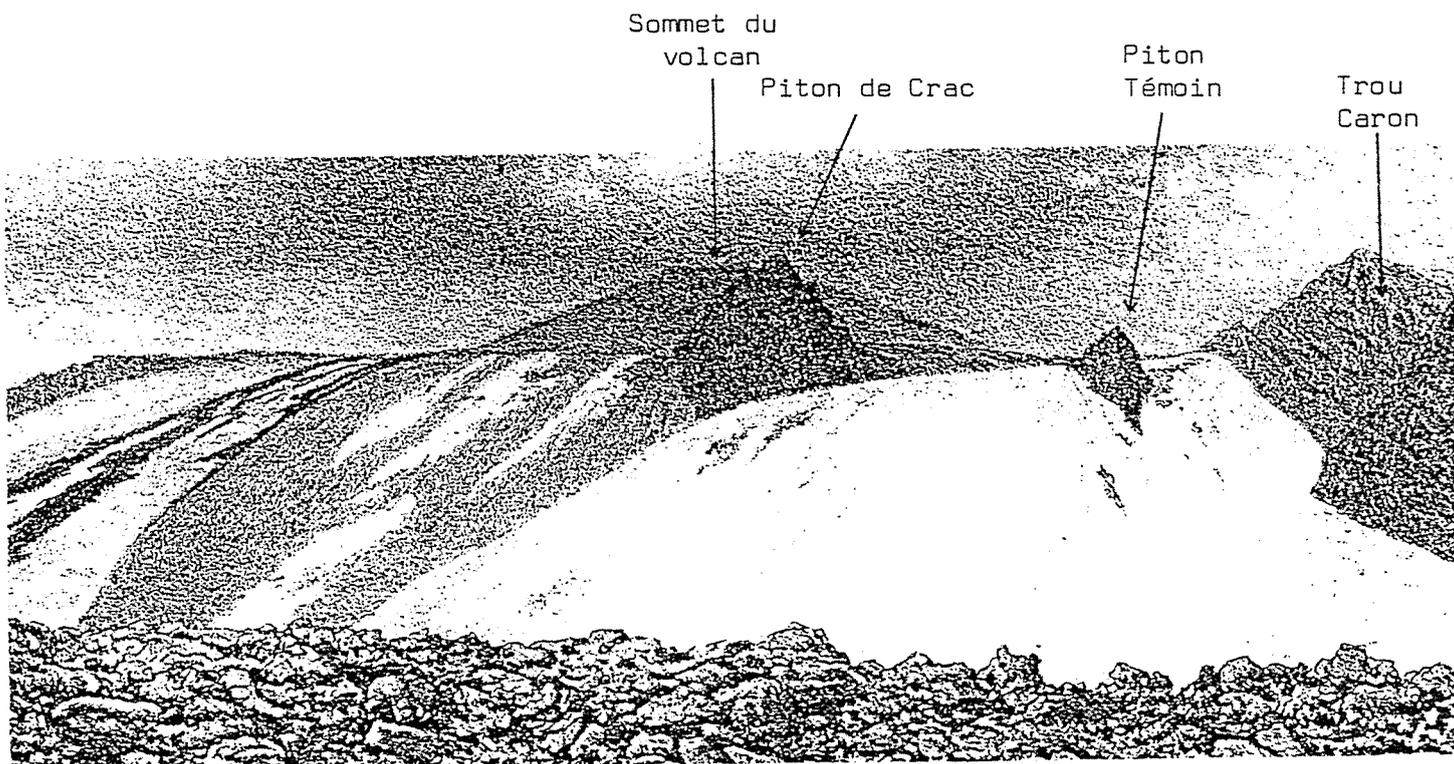
4°) LE SYSTEME DE LA PLAINE DES OSMONDES

a) Présentation

La plaine des Osmondes se trouve dans la partie Nord-Est de l'Enclos, au pied du cône terminal. Elle correspond à une dépression de 2,5 X 4 kms bordée au Nord par le Rempart des Osmondes qui présente un dénivelé de 460 mètres ; à l'Ouest et au Sud, ce rempart se poursuit dans la topographie par une très forte rupture de pente (plus de 65 %), il est alors recouvert par les laves du fond de l'Enclos. Il réapparaît néanmoins au Sud-Est en formant deux petites avancées et constitue la face Nord-Ouest du Piton de Crac.

A l'Est, la plaine des Osmondes est ouverte. Cette ouverture vraisemblablement récente est imputable aux phénomènes de glissements affectant tout le flanc Est du volcan (Voir page 41). Cependant, des gravures anciennes (Bory de St Vincent 1804, Velain 1878) représentent entre le Piton de Crac et le Trou Carou un petit piton du type du Piton de Crac qui permet de donner une limite possible à la plaine des Osmondes.

Plaine des Osmondes

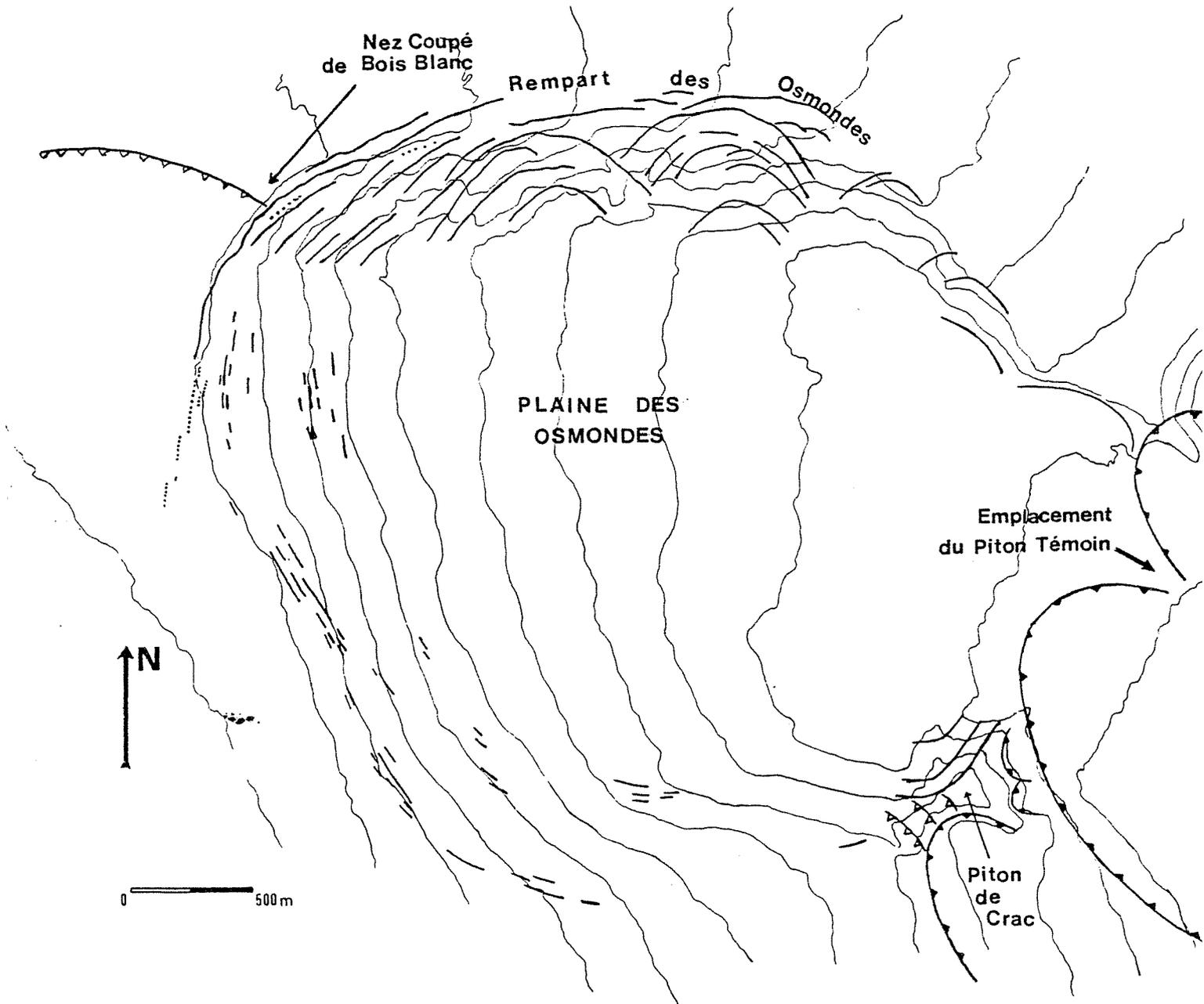


Extrait d'un croquis de Ch. Velain (1878)

"Les Grandes Pentes du volcan" (Grand Brulé)

Ceci nous permet de considérer la plaine des Osmondes comme une unité d'effondrement. Il ne s'agit pas d'un phénomène superficiel comme peuvent l'être les glissements des Grandes Pentes (Voir page 41). Les glissements du flanc Est du volcan n'ont joué un rôle que dans l'ouverture de la plaine vers l'Est.

Ce petit piton, témoin de la fermeture de la plaine des Osmondes a depuis été envoyé sous les coulées épaisses de 1931, 1953 et 1961 pour ne citer que les plus importantes.



- Glissements
- Caldéra
- Fractures ouvertes de la Plaine des Osmondes
- Fissures éruptives d'Avril 1977

FIG. 11B : FRACTURES ET GLISSEMENTS DE LA PLAINE DES OSMONDES

b) Les fractures bordières de la plaine des Osmondes

Des fractures ouvertes existent sur tout le pourtour de la plaine des Osmondes y compris dans le rempart des Osmondes. Il s'agit le plus souvent de fractures bien individualisées et légèrement curvilignes, longues de plusieurs centaines de mètres voire même de plus d'un kilomètre. L'écartement des lèvres de ces fractures peut être parfois relativement important ; il varie de quelques centimètres pour les petites fractures à plus d'un mètre. Les fractures les plus importantes, longues de plus d'un kilomètre, sont larges d'un mètre à 1 m 50 parfois.

b.1) A l'Ouest de la plaine des Osmondes

Près de Nez Coupé de Bois Blanc, entre 1900 et 1850 mètres d'altitude, on rencontre une zone fracturée comprenant essentiellement des fractures d'ouverture importante (30 cm à 1 m 50) formant un total d'environ 4 à 5 mètres d'écartement. Une nouvelle série de fractures apparaît vers 1700 m d'altitude et se poursuit jusqu'à 1600 m environ. Leur ouverture atteint fréquemment 50 cm. Malgré tout, les fractures les plus importantes se trouvent au départ de la rupture de pente.

La morphologie de surface des laves "pahoehoe" affleurant dans le fond de l'Enclos montre que ces laves se sont épanchées alors que la dépression de la plaine des Osmondes existait déjà. Ces laves sont elles mêmes fracturées, certaines fractures sont recouvertes par les cendres de l'éruption de 1953 alors que d'autres beaucoup plus récentes recourent la coulée de Septembre 1972. Ceci semble montrer une certaine régularité dans la fracturation.

Nous pouvons également noter que la coulée du nouveau cratère Faujas datée de Mars-Avril 1959 présente, entre les altitudes 1800 et 1900 m, des fractures de 10 cm d'ouverture et même une fracture de 40 cm d'ouverture ; soit un total de plus d'un mètre d'ouverture en 22 ans d'où près de 5 cm par an. Ceci est un ordre de grandeur qui nous permet d'estimer la rapidité du mouvement affectant la plaine des Osmondes.

Lors de l'éruption d'Avril 1977, des fissures se sont ouvertes et des laves ont été émises dans l'Enclos sur le haut de la plaine des Osmondes (Kieffer et Al., 1977 (1)). Dans l'Enclos, les fissures de cette éruption sont globalement orientées Nord 10°. Il s'agit là de fissures radiales au cône terminal et situées suivant l'axe de faiblesse du flanc Nord du volcan (Voir page 15). Mais ces fissures viennent coïncider avec les fractures bordant la plaine des Osmondes. Les laves de cette éruption ont donc emprunté les fractures bordant la plaine des Osmondes et ceci jusque dans le rempart, les soulignant par divers points de sortie de lave ou points d'émission de fumerolles. C'est à cette occasion que l'activité actuelle de l'affaissement de la plaine des Osmondes fut mis en évidence (Kieffer et Al., 1977), les fractures bordant la plaine des Osmondes, près du Nez Coupé, jouant alors de près d'un mètre.

Nous avons ici deux phénomènes essentiels de la structure du Piton de la Fournaise : injection de magma suivant des axes de faiblesse (pseudo-rift zones) et affaissement de la Plaine des Osmondes.

Ces fractures présentent parfois un rejet vertical toujours difficile à évaluer du fait de la pente très forte. Généralement, ce rejet est d'ordre décimétrique. D'autres fractures ne présentent aucun rejet et semblent résulter de flexures affectant les coulées sur le haut de la rupture de pente. Ces flexures permettent l'abaissement du compartiment vers la Plaine des Osmondes en ouvrant une fissure en surface.

Ce type de fracturation se prolonge du Nez Coupé de Bois Blanc jusqu'au Piton de Crac. Les différents rejets verticaux associés au phénomène de flexure engendrent l'importante rupture de pente bordant le bloc en cours d'affaissement de la Plaine des Osmondes.

b.2) Le Piton de Crac

Les fractures se prolongent jusqu'au Piton de Crac où elles viennent former sa paroi Nord-Ouest. Le Piton de Crac est un point clef de la structure dans l'Enclos.

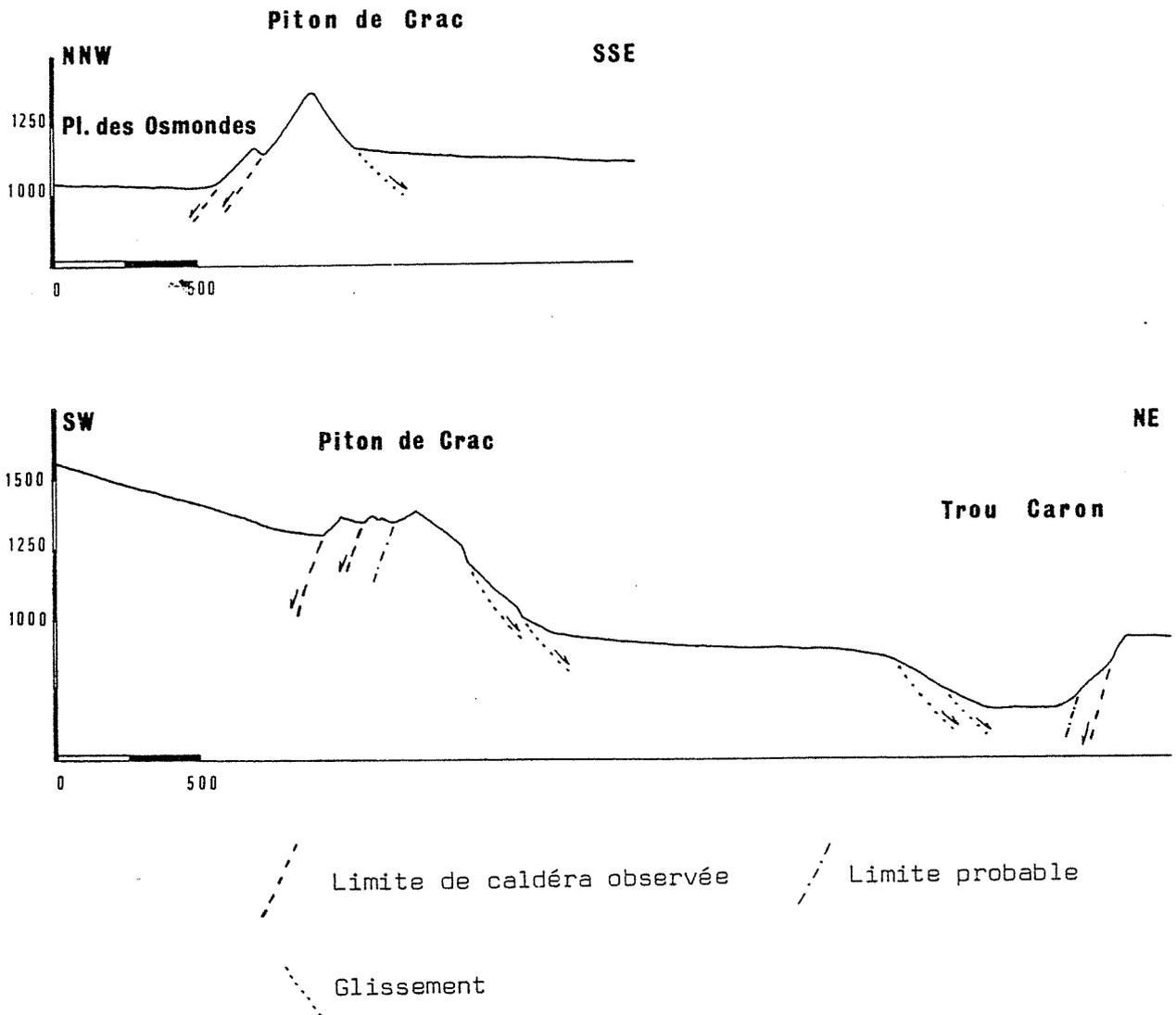


Fig. 12 B : Coupes du Piton de Crac

Trois types d'accidents apparaissent donc au Piton de Crac :

- Des fractures liées à la Caldéra II ou à la Caldéra actuelle, délimitant des blocs effondrés vers le Sud-Ouest. Ces fractures apparaissent sur l'arête Sud-Ouest du Piton de Crac et sont orientées Nord 150°. Elles forment la face Sud-Ouest du Piton.
- Des fractures nombreuses et diverses au Sud, à l'Est et au Nord-Est, imputables à des effondrements faisant suite aux glissements affectant le flanc Est du volcan. Il s'agit de petits accidents curvilignes induisant un relief relativement complexe au Sud et surtout au Nord-Est du Piton. Ces accidents ont également permis le basculement de la surface structurale située au sommet du Piton dans sa partie Est.
- Des fractures liées à la Plaine des Osmondes, forment la face Nord-Ouest du Piton. Elles délimitent des panneaux affaissés le long de cette paroi Nord-Ouest. Ces fractures forment également le rempart qui se poursuit vers l'Ouest (rempart Sud de la Plaine des Osmondes) et qui localement réapparaît à travers les coulées venues cascader par dessus.

Le Piton de Crac constitue donc une relique de la Fournaise II dont la formation résulte de l'action conjuguée des effondrements des calderas de la Plaine des Sables et éventuellement de l'Enclos, de l'effondrement plus tardif de la Plaine des Osmondes et des glissements en masse résultant de l'instabilité du flanc Est du volcan.

b.3) Le Rempart des Osmondes

Ce rempart d'une hauteur de 460 m au maximum sert de limite Nord à la Plaine des Osmondes. Il présente un relief très déchiqueté reflétant son âge très récent et imputable aux nombreuses fractures qui le parcourent. Les éboulements actifs y sont très nombreux. De plus, on y relève des traces d'affaissements très récents : une fracture très longue parcourt le rempart sur près d'un kilomètre, montrant un regard de plus de trois mètres pratiquement pas colonisé par la végétation.

Nous pouvons distinguer deux séries de fractures existant dans le rempart lui-même mais également sur le haut du rempart après le Nez Coupé de Bois Blanc. Sur le haut du Rempart, nous avons pu les suivre jusqu'à l'altitude de 1750 m environ ; la végétation rendant ensuite la progression et l'observation très difficiles.

Les fractures principales ont des orientations variant de Nord 40° à Nord 60° dans la partie Ouest du rempart puis passant à Nord 80° et Nord 90° vers le milieu du Rempart. Ces fractures ont des regards pouvant être très importants (plusieurs dizaines de mètres) orientés vers la Plaine des Osmondes. Elles limitent de grands panneaux effondrés dans le rempart et se poursuivent sur son rebord formant une succession de gradins dont la hauteur souvent supérieure à 10 m, près du rebord de la plaine, va en diminuant vers le Nord-Est.

Ces différents gradins présentent une direction globale Nord 60°. Leurs sont associées, des fractures ouvertes dont l'orientation varie de Nord 30° près du Nez Coupé à Nord 60° vers 1800 m d'altitude. L'ouverture de ces fractures varie de quelques dizaines de centimètres à un mètre environ. La plupart de ces fractures présentent un rejet vertical avec regard vers la Plaine des Osmondes. Ce rejet est fréquemment de l'ordre de quelques dizaines de centimètres.

A ces fractures principales est associé un deuxième système de fractures que l'on peut également observer sur le haut du rempart et dans le rempart lui-même.

Sur le haut du rempart, il se traduit par de petites fractures ouvertes situées entre deux fractures principales. Leur orientation varie de Nord 70° près du Nez Coupé à Nord 100° vers 1800 m d'altitude. Ces fractures sont courtes et sinueuses. Leur écartement est d'ordre centimétrique à décimétrique.

Contrairement aux fractures principales, celles-ci paraissent toujours très fraîches. Ces fractures ne présentent que très rarement un rejet vertical.

Dans le rempart, elles limitent les nombreux petits éperons situés entre les fractures principales.

c) Origine de la Plaine des Osmondes

Nous avons pu voir (Page 33) que la Plaine des Osmondes était une structure d'effondrement fermée, de forme ovoïde, réouverte, sur sa bordure Est par des glissements superficiels postérieurs. Ceci n'est pas compatible avec une origine superficielle (par glissements) pour la Plaine des Osmondes.

La morphologie des rebords Ouest et Sud indique que la subsidence affectant le bloc des Osmondes est un phénomène progressif, étalé sur une période certainement assez longue. Cependant, fracturation et affaissement se font par à coups (exemple Avril 1977) et, si l'on en juge par cette dernière phase, sont liés à des éruptions latérales importantes.

D'après les fractures ouvertes recoupant la coulée de Mars-Avril 1959, la distension sur le haut de la Plaine des Osmondes est, au minimum de 5 cm/an. Mais ces fractures ont pu toutes s'ouvrir lors de la seule phase d'Avril 1977.

Cette éruption d'Avril 1977 qui a montré que la subsidence de la Plaine des Osmondes est un phénomène actuel (Kieffer et Al., 1977 (1)), a également mis en évidence l'influence réciproque qu'exercent entre elles, la "rift-zone" Nord-Est et la bordure de la plaine des Osmondes, près du Nez Coupé de Bois Blanc. En effet, d'une part, à l'Est du Nez Coupé, les fractures principales bordant la plaine des Osmondes se prolongent sur le haut du Rempart suivant une direction Nord 60° qui est celle de la "rift-zone", d'autre part, les fractures ouvertes bordant la plaine des Osmondes peuvent être injectées par les laves alimentant les éruptions de la "rift-zone". Ce fut le cas lors de l'éruption d'Avril 1977. De plus, nous avons pu voir des dykes d'orientation Nord 70° à Nord 80° dans le rempart des Osmondes et donc parallèles à ce rempart.

Nous avons pu noter la présence, sur le haut de la plaine des Osmondes ou à mi-pente, de fractures ouvertes curvilignes. Nous avons vu que ces fractures pouvaient soit être affectées d'un rejet vertical soit ne présenter aucun rejet et résulter d'une flexure des coulées sur le haut de la rupture de pente.

Dans ce dernier cas, l'effondrement du bloc des Osmondes par l'intermédiaire de failles normales localisées essentiellement au pied de la rupture de pente, entraînerait une flexure locale des coulées au sommet de la rupture de pente. Du fait de la compétence de ces matériaux, la réaction serait la formation de fractures ouvertes, ne présentant pas de rejet vertical mais des variations d'inclinaison de part et d'autre de la fracture formée. De telles fractures peuvent être observées sur le haut de la plaine des Osmondes. Ces fractures ouvertes fonctionnent en compression à plus grande profondeur (voir Fig. 13 B). Elles ne sont donc jamais injectées de dykes.

L'effondrement d'un bloc caldérique suivant des fractures normales, coniques ainsi que la formation de fractures ouvertes, sont associés à une inflation de l'édifice volcanique résultant de gonflements au niveau d'un réservoir magmatique sous-jacent.

La pérennité des fractures ouvertes peut-être envisagée sous deux optiques :

- D'une part, l'ouverture engendrée lors des phases d'inflation ne serait pas entièrement compensée par leur fermeture lors des phases de déflation. Il en résulterait donc une dilatation résiduelle qui, au fur et à mesure des inflations successives, irait en s'accumulant jusqu'à un seuil à partir duquel, la résistance mécanique ne pouvant plus compenser la pression lithostatique, se produirait un effondrement.
- D'autre part, nous pouvons envisager également des injections de magma venant "cimenter" la fracture ouverte empêchant ainsi sa fermeture. Il en résulterait, comme dans le premier cas, une déformation rémanante.

Ce type de déformation rémanante a été observé et mesuré sur des volcans comme le Kilauéa ou le Krafla. Au Kilauéa, le taux de déformation est régulier et correspond à un soulèvement moyen de 15 à 19 micro-radians par an (De Saint-Ours, 1979).

Il apparait cependant que cette déformation rémanante qui est observable sur des périodes assez longues (15 ans au moins pour le Kilauéa) peut être considérablement réduite voire même annulée à l'occasion de séismes importants comme ce fut le cas en 1975 au Kilauéa.

De ce fait, nous pouvons considérer que le gonflement résiduel, qui se traduit en surface par la présence de fractures ouvertes, s'accroît durant une période assez longue et ce jusqu'à un seuil à partir duquel se produit un effondrement (qu'il s'agisse de la formation d'une caldéra ou encore d'un glissement de flanc).

Deux types de fractures se développent sur le pourtour de la plaine des Osmondes. Nous avons noté en effet la présence de fractures ouvertes résultant de la flexure des coulées situées sur le rebord externe de la structure. Leur formation est donc consécutive à l'effondrement du bloc central. En fait, la grande majorité des fractures et surtout celles situées dans la zone de fort dénivelé sont consécutives à des distensions horizontales résultant de gonflements. Ce sont celles qui guident l'effondrement de la plaine des Osmondes (Fig. 13 B). Elles peuvent également être "cimentées" par des injections de lave comme ce fut le cas en Avril 1977. Certaines de ces fractures, béantes, émettent des fumerolles (vapeur d'eau essentiellement) permanentes.

Gonflement et effondrement traduisent la présence d'un réservoir magmatique sous-jacent, de taille relativement importante en rapport avec celle de la plaine des Osmondes. Il ne peut s'agir que d'un réservoir différent du réservoir sommital (Voir page 32) et situé à une profondeur plus importante.

L'étude des structures du Piton de la Fournaise par la prospection magnétique (Lénat et Aubert, à paraître) a montré que la plaine des Osmondes était le lieu de convergence des structures magnétiques et en particulier du "rift" Nord-Ouest, considéré comme une structure profondément enracinée.

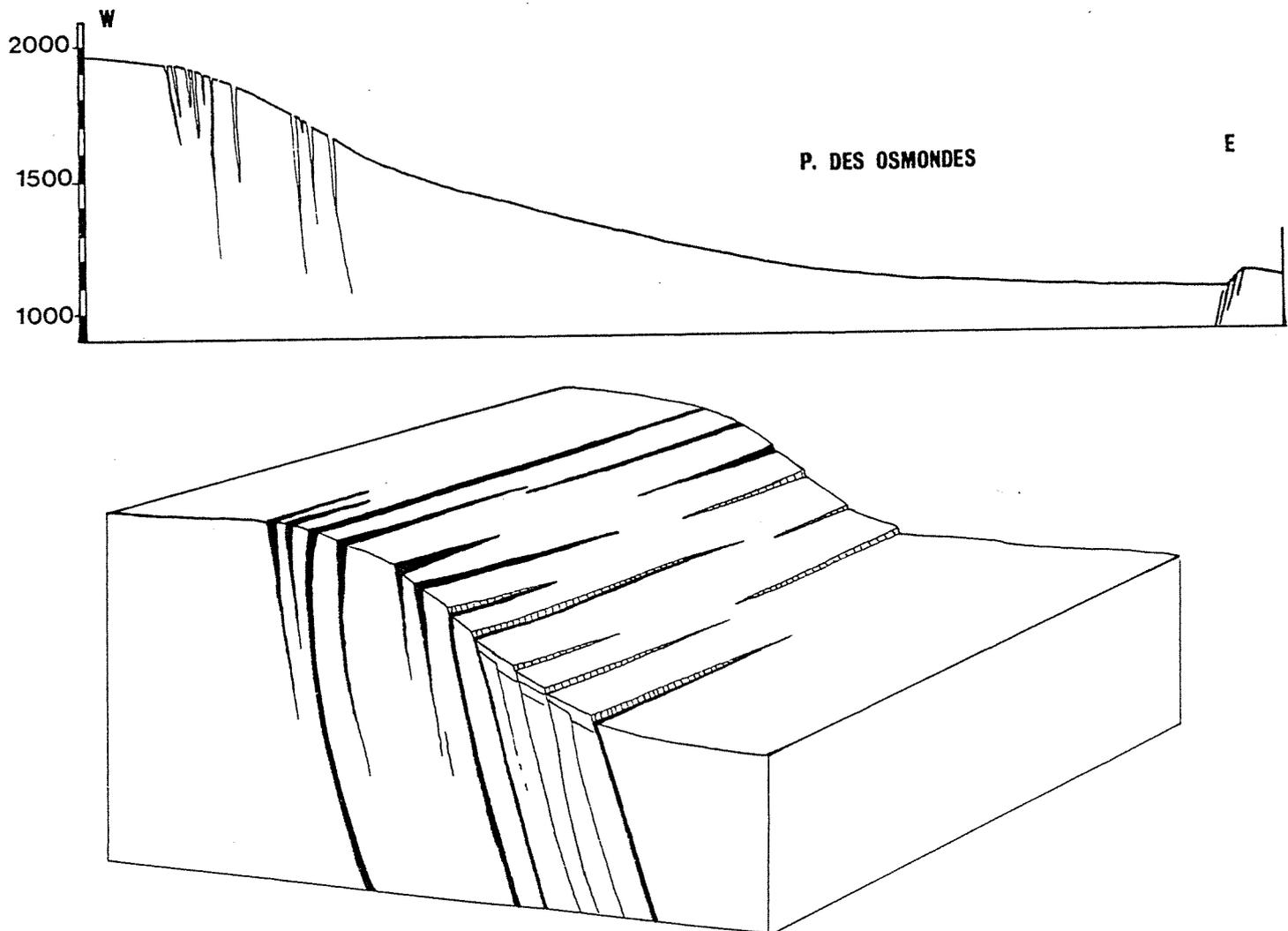


FIG. 13 B : SCHEMATISATION DES FRACTURES BORDIERES DE LA PLAINE DES OSMONDES

5°) RUPTURES DE PENTES ET GLISSEMENTS - L'INSTABILITE DU FLANC EST

a) Glissements affectant le flanc Est du volcan - Manifestations sur le terrain

Le prolongement vers l'Est du rempart de l'Enclos par les remparts de Bois Blanc au Nord et du Tremblet au Sud constitue un trait morphologique essentiel du flanc Est du volcan. Ces deux remparts limitent une zone nommée "Grand Brûlé" où l'on remarque la présence de ruptures de pentes importantes appelées "Grandes Pentes".

L'hypothèse d'un glissement vers la mer, du Grand Brûlé fut émise par P.M. Vincent et G. Kieffer (1977) afin d'expliquer cette structure. La forme concave très accentuée de la côte entre les deux remparts et ceci malgré l'apport très fréquent de lave, rend possible une telle affirmation.

Nous pouvons cependant remarquer que la côte est concave sur tout son parcours entre l'Anse des Cascades au Nord et la pointe de la Table au Sud. Seule la coulée récente (voir datations) du piton de Bois Blanc forme une avancée sur la mer. Au passage de l'Enclos, cette concavité est plus marquée.

De la même manière, la rupture de pente, très importante au niveau des Grandes Pentes, se poursuit, hors Enclos :

- Au Nord, par les pentes des hauts de Bois Blanc comprises entre le rempart de Bois Blanc et le rempart de la Ravine Constantin.
- Au Sud, par les pentes des Citrons Galets comprises entre le rempart du Tremblet et la Ravine Takamaka.

a.1) Ruptures de pentes

Ces pentes fortes (parfois supérieures à 28°) comprises pour l'essentiel entre les altitudes 1500 et 500 m constituent la limite Ouest de terrains susceptibles d'être affectés par des glissements à grande échelle.

Les Grandes Pentes, les pentes des hauts de Bois Blanc et les pentes des Citrons Galets proviennent en fait de l'addition de nombreux escarpements à regard vers l'Est. Ces escarpements, sur lesquels sont venus cascader les coulées récentes, résultent du glissement, sous le seul effet de la gravité, de blocs limités par de brusques changements de pente.

Ces différents blocs effondrés forment une structure "en escalier". Les escarpements les limitant sont le plus souvent curvilignes et largement ouverts vers l'Est. Leur report (Voir Fig. 14 B) a été fait d'après photos aériennes.

Sur le terrain, les escarpements observables ne peuvent être atteints que par les coulées récentes du Grand Brûlé qui viennent les mouler. Nous n'avons pas observé de rejeu "frais". Au niveau des coulées plus anciennes, la végétation empêche toute observation. Aussi, le seul indice révélant l'existence de glissements "en masse" vers la mer est constitué par les ruptures de pentes.

Le fait que nous n'ayons pas observé d'escarpements "frais" ne signifie pas pour autant qu'ils n'existent pas. La région des Grandes Pentès est très difficile d'accès et seul les traits majeurs apparaissent. Cependant, la grande majorité des ruptures de pentes sont moulées par les coulées récentes attestant par là de leur ancienneté. Hors Enclos, les ruptures de pentes sont moulées par des coulées encore plus anciennes que dans l'Enclos. On peut également remarquer que les phénomènes de glissements sont beaucoup plus importants dans l'Enclos.

a. 2) Remparts

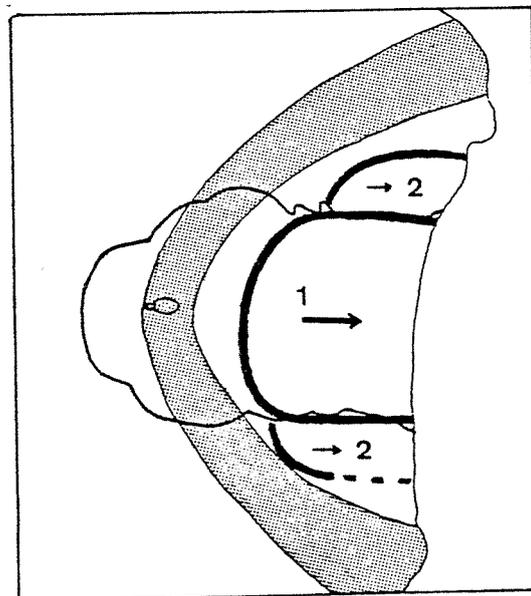
La formation des remparts du Tremblet, de Bois Blanc ou encore de la Ravine Constantin semble liée à ces glissements vers la mer. De nombreuses ruptures de pentes se poursuivent par une portion de rempart formant un "arc de cercle". La limite observable de ces escarpements correspond alors à la rupture de pente et au rempart qui la poursuit. Un de ces escarpements traverse le rempart du Tremblet et se poursuit sur le haut de celui-ci par une fracture qui lui est parallèle.

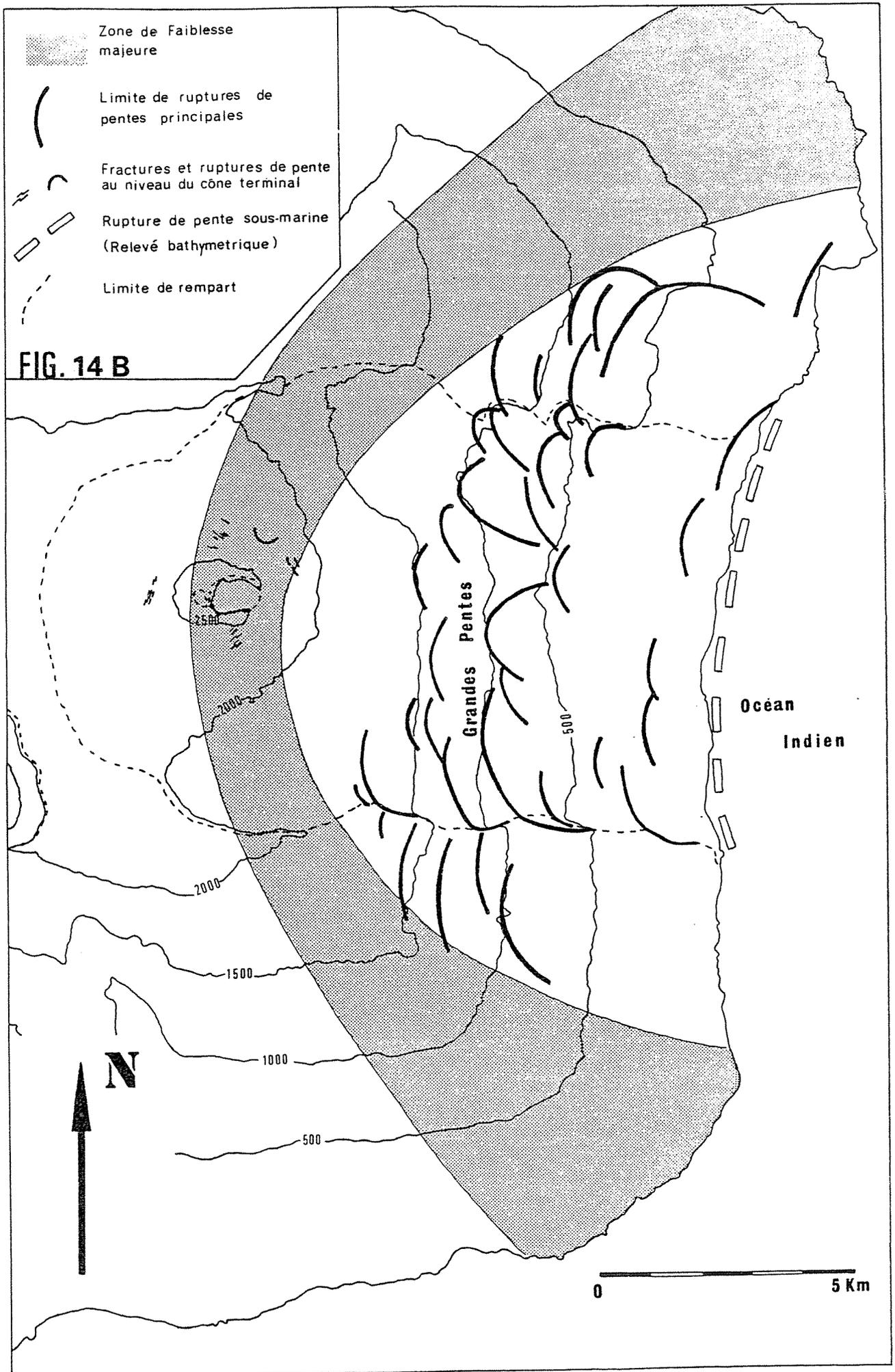
La formation de remparts sub-verticaux orientés suivant la direction du glissement est un phénomène particulier que l'on ne rencontre pas sur d'autres volcans présentant des phénomènes de glissements identiques (Hawaii).

Les remparts de Bois Blanc et du Tremblet poursuivent le rempart de la caldéra de l'Enclos. Le fait que les structures de glissement viennent recouper le bord de cette caldéra peut être un élément favorisant la formation de remparts. De plus, ces deux remparts limitent la zone où les glissements apparaissent, actuellement comme les plus actifs. L'instabilité plus forte du Grand Brûlé, liée à des intrusions beaucoup plus fréquentes dans l'Enclos (Voir page 9), par rapport à celle affectant les hauts de Bois Blanc et du Tremblet, et donc le mouvement plus important au niveau du Grand Brûlé peut se traduire par une "séparation" de ce bloc central. De cette "séparation" résulterait la formation de remparts parallèles à l'axe du glissement

A Hawaii, que ce soit au Kilauéa (Swanson et Al., 1976) ou au Mauna Loa (Lipman, 1980), les glissements se traduisent en surface par d'importantes ruptures de pentes et se poursuivent en mer. Leurs limites sont alors parallèles à l'axe général du glissement. Un phénomène similaire affecterait le flanc Est de la Fournaise puisque les ruptures de pentes se poursuivent par des structures parallèles à l'axe général du glissement.

Deux parties peuvent alors être observées :





- Le Grand Brulé correspondant à la partie pour laquelle le déplacement vers l'Est est le plus important, provoquant ainsi la formation des remparts de Bois Blanc et du Tremblet
- Les parties hors Enclos Nord et Sud, effectuées d'un déplacement vers l'Est actuellement plus faible.

Le rempart de la Ravine Constantin semble être une structure plus ancienne que l'Enclos. Sa formation peut également s'expliquer par un déplacement différentiel entre le bloc situé au Sud et celui situé au Nord qui peut être considéré comme stable.

a.3) Relevé bathymétrique

Un relevé bathymétrique des fonds marins à l'Est du volcan a été effectué dans le cadre de la R.C.P. 419 : "Mascareignes et Comores" (Montaggioni, 1979), donnant une représentation de la topographie sous-marine jusqu'à la profondeur de 1700 m environ (Voir carte et coupe figure 15 B).

Nous pouvons remarquer que les remparts de Bois Blanc et du Tremblet se poursuivent en mer jusqu'à la côte - 1000 environ. Il se forme ensuite un bourrelet qui, semble-t-il, vient se refermer à plus de 10 km de la côte.

Une rupture de pente importante apparaît à quelques centaines de mètres de la côte et semble localisée à l'intérieur des deux remparts. La topographie de la zone comprise entre les deux remparts présente un fort dénivelé près de la côte, puis des pentes beaucoup plus douces (6°) lorsqu'on s'en éloigne.

Il apparaît donc que les glissements affectant la partie émergée se poursuivent sous la mer et ceci notamment dans la partie médiane comprise entre les remparts de Bois Blanc et du Tremblet.

Nous sommes ici en présence d'un vaste glissement sous-marin qui se traduit d'une part par des ruptures de pentes très importantes résultant de la présence de failles normales à regard vers l'Est, prolongées par des remparts subverticaux traduisant l'abaissement de la partie amont du bloc glissé et d'autre part par une atténuation du relief et la formation d'un bourrelet dans la partie aval du glissement (Voir coupe interprétative, Fig. 15 B).

b) Comparaison avec d'autres phénomènes de ce type

Les vastes glissements vers la mer ne sont pas rares dans les volcans boucliers basaltiques. Ce genre de phénomène a été reconnu et bien étudié sur l'île de Grande Hawaii pour les volcans Kilauéa et Mauna Loa et également sur les îles de Molokai et Oahu.

Ils se traduisent par des escarpements de failles normales orientés vers la mer. Ces escarpements sont parfois bien marqués et des coulées récentes viennent y cascader (Hilina fault system au Kilauéa) mais ils peuvent également être entièrement recouverts par les coulées et se marquer seulement par de brusques changements de pente (Kaoiki fault system au Mauna Loa) (Lipman, 1980).

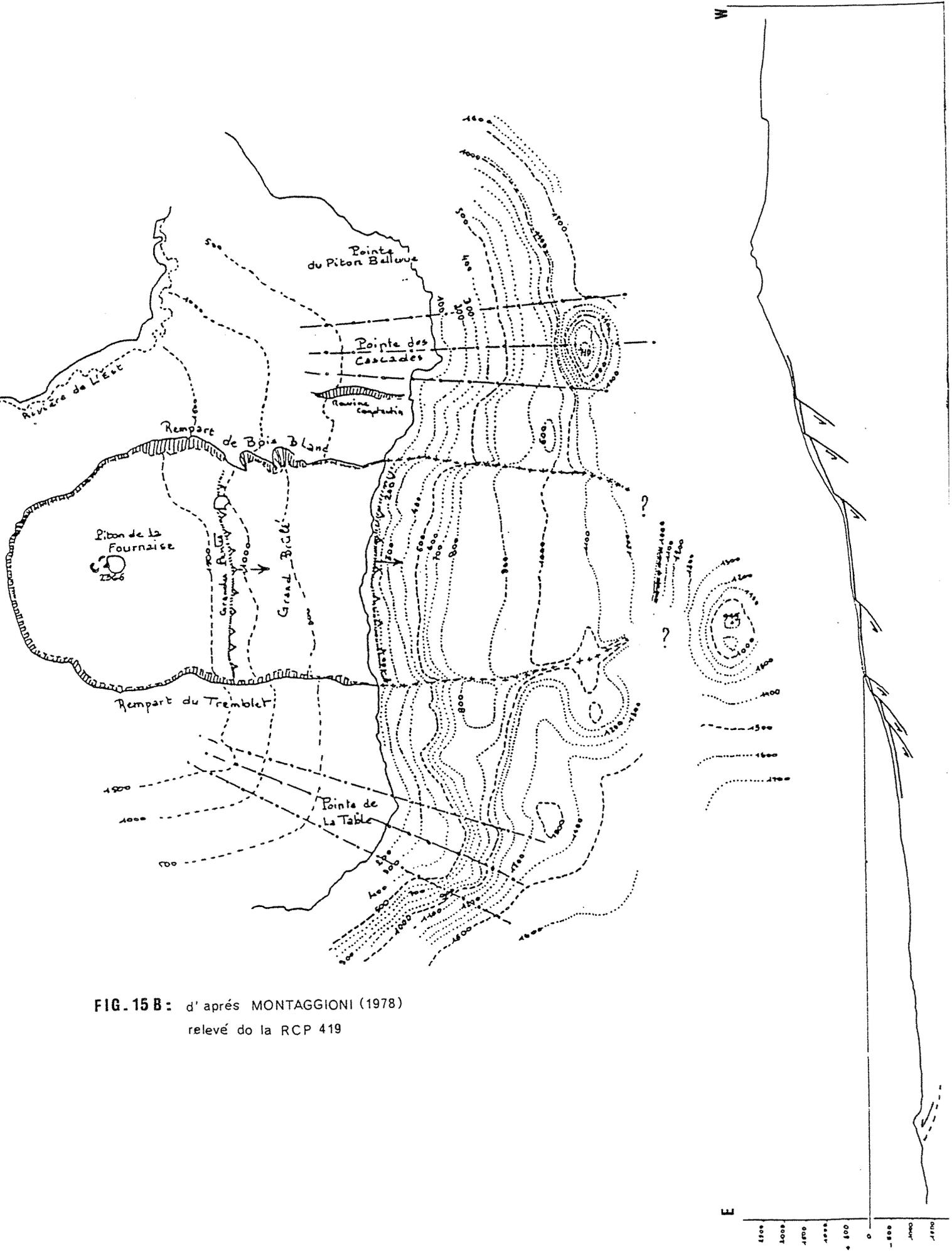


FIG. 15 B: d'après MONTAGGIONI (1978)
relevé de la RCP 419

En mer, ces glissements peuvent se prolonger très loin (80 km pour "Alika Slide" au Mauna Loa, Normark et Al., 1979) et atteindre les grands fonds. Tous les relevés sous-marin par géophysique ou par plongée montrent que l'on a à faire à des "langues" de glissement allongées suivant l'axe général du glissement.

De tels systèmes sont tout à fait comparables à celui du Piton de la Fournaise à une exception près toutefois : la présence de remparts subverticaux dont nous avons donné l'origine possible (Page 42).

L'étude topographique fine de ces loupes de glissement révèle la présence d'une structure "en marches d'escalier" au niveau de la zone de fracturation alors que la surface en bout de glissement apparaît bosselée.

Pour qu'une telle structure puisse être observée, il faut un relevé bathymétrique très précis qui n'existe pas pour la Fournaise.

c) Origine d'un tel système de glissements et conclusions

La similitude des phénomènes affectant le flanc Est de la Fournaise et des phénomènes étudiés à Hawaii, nous permet de nous référer aux conclusions auxquelles sont arrivés les volcanologues Américains afin de comprendre les processus favorisant les glissements vers la mer.

La liaison entre les injections de magma au niveau des "rift-zones" et les glissements vers la mer paraît clairement établie (Swanson et Al., 1976). De la même manière que les intrusions dans les "rift-zones" apparaissent comme la cause du déplacement du flanc "libre" (flanc Sud au Kilauéa, flanc Ouest au Mauna Loa) des volcans Hawaïens, les injections de magma dans les zones de faiblesse préférentielle de la Fournaise sont la cause de l'instabilité de son flanc Est.

A la suite du schéma Hawaïen, nous pouvons envisager que les intrusions injectées au niveau de la zone de faiblesse de la Fournaise tendent à repousser vers la mer le flanc Est du volcan alors que le flanc Ouest est stable, du fait de la présence du Piton des Neiges. Il se développe des contraintes gravitationnelles qui induisent une instabilité du flanc Est du volcan provoquant ainsi les glissements vers la mer décrits précédemment.

Nous devons également envisager le rôle que peut jouer le gonflement de l'édifice volcanique, précédant une éruption. Mac Donald (1965) envisage les fractures limitant les glissements comme résultant de réajustements, en réponse à des mouvements verticaux, affectant la zone sommitale ; mouvements dus à des surpression du magma sous-jacent.

Une telle hypothèse ne semble pas être actuellement retenue. Cependant, il est raisonnable de penser que les inflations successives de l'édifice volcanique favorisent l'instabilité de ses pentes.

L'épaisseur des blocs pouvant être pris dans les glissements peut être de quelques kilomètres (Swanson et Al., 1976). Les fractures tangentielles génératrices des escarpements sont des structures tout à fait superficielles. Rapidement, en profondeur, le mouvement se fait grâce à des réajustements dans les roches affectées (Pillow-lavas ?) ou plus vraisemblablement par l'intermédiaire de niveaux de hyaloclastites ou même de pyroclastites.

Il semble de plus qu'il y ait une relation directe entre la quantité d'injections au niveau du système intrusif et l'activité notée au niveau des structures de glissement. Par exemple, au Kilauéa le "Hilina fault system" est essentiellement influencé par la "East rift zone" qui est l'axe le plus actif du volcan. De plus, "Hilina fault system" montre des signes évidents de "fraîcheur" par rapport aux systèmes comparables du Mauna Loa. Ceci reflète une activité plus importante au Kilauéa qu'au Mauna Loa.

De la même manière, les glissements semblent plus actifs dans l'Enclos qu'à l'extérieur. Nous pouvons penser que ceci reflète la différence d'activité dans l'Enclos par rapport aux axes de faiblesse Nord Est et Sud-Est, hors Enclos. Rappelons que, durant la période historique, plus de 95 % des éruptions ont eu lieu dans l'Enclos. De plus, dans ces 95 %, une grande majorité d'éruptions se sont déroulées suivant la zone de faiblesse en arc de cercle (Voir page 16).

Les intrusions, plus nombreuses dans l'Enclos induisent un déplacement plus important du flanc Est du cône terminal, entre les remparts du Tremblet et de Bois Blanc. Ce déplacement plus important du Grand Brulé par rapport aux zones de glissement hors Enclos peut-être à l'origine de l'individualisation de ces remparts.

Néanmoins, les glissements affectent tout le flanc Est, y compris hors Enclos, traduisant ainsi l'activité des zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est dans leur ensemble.

d) Les glissements affectant le cône terminal

Il s'agit de structures très localisées affectant les flancs du cône terminal. Elles peuvent se traduire de deux façons :

- Par la présence de fractures ouvertes
- Par des ruptures de pentes

d.1) Rupture de pente

Nous avons pu observer un phénomène de ce type sur le flanc Nord-Nord-Est du cône terminal. Il apparaît clairement qu'une loupe de glissement s'est détachée laissant un escarpement en forme d'amphithéâtre où des laves plus récentes sont venues cascader.

d.2) Fractures ouvertes

Des systèmes de fractures ouvertes apparaissent sur les pentes du cône terminal, sur les flancs Nord, Sud, Ouest et Nord-Est. Ils affectent des plaquages de scories soudées, des accumulations de scories et de lapilli scoriacés ou encore des coulées.

Ces fractures délimitent de petits secteurs glissés. Leur longueur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres alors que leur ouverture est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. La présence de telles fractures correspond à la présence de pentes à forte déclivité.

d.3) Origine de ces glissements

Ces petits glissements de terrain se produisent sous l'effet de contraintes gravitationnelles engendrées par les fortes pentes du cône terminal.

Nous pouvons penser que la présence de niveaux pyroclastiques ou cendreux favorisent certainement ce genre de réajustements, bien que nous n'ayons pu en observer.

6°) LA CALDERA DE L'ENCLOS FOUQUE

a) Description

L'Enclos Fouqué est la troisième grande caldéra du massif de la Fournaise, c'est également la plus récente. Sa particularité provient de son ouverture vers l'Est, formant ainsi une vaste zone déprimée allant jusqu'à la mer. Cette dépression (caldéra proprement dite et son prolongement vers la mer) s'étend sur une surface d'environ 8 kms de large pour 13 kms de long.

Nous avons envisagé en détail (page 42) l'origine des Remparts de Bois Blanc et du Tremblet et donc l'origine de ce prolongement vers l'Est.

La partie caldéra proprement dite représente une aire d'environ 8,7 kms X 8 kms. Sa taille est donc tout à fait comparable aux calderas rencontrées dans des contextes identiques et notamment dans l'archipel d'Hawaii.

Volcan	Diamètres de la caldera en kms	Profondeur en m
Kilauéa (1)	4,4 X 3 (+ pit-craters)	0 à 150 m
Mauna Loa (1)	4,5 X 2,6 (+ pit-craters)	130 à 180 m
Koolau (1)	8 X 5	-
East Molokai (1)	7,2 X 5	-
Kauai (1)	16 X 20	-
Karthala (2)	4 X 3	100 à 170 m
Fournaise	8,7 X 8	140 à 460 m

(1) Mac Donald, 1965 - (2) Strong et Jacquot, 1971

Ses remparts sont subverticaux et atteignent généralement 200 à 250 m de haut (point le plus bas : 140 m), mais le rempart limitant la plaine des Osmondes au Nord atteint plus de 460 m de hauteur. D'une manière générale, l'Enclos Fouqué est légèrement plus profond que les calderas du Kilauéa, du Mauna Loa et du Karthala.

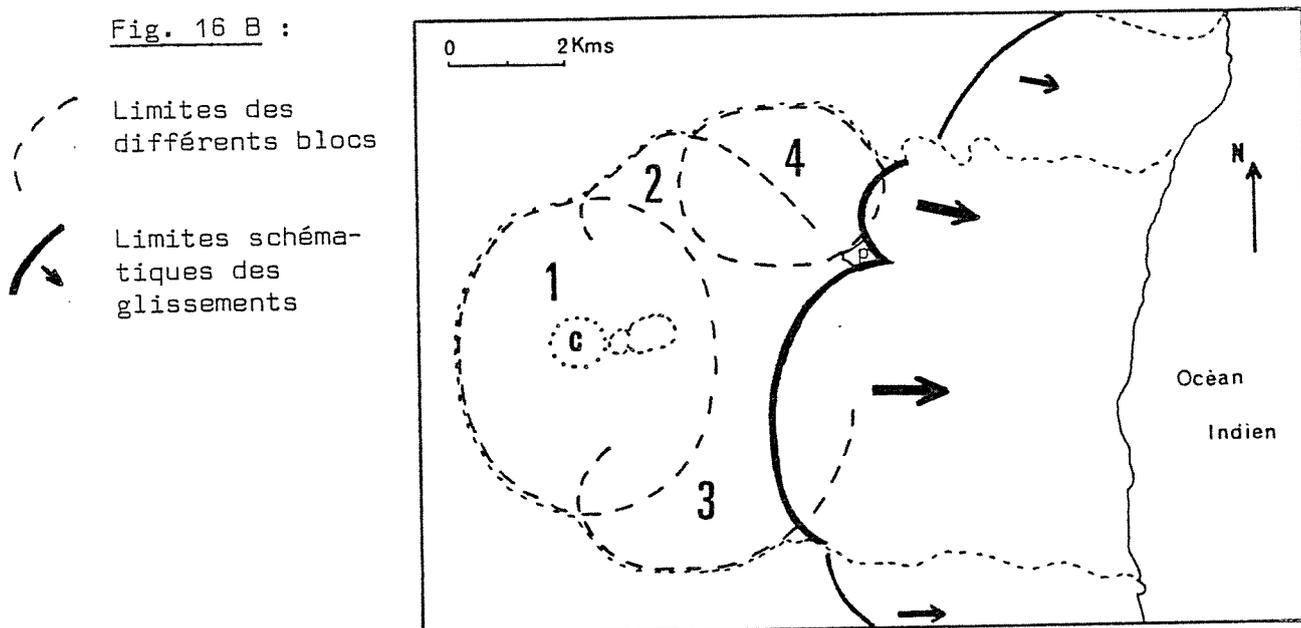
L'Enclos est une caldera polylobée où l'on peut distinguer plusieurs unités. Ces différentes unités se recoupent en formant les "Nez Coupés" caractéristiques de l'Enclos.

Ces différentes unités sont considérées comme des blocs effondrés successivement. La coalescence de ces blocs a contribué à former la caldera dans son ensemble de la même manière que la coalescence de "pit-craters" est à l'origine des calderas du Kilauéa ou du Mauna Loa (Mac Donald page 324, 1965).

Actuellement, la plaine des Osmondes (Voir page 32) donne une bonne idée de ce phénomène d'effondrements successifs.

Nous pouvons donc délimiter 3 ou 4 blocs effondrés (Fig. 16 B).

Fig. 16 B :



Le premier bloc correspond à la poursuite vers l'Est du rempart de Bellecombe. En effet, le rempart de Bellecombe compris entre les Nez Coupés du Piton Partage et du Piton de Bois Vert forme un demi-cercle dont la poursuite se marque par des fractures affectant ces Nez Coupés.

A partir des pentes des flancs du volcan, à l'extérieur de l'Enclos, nous pouvons estimer la position du sommet du cône terminal de la phase III de la Fournaise. Il se place 800 m à l'Ouest de l'actuel cratère Bory. Il se placerait approximativement au centre du premier bloc effondré de l'Enclos.

Cette première caldera de l'Enclos se trouve donc centrée sur l'édifice de la Fournaise III. Sa forme ovale n'est pas sans rappeler les calderas du Kilauéa et du Mauna Loa. A leur manière, le grand diamètre de l'ovale fait la jonction entre les zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est qui, rappelons le, existaient dès la Fournaise III (page 159). Les dimensions (6 km x 5 km) sont également tout à fait comparables aux calderas hawaïennes.

Les unités 2 et 3 sont moins bien marquées. Elles se traduisent par remparts compris respectivement entre les Nez Coupés du Piton Partage et de Bois Blanc et les Nez Coupés du Piton de Bois Vert et du Tremblet. De plus, ces remparts sont prolongés par des ruptures de pentes dans le fond de l'Enclos. A ces ruptures de pentes sont associées des fractures ouvertes de direction Nord 170° pour l'unité 2 et Nord 40° pour l'unité 3. Ruptures de pente et fractures sont plus développées pour l'unité 3. Ces deux unités sont tout à fait comparables avec la plaine des Osmondes. L'analogie structurale est frappante. Cependant, il n'est pas exclu qu'elles se soient développées simultanément et aient été reliées.

Quoi qu'il en soit, nous pouvons noter une évolution vers l'Est du système caldérique de l'Enclos. Cette évolution de la caldéra a été accompagnée d'une migration semblable de la position du sommet du cône terminal. Celui-ci, localisé au centre de la première unité caldérique au début de la phase actuelle, se situe aujourd'hui 2 km plus à l'Est. Cette migration se traduit également par la forme allongée du cône terminal.

b) Age de la caldera

Une indication quant à l'âge de l'Enclos nous est donnée par la datation (C 14) d'un échantillon de Bois Carbonisé. Celui-ci a été prélevé dans le sentier du Pas de Bellecombe à environ 10 à 15 m du sommet. Il était contenu dans un niveau cendré recouvert par la coulée à phénocristaux de feldspath et olivine affleurant sur tout le haut du rempart au niveau du Pas de Bellecombe.

L'âge de 4745 ± 130 ans obtenu est donc antérieur à l'effondrement de la première unité de l'Enclos.

c) Conclusions

L'Enclos Fouqué est une caldera polylobée, résultant de l'effondrement successif de plusieurs unités. La caldera dans son ensemble résulte de la coalescence de ces différentes unités. Ce schéma est identique à celui rencontré pour les calderas Hawaïennes (Mac Donald, 1965, 1972) ou encore pour la caldera du Karthala (Grande Comore) (Strong et Jacquot, 1971). Cependant les unités d'effondrements sont beaucoup plus vastes à la Fournaise qu'aux îles Hawaï ou au Karthala (Grande Comore). Ainsi, la plus petite d'entre elles, la plaine des Osmondes, présente un diamètre de 3 kms environ, ce qui est comparable aux calderas du Kilauéa, du Mauna Loa et du Karthala dans leur ensemble.

Par contre, au niveau du cratère Dolomieu pour lequel on note un phénomène identique (effondrement circulaire de 100 m de diamètre (Ducrot, 1958) dans la partie Sud-Est du Dolomieu en 1953), les unités d'effondrement ont des tailles très réduites.

Nous pouvons penser que la taille des unités d'effondrement et par delà, la taille des calderas dans leur ensemble est en relation avec la profondeur de la chambre magmatique à l'origine de la caldera.

La présence d'une caldera dans un volcan bouclier basaltique est dépendante de la présence d'une chambre magmatique à l'aplomb (Mac Donald, 1965). Il apparait que la formation d'une caldera dans un tel contexte fait suite à une augmentation de pression (mouvement positif du magma), au sein d'un tel réservoir, aboutissant à un gonflement de l'édifice volcanique.

La relation existant entre bombement et effondrement d'une caldera a été mise en évidence au Tibesti par P.M. Vincent (1960). Le bombement provoque une distension sommitale se traduisant par l'effondrement d'une dépression caldérique suivant des fractures coniques à pendants internes ou verticaux.

Une même cause (bombement de l'édifice volcanique à la suite d'une surpression magmatique) peut engendrer deux effets différents : formation d'une caldera et ouverture de fissures radiales (phénomène modélisé par Anderson (1937) et mis en évidence à plusieurs reprises sur le terrain et notamment par P.M. Vincent (1960) et L. Chevallier (1979)).

Une très bonne illustration de ce processus nous est fournie au Piton de la Fournaise. L'observation de la zone sommitale du volcan (cône terminal), nous a permis de définir un système d'intrusions radiales ainsi qu'un système de fractures coniques permettant d'une part l'injection de "cone-sheets" et d'autre part l'effondrement d'un bloc central. Ces différentes structures paraissent liées à la présence d'une chambre magmatique de petite taille au sein du cône terminal, très près du plancher des cratères sommitaux.

Les phases éruptives de Juillet 1979 (Bachelery, 1980) et Février 1981 (Chevallier et Al., 1981 ; Annexe I) ont montré que l'injection de cone-sheets et de dykes radiaux était possible au cours d'une même éruption.

De plus, l'éruption de Juin - Juillet 1953 (Ducrot, 1958) localisée sur le rebord de la plaine des Osmondes, au pied du Nez Coupé de Bois Blanc fut marquée par un brusque changement d'activité que nous pouvons interpréter comme résultant d'une montée soudaine d'un magma provenant d'un réservoir profond. Ce nouvel apport, à l'origine du changement de dynamisme de l'éruption, provoque également d'importants bouleversements dans la région sommitale. En effet, autour et dans les cratères sommitaux, se sont ouvertes de nombreuses fractures. Celles-ci étaient soit radiales, soit parallèles et concentriques au rebord du Dolomieu. A ces fractures, était associé un effondrement circulaire de 100 m de diamètre et quelques mètres de profondeur.

Ces phénomènes nous paraissent dus à une importante arrivée de magma dans le réservoir sommital du volcan, provoquant ainsi une surpression au sein de ce réservoir. La distension superficielle en résultant a engendré la fracturation et l'effondrement observé par M. Ducrot.

H. Williams et A. Mac Birney (1979) mettent également en valeur le rôle des gonflements et de la distension sommitale des édifices dans la genèse des calderas. Cependant, pour que l'effondrement soit possible, ils font également intervenir une baisse de pression magmatique consécutive à une vidange du réservoir dans les "rift-zone" "ouvertes" par le gonflement.

Rappelons à cet effet l'ouverture de fractures et la subsidence de la plaine des Osmondes lors de l'éruption latérale d'Avril 1977. Malheureusement, nous ne connaissons pas les relations chronologiques existant entre la phase éruptive et la phase de subsidence.

Si l'on considère que la plaine des Osmondes s'est effondrée d'un mètre lors de l'éruption d'Avril 1977, il est facile de calculer que le volume effondré est de 10 Millions de m², soit environ 1/10ème du volume de lave émis durant l'éruption.

La formation d'une caldera parait résulter, pour l'essentiel, d'un mouvement de magma, mouvement positif (ascension du magma) se traduisant par des surpressions au sein de l'édifice volcanique. Ces surpressions sont à l'origine d'un bombement et donc d'une dilatation sommitale engendrant des fractures coniques à pendage interne ou vertical limitant l'effondrement d'un bloc caldérique (stade pré-caldera de P. M. Vincent (1960)). Elles induisent également une fracturation radiale permettant le drainage du magma et donc une baisse de pression dans la chambre facilitant l'effondrement de la caldera.

Un processus de formation des calderas un peu différent, faisant intervenir des phénomènes phréatomagmatiques sera envisagé dans le Chapitre D (Voir page 128).

7°) CONCLUSIONS - FACTEURS A PRENDRE EN COMPTE DANS L'EVENTUALITE DU CALCUL D'UNE MODELISATION STRUCTURALE DE LA FOURNAISE ACTUELLE

Fréquemment, le Piton de la Fournaise est comparé au volcan Kilauéa. Ces deux appareils très proches d'un point de vue magmatologique, dynamique et structural possèdent cependant des différences significatives se traduisant par un comportement général quelque peu différent.

L'originalité du Piton de la Fournaise provient du développement préférentiel des éruptions aux abords de la zone centrale (dans la caldera actuelle : Enclos Fouqué) et par conséquent de la faible importance des zones de faiblesse qui se poursuivent à l'extérieur de l'Enclos. Ainsi, nous avons vu que plus de 95 % des éruptions du volcan avaient lieu dans l'Enclos. De même la présence d'un cône terminal de réelle importance traduit cette prépondérance de la zone centrale et marque bien la différence de comportement existant entre la Fournaise et le Kilauéa. Consécutivement, les zones de faiblesse hors Enclos, qui sont le prolongement des axes de faiblesse les plus importants se développant dans la caldera actuelle, sont bien moins actives. Il s'agit là de structures peu marquées en surface et ne permettant pas, notamment, le stockage de magma. En fait, nous pouvons actuellement considérer qu'elles représentent des zones selon lesquelles la potentialité d'ouverture d'une fissure est accrue, ceci du fait de la répartition des contraintes dans la masse du Piton de la Fournaise.

Nous avons déterminé, dans l'Enclos, plusieurs axes de faiblesse s'individualisant dans une structure radiale. Comme pour les zones de faiblesse hors Enclos, leur présence reflète la répartition des contraintes dans les zones superficielles du massif Fournaisien. En effet, les deux axes les plus importants (Nord 10° et Nord 170°) forment un arc de cercle passant par le Dolomieu, relié d'une part, à la zone de faiblesse Nord-Est et d'autre part, à la zone de faiblesse Sud-Est. Il s'agit d'un "arc de faiblesse" situé en position superficielle dans l'édifice Fournaisien dont il faut tenir compte dans le calcul d'un modèle structural théorique. La troisième zone de faiblesse marquante de l'Enclos (Nord 80°) peut être reliée au bloc effondré de la Plaine des Osmondes. Elle constitue un "relai" entre la zone sommitale et cette structure.

Inversement, le flanc du cône terminal appuyé contre le massif des Fournaises anciennes et le Piton des Neiges est étonnamment stable et peu enclin au développement des éruptions.

La position et la nature des zones de faiblesse et de la zone stable traduisent la répartition des contraintes exercées sur le massif Fournaisien actuel. En l'absence de toute contrainte régionale reconnue, nous pouvons penser que les contraintes gravitationnelles induites par le propre poids de l'édifice sont dominantes. Cependant, la présence, au Nord-Ouest, du massif du Piton des Neiges engendre un effet d'édifice identique à celui reconnu pour le Kilauéa. Cet effet peut être modélisé en considérant que le Piton de la Fournaise se développe sur un plan incliné de 5 à 10°.

Divers arguments structuraux nous permettent de penser qu'il existe au sein même de l'édifice fournaisien un réservoir magmatique superficiel. Il est en effet à l'origine d'une très importante fracturation concentrique au cratère Dolomieu. Ces fractures coniques, stériles dans la plupart des cas, peuvent être injectées de cone-sheets. De plus, elles guident l'effondrement du bloc central : le Dolomieu. A partir de ce réservoir superficiel se développe une importante fracturation radiale agencée préférentiellement suivant les zones de faiblesse.

Les fractures sub-terminales (Voir Chapitre C), alimentant des éruptions caractérisées par une lave ayant évolué dans des conditions superficielles (Voir Chapitre F) doivent notamment être rattachées à ce réservoir. En fait, nous distinguons là les structures caractéristiques apparaissant sous l'effet de surpressions dans un réservoir magmatique telles qu'Anderson (1937) a pu les modéliser (Cone-sheets, dykes radiaux, effondrement central).

De plus, la présence d'une zone centrale et superficielle dans laquelle les roches sont à des températures supérieures au point de Curie, a été mise en évidence par la prospection magnétique (Lénat et Aubert, à paraître). Rappelons enfin que lors de l'éruption de Février 1981, les hypocentres des séismes engendrés par l'ascension du magma se situaient seulement 1 km sous le cratère Bory (Blum et Al., 1981).

Cette chambre magmatique n'alimente certainement pas toutes les éruptions actuelles mais bon nombre d'éruptions (terminales, sub-terminales et latérales) lui sont liées. En fait, elle joue un peu le rôle du conduit central d'un volcan en activité persistante. Sa présence ne doit pas être négligée dans le calcul d'un modèle structural.

Le trait structural le plus remarquable du Piton de la Fournaise est certainement la présence de l'ouverture, vers la mer, de l'Enclos Fouqué. Nous avons vu que cette particularité résultait de glissements en masse du flanc Est du volcan, phénomène reconnu pour la première fois par P.M. Vincent et G. Kieffer (1978). La présence de tels glissements, connue sur les volcans Hawaïens, est liée à l'activité prépondérante des zones de faiblesse et plus particulièrement aux intrusions rejetées suivant les zones de faiblesse Sud-Est et Nord-Est se développant dans l'Enclos et hors Enclos.

A ces glissements est liée la présence des remparts du Tremblet, de Bois Blanc et de la ravine Constantin. Nous avons vu que leur présence pouvait provenir du seul fait que les glissements viennent recouper le rebord de la caldera ou, plus vraisemblablement, qu'elle était le résultat de la répartition de l'activité volcanique, et donc des intrusions, au niveau de l'axe de faiblesse en arc de cercle. En effet, les remparts limitent des zones où les glissements sont plus ou moins marqués. Ainsi, le Grand Brulé est une zone plus instable que la Forêt de Bois Blanc ou celle des Citrons Galets. nous pouvons donc différencier des blocs aux mouvements relatifs différents, blocs limités par les remparts. Notons également qu'une disposition des zones de faiblesse principales en un fer à cheval beaucoup plus resserré qu'au Kilauéa ou au Mauna Loa peut également être un facteur favorable à la formation de remparts.

Nous pouvons remarquer que les glissements existent tout au long de la zone de faiblesse principale, à l'intérieur et à l'extérieur de l'Enclos ; mais leur importance est d'autant plus grande que l'activité éruptive de la zone de faiblesse correspondante augmente. Ainsi, les glissements plus marqués dans le Grand Brulé reflètent une activité éruptive plus importante dans l'Enclos. Inversement, les structures de glissements apparaissent moins bien développées hors Enclos et en rapport avec la faible activité de la zone de faiblesse hors Enclos. Ceci explique également que les glissements se font par petites loupes qui se "détachent" à la suite de l'accumulation de contraintes dans tel ou tel secteur limité caractérisé par un nombre important d'intrusions.

Nous voyons donc que sont reliées ici les originalités éruptives et morphologiques du Piton de la Fournaise puisque à une activité principalement localisée près du centre de l'appareil correspond une instabilité accrue du flanc libre du volcan se traduisant par la formation d'un glissement vers la mer et de remparts parallèles à la direction générale de ce dernier.

Nous avons mentionné que le calcul d'un modèle structural théorique du Piton de la Fournaise actuel devrait tenir compte de l'effet d'édifice, induit par la présence du Piton des Neiges, de l'existence d'un réservoir magmatique situé dans la zone sommitale du volcan et du développement des zones de faiblesse. Ces éléments ainsi qu'une modélisation du relief devrait permettre la construction d'un modèle rendant compte de la disposition, pour les premiers kilomètres de terrain, des intrusions et autres structures (glissements ?). Ceci nécessite la constitution d'un modèle en trois dimensions.

Des structures plus profondes comme le "rift" Nord-Ouest ou des réservoirs situés plus en profondeur tel celui qui peut être à l'origine de la Plaine des Osmondes, sont moins bien connues et donc plus difficiles à utiliser afin de modéliser le volcanisme actuel de la Fournaise dans son ensemble.

CHAPITRE C : L'ACTIVITÉ DU PITON DE LA FOURNAISE

LES DIFFÉRENTS TYPES D'ÉRUPTIONS

1°) L'ACTIVITE HISTORIQUE DU VOLCAN

Nous considérons que la "période historique" du Piton de la Fournaise débute avec les premières observations rapportées, soit aux environs de 1700.

Nos connaissances de l'activité éruptive passée du volcan sont dues essentiellement à A. Lacroix (1936 et 1938). Plus tard, le calendrier des éruptions a été repris et complété par M. Ducrot (1963) puis par Bénard et Krafft (1977). Aussi, nous ne reproduirons pas ce calendrier ici puisque peu de modifications pourraient y être apportées.

Les éruptions du Piton de la Fournaise sont fréquentes (une tous les 18 mois en moyenne pour les 80 dernières années, période la mieux suivie). Notons également que durant cette même période l'arrêt d'activité le plus long est de 6 ans entre 1966 et 1972.

Nous distinguerons deux époques :

- De 1700 à 1870 environ, période durant laquelle l'activité fut essentiellement localisée au niveau du cratère sommital ; les éruptions latérales paraissant minoritaires. Notons cependant, que c'est durant cette même période qu'ont eu lieu la plupart des éruptions latérales hors Enclos.
- Depuis 1870-80, les éruptions latérales dans l'Enclos sont beaucoup plus fréquentes et dominant largement. On peut également remarquer que, à certaines périodes, l'activité était essentiellement concentrée sur les flancs Nord et Nord-Est (1890 à 1920) et inversement, par exemple de 1935 à 1950, sur le flanc Sud et Sud-Est.

Il apparaît évident qu'actuellement les éruptions se déroulent préférentiellement sur les flancs Nord-Est, Est et Sud-Est du cône terminal. De plus, dans la zone sommitale, les éruptions les plus importantes (éruptions de type terminal (voir page 73)) se placent à l'Est du cratère Dolomieu. Ce déplacement de l'activité vers l'Est a été interprété comme le résultat des déplacements concomitants de la chambre magmatique (Vincent et Kieffer, 1978).

L'activité actuelle se caractérise par des éruptions dites, classiquement, de type hawaïen et parfois de type strombolien. Elles sont en effet caractérisées par une quantité très faible de projections se traduisant par un indice d'explosivité (Rittmann, 1963) inférieur à 10.

Toutefois, les éruptions explosives d'origine phréatique et phréatomagmatique ne sont pas absentes. Nous traiterons de ce type d'activité dans le chapitre D.

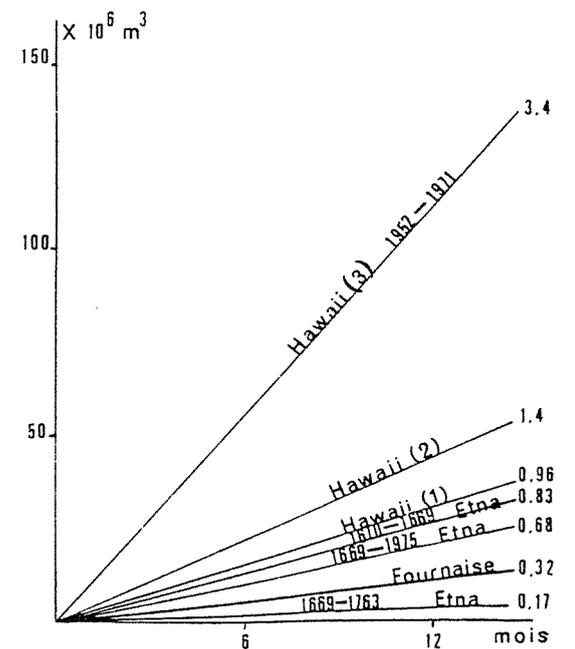
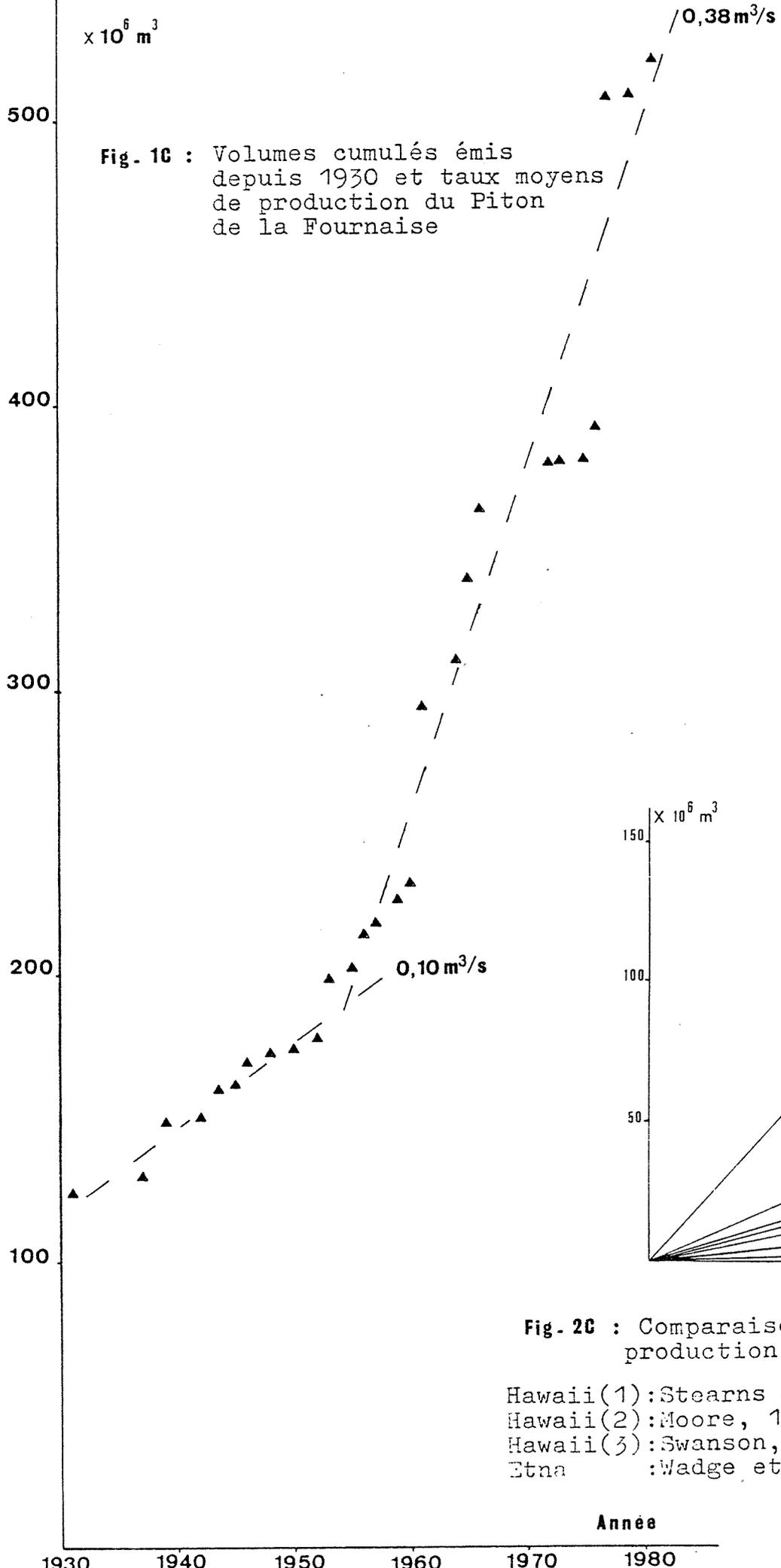


Fig. 2C : Comparaison des taux de production

Hawaii(1):Stearns & MacDonald, 1946
 Hawaii(2):Moore, 1970
 Hawaii(3):Swanson, 1971
 Etna :Wadge et Al., 1975

2°) EVALUATION DU TAUX DE PRODUCTION

Nous avons pu estimer le taux moyen de production du Piton de la Fournaise pour les cinquantes dernières années en évaluant le volume de chaque coulée émise durant cette période.

La surface des coulées a été calculée d'après la cartographie que nous avons effectuée au 1/25000 ème à partir de photos aériennes. Les épaisseurs ont été estimées directement sur le terrain. Nous avons corrigé les volumes obtenus en leur affectant un facteur tenant compte de la quantité de vésicules des laves. Les résultats obtenus sont synthétisés page 60. Certains volumes, notamment pour les coulées en partie ou en totalité recouvertes, ont été tirés de la littérature (Aubert de la Rüe, 1964 ; Ducrot, 1958 et 1959 ; Krafft et Gerente, 1977 ; Kieffer et Al. 1977 (1)). Dans la mesure du possible, les volumes ainsi obtenus, ont été contrôlés.

Ceci nous permet de donner un taux moyen de production pour les cinquantes dernières années qui est de 10.125.000 m³ par an soit 0,32 m³/s. L'addition de l'éruption de Février à Mai 1981 ne change pas notablement ce résultat.

Cette estimation nous donne une valeur minimum de l'alimentation du Piton de la Fournaise à partir des niveaux de genèse du magma. Nous ne pouvons, en effet, pas déterminer la quantité de magma stocké sous la surface que ce soit sous forme d'intrusions ou encore de phases minérales cumulatives. Cependant, divers auteurs ont estimé que le volume de magma n'atteignant pas la surface est faible (Swanson, 1972 ; Wadge et Al., 1975).

Le taux de production des laves a subi, depuis 1930, de petites fluctuations. On note, par exemple, qu'à la suite de la grande éruption latérale de 1931 dont la coulée fait un volume de 130 Millions de mètres cubes (Aubert de la Rüe, 1964), le taux de production est nettement plus faible que la moyenne (0,10 m³/s) (Voir Fig. 1C). Ce déficit est en partie compensé par l'éruption de 1931. Durant les trente dernières années, la production de lave a été un peu plus forte que la moyenne des cinquantes dernières années.

Un taux de production de 0,32 m³/s est comparable à celui obtenu (après correction) par J. Ludden (1976) pour la période 1931-1972 qui était de 0,39 m³/s.

La comparaison de ce taux de production avec ceux calculés pour d'autres volcans nous montre qu'il est environ 10 fois plus faible que celui obtenu pour le Kilauéa mais tout à fait comparable à ceux calculés pour l'Etna (Fig. 2C).

Un taux de production de 0,32 m³/s constant aurait permis l'édification du massif fournaisien en un peu plus de 160 000 ans. Ce calcul est effectué en estimant le volume du massif fournaisien à plus de 1600 km³ soit une hauteur de 2500 m et un diamètre à la base de 50 kms (ce qui constitue peut-être une légère surestimation).

Nous sommes donc loin de l'âge le plus ancien connu à la Fournaise qui est de 380 000 ans. Cet âge nécessite un taux de production régulier de 0,13 m³/s.

	Date de l'éruption	Surface m2	Volume m3
1930	23-24 Mai	-	Faible
1931	Juillet-Août	-	123 500 000
1933	Juin et Novembre	-	Faible
1934	12-23 Février	-	-
	30 Mars-1er Avril	-	Faible
1936		-	Faible
1937	13 Août-12 Septembre	-	5 130 000
1938		-	-
1938/39	Décembre et Janvier	-	19 000 000
1942	Octobre	500 000	1 125 000
1943	Février	-	-
1943	Avril-Mai	-	10 000 000
1944	Avril	-	-
1945	15 Avril-6 Mai	-	1 800 000
1946	18 Juin-15 Juillet	-	7 900 000
1948	Février-Mars	-	3 520 000
1950	Mars-Avril	1 000 000	1 350 000
1952	30 Mai-20 Juillet	-	4 100 000
1953	13 Mars-15 Avril	1 800 000	4 100 000
	16 Juin-8 Juillet	3 800 000	17 500 000
1955	6 Juillet-October	-	3 250 000
1956	Janvier	-	Faible
	8 Mars-Avril	700 000	2 100 000
	Avril-Septembre	-	Faible
	22-23 Novembre	460 000	720 000
1956/57	30 Décembre-2 Février	2 500 000	9 000 000
1957	2-9 Septembre	-	270 000
	21 Octobre-20 Novembre	-	3 800 000
1958	30-31 Mai	-	Faible
	6 Août-20 Septembre	-	-
1959	11 Mars-20 Avril	2 000 000	9 000 000
	4-6 Août	-	Faible
1960	11 Janvier	-	Faible
	8 Février-10 Mars	1 400 000	5 100 000
1961	Avril	6 100 000	61 800 000
1963	Novembre	-	16 400 000
1964	1-7 Mai	-	-
1964/65	21 Décembre-15 Février	4 500 000	28 500 000
1966	Mars-Mai	3 500 000	25 000 000
1972	Juin	-	135 000
	Juillet-Août	? + 718 000	2 700 000
	Septembre	900 000	4 200 000
	October-Décembre	4 480 000	8 400 000
1973	Mai	-	540 000
1975	Novembre	-	810 000
1976	Décembre 75-Avril	4 960 000	10 800 000
	Novembre	185 000	500 000
1977	Avril	2 450 000	95 000 000
	Novembre	4 400 000	20 250 000
1979	Mai	-	Faible
	Juillet	-	270 000

Planche : Estimation des surfaces recouvertes et des volumes émis lors des éruptions des cinquantes dernières années.

- Volume total de lave émis dans les cinquantes dernières années :
506 270 000 m3

- Taux d'émission annuel : 10 125 400 m3

- Taux de production moyen : 0,32 m3/s

Nous pouvons donc conclure que l'édification du massif de la Fournaise n'a pas été continue et qu'il a pu y avoir des périodes de repos. Plus vraisemblablement, nous pouvons également penser que le taux de production n'est pas resté constant au cours de l'histoire de la Fournaise et que le résultat obtenu pour les cinquantes dernières années est trop élevé pour qu'il soit resté constant depuis l'émission des premières laves fournaisiennes.

La connaissance des volumes des coulées depuis 1930 nous permet de déterminer quelles sont, parmi les structures fournaisiennes actives durant cette période, les plus "productives". Deux calculs ont été effectués : l'un pour les coulées émises exclusivement dans l'Enclos et l'autre en rajoutant la coulée hors Enclos d'Avril 1977 (Voir Fig. 3C).

Quatre zones ont été délimitées : deux correspondant aux zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est, une correspondant à l'axe Nord 80° et la dernière regroupant les éruptions de type terminal.

Le résultat obtenu donne l'axe de faiblesse Nord-Est comme structure la plus productive des cinquantes dernières années et ceci avec ou sans l'éruption hors Enclos d'Avril 1977. Cette prépondérance peut-être rapprochée de l'effondrement en cours de la plaine des Osmondes. Notons, également, qu'une bonne partie des laves émises suivant cette zone de faiblesse l'a été à la faveur d'éruptions situées dans la plaine des Osmondes. En faisant abstraction de ces dernières, nous pouvons calculer que le volume de lave émis au niveau de la zone de faiblesse N.E., plaine des Osmondes non comprise, représente 12,7 % du volume total, soit une quantité tout à fait comparable avec celle émise par la zone de faiblesse SE.

3°) LES TRANSFORMATIONS DU SOMMET DU CONE TERMINAL

Les transformations successives du sommet du Piton de la Fournaise ont été décrites par maints auteurs (Bert, 1791, (in Lacroix, 1936) ; Bory de Saint-Vincent, 1804 ; Maillard, 1853 ; Lacroix 1936 et 1938 ; Jean, 1946 ; Ducrot, 1958 ; Aubert de la Rüe, 1964). Aussi, nous nous contenterons de les rappeler brièvement afin de pouvoir en discuter la signification volcanologique.

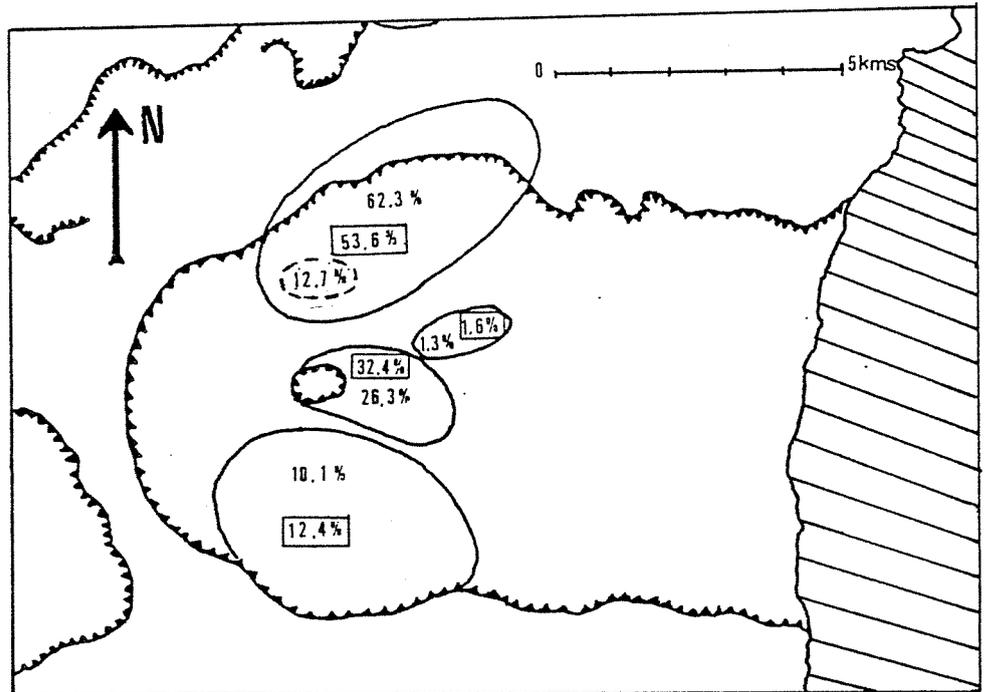
Deux périodes peuvent être distinguées en fonction des connaissances que l'on a des transformations sommitales du volcan. Entre 1766 et 1911, les observations sont très limitées et seules les grandes évolutions du sommet peuvent être suivies. Après 1911, une étude plus détaillée, en relation avec les éruptions peut être entreprise.

a) Période 1766 à 1911

a.1) Le Bory, cratère sommital

Avant 1766, seul le cratère qui prendra plus tard le nom de "Bory" et qui s'appelait alors cratère "Brûlant", semblait exister.

FIG. 3C : Répartition des volumes de laves émis suivant les différents systèmes structuraux (explications dans le texte)



62.3% Valeur obtenue en englobant l'éruption d'Avril 1977

53.6% Volume émis dans l'enclos exclusivement

12.7% Volume émis par la zone de faiblesse N.-E. sans les éruptions d'Avril 1977 et de la Plaine des Osmondes

Les produits que nous rencontrons sur son pourtour, nous donnent une petite idée de ce qu'a pu être son activité. Le cratère Bory est, en effet, à l'origine d'une bonne partie des laves "pahoehoe" recouvrant les pentes Ouest et Nord du cône terminal ainsi que le fond de l'Enclos. Ces vastes surfaces de laves "pahoehoe" typiques et de laves en "tripes" caractérisent des éruptions se développant durant de longues périodes (plusieurs années). Elles demandent une alimentation quasi-permanente à partir d'une zone d'émission stable. Les coulées sont "nourries" grâce au développement important des tunnels de lave. Elles peuvent ainsi s'étaler sur de grandes surfaces contribuant à la formation d'importants champs de lave. Ces coulées caractérisent une émission quasi-continue et donc une activité persistante du cratère.

Sur le rebord du Bory, notamment au Nord et à l'Ouest, nous trouvons des scories soudées, faiblement pentées, impliquant la présence d'une construction surbaissée. Ces dépôts caractérisent des fontaines de laves peu puissantes et d'origine non ponctuelle du type de celles se développant dans les lacs de lave.

Selon notre hypothèse, le cratère Bory possédait durant le XVII^e et le XVIII^e siècle, une activité quasi-continue caractérisée par l'émission de coulées "pahoehoe" certainement importantes et la projection d'une faible quantité de scories autour d'un cratère largement ouvert. Ce cratère a pu à différentes époques renfermer un lac de lave qui pouvait déborder temporairement. Ce type d'activité peut expliquer la représentation d'un panache de fumée sur les gravures de cette époque. Une activité semblable a été décrite durant le XIX^e siècle pour le sommet du Kilauéa (Hitchcock, 1909).

Le cratère Bory semble avoir été actif jusqu'en 1795 date à laquelle des vapeurs s'en élevaient (Hubert in Lacroix, 1936).

La présence d'un seul cratère au sommet du volcan confère au cône terminal, à cette époque, une forme différente de la forme actuelle (Fig. 4C). On connaît en fait peu de choses sur le sommet du volcan au XVIII^e siècle. Il semble que Donnelet soit le premier à avoir atteint le sommet en 1760 (Cornu, 1973). Encore ne put-il pas s'approcher du Bory alors en éruption (Cf. précédemment). Donnelet, arrivant par l'Ouest, n'a décrit qu'un seul cratère et à cette époque, il n'a jamais été mentionné de cratère plus à l'Est. L'activité principale était donc centrée au Bory. Nous pouvons cependant penser que son flanc Est était le siège de fréquentes éruptions, permettant un développement privilégié de ce flanc et préluant à l'ouverture du cratère de 1766, puis du Dolomieu en 1791.

a.2) Le cratère de 1766

C'est en 1766 que l'apparition d'un deuxième cratère sommital est signalée pour la première fois. Cette nouvelle bouche est apparue 400 mètres à l'Est du Bory.

Nous avons peu de renseignements quant à cette éruption. On sait seulement qu'elle fut très puissante et qu'elle a projeté des cheveux de Pelé jusqu'à l'Etang-Salé qui se trouve à plus de 30 km au Sud-Ouest du sommet du volcan.

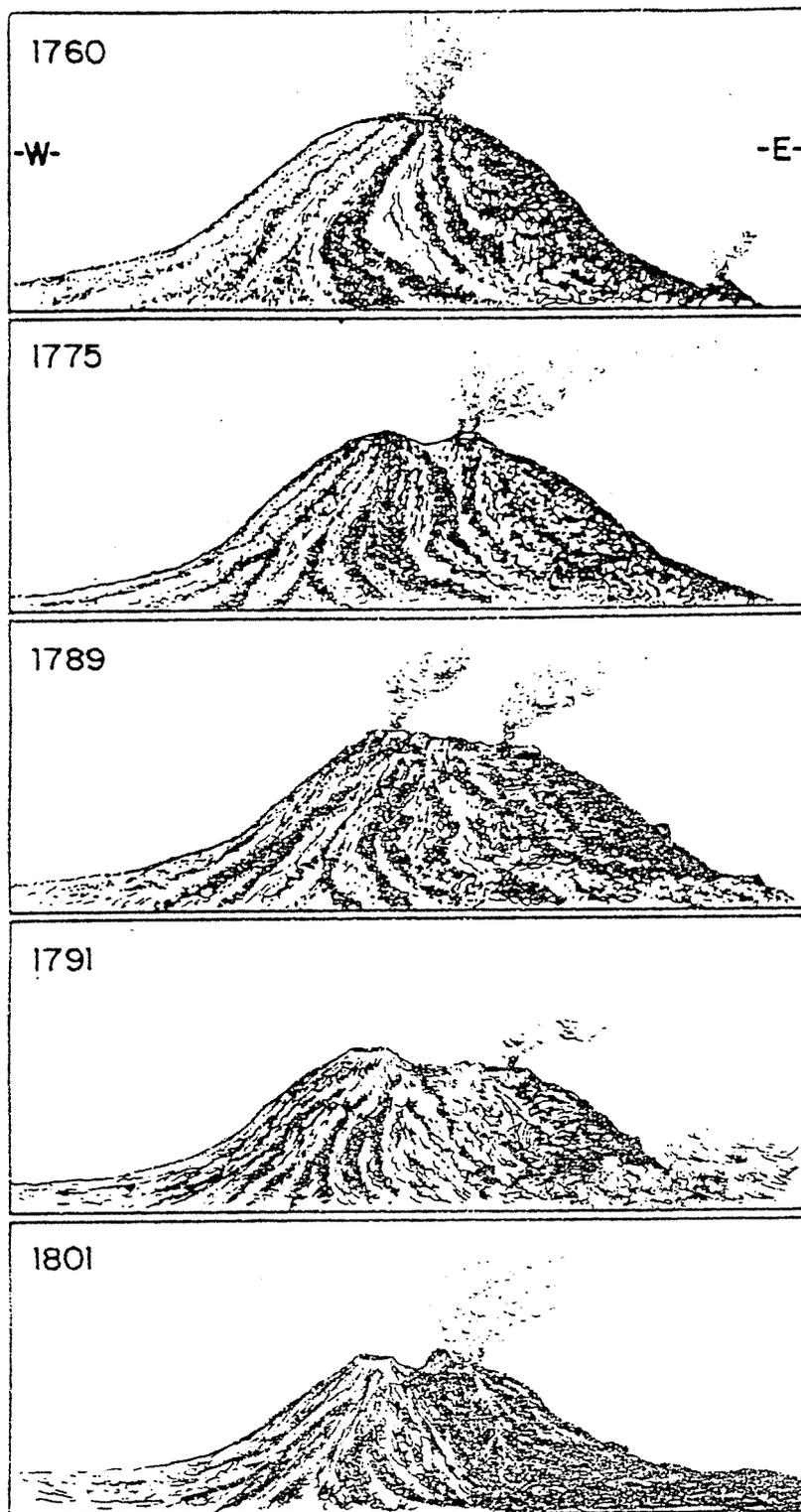


FIG. 4 C : Evolution du cône terminal de La Fournaise de
1760 à 1801 d'après Bory de Saint-Vincent (1804)
(in Nativel 1978).

Ce cratère en tant que tel a eu une durée de vie assez brève. Il semble qu'il fut rapidement comblé puisqu'en 1791, Bert trouva à cet emplacement ce que Bory de Saint-Vincent appela "le Mamelon Central".

Cette formation tout à fait particulière, d'une hauteur de 50 m était constituée par un empilement de petites langues de laves (souvent des tubes) sortant du haut de la construction. Leur viscosité pouvait être très faible mais ces coulées ayant une faible épaisseur et surtout un faible débit, elles se sont solidifiées pratiquement sur place. De telles constructions sont actuellement observables dans l'Enclos. Elles ont toutefois des tailles moins importantes (2 à 3 m de haut). Le "Mamelon Central" a pu atteindre sa taille parce qu'il était situé à l'aplomb du conduit d'alimentation. Un tel édifice caractérise une montée lente, continue et stable de magma. Un appareil de ce type existe actuellement au sommet du Pico, aux Açores.

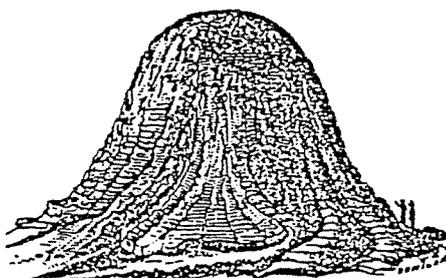


Fig. 5C : Croquis du Mamelon Central (d'après Bory de St Vincent, 1804)

La disparition du Mamelon Central se situerait (selon Lacroix, 1938) entre 1817 et 1822±25. A cet emplacement, en 1851, Maillard signale une zone effondrée correspondant à l'Enclos Velain. Par la suite, l'évolution de cette partie du sommet sera donc celle de l'Enclos Velain.

a.3) Le cratère de 1791 ou cratère Dolomieu

Le 17 Juillet 1791, à l'Est du Mamelon Central, s'ouvrit, à la faveur d'une phase explosive (Voir page 101), une "nouvelle" bouche de 200 m de diamètre et de 40 m de profondeur. Il s'agit du cratère Dolomieu.

A partir de cette période, le cratère Dolomieu sera le cratère actif du volcan. Sa taille va fréquemment varier à la faveur des remplissages, effondrements ou explosions violentes dont il sera l'objet.

Les observations de ces variations sont malheureusement peu nombreuses :

- 1801 : Bory de Saint-Vincent note un agrandissement et un remplissage presque total du cratère. Diamètre : 390 m, profondeur : quelques mètres, activité du type lac de lave.

- 1844 : Le cratère était également comblé puisque cette année là une coulée en est sortie par "débordement" (Lacroix, 1936).
- 1851 : Le Dolomieu atteint 150 m de large et 300 m de profondeur. Cette année, Maillard (1853) décrit un lac de lave refroidi dans le Bory alors qu'il a pu observer et décrire dans le fond du Dolomieu un lac de lave en activité occupant tout le fond du cratère. Cette description de Maillard montre bien que l'activité toujours très soutenue (activité quasi-persistante permettant l'existence d'un lac de lave) s'est déplacé du Bory (qui émet encore, en 1851, des fumerolles (vapeur d'eau)) au Dolomieu. Cette année là, le "nouveau" cratère possédait des parois pratiquement verticales du type de celles des "pit-craters" hawaïen.
- 1859 : Une nouvelle coulée déborde du Dolomieu (montée du niveau du lac de lave ?) (Lacroix, 1936).
- 1860 : Eruption explosive au cours de laquelle le Dolomieu s'agrandit de façon spectaculaire (Voir page 101).
- 1874 : Le cratère avait 400 m de diamètre et 150 de profondeur (Velain, 1875).
- 1889 : Diamètre 150 m et profondeur de 200 m.
- 1890 : Diamètre 200 m et profondeur de 25 m (Hermann, 1890). Durant cette période, effondrements et remplissages se succèdent.
- En 1911 enfin, Lacroix (1936) trouve le cratère entièrement comblé.

a.4) Enseignements relatifs à cette période

Cette période est essentiellement caractérisée par la migration de l'activité sommitale du cratère Bory vers le cratère Dolomieu. Cette migration se marque par la formation successive des cratères de 1766 et de 1791 de plus en plus à l'Est et l'arrêt de l'activité au niveau du cratère Bory.

Nous pouvons également remarquer que cette migration rapide a été facilitée par la présence d'une activité sommitale très soutenue. Une telle activité au niveau des cratères sommitaux n'a plus existé depuis cette époque.

Entre 1760 et 1860, une grande partie des éruptions du volcan avaient lieu au sommet ou près du sommet. De même, nous pouvons noter la relative rapidité avec laquelle se succédaient comblements et effondrements des cratères sommitaux et plus particulièrement du Dolomieu. C'est également, durant cette période qu'ont existé des lacs de lave (1801 et 1851 notamment) tels que celui du Kilauéa avant 1924, ou encore des débordements terminaux de lave alimentant de longues coulées atteignant parfois la mer (1766, 1791, 1844, 1859, 1871) (Lacroix, 1936).

Cette activité sommitale persistante ou quasi-persistante est certainement un facteur ayant favorisé les éruptions explosives dont les cratères sommitaux ont été le siège durant cette période.

Notons que dans la paroi Sud du Dolomieu apparait un ancien cratère rempli par un lac de lave solidifié.

b) Evolution depuis 1911

La figure 6C reconstituée à partir de descriptions de différents auteurs ou bien à partir de photographies, nous permet de visualiser l'évolution des cratères sommitaux depuis 1911 jusqu'à nos jours.

En 1911, date de la visite d'A. Lacroix, le cratère Dolomieu était comblé par une lave extrêmement bulleuse qu'il a définie sous le nom de "laves en échaudé" (Shelly pahoehoe). A l'emplacement du cratère se trouvait un plateau légèrement bombé d'où divergeaient des coulées. Lacroix (1939) note que le remplissage était récent et s'était fait sans projection.

Plus à l'Ouest, des fentes orientées Nord-Sud et jalonnées de projections avaient émis des coulées venues s'épancher dans l'Enclos Velain. Ce dernier, situé à l'emplacement du cratère de 1766, formait une dépression en "fer à cheval".

Entre 1911 et 1930, une activité fissurale sommitale va contribuer au comblement partiel de l'Enclos Velain.

En 1927, sur l'emplacement du Dolomieu remblayé apparait une "cuvette" d'une centaine de mètres de diamètre et ayant quelques mètres de profondeur (Lacroix, 1939). Ce nouveau cratère Dolomieu va continuer à s'agrandir puisqu'en 1930, Aubert de la Rüe (1964) trouve un cratère de 500 m de diamètre pour 50 m de profondeur à l'Ouest, au niveau du rebord le plus élevé.

En Novembre 1933, M. Jean (1935) observe un effondrement de 150 m de diamètre et de 30 mètres de profondeur au niveau de l'Enclos Velain. Cet effondrement était accompagné de fissures allant du Bory au Dolomieu.

L'évolution des cratères sommitaux va alors être très rapide. En 1934, l'effondrement au niveau de l'Enclos Velain s'est propagé vers l'Est et la cloison qui jusqu'alors séparait le Dolomieu de l'effondrement dans le Velain avait disparue (Jean - Lacroix). En 1935, l'évolution s'est poursuivie ; le "nouveau cratère" (nommé ainsi par Lacroix (1939) et appelé aujourd'hui plus généralement Cratère Dolomieu), formé de la réunion de l'Enclos Velain et de l'ancien Dolomieu (appelé aussi localement "cratère Brûlant") s'est agrandi vers l'Ouest en se rapprochant du cratère Bory. Parallèlement à son agrandissement, on note un approfondissement considérable. La partie "cratère Brûlant" s'est effondré de 150 m entre 1930 et 1936, alors que l'Enclos Velain s'est abaissé de 50 mètres.

Par la suite l'évolution sera différente ; le "Brûlant" va se combler grâce aux éruptions intracratériennes de 1946, 1955, 1963, 1964 et enfin 1973 et 1975. Le fond du "cratère Brûlant" remontera ainsi de 2325 m d'altitude à 2450 m soit de 125 m environ. L'Enclos Velain poursuit par contre son effondrement notamment en 1953, date à laquelle la paroi entre le Bory et le Dolomieu s'est effondrée, l'altitude du fond du Velain passant de 2500 m à 2475 m.

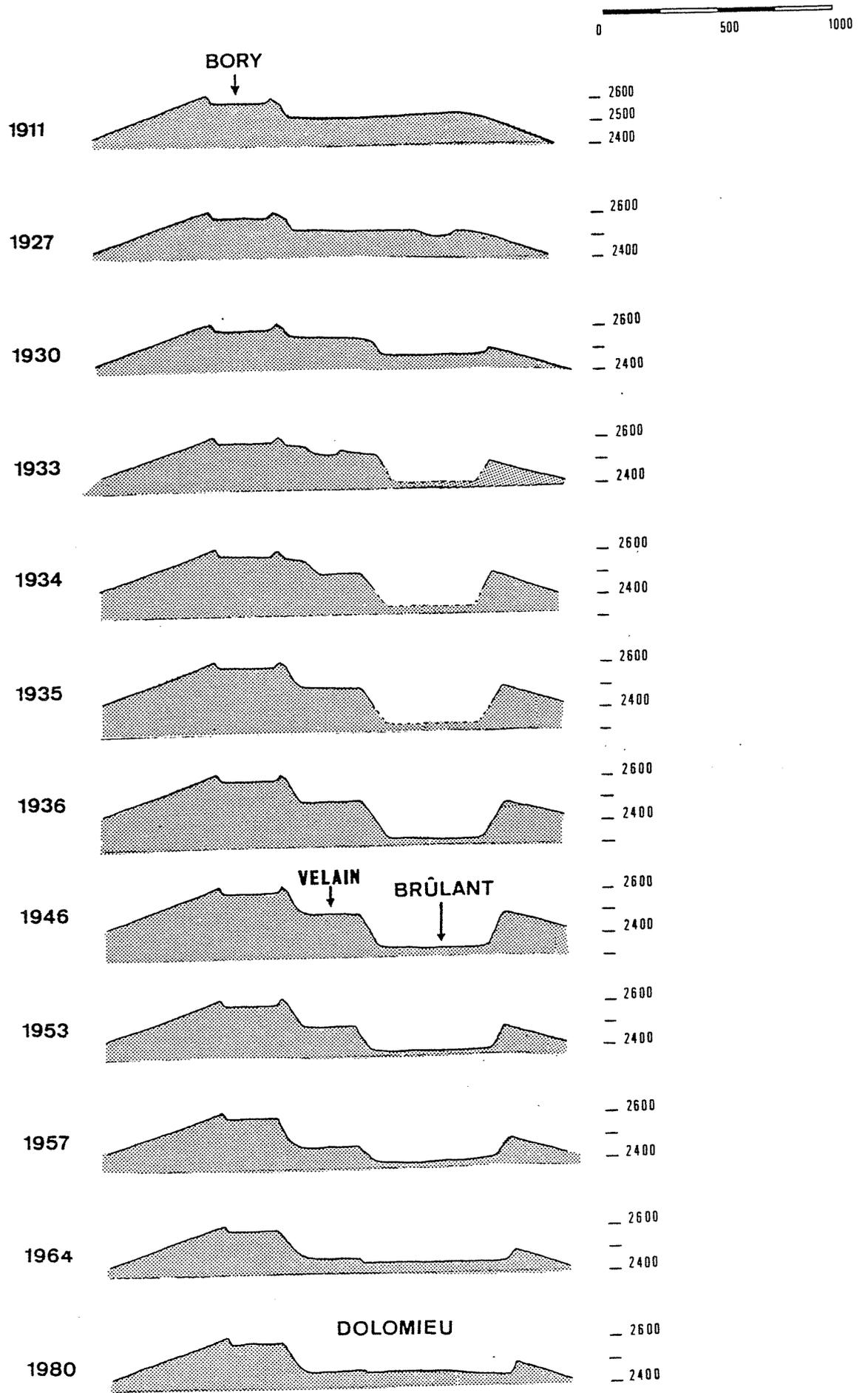


FIG 6C : -Evolution des cratères sommitaux entre 1911 et 1980-

Ces divers phénomènes ont conduit au cratère actuel caractérisé par la réunion complète du Velain et du "Brûlant" en un seul cratère : le Dolomieu (seul subsiste un petit rempart de 10 à 15 m de haut dans la partie Nord du cratère) ; alors que le Bory est d'ores et déjà ouvert vers le Dolomieu.

c) Enseignements de l'évolution des cratères sommitaux

Nous ne reviendrons pas sur le déplacement de l'activité du Bory vers le Dolomieu déjà notée page 66 .

L'évolution des cratères sommitaux (et principalement du Dolomieu) est marquée d'une succession d'effondrements, "débouchages" explosifs et comblements.

c.1) Ouverture d'un cratère par explosion

Ce type de dynamisme a été observé à différentes reprises bien que ce soit un phénomène assez rare. Cette activité sera décrite dans le chapitre D. Rappelons simplement qu'il s'agit d'une activité de type phréatique ou phréatomagmatique et que ces éruptions se sont déroulées durant le premier siècle d'observations du volcan alors qu'il était sous l'influence d'une activité sommitale quasi-permanente.

c.2) Phases d'effondrement

Les effondrements sommitaux sont des phénomènes apparamment courants. La période 1911-1936 donne une bonne illustration de ce mécanisme.

Ces effondrements "rapides" (moyenne de 25 m par an entre 1930 et 1936) peuvent s'expliquer par un mécanisme de gonflement suivi d'un soutirage.

Nous pouvons penser que l'éruption latérale de 1931 a joué ici un rôle déterminant. Cette éruption est l'une des plus importantes éruptions observées à la Fournaise avec un volume de lave émis de 130 millions de m³.

L'importance des effondrements sommitaux avant et après cette éruption nous conduit à les relier. Il faudrait alors distinguer deux périodes :

- De 1927 à 1931 : les premiers effondrements affectent le Dolomieu remblayé et ceci simultanément avec de faibles émissions de magma par des fentes sommitales, magma venu s'épancher à l'intérieur même de la cavité en formation (Lacroix, 1939).

Sur les photos du cratère en 1930, nous remarquons que les bords de la cavité effondrée ne sont pas coupés nets (beaucoup de fractures radiales les affectent) et qu'ils sont tapissés de projections (Aubert de la Rue, 1964). De plus, cet effondrement était peu profond mais d'un grand diamètre (500 m).

Ces différentes observations (effondrement large et peu profond, importante fissuration sommitale accompagnée de petites éruptions fissurales), nous amène à envisager l'hypothèse d'un gonflement important de la zone sommitale induisant une forte distension en surface. Ce gonflement pourrait être lié à la montée du magma qui allait alimenter l'éruption de 1931.

Rappelons à cet effet, les phénomènes de ce type observés durant l'éruption de Juin-Juillet 1953 et consécutifs à un nouvel apport de magma (Voir page 51).

- De 1931 à 1936 : les effondrements sont essentiellement caractérisés par un approfondissement important alors que l'élargissement du cratère fut peu important. Le cratère ainsi formé, avec des parois quasi-verticales rappelle les "pit-craters" hawaïens.

Nous pouvons envisager l'hypothèse selon laquelle cet effondrement, guidé par les fractures ouvertes lors de la phase de gonflement, serait consécutif à la vidange opérée lors de l'éruption de 1931.

Le volume éffondré entre 1931 et 1936 pour la partie cratère "Brûlant" est de 120 millions de m³ auquel viennent s'ajouter 20 millions de m³ pour le Velain soit au total 140 millions de m³ ce qui est tout à fait comparable avec le volume émis lors de l'éruption de 1931.

c.3) Phases de comblement

Deux modes de comblement peuvent être distingués. Nous avons vu d'une part que le comblement pouvait se faire à la faveur d'une émission de lave, lente et continue, durant une longue période.

Une telle activité est à l'origine du comblement observé par Lacroix en 1911 ou encore des comblements et débordements observés en 1844 ou 1859. C'est le même type d'activité qui est à l'origine de l'existence de lacs de lave ou encore des produits émis par le cratère Bory au XVII^e et XVIII^e siècle.

Actuellement, et ceci depuis 1936, le cratère se comble lentement à la suite d'éruptions intracratériques de courte durée (1 mois en moyenne). Contrairement au premier mode de comblement pour lequel aucune ou très peu de projections étaient émises, ces éruptions sont localisées sur un seul point de sortie (et non pas l'ensemble du cratère) où se construit un cône scoriacé de réelle importance. Ces éruptions sont regroupées sous l'appellation d'éruptions "terminales" de par leur position et leur dynamisme (Voir page 73).

Elles se développent, en fait, durant une période au cours de laquelle le cratère Dolomieu ne joue plus son rôle de cratère terminal comme c'était le cas antérieurement à 1911. Cet état de fait (absence d'un véritable cratère terminal fonctionnel mais existence d'éruptions terminales) fut noté à la suite de l'éruption de Novembre 1977 par Kieffer et Vincent (1978).

4°) LES ERUPTIONS "HAWAIIENNES" ET "STROMBOLIENNES" DE L'ENCLOS

Plusieurs critères nous permettent de définir différents types d'éruptions magmatiques au Piton de la Fournaise. Les éruptions proches du cône terminal (dans l'Enclos) sont dynamiquement différentes de celles se déroulant suivant les zones de faiblesse Sud-Est et Nord-Est hors Enclos ou encore de celles du "rift" Nord-Ouest. Nous avons là un premier critère de différenciation.

En ce qui concerne les éruptions de l'Enclos, deux caractères principaux, qui de plus sont liés, nous permettent de les distinguer. Ce sont d'une part la position par rapport au sommet et d'autre part la durée de l'éruption.

Nous distinguerons :

- Les éruptions sub-terminales
- Les éruptions latérales
- Les éruptions terminales

Toutefois, il ne s'agit pas là de catégories aux limites bien définies et certaines éruptions sont difficiles à caractériser.

Elles peuvent toutes être regroupées sous l'appellation d'éruption de "type hawaïen" selon la classification de Mac Donald (1972).

a) Les éruptions sub-terminales

Elles sont généralement de courte durée (quelques heures à quelques jours) et se développent classiquement sur les flancs du cône terminal à proximité des cratères sommitaux voire même dans les cratères sommitaux. Rares sont les éruptions de ce type situées au niveau de la "plateforme" de l'Enclos.

Les exemples de ce type d'éruptions sont nombreux (Juillet et Mai 1979, Novembre 1976, 18 Décembre 1975, Juin 1972, etc.)

Structuralement, elles correspondent à des injections de dykes radiaux (cas le plus fréquent) ou à des injections de cone-sheets (voir page 17).

Ces éruptions débutent en général par l'ouverture d'un système de fractures "en échelon" de quelques dizaines de mètres à plus d'un kilomètre de long (Voir page 9). Le point de sortie n'est pas unique et stable, durant toute la durée de l'éruption.

L'activité de ces fissures est, dès le début, assez importante et caractérisée par des fontaines de lave (fentes sub-terminales de l'éruption de Février 1981). Taux de production et dégazage sont élevés durant les premières heures. Cette activité décroît ensuite rapidement jusqu'à ce que l'éruption soit terminée ou qu'une nouvelle bouche s'ouvre en contre-bas.

Les fentes sub-terminales sont donc jalonnées de projections scoriaées soudées généralement en quantité d'autant plus importante que l'on va vers l'aval de la fissure. Ces projections construisent des spatter-cones et des spatter-remparts n'atteignant jamais des tailles très importantes.

Les éruptions sur des fractures coniques, concentriques au Dolomieu construisent un seul rempart de scories soudées très fluides lors de leur projection. Ces scories s'accumulent en amont de la fissure alors qu'en aval sort une petite coulée.

Les coulées sont généralement de faible importance ; leur épaisseur dépassant rarement deux mètres. Il s'agit de coulées simples, en une seule venue, à surface "en plaques" le plus souvent, parfois "aa", rarement "pahoehoe".

Même si le débit peut être important au tout début de l'éruption, il est en général faible par la suite. Il se forme ainsi, par suite de ce faible débit, des coulées relativement courtes et peu épaisses ayant tendance à se figer pratiquement sur place et près de leur point de sortie. Nous n'observons jamais les tunnels ou chenaux permettant d'alimenter de très longues coulées. Cette accumulation de petites unités laviques peut expliquer que des laves extrêmement fluides puissent construire un édifice aux pentes fortes à l'image du cône terminal de la Fournaise (pentes de 26°).

De plus, nous pouvons également remarquer que les coulées sommitales sont peu denses, d'une part à cause de leur faible épaisseur (trop faible pour permettre la formation d'un coeur de coulée compacte) et d'autre part à cause de leur type de surface (laves "en plaques" et en "échaudée" fréquentes). Ce type de coulées peut expliquer le déficit gravimétrique observé dans la zone sommitale (Gérard et Al, 1980).

Enfin, ce type de coulées, par le grand nombre de "vides" qu'il présente, est en mesure de stocker une certaine quantité d'eau météorique dont on verra l'importance dans la genèse des paroxysmes explosifs.

Les volumes émis par les éruptions sub-terminales sont faibles (généralement moins de 500 000 m³, rarement de 500 000 à 1 million de m³) et en rapport avec la courte durée de l'éruption.

b) Les éruptions latérales

C'est de loin le type d'éruption actuellement le plus fréquent. Leur durée varie de quinze jours à quelques mois (fréquemment un mois).

Les éruptions de Mars-Avril 1950, Mars-Avril 1953, Avril 1961, Octobre à Décembre 1972, Janvier à Avril 1976 sont de bons exemples de ce type d'activité.

La localisation de nombreux points de sortie et fissures radiales, sur les flancs du cône terminal ou au niveau de la plateforme, nous conduit à définir des éruptions latérales et ceci malgré l'absence de cratère terminal fonctionnel. Cependant, la présence d'un réservoir magmatique situé très haut dans l'édifice fournaisien (Voir page 18), nous permet de penser que ce dernier peut jouer un rôle similaire à celui d'un cratère terminal fonctionnel. La présence de ce réservoir magmatique permet en effet, tout comme pour les éruptions latérales typiques, une alimentation à partir des zones centrales du volcan. De plus, ce réservoir est situé à un niveau plus élevé que certaines éruptions latérales (1961, 1931 par exemple).

Ces éruptions débutent généralement par l'ouverture d'une fissure ou d'un système de fissures orientées suivant une génératrice au cône terminal. Ces fissures sont tout à fait comparables à celles formées lors des "éruptions sub-terminales" ; elles sont jalonnées de petits appareils de type spatter-cone ou spatter-rempart. Il est fréquent d'observer une migration de l'activité de l'amont vers l'aval, se traduisant par une concentration de celle-ci vers le point le plus bas. Cette stabilisation de l'éruption en un point fixe permet la construction d'un appareil (cône de scories) dépassant rarement cinquante mètres de hauteur.

L'activité de ces appareils, forte au début de l'éruption, s'atténue par la suite pour adopter un régime "moyen" qui, en fin d'éruption, décroît jusqu'à l'arrêt total.

Ces éruptions sont caractérisées par des coulées importantes, d'une épaisseur moyenne de 4 mètres ou plus (certaines coulées comme celle de 1961 possèdent une épaisseur moyenne bien supérieure : 10 m). Elles sont généralement à l'origine d'un vaste champ de lave largement étalé et ceci dès la sortie du cône (voir description de ce phénomène en annexe 1). Elles sont constituées par l'apport de plusieurs venues successives se superposant. La surface de ces coulées est généralement de type "aa" avec quelques débordements de type "pahoehoe". Toutefois, certaines éruptions (Mars - Avril 1976) sont à l'origine de coulées dont la surface est entièrement de type "pahoehoe".

Le volume de magma émis par les éruptions latérales de l'Enclos varie beaucoup en fonction de la durée de l'éruption. De plus, le taux moyen d'émission des laves varie également. Généralement, il se situe aux environs de 100 000 à 200 000 m³ par jour avec toutefois des exceptions : 38 000 m³/jour en 1950 ou inversement 2 000 000 m³/jour pour l'éruption de 1961, 1 900 000 pour la deuxième phase de l'éruption de Juin-Juillet 1953 et 4 000 000 m³/jour pour l'éruption de 1931. Bien que ces trois dernières éruptions se situent assez bas sur les pentes du volcan (1300, 1700 et 1450 mètres d'altitude) le taux de production journalier durant une éruption n'est pas seulement fonction de l'altitude de point de sortie. En fait, ces trois dernières éruptions situées dans la plaine des Osmondes ont peut être une signification volcanologique différente.

c) Les éruptions terminales

Nous avons vu que le cratère Dolomieu ne jouait plus, actuellement son rôle de cratère terminal. Cependant, certaines éruptions caractérisées par un dynamisme très violent, un volume de lave émis et un taux de production journalier importants sont considérées comme étant directement alimentées par le réservoir magmatique sommital fournaisien.

La durée des éruptions à caractère terminal varie de quinze jours à un peu plus d'un mois. Des exemples de ce type d'activité sont donnés par les éruptions de Novembre 1977, Mars à Mai 1966, Janvier 1965, Janvier 1939 et dans une moindre mesure Novembre 1973, Mai 1966 et Février 1981.

Les caractéristiques de ce type d'éruptions ont été définies par G. Kieffer et P.M. Vincent (1978) pour de l'éruption de Novembre 1977.

Cette dernière se caractérise par une ouverture presque simultanée des points de sortie avec aussitôt un dégazage extrêmement puissant, permettant la formation de fontaines de lave pouvant atteindre 300 à 400 m de hauteur. Ce dégazage important permet la construction d'un cône de scories important et ceci près du sommet, zone où l'on rencontre plus généralement des fissures jalonnées de petites quantités de projections.

Les laves sont émises avec un débit important, durant toute la durée de l'éruption (taux d'émission journalier variant généralement de 200 000 m³/jour à 800 000 m³/jour). Les volumes émis sont en rapport avec ces taux de production importants (20 à 30 millions de m³ le plus souvent).

Les éruptions terminales ont lieu dans une région bien précise du volcan limitée aux alentours du cratère Dolomieu et à la partie amont du flanc Est ; les éruptions les plus importantes se plaçant dans cette dernière zone. Cette particularité a permis d'envisager la formation d'un nouveau cratère central à l'Est du Dolomieu, zone paraissant, à l'heure actuelle à l'aplomb des voies d'accès les plus directes du magma (Kieffer et Vincent, 1978, Vincent et Kieffer, 1978).

5°) LES ERUPTIONS LATERALES HORS ENCLOS

Elles se développent essentiellement suivant les axes tectoniques définis dans le chapitre B. La majorité de ces éruptions se placent suivant les zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est ou encore suivant l'axe Ramond-Baril ; mais des éruptions latérales ont également eu lieu suivant le "rift" Nord-Ouest, dans le Fond de la Rivière de l'Est.

Un dynamisme éruptif légèrement différent nous conduit à définir deux types d'éruptions latérales :

- D'une part, des éruptions du type de celle d'Avril 1977
- D'autre part, des éruptions du type de celles des Puys Ramond

D'un point de vue purement structural cette distinction n'a certainement pas lieu d'être faite. Elle n'existe que par un comportement dynamique un peu différent.

a) Les éruptions latérales "type Avril 1977"

a.1) Rappels des caractéristiques de l'éruption d'Avril 1977

L'éruption du mois d'Avril 1977 a permis l'observation et l'étude d'un type d'éruption rare durant la période historique mais très important sur le plan volcanologique et structural.

Kieffer et Al (1977 (1)) ont dégagé les principaux enseignements de cette éruption. Nous les résumerons comme suit :

- Ouverture d'une très longue fissure (plus de 10 km) suivant la zone de faiblesse Nord-Est dont "le comportement fut celui d'une rift zone".

- Relation entre les points de sortie hors Enclos et des points de sortie dans l'Enclos.
- Emission d'une lave très fluide avec un fort débit, lave renfermant très peu de gaz (très peu de projections sur les lèvres de la fissure).

Ces différentes caractéristiques nous conduisent à définir un type d'éruptions qui, s'il n'a pas été très fréquent dans la période historique, fut certainement très important durant la période préhistorique, du volcan.

Il est en effet remarquable de constater que nous retrouvons peu de points de sortie marqués par d'importantes accumulations de scories au niveau des zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est (Voir chapitre B page 19). De plus, le plus souvent ces points de sortie correspondent à de très longues fissures (Voir carte hors texte). En fait, la grande majorité des éruptions émises par ces axes de faiblesse sont des éruptions de "type Avril 1977" et les traces de la sortie des coulées disparaissent sous la forêt tropicale permettant ainsi la formation de deux "planèzes".

a.2) Les éruptions de "type Avril 1977" de la Fournaise actuelle

Des éruptions hors Enclos ont été observées à quatre reprises antérieurement à celle d'Avril 1977 : en 1708, 1774, 1776 et Novembre 1800.

A la lumière des descriptions de l'époque ou de visiteurs plus tardifs, nous avons pu rechercher sur le terrain et déterminer l'emplacement et l'étendue de ces manifestations avec exactitude.

Nous ajouterons à ces éruptions hors Enclos la phase qui débuta le 30 Mars 1943, caractérisée par l'ouverture d'une fissure à l'altitude de 350 mètres dans le Grand Brulé. Volcanologiquement, cette éruption est tout à fait comparable à celle d'Avril 1977.

De plus, notre étude sur le terrain ainsi qu'une étude par photographies aériennes (mission 1980 - I.G.N.), nous amène à individualiser des coulées de "type Avril 1977" dont l'état de fraîcheur ou leurs relations avec la caldera de l'Enclos, nous permettent de les rattacher au volcanisme post-Enclos (phase IV) (Voir carte hors texte).

a.2.1) Coulées non datées de type Avril 1977

Elles sont au nombre de trois : la coulée du Brulé du Baril, la coulée de la Ravine d'Ango et celle de la Forêt de Bois Blanc (Voir carte).

La coulée du Brulé du Baril est la plus connue du fait de son âge récent (Voir page 80).

La coulée de la ravine d'Ango, de type "pahoehoe", apparaît très fraîche au niveau de la RN2. On la confond d'ailleurs souvent avec la coulée de 1776 dont le type de surface et la pétrographie sont comparables. Son point de sortie n'a pas été reconnu précisément et a été déterminé par photos aériennes.

La coulée de la Forêt de Bois Blanc chemine sur le haut du rempart du même nom et cascade dans l'Enclos à plusieurs reprises. C'est de toutes les coulées de type Avril 1977, la plus étendue. 3 points de sortie ont été repérés ; ils sont alignés suivant la zone de faiblesse Nord-Est (Nord 60° environ). Les deux points de sortie amont ont émis de petites langues de coulée alors que le maximum des laves sortait du point d'émission aval.

Notons, enfin, que, dans la Ravine Basse Vallée, nous trouvons une coulée "pahoehoe" d'aspect très frais dont le point de sortie se situe dans le rempart Nord-Est de la Ravine. Cette coulée, de type "Avril 1977" appartient de toute évidence à la phase actuelle.

a.2.2) Caractéristiques de ces éruptions

Il est bien difficile de déterminer tous les caractères relatifs à ces éruptions. Nous avons pu retrouver dans certains cas les points de sortie les plus bas (c'est, comme dans le cas d'Avril 1977, les points de sortie les plus productifs) mais il est souvent impossible de dire s'il y a eu des émissions en amont et notamment dans l'Enclos. Seule l'éruption d'Avril 1977 peut servir de référence. Toutefois, il semble, d'après photos aériennes, que les coulées de 1800 et 1774 ont été émises par plusieurs fissures successives orientées suivant l'axe de faiblesse Sud-Est (Voir carte H.T.). Nous avons pu retrouver ces points de sortie dans la végétation et donc ceci n'a pas été vérifié sur le terrain.

Dans tous les cas, il s'agit d'éruptions fissurales dont les points de sortie les plus importants s'ouvrent à des altitudes très basses (Voir tableau page 100).

a.2.2.1) Les points d'émission

Nous avons pu observer les points de sortie ouverts lors d'éruptions de type Avril 1977. Il s'agit de ceux du Brulé du Baril, de la coulée de 1708, de celle de 1943 et de celle de 1977.

Dans tous les cas, il s'agit de fissures dont l'ouverture est d'une dizaine de centimètres, parfois jalonnées d'une faible quantité de projections scoriacées soudées. Dans certains cas, aucune projection ne semble avoir été émise.

* Point de sortie du Brulé du Baril

Il se situe à l'altitude de 450 mètres à l'Est du Bras Plat, dans la forêt tropicale. Il est constitué de deux remparts de scories soudées et de forme conique emboîtés que nous avons pu suivre sur près de 30 mètres de long. Le rempart scoriacé atteint 8 mètres à sa plus grande hauteur. Le volume de projections a été grossièrement estimé à 600 m³ (Fig. 7C).

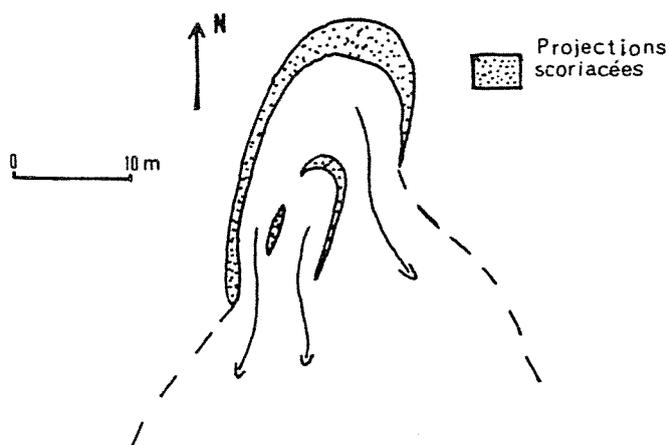


FIG. 7C : Point de sortie de la coulée du Baril

Le système d'émission est allongé suivant une direction Nord 195°.

* Point de sortie de la coulée de 1708

Il se situe à l'altitude de 860 mètres, légèrement en amont des installations hydro-électriques des hauts de Ste Rose.

Aucune ouverture n'est réellement visible. Nous trouvons simplement une aire plane de 10 m² environ constituée de laves "pahoehoe".

Ce point de sortie est tout à fait comparable à un de ceux ayant alimenté la coulée d'Avril 1977 et pour lequel il s'était formé un petit lac de lave alimentant la coulée. Nous n'avons observé aucune projection.

* Point de sortie de la coulée de 1943 (Fissure du bas)

Situé dans le Grand Brulé à l'altitude de 360 m, ce point de sortie est caractérisé par la présence d'une fissure de près de 10 m de long, orientée suivant une direction Nord 80°.

Vers l'amont, les premiers mètres se présentent sous l'aspect d'une fente stérile zigzagant dans les coulées anciennes. L'écartement des lèvres est d'environ 20 centimètres ; de plus, la partie Sud est en contrebas d'environ 40 centimètres par rapport à la partie Nord.



FIG. 8C : Vue en coupe de la fissure de 1943

Les deux derniers mètres de la fissure sont "productifs". Son ouverture à la sortie est de 40 cm. Aucune projection n'a été émise ; seuls quelques débordements de lave et plaques disloquées recouvrent les abords de la fissure.

* Point de sortie de la coulée d'Avril 1977

La fissure à l'origine de la coulée d'Avril 1977 se présente en plusieurs tronçons qui tous sont caractérisés par la présence d'une très faible quantité de projections scoriacées.

Les points de sortie se présentent cependant sous des aspects un peu différents. Ceux situés en aval sont jalonnés de remparts sub-verticaux construits par des lambeaux de lave éjectés par la seule pression hydrostatique (Kieffer et Al., 1977 (1)). Localement, nous avons noté (page 77) la formation d'un lac de lave au niveau d'un point de sortie en amont de la fissure, le dégazage a permis la construction de spatter-cône mais les projections scoriacées restent en très faible quantité.

Dans le même ordre d'idée rappelons les propos de J. Hubert (in Lacroix, 1936) décrivant le point d'émission de la coulée de 1776 comme "une crevasse aussi peu considérable que la masse de lave vomie était prodigieuse".

Une des caractéristiques essentielles des éruptions de type Avril 1977 réside dans l'absence quasi totale de dégazage se traduisant par la très faible quantité de projections émises voire même par leur absence totale.

Cette caractéristique suggère que, comme en Avril 1977, ces éruptions sont bien latérales, c'est-à-dire non pas à l'aplomb des zones génératrices du magma, mais en liaison avec la zone centrale.

Toutefois, ne perdons pas de vue que ceci est vrai pour les points de sortie situés en aval, mais cela n'exclut pas un dégazage plus important en amont.

La présence de fractures très longues permet l'existence de nombreux points de dégazage, y compris jusque dans l'Enclos comme ce fut le cas en Avril 1977. De la même manière, la fissure du 30 Mars 1943 a émis des laves alors qu'une autre fissure près du sommet émettait laves et projections, permettant la construction d'un cône scoriacé, traduisant ainsi un important dégazage.

En fait, il nous apparaît fort vraisemblable, voire même indispensable qu'un dégazage ait lieu en amont des points de sortie les plus importants, lors des éruptions latérales hors Enclos de type "Avril 1977".

a.2.2.2) Débits et Coulées

Les éruptions de type Avril 1977, bien que de durée relativement courte (6 jours pour 1800, 6 jours pour 1943, 12 jours pour 1977), sont à l'origine de coulées d'un volume considérable, impliquant donc un important débit journalier. Seule la phase de 1943 fait exception, mais rappelons que simultanément une coulée partie de la région sommitale atteignait la mer.

Lors des éruptions, ce débit très important s'est traduit par un écoulement très rapide (laves très fluides) dès le point de sortie et la formation d'importants chenaux (Kieffer et Al., 1977 (1), Lacroix, 1936). Au cours de l'éruption de 1977, il a même été observé un jet continu de lave formant une parabole de plus de 60 mètres de hauteur.

Pour la plupart, les coulées sont de type "aa" avec cependant des passées de lave "pahoehoe", principalement autour des points d'émission. Certaines coulées sont par contre en grande majorité constituées de laves à surface "pahoehoe", c'est le cas de celle de 1776 et de celle de la ravine d'Ango. De même une partie assez importante du brûlé du Baril est constituée par des laves à surface continue.

Ces coulées issues de points de sortie situés à des altitudes très basses, se jettent rapidement en mer contribuant ainsi à l'avancée des côtes dans le prolongement des zones de faiblesse Nord-Est et Sud-Est, axes selon lesquels elles sont les plus fréquentes. Ainsi, lors de l'éruption de 1776, il se construisit un cap de 400 mètres au delà de limite de l'ancienne côte sur près de 4 kms de large. Les restes de cette avancée constituent actuellement la Pointe de la Table.

Mentionnons enfin que nous possédons des indications quant à l'âge de deux des trois coulées non datées apparaissant comme relativement récentes.

En ce qui concerne le Brulé du Baril, les différents auteurs s'accordent à reconnaître sa grande fraîcheur. En ce sens, l'indication la plus précise nous est donnée par Bory de Saint-Vincent (1804) qui en 1801 trouve cette coulée exempte de toute végétation. Les indications fournies par Defos du Rau (1959) montrent que la végétation pionnière met environ de 15 à 20 ans pour se développer sur une coulée. Ceci nous permet donc de penser que l'éruption du Baril est certainement postérieure à 1750.

Nous possédons également une indication de l'âge de la coulée de la Forêt de Bois Blanc. Celle-ci descend en suivant le haut du rempart de Bois Blanc duquel elle chute en divers points dans l'Enclos et notamment au niveau de la RN2 (Voir carte). Cette coulée, bien évidemment postérieure à la formation du rempart de Bois Blanc recouvre celle du piton de Bois Blanc qui, lui-même, est postérieur au piton Indivis (Voir page 98). Ce dernier étant daté à 420 ± 80 ans (C14 sur bois carbonisé), la coulée de la Forêt de Bois Blanc est donc postérieure à 1480.

b) Les éruptions latérales "type Puy Ramond"

Au cours de la phase actuelle, il semble qu'elles aient été essentiellement concentrées au Sud du massif, que ce soit au niveau de l'axe Ramond-Baril ou encore suivant la zone de faiblesse Sud-Est.

Les exemples de ces éruptions sont donc :

- Les puy Ramond, bien évidemment
- Les pitons Gueule Ronde
- Les pitons de Fourche

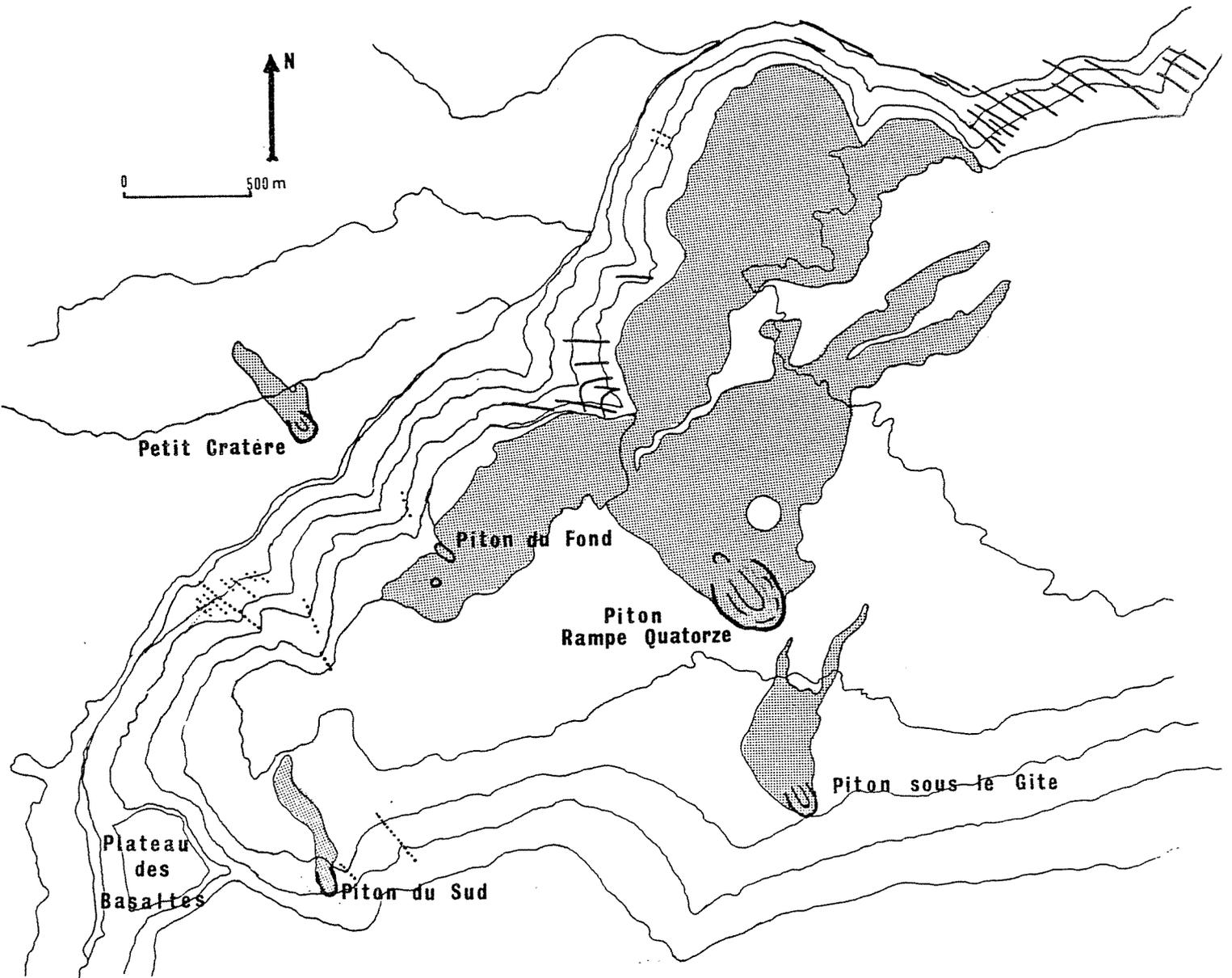
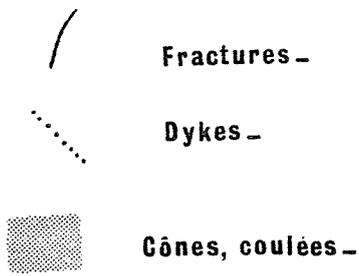
Au Nord du massif, le piton Signific constitue un témoin de ce type d'éruption ainsi que les piton des Calumets et piton Ste Rose, bien qu'ils n'appartiennent pas à la phase actuelle.

Toutes ces éruptions sont des éruptions latérales, situées suivant des axes tectoniques divergeants depuis le centre de l'édifice volcanique et alimentées à partir des mêmes réservoirs que ceux qui alimentent les éruptions latérales de l'Enclos

Elles se développent suivant des fissures (puy Ramond, piton de Fourche par exemple) dont la longueur n'est toutefois pas aussi importante que dans le cas des éruptions de "type Avril 1977".

En fait, il s'agit là de la différence essentielle entre ces deux types d'éruptions latérales.

FIG. 9C - ERUPTIONS RECENTES DU FOND DE LA RIVIERE DE L'EST



Les éruptions "type Puys Ramond" se développent suivant des fractures moins longues que celles des éruptions de "type Avril 1977". De ce fait, l'activité se trouve essentiellement concentrée en un point de sortie unique où a lieu à la fois le dégazage et l'écoulement des laves, impliquant ainsi la construction d'un cône scoriacé pouvant atteindre une hauteur de 50 mètres.

Elles sont en fait tout à fait comparables aux éruptions latérales de l'Enclos où pour l'essentiel l'activité se déroule en un point unique.

Toutefois, nous devons remarquer que les éruptions de "type puys Ramond" sont à l'origine de très importantes coulées (Voir carte). La proportion de pyroclastites par rapport au volume total de lave émis reste infime. Nous pouvons penser que comme pour les éruptions de "type Avril 1977" le débit de l'écoulement caractérisant ces éruptions est très important.

Bien que leur âge ne soit pas connu avec certitude, il ne fait aucun doute qu'il s'agisse là de phases éruptives récentes, postérieures à la formation de l'Enclos. Leur état de fraîcheur est, en ce sens, significatif.

Ainsi, le Brulé de la Mare Longue qui, selon nous, a été formé lors de l'éruption du piton Gueule Ronde est une forme encore très fraîche. De plus, le piton Gueule Ronde et son voisin plus à l'Ouest ainsi que leurs coulées sont recouvertes, aux alentours des cônes, d'une forêt de "branles" caractéristiques de la végétation pionnière envahissant les coulées à ces altitudes. La différence est nette avec la forêt recouvrant les terrains autour de ces coulées, dans laquelle poussent des arbres bien plus importants et notamment des Palmistes.

Rappelons également qu'une indication de l'âge des puys Ramond nous est donnée grâce au niveau des "Cendres de Bellecombe", niveau qui est recouvert par les projections et les coulées des puys Ramond.

c) Les éruptions du Fond de la Rivière de l'Est

Quoique différentes des éruptions "classiques" du "rift" Nord-Ouest (éruptions de type Chisny (Voir page 84) ou Commerson (Voir page 94)) elles traduisent l'activité actuelle de cette structure.

Ces éruptions (en ce qui concerne les plus récentes, qui appartiennent indubitablement à la phase actuelle) sont au nombre de cinq :

- Le piton sous le gîte
- Le piton Rampe Quatorze
- Le piton du Rempart
- Un piton au pied du plateau des Basaltes ("piton du Sud")

situés tous quatre dans le Fond de la Rivière de l'Est lui-même et

- Le Petit Cratère

situé sur le rebord de la caldera des sables à l'aplomb du Fond de la Rivière de l'Est (Figure 9C).

	Surface couverte en m ²	Volume total en m ³	Indice d'explosivité E
Piton sous le gîte	150.000	1.200.000	15
Piton Rampe Quatorze	1.600.000	4.000.000	6
Piton du Rempart	450.000	1.000.000	3
Piton du Sud	45.000	140.000	/
Petit Cratère	32.000	100.000	2

Ces pitons sont l'expression de phases éruptives très récentes si l'on peut en juger par leur état de fraîcheur remarquable. Toutefois, une indication nous est donnée quant à leur âge puisqu'ils recouvrent tous les niveaux cendreux et de lapilli scoriacés de cette région. Ils constituent, ici, l'évènement volcanique le plus récent.

Le Petit Cratère et le Piton du Rempart sont certainement les dernières de ces éruptions. Leur état de fraîcheur, tout à fait comparable à celui des émissions du dernier siècle dans l'Enclos, laisse envisager une éruption datant de moins de 100 ans. Toutefois, les habitants des alentours du volcan, connaissant bien cette région, affirment que ce cratère est connu depuis plus de cinquante ans.

c.1) Caractéristiques volcanologiques

Ces éruptions sont alimentées à partir de fissures d'orientation Nord 320°, radiales au cône terminal.

D'une façon générale, l'activité bien localisée au niveau de ces fissures relativement courtes, a permis la construction de cônes de scories de relative importance, le plus souvent égueulés. Des coulées à surface de type "aa" ont été émises.

D'un point de vue dynamique, les éruptions du Fond de la Rivière de l'Est sont tout à fait comparables aux éruptions latérales de l'Enclos. Remarquons cependant que les volumes émis restent faibles et de ce fait aucune de ces coulées n'atteint la Rivière de l'Est, contrairement à celle du Piton du Cirque.

Les laves émises sont des Basaltes "à trois phases" renfermant de rares phénocristaux. Toutes ces laves ont des caractéristiques similaires (Voir page 173).

6°) LES ERUPTIONS DE TYPE "CHISNY"

a) Le Piton Chisny

De tout temps le Piton Chisny a frappé les observateurs par sa taille, sa forme particulière et son aspect récent. Il s'agit en fait d'un appareil présentant un triple intérêt : structural, dynamique et pétrologique.

Le Piton Chisny se compose d'un cône formé essentiellement de scories et ayant une forme en "haricot", d'un système de spatter-cône appelé cratères "Gueule Rouge" ou encore cratères "Aubert de la Rue" et de trois coulées successives dont nous verrons les caractéristiques.

a.1) Le cône scoriacé

D'une hauteur de 140 m, il est formé par une accumulation de lapilli, lambeaux de lave et bombes scoriacées entre lesquels viennent s'intercaler des niveaux massifs constitués par des scories soudées. Ces derniers prennent parfois l'aspect de véritables coulées, très bulleuses, formées à partir des scories soudées. On peut observer tous les termes de passage entre ces deux extrêmes. Ceci est facilement observable sur les pans de cône détachés que l'on trouve au Nord de l'appareil. Des figures d'écoulement affectent parfois les scories soudées formant de petits lits laviques "sans racines". Comme dans le reste du cône, on observe ici d'assez nombreux nodules d'olivine dont la taille atteint parfois celle d'un poing.

De véritables coulées constituées par un basalte aphyrique massif viennent également s'intercaler dans les niveaux scoriacés du cône.

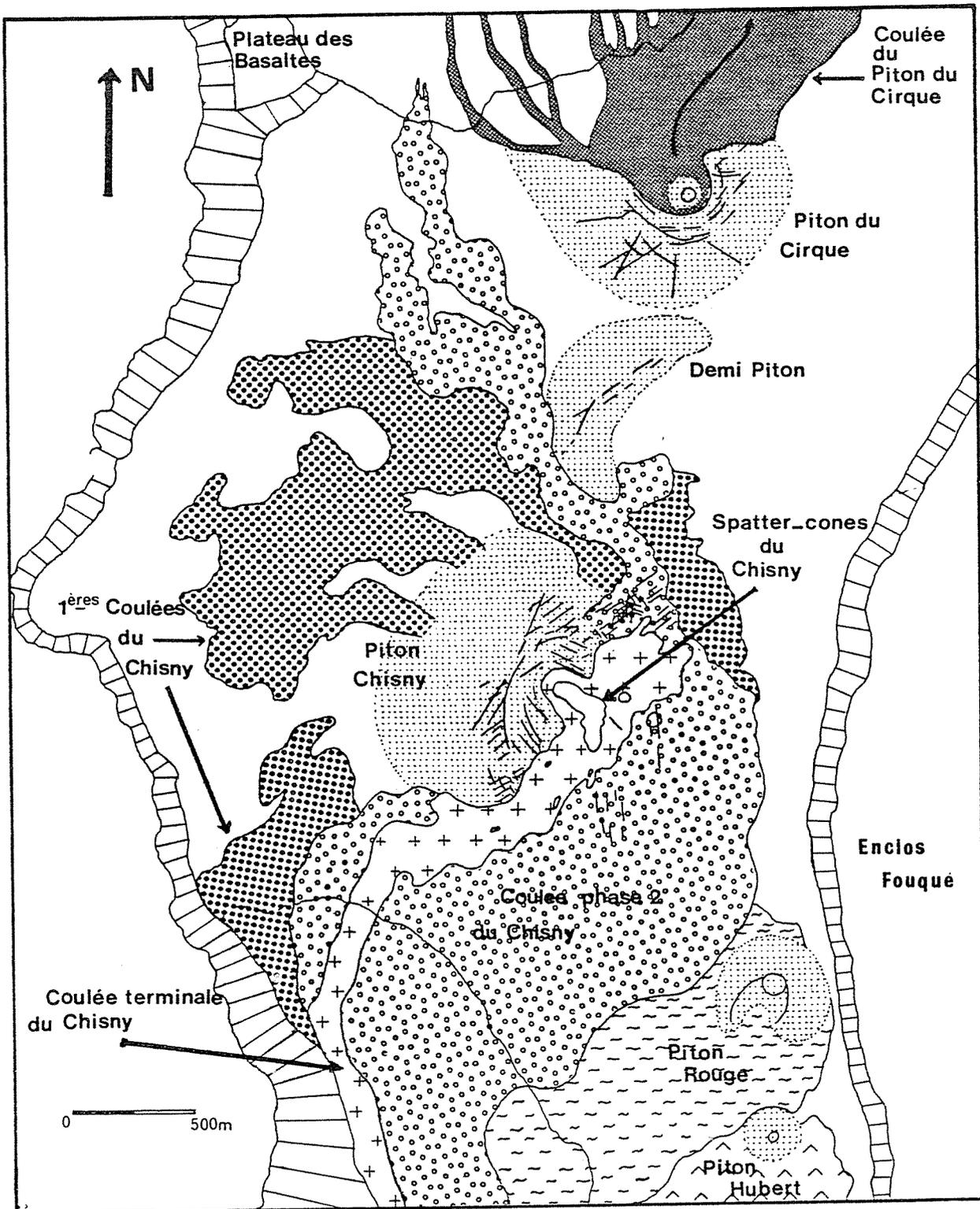
Tous ces niveaux "consolidés" forment une carapace sur le haut du cône. Ceci est d'ailleurs une caractéristique de tous ces grands cônes (Demi-Piton, Piton du Cirque, Piton du Pas des Sables,...) l'érosion ayant enlevé les bombes et lapilli scoriacés.

Ces matériaux sont essentiellement concentrés sur le flanc externe du cône où ils sont associés à de nombreux nodules d'olivine pouvant atteindre 20 cm de diamètre, à des blocs et à des bombes à cortex vitreux.

* Les blocs, dont certains ont un volume de plus d'un mètre cube, sont constitués de laves diverses. On rencontre fréquemment des Dolérites ainsi que des roches plus courantes (basaltes et océanites).

* Les bombes à cortex vitreux (Voir photo 19) : Il s'agit de bombes souvent assez grosses (30 x 50 cm en moyenne) de forme ovoïdale ou plus ou moins sphérique et dont la surface est constituée par une lave vitreuse formant des écailles pseudo-hexagonales. Cette lave vitreuse ne constitue, en général, qu'une mince pellicule (1 à 5 cm) autour d'un bloc de roche ancienne. Elles sont donc formées d'un bloc enrobé d'une pellicule de lave refroidie rapidement à son contact et au contact de l'air, ce qui lui donne son "découpage" superficiel.

FIG. 10 C : LE SYSTEME DES GRANDS CONES DE LA PLAINE DES SABLES



- Fractures
- Cones
- Remparts

Ces bombes à cortex vitreux sont présentes sur tous les appareils comparables au Chisny, mais également autour du Cratère Commerson. Le cratère de l'éruption de Mai 1973, dans la partie Sud du cratère Dolomieu, en a également projeté mais elles sont toujours de taille réduite. Au Chisny, nous trouvons ce type de bombes sur le flanc Ouest du cône mais également, au Nord-Est, fichées dans les scories soudées et les coulées de la 1ère phase de l'appareil.

a.2) Le système des spatters-cones

Il s'agit là du véritable point de sortie des produits du Chisny. En fait, nous n'avons pas ici de véritable spatter-cone. Ces bouches sont constituées d'un empilement de scories soudées formant un rempart circulaire aux pentes proches de la verticale. Ceci leur donne une allure de "tuyau de poêle". Ces formations sont au nombre de quatre : deux de petite taille ont des formes arrondies ; les deux autres beaucoup plus grandes possèdent des formes plus complexes résultant de l'interconnection de plusieurs appareils de ce type. Ces deux unités sont allongées suivant des directions Nord-Sud et Nord 125°.

Ces remparts abrupts délimitent une aire subhorizontale formée par un remplissage lavique de type "pahoehoe" avec laves cordées et tumuli .

La lave constituant ces spatters renferme de petits cristaux d'olivine et de feldspath et appartient à la 3ème phase du Chisny.

a.3) Les coulées

Trois types de coulées peuvent être distinguées au niveau de la Plaine des Sables :

- * Les premières coulées du Chisny affleurent (Fig. 10C) près du Rempart des Sables, en amont de la Rivière Langevin et également à l'Ouest et au Nord du Cône du Chisny. Ce sont ces mêmes coulées que l'on retrouve dans toute la Rivière Langevin jusqu'à la Pointe de Langevin qu'elles sont venues construire.

Au niveau de la Pointe Langevin, cette coulée présente une surface bréchifiée où l'on distingue de petits blocs de lave arrondis englobés dans une "matrice" plus fine constituée par le matériel de la coulée. La lave est ici massive, noire et renferme quelques olivines ainsi que des enclaves ultrabasiques. On y voit également de petites bombes à cortex vitreux qui ont été transportées par la coulée.

Dans le fond de la Rivière Langevin, cette coulée acquiert des faciès pétrographiques variés. Elle se présente soit sous son aspect original (lave aphyrique) soit sous des faciès océanitiques, ankaramitiques ou de basalte à olivine. En fait, cette étonnante disparité provient d'un enrichissement des laves primitives du Piton Chisny en cristaux divers, de la même sorte qu'elles sont "enrichies" en enclaves ultrabasiques. Dans tous ces faciès, nous trouvons des cumulats périclétiques.

Dans la Plaine des Sables, on rencontre deux faciès de cette coulée. Près du Rempart des Sables, elle est formée par un basalte riche en olivine et renfermant des nodules d'olivine assez gros (plusieurs centimètres). L'épaisseur de cette coulée est d'environ 6 mètres à l'endroit où elle chute dans la Rivière Langevin. Sa surface est de type "pahoehoe" avec parfois quelques irrégularités (chenaux).

Cette coulée est recouverte par des projections du type de celles qui constituent le cône du Chisny. On y trouve également des nodules de 2 à 3 cms de diamètre.

Au Nord et à l'Ouest du cône pyroclastique, elles se présentent sous la forme de "langues" de lave très peu épaisses (10 à 20 cms) sortant du flanc du cône scoriacé. Ces laves sont extrêmement bulleuses (le volume des bulles atteignant 80 % du volume total de la roche). Elles sont aphyriques et renferment peu de nodules. Leur densité est très faible et ceci peut expliquer la rareté des enclaves ultrabasiques dans ce faciès.

- * Le deuxième type de coulée du Chisny représente en fait la majeure partie des épanchements de cet appareil affleurant dans la Plaine des Sables. Elles se situent, au Sud du cône scoriacé, où elles descendent dans la Rivière Langevin, et au Nord, où elles forment une langue se dirigeant vers le Fond de la Rivière de l'Est, venant même cascader sur son rempart Sud (Fig. 10C).

Ces coulées présentent une surface de type "aa" avec cependant quelques portions de surface "en plaques". Leur épaisseur est de plus de 2 mètres dans la Plaine des Sables. Elles moulent la descente de la Rivière Langevin tout comme les coulées de la phase précédente.

Elles sont constituées par un basalte à phénocristaux d'olivine et de feldspath renfermant de petits nodules d'olivine (rarement plus de 5 cms de diamètre).

Tout comme les coulées de la première phase, elles sont recouvertes par des projections scoriacées du Chisny. Leur extension dans la Rivière Langevin n'est pas connue.

- * On rencontre le troisième type de coulée au Sud du cône de scories, au centre de la coulée II (Fig. 10C). Elle possède une surface de type "aa" extrêmement "fraîche" et son épaisseur est de 3 mètres environ.

Cette coulée n'est pas recouverte par les projections scoriacées du Chisny. Elle est constituée d'un basalte renfermant des microphénocristaux d'olivine et plagioclase.

Nous n'avons pas trouvé de nodules dans cette coulée. La lave est identique à celle formant les spatters et nous sommes là en présence des ultimes manifestations du Chisny.

a.4) Reconstitution de l'éruption

Nous distinguerons trois phases éruptives successives, différentes par leurs caractéristiques volcanologiques et pétrologiques. Cependant, il ne peut s'agir là que de trois stades qui sont caractéristiques de l'évolution globale de l'éruption. Le passage d'une phase à la suivante fut certainement progressif.

* 1ère phase : Elle correspond au moment fort de l'éruption certainement caractérisée par des fontaines de laves extrêmement puissantes (dégazage très important) amenant l'édification d'une grande partie du cône scoriacé. Cette phase fut caractérisée par un très fort débit, permettant des accumulations rapides de projections se traduisant par la formation d'écoulements de scories.

Nous pouvons remarquer, également, que ces scories se sont accumulées préférentiellement à l'Ouest du point de sortie. De la même manière, les fragments plus petits (bombelettes et lapilli) sont retombés préférentiellement à l'Ouest, dans la Plaine des Sables. Cette asymétrie peut être attribuée soit à l'action des alizés (Vent d'Est) durant l'éruption ou encore à la présence de fontaines de laves dirigées vers l'Ouest. Leur inclinaison pourrait alors être le reflet de l'inclinaison, en profondeur, de la fissure d'alimentation.

Outre l'émission importante de produits scoriacés, cette phase est caractérisée par les projections de blocs et bombes à cortex vitreux de taille importante (60 à 80 cms de diamètre pour certains).

Les blocs et les coeurs de bombes à cortex vitreux sont constitués par des roches diverses : Basaltes à olivine et océanites mais également dolérites.

La projection de tels blocs pose un problème dynamique et il semble difficile de concevoir que seule la force ascensionnelle et de détente du magma puisse transporter et expulser des blocs de cette taille. Nous pouvons dire que ces blocs ont été arrachés au conduit près de la surface et de plus qu'ils ont été projetés alors que l'éruption était magmatique (enrobage de lave, blocs fichés dans la coulée). Néanmoins, nous devons imaginer l'intervention de phases, plus explosives pouvant être dues à des complications phréatomagmatiques en cours d'éruption.

Durant cette phase, une importante coulée fut émise avec un débit certainement fort permettant à la coulée de descendre toute la Rivière Langevin et d'atteindre la mer soit un trajet de plus de 17 kms.

Nous pouvons noter par ailleurs les dangers d'une telle éruption. Une coulée chutant dans une vallée comme la Rivière Langevin se canalise dans le fond où sont installées bon nombre d'habitations.

Au niveau de la Plaine des Sables, nous avons vu que cette coulée était recouverte des projections scoriacées du Chisny.

Cette coulée est constituée, dans son faciès le plus commun, d'une lave basaltique aphyrique ou bien renfermant quelques phénocristaux d'olivine présentant des traces évidentes de résorption. Ces derniers ne paraissent pas résulter d'une cristallisation de la lave où ils se trouvent mais sont des cristaux "hérités".

Dans certains cas, le liquide commence à cristalliser et de petites plages d'olivine automorphes apparaissent.

Sur certains échantillons, la mésostase mieux développée, nous permet de distinguer des microlithes de plagioclase, clinopyroxène, olivine et opaques. Les phénocristaux contenus dans ces dernières roches sont également plus ou moins résorbés. A ces faciès "classiques" viennent s'ajouter des faciès variés résultant de l'adjonction de quantités plus ou moins importantes d'olivine et clinopyroxène. Ainsi, localement la coulée se présente sous des faciès océanitiques (sous Ilet Calteau par exemple) ou ankaramitique (amont du Grand Pays).

Quoiqu'il en soit, la coulée est toujours caractérisée par la présence d'enclaves ultrabasiques (Dunite pour l'essentiel) de taille assez importante (de quelques centimètres à plus de 10 cm de diamètre).

Le magma alimentant l'éruption du Chisny est considéré comme ayant une composition très proche du liquide primaire de la Fournaise (Kornprobst 1979, Kornprobst et Al. 1979).

* Phase 2 : Elle correspond à un changement de coulée (au niveau de la Plaine des Sables notamment). Cette coulée se différencie, en effet, de celle de la phase I :

- Par sa surface, de type "aa", où il ne subsiste que quelques passées "en plaques" ;
- Par la quantité et la taille des enclaves ultrabasiques qu'elle contient (Nous n'y avons observé, en effet, que de petites enclaves dont la taille ne dépasse pas 3 cm de diamètre et de forme souvent anguleuse) ;
- Par la pétrographie des laves.

La coulée est constituée d'un basalte beaucoup plus cristallisé que celui de la phase I. Des microphénocristaux d'olivine (8 %) et de plagioclase (18 %) apparaissent, baignant dans une mésostase (74 %) finement cristallisée (Cpx + plagio + oliv. + opaques). Les microphénocristaux sont riches en inclusions vitreuses piégées et présentent des habitus reflétant une cristallisation rapide.

Il est aisé d'apprécier l'importance des phases microphénocristales dans les bordures des bombes à cortex vitreux fichées dans la coulée de la phase II (Nord-Est du cône).

Dans ces bordures trempées la mésostase est entièrement vitreuse. Nous pouvons apprécier également la "qualité" de la trempe qui est plus importante sur l'extérieur du cortex que sur le côté accolé au bloc.

Nous avons vu que la coulée de la phase II était, comme la précédente, recouverte d'une couche de lapilli scoriacés et bombelettes. Ceci traduit la poursuite de l'activité de fontaine au niveau des points de sortie et de la construction du cône de scories. De même, comme ce fut noté quelques lignes auparavant blocs et bombes à cortex vitreux continuaient à être projetées.

Durant cette phase, de gros pans de cône se sont détachés, et ont été transportés par la coulée de la phase II. Certains de ces pans de cônes sont encore observables au Nord de l'appareil, à gauche de la route en allant vers le Pas de Bellecombe. Un phénomène identique s'est produit au Piton du Cirque, mais les énormes paquets de scories ont été roulés dans la coulée et sont englobés par une pellicule de magma témoignant ainsi de leur transport dans le flot de lave. Ces morceaux de cône font pour certains plus de 30 mètres cube.

* Phase 3 : Elle correspond à l'émission des coulées terminales du Chisny. Elle se différencie de la phase précédente par l'arrêt des importantes projections scoriacées (coulée non recouverte de scories) et la construction du système de spatters-cônes (projection de scories à faible altitude et à une faible distance, se soudant pour former un appareil aux pentes sub-verticales).

La lave émise lors de cette phase est, pétrographiquement pratiquement identique à la précédente (basalte à microphénocristaux de plagioclase (19 %) et olivine (10 %) ; la mésostase (77 %) est finement cristallisée (Cpx, opaques, plagioclase et olivine). Comme dans la coulée précédente, les microphénocristaux ont cristallisé rapidement, piégeant des inclusions vitreuses et mésostasiques. Cette coulée ne contient pas de nodule.

L'activité du Piton Chisny a pu se terminer par la formation de petits lacs de lave à l'intérieur des spatters, lacs de lave dont nous pouvons observer la surface figée et fracturée.

a.5) Conclusion

Comme nous l'avons déjà mentionné ces trois phases sont en fait trois stades de l'évolution générale de l'éruption.

Les produits observés traduisent une diminution progressive de la puissance et de l'ampleur de l'éruption. Ils montrent que l'éruption aurait débuté de manière très violente, avec un dégazage très important ainsi qu'un fort débit. Puis au fur et à mesure que l'éruption se poursuit, on assiste à une baisse de l'activité explosive, une baisse du débit et de la quantité de coulées émises, une baisse de la taille et de la quantité des nodules et blocs divers rejetés.

L'activité qui, au début, devait prendre place suivant une large zone cratérique, s'est trouvée réduite à l'édification de spatters en fin d'éruption.

Parallèlement à cette évolution dynamique, nous pouvons suivre une évolution pétrographique caractérisée par le passage de laves aphyriques à des laves à microphénocristaux d'olivine puis d'olivine et de plagioclase.

Nous devons cependant remarquer qu'il se peut qu'il ne s'agisse là que de l'évolution finale de l'éruption. Les produits émis lors de la phase paroxysmale peuvent en effet cacher des dépôts antérieurs.

Mais le caractère des laves émises lors de la phase paroxysmale (lave proche du magma primitif Fournaisien) ainsi que leur provenance (réservoir profond situé au dessous des zones d'évolution habituelles des laves Fournaisiennes) permet de penser que, dès le début de l'éruption, celle-ci devait être caractérisée par un dégazage et un débit très importants.

L'âge récent de l'éruption du Piton Chisny, nous oblige à envisager les "dégâts" que pourraient causer une éruption du même type dans la Plaine des Sables.

Nous avons déjà mentionné les risques qu'encourent les populations et les installations situées dans les Rivières Langevin et Rivières de l'Est ; ces vallées constituant un exutoire de choix pour toute éruption dans la Plaine des Sables.

Il existe un autre type de risques, c'est celui engendré par les projections de fines particules vitreuses (cheveux et larmes de Pelé). Lors d'éruptions bien moins puissantes (1939 par exemple), ces projections ont fait des dégâts dans les troupeaux de la Plaine des Cafres. Il n'est donc pas invraisemblable de penser que durant une éruption du type Chisny, ces fragments fins pourraient être transportés beaucoup plus loin causant de graves préjudices dans les troupeaux de l'île et pouvant même compromettre la distribution d'eau potable.

b) Piton du Cirque, Demi-Piton et Piton du Rond Langevin

Ces trois appareils se placent sur la même fracture curviligne que le Chisny (Voir Chapitre B page 22) et présentent de nombreuses similitudes avec ce dernier, que ce soit sur le plan dynamique ou sur le plan pétrologique.

D'un point de vue dynamique, leurs éruptions furent caractérisées par un dégazage intense se traduisant par la formation de grands cônes scoriacés (120 mètres de hauteur pour le Piton du Cirque, 80 mètres pour le demi-Piton, 40 mètres pour le Piton du Rond Langevin) dans lesquels viennent s'intercaler des niveaux massifs résultant de l'écoulement de paquets de scories ou de langues de lave de faible épaisseur. De tels niveaux forment des carapaces au sommet des cônes de scories.

Ces éruptions ont projeté quantité de blocs et bombes à cortex vitreux dont certaines de plus d'un mètre cube. Le Piton du Cirque a projeté une bombe de 60 centimètres de diamètre à près d'un kilomètre de son cratère.

Le Piton du Cirque est également à l'origine d'importantes retombees de "lapilli scoriacés" (Voir page 136).

Pour deux de ces appareils (Piton du Cirque et Piton du Rond Langevin) la phase paroxysmale est suivie d'une phase durant laquelle l'activité fut plus réduite.

Au Piton du Cirque, cette "deuxième phase" s'est traduite par la formation d'un petit cône scoriacé sur l'emplacement du cratère de la phase paroxysmale. De ce cratère est partie une coulée qui a recouvert partiellement celle du grand cône. Cette variation de l'activité correspond également à un changement du type de lave émise.

Au piton du Rond Langevin, nous pouvons observer une variation d'activité au sein du cône scoriacé lui-même. Le cône est en effet formé par deux niveaux de scories superposés et discordants.

Les scories de la "deuxième phase" viennent ici recouvrir partiellement un cône typique de ces grands appareils (niveaux massifs, effondrements de pans de cônes, blocs et bombes à cortex vitreux, ...). Elles possèdent des pendages différents de la "première phase" impliquant un point de sortie très proche du cône (Voir Fig. 11 C). Cette "deuxième phase" est caractérisée par la projection de scories soudées.

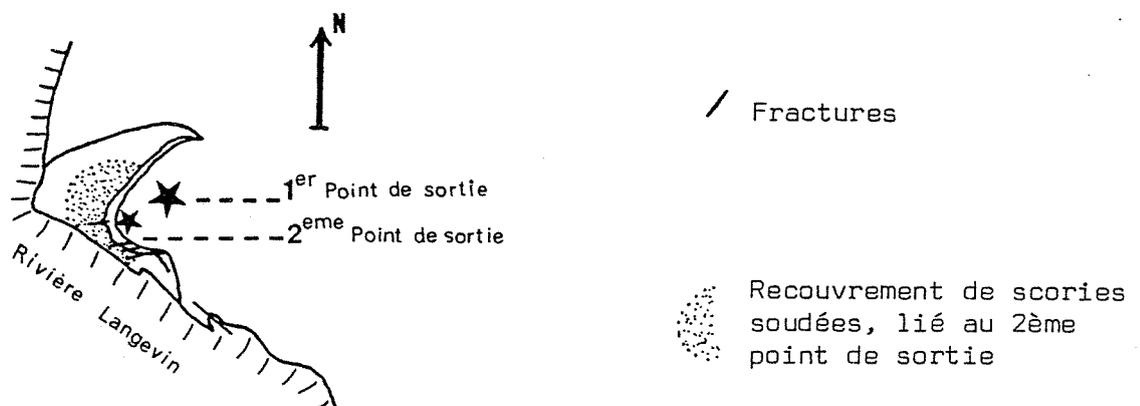


Fig. 11 C : Piton du Rond Langevin

D'un point de vue pétrologique, ces éruptions sont caractérisées par un même type de lave aphyrique où commencent à cristalliser de petits cristaux d'olivine automorphe piégeant de fréquentes inclusions vitreuses. Ces laves renferment également des nodules péridotiques (Dunites pour l'essentiel).

Les coulées de la deuxième phase du Piton du Cirque sont constituées d'un basalte à phénocristaux et microphénocristaux de plagioclase (labrador An 65, 15,5 %), olivine (11 %) et clinopyroxène (2,5 %). La mésostase constitue 70 % de la roche. Ces laves renferment également de gros phénocristaux d'olivine (1 %) corrodés et à extinction roulante.

c) Conclusions

Ces éruptions exceptionnelles sont caractérisées par de nettes évolutions se traduisant par une baisse de l'activité et entre autre du dégazage et du débit. Sur cette évolution se calque une évolution pétrologique.

Nous pouvons en fait différencier deux épisodes d'évolution. Un stade primaire caractérisé par l'émission d'une lave aphyrique ou renfermant de petits cristaux automorphes d'olivine. Ces laves possèdent des compositions proches du magma primitif fournaisien (Kornprobst et Al., 1979 ; Chapitre F page 207). Elles ont ramené à la surface quantité d'enclaves ultrabasiques résultant de l'accumulation de minéraux de la phase précoce de cristallisation des basaltes (Babkine et Al., 1966 ; Upton and Wadsworth, 1972 ; Ludden, 1976). Ces différentes caractéristiques ainsi que l'important dégazage indique que ces laves proviennent directement de réservoirs profonds du volcan.

L'épisode final est caractérisé par une lave à microphénocristaux d'olivine et de plagioclase voire même, dans une moindre mesure, de clinopyroxène, témoignant d'une cristallisation cotectique (Leur composition chimique indique d'ailleurs une évolution résultant de la cristallisation cotectique d'olivine, plagioclase et clinopyroxène - Voir page 173). L'observation des cristaux indique qu'ils ont cristallisé relativement rapidement.

Nous pouvons envisager deux hypothèses afin d'expliquer une telle variation dynamique et pétrologique :

- * Les deux épisodes peuvent être différents l'un de l'autre. La lave du deuxième épisode proviendrait d'un niveau différent, voire d'un réservoir différent, situé plus superficiellement et permettant la cristallisation de plagioclase. La "deuxième éruption" poursuivrait la "première" ; les deux pouvant même être séparées par un certain laps de temps.
- * Les deux épisodes font partie d'une même éruption et les deux types de lave proviennent du même niveau. Le fort débit du premier épisode amène à la surface les laves dans leur "état profond". Le débit diminuant (deuxième épisode) la lave a le temps "d'évoluer" durant son ascension, la baisse de pression provoquant une cristallisation rapide.

Le mouvement ascendant du magma peut provoquer une ségrégation, les cristaux "montant" moins rapidement que le "liquide" ceci se traduisant par une légère évolution de composition. La présence de cristaux formés très rapidement (olivine surtout) peut signifier qu'il s'agit là d'un magma d'origine profonde atteignant subitement des conditions de surface (magma surchauffé) provoquant une cristallisation cotectique soudaine.

Durant la phase actuelle de construction de la Fournaise, quatre éruptions de type Chisny ont eu lieu, il s'agit des éruptions du Piton Hubert, du Piton Rouge, du Piton du Cirque et enfin du Piton Chisny. Les coulées émises lors de ces éruptions viennent recouvrir les dépôts des "Cendres de Bellecombe". Ceci indique qu'elles auraient un âge plus récent que 2320 ± 90 ans, âge du dépôt cendreux.

Ces éruptions sont caractéristiques du "rift" Nord Ouest et se signalent par l'émission d'une lave extrêmement riche en gaz provenant directement des niveaux profonds du volcan (la lave des Pitons Rouge et Hubert est également aphyrique et renferme des microphénocristaux d'olivine. Cependant, ces appareils ne semblent pas avoir amené d'enclaves ultrabasi-ques à la surface).

7°) LE CRATERE COMMERSON

a) Présentation

Cet appareil se situe sur le "rift" Nord-Ouest et bien que tout à fait particulier, nous pouvons le comparer aux appareils de type Chisny par l'un de ses aspects, au moins : le type de lave émis.

Il s'agit, en effet, d'une lave aphyrique comparable à celle des grands cônes de la Plaine des Sables et ayant notamment amené à la surface des enclaves périclétiques.

Le Cratère Commerson, ou plutôt le système du Cratère Commerson, est aligné suivant une orientation Nord 320°. Il se compose d'une fissure large bordée de remparts de scories soudées de faible hauteur. Celle-ci aboutit au cratère lui-même qui se présente sous la forme d'un puits de 150 à 200 mètres de diamètre pour 120 à 130 mètres de profondeur environ. Le fond, incliné, est formé par un amoncellement de roches éboulées. Dans le prolongement de ce système, nous trouvons, dans la paroi de la Rivière des Remparts un deuxième puits de taille moins importante (Fig. 12 C)

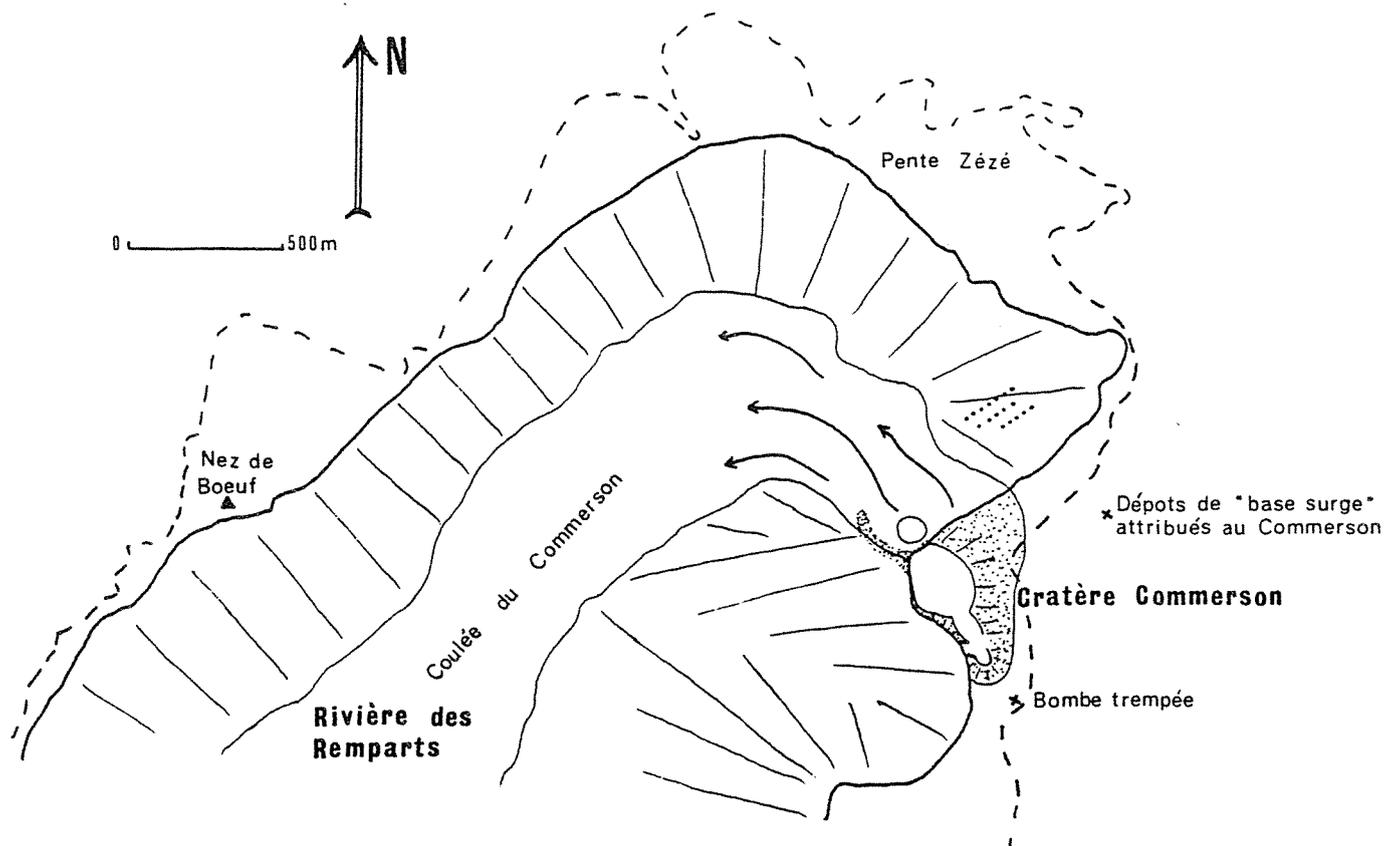


FIG 12 G : LE CRATERE COMMERSON

b) Les dépôts

De ce système fissural et cratérique part une coulée à la morphologie fraîche qui moule les pentes de la Rivière des Remparts sous les cratères et s'écoule dans le fond de cette dernière.

De l'amont de la fissure sort également un écoulement un peu différent composé de la même lave que la coulée principale mais renfermant ici une grande quantité de vésicules. Cette "mousse" lavique rappelle beaucoup certains aspects des coulées du Chisny (Voir page 87).

Outre les deux énormes puits, l'appareil est composé d'une accumulation de scories soudées, petits niveaux laviques et lapilli scoriacés formant un cône très surbaissé (10 à 15 mètres de haut) autour du puits principal. Ces matériaux projetés renferment, comme la coulée des nodules péridotiques.

Dans ces projections scoriacées sont venus se fichier des blocs divers formés de roches arrachées au conduit. Ils sont en général de petite taille (10 à 20 cm). Bon nombre d'entre eux sont entourés d'une pellicule de lave vitreuse et plus ou moins craquelée formant ainsi des bombes à cortex vitreux.

Les projections du système Commerson se répandent largement à l'extérieur de la zone délimitée par les scories soudées. Un niveau de "lapilli scoriacés" (Voir page 136) appartenant selon toute évidence au Commerson recouvre toute la région à l'Est et au Nord-Est du cratère (ils sont peu étendus au Sud). Ces dépôts, près de leur point d'émission, présentent un litage fruste perturbé par la présence de bombes en "bouse de vache". Ce niveau a été daté (C14 sur bois carbonisé, voir annexe) à 1890 ans - 55, montrant ainsi l'âge récent de l'éruption du Commerson.

Nous avons également pu mettre en évidence la présence de dépôts cendreux vésiculés et polyolithologiques résultant d'une éruption phréatique ou phréatomagmatique (Voir Chapitre D, page 132). Il s'agit là de formations résultant de "base surge". Ces cendres affleurent la long de la route du volcan au Nord-Est du Commerson (Fig. 2D, point Com. 3) où elles sont venues s'engouffrer dans des tunnels de lave de coulées anciennes (phase II) recoupées par une ravine. Nous pouvons en déduire que le souffle provenait du Sud-Ouest, de la direction du Commerson.

De plus, au Sud du système Commerson, en dehors de la limite des retombées scoriacées soudées, nous avons trouvé une bombe en "chou-fleur" caractéristique d'une éruption phréatomagmatique.

c) Essai de reconstitution de l'éruption

Certes, les éléments en notre possession sont bien maigres pour reconstituer une éruption qui a dû être fort complexe. Divers éléments peuvent cependant nous donner des indications.

Tout d'abord, nous devons considérer qu'il s'agit d'une éruption alimentée par un magma d'origine profonde.

La présence de dépôts cendreux, polyolithologiques et vésiculés ainsi que de bombe trempée, à l'extérieur de la zone recouverte par les scories soudées, nous conduit à penser que le début de l'éruption fut caractérisé par une phase phréatomagmatique. Cette dernière pourrait d'ailleurs expliquer la formation des deux énormes puits constituant le cratère Commerson. Nous pouvons remarquer à ce propos que l'on trouve peu de blocs autour du cratère comparativement à sa taille. La formation, lors d'une éruption phréatomagmatique, d'une phase cendreuse peut contribuer à combler ce déficit.

Par la suite, un régime exclusivement magmatique s'est instauré avec intervention de fontaines de laves puissantes à l'origine des niveaux de "lapilli scoriacés".

Cependant, l'observation des scories soudées autour du cratère principal (large cône surbaissé) nous fait envisager, à ce niveau, la présence d'un lac de lave emplissant le trou formé par la phase explosive. Alors qu'au niveau de la fissure en amont la lave, très vésiculée, s'écoulait directement ; au niveau du cratère principal, le vaste entonnoir pouvait faciliter un dégazage du magma dont le résultat est le cône scoriacé surbaissé.

Quoiqu'il en soit, la coulée qui s'épanchait dans la rivière des Remparts était émise, au moins en partie, à partir du haut de la paroi de la rivière.

En fin d'éruption, un soutirage de la lave, directement dans la paroi Est de la rivière, à la base du deuxième puits, a permis la vidange des cratères pour les laisser dans un état proche de l'état actuel.

L'éruption du Cratère Commerson, d'après nos reconstitutions est donc caractérisée par une première phase phréatomagmatique poursuivie par une phase magmatique. Durant celle-ci, il est probable qu'un lac de lave se soit constitué dans le puits ouvert lors de la phase explosive, permettant ainsi le dégazage d'un magma originellement riche en gaz. La proximité de la rivière des Remparts a permis un soutirage de la lave laissant le cratère vide et béant.

L'éruption du Cratère Commerson montre de nombreuses analogies avec les éruptions de type Chisny que ce soit par la nature de la lave ou par le dynamisme. Il s'agit d'une éruption alimentée par une lave aphyrique provenant directement des zones profondes de génération du magma, ce qui est une règle quasi-générale pour les éruptions suivant le "rift" Nord-Ouest. Le transport jusqu'à la surface d'enclaves ultrabasiques paraît être également assez fréquent dans ce type d'éruption.

Les produits magmatiques émis sont également tout à fait comparables à ceux du Chisny (bombes à cortex vitreux et blocs, scories soudées et parfois écoulées).

De plus, la présence de phases phréatomagmatiques, ou plutôt de complications phréatomagmatiques, a été reconnue au Chisny, et est encore bien identifiable au Commerson.

En fait, il semble que la différence essentielle entre ces deux éruptions soit la présence de la Rivière des Remparts aux abords du Commerson. Cette vallée, drainant le magma de l'éruption n'a pas permis la construction d'un appareil de type Chisny.

Dans ce cas, le Commerson pourrait être représentatif d'un premier stade des éruptions de type Chisny.

8°) LES ERUPTIONS "EXCENTRIQUES"

Nous désignerons sous cette appellation, les éruptions à l'origine des grands cônes scoriacés caractéristiques des abords de la côte, sur les pentes basses du volcan.

Les éruptions excentriques sont définies (Rittmann, 1963) pour un volcan ayant une activité centrée alimentant les éruptions latérales et terminales. Dans un tel contexte, ce type d'activité éruptive est caractérisé par une alimentation à partir des niveaux profonds de génération du magma contrairement aux éruptions latérales et terminales. Les éruptions excentriques possèdent les caractères des éruptions initiales. Ceci implique des caractéristiques volcanologiques (indépendance avec l'activité ou la non-activité sommitale lors de l'éruption (des effets secondaires restant possibles)) que nous ne pouvons pas définir dans le cas des éruptions excentriques de la Fournaise, ce type d'activité n'ayant jamais été observé.

Néanmoins, les déductions que l'on peut tirer de l'observation des produits émis lors de la formation des grands cônes scoriacés côtiers nous conduit à les associer à ce type d'éruption. Les cônes scoriacés résultant d'éruptions "excentriques" sont nombreux et se sont formés au cours des quatre phases d'édification du Piton de la Fournaise (Voir Chapitre E). Certains d'entre eux, caractérisés par la "fraicheur" de leur coulée ou par leur position cotière et ceci dans des zones où la côte évolue très rapidement (prolongement des zones de faiblesse) paraissent appartenir à la phase actuelle. De plus, des indications ont été obtenues à partir de datations (C14) de bois carbonisés.

Il s'agit du piton Indivis daté à 420 ± 80 ans (Voir annexe 3), du piton de Bois Blanc dont la coulée vient recouvrir celle du piton Indivis et mouler le cône scoriacé, du piton Bellevue et du Gros Piton, au Nord.

Sur le flanc Sud, il s'agit du piton Takamaka et du piton Ravine Basse Vallée dont la coulée recouvre certaines coulées émises au niveau des puy Ramonds (Voir carte hors texte).

Les cônes "excentriques" situés sur les pentes externes du volcan, loin des lieux habituels d'éruptions n'apparaissent pas, contrairement aux éruptions de type "Avril 1977", alimentés à partir de fissures très longues divergeants du sommet de l'édifice volcanique. Les structures d'alimentation, que l'on peut observer pour certains appareils sont des fissures courtes au niveau desquelles toute l'activité s'est concentrée.

De toute évidence, ces éruptions sont caractérisées par un dégazage extrêmement puissant conduisant à la formation des grands cônes de scories. Cette activité est comparable à celle se développant suivant le "rift" Nord-Ouest au cours des premières phases d'édification du massif fournaisien.

Un tel dégazage caractérise des éruptions alimentées par un magma d'origine profonde.

Les coulées sont volumineuses et épaisses ; une grande partie disparaît en mer. Elles sont constituées par des laves attestant également d'une origine profonde. Il s'agit, pour les exemples que nous avons pu observer, d'océanites (piton Ravine Basse Vallée, piton Takamaka, piton Bellevue) ou de laves dont la composition est proche de celle du magma "primitif" fournaisien (Voir page 207)(Gros Piton).

Pétrologiquement, ces dernières laves, ainsi que celles du piton de Bois Blanc, sont caractérisées par la présence de phénocristaux d'olivine en quantité plus faible (Voir chapitre F).

De plus, dans certains cas, ces laves renferment des enclaves ultrabasiques diverses.

D'une part, un échantillon de Gabbro a été trouvé dans la coulée du piton Ravine Basse Vallée et des enclaves provenant de cumulats gabbroïques apparaissent en lame mince dans la coulée du piton de Bois Blanc. La présence de ces roches grenues nous conduit à penser que ces éruptions ont été alimentées à partir de niveaux profonds situés à l'aplomb des réservoirs alimentant les éruptions de la zone sommitale.



Des enclaves périclétiques apparaissent également (notamment dans les dépôts d'un cône plus ancien, le piton de Grande Anse). Dans les éruptions de la phase IV, nous n'avons pas trouvé de tels nodules, cependant, les cristaux d'olivine tectonisés et corrodés sont fréquents (Piton Indivis, Piton de Bois Blanc, Gros Piton).

Selon nous, ces éruptions caractérisent des montées directes de magma d'origine profonde atteignant la surface sans transiter par les réservoirs sommitaux.

Elles peuvent emprunter, en arrivant à la surface les structures plus superficielles de l'édifice volcanique (axe Ramond-Baril pour le piton Ravine Basse Vallée).

Lorsque ces éruptions se produisent, comme ce fut le cas pour le Gros Piton, au niveau de la falaise côtière, il est fort vraisemblable que des interactions avec l'eau de mer engendrent des phases explosives phréatomagmatiques. Nous n'avons pu les mettre en évidence au niveau du Gros Piton. Cependant, d'importants niveaux de teinte ocre jaune pouvant être des cônes de hyaloclastites (ils sont inaccessibles) apparaissent dans la falaise côtière à l'Est du piton de Grande Anse et au niveau du piton Vincenzo.



Eruption	Altitude du point de sortie le plus bas	Surface terrestre couverte en mètres carrés	Volume de lave partie en mer Important + Peu important -	Volume estimé en mètres cubes	Débit journalier moyen en mètres cubes
Avril 1977	530	2.965.000	+	100.000.000 (1)	8.300.000
Mars-Avril 1943	360	400.000	-	3.200.000	530.000
Novembre 1800	1000	1.525.000	+ -	≈ 40.000.000	6.600.000
1776	440	1.600.000	+	69.300.000 (2)	-
1776	710	800.000	+ -	33.400.000 (2)	-
1708	860	1.725.000	+	+ de 24.000.000 (2)	-
Baril	450	3.215.000	+	≈ 90.000.000	-
Ravine d'Ango	540	950.000	+	≈ 28.000.000	-
Forêt de Bois Blanc	1500	4.295.000	+	≈ 130.000.000	-

(1) Estimation Kieffer et Vincent (1977)

(2) Volume estimé par Joseph Hubert (in Lacroix, 1936)

≈ Estimation grossière donnant un ordre d'idée

LES ERUPTIONS LATÉRALES HORS ENCLOS DE TYPE "AVRIL 1977" (Voir page 74)

CHAPITRE D : LES ÉRUPTIONS EXPLOSIVES ET LES DÉPÔTS PYROCLASTIQUES

Les éruptions d'un volcan bouclier basaltique tel que le Piton de la Fournaise sont pour la plupart peu explosives. Les magmas basaltiques renferment une faible quantité de gaz et de plus leur faible viscosité facilite l'échappement de ceux-ci.

Comme nous l'avons vu les éruptions sont caractérisées par de faibles quantités de pyroclastites. L'indice d'explosivité (E) défini par Rittmann (1963) est toujours inférieur à 10.

Aussi, les éruptions explosives peuvent être qualifiées d'éruption inhabituelles.

Dans ces éruptions, l'eau joue un rôle essentiel. Toutes les éruptions explosives connues au Piton de la Fournaise font intervenir une importante vaporisation d'eau non juvénile. Il s'agit d'éruption phréatiques ou phréatomagmatiques.

1°) LES ÉRUPTIONS PHRÉATIQUES OU PHRÉATOMAGMATIQUES HISTORIQUES

Les cratères sommitaux ont été le siège de plusieurs phases explosives au cours des temps historiques.

Seules, les éruptions de 1860 et 1791 ont été bien décrites (Hugoulin 1860 et Bert in Lacroix 1936).

En revanche, celles de 1766, 1802 et 1812 sont moins bien connues ; aussi les enseignements que l'on peut tirer de ce type d'éruption seront puisés essentiellement dans la description des deux premières éruptions susnommées.

a) Contexte favorable aux éruptions phréatiques et phréatomagmatiques

On peut remarquer qu'en 1791 comme en 1860, ces phases éruptives ont eu lieu au cours ou à la suite d'éruptions latérales importantes.

En 1791, le volcan était le siège d'une éruption latérale sur son flanc Sud-Est depuis le mois d'Avril alors que la phase explosive a eu lieu le 17 juillet. Le volume de lave qui avait alors été émis fut estimé à près de 60 000 000 m³ (Bory de Saint-Vincent, 1804 page 244) soit un volume de lave comparable aux éruptions les plus productives du volcan.

Les caractères de cette éruption latérale (très faible quantité de projections au niveau de la fissure éruptive) permettent de la rapprocher de celle d'Avril 1977 et d'y voir la vidange d'un réservoir superficiel. Cette éruption s'est arrêtée quelques jours après la phase explosive.

De même en 1860, Lacroix (1936) note plusieurs émissions de laves au cratère central ainsi que d'importantes coulées dans les Grandes Pentes et ceci du 22 Janvier au 17 Mars. La phase explosive a eu lieu le 19 Mars.

De plus, nous pouvons noter que toutes les phases explosives observées à la Fournaise l'ont été entre 1760 et 1860 soit durant une période caractérisée par une activité quasi-persistante au niveau du Cratère Dolomieu.

En 1924, au Kilauéa, avant la phase explosive du mois de Mai marquée par un important élargissement du "pit-crater" Halemaumau (Jaggar et Finch, 1924) ce dernier était occupé par un lac de lave permanent, vidangé en Février - Mars 1924 à la faveur d'une injection de magma dans la rift zone Est du volcan.

b) Déroulement des éruptions

Toutes les éruptions explosives observées l'ont été à partir de la côte et donc à une distance importante des cratères sommitaux. Ces observations ont montré la présence d'un très important panache de vapeurs.

En 1791, ce panache était de couleur noire avec cependant une partie centrale plus blanche. Il s'est formé une colonne verticale qui s'est rabattue sur les côtés.

En 1860, le panache de fumée était de couleur grisâtre et le sommet de la colonne s'est séparé en deux parties, à l'instar du panache du 22 Mai 1924 au Kilauéa. Durant cette éruption, la base de la colonne de fumée était "lumineuse et sillonnée d'éclairs" (Hugoulin, 1860). Vu d'un autre point d'observation "toute la colonne était illuminée" par des masses de roches incandescentes. Ces phénomènes lumineux auraient été de courte durée.

A ces colonnes étaient associées des détonations ainsi que des vibrations du sol.

c) Produits émis

La phase de 1791 fut marquée par l'ouverture d'un nouveau cratère qui par la suite, sera nommé "Cratère Dolomieu". Légèrement à l'Est des cratères sommitaux de l'époque (Bory et Mammelon central), l'éruption créa une dépression annulaire de 200 mètres de diamètre environ sur plus de 200 mètres de profondeur. Ce cratère présentait des parois à pic desquelles s'échappaient des fumerolles alors que le fond était tapissé de blocs divers (Bert in Lacroix 1936) (Une description semblable fut donnée du cratère Halemaumau, au Kilauéa, après l'éruption de 1924 (Jaggar et Finch, 1924).

Sur les bords de ce cratère, sur une aire d'environ 600 m de diamètre, s'étaient déposées des cendres constituées par des fragments de roches pulvérisées. A ces cendres étaient associées quelques cheveux de Pelé. Bert ne signale pas la présence de blocs. Par contre, Bory (1804) en signalera lors de sa visite en 1801, de même que Maillard en 1853.

Les produits émis lors de l'éruption de 1860 sont mieux répertoriés. Une pluie de cendres a été signalée sur plus de 16 kms de rayon à la ronde (Hugoulin 1860) recouvrant une surface d'environ 600 km². Hugoulin a estimé la masse minimum de cendres projetées à 300 000 tonnes. De plus, il rapporte que le navire "Marie-Elisa" situé à 16 miles (\approx 30 kms) au Nord-Est du volcan "a eu son pont entièrement couvert de cendres" (Fig. 10). Enfin, des chutes de pierres ont également été notées dans les hauts de Bois Blanc, causant des dégâts dans les plantations. Ceci nous permet de mieux apprécier la puissance d'une telle explosion.

Les cendres ont été décrites comme très fines et de teinte grise vers Saint-Philippe alors qu'elles étaient plus grossières (granulométrie d'un sable) à Sainte-Rose.

Cette dispersion des produits (granulométrie plus importante à Sainte-Rose, petits blocs dans les hauts de Bois Blanc, cendres allant très loin vers le Nord-Est) peut traduire des explosions dirigées vers le Nord Est. L'importante dispersion des fines vers le Nord-Est implique que le nuage soit monté suffisamment haut pour être soumis aux contre-alizés.

D'après la description d'Hugoulin, les deux parties du panache se seraient dirigées : la plus grosse vers le Nord-Est (elle cachait entièrement l'autre vue de Sainte-Rose), la plus petite vers le Sud-Est. Cette différence peut provenir d'une différence de hauteur entre les deux panaches qui auraient donc été soumis à des conditions météorologiques différentes.

d) Dépôts sur le terrain

Les dépôts des différentes phases phréatiques ou phréatomagmatiques des cratères sommitaux sont encore observables autour des cratères quand ils n'ont pas été recouvert par des coulées plus récentes.

Ces retombées sont localisées sur les bords Nord et Sud des cratères Dolomieu et Bory et principalement entre les deux cratères.

Il s'agit essentiellement de blocs très nombreux, dont le volume peut dépasser 1 m³. Ces blocs, arrachés aux parois du cratère (certainement le Dolomieu), sont constitués par des roches diverses (basaltes aphyriques ou à olivine, océanites et assez fréquemment des basaltes doléritiques).

Nous avons pu retrouver des blocs provenant de ces éruptions jusqu'à plus d'un kilomètre du cratère (blocs décimétriques à partir de 2400 mètres d'altitude environ).

A ces blocs sont associés deux types de bombes :

- Des bombes en "chou-fleur", trempées. Elles présentent une surface craquelée et variqueuse (photo 20). Ces bombes, massives et vitreuses renferment parfois de petites enclaves de roches diverses. Microscopiquement, elles sont riches en "phénocristaux", pour la plupart de petite taille (de l'ordre du 1/10 de mm). Seuls de rares individus sont visibles à l'oeil nu (1 à 2 mm). Phénocristaux et micro-phénocristaux sont constitués par les mêmes phases minérales, soit plagioclase (labrador, An 55) représentant 26 % de la roche, clinopyroxène (16 %), olivine (4 %), oxydes opaques (1 %).

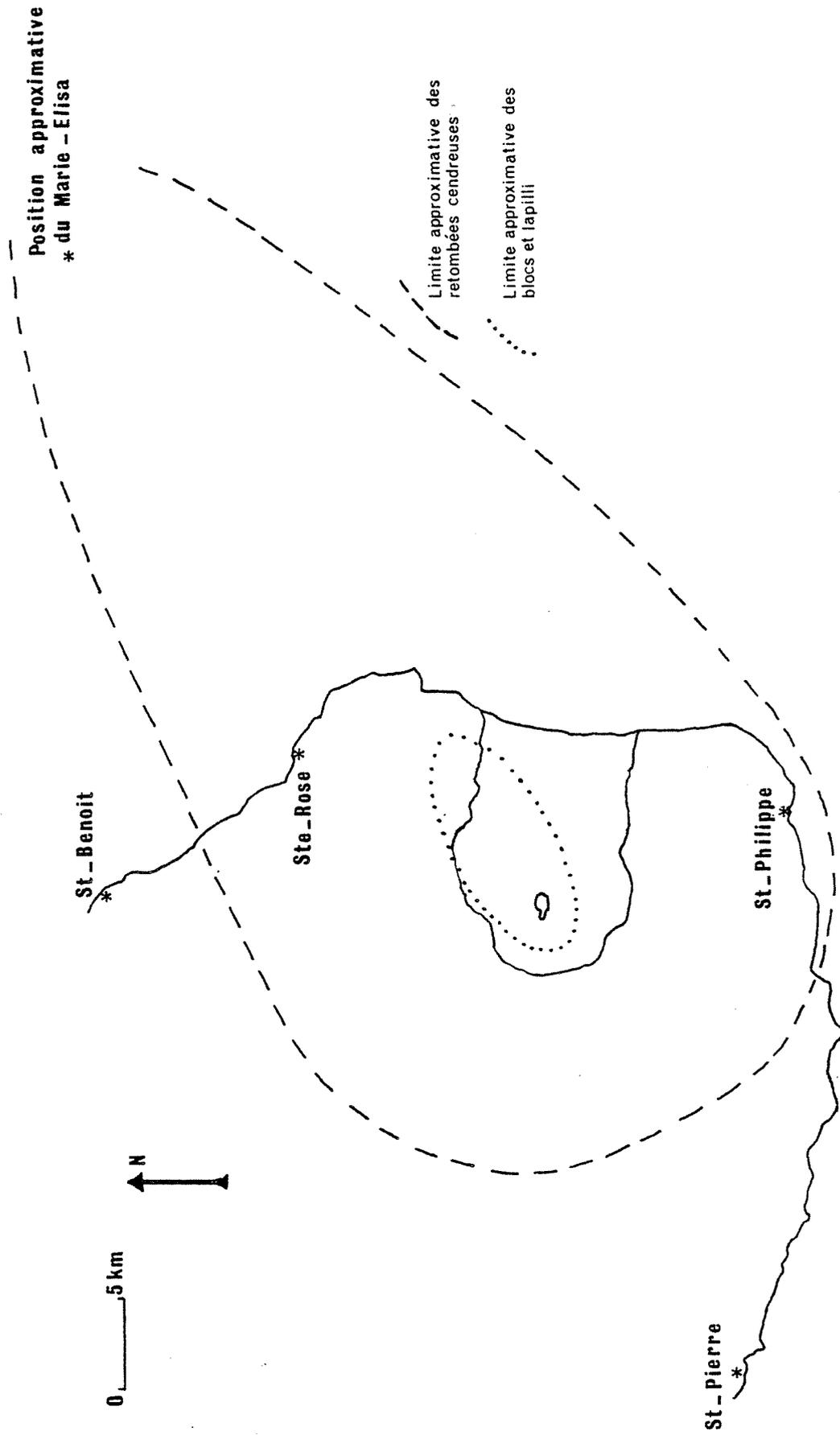


FIG. 10 : RETOMBÉES AÉRIENNES DE L'ÉRUPTION DE 1860
(D'APRÈS HUGOULIN 1860)

Ces cristaux paraissent en équilibre avec la mésostase et témoignent d'une cristallisation cotectique du magma. Les associations à tendance ophitiques de plagioclase - clinopyroxène et plagioclase - clinopyroxène - olivine sont fréquentes.

La mésostase entre pour 47 % dans la constitution de la roche (les 8 % restant étant des vésicules). Elle est partiellement vitreuse. Nous distinguons des plages de verre brun chargées ou non de petits granules d'oxydes noirs (magnet.?) en quantité variable. Localement, ils peuvent occuper tout l'espace disponible constituant une mésostase très sombre, finement pigmentée par les granules noirs. On distingue également de petites enclaves pour lesquelles la mésostase est vitreuse et de teinte noire.

Les bombes en "chou-fleur" sont peu nombreuses par rapport aux blocs.

- Des bombes à cortex vitreux. Elles sont très rares (seuls deux exemplaires ont été trouvés). Il s'agit de blocs arrachés au conduit, emballés dans une fine pellicule de lave vitreuse. La lave à l'origine de l'éruption englobe un bloc "froid" et subit une trempe à son contact, aboutissant à la formation de "fractures". Ces bombes ont des formes ovoïdes le plus souvent, parfois sphériques.

Les dépôts cendreux sont rares et difficiles à distinguer parmi les nombreuses retombées cendreuse affleurant dans l'Enclos.

Néanmoins, aux alentours des cratères sommitaux et notamment sur le rebord Nord-Ouest du Dolomieu, nous pouvons noter la présence de niveaux mélangés de cendres et de scories.

On observe très bien ces niveaux au passage des nombreuses fractures ouvertes de cette région. Nous pouvons y distinguer deux unités :

- . L'unité supérieure est essentiellement scoriacée. Les scories non soudées sont englobés dans une cendre fine de couleur jaune, vitreuse formée de petits éléments palagonitisés.
- . L'unité inférieure présente une composition identique à la précédente ; toutefois, la proportion de cendres y est plus grande. De plus, nous avons trouvé dans ce niveau des fragments laviques trempés de taille centimétrique.

Microscopiquement, ces petits blocs ont des compositions proches de celle des bombes trempées (Voir ci-des.). La mésostase (43 %) peu cristallisée, à granules noirs, renferme des phénocristaux et micro-phénocristaux de plagioclase (29 %, labrador), clinopyroxène (16 %), olivine (3 %), oxydes opaques (1 %). Les vésicules représentent environ 8 % de la roche.

D'autre part, aux abords du gîte du Pas de Bellecombe, on distingue, au-dessus des "cendres de Bellecombe", une petite couche de cendres fines, brunes de 10 cm d'épaisseur. Ce niveau, d'âge récent, peut avoir été émis à l'occasion de phases explosives sommitales telles que celle de 1860.

e) Enseignements et Conclusions

Ces deux éruptions suffisamment bien décrites par les observateurs de l'époque montrent que, dans certaines conditions, des phénomènes explosifs violents peuvent se produire au sommet du volcan.

Nous avons pu voir, qu'au Piton de la Fournaise, ces phénomènes se sont produits alors que le volcan était soumis à un régime d'activité quasi-permanente (voir description de l'activité sommitale, page 61). Durant cette période (1700 à 1860) les cratères sommitaux ont été le siège d'activités explosives fréquentes : 1791, 1860 mais aussi 1766, 1802, 1812 bien qu'il soit plus délicat de se faire une opinion sur ses paroxysmes par manque de description.

Depuis 1860 environ, fin de l'activité persistante, aucun phénomène de ce type n'a été noté.

Rappelons également que les cratères sommitaux de l'Etna et du Kilau sont ou ont été le siège d'explosions phréatiques ou phréatomagmatiques alors que ces volcans sont ou ont été en activité persistante.

Une activité de ce type maintient, au niveau des cratères sommitaux un flux de chaleur élevé permettant une vaporisation de toute eau nouvellement apportée.

De plus, comme nous l'avons vu, ces phases explosives surviennent à la suite d'importantes éruptions latérales amenant une vidange des conduits sommitaux. Une telle vidange se traduit par un approfondissement, par effondrement, des cratères et un éboulement de leurs parois. Celles-ci sont fortement imbibées d'eau (la Fournaise est une région à très forte pluviosité, toute cette eau s'infiltrerait immédiatement pour se concentrer dans les cavités des coulées ou dans les niveaux pyroclastiques) du fait de leur importante porosité et du grand nombre de vides (laves "pahoehoe" ou "en échaudé") des coulées de la région sommitale. L'effondrement brutal des bords et du fond du cratère va donc former un bouchon humide au fond de celui-ci et modifier les conditions hydrologiques. Sous l'effet du flux thermique important au niveau des cratères sommitaux de volcans en activité persistante, l'eau nouvellement apportée à un niveau plus bas va se vaporiser, créant ainsi de très fortes pressions aboutissant aux phases explosives décrites.

Les descriptions des éruptions de 1924 au Kilauéa (Jaggar et Finch, 1924) ou de 1979 à l'Etna (Kieffer, 1979) montrent qu'elles ont eu lieu dans des conditions semblables.

En 1924, au Kilauéa, l'élargissement spectaculaire du cratère Halemaumau était essentiellement dû aux effondrements (Mac Donald, 1970). Cette éruption fut également interprétée comme résultant d'un apport d'eau superficielle dans le conduit "chaud" du volcan.

En 1979, à l'Etna, l'effondrement d'une terrasse intracratérique est venu obstruer le fond de la "Bocca Nuova". Les roches et cendres constituant ce bouchon étant imprégnées d'humidité, l'eau s'est rapidement vaporisée, créant de très fortes pressions, libérées par l'explosion du 12 Septembre (Kieffer, 1979 ; Murray, 1980).

Des appareils comme le Piton de la Fournaise où les volcans Hawaïens situés en zone tropicale, reçoivent des quantités très importantes de précipitation (plus de 8 mètres d'eau/an en moyenne) et leurs zones sommitales sont fortement imprégnées d'eau. De même, à l'Etna, les masses neigeuses sont très importantes au sommet. Lorsque de tels volcans sont en activité persistante et que leur zone sommitale est soumise à un flux de chaleur important, nous pouvons penser qu'il s'instaure un équilibre aboutissant à une vaporisation continue ; la vapeur ainsi formée s'échappant librement sous forme de fumerolles ou d'un panache sommital.

Lorsque ces conditions d'équilibre sont rompues comme cela peut être le cas à la suite d'effondrements ou de tout autre phénomène aboutissant à une vaporisation plus importante et rendant plus difficile l'échappement de la vapeur, cette dernière peut-être mise en pression. La possibilité de paroxysmes explosifs est alors accrue.

Pour la prévision de telles phases explosives, il est donc important de surveiller les changements importants affectant la région sommitale, susceptibles de détruire l'équilibre existant entre le flux de chaleur et les infiltrations d'eau.

Dans l'état actuel de la Fournaise, une augmentation importante du flux de chaleur au niveau du cône terminal pourrait provoquer une vaporisation importante de l'eau renfermée dans la zone sommitale pouvant aboutir, après mise en pression à une éruption phréatique ou phréatomagmatique.

2°) "CENDRES DE BELLECOMBE"

Nous désignons sous cette appellation une série de dépôts essentiellement cendreuse affleurant à l'Ouest du Rempart de Bellecombe, sur les pentes du cône de la Fournaise III.

La majeure partie de cette formation est constituée par un matériel de granulométrie cendreuse (< 2 mm), nous permettant de conserver l'appellation de "cendres de Bellecombe". Cette formation renferme cependant des passées de lapilli et même des blocs.

La répartition de ces dépôts et la localisation des affleurements types est donnée dans la Figure 2D.

a) Description des affleurements types

a.1) Chemin du Nez Coupé du Tremblet

Cet affleurement se situe sur le rebord du rempart de Bellecombe, à 1 km au Sud du Piton Hubert.

Les dépôts reposent sur les coulées terminales de la phase III (basaltes à olivine et feldspath) sectionnées par la caldera de l'Enclos Fouqué.

Ils atteignent ici une épaisseur de 2 m 30 environ et sont surmontés par un niveau de cendres brunes et un niveau de "lapilli scoriacés" (Fig. 3D II).

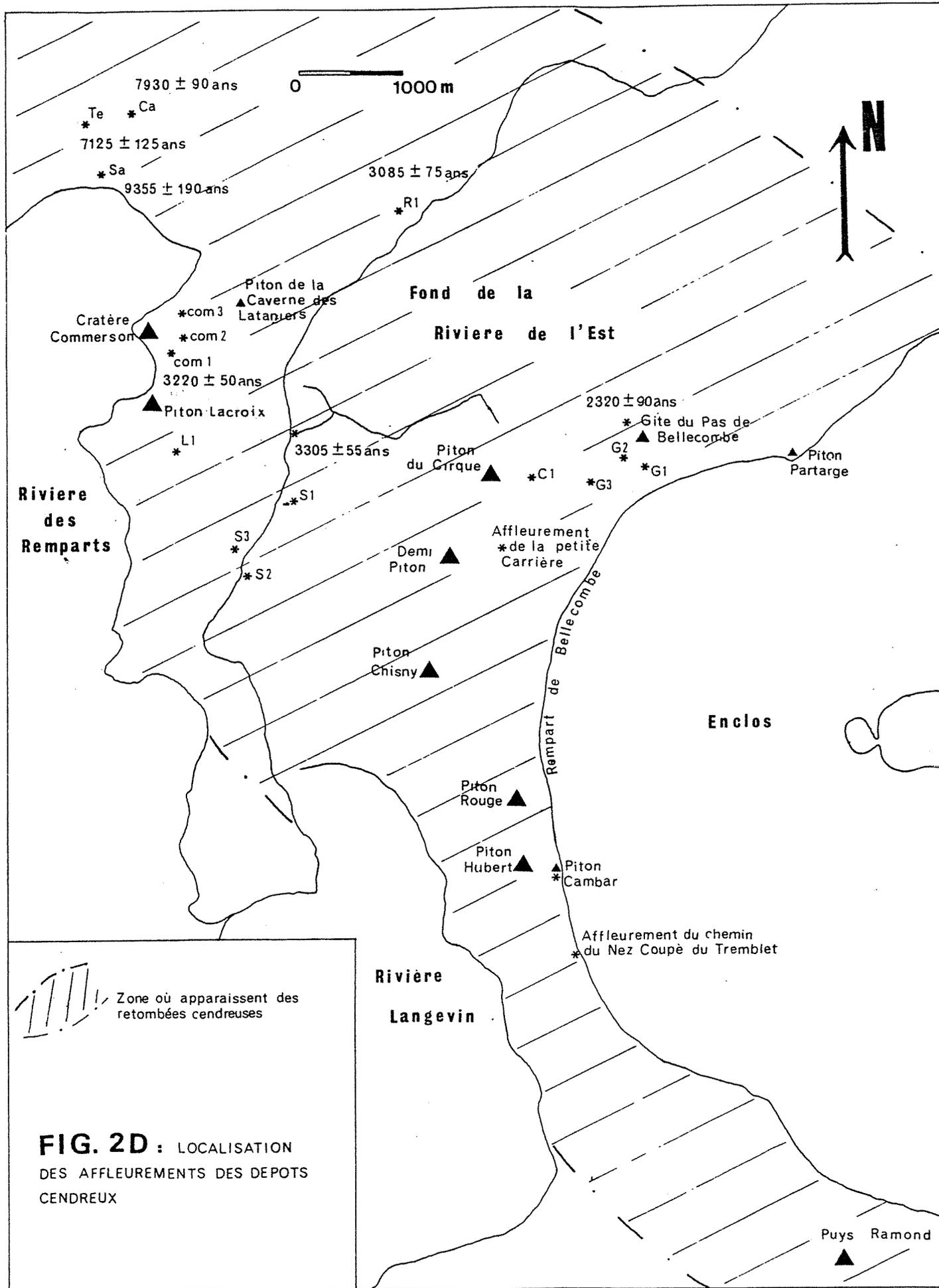


FIG. 2D : LOCALISATION
DES AFFLEUREMENTS DES DEPOTS
CENDREUX

La coupe de ces dépôts cendreux est la suivante (de bas en haut) :

- (1) Cendres fines de teinte gris-marron légèrement indurées formant un niveau homogène d'environ 40 cm d'épaisseur. Il renferme de gros blocs paléogènes dont la taille peut atteindre plusieurs décimètres. Ces blocs sont essentiellement concentrés à la base du niveau.

L'extrême richesse en cendres fines de ce dépôt a permis la formation de "balles de boue" pouvant atteindre la taille d'un poing. Leur présence est caractéristique d'un milieu très riche en eau.

- (2) Niveau de cendres très fines de même nature que dans la formation précédente. Il est caractérisé par la présence de lapilli accrétionnés en grande abondance. Ces lapilli ont une taille moyenne de 5 mm de diamètre. Le niveau possède une épaisseur de 10 à 15 cm.

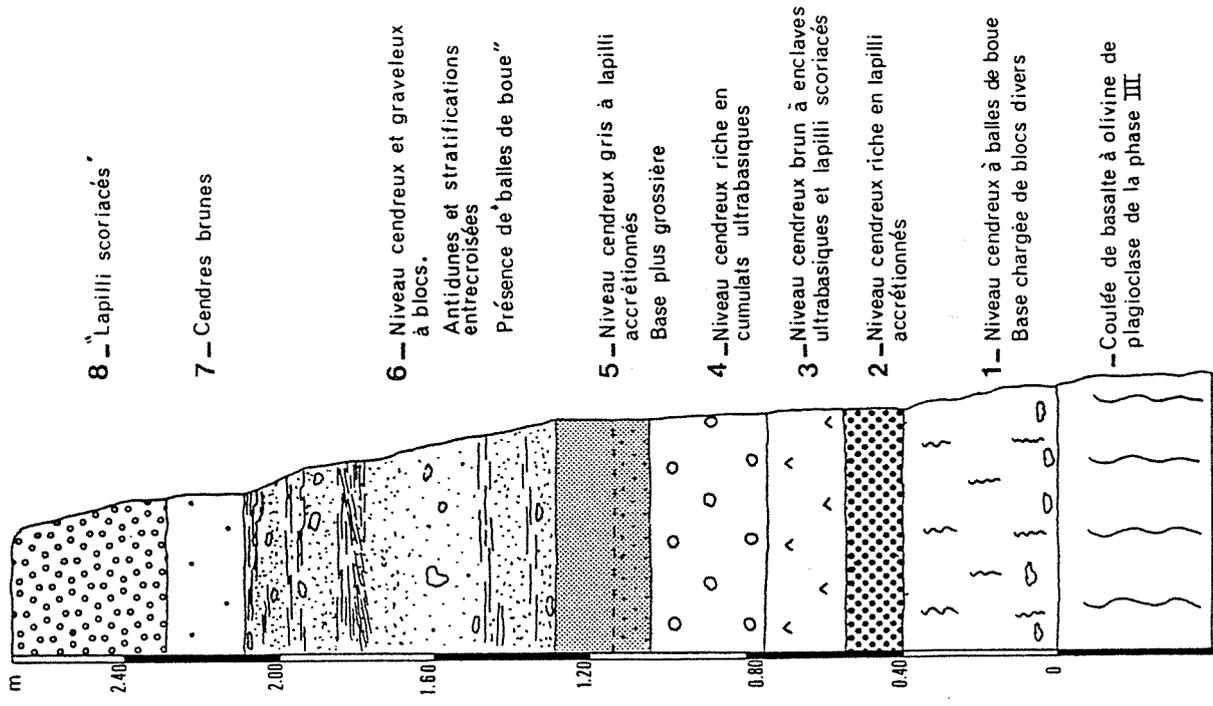
- (3) Niveau cendreux de teinte gris-brun renfermant des fragments de roches volcaniques diverses et des morceaux de roche grenue (Gabbros ou périclites). Tous ces fragments sont de petite taille (généralement inférieure au centimètre, le plus souvent millimétrique) mais sont assez fréquents.

Microscopiquement, nous observons des fragments de laves diverses et de cumulats gabbroïques ainsi que des fragments minéraux (olivine, plagioclase, clinopyroxène), et de petits fragments de lave à phénocristaux d'olivine, et plagioclase dont la mésostase est totalement vitreuse. Certains de ces fragments présentent des bords concaves.

- (4) Niveau cendreux marron clair riche en gros éléments dont beaucoup de morceaux de roches grenues (dolérites, gabbros, périclites, ...). Ce niveau renferme également des éléments de laves diverses et des fragments minéraux. Des balles de boue se sont également formées en grande quantité ; comme précédemment, elles atteignent la taille d'un poing. Ce niveau présente une épaisseur de 15 cm environ.

- (5) Dépôt cendreux de teinte grise dans lequel, on distingue deux niveaux différents par leur proportion cendres/lapilli alors qu'ils renferment les mêmes éléments. Le niveau du bas comporte une plus grande proportion de lapilli, ce qui lui donne un aspect plus grossier. Le niveau du haut est presque exclusivement cendreux. On y distingue cependant quelques lapilli scoriacés et morceaux de laves anciennes et cumulats ainsi que des fragments minéraux (olivine, Cpx, plagioclase). Ce niveau, très homogène contient également quelques lapilli accrétionnés ainsi que des "balles de boue" à son sommet (diamètre jusqu'à 5 cm). Epaisseur des deux niveaux réunis : 25 cm.

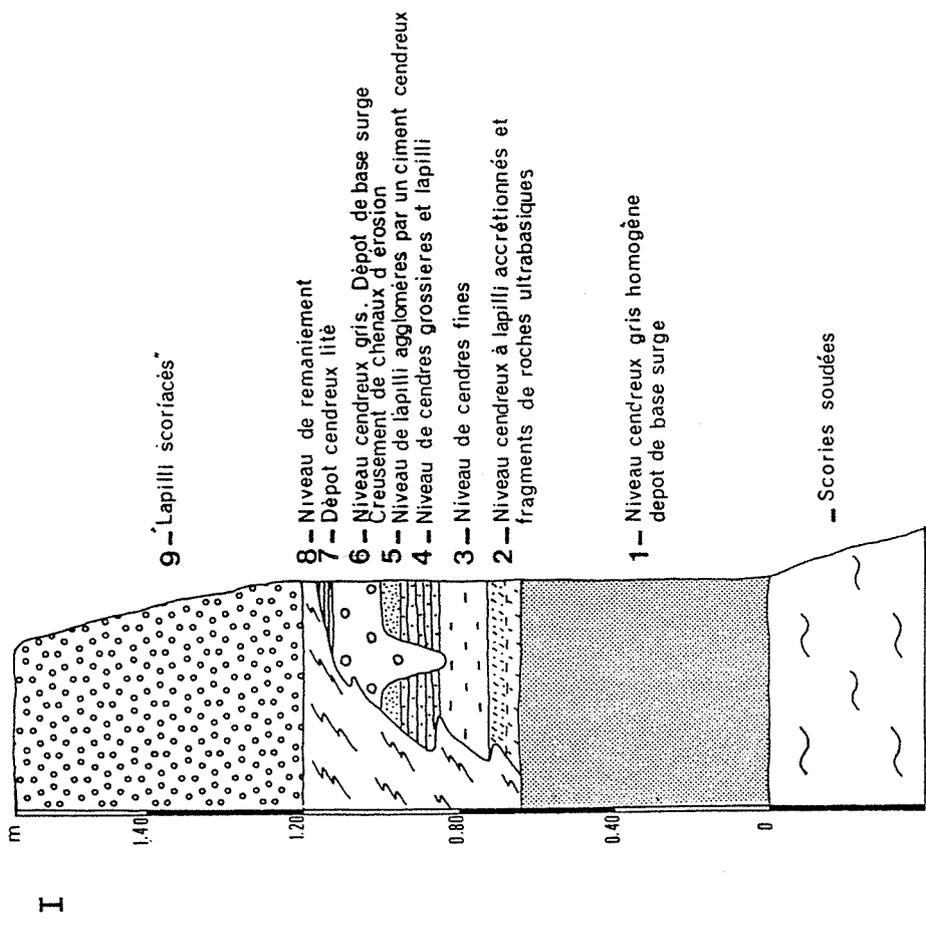
- (6) Le dépôt suivant comprend une succession de niveaux fins, cendreux, lités et de niveaux de lapilli également lités, ou s'intercalent parfois des passées de cendres grossières, homogènes. Cette succession possède une épaisseur de 80 cm environ, mais sa base est difficile à observer car recouverte d'éboulis. Si certains lits sont réguliers (dans le haut de la couche), d'autres sont interrompus ou possèdent un tracé onduleux. Nous pouvons en fait distinguer des formes tout à fait comparables à des antidunes avec notamment la face exposée au souffle beaucoup plus pentue que la face sous le souffle (voir photo n° 15). De plus, localement, se sont formées des stratifications entrecroisées.



II

-- Coupe du chemin du Nez Coupé du Tremblat

FIG 3D:



I

-- Coupe de la Petite Carrière

Vers le bas du niveau, les couches ont tendance à s'épaissir et des lits homogènes de 10 à 15 cm d'épaisseur apparaissent, composés de cendres fines ou plus grossières. Ils renferment parfois des "balles de boue" de la taille d'un poing.

Ces différents niveaux lités renferment de gros blocs anguleux dont certains atteignent 15 cm de côté. Il s'agit de blocs de laves anciennes.

Les niveaux fins possèdent un litage régulier et peu épais (quelques millimètres). Les niveaux grossiers possèdent un litage plus irrégulier, perturbé par la présence de gros fragments de plus d'un centimètre de côté.

Localement un granoclassement est observable.

Microscopiquement, outre la présence de fragments de laves anciennes, de minéraux (olivine, clinopyroxène, plagioclase), lapilli scoriacés, roches grenues (Gabbros), on note la présence de nombreux fragments vitreux, noirs, de petite taille à bords concaves. Ils renferment des microphénocristaux de plagioclase et d'olivine.

a.2) Affleurement de la petite carrière

Cet affleurement apparaît dans une petite carrière ouverte dans un cône de scorie situé 500 m à l'Est du Demi-Piton, sur la droite de la route du volcan en allant vers le gîte (Fig. 2D).

Les dépôts reposent ici sur les scories (basalte à phénocristaux de plagioclase) du cône. L'épaisseur des dépôts cendreuse est d'environ 1,20 m. Cet affleurement est celui qui offre la meilleure coupe dans les "cendres de Bellecombe" (Fig. 3D I).

De bas en haut, nous trouvons :

- (1) Couche très homogène, s'épaississant dans les creux (tendance à combler le relief), d'une épaisseur de plus de 60 cm dont la base est cachée par des éboulis. Cette formation possède un litage très frustré, difficilement observable ; elle est essentiellement composée d'une matrice cendreuse (cendres fines) renfermant des éléments paléogènes (laves anciennes, minéraux, lapilli scoriacés) de petites tailles et en petit nombre. La base de ce dépôt est enrichie en morceaux de scories appartenant au cône sous-jacent. Les morceaux de cumulats (gabbros essentiellement) sont peu fréquents. On rencontre également de rares lapilli accrétonnés.

La matrice cendreuse est constituée d'un assemblage de grains microscopiques provenant de la pulvérisation des éléments paléogènes.

- Surmontant cette première unité, nous trouvons un dépôt lité, d'épaisseur constante (35 cm à 40 cm) qui vient mouler le relief préexistant. Cette unité se compose de plusieurs niveaux (de bas en haut).

- (2) Niveau de 10 cms d'épaisseur, cendreuse constitué essentiellement de lapilli accrétonnés (6 à 7 mm de diamètre en moyenne) mais renfermant également des éléments paléogènes divers ainsi que de nombreux fragments de cumulats.

Le niveau est peu lité, sa moitié inférieure est cependant plus cendreuse. Localement, on note des enrichissements en éléments paléogènes grossiers.

- (3) Niveau de 12 cm d'épaisseur environ constitué essentiellement de cendres fines. Les éléments paléogènes sont peu nombreux (moins de 20 %). Les cumulats gabbroïques sont toujours présents.

- (4) Nous trouvons ensuite un niveau épais de 10 cm environ constitué d'une alternance de lits fins et cendreuse de 2 cm d'épaisseur et de lits de 3 cm d'épaisseur, formés d'éléments grossiers.

Les lits grossiers sont constitués presque exclusivement de lapilli dont la taille peut atteindre 2 cm. Ces lapilli sont des fragments de laves anciennes parfois scoriacées ou de minéraux divers (olivine essentiellement).

Les lits fins sont formés presque exclusivement de cendres fines et contiennent de rares éléments paléogènes.

- (5) Enfin nous trouvons au sommet un niveau épais de 6 cm, relativement induré, constitué presque exclusivement de lapilli agglomérés par un ciment cendreuse fin, de teinte grise, entourant chaque lapilli.

Pour l'essentiel, les lapilli sont des fragments arrondis de laves anciennes ; on peut également y voir des fragments de minéraux (olivine essentiellement).

La taille des lapilli varie de quelques millimètres à plus d'un centimètre (2 à 3 mm le plus souvent).

Ce niveau est lité ; on distingue des lits pour lesquels la base est légèrement moins riche en cendre fines. Certains de ces lits possèdent des éléments en moyenne plus petits.

Microscopiquement, il s'agit d'un tuf polygénique renfermant beaucoup de fragments de minéraux (olivine, clinopyroxène et plus rarement labrador) dont certains sont tectonisés et appartenant à des complexes cumulatifs. Ces minéraux peuvent être englobés d'une pellicule noire, vitreuse. Les fragments de laves anciennes sont également fréquents ainsi que les fragments gabbroïques qui apparaissent relativement altérés (altération de plagioclase).

Le ciment est formé de petits débris minéraux et rocheux et d'un matériel très fin, brun, vitreux.

- Cette unité litée est surmontée d'une troisième composée de deux niveaux :

. Le premier (6), d'une épaisseur de 10 à 15 cm, n'est pas lité. (On y distingue cependant des passées plus riches en débris (souvent lapilli scoriacés), mais elles ne sont pas clairement limitées et se terminent fréquemment en se pinçant. Il consiste en un niveau cendreuse renfermant une assez grande quantité de lapilli scoriacés ainsi que des fragments de cumulats gabbroïques ou périclétiques, des morceaux de laves anciennes et des fragments de minéraux. Ce niveau renferme également de rares lapilli accrétonnés.

La particularité de ce dépôt est qu'il vient remplir des chenaux en forme de U creusés dans les niveaux lités sous-jacents. Ces chenaux se développent perpendiculairement à la coupe de l'affleurement c'est-à-dire que les chenaux sont allongés suivant une direction Nord 310° environ, constituant une radiale au cône terminal actuel.

. Un deuxième niveau (7) constitué de cendres fines repose sur le précédent. Il est finement lité et renferme peu d'éléments paléogènes. Il marque la fin des "cendres de Bellecombe".

Nous trouvons par la suite deux unités différentes :

- Une unité (8) d'épaisseur variable venant "recreuser" les dépôts des "cendres de Bellecombe" pour atteindre parfois le premier niveau. Cette unité est interprétée comme un niveau de remaniement. Elle est constituée par un ciment fin assez rare emballant un matériel hétéroclite de blocs de roches diverses et de scories appartenant pour l'essentiel au cône au pied duquel reposent les "cendres de Bellecombe".

Ce niveau est tout à fait comparable à ceux que l'on peut trouver au débouché de certaines ravines.

- Par dessus, se trouve une unité (9) de "lapilli scoriacés" ocre-jaune du type de ceux décrits page 135. Elle atteint ici environ 80 cm d'épaisseur. Ce niveau de "lapilli" est en continuité avec ceux appartenant au Piton du Cirque et à certainement été émis par ce cône.

a.3) Descente du Pas de Bellecombe au Gite

Sur une bonne partie de ce sentier, nous pouvons suivre les "cendres de Bellecombe" recouvrant la coulée à phéno-cristaux de plagioclase et olivine du haut du Pas de Bellecombe (Fig. 2D, point G1).

Nous pouvons rapidement décrire ces produits comme suit : (de bas en haut) (Fig. 4D, log I)

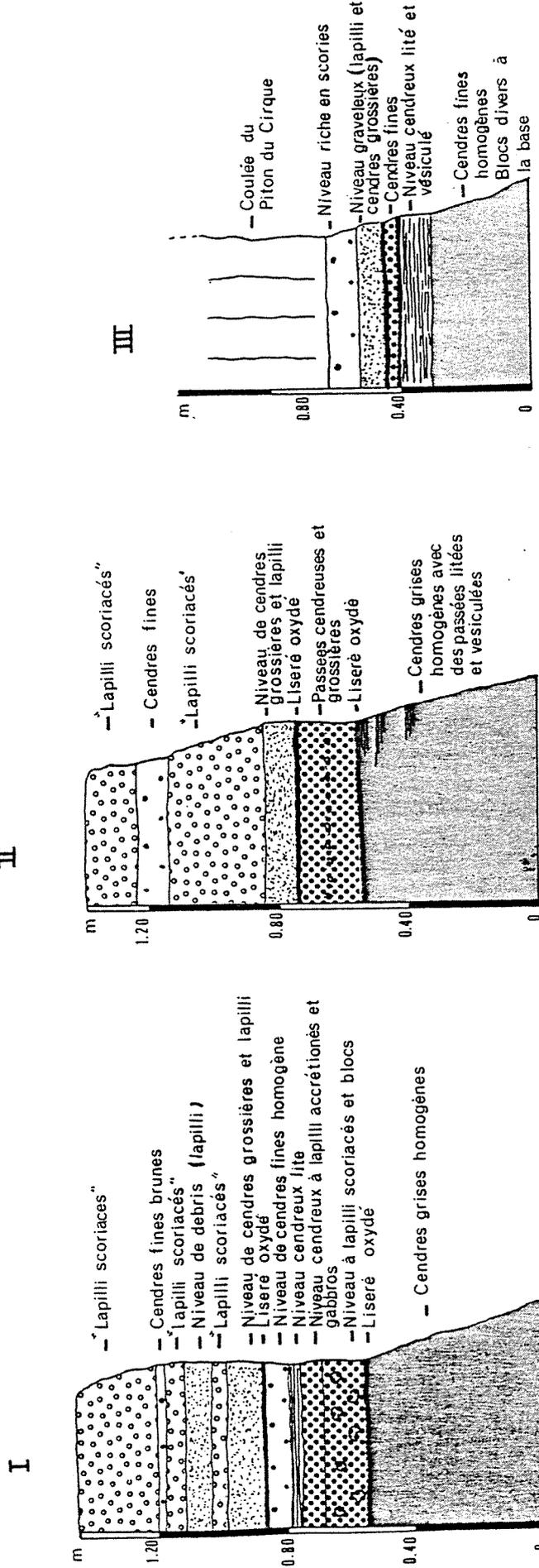
- Niveau homogène de cendres grises, fines et indurées d'une épaisseur de plus de 50 cm. Il renferme toute sorte d'éléments paléogènes jusqu'à 2 cm de diamètre (laves anciennes parfois scoriacées, fragments de minéraux (olivine surtout, plagioclase plus rarement).

Microscopiquement, nous relevons la présence de granules vitreux à cassure concave renfermant des microphénocristaux d'olivine, clinopyroxène et plagioclase.

- Niveau de 10 à 12 cm d'épaisseur de teinte ocre-jaune de granulométrie grossière renfermant de nombreux lapilli scoriacés et fragments de roches diverses. A la base de ce niveau, nous trouvons un liseré induré de teinte rouge brique certainement due à une concentration d'oxydes ferriques.

- Niveau de 7 cm d'épaisseur, lité, très riche en débris gabbroïques. Il comprend une alternance de passées finement litées où dominent les éléments cendreux et de passées plus grossières (taille moyenne des fragments proches d'un millimètre) constituées de fragments laviques, minéraux et gabbroïques. Ce niveau renferme également de petits lapilli accrétonnés ainsi que des fragments microscopiques noirs, vitreux à bords concaves à microphénocristaux de clinopyroxène et plagioclase.

FIG. 4 D



G1 - Descente du Pas de Bellecombe au Gite

G2 - Route du Gite

G4 - Pied du Piton du Cirque

Nous avons également trouvé de très petits fragments de bois carbonisé en quantité trop faible pour espérer une datation.

- Niveau finement lité (épaisseur des strates : 1 mm) composé de cendres grises d'une épaisseur de 3 cm environ.

- Niveau de même nature sans litage et renfermant de petits débris de taille inférieure au millimètre. Il possède une épaisseur de 8 cm et renferme à son sommet de rares petits fragments de bois carbonisés.

- Niveau grossier renfermant des débris de toute sorte (essentiellement morceaux de roches et minéraux) cimentés par un matériel cendreuse de teinte brun-jaune. Le niveau fait 10 cm d'épaisseur et la granulométrie de ses éléments est de 1 à 2 mm en moyenne. Il présente un litage frustré. A sa base, apparaît un lit rouge brique induré.

- Niveau riche en lapilli scoriacés (5 cm d'épaisseur).

- Niveau de débris fins à fragments de laves diverses, minéraux (olivine) et lapilli scoriacés (8 cm d'épaisseur).

- Niveau riche en lapilli scoriacés (5 à 6 cm d'épaisseur).

- Niveau cendreuse brun de petite taille.

- Niveau de "lapilli scoriacés" de teinte ocre sombre (25 cm d'épaisseur).

a.4) Route du Gite

Ces niveaux cendreuse affleurent près du Gite du Pas de Bellecombe (Fig. 2D, pt G2). Nous avons ici un affleurement du type de celui précédemment décrit. Seules quelques modifications sont à apporter :

- Les niveaux cendreuse de base sont identiques quoique moins épais (Fig. 4D, log. II). A noter, cependant, dans le niveau à la base, la présence de petites passées finement litées présentant de petites vésicules (tufs vésiculés).

Les niveaux supérieurs changent également d'aspect avec le développement d'un niveau de "lapilli scoriacés" de 30 cm d'épaisseur recouvrant un niveau de cendres grossières de 10 cm d'épaisseur.

Le niveau cendreuse sommital s'épaissit également (10 cm).

A 600 m du gite (Fig. 2D, pt G3), affleure un niveau induré de teinte ocre-jaune de granulométrie fine mais renfermant de nombreux blocs de laves de même nature que la coulée sous-jacente. Ces blocs ont été pris et transportés avec le dépôt cendreuse. Les parties les plus hautes de ce niveau sont chargés en lapilli de laves anciennes.

a.5) Affleurement du pied du Piton du Cirque

Les produits cendreuse apparaissent au pied du Piton du Cirque, sous une de ses coulées (basalte aphyrique renfermant des nodules périclétiques) à la faveur d'une ravine entamant son flanc Est (Fig. 2D, pt C1).

Cet affleurement confère donc, au Piton du Cirque, un âge plus récent que les "cendres de Bellecombe".

Les dépôts rencontrés se caractérisent comme suit (de bas en haut) (Fig. 40, log. III) :

- Niveau homogène de cendres fines de teinte brune renfermant quelques blocs constitués de laves anciennes et entre autre d'océanites comme la coulée sous-jacente. Ce niveau apparaît légèrement induré. Il passe vers le haut à une unité de cendres grises, stratifiée de 10 cm d'épaisseur, présentant localement des chapelets de vésicules (tufs vésiculés). Les différents lits possèdent des épaisseurs de 1 à 2 mm. On note parfois de petites passées plus grossières surtout vers le sommet du niveau contenant de nombreux fragments scoriacés et de laves anciennes ainsi que des minéraux (olivine, clinopyroxène, plagioclase) et de rares morceaux de gabbros.

Microscopiquement, nous pouvons distinguer, pour certains lits fins, un granoclassement normal, peu marqué, des particules. Parmi les cendres fines peuvent se trouver quelques éléments de tailles plus importantes (cristaux d'olivine, clinopyroxène et plagioclase, lapilli scoriacés, fragments de roches anciennes et fragments de roche vitreuse noire).

Nous retrouvons ces mêmes éléments dans les passées graveleuses avec, en supplément, des fragments de roches gabbroïques ainsi que des petits fragments vitreux brun-clairs légèrement palagonitisés.

Au sommet de cette unité, on note la présence d'un liseré induré de teinte rouge-brique.

- Niveau homogène de teinte brune constitué de cendres fines englobant des fragments d'olivine, laves anciennes et lapilli scoriacés en faible quantité ainsi que des fragments de gabbros plus fréquents. Ce niveau, d'une épaisseur de 4 cm, renferme également de rares fragments de bois carbonisés.

- Niveau granuleux de 8 cm d'épaisseur constitué pour l'essentiel de fragments de laves anciennes englobés d'une fine pellicule de cendres brunes. Un nouveau liseré rouge brique apparaît à la base de ce niveau.

- Niveau de cendres brunes très riche en lapilli scoriacés rouges (épaisseur 10 cm). Ce niveau est surmonté par la coulée du Piton du Cirque.

b) Extension des dépôts

Les "cendres de Bellecombe" viennent recouvrir les coulées de la Fournaise III à l'extérieur de l'Enclos Fouqué.

Ils affleurent donc au Nord du Pas de Bellecombe, recouvrant les pentes descendant vers le Fond de la Rivière de l'Est.

Quelques centaines de mètres sous le gîte, à la faveur de la nouvelle route du Fond de la Rivière de l'Est, nous avons trouvé des fragments de bois carbonisé permettant de dater (C14) les niveaux cendres à 2320 ± 90 ans.

A l'Est nous pouvons suivre le dépôt jusqu'au niveau du Piton Partage. Dans le reste du sentier et après le Nez coupé, les cendres fines brunes ne sont pas absentes mais il est difficile de dire s'il s'agit bien de la même unité.

A l'Ouest de l'Enclos, les dépôts cendreux sont recouverts par les produits d'éruptions récentes (Piton du Cirque (Voir page 119, Piton Chisny, Piton Rouge, Piton Hubert). Nous les retrouvons, néanmoins sur le rebord immédiat du rempart de Bellecombe entre le Piton Rouge et le Pas de Bellecombe. Le plus souvent, il ne subsiste qu'une faible épaisseur de dépôts dans les cavités de coulées de la phase III.

Au pied du Demi-Piton, les dépôts cendreux forment une surface plane venant ensevelir le pied de ce cône.

Après le Piton Hubert, nous retrouvons un tuf cendreux au niveau du Piton Cambar. Il se traduit par la présence de nombreux blocs projetés associés à un niveau homogène, induré, de teinte ocre-jaune du type de celui rencontré sur la route du Gite (Voir page 115). Ce niveau d'une épaisseur de 50 cm présente un litage frustré. Il est parfois très chargé en éléments paléogènes (lapilli scoriacés essentiellement, fragments de laves anciennes).

Microscopiquement, nous trouvons également des fragments gabbroïques. Le ciment cendreux de teinte jaune est légèrement palagonitisé avec développement de palagonite fibreuse.

Ce niveau recouvre tout le rebord Sud-Ouest de l'Enclos. Il correspond au niveau de base de l'affleurement type situé sur le chemin du Nez Coupé du Tremblet.

Au Sud de l'Enclos nous retrouvons toujours des niveaux cendreux de teinte grise et brune.

Les scories et les coulées des Puys Ramond viennent recouvrir ces dépôts.

Comme pour le chemin du Nez Coupé de Bois Blanc, des dépôts cendreux de teinte brune sont présents sur le chemin du Tremblet jusqu'à une altitude de 800 mètres environ. Il serait bien délicat de leur attribuer un âge et une provenance.

L'extension des dépôts vers l'Ouest est difficile à préciser. Les niveaux cendreux sont nombreux (Voir page 130) et présentent tous des caractéristiques proches ce qui rend délicat l'attribution de tel ou tel niveau aux "cendres de Bellecombe".

Cependant, nous pouvons mentionner ici la présence de dépôt du type de ceux rencontrés sur le haut du rempart de Bellecombe.

Nous observons, en effet, des niveaux de tufs cendreux plaqués contre la paroi du Rempart des Sables (Fig. 20, pt 5). Ils se composent (de bas en haut) :

- *D'un niveau brun de cendres fines renfermant des fragments et laves anciennes, des lapilli scoriacés, des fragments d'olivine (les minéraux sont arrondis et dépolis) et pyroxène, ainsi que des cumulats péridotiques et gabbroïques rares (une enclave de un centimètre de diamètre). Ce niveau contient également des lapilli accrétonnés.*

- Dessus, nous trouvons un niveau de 10 cm d'épaisseur, non lité, de teinte ocre, renfermant des fragments de laves anciennes et de cristaux d'olivine.

- Enfin, un niveau du même type que le précédent mais lité recouvre la série. Il est de teinte ocre mais présente un aspect identique au niveau lité, gris, affleurant au pied du Piton du Cirque.

Ces niveaux sont très proches de ceux que nous avons décrits précédemment d'un point de vue lithologique. De plus, ils renferment les mêmes éléments (cumulats notamment).

Sur la route descendant le Rempart des Sables (Fig. 2D, pt 52) plaqué contre les scories d'un ancien cône moulant la paroi nous trouvons les dépôts suivants : (de bas en haut)

- Niveau induré, palagonitisé identique à celui rencontré sur la route du gîte (voir page 115).

- Un niveau de tufs vésiculés

- Niveau de cendres grossières et lapilli

- Niveau de cendres fines brunes

Nous avons également pu retrouver de tels dépôts dans la plaine des Sables, sous les produits récents des grands cônes scoriacés.

c) Caractéristiques volcanologiques et dynamiques de la mise en place des "cendres de Bellecombe"

c.1) Point d'émission

Plusieurs éléments peuvent être pris en compte afin de déterminer le point d'émission des "cendres de Bellecombe".

D'une part, nous avons vu qu'il étaient répandus sur tout le pourtour de l'Enclos et que leur épaisseur augmentait en se rapprochant du rebord de la caldera.

D'autre part, la présence de nombreux blocs projetés, entre le Piton Cambar et l'affleurement du Chemin du Tremblet, indique que cette portion du rebord de la caldera serait la plus proche du point d'émission.

Il apparaît donc que les "cendres de Bellecombe" ont été projetées d'un point situé dans la partie Ouest de l'Enclos actuel.

La présence de chenaux creusés suivant des radiales au cône terminal actuel (Voir page 113) confirme la position du point d'émission.

c.2) Mode de mise en place des "Cendres de Bellecombe"

La présence de niveaux de tuf résultant d'éruptions très explosives sur un volcan bouclier basaltique tel que le Piton de la Fournaise ne peut se justifier que par la présence d'eau et sa transformation en une importante quantité de vapeur.

Nous avons vu que le matériel cendreux dominait largement. Il provient essentiellement de la pulvérisation de roches fournaisiennes "anciennes" (important mélange) et peut-être aussi d'un magma neuf à l'origine de l'éruption. Nous verrons ce dernier problème postérieurement. Quoiqu'il en soit, dans le contexte du Piton de la Fournaise, une telle violence explosive ne peut s'expliquer, à notre avis, que par la vaporisation d'importantes quantités d'eau.

Cette richesse en eau se traduit au niveau des dépôts par un aspect fréquemment boueux des niveaux cendreux et surtout par la formation de lapilli accrétionnés, de "balles de boue" et de tufs vésiculés.

c.2.1) Lapilli accrétionnés

Leur formation a été maintes fois décrite (Jaggard et Finch, 1924, Stearns 1925, Mac Donald 1949, Moore et Peck 1962, Moore 1967, Boucarut et Crevolat 1972, Camus 1975).

Elle est classiquement attribuée à une agglomération de particules cendreuse dans un nuage de vapeur d'eau.

Pour Moore et Peck (1962) ces formations sont caractéristiques de retombées anciennes en milieu terrestre ou sub-aquatique.

Stearns(1925) et Mac Donald (1949) émettent l'hypothèse selon laquelle les lapilli accrétionnés peuvent également se former par déplacement en rotation de grains sur des niveaux cendreux meubles. Certains auteurs ont également mentionné la présence de lapilli accrétionnés dans des dépôts de "Base Surge" (Lorenz 1974, Fisher and Waters 1970) infirment ainsi les conclusions de Moore et Peck.

A la Fournaise, les lapilli accrétionnés sont nombreux. La nature du matériel (cendres fréquemment très fines) et un important nuage de vapeur d'eau a permis leur formation.

Les lapilli accrétionnés que nous avons pu observer ne montrent qu'une faible différence de granulométrie entre les cendres constituant le coeur et celles constituant le cortex. Mais pratiquement dans tous les cas, nous pouvons distinguer une enveloppe externe formée de cendres très fines, généralement plus fines que la roche encaissante. Il n'est pas rare de trouver des lapilli dont le coeur soit constitué par un fragment solide (débris de roche ou de minéral).

Leur taille est variable, mais le plus souvent ils ont entre 2 et 7 mm de diamètre.

Les niveaux contenant des lapilli accrétionnés paraissent le plus souvent résulter de retombées aériennes. Aussi, nous pouvons penser que leur formation résulte bien d'une agglomération de cendres fines, autour d'un nucléi, ou non, dans un nuage de vapeur d'eau.

Cependant, la présence de lapilli accrétionnés (en faible quantité toutefois) dans des niveaux ne semblant pas être dus à des retombées aériennes (dépôts de déferlantes), pose le problème de leur formation.

Dans ce cas, plusieurs hypothèses sont à envisagées :

- Les lapilli accrétionnés proviennent bien de retombées aériennes et ils ont été repris par une déferlante, au cours de leur dépôt ou postérieurement à celui-ci. Les dépôts de déferlantes et ceux de retombées aériennes sont alors mélangés.

- Les lapilli accrétionnés se sont formés par rotation de grains sur les niveaux cendres de déferlante (suivant l'hypothèse de Mac Donald) et ceci avant l'arrivée d'une nouvelle déferlante. Dans ce cas, les lapilli devraient présenter des structures hélicoïdales ce que nous n'avons jamais clairement observées

- Les lapilli accrétionnés se sont formés dans le nuage turbulent de la déferlante. Ils résulteraient de l'accrétion des particules humides transportées par le nuage de vapeur d'eau de la déferlante, la turbulence favorisant leur grossissement.

Cette troisième hypothèse paraît être la meilleure afin d'expliquer la présence de lapilli accrétionnés dans les dépôts de "Base Surge".

c.2.2) Balles de boue

Les descriptions de "balles de boue" sont bien moins fréquentes. Ces formations ont été signalées pour les éruptions de la Montagne Pelée (Hovey, 1902) et du Taal (Pratt, 1911). Elles ont également été décrites dans l'Esterel pour le volcan de Maure-Vieille (Bordet, 1951 ; Boucarat et Crévolat, 1972).

Au Piton de la Fournaise, nous avons trouvé des "balles de boue" seulement dans le secteur de l'affleurement du chemin du Nez Coupé du Temblet, c'est-à-dire celui qui semble être le plus près du lieu de l'éruption.

Elles ont une taille variable de 3 à 10 cm de diamètre pour la plupart et sont constituées exclusivement par un matériel cendres fin ; les éléments plus grossiers (0,5 à 2 mm de diamètre) ne s'observent que sur leur face externe ou dans la balle, près de sa bordure (Voir Fig. 5D).

Les "balles de boue" montrent parfois une structure hélicoïdale grossière marquée par des alignements de petites vésicules (≈ 1 mm) ainsi qu'un litage très frustré observable à la loupe. Souvent, on ne distingue aucune structure particulière ou bien seulement un débit en "pelure d'oignon".

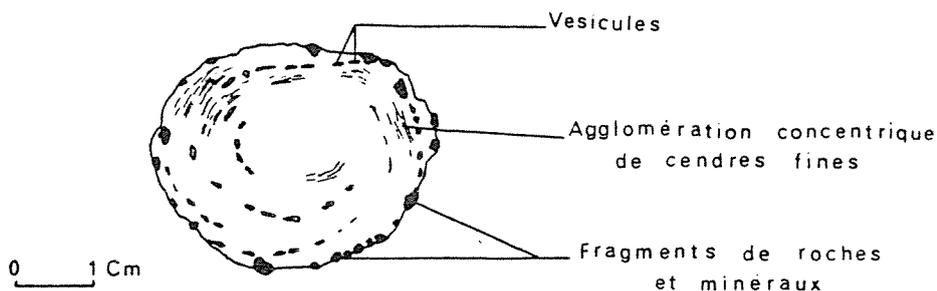


Fig. 5 D : Balle de boue

Elles possèdent une forme sphérique ou légèrement ovoïde. Dans ce dernier cas, le côté le plus aplati ne coïncide pas forcément avec la stratification générale et n'est pas toujours vers le bas.

Le coeur des balles que nous avons observé est cendreux et de granulométrie identique à la périphérie.

Pour Boucarut et Crévolat (1972) la formation des "balles de boue" se ferait dans le panache et serait due à l'éclatement d'orages localisés, provoquant, la transformation du nuage de cendre en nuage de boue, et par delà la chute de "balles de boue".

Il nous semble difficile de retenir une telle hypothèse en ce qui concerne les "balles de boue" de la Fournaise. Nous pouvons penser en effet que si elles se formaient par accréation de fines particules dans le panache cendreux, elles présenteraient des structures comparables à celles des lapilli accréationnés. Or, ce n'est pas le cas ; nous avons vu que leur granulométrie ne variait pas du centre vers la périphérie. De plus, leur taille importante implique qu'elles aient été maintenues durant une période assez longue dans le panache. Si ces "objets" étaient associés à des retombées aériennes, il est raisonnable de penser que leur chute serait brutale et que le choc devrait soit les briser, soit les aplatir. Or, nous avons vu que, lorsqu'elles étaient ovoïdes, la face la plus plane ne constituait pas obligatoirement la base de la balle. De plus, les balles sphériques sont fréquentes.

Nous pensons qu'il est plus vraisemblable que ces "balles de boue" se soient formées dans les courants denses et turbulents que sont les déferlantes basales. Leur présence dans des niveaux à blocs associés à des déferlantes confirme cela. La structure hélicoïdale que l'on observe parfois suggère une formation par rotation sur des dépôts cendreux fins et humides ou dans le courant dense lui-même. Ces boules poussées par le souffle de la déferlante vont grossir par agglomération de particules fines, les fragments grossiers de la périphérie appartenant au dépôt encaissant et venant s'agglomérer après la formation de celui-ci.

c.2.3) Mode de mise en place

Le très bel affleurement de la petite carrière (Voir page 111) servira de base à notre interprétation. C'est en effet celui où les dépôts sont les plus facilement observables.

Il présente deux séquences successives, chacune étant caractérisée par une unité cendreuse homogène, non litée et non classée, surmontée d'une unité de nature variable, stratifiée et fréquemment granoclassée.

Ces unités successives semblent résulter de processus de mise en place différents.

Les unités supérieures de chaque séquence (niv. 2, 3, 4, 5 et 7 de la Fig. 3D.I), nous paraissent résulter de retombées aériennes de cendres et lapilli.

Plusieurs arguments viennent étayer cette affirmation. Les dépôts présentent, sur toute la longueur de l'affleurement, une épaisseur constante. Ils forment un "banc" régulier moulant les morphologies antérieures. Ce "banc" possède un aspect stratifié résultant de la superposition de niveaux de granulométrie différente. De plus, bon nombre de ces niveaux présentent un granoclassement typique de retombées aériennes. La présence de lapilli accrétionnés très fréquents et en grande quantité est un argument supplémentaire.

Les unités 1 et 6 de la figure 2D.I se distinguent par une homogénéité plus importante. Elles ne possèdent pas de litage sinon de façon très fruste. De plus, ces dépôts ne sont pas gran classés. Par contre, il n'est pas rare d'y trouver des lapilli accrétionnés. Une telle description indique qu'il pourrait s'agir de retombées résultant d'éruptions pliniennes.

Cependant, nous pouvons remarquer que le niveau 1 moule imparfaitement le relief antérieur. Ces dépôts s'accumulent dans les creux alors qu'ils s'amincissent et voire même disparaissent sur les reliefs.

De plus, le niveau 6 vient combler des chenaux radiaux par rapport au point d'émission supposé. De tels chenaux d'érosion ont été décrits dans les dépôts de déferlantes basales (Fischer and Waters, 1970) et notamment dans ceux de certains maars de la Chaîne des Puys (Camus, 1975).

Ces observations nous conduisent à envisager une mise en place de ces dépôts par des déferlantes basales (base surge).

Quelques observations supplémentaires sur cet affleurement viennent confirmer une telle origine. La base du niveau 1 est chargée de blocs de scories entraînés par la déferlante et ramassés sur le cône scoriacé sous-jacent. Dans le niveau 6, nous avons observé des passées plus grossières venant se pincer.

Dans les différents affleurements que nous avons pu étudier, nous avons rencontré une lithologie globalement identique (exception faite de l'affleurement du chemin du Nez Coupé du Tremblet). Nous retrouvons partout, à la base, un niveau homogène correspondant au dépôt de déferlante.

La présence de tufs vésiculés dans le haut de ces dépôts (affleurements de la route du gîte et du pied du Piton du Cirque) constitue un argument supplémentaire quant à leur formation à la faveur de déferlantes basales.

Les niveaux de tufs vésiculés ont été maintes fois signalés, dans les dépôts de base surge, notamment par Lorenz (1974) et Camus (1975). La formation de vésicules est interprétée comme le résultat du piégeage de la phase gazeuse servant d'agent de transport à la déferlante, dans un dépôt humide et boueux. Le piégeage ne peut avoir lieu dans un dépôt résultant d'une chute individuelle de grains, mais il est possible dans un dépôt formé rapidement par la chute "en masse" d'un matériel cohérent ; le matériel devant garder une certaine quantité de gaz et devant être humide afin de conserver ces gaz piégés.

Les vésicules que nous avons observées à la Fournaise, sont disposées en chapelets parallèles au litage et leur diamètre varie de 0,1 mm à 4 mm de diamètre, la plupart ayant 1 mm au moins. Elles sont le plus souvent allongées, parfois sphériques ou ovoïdes.

Nous avons pu noter également que la base des dépôts de "base surge" était très souvent chargée de blocs du substratum trainés par la déferlante.

L'affleurement du chemin du Nez Coupé du Tremblet présente quant à lui une structure beaucoup plus complexe reflétant sa proximité du point d'émission. On trouve, en effet, au dessus de niveaux cendreux épais qui, pour la plupart, correspondent à des dépôts de déferlantes, un niveau dans lequel se mêlent des dépôts de base surge et des retombées aériennes.

Les blocs fréquents dans cette formation apparaissent à différents niveaux et sont disposés de façon totalement désordonnée. De plus, nous n'observons jamais de figures dues à la chute de ces blocs (bomb-sag). Par contre, il est fréquent d'observer des antidunes ainsi que des stratifications entrecroisées (Voir photo) figures caractéristiques des dépôts de base surge.

Localement, viennent s'intercaler, des niveaux de retombées aériennes se poursuivant sur une longue distance et moulant le relief préexistant.

Cet affleurement montre, qu'à proximité du point d'émission, les dépôts sont bien plus épais et d'autre part, ils possèdent une plus grande complexité due à la retombée incessante de matériau simultanément à la formation de très nombreuses déferlantes basales

Alors qu'à l'affleurement de la petite carrière seulement deux déferlantes "plus puissantes" ont atteint cette région tandis que le reste des dépôts est constitué par des retombées aériennes, à l'affleurement du chemin du Nez Coupé, un grand nombre de déferlantes ont atteint cette région, empêchant la formation de niveau de retombées aériennes vraiment caractéristiques. De plus, la présence de niveaux lités, de stratification entrecroisées et d'antidunes, témoignent de souffles plus puissants qu'au Nord-Ouest de l'Enclos.

c.2.4) Enseignements

D'ores et déjà, nous pouvons tirer divers enseignements de l'étude des "Cendres de Bellecombe".

Leur extension, la très importante quantité de cendres fines et la nature polyolithologique du matériel contribuant à leur formation implique l'intervention de phases explosives très violentes d'origine phréatique ou phréatomagmatique.

Ces dépôts se sont formés dans une atmosphère très riche en vapeur d'eau comme en témoigne l'aspect fréquemment boueux des formations ainsi que la présence de lapilli accrétonnés en nombre considérable, de balles de boue et de tufs vésiculés.

Deux processus fondamentalement différents quoique liés ont présidé à leur formation. Certains dépôts proviennent de la retombée d'éléments cendreux et plus grossiers projetés à haute altitude, dans un panache de vapeur d'eau (retombées aériennes). D'autres résultent de la formation de déferlantes basales (base surge) : courants denses constitués d'un mélange de vapeur et de cendres se développant à partir de la base du panache et progressant à grande vitesse sur les flancs de l'édifice.

Nous avons mis en évidence divers caractères propres aux dépôts de base surge : formation de chenaux d'érosion radiaux par rapport au point d'émission, formation de stratifications entrecroisées et d'antidunes, présence de tufs vésiculés et d'une "semelle" chargée de blocs transportés, dépôts moulant imparfaitement le relief pré-existant et ayant tendance à combler les dépressions.

Les "Cendres de Bellecombe" nous paraissent résulter d'une éruption phréatique ou phréatomagmatique de réelle importance.

c.3) Intervention de magma "neuf" dans le déroulement de l'éruption

En l'absence de toute bombe trempée, caractéristique des éruptions phréatomagmatiques, il est bien délicat de dire si du magma "frais" a participé à ce paroxysme et a été projeté.

Des blocs sont associés aux "Cendres de Bellecombe" seulement près du Piton Cambar et sur le chemin du Nez Coupé du Tremblet. Nous n'y avons pas trouvé de bombes trempées mais ceci n'est pas un critère définitif, cette zone étant de taille réduite et pas forcément représentative des blocs projetés au cours de l'éruption.

Les cendres elles-mêmes sont constituées dans leur quasi-totalité d'éléments paléogènes. Cependant, nous avons noté, en lames minces, la présence d'éléments vitreux noirs à bords concaves, renfermant de rares microphénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et olivine. Ces petits éléments pourraient provenir d'un magma frais, projeté durant l'éruption.

Quoiqu'il en soit, ces éléments sont en très faible quantité et sur ce que nous avons pu observer, l'éruption paraît essentiellement phréatique.

c.4) Présence de nombreux fragments de cumulats gabbroïques et péridotiques

Les "Cendres de Bellecombe" sont le gisement le plus important de cumulats gabbroïques du Piton de la Fournaise. Leurs sont également associés des fragments plus rares de cumulats péridotiques (Dunite et Wherlite).

Pour l'essentiel, ces nodules projetés avec les "Cendres de Bellecombe" sont des gabbros et des gabbros à olivine (plus de 95 %). Nous avons trouvé de rares fragments de wherlite et un fragment de dunite.

Les gabbros se présentent sous la forme de "nodules" ovoïdes de 1 à 5 cm de diamètre et sont relativement altérés. La taille des cristaux varie de 1 à 4 mm environ.

Microscopiquement, le plagioclase domine ; il se présente en grandes lattes automorphes ou sub-automorphes, maclées (macles de l'albite) et pour certains individus, zonées. Il s'agit de labrador. Ses proportions dans la roche sont variables, souvent importantes.

L'olivine est souvent présente mais sous des faciès corrodés et fantomatiques. Les cristaux sont xénomorphes et fréquemment envahis d'oxydes opaques également xénomorphes. Dans certaines enclaves, l'olivine est plus abondante ; elle est alors moins déstabilisée et renferme en inclusion des spinelles automorphes quasiment opaques.

Le clinopyroxène apparaît le plus souvent en quantité assez abondante. Il se présente en cristaux interstitiels cristallisant entre les plagioclases. Fréquemment, nous pouvons observer des cristallisations ophitiques plagioclase-clinopyroxène.

Dans bon nombre d'échantillons apparaissent, également, des oxydes opaques en baguettes ou en plages xénomorphes. Notons également la présence de produits micassés en faible quantité remplissant certains interstices.

Tous les cristaux sont plus ou moins tectonisés et altérés. De même, les cristaux isolés dans les "Cendres de Bellecombe" sont également fréquemment tectonisés et proviennent de la fragmentation d'enclaves grenues.

Les roches gabbroïques présentes dans les "cendres de Bellecombe" peuvent être considérées comme des orthocumulats. Ils proviennent de la sédimentation de phases minérales automorphes cimentées par une syncristallisation de cristaux intercumulus xénomorphes.

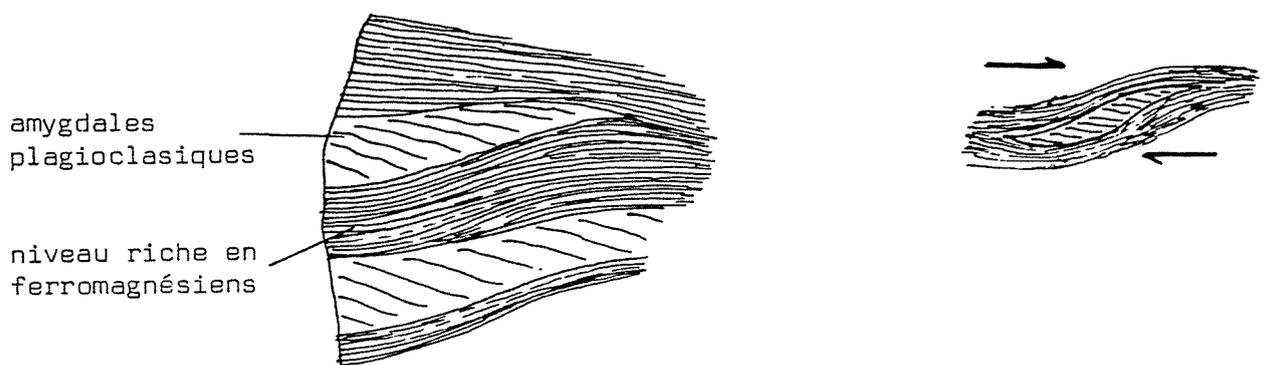
L'ordre de cristallisation de ces roches est le suivant : (Spinelle) ---> olivine ---> plagioclase ---> clinopyroxène ---> oxydes opaques. Il est donc tout à fait comparable à l'ordre d'apparition des phases minérales d'un basalte "cotectique".

Ces formations caractérisent donc un niveau d'évolution superficiel permettant l'apparition de plagioclase comme deuxième phase cristalline importante. Nous pouvons en conclure que des complexes ultrabasiques et plus précisément gabbroïques peuvent se former, par accumulation de cristaux, dans un réservoir magmatique superficiel de petite taille ou encore dans un diverticule d'une chambre magmatique.

La présence de fragments de cumulats dans les dépôts des "Cendres de Bellecombe" nous conduit à penser que les explosions avaient pour origine une source située assez profondément dans l'édifice volcanique. Il ne semble pas possible, du fait de la faible quantité voire même de l'absence de magma frais dans ces dépôts, que les cumulats aient pu être apportés lors d'une montée magmatique.

Nous signalerons ici la présence, dans les dépôts de l'affleurement du chemin du Nez Coupé du Tremblet, d'une roche gabbroïque, cataclasée. Le fragment que nous avons trouvé se compose d'une partie gabbroïque (plagioclase + Cpx (+ olivine)) bien conservé quoique présentant localement un début de déformation, d'une partie entièrement déformée constituée de cristaux brisés, d'une partie lavique emballant le tout.

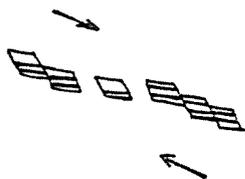
La déformation est une déformation cisailante typique (A. Fernandez, comm. pers.). On observe, la formation d'amygdales riches en plagioclase séparées par des niveaux plus riches en ferromagnésiens (pyroxène et olivine). Ces différentes parties présentent des foliations obliques.



Roche gabbroïque cataclasée

Microscopiquement, nous observons un broyage de tous les cristaux constituant le gabbro de départ. Cependant, les cristaux sont cassés mais il n'y a eu ni déformation (pas d'extinction roulante) ni recristallisation (pas de cristaux en "cornue" ou avec des "queues" de recristallisation). Il apparaît toutefois que les pyroxènes peuvent être automorphes impliquant une température suffisamment élevée pour permettre une réorganisation de bordure de ces minéraux.

Le cisaillement de la roche se traduit par la présence, peu fréquente toutefois, de cristaux du plagioclase "en tuile".



Cette roche caractérise donc une tectonique cisailante. Elle traduit une déformation sous des conditions de faible pression et de température également assez faible.

d) Conclusions

L'éruption à l'origine du dépôt des "cendres de Bellecombe" paraît sans commune mesure avec les éruptions phréatiques ou phréatomagmatiques historiques qui se sont développées au sommet du cône terminal.

Il s'agit là d'un paroxysme beaucoup plus puissant mettant en jeu une masse de matériel et une énergie infiniment plus importantes.

De ce fait, nous devons envisager un mécanisme à l'origine de cette éruption quelque peu différent et en rapport avec l'ampleur du phénomène.

La quantité de dépôts et leur nature ne sont pas sans rappeler ceux projetés à l'occasion de l'éruption de Juin 1968 par le volcan Fernandina dans l'archipel des Galapagos. Cette dernière, par son contexte, sa puissance et les dépôts formés, nous paraît très proche de ce qu'a pu être l'éruption à l'origine des "cendres de Bellecombe" à la Fournaise ; du moins peut elle nous servir de "modèle" quand aux causes d'un tel paroxysme.

L'éruption de Fernandina a été étudiée par Simkin et Howard (1970) puis par Filson, Simkin et Lei Kuang Leu (1973). Elle a débuté (21 Mai) par l'émission, sur les flancs du volcan d'une importante coulée (un peu moins de 0,1 km³).

Nous passerons sous silence les différentes phases sismiques. Le 11 Juin eut lieu la phase paroxysmale de l'éruption. Elle se traduisit par la formation d'un panache de vapeur et de cendres de 24 km de haut pour 175 km de large. Il était issu d'un cratère d'explosion de 1000 m x 500 m pour 120 m de profondeur situé sur le rebord Ouest de la caldéra. Les retombées sont essentiellement constituées de cendres (taille moyenne : 0,4 mm) résultant en majeure partie de la pulvérisation de roches "anciennes" et de minéraux. La proportion de magma juvénile est très faible. Localement, ces dépôts se sont accumulés sur deux mètres d'épaisseur.

A la suite de cette activité, le plancher de la caldéra s'est effondré, en plusieurs à coups, de 300 m au Sud alors que la partie Nord fonctionnait en flexure et voyait l'ouverture de fractures béantes. L'effondrement fut estimé à 1 ou 2 km³ ; le volume des dépôts cendreux est d'environ 0,1 km³ (Simkin and Howard, 1970).

A la suite de l'éruption magmatique latérale, la subsidence du petit bloc situé sur le rebord Ouest de la caldéra a permis aux eaux superficielles d'atteindre la magma provoquant ainsi l'importante éruption phréatomagmatique du 11 Juin (Filson et Al., 1973). L'effondrement caldérique est rattaché à des mouvements de magma.

Nous voyons que les conditions premières de ce type d'éruption ne diffèrent pas notablement de celles de 1766 et 1860 au sommet de la Fournaise ou encore de 1924 au Kilauéa. Tout débute par une importante éruption latérale, une subsidence limitée en surface et en volume puis un apport d'eau superficielle. Cependant, si l'on en juge par l'ampleur des phénomènes phréatomagmatiques, dans le cas des éruptions du type de celle des Galapagos en 1968, cette eau, en très grande quantité s'infiltré très profondément jusqu'à atteindre les zones de stockage superficielles du magma. Ceci se traduit, au Piton de la Fournaise par la pulvérisation de niveaux gabbroïques cumulatifs.

De plus, si l'on en juge par l'état de pulvérisation du matériel rocheux expulsé (réduit à l'état de cendres) et par la taille du panache de cendres et vapeur émis en 1968 à Fernandina, les pressions mises en jeu doivent être colossales et ne peuvent être atteintes que par une vaporisation d'eau non juvénile à des profondeurs assez importantes.

L'éruption de 1968 aux Galapagos fut suivie de l'effondrement de la caldéra du volcan (Simkin et Howard, 1970). Il semble en fait qu'il puisse y avoir là un mode original de formation de caldéra et nous pouvons envisager l'hypothèse, dans le cas de l'éruption à l'origine des "cendres de Bellecombe", de l'effondrement d'un bloc caldérique bien que ceci ne soit pas une conséquence obligatoire.

Le mécanisme envisagé s'inspire de celui proposé par Filson et Al. (1973) pour expliquer l'effondrement par à coups de la caldéra de Fernandina.

L'accès d'eau non-juvénile aux zones superficielles de stockage du magma et sa vaporisation, crée une surpression au sein de l'édifice volcanique pouvant se traduire par un gonflement de ce dernier. Ce gonflement engendre une dilatation sommitale et l'ouverture de fractures. Lorsque la pression est trop forte se produit une éruption phréatomagmatique dont nous avons vu qu'elle pouvait être localisée sur une aire réduite.

Cette éruption, par le départ de la vapeur accumulée, de gaz juvéniles, d'une part de magma et d'un important volume de roches anciennes, va créer au sein du réservoir magmatique une importante et rapide chute de pression amenant le magma à se vésiculer. Cette baisse de pression au sein de la chambre magmatique entraîne l'effondrement de son toit et la formation d'une unité caldérique. Selon le schéma proposé par Filson et Al. (1973), cet effondrement peu se faire par à coup :

Baisse de pression ---> Vésiculation ---> Effondrement bloc caldérique
---> Pression sur le magma ---> Extrusion du magma ---> Baisse de pression
---> Vésiculation ---> Effondrement ---> Mise en pression...

Ainsi, selon cette hypothèse, d'importantes éruptions phréatomagmatiques peuvent être liées à l'effondrement d'une unité caldérique puisqu'elles peuvent engendrer deux des principales causes de leur formation : gonflement de l'édifice volcanique et baisse de pression au sein du réservoir magmatique.

3°) AUTRES NIVEAUX CENDREUX

Les niveaux cendreux sont fréquents sur le Piton de la Fournaise, mais leur interprétation est rendue difficile par une importante altération ainsi que par le manque d'affleurements, notamment aux abords des lieux d'émission possible (sommet actuel).

Nous verrons successivement et de manière succincte trois groupes de dépôts cendreux :

- Cendres affleurant à l'extérieur de la caldera des Sables
- Cendres recouvrant le Grand Coude, le secteur de Jean-Petit et les pentes de la Commune
- Cendres affleurant à l'Est de la Plaine des Palmistes

a) Cendres affleurant sur les pentes externes de la Caldera des Sables

Nous signalerons trois niveaux cendreux d'âges différents mais de nature pratiquement identique.

a.1) Aux abords même du rempart des Sables nous trouvons un premier niveau cendreux qui est en fait le mieux défini et le plus récent des trois.

Nous avons pu dater ce niveau (C14 sur bois carbonisé) en deux emplacements distincts :

- Près du Cratère Commerson (Com 1, Fig. 2D). Le niveau cendreux recouvre une coulée de Basalte à olivine et feldspath du Piton de la caverne des Lataniers et est surmonté par les dépôts de "lapilli scoriacés".

Il a été daté à 3220 ± 50 ans.

- Près du Piton Rivière de l'Est (500 mètres au Sud-Ouest) (Fig. 2D, pt R1). Les cendres reposent ici sur la coulée du cône scoriacé de la phase III et sont recouvertes du niveau de "lapilli scoriacés".

Age obtenu : 3085 ± 75 .

Une troisième datation (C14 sur bois carbonisé) a été obtenue sur ce niveau à la faveur d'un plaquage de cendres contre le rempart des Sables, sur le sentier Mouton (Luc Chevallier comm. pers.).

Age obtenu : 3305 ± 55 .

Ces trois datations nous donnent une bonne approche de l'âge de ce niveau (3200 ans environ) bien qu'aux erreurs près elles ne concordent pas exactement.

Ces petites différences peuvent provenir de la nature même des bois carbonisés (petits fragments pas toujours très bien conservés).

Ces dépôts sont constitués pour l'essentiel de cendres brunes parfois plus ou moins altérées.

* Abords du Piton du Pas des Sables

Nous trouvons ici (Fig. 2D, pt S3) un niveau de cendres fines de teinte brune, parfois non litées, mais pouvant également présenter des niveaux lités. Localement, dans ces niveaux lités, apparaissent de petites vésicules (tufs vésiculés).

Ces cendres sont chargées de blocs de toutes sortes (scories, laves anciennes) pouvant atteindre 5 cm de diamètre.

Elles sont parfois plaquées contre la coulée faisant face à la Plaine des Sables.

* Entre le Piton Rouge des Remparts et le Piton Lacroix

Nous avons ici (Fig. 2D, pt L1) une vaste aire plane où les coulées n'apparaissent que sporadiquement car recouvertes et ensevelies par une couche cendreuse à laquelle sont associés des blocs divers.

La nature de ce "remplissage" est difficile à observer. Superficiellement, il s'agit de cendres brunes renfermant des lapilli scoriacés et des lapilli de roches anciennes. Localement, au passage des ravines, ces niveaux sont remaniés.

* Aux alentours du Commerson

Nous pouvons suivre les dépôts cendreux tout au long du chemin depuis le Piton Lacroix. Ils apparaissent fréquemment dans des anfractuosités qu'ils viennent combler.

Près du Commerson (Com. 1, Fig. 2D), les dépôts cendreux sont surmontés d'un niveau de "lapilli scoriacés" que nous avons attribué au Commerson lui-même (Voir page 136).

Quelques mètres plus haut (Com. 2, Fig. 2D), nous trouvons une meilleure coupe :

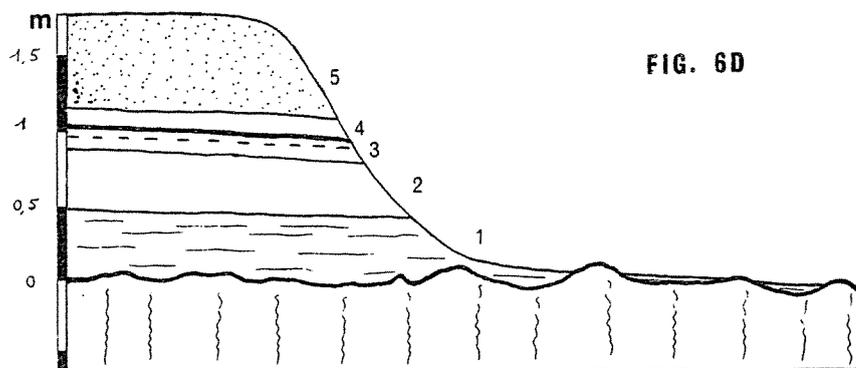


FIG. 6D

coulée phase II

- (1) Niveau de tuf ocre rouge, induré et parfois vésiculé. Ce niveau présente un litage fruste.

- (2) Niveau de cendres fines de teinte ocre-brun renfermant de fragments de roches diverses.

- (3) Niveau de cendres grossières et lapilli apparaissant plus ou moins lité, renfermant des fragments de roches diverses et de minéraux.

Une différence de coloration nous permet de distinguer deux sous-unités. L'unité inférieure de teinte grise est plus cendreuse que l'unité supérieure qui est de teinte beige clair. Nous pouvons d'ailleurs y trouver des lapilli accrétonnés.

Ce niveau renferme différentes sortes de xénolithes : lapilli scoriacés (à phénocristaux de plagioclase), fragments de gabbros, minéraux fracturés et fragments de laves diverses.

- (4) Niveau de cendres fines, brunes, renfermant des bois carbonisés ainsi que quelques débris de roches diverses et de minéraux (pyroxènes et olivines). A la base de ce niveau nous trouvons un horizon induré rouge brique de quelques millimètres d'épaisseur.

- (5) Niveau de "lapilli scoriacés".

En continuant la route, nous trouvons (pt com 3) des dépôts cendreux remplissant un ancien tunnel de lave. Nous pouvons y dénombrer quatre dépôts successifs (de bas en haut) :

- Horizon cendreux de teinte brune avec passées grossières à minéraux (olivine, pyroxène, plagioclase) et fragments de laves.

- Niveau de tufs vésiculés, lités (litage très fin), d'une épaisseur de 10 à 15 cm et présentant localement des stratifications entrecroisées. De petits fragments gabbroïques sont observables.

Microscopiquement, ce niveau renferme de nombreux fragments de minéraux (olivine, pyroxène et opaques pour l'essentiel, mais également plagioclase), des fragments de laves anciennes scoriacées ou non et des petits granules vitreux noirs pouvant être du magma "neuf". Les bords des vésicules sont tapissés d'un enduit jaunâtre à blanchâtre que nous n'avons pas identifié.

- Niveau de cendres brunes à fragments de laves anciennes (ép. 10 cm)

- Niveau identique au second (épaisseur 6 cm)

- Niveau de cendres brunes à fragments de laves anciennes et rare fragments gabbroïques.

Ces différents niveaux correspondent à des dépôts de base surge (comblement d'une cavité, tufs vésiculés et stratifications entrecroisées). Ces différentes figures indiquent que la déferlante provenait du Sud-Ouest et peut-être du Cratère Commerson. Dans ce cas ces dépôts, trouvés localement au point Com. 3 (Fig. 2D) seraient différents et plus récents que ceux précédemment décrits.

* Sur le rebord Nord-Ouest au rempart des Sables, au dessus du Fond de la Rivière de l'Est.

Le niveau cendreux recouvrant toute cette région est formé de cendres fines de teinte brune et renferme des lapilli scoriacés et des débris de bois carbonisés.

- Mode de mise en place et relations avec les "Cendres de Bellecombe" :

Plusieurs arguments nous permettent de penser que ces dépôts sont liés à des déferlantes basales. Il est en effet fréquent de les observer plaqués contre des reliefs. De plus, ils comblent les dépressions du substratum. Nous avons vu qu'ils prenaient fréquemment le faciès de tufs vésiculés.

Ces dépôts possèdent les mêmes caractéristiques que les "Cendres de Bellecombe" sous certains de leurs aspects et nous pouvons penser qu'ils ont été émis par le même type d'éruption voire même par la même éruption.

a.2) Les deux autres niveaux peuvent être observés au Piton de Sable (Fig. 2D, pt Sa), Piton Textor (Fig. 2D, pt Te) et Piton de Caille (Fig. 2D, pt Ca).

Dans cette zone, ils sont superposés et, soit reposent directement l'un sur l'autre (Piton Textor), soit sont séparés par un niveau de "lapilli scoriacés" (Piton de Caille et Piton de Sable).

Le niveau de base est composé de cendres fines de teinte brune et est très altéré. Il renferme de petits fragments difficilement identifiables et entre autre des lapilli scoriacés et des cristaux d'olivine. Ce niveau est riche en petits fragments de bois carbonisés, ce qui a permis sa datation (C 14) à 9355 ± 190 ans.

Le niveau supérieur présente un aspect tout à fait semblable avec toutefois plus d'éléments paléogènes (olivine, plagioclase, pyroxènes, lapilli scoriacés, gabbros et bois carbonisés. Grâce à ces dernières, nous avons obtenus deux datations de cette formation (C14) :

- Au niveau du Piton Textor : 7125 ± 125 ans
- Au niveau du Piton de Caille : 7930 ± 90 ans

Microscopiquement, nous distinguons une matrice cendreuse de teinte ocre-rouge caractéristique de leur altération.

b) Les cendres affleurant sur Grand Coude et les pentes de la Commune

Nous mentionnerons ces dépôts pour mémoire ne les ayant pas étudié en détail. Ils ont une réelle importance car d'une part ils recouvrent une aire très importante (pentes de la première Fournaise, Grand Coude et prolongement de Jean-Petit et d'autre part leur épaisseur est considérable (plus de 3 mètres parfois).

Ces dépôts sont constitués pour l'essentiel de cendres brunes fines renfermant des lapilli scoriacés et autres fragments laviques ainsi que des débris de minéraux (essentiellement du plagioclase).

Dans ces cendres s'intercalent des niveaux plus grossiers constitués de fragments divers agglomérés par un ciment d'aspect filamenteux, isotrope, de teinte ocre-jaune (56 % de la formation). Les fragments sont :

- * Des minéraux :
 - . Plagioclase (16 %) zoné An 48 à An 45 parfois damouritisé
 - . Clinopyroxène (3 %) renfermant fréquemment des inclusions opaques
 - . Olivine (3 %) en cristaux globuleux, renfermant des inclusions vitreuses
 - . hornblende brune (1 %) fréquemment associée à des phénocristaux d'oxyde opaques.
 - . Oxydes opaques (3 %)

Ces minéraux sont ceux que l'on pourrait trouver dans une benmoréite du Piton des Neiges.

- * Des fragments de roches :
 - . Fragments laviques (9%) à phénocristaux de plagioclase (structure gabbroïque)
 - . Fragments gabbroïques (6 %) altérés.

Les 3 % restant sont constitués par des globules d'altération contenant des minéraux micacés.

Un niveau de fragments grossiers affleure localement recouvrant certaines coulées de la plaine des Cafres constituant ainsi un niveau repère.

Sur les pentes de la Commune, des fragments de Bois Carbonisés ont été prélevés dans le haut de la masse cendreuse, sous le niveau repère. L'âge obtenu est de 37 000 ans (L. Chevallier comm. pers.). (0,0372 ± 0,0015 M.A.).

c) Cendres à l'Est de la plaine des Palmistes

Nous signalerons également rapidement la présence de dépôts cendreux à l'Est de la plaine des Palmistes, au bout du chemin Frémicourt. Ces niveaux n'ont pas été étudiés.

d) Conclusion

Les dépôts cendreux sont fréquents sur le Piton de la Fournaise. Les premiers enseignements que nous avons pu obtenir montrent bien que la possibilité de violentes éruptions phréatiques ou phréatomagmatiques doit être envisagée. De telles éruptions ont eu lieu à différentes époques et même très récemment.

L'étude des dépôts cendreux et de leur signification est rendue difficile par l'altération très rapide dont ils sont l'objet et par leur similitude de composition. Dans un tel contexte, les datations sur bois carbonisés sont le seul moyen de faire des regroupements afin de dégager une succession d'évènements et voire même d'établir une téphrochronologie.

4°) NIVEAUX DE "LAPILLI SCORIACES"

Ces niveaux ont été identifiés dans la région sommitale du massif de la Fournaise. Ils sont très fréquents à l'extérieur de l'Enclos (région de la Plaine des Sables, Fond de la Rivière de l'Est, Nord-Est de la Rivière des Remparts) mais on les rencontre également dans l'Enclos (zone sommitale, Nord-Ouest de la plaine des Osmondes). (Fig. 7D). Ils recouvrent donc une aire d'au moins 50 km².

a) Description de ces dépôts

Ils sont constitués d'un empilement de petits fragments (lapilli et cendres) vitreux de teinte ocre-jaune. Le plus souvent ces fragments ont des tailles comprises entre 0,5 cm et 2 cm. Ces lapilli vitreux sont très riches en vacuoles et prennent parfois une allure de petites ponces. Les éléments fins sont des morceaux de cheveux de Pelé ou de larmes de Pelé. Ce matériel est donc exclusivement magmatique.

Les lapilli scoriacés dominants largement, nous garderons cette dénomination afin de désigner ces dépôts.

Pétrologiquement, les "lapilli scoriacés" sont basaltiques. Ils peuvent être aphyriques (Ex. : affleurement de la Petite Carrière) ou bien renfermer des phénocristaux d'olivine et rarement de plagioclase.

Des niveaux de projections basaltiques de signification identique ont été étudiés sur l'île d'Hawaii sous le nom de "Pahala Ash" (Mac Donald, 1970). Tout comme au Piton de la Fournaise, les "Pahala Ash" présentent une teinte ocre-jaune attribuée à une palagonitisation. La composition des "Pahala Ash" montre une importante hydratation ainsi qu'une oxydation presque totale de Fe et une perte de Mg et Ca (Mac Donald, 1949).

Microscopiquement, nous pouvons distinguer deux formes de palagonite : certains fragments palagonitisés forment des plages isotropes de même aspect que le verre dont elles proviennent alors, qu'entre les fragments, se développe une palagonite fibreuse.

Classiquement, la palagonitisation est attribuée au refroidissement de la lave dans un milieu très riche en eau ou en vapeur d'eau. Cependant, il semble bien que la palagonitisation des niveaux de "lapilli scoriacés" soit un phénomène postérieur à leur dépôt et due exclusivement à une altération par les eaux météoriques.

Plusieurs exemples montrent une formation tardive de la palagonite.

Localement, plusieurs niveaux de "lapilli scoriacés" apparaissent dans une même coupe, séparés par des dépôts cendreux (ex. : Affleurement 2 près du Gite du Pas de Bellecombe, voir page 115). Le niveau le plus ancien présente une teinte ocre-jaune beaucoup plus développée alors que le niveau supérieur est encore très peu altéré.

Les "lapilli scoriacés" projetés lors d'éruptions récentes comme, par exemple, ceux de l'éruption de Juin-Juillet 1953 qui recouvrent le rebord Nord-Ouest de la Plaine des Osmondes ainsi que la région du Nez Coupé de Bois Blanc sont en tous points identiques à ceux que l'on rencontre hors Enclos excepté qu'ils ne sont pas palagonitisés. La phase vitreuse est tout à fait "fraîche".

Par contre, certains niveaux de "lapilli scoriacés" anciens (près des Pitons Secs, par exemple) ont des teintes ocre-rouge témoignant d'une oxydation beaucoup plus poussée.

Ces dépôts forment généralement des bancs réguliers moulant le relief. Mais leur épaisseur varie beaucoup pouvant atteindre localement près de 2 m. En fait, ces épaisseurs très importantes sont dues à des accumulations par les eaux superficielles.

Les dépôts pyroclastiques ocre-jaunes forment une couche quasi-continue sur tout le rebord extérieur de la caldeira de la Plaine des Sables. Cette unité constitue le niveau le plus récent dans toute cette zone avec toutefois une exception puisque, près du Cratère Commerson, une carapace de scories soudées projetées par ce cratère recouvre le niveau de "lapilli scoriacés".

Autour du Piton de Sable et du Piton Textor un deuxième niveau de "lapilli scoriacés" identique au niveau supérieur apparaît, séparé de celui-ci par une couche cendreuse.

Sur le rebord Ouest de l'Enclos Fouqué, une couche identique de "lapilli scoriacés" recouvrent également la plupart des coulées de cette région. Seules les coulées récentes du Fond de la Rivière de l'Est (voir page 82) du Piton Chisny, des Pitons Hubert et Piton Rouge ne sont pas recouvertes. La coulée du Piton du Cirque n'est recouverte que d'une faible épaisseur (moins de 10 cm).

b) Signification

Nous pouvons ainsi penser que ces "lapilli scoriacés" forment un niveau repère d'âge relativement récent, datant de la fin de la phase III ou de la phase IV.

En fait, leur formation est certainement très étalée dans le temps et les "lapilli scoriacés" ne sont pas tous contemporains les uns des autres sur toute la surface indiquée.

De nombreuses sources différentes ont vraisemblablement contribué au dépôt de cette formation.

Ainsi, aux abords du Cratère Commerson, nous avons vu que le niveau de "lapilli scoriacés" était pris dans les scories soudées émises par cet appareil. De plus, les éléments apparaissent légèrement plus gros et le niveau renferme des bombes en "bouse de vache".

Le cratère Commerson apparaît donc comme un point d'émission de "lapilli scoriacés". Le niveau a, ici, pu être daté (C14 sur bois carbonisé) : 1890 - 55 ans. Cette datation nous permet donc de considérer l'éruption du Cratère Commerson comme actuelle et faisant partie de la phase IV.

Le Piton du Cirque apparaît comme une deuxième source possible. De très nombreux niveaux de "lapilli scoriacés" entrent dans la constitution de ce grand cône et recouvrent toute la partie Nord-Ouest du rebord de l'Enclos ainsi que les pentes du Fond de la Rivière de l'Est avec des épaisseurs pouvant être très importantes (près de 2 m).

Sur le rebord Ouest du Rempart de Bellecombe, ils ont été datés (C14 sur bois carbonisé) à 1450 ± 250 ans (Chevallier, comm. pers.).

En conclusion, les niveaux de "lapilli scoriacés" proviennent du fonctionnement de fontaines de lave très puissantes capables de projeter de petits lambeaux de magma à des hauteurs très importantes permettant leur étalement sur une large surface. Ces fontaines de laves sont associées à des éruptions riches en gaz se traduisant par la formation de cônes de scories de grande taille (Piton du Cirque ou Cratère de Juin-Juillet 1953, par exemple) ou d'appareils très particuliers comme le Cratère Commerson.

L'étalement des fragments vitreux et scoriacés ainsi projetés peut-être facilité par le vent. Par la suite, les eaux météoriques contribuent au transport de ces éléments impliquant ainsi leur disparition des zones en relief et leur accumulation dans les creux (les flancs des cônes ne sont généralement pas recouverts alors que les cratères sont remplis de "lapilli scoriacés").

L'altération de ces niveaux se traduit par une hydratation et une oxydation du Fer tendant à leur donner une teinte uniforme ocre-jaune. Cette altération rend ainsi impossible toute distinction entre les dépôts de points d'émission différents et même d'âge différent si ceux-ci ne sont pas séparés par un évènement de nature différente (Coulée ou niveau cendreux).

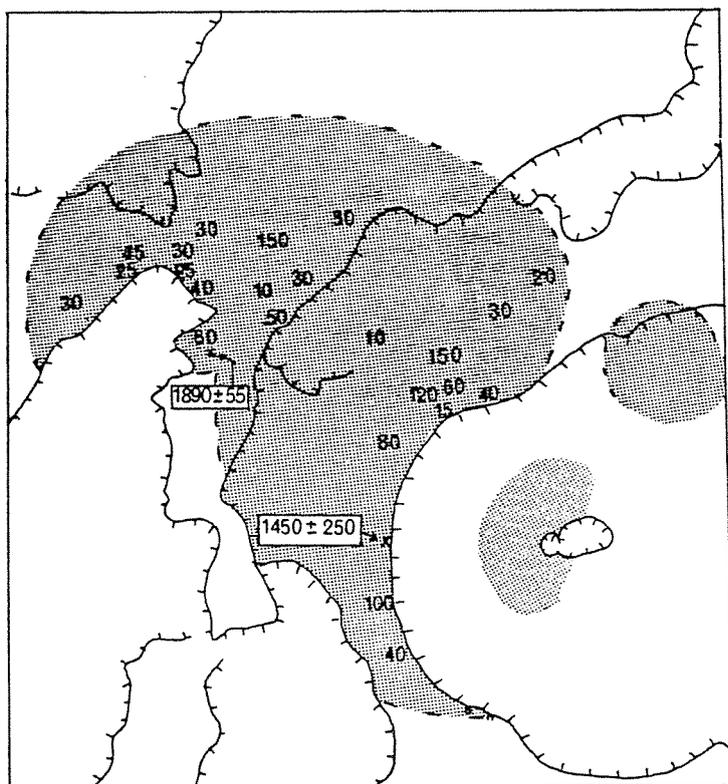


FIG. 7D: RECOUVREMENT DE "LAPILLI SCORIACES"

(150) Epaisseur en cm

1890 ± 55 Datation C 14

CHAPITRE E : LES DIFFÉRENTS STADES D'ÉVOLUTION

DU PITON DE LA FOURNAISE

Ce travail a été effectué en collaboration avec Luc Chevallier en vue de l'établissement d'une carte géologique au 1/50000ème du massif de la Fournaise (à paraître). Les différents enseignements que nous avons obtenus font l'objet d'une publication (Chevallier et Bachélery, à paraître).

1°) INTRODUCTION

L'évolution du Piton de la Fournaise est caractérisée par quatre stades de construction successifs séparés par la formation de calderas. L'étude des premières phases a été rendue possible par la présence des trois grandes vallées entaillant le massif et principalement de la Rivière des Remparts et de la Rivière Langevin. De plus, les traces des édifices construits durant ces premières phases restent encore localement bien marquées.

2°) PRESENTATION DES QUATRE STADES EVOLUTIFS

a) Phase I ou bouclier primitif

Elle correspond à l'établissement du Piton de la Fournaise sur le flanc Sud-Est du Piton des Neiges. Les terrains les plus anciens datés à la Fournaise possèdent des âges de 0,379 - 0,009 M.A. et 0,327 - 0,010 M.A. (Mac Dougall, 1971). Nous devons remarquer que ces coulées sont les coulées superficielles des Pentes Sud du bouclier primitif. Il ne fait pas de doute que les premières émissions de la Fournaise sont antérieures à ces âges et se situent durant la période de repos du Piton des Neiges séparant les stades d'émission des laves basaltiques de celui des laves différenciées.

Cependant, dans le fond de la Rivière des Remparts, les premières coulées fournaisiennes reposent en discordance sur les coulées de laves "pintade" (hawaïites à phénocristaux de plagioclase) du Piton des Neiges (Bussière 1967, Billard 1975, Chevallier, comm. pers.). De plus, au niveau de la limite entre le massif du Piton des Neiges et le massif fournaisien, laves "pintades" et basaltes de la phase I sont interstratifiés.

FIG. 1E

SCHÉMATISATION DES ZONES D'AFFLEUREMENT DES
TERRAINS DES DIFFÉRENTES PHASES.

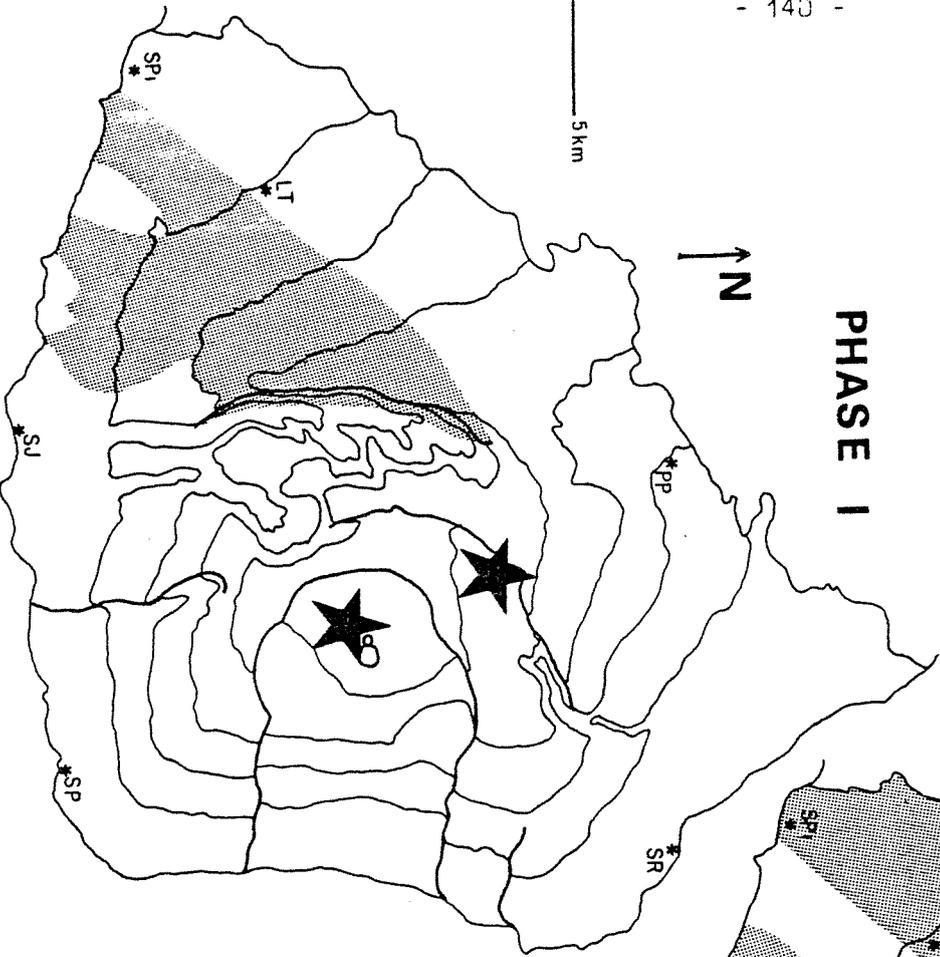
CENTRES VOLCANIQUES



0 ——— 5 km



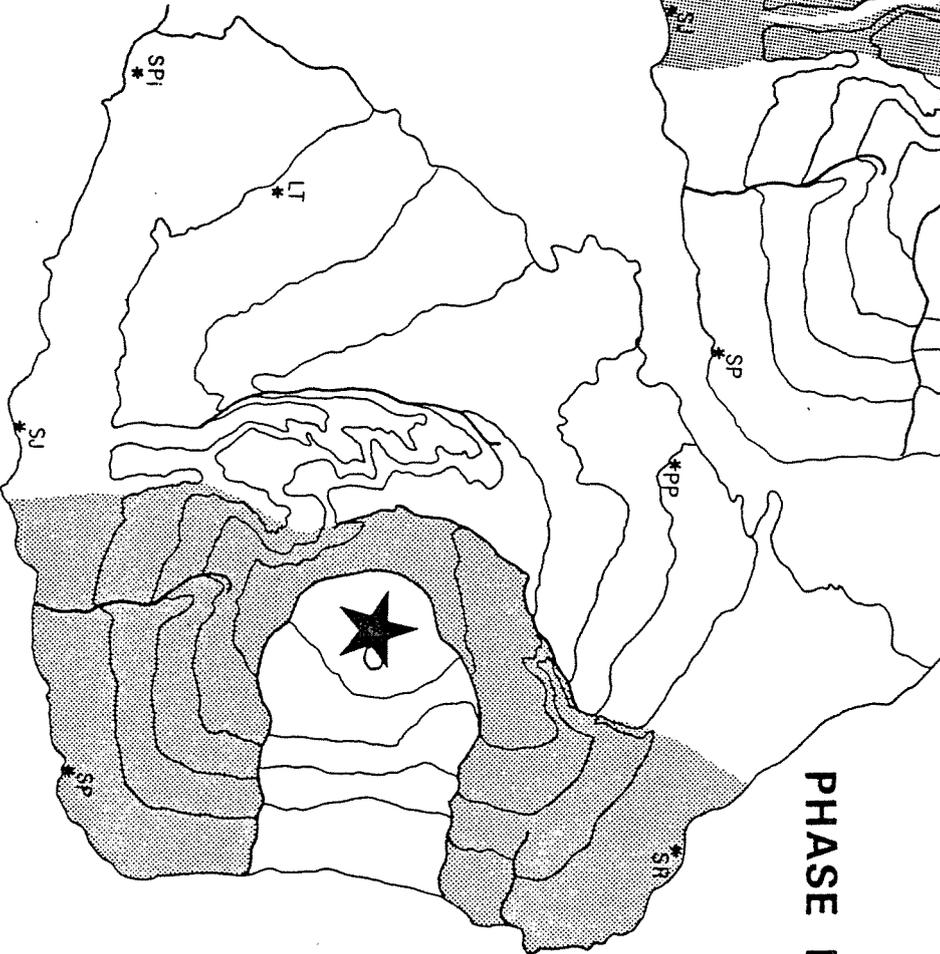
PHASE I



PHASE II



PHASE III



Ces différents éléments suggèrent un développement simultané des hawaiites du Piton des Neiges et des basaltes du bouclier primitif fournaisien ; les premières éruptions du Piton de la Fournaise ayant certainement eu lieu durant le stade de repos du Piton des Neiges.

Les coulées de la phase I sont actuellement observables dans les parois de la Rivière des Remparts et elles constituent également les pentes de la Commune et du Tampon (Fig. 1E).

Pétrologiquement, ces coulées sont de nature variée : basaltes aphyriques (renfermant parfois des enclaves ultrabasiques : Bras Leclerc), océanites, basaltes à olivine, basaltes à plagioclase, olivine et clinopyroxène, hawaiites. Dans l'ensemble, les laves du bouclier primitif montrent une évolution par cristallisation cotectique d'olivine, plagioclase, clinopyroxène et magnétite (Ludden, 1976). De plus, des phénomènes de mélange entre les magmas résultant d'une telle évolution et du magma "primitif" ont été mis en évidence (Kornprobst et Al., 1979).

L'édification du bouclier primitif se termine par l'effondrement d'une vaste caldera aux limites mal définies.

b) Phase II

Elle correspond au remplissage de la caldera 1 (Voir FIG. 1E) et repose localement en discordance angulaire franche sur les terrains de la phase I. Ceci est observable à l'aplomb du Nez de Boeuf, dans le rempart Est de la Rivière des Remparts et notamment au niveau de l'effondrement de Mahavel, ou encore dans la rive droite de la Rivière de l'Est, au Nord des Mares.

Nous avons observé (dans le Rempart des Sables par exemple) une nette variation pétrologique se traduisant par une augmentation globale de la teneur en phénocristaux de plagioclase dans les laves - certaines coulées terminales de la phase II ayant même le plagioclase comme unique phase phénocristalline. Ceci nous a conduit à définir 2 séries : la série inférieure constituée pour l'essentiel de basaltes à olivine et océanites, la série supérieure constituée pour l'essentiel de laves à phénocristaux de plagioclase ou à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène. Une évolution vers des coulées de plus en plus évoluées apparaît dans la partie supérieure de la coupe du Nez de Boeuf (Kornprobst et Al., 1979).

La série inférieure, d'une épaisseur moyenne de 300 m, se marque nettement dans le flanc Ouest de la Rivière des Remparts. Dans la coupe du Nez de Boeuf, cette série a été datée (Mac Dougall, 1971) de $0,175 \pm 0,004$ M.A. à $0,080 \pm 0,005$ M.A. Dans le rebord Est de la Plaine des Palmistes (Morne de St François) les coulées de la série inférieure sont recoupées par l'effondrement de cette dernière. De même, elles sont affectées par les effondrements type Grand Coude (Voir page 154) (rives droite et gauche du Bras Mahavel notamment).

La série supérieure bien moins épaisse (50 à 100 mètres) généralement concordante avec la série précédente est en revanche discordante au niveau des zones effondrées de la Rivière des Remparts et de la Plaine des Palmistes. Elle s'étend (Voir Fig. 1E) sur tout le rebord de la Caldera des Sables, des Trois Bras jusqu'à la Plaine des Remparts ; au Sud, elle s'étend sur le Grand Coude, la région de Jean-Petit et dans la Plaine des Grègues où elle a été datée à $0,057 \pm 0,005$ M.A. (Mac Dougall, 1971).

Sur le Grand Coude, cette série est recouverte par un niveau cendreau épais daté à $0,0372 \pm 0,0015$ M.A. grâce à un bois carbonisé (C14).

La phase II se termine par l'effondrement d'une caldera (Caldera des Sables).

c) Phase III

Elle correspond essentiellement au remplissage de la caldera 2 et à ses débordements vers le Nord (région des hauts de Ste Rose) et vers le Sud (région des hauts de St Philippe) (Voir Fig. 1E). Certaines coulées émises par de grands cônes scoriacés (Plaine des Cafres ou proximité des côtes actuelles) font également partie de cette phase.

Une bonne coupe de cette série apparaît dans le rempart de Bellecombe où, comme pour la phase II, nous observons une évolution pétrologique de la base vers le sommet, due à une plus grande fréquence du plagioclase comme phase phénocristale. Certaines coulées (chimiquement des hawaïites, Analyse 80-124) possèdent le plagioclase comme seule phase phénocristale. La série supérieure possède une épaisseur de 70 à 100 mètres. La série inférieure est épaisse de près de 300 mètres (au niveau de la Plaine des Sables par exemple). Nous pouvons remarquer à cet effet que les coulées sont beaucoup plus épaisses près du Rempart des Sables qu'au niveau du Rempart de Bellecombe.

Nous possédons peu de datations sur les coulées de la phase III. Nous avons prélevé un bois carbonisé dans les coulées terminales de la phase III, au niveau du sentier de Bellecombe. L'âge obtenu (C14) est de 4765 ± 30 ans. De plus, les coulées de la phase III sont recouvertes sur tout le pourtour de l'Enclos par les "cendres de Bellecombe" datées à 2320 ± 90 ans (Voir page 107).

Mac Dougall (1971) a daté une coulée de la Plaine des Cafres que nous attribuons au Piton Dugain. Des arguments stratigraphiques (c'est un des Pitons les plus récents de la Plaine des Cafres) et téphrochronologiques (sa coulée n'est pas recouverte par les cendres du Grand Coude (Voir page 133), nous conduisent à penser qu'il appartient à la phase III. Sa coulée a été datée à $0,029 \pm 0,005$ M.A..

La phase III s'est terminée par l'effondrement d'une première partie de l'Enclos (Voir page 49).

d) Phase IV : phase actuelle

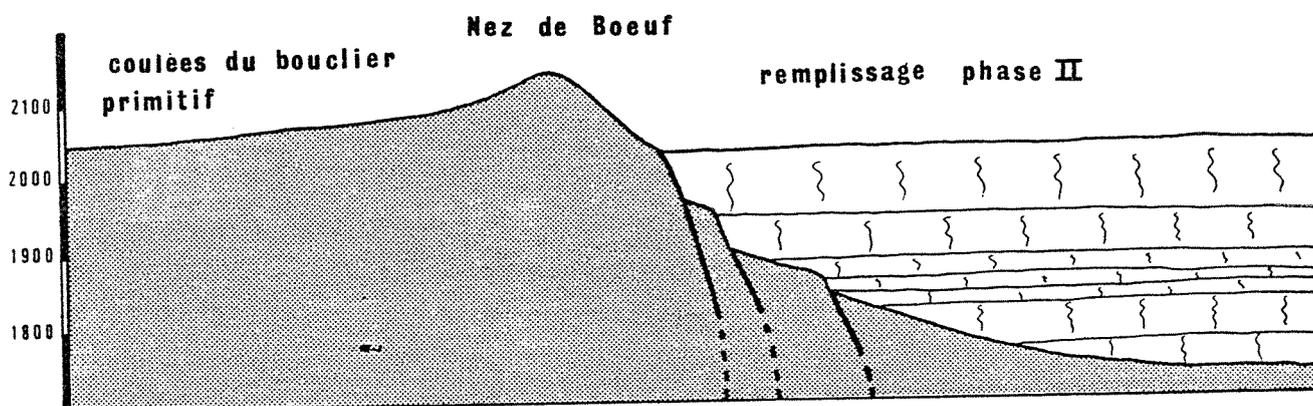
(Voir chapitres B, C et D).

3°) LES CALDERAS

Les trois calderas successives du Massif de la Fournaise présentent généralement des limites facilement identifiables à l'Ouest alors que leurs limites Est sont indécélables.

a) La caldéra 1 : caldéra primitive

La caldéra 1 se marque de manière spectaculaire sous le Nez de Boeuf.



Les effondrements en gradins apparaissent ici très nettement ainsi que le remplissage de la caldéra par les coulées épaisses de la phase II. Le rejet atteint à cet endroit 300 mètres. Au Nord du Nez de Boeuf, le rempart baisse progressivement et est enseveli sous les coulées des phases II et III.

Au Sud du Nez de Boeuf, le rebord Ouest de la Rivière des Remparts correspond approximativement au rempart de la Caldera et ceci jusqu'au Piton Ravine des Grègues. Il apparait une nette différence lithologique entre les rives Est et Ouest de la rivière dans cette partie. On distingue en effet nettement, sur la rive Est, un recouvrement de 2 à 300 mètres d'épaisseur superposé aux séries du bouclier primitif. Ces deux séries apparaissent très nettement au niveau de l'éboulement en haut du Bras Mahavel ou elles sont légèrement discordantes. Ces coulées subhorizontales forment également toute la Plaine des Remparts ainsi que le plateau de Grand Coude. Elles constituent le remplissage de la Caldéra 1.

Le rebord de la Caldéra se marque par des fractures importantes au niveau du Piton Ravine des Grègues (Voir Fig. 2E). Ces fractures d'orientation globale NW-SE se poursuivent jusqu'au niveau du Serré et limitent de grands panneaux effondrés vers la rivière. De plus, le tracé de la rivière prend dans cette zone une orientation conforme à la fracturation, différente de la ligne de plus grande pente.

Fig. 3E : Effondrements et glissements

Schéma simplifié

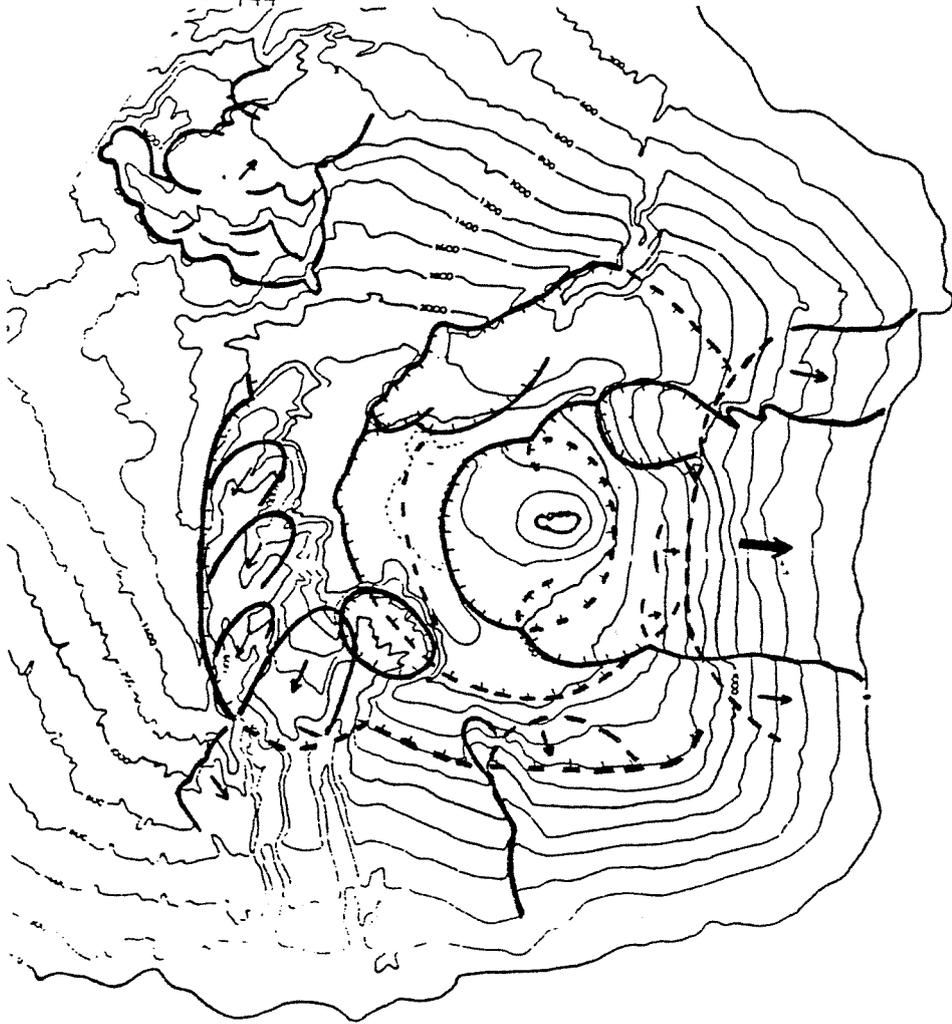
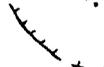


Fig. 2E : Fracturation et intrusions dans les Rivières des Remparts et Langevin

-  Formation du bouclier primitif
-  Formation de la phase II
-  Formation des phases III et IV

Pour plus de clarté les ≠ formations n'ont pas été représentées dans le fond des Vallées.

-  Fractures
-  Limite de la caldera primitive
-  Limite de la caldera des Sables
-  Dykes (l'essentiel du releve des dykes est dû à L. Chevallier)
-  Remparts

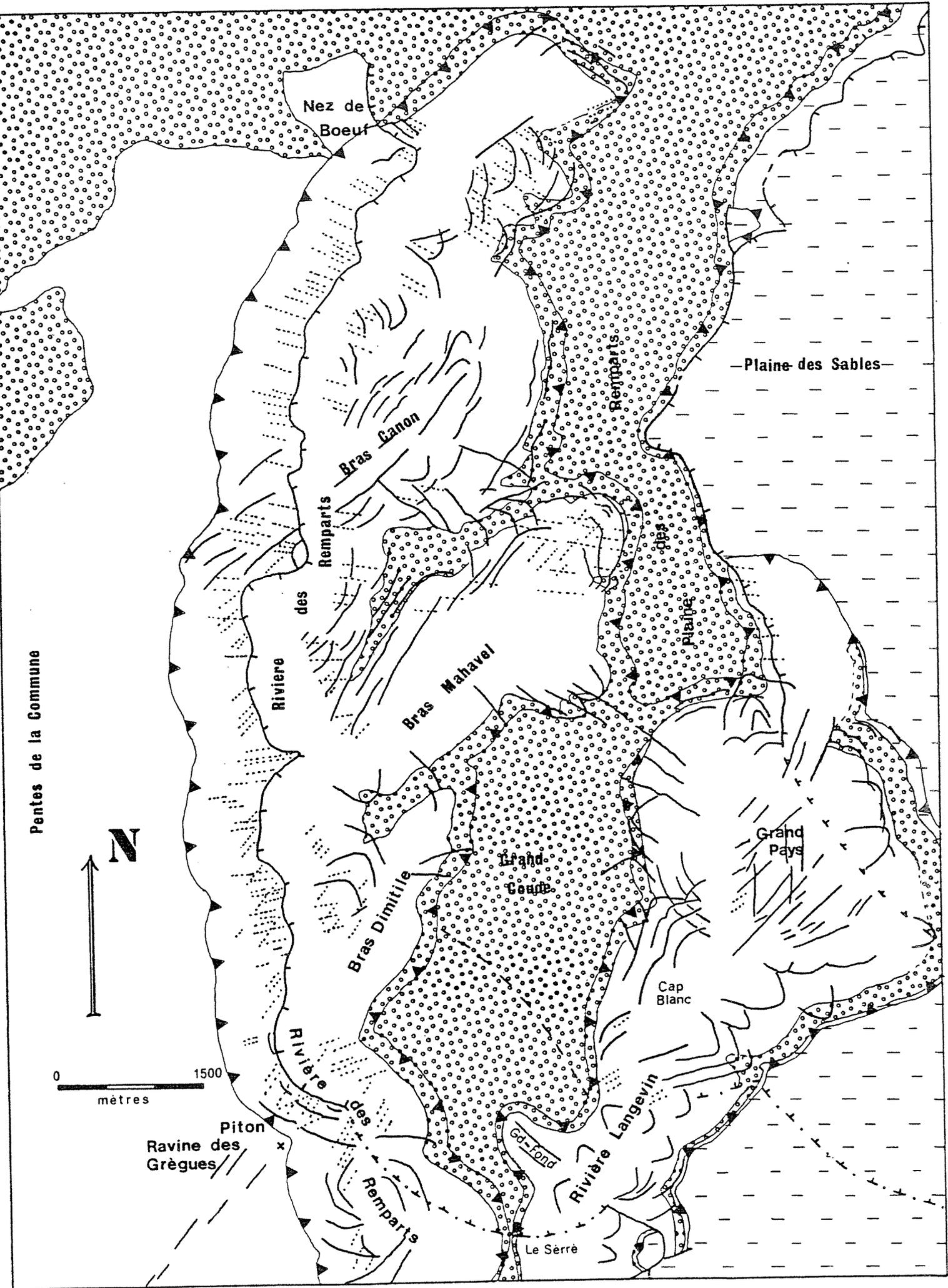


FIG. 2E

A ces fractures dans la Rivière des Remparts s'ajoutent des fractures dans la Rivière Langevin. Elles sont à l'origine de la formation du Grand Fond. Au niveau du Serré, une importante végétation empêche toute observation

Nous pouvons penser que cette série de fractures d'orientation NW-SE, est liée au rebord de la caldéra 1.

Sur le flanc Sud du massif, la limite de la caldéra a été ensevelie sous les coulées plus récentes. Cependant, au niveau de la courbe de niveau 1400 m apparaît un changement de pente assez marqué. Une telle rupture de pente peut s'expliquer par la présence, à ce niveau, de la limite de la Caldéra 1. Si cette hypothèse s'avérait exacte, la caldéra du bouclier primitif se poursuivrait vers l'Est jusqu'en aval du Piton de Fourche. A l'Ouest le rempart se raccorderait aux fractures définies précédemment, au niveau de la Rivière Langevin, avec la formation d'un Nez Coupé (Voir Fig. 3E).

La limite Nord de la caldéra n'apparaît pas ; elle se trouve ennoyée sous les épanchements importants du secteur Nord-Ouest du volcan.

La limite Est n'est également pas identifiable, l'activité ultérieure s'étant essentiellement développée dans cette région. De plus, il n'est pas certain que le rempart de la caldéra 1 soit continu et fermé.

La Caldéra 1 ou caldéra primitive est donc une structure de grand diamètre (plus de 14 km), de forme polylobée, dont le rejeu à l'Ouest est de 300 m environ alors que le rejeu à l'Est est inconnu.

b) La Caldéra 2 ou Caldéra des Sables

Du fait de son âge beaucoup plus récent, elle se marque bien mieux dans la topographie. Ses limites sont bien définies à l'Ouest avec le Rempart des Sables qui se poursuit vers le Nord par le Rempart Nord-Ouest de la Rivière de l'Est où il influence fortement le tracé de cette dernière (Voir Fig. 3E). La limite se perd ensuite sous les coulées de la Forêt Mourouvin.

L'effondrement et le remplissage par les coulées de la phase III peuvent être observés à la limite de la Plaine des Sables vers la Rivière Langevin. Le rebord de la Caldéra se poursuit ensuite jusque sous le Morne Langevin où il est interrompu par l'effondrement du Grand Pays.

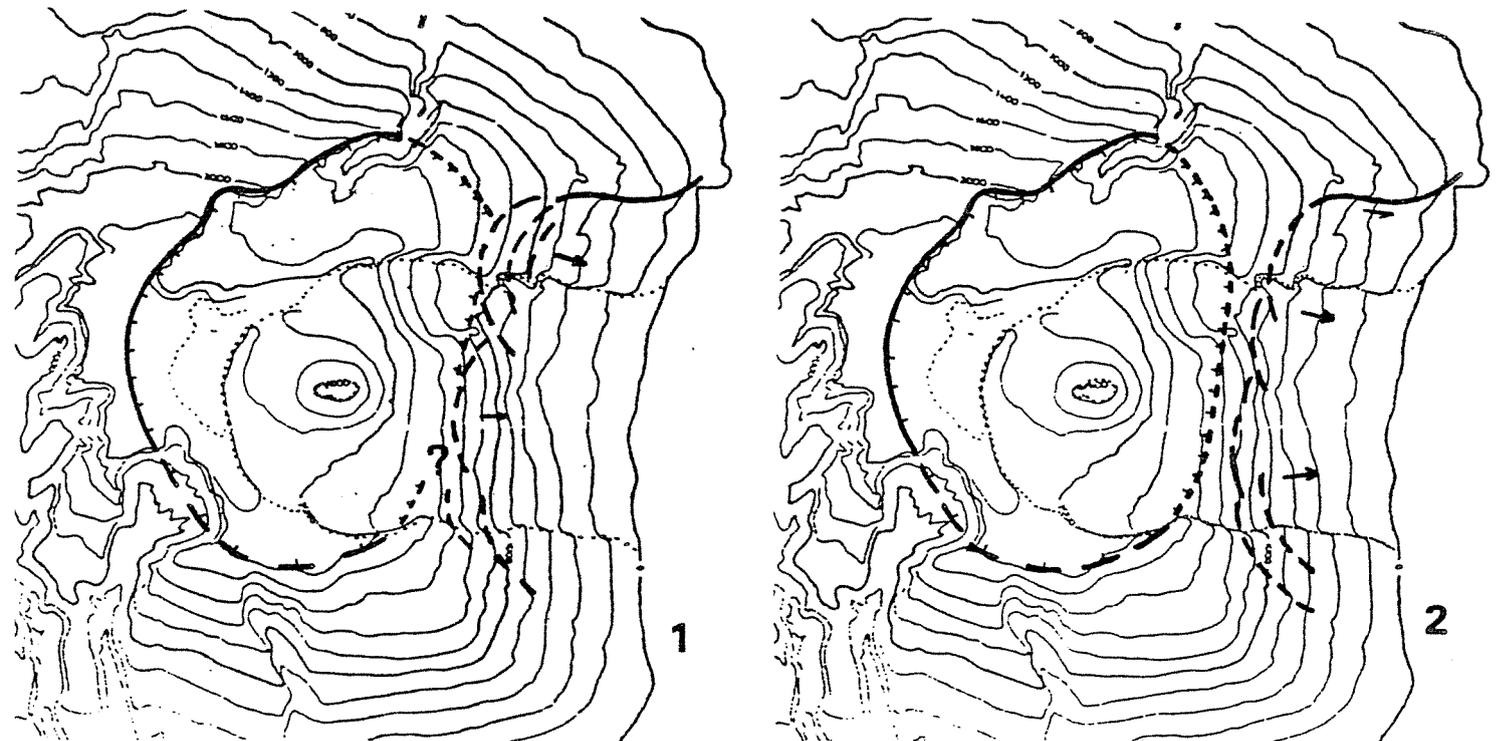
Au Sud du massif, le tracé de la Caldéra se suit assez facilement bien qu'il soit recouvert de coulées récentes. On observe, en effet, une rupture de pente marquée, au niveau de la Forêt de la Crête rappelant celle observée pour le cratère elliptique à l'Etna. La Caldéra est donc intersectée à l'Est par l'Enclos Fouqué (Voir Fig. 3E).

Au niveau du Fond de la Rivière Langevin (Grand Pays), nous n'avons pu retrouver cet accident, des coulées du Foc-Foc venant mouler le rempart. Néanmoins, nous pouvons penser qu'il se situe dans le fond du Grand Pays au pied du rempart Nord-Est de la rivière.

Comme pour la Caldéra 1, la limite Est de la Caldéra des Sables n'est pas connue. Cependant, l'hypothèse selon laquelle sa limite Sud se prolongerait à l'Est, du Nez Coupé du Tremblet au Piton de Crac, nous paraît être l'une des plus vraisemblables. Le Piton de Crac est constitué selon cette hypothèse de coulées des phases I et II.

L'éventualité d'une ouverture de cette caldéra vers l'Est, à l'image de l'Enclos, peut être envisagée. En effet, l'instauration durant la phase III d'un système d'alimentation (Voir page 159) comparable au système actuel avec notamment deux importantes "zones de rift" orientées vers le SE et le NE, fut certainement à l'origine de l'apparition de contraintes pouvant engendrer une instabilité gravitationnelle du flanc Est.

Les premiers glissements du flanc Est de la Fournaise datent certainement de la phase III. Ils affectaient tout le flanc, de la Ravine Constantin à la région des Citrons Galets. Leur formation ainsi que leur empreinte sur le terrain ont été envisagées au Chapitre B. L'individualisation du rempart de la Ravine Constantin date de cette époque. Deux possibilités peuvent être envisagées : soit son rattachement à la Caldera 2 (structure à l'image de l'Enclos) (Schéma n° 1), ou bien les glissements n'ont pas atteint le rebord de l'Enclos et le Rempart de la Ravine Constantin doit simplement son origine à ces glissements (Schéma n° 2).



Nous pouvons proposer quelques hypothèses quant au fonctionnement de la Caldéra des Sables. Trois structures particulières appellent en effet notre attention : ce sont :

- Le Plateau des Basaltes
- Le Fond de la Rivière de l'Est
- Le haut de la Rivière Langevin ou "Grand Pays"

b.1) Le Plateau des Basaltes

Vu de la Plaine des Sables ou du Fond de la Rivière de l'Est, cette structure apparait en relief alors qu'elle se trouve 100 m en contrebas de la Plaine des Remparts. Il est formé d'un empilement de coulées constituées pour l'essentiel de basaltes à olivine et océanites. Ces coulées sont généralement épaisses ; l'une d'elle, d'une épaisseur de 20 m, montre une variation de la nature et de la teneur des phénocristaux qu'elle renferme, variation interprétée par Ludden (1976) comme résultant de multiples injections dans un lac de lave.

Le Plateau des Basaltes fait apparaître des faciès caractéristiques des premières coulées de la phase III constituant le remplissage de la Caldéra des Sables (coulées épaisses de Basalte à olivine). Il s'agit en outre de coulées totalement différentes de celles qui constituent le haut du Rempart des Sables où dominent des Basaltes à phénocristaux de feldspath et olivine.

Pour nous, le Plateau des Basaltes n'est pas un bloc moins effondré que le restant de la Caldéra ; il constitue un témoin du remplissage de la Caldéra des Sables à une période située dans le début de la phase III. L'effondrement de la Plaine des Sables se poursuivant par la suite, n'a pas affecté le Plateau des Basaltes.

Cette structure témoigne donc de l'effondrement de la Caldéra des Sables en deux stades successifs séparés par une période durant laquelle le remplissage fut prépondérant.

b.2) Le Fond de la Rivière de l'Est

C'est une dépression à fond plat limitée au Nord-Ouest et au Sud-Ouest par une ligne de remparts, au Sud-Est par une zone à très forte déclivité et qui débouche vers le Nord-Est sur les "Cassés" de la Rivière de l'Est (Voir Fig. 9C).

Cette structure apparaît dans une position identique à l'actuelle Plaine des Osmondes puisqu'un de ses rebords est le rempart de la Caldéra, les autres étant orientés vers le cône terminal et moulés par les coulées émises par ce dernier.

Nous pouvons observer que seules les dernières coulées de la phase III sont venues cascader dans le Fond de la Rivière de l'Est. Au niveau de la Plaine des Sables, seules celles du Piton du Cirque recouvrent le rempart (et le Piton du Cirque est beaucoup plus récent, phase IV, voir page 117).

La formation de cette structure effondrée est donc un évènement tardif au cours de la phase III.

Ceci montre également qu'en fin de phase III, l'activité était beaucoup plus importante suivant l'axe de faiblesse Nord-Est que sur le flanc Nord-Ouest du cône, vers la Plaine des Sables.

La formation du Fond de la Rivière de l'Est fut certainement, à l'image de la Plaine des Osmondes, un phénomène progressif quoique relativement rapide. Le rebord Sud-Est où l'on trouve des pentes fortes mais pas de remparts, serait le résultat de l'action simultanée de l'effondrement et du recouvrement par de nouvelles coulées. Le rejet maximum du Fond de la Rivière de l'Est est de 500 m dans la partie Sud-Ouest (tout à fait comparable à celui de la Plaine des Osmondes, voir page 32), alors qu'il n'est que de 250 m au Nord-Est.

La formation du Fond de la Rivière de l'Est comme celle de la Plaine des Osmondes doit être mise en relation avec la présence, à l'aplomb, d'un réservoir magmatique, qu'il s'agisse d'un réservoir intermédiaire indépendant ou d'une digitation d'une chambre de plus grande importance.

Signalons également que le Fond de la Rivière de l'Est se situe à l'aplomb du paléocentre volcanique Nord-Ouest de la phase I (Voir page 155).

Ces différents éléments ainsi que la pérennité du volcanisme dans cette région (Voir page 82), nous permettent de penser que le Fond de la Rivière de l'Est est une zone à prendre en considération dans le cadre de recherches géothermiques.

b.3) Le haut de la Rivière Langevin ou "Grand Pays"

Cette structure se place légèrement à l'extérieur de la Caldéra des Sables puisqu'elle vient recouper son rebord Sud-Ouest. Il s'agit cependant d'une structure dont la formation date de la phase III mais seulement quelques coulées de la fin de la phase III viennent cascader par dessus sa falaise Nord-Est, suggérant ainsi une formation tardive au cours de cette phase.

L'effondrement du Grand Pays (plus de 1000 m) permet d'observer diverses structures récentes et anciennes de la Fournaise (Voir Fig. 2E).

Trois types de fractures principales apparaissent dans les remparts autour du Grand Pays :

- (i) Des fractures d'orientation Nord-Sud à Nord 50°
- (ii) Des fractures liées à l'effondrement du Grand Coude
- (iii) Des fractures circulaires liées à l'effondrement du Grand Pays

(i) Ces fractures sont fréquemment "armées" de dykes. Elles correspondent aux structures d'alimentation de la phase I (NS à Nord 20° --> centre volcanique Nord-Ouest ; Nord 40° à Nord 50° --> centre volcanique Sud-Est) et de la phase II (Nord 40° à Nord 50° seulement) (Voir page 157).

Elles ont joué un rôle important d'un point de vue morpho-tectonique. D'une part, elles limitent sur son flanc Est le bloc effondré du Grand Coude (phase II) ; d'autre part, elles ont servi de guide à l'ouverture de la Rivière Langevin, par érosion vraisemblablement.

(ii) Ces fractures en "touches de piano" affectent le rempart Ouest de la rivière, du Grand Pays au Cap Blanc (Voir page 154).

(iii) Elles délimitent de vastes pans de roches effondrés en bordure des remparts du Grand Pays. Ces fractures circulaires sont à l'origine de l'effondrement de tout le Grand Pays. Cette zone effondrée, de forme ovale fait 4 x 3 km dans ses plus grandes dimensions.

L'interprétation d'un tel effondrement est délicate car il n'apparaît lié à aucune structure d'alimentation. Cependant, il est intéressant de noter que le Grand Pays correspond à une anomalie gravimétrique positive (Gérard et Al., 1980) et de plus, les roches du fond du Grand Pays sont zéolitisées. La zéolite se développe dans les fractures, notamment dans le Bras du Cap Blanc.

L'association de ces différents facteurs (effondrement circulaire, anomalie gravimétrique positive, zéolitisation) suggère la présence d'un ancien réservoir magmatique à l'aplomb du Grand Pays, faisant également de cette région, une zone géothermiquement favorable bien que son accès soit plus difficile.

c) La Caldéra 3 ou Enclos Fouqué

La formation de cette structure et son évolution sont envisagées dans le Chapitre B.

d) Origine et évolution des Caldéras

La liaison entre les Caldéras et les réservoirs magmatiques est classiquement établie. Nous avons envisagé la formation des Caldéras du Piton de la Fournaise à travers celle de l'Enclos et il n'est point besoin d'y revenir ici.

Plusieurs remarques peuvent cependant être faites. Comme l'Enclos, les Caldéras 1 et 2 sont polylobées et résultent de l'effondrement de plusieurs unités. Ceci implique une évolution assez longue de chaque structure caldérique durant la phase de construction faisant suite au début de l'effondrement.

La formation des Caldéras en plusieurs unités nous conduit à les relier avec des réservoirs magmatiques moins profonds et moins vastes que si l'ensemble résultait de l'effondrement d'un seul bloc. Ceci implique, en outre, un déplacement de la chambre magmatique (ou la présence de plusieurs réservoirs interconnectés ?).

Les relations de dimension existant entre les structures profondes et les structures superficielles sont encore mal définies. En première approximation, nous pouvons admettre que la taille d'une caldéra dépend, entre autre paramètre, de la taille de la chambre magmatique à laquelle elle est liée ; une chambre de petite taille pouvant difficilement engendrer une caldéra de grande taille. Il apparaît également qu'une telle caldéra peut difficilement résulter d'une chambre magmatique superficielle. Les effets produits par de telles chambres sont connus (Hawaii par exemple) et il nous semble plus vraisemblable d'expliquer la formation des caldéras fournaisiennes par le fonctionnement de chambres magmatiques de grande taille situées à d'importantes profondeurs (une dizaine de km, à titre indicatif).

Il est également intéressant de noter que les caldères successives possèdent des diamètres de plus en plus réduits. Parallèlement, à cette diminution de taille, le centre des caldères migre vers l'Est. Ceci se traduit par un déplacement dans cette direction, du rempart Ouest des caldères alors que le rempart Est ou la position supposée de la limite Est de la caldéra se situe toujours à peu près au même endroit.

La diminution de taille des effondrements peut être interprétée comme résultant d'une migration vers le haut d'une chambre magmatique profonde accompagnée d'une diminution de sa taille.

Notons également que parallèlement la période de construction séparant deux caldères successives diminue ce qui constitue un argument supplémentaire en faveur d'une telle migration.

e) Les autres effondrements

e.1) La Plaine des Palmistes

La Plaine des Palmistes se situe au Nord-Ouest du massif de la Fournaise. Cette structure entaille les terrains du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges et se trouve en position intermédiaire entre les deux massifs. Il s'agit en fait d'une structure effondrée dont l'origine est difficile à établir.

Elle est constituée d'un ensemble d'effondrements pseudo-circulaires, de faibles diamètres (Fig. 4E). Ces effondrements se marquent dans la topographie par des remparts atteignant plus de 300 m de hauteur au Sud de la Plaine des Palmistes, zone où ils sont les plus élevés, et 250 m au niveau du Morne de St François.

Ces remparts sont toujours recouverts d'une importante végétation qui rend leur observation difficile. De plus, à l'Est et au Sud-Est de la Plaine des Palmistes, ils sont recouverts par les coulées des pitons du "rift" Nord-Ouest ainsi que par les coulées terminales de la phase II.

Peu de fractures apparaissent dans ces remparts. Nous avons pu relever des accidents situés dans l'alignement des centres volcaniques SE et NW (Voir page 155) et donc radiaux par rapport à ces centres. Ils apparaissent dans les flancs du Morne de St François.

Dans le haut de la Plaine des Palmistes ainsi que dans son rempart Nord-Ouest apparaissent des fractures et des dykes d'orientation NW-SE (Voir Fig. 4E).

Dès fractures d'orientation Nord 90° à Nord 100° apparaissent également dans le rempart Nord-Ouest ; à l'aplomb de l'Ilet Patience, elles délimitent des loupes d'effondrement et semblent converger vers la caldéra de la série différenciée du Piton des Neiges définie par L. Chevallier (1979).

L'âge de la Plaine des Palmistes est mal connu. Le rebord Nord-Ouest entaille les coulées mugéaritiques de la série différenciée. Ces mêmes coulées sont recoupées par la caldéra de la série différenciée du Piton des Neiges (Chevallier, 1979). Les mugéarites les plus récentes ont été datées par Mac Dougall (1971) à $0,073 \pm 0,003$ M.A. En fait, la Plaine des Palmistes est plus récente que la série des Mugéarites ; son effondrement pourrait être contemporain de celui de la caldéra de la série différenciée c'est-à-dire : $0,070$ M.A..

Au Sud-Est et à l'Est, la Plaine des Palmistes recoupe les premières coulées (série inférieure) de la phase II. Les plus jeunes de ces coulées ont été datées, au Nez de Boeuf, (Mac Dougall, 1971) à $0,080 \pm 0,005$ M.A.

Ceci nous indique que l'effondrement de la Plaine des Palmistes se place au milieu de la phase II du Piton de la Fournaise et est contemporain de la formation de la caldéra de la série différenciée du Piton des Neiges , il y a environ 70 000 ans.

Origine de la Plaine des Palmistes

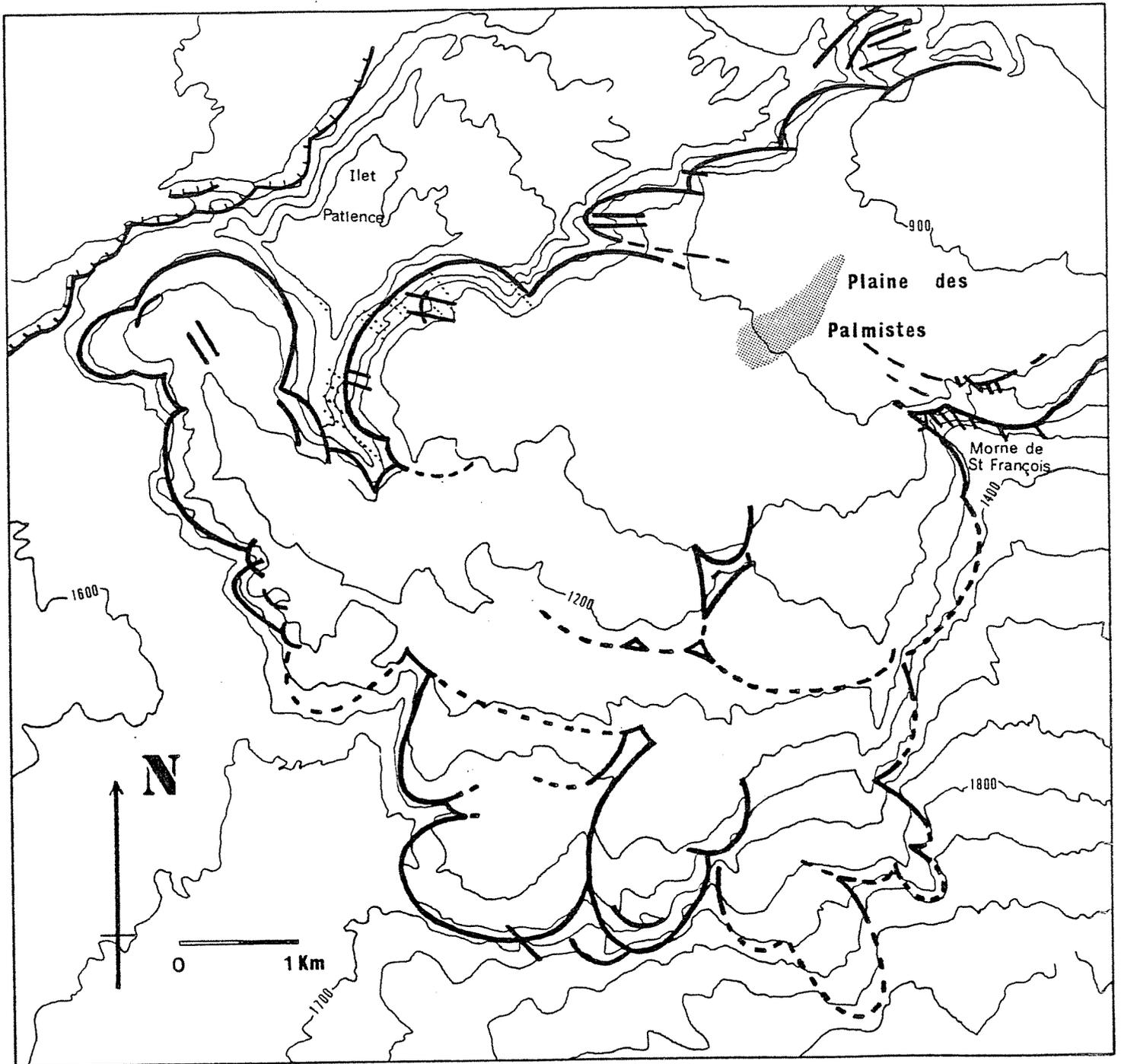
L'effondrement de la Plaine des Palmistes présente une tectonique tout à fait particulière constituée d'un assemblage de petits effondrements circulaires et de loupes de glissement.

D'un point de vue structural, la Plaine des Palmistes est limitée au Sud-Ouest par le "rift" NW-SE, ossature de l'île dans son ensemble. La présence de cette structure, nous fait envisager l'intervention de glissements dus à une instabilité de cette zone. En effet, le "rift" Nord Ouest, de par son fonctionnement, tend à repousser les terrains situés de part et d'autre, créant ainsi une relative instabilité pouvant se traduire par la formation de loupes de glissement, à la manière de celle à l'origine des Grandes Pentes, dans l'Enclos Fouqué (Voir Chapitre B).

Malgré tout, ce mécanisme n'explique peut-être pas complètement la formation de la Plaine des Palmistes. Il s'agit d'une structure ouverte vers la mer, mais on constate un net resserrement au niveau du Morne de St François. Il est donc possible qu'à l'origine, la Plaine soit une structure fermée.

L'origine de l'effondrement reste donc un problème. Nous pouvons seulement constater que sa formation se situe au cours d'une période de gonflements importants des deux massifs, accompagnés de subsidence à l'origine de la caldéra de la série différenciée du Piton des Neiges et des effondrements dans la Rivière des Remparts et du Grand Coude à la Fournaise. Le fonctionnement simultané des deux massifs volcaniques peut-être à l'origine de la Plaine des Palmistes.

Actuellement, les volcans actifs du Kilauéa et du Mauna Loa présentent, à leur contact une zone un peu comparable à celle qui pouvait exister il y a 70 000 ans à la Réunion. Cette région intermédiaire entre les deux volcans hawaïens, située dans la zone de "kaoiki fault system" est actuellement sismiquement très active, mais fonctionne en compression (J.F. Lénat, comm. pers.). Un tel fonctionnement ne peut en aucun cas engendrer une structure du type Plaine des Palmistes.



-  Caldéra 1 du Piton des Neiges
-  Fractures guidant l'effondrement de la Plaine des Palmistes
-  Fractures cachées par les coulées
-  Dykes
-  Courbes de niveau
-  Village

**Fig. 4E : Structure de la
Plaine des Palmistes**

Toutefois, les conditions volcanologiques existant à la Réunion, il y a 70 000 ans étaient un peu différentes de celles qui existent actuellement à Hawaii.

Il s'agissait en effet de deux volcans "différents" puisque l'un émettait des laves différenciées alors que l'autre était un bouclier basaltique. De plus, il y avait la présence du "rift" NW-SE qui, à cette époque était très actif. Ces conditions un peu différentes font qu'il est difficile de dire si les gonflements et donc les distensions étaient seulement limitées aux zones sommitales des deux appareils comme c'est le cas, à Hawaii, actuellement.

e.2) Les effondrements dans la Rivière des Remparts et le Grand Coude

Durant la phase II de construction de la Fournaise vont s'individualiser, tangentiellement au rebord de la caldéra primitive, des effondrements "en gradins" observables dans les reliefs séparant les différents Bras alimentant la Rivière des Remparts (Voir Fig. 2E).

Le plus caractéristique et le plus important de ces effondrements est celui qui a affecté la Plaine des Remparts pour former le plateau nommé actuellement Grand Coude. L'effondrement atteint ici 1000 m environ.

Le Grand Coude est limité au Nord-Est par une série de gradins affectant les coulées de la phase I et de la première série de la phase II. Par contre, nous observons nettement que les coulées terminales de la phase II, qui constituent le haut de la Plaine des Remparts, sont venues cascader dans la zone effondrée du Grand Coude. En amont de ce plateau, nous observons des coulées nettement pentées et dirigées vers le Morne Langevin.

A l'Est et à l'Ouest, l'effondrement du Grand Coude est limité par les fractures Nord 20° de la Rivière Langevin d'une part et par le rebord de la Caldéra I d'autre part.

Au Sud, l'effondrement semble limité au rempart de la caldéra primitive. Toutefois, ce point n'est pas assuré. On note en effet que les coulées venant "comblent" le Grand Coude (Basaltes à phénocristaux d'olivine et Feldspath ou de feldspath seul pour l'essentiel) viennent s'étaler dans la Plaine des Grègues ainsi que dans la région de Jean-Petit, en amont de St Joseph. Il semble donc que dès cette époque, la bordure Sud de la caldéra I était, soit submergée par les coulées de la fin de la phase II, soit ouverte et recoupée par l'effondrement du Grand Coude.

D'un point de vue tectonique, ces effondrements sont donc caractérisés par une succession de gradins abaissés suivant des fractures normales d'une part et par un rejeu de la fracture bordière de la Caldéra I (Voir Fig. 2E). Il s'agit donc là d'une tectonique en distension. Ces effondrements sont en situation tout à fait comparable à la Plaine des Osmondes. Cependant, leur répartition sur une bonne partie du pourtour de la caldéra et en dehors de toute zone d'alimentation, nous conduit à proposer l'hypothèse d'une origine un peu différente.

Nous envisageons un gonflement important de l'édifice avant la mise en place de la série supérieure ; ce gonflement aurait conduit à des déstabilisations des flancs du cône conduisant aux effondrements sus-décrits.

Plus récemment, la Rivière des Remparts prend sa forme définitive à la suite d'effondrements d'origine morpho-tectonique. Ces effondrements sont guidés par les fractures anciennes existant dans la Rivière des Remparts. Le massif va donc être entaillé selon les structures les plus marquées. Ce sera ici le système de fractures radiales au cône Nord-Ouest de la phase I et les fractures liées aux effondrements durant la phase II qui ont servi de guide à la formation des Bras Mahavel, Bras Canon et de la partie amont de la Rivière des Remparts. Ces fractures limitent des blocs qui, à la faveur d'un cyclone ou d'un réajustement quelconque, s'effondrent, pouvant provoquer la formation de véritables coulées de débris comme ce fut le cas pour l'effondrement de Mahavel, en 1965.

4°) LES STRUCTURES D'ALIMENTATION

Nous nous sommes attachés à déterminer la géométrie des systèmes intrusifs de chacune des phases de construction.

Les dykes sont relativement fréquents dans les remparts de la Fournaise, mais leur épaisseur réduite (0,5 à 2 m) ainsi que l'importance de la végétation rendent leur observation difficile.

a) Phase I : Deux centres volcaniques ?

Les dykes d'alimentation du bouclier primitif recoupent les coulées émises lors de cette phase, dans les parois de la Rivière des Remparts et la Rivière Langevin. Ils s'agencent suivant deux systèmes radiaires distincts (L. Chevallier comm. pers.) impliquant la présence de deux centres volcaniques. (Voir Fig. 2E et 5E, phase I).

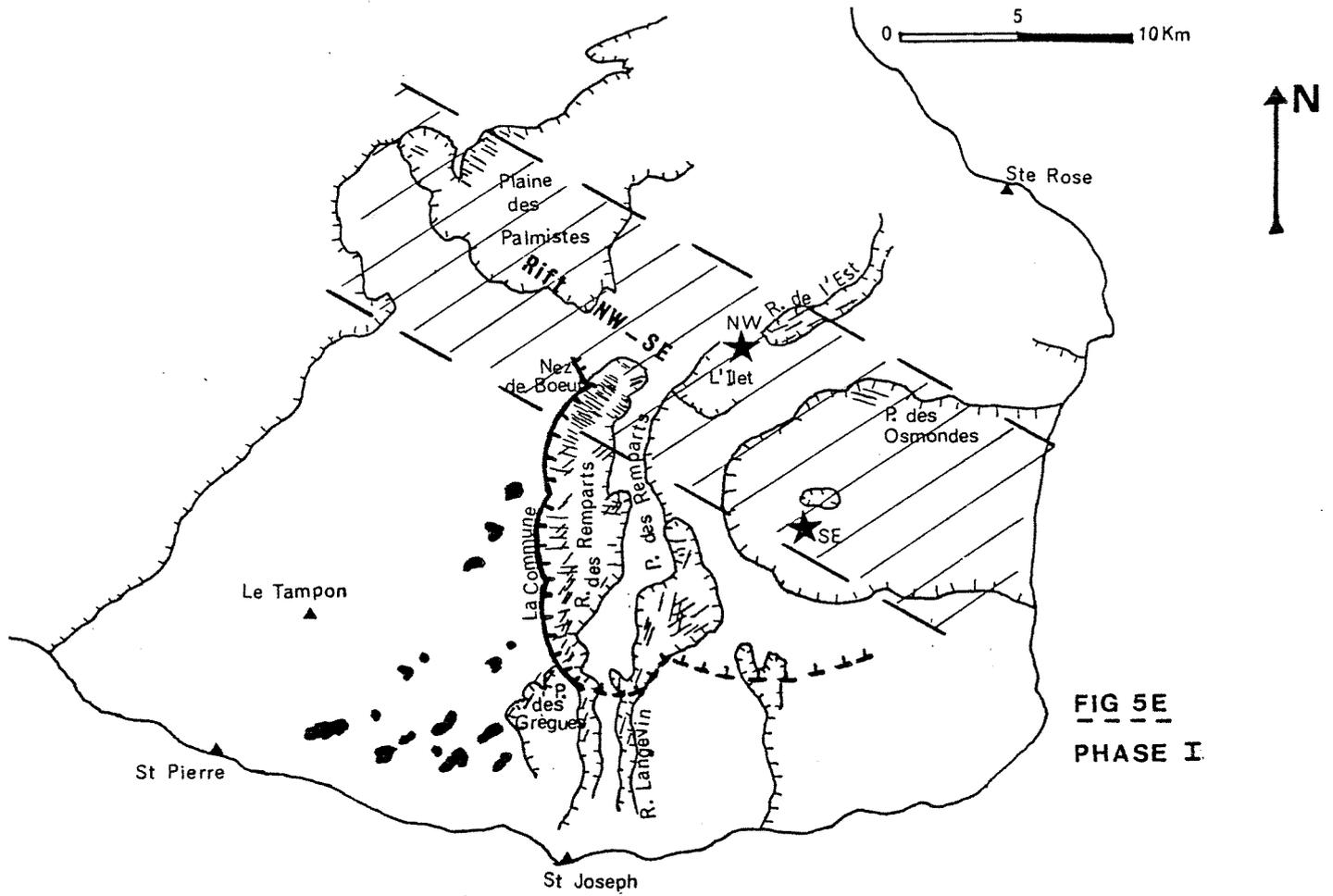
- Un réseau de dykes présente des orientations variant de Nord 120° en amont de la Rivière des Remparts à Nord 70° en aval et même Nord 50° dans la Rivière Langevin. Ce réseau converge en direction d'un centre volcanique que nous nommerons "centre volcanique Sud-Est". Il se situe dans l'Enclos, aux environs du cône terminal actuel.

Le réseau de dykes atteint son maximum de densité dans le haut de la Rivière des Remparts (orientation Nord 120°).

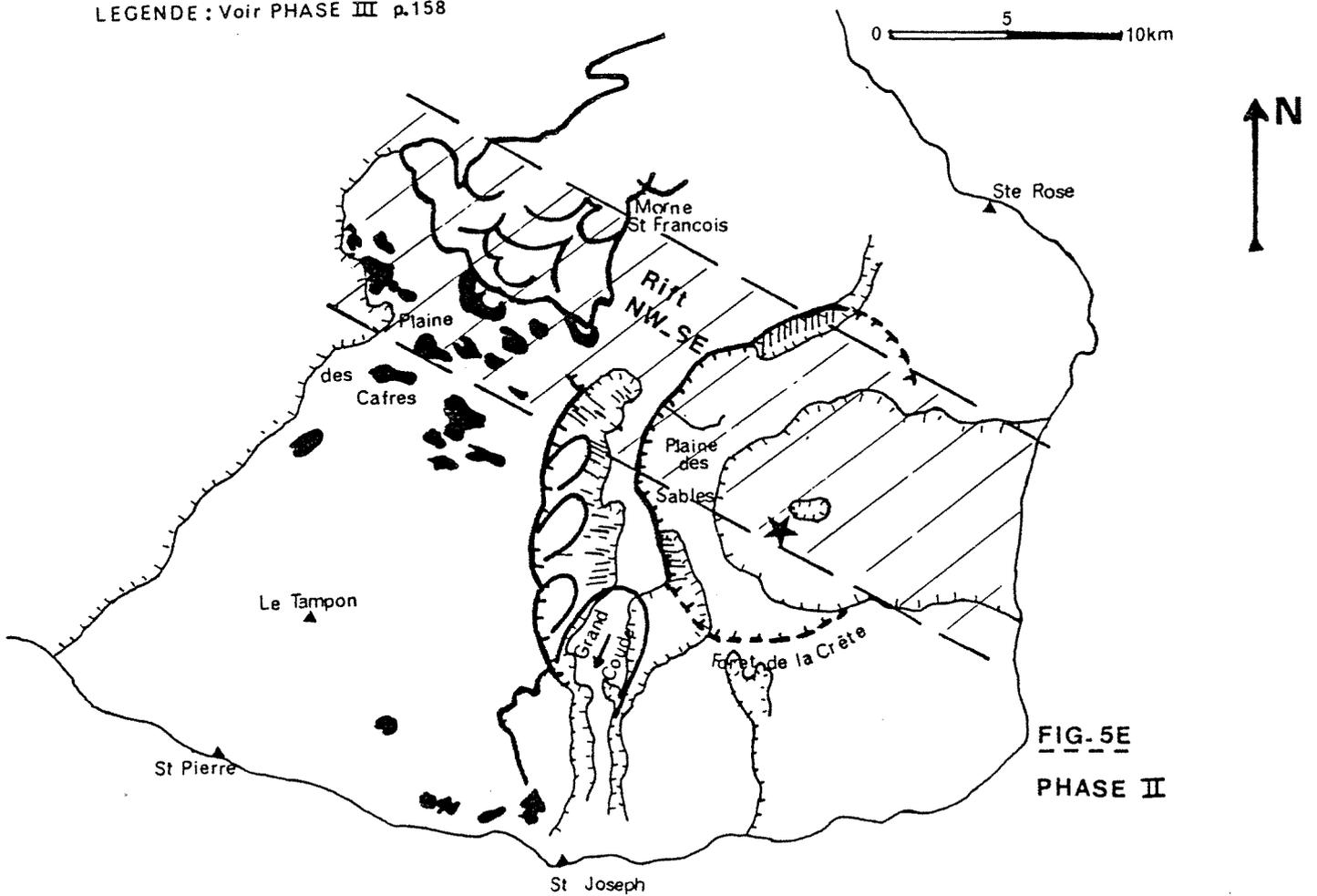
- Un deuxième réseau de dykes, moins dense toutefois, voit ses orientations varier de Nord 60° en amont de la Rivière des Remparts à Nord 15° en aval de cette rivière ainsi que dans la Rivière Langevin ; un maximum d'intrusions possèdent des orientations Nord 40° à Nord 30°.

Ce système converge vers un lieu que nous nommerons "centre volcanique Nord-Ouest", situé du niveau du Fond de la Rivière de l'Est approximativement à l'aplomb de l'Ilet.

Dans le bas du Rempart des Osmondes, quelques dykes d'orientation Nord 110° convergent également vers ce point.



LEGENDE : Voir PHASE III p.158



De plus, nous pouvons penser que ce système de dykes et fractures a joué un important rôle de guide lors de la formation des Bras Canon, Mahavel et Dimitile.

Notons également que le rempart limitant au Nord-Ouest la Plaine des Grègues est parallèle à une radiale au centre volcanique Nord-Ouest.

Il est bien difficile d'établir une chronologie entre ces deux systèmes intrusifs. Toutefois, dans le haut du Bras Mahavel, où ils s'entrecroisent, les dykes d'orientation Nord 100° (convergeants au centre volcanique Sud-Est) recoupent les dykes d'orientation Nord 45° (convergeants au centre Nord-Ouest). Ceci semble montrer que le centre volcanique Nord-Ouest est le plus ancien.

En fait, les deux zones d'alimentation ont peut-être fonctionné simultanément, l'activité du centre Sud-Est s'étant poursuivie beaucoup plus longtemps.

Dès cette période, de grands cônes scoriacés viennent se former sur les pentes SW du massif : il s'agit des Piton Terre Rouge, Piton Isautier, Piton de l'Anse ou Piton du Charrié. Ils paraissent liés à l'un ou l'autre des centres volcaniques.

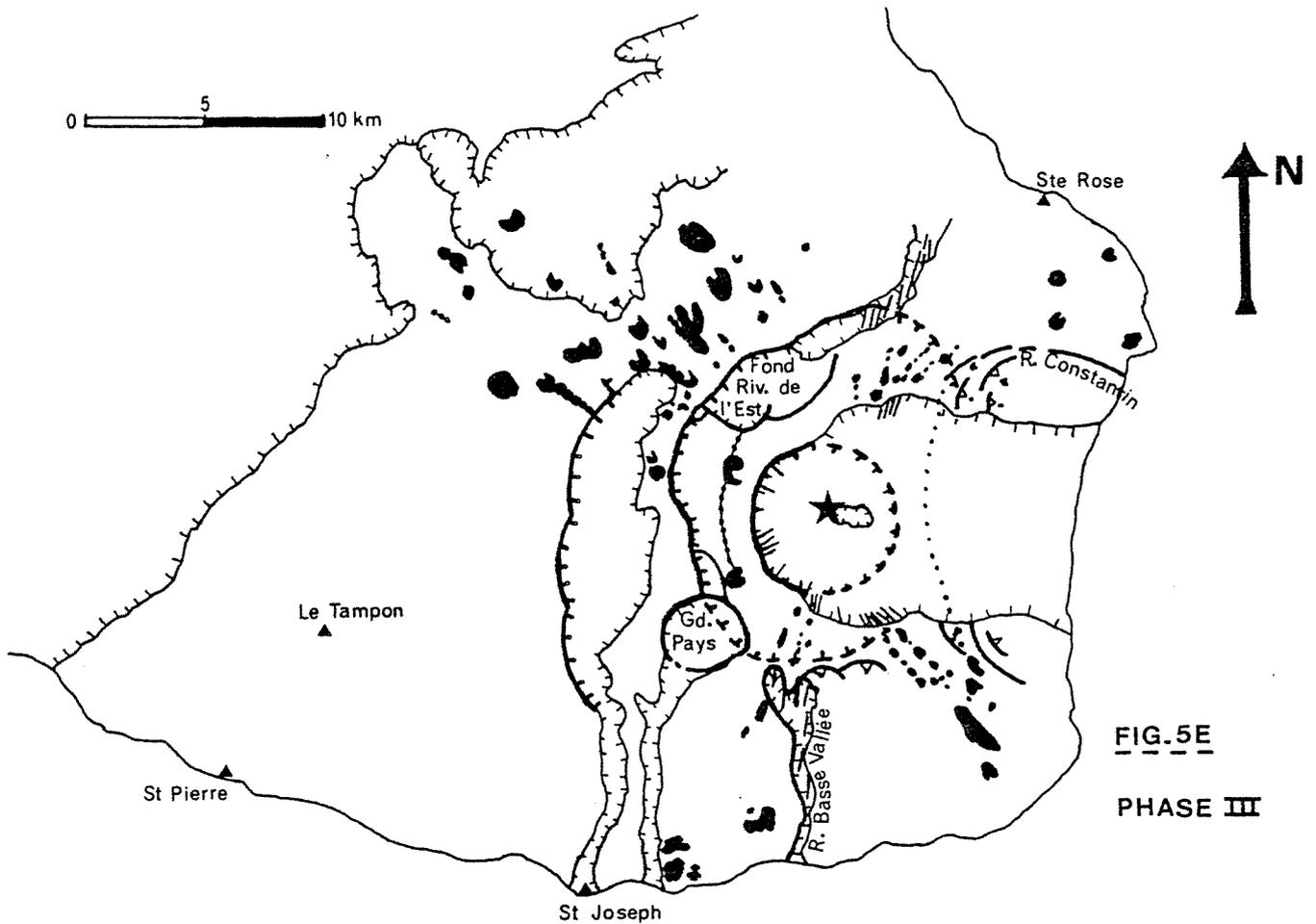
b) Phase II

La phase II est dominée par un système d'alimentation radial convergent vers le Centre Volcanique Sud-Est, restant seul actif. (Fig. 5E, phase II)

Ce système radial se traduit par la présence de dykes recoupant la paroi Est de la Rivière des Remparts et atteignant les niveaux supérieurs (coulée phase II) de cette rivière.

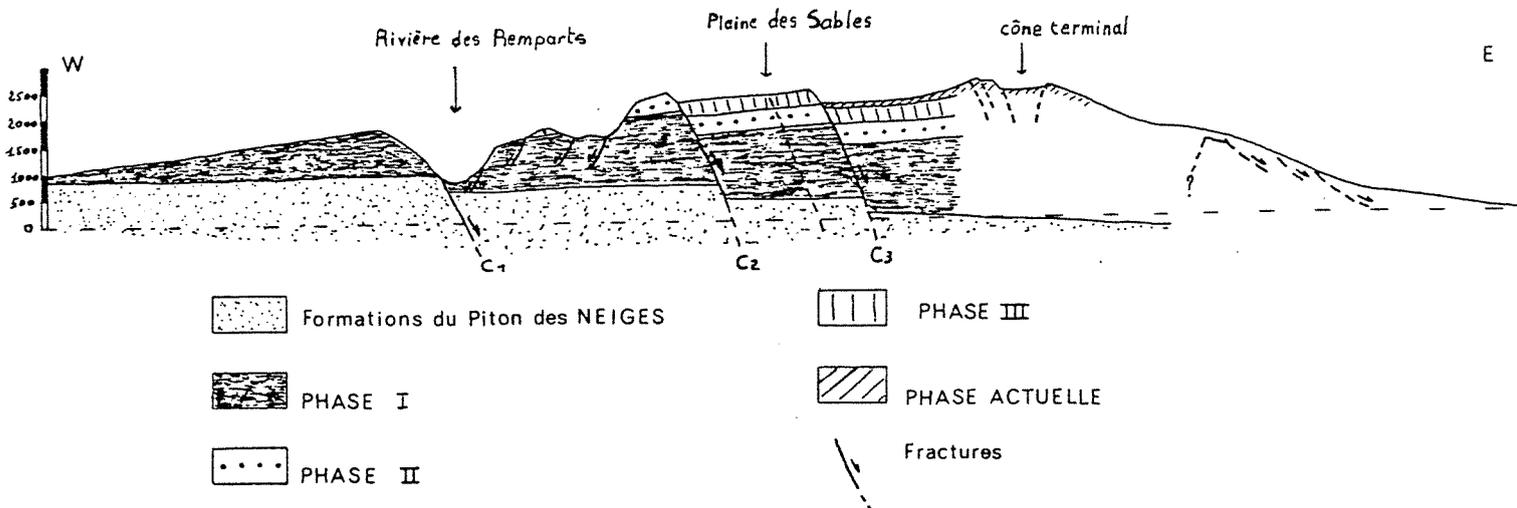
Nous trouvons également des dykes d'alimentation de la phase II, dans le haut de la Rivière Langevin sous le Morne Langevin, dans le rempart de la Caldéra 2 au niveau du Fond de la Rivière de l'Est et surtout dans la Rivière de l'Est elle-même où l'on peut observer une importante concentration de dykes. Tous sont radiaux et convergent vers un point situé au niveau du "centre volcanique Sud-Est".

Le système intrusif de la phase II se marque également par les nombreux cônes scoriacés de grande taille qui se développent dans la Plaine des Cafres et plus particulièrement près du Piton des Neiges (partie Ouest de la Plaine des Cafres. Il s'agit notamment des Piton Bleu, Piton Hyacinthe, Piton Manuel, Piton Mahot, Piton Rouge et Piton Bellevue. Ils sont à l'origine de très longues coulées dont certaines ont atteint la mer. Dans la région du Tampon, ces coulées sont séparées des terrains de la phase I par une importante couche terreuse. D'une manière générale, les coulées de la phase I sont beaucoup plus altérées (formation de boules, débit en "pelure d'oignon") que celles de la phase II. Ce caractère permet généralement leur distinction.



- | | | | |
|--|--------------------------|--|-------------------|
| | Cône | | Glissement |
| | Rempart | | Centre volcanique |
| | Caldera | | Effondrement |
| | Caldera, limite probable | | |
| | Dykes et Fractures | | |

COUPE SCHEMATIQUE DU MASSIF DE LA FOURNAISE



Les pitons de la Plaine des Cafres formés durant la phase II apparaissent comme les plus anciens parmi tout ceux appartenant à ce système. Leurs coulées sont le plus souvent recouvertes par celles des pitons les plus récents. De plus, elles sont fréquemment surmontées d'un niveau tufacé (lapilli-tuf) riche en fragments de plagioclase, de teinte ocre-jaune, que l'on peut relier aux dépôts cendreuse et de lapilli recouvrant Grand Coude où les pentes de la Commune.

Deux systèmes préférentiels se distinguent donc dans le système d'alimentation radial de la phase II :

- D'une part, une importante zone d'intrusions disposée en éventail entre les directions Nord 280° et Nord 305° avec un maximum suivant la direction Nord 300°.
- D'autre part, un important réseau de dykes apparait au Nord du Massif suivant une orientation Nord-Sud à Nord 5°.

Notons également qu'à cette époque, comme durant la phase I, des éruptions sur le flanc Sud du massif, alimentées par des fissures radiales donnent naissance à d'importants cônes scoriacés (Piton Monvert, Piton du Calvaire, Piton Manapany, Piton de l'Entonnoir et Piton Saladin). Ces pitons et leurs émissions recouvrent toujours les coulées de la phase I et parfois même celles de la phase II.

c) Phase III

Durant la phase III, l'alimentation des éruptions va se faire suivant un système radial centré sur un cône terminal dont le sommet devait se situer environ 800 m à l'Ouest de l'actuel Cratère Bory (Voir page 49), position qui était certainement peu différente de celle du "centre volcanique Sud-Est" des phases I et II.

La nature du système d'alimentation de la phase III nous est indiquée d'une part par l'observation des dykes recoupant le rempart de Bellecombe et d'autre part, par l'observation des morphologies de la Fournaise hors Enclos, les recouvrements imputables à la phase IV qui se déroule sur une période relativement courte, étant peu importants en volume dans cette zone.

Les structures d'alimentation de la phase III sont identiques à celles que l'on retrouvera pour la phase actuelle avec cependant des différences quant à leur importance relative.

Dans le rempart de l'Enclos, nous trouvons des dykes dispersés sur tout le pourtour du Pas de Bellecombe au Nez Coupé du Tremblet avec toutefois des zones d'intrusions plus importantes au niveau de l'axe Ramond-Baril d'une part et au niveau de la zone de faiblesse Sud-Est, d'autre part ; cette dernière étant de loin l'axe d'intrusion majeur.

Nous n'avons pas trouvé de dykes entre le Pas de Bellecombe et le Nez Coupé de Bois Blanc, par contre, ils sont assez nombreux dans le rempart des Osmondes et correspondent à l'axe tectonique Nord-Est.

En ce qui concerne les structures superficielles nous signalerons rapidement les importantes zones de constructions (rides topographiques) suivant les axes de faiblesse Nord-Est et Sud-Est (Voir page 18), ainsi que suivant l'axe Ramond-Baril, dans une moindre mesure (Voir page 25).

Durant cette phase, de nombreuses éruptions qui ont eu lieu dans le secteur Nord-Ouest du Massif, se traduisant par la formation de cônes scoriacés importants dans la Plaine des Cafres. Des critères stratigraphiques, téphrochronologiques ou de fraîcheur, nous permettent de les distinguer. Il s'agit pour l'essentiel des Piton Dugain (0,029 ± 0,005 M.A., Mac Dougall, 1971) Piton Guichard et Pitons Secs, Piton de Sable, Piton Textor de Ravigny, Piton de Caille, Pitons des Feux à Mozac, Puy du Pas des Sables, Demi-Piton, Piton du Rond Langevin ainsi qu'une grande majorité des cônes situés sur les pentes externes de la Caldéra 2 au droit du Fond de la Rivière de l'Est (certains appartenant à la phase IV).

Ces cônes sont alimentés par des fissures radiales dont les orientations varient entre Nord 295° et Nord 330° avec un maximum suivant la direction Nord 310°.

Nous distinguons donc dans un système radial l'individualisation d'axes tectoniques prépondérants : l'axe Nord-Ouest (Nord 310°), les axes Nord-Est et Sud-Est et l'axe Ramond-Baril, soit un système comparable au système actuel (Voir Chapitre B).

Comme lors des phases antérieures, certaines éruptions ont vu le jour sur les basses pentes du massif, très près des côtes actuelles, formant d'importants cônes scoriacés (Piton Langevin, Piton Vincendo, Piton Bernard, Piton d'Ango, Piton de Glace, Piton Trois Têtes, Piton de Balmann, Piton Bellevue, Gros Piton (? phase IV)).

d) Evolution des structures d'alimentation

Il ressort de cette étude une nette évolution des structures d'alimentation du Piton de la Fournaise. Toutefois, leur observation (notamment des plus anciennes) dépend de la présence de vallées suffisamment encaissées. Ceci rend impossible l'observation des anciennes structures à l'Est du massif, lieu où se développe le volcanisme actuel.

L'axe volcano-tectonique essentiel lors des premières phases de l'édification de la Fournaise est l'axe Nord 300° qui n'est autre que l'axe Nord 120° défini par L. Chevallier (1979) pour le Piton des Neiges.

Cette structure constitue l'ossature de l'île de la Réunion. Ceci est confirmé par des études géophysiques : gravimétrie (Gérard et Al., 1980; Aubert et Al., 1980) et prospection magnétique (Lénat et Aubert, à paraître).

L'évolution de cet axe volcano-tectonique, au cours de l'histoire du Piton de la Fournaise, est très nette. Il semble en fait que, dans la zone d'alimentation (rift NW-SE), s'individualisent des réservoirs magmatiques.

Le rift NW-SE, durant les premiers stades d'édification de la Fournaise est donc une structure linéaire, profondément enracinée, drainant vraisemblablement le magma depuis ses zones de génération. Cette structure présente la particularité de pouvoir stocker ce magma dans des réservoirs secondaires situés à des profondeurs de l'ordre d'une dizaine de km, zones où il va évoluer.

- 1 - Coulée d'océanite, sur le flanc Est du Dolomieu - Péridotites
- 2 - Dépôt des "Cendres de Bellecombe" - Affleurement du Chemin du Nez Coupé du Tremblet - Gabbros et péridotites
- 3 - Dépôt des "Cendres de Bellecombe" - Affleurement de la Petite Carrière - Gabbros et péridotites
- 4 - Piton Chisny - Péridotites et gabbros
- 5 - Demi-Piton - Péridotites et gabbros
- 6 - Piton du Cirque - Péridotites
- 7 - Piton du Rond Langevin - Péridotites
- 8 - Piton de Pas des Sables - Péridotites et gabbros
- 9 - Piton Rouge des Remparts - Péridotites
- 10 - Cratère Commerson - Péridotites
- 11 - Piton de la Pente Zézé - Péridotites et gabbros

Deux gisements ne sont pas cartographiés ici, il s'agit du Piton Ravine Basse Vallée (gabbros) et du Piton Grande Anse (Péridotites).

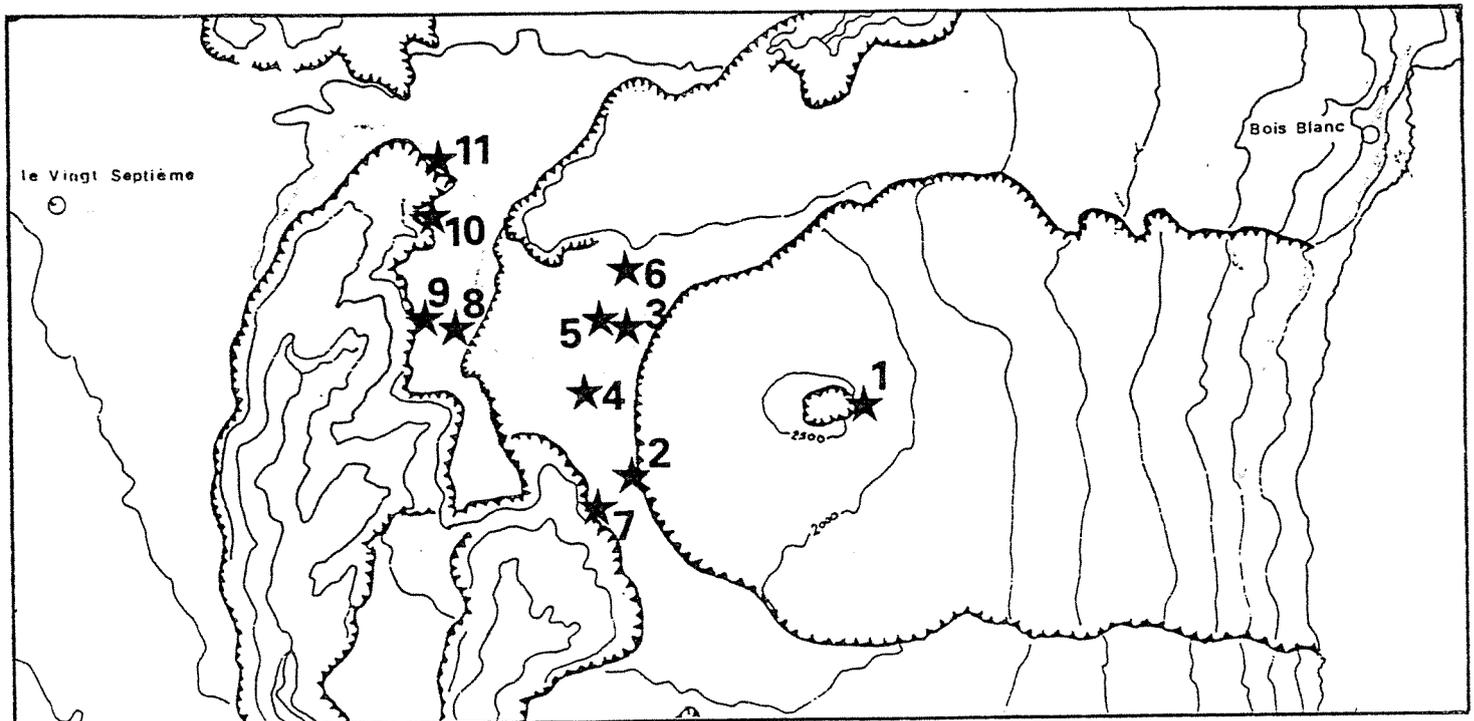


Fig. 7E : Localisation des gisements d'enclaves ultrabasiques

Cette évolution, par fractionnement d'olivine, plagioclase et clinopyroxène transparait dans les laves du Bouclier primitif (Ludden, 1976).

La localisation des éruptions (Voir Fig. 7E) ayant amené à la surface des enclaves basiques (Dunites, Wherlites et Gabbros) traduit la présence de ces réservoirs secondaires suivant le "rift" NW. Nous voyons, en effet qu'une grande partie des gisements d'enclaves ultrabasiques résulte d'éruptions localisées suivant cette structure d'alimentation.

Durant la phase I, le volcan est pratiquement entièrement sous la dominance de cet axe Nord Ouest-Sud Est. En effet, ce dernier englobe les deux centres volcaniques individualisés à cette époque. Leur non-alignement (suivant une direction Nord 300°) peut traduire une certaine complexité du rift majeur de l'île de la Réunion et son individualisation en plusieurs relais disposés en échelons.

A partir des réservoirs "secondaires", les injections de magma se font sous la forme de dykes radiaux. Ces dykes mis à jour par l'érosion et les effondrements nous ont permis de déterminer l'emplacement approximatif de deux de ces réservoirs "secondaires" : les centres volcaniques Nord-Ouest et Sud-Est.

Durant cette première phase, nous ne retrouvons pas de structures d'alimentation préférentielle autre que celle, profondément enracinée, du rift NW-SE. Ceci peut en fait provenir du manque de terrain d'observation notamment dans la partie Nord-Est du massif.

Cependant, nous pensons que la structure même de la zone d'alimentation (structure linéaire) ne favorise pas la formation de "rift-zones superficielles".

Par contre, de telles structures ont pu se développer à partir des réservoirs secondaires.

Durant les phases suivantes, l'importance du "rift" Nord-Ouest va diminuer, au profit du développement du centre volcanique Sud-Est de la phase I. De plus, cette baisse de l'activité du "rift" Nord-Ouest correspond à un rapprochement des points de sortie vers le cône terminal actuel.

Parallèlement, le cône terminal prend de l'importance. A partir de ce dernier, va se développer un système de fissures radiales dans lequel apparaissent des zones d'intrusions privilégiées (zones de faiblesse). C'est le cas au cours de la phase II durant laquelle on note, outre le "rift" Nord-Ouest, l'individualisation de la zone de faiblesse Nord 5° , et de manière encore plus marquée durant les phases III et IV avec les zones de faiblesse Nord-Est, Sud-Est, Ramond-Baril.

Remarquons enfin l'étonnante stabilité du centre volcanique Sud-Est de la phase I, au cours de l'évolution du volcan. En fait, ce dernier, individualisé dès le bouclier primitif, a fonctionné jusqu'à nos jours pratiquement sans modifier sa position, si ce n'est de quelques centaines de mètres au cours de l'évolution récente du volcan.

Il faut toutefois être prudent. La localisation de cette structure, pour les phases I et II est déduite de l'orientation des dykes. La mesure de l'orientation des dykes est toujours difficile - du fait de leur inaccessibilité quasi-générale - et elle peut varier de quelques degrés voire même de quelques dizaines de degrés. Il reste néanmoins que le centre volcanique Sud-Est devait se situer à proximité de l'actuel sommet, à l'intérieur de la caldéra de l'Enclos.

Nous pouvons donc remarquer que le déplacement de la zone principale d'alimentation du volcan (centre volcanique SE des phases I et II, cône terminal de la phase III et de la phase actuelle) est un phénomène récent, ayant débuté durant la phase III. Notons que ce déplacement apparaît simultanément avec un type de structure identique à la structure actuelle et notamment le développement des zones de faiblesse NE et SE et des glissements affectant le flanc Est du volcan.

5°) PALEOGEOGRAPHIE ET EVOLUTION GENERALE DU MASSIF

a) Synthèse de l'évolution du massif fournaisien

Cf. tableau pages suivantes.

Age M.A.	Phases de construction	Effondrements	Système d'alimentation	Nature des laves
0,380 M.A.	Phase I : Bouclier primitif	Caldéra 1 : caldéra primitive	Structure linéaire (rift) d'orientation NW-SE avec individualisation de deux centres volcaniques principaux (NW et SE) à partir desquels se développent des fractures radiales	Basaltes cotectiques et Basaltes à olivine (océanites)
0,175 M.A.	Phase II : Série inférieure	Plaine des Palmistes effondrements dans la rivière des Remparts (Grand Coude)	"rift" Nord-Ouest toujours très actif. Le centre volcanique SE reste seul actif et prend de l'importance. Il induit une fracturation radiale avec développement préférentiel d'orientation NS à N 5°.	Basaltes à olivine et océanites
0,057 M.A. 0,037 M.A.	Phase II : Série supérieure	Caldéra 2 : caldéra des Sables	Idem	Basalte à plagioclase, olivine et cpx ou à plagioclase seul.

Age M.A.	Phases de construction	Effondrements	Système d'alimentation	Nature des laves
0,029 (Dugain)	Phase III : Série inférieure Phase III : Série supérieure	Rejeu de la caldéra des Sables Fond de la Rivière de l'Est Grand Pays Glissements vers la mer des flancs Est et Sud Formation de la Ravine Basse Vallée Caldéra 3 : Enclos Fouqué	Alimentation radiale à partir d'un cône terminal (ancien centre volca- nique Sud-Est) Individualisation des zones de fai- blesse : NE-SE-Nord 210°. Activité moins importante sur le "rift" Nord-Ouest.	Basaltes à olivine pré- dominants Basaltes cotectiques dominants
0,0047 M.A.	Phase IV : phase actuelle	Poursuite des glisse- ments sur le flanc Est - Formation de la Rivière de l'Est	Système d'alimentation centré avec un cône terminal à partir duquel se dé- veloppent des zones de faiblesse : NE, SE, Nord 210°, Nord 80°. Activité réduite suivant le "rift" Nord Ouest	Basaltes à olivine essentiellement. Quelques basaltes cotectiques.

b) Paléogéographie

Il est bien évident que la forme de l'île, déjà fortement influencée par la présence du "rift" NW-SE (rift Nord 120°), alors que seul le Piton des Neiges était formé, n'a fait que s'accroître suivant cette direction avec l'apparition du Piton de la Fournaise.

Le premier volcan de la Fournaise, qui se développait sur les pentes Est-Sud-Est du Piton des Neiges était certainement très allongé suivant une orientation NW-SE, orientation qui est celle de son système principal d'alimentation. Toutefois, la présence des deux centres volcaniques Nord-Ouest et Sud-Est devait contribuer à étaler un peu la morphologie de la Fournaise pour lui donner une allure de véritable "bouclier primitif". Les pentes de la Commune et du Tampon montrent, en effet, la présence à cette époque d'un cône de réelle importance. De plus, le centre volcanique Nord-Ouest devait certainement former une "boursouflure" vers le Nord.

Dès la phase II, le système radial du centre volcanique Sud-Est va se développer conférant ainsi une morphologie beaucoup plus circulaire au massif. Cependant, dans le système radial, se développe au moins une zone de fracturation préférentielle qui, dirigée vers le Nord, préfigure la formation de l'importante ride topographique qui se développera vers le Nord-Est durant la phase III.

Le volcan de la phase III était morphologiquement très proche du volcan actuel (excepté dans la région du sommet). Dès cette époque, notamment, les axes de faiblesse Nord-Est et Sud-Est étaient bien individualisés et formaient les rides topographiques importantes que l'on connaît aujourd'hui.

De plus, à cette époque où les "rifts superficiels" fonctionnaient, l'instabilité des flancs était importante et on note la présence de glissements au niveau du flanc Est, entre les axes de faiblesse NE et SE, mais également au niveau du flanc Sud, entre l'axe de faiblesse SE et l'axe Ramond-Baril.

Au fur et à mesure de l'évolution du Piton de la Fournaise, nous assistons donc au passage progressif d'un volcan lié à l'existence d'une structure d'alimentation linéaire, à un volcan centré de plus en plus indépendant de cette structure. Ce volcan centré s'édifie à l'aplomb d'une chambre magmatique par le biais d'éruptions alimentées par des fissures radiales à l'édifice.

En l'absence de toute contrainte d'origine "régionale", seules les contraintes induites par la présence du Massif du Piton des Neiges (effet d'édifice) et celles propres à de grands édifices volcaniques du type des cônes terminaux successifs de la Fournaise (contraintes gravitationnelles), vont intervenir en favorisant le développement de zones de faiblesses regroupant un maximum de fissures radiales.

Nous possédons encore peu de datations sur les coulées du Piton de la Fournaise. Ceci ne facilite pas l'évaluation de la durée des quatre phases successives.

L'âge de l'effondrement de la caldéra 1 paraît être de peu antérieur à 0,175 M.A., datation obtenue par Mc Dougall sur les premières coulées du remplissage.

En ce qui concerne la caldéra 2, une indication nous est donnée par la datation d'une coulée appartenant à la série supérieure de la phase II, âge obtenu par Mac Dougall (1971) sur une coulée de la Plaine des Grègues. La caldéra 2 est donc postérieure à 0,057 M.A. Nous savons également que l'Enclos Fourqué est quant à lui postérieur à 0,0047 M.A. (Voir page 50).

Ces trois datations nous donnent un ordre d'idée quant à la durée approximative des phases de constructions : plus de 200 000 ans pour l'édification du bouclier primitif, plus de 116 000 ans pour la phase II, moins de 52 000 ans pour la phase III, alors que la phase actuelle a débuté il n'y a que 5 000 ans seulement.

Il est possible que cette évolution puisse être mise en relation avec la diminution simultanée de la taille des caldéras et en fin de compte avec une diminution de la taille de la chambre magmatique.

CHAPITRE F : PÉTROLOGIE

1°) PETROGRAPHIE DES LAVES ACTUELLES

a) Introduction

La pétrographie des lavesournaisiennes a déjà été examinée succinctement par plusieurs auteurs (Lacroix 1936 ; Upton et Wadsworth 1965, 1966, 1972 ; Ludden 1976, 1978 ; Nativel 1978). Nous nous attacherons simplement ici à donner les caractéristiques pétrographiques générales des laves afin de déceler un éventuel lien avec les structures du volcan. Des données plus précises, portant en particulier sur la composition des minéraux seront fournies ultérieurement en collaboration avec d'autres chercheurs.

Les laves de la Fournaise actuelle sont caractérisées par un indice de différenciation de Thornton et Tuttle (D.I. : $Q + Ne + Ab + Or + Le$ normatifs) inférieur ou proche de 30, ce qui nous permet de les classer dans la catégorie des Basaltes. La nature et la quantité des phénocristaux caractérisant chacune des laves va nous permettre de différencier plusieurs types parmi ces basaltes.

Nous distinguerons d'une part les laves dont les seuls phénocristaux sont l'olivine, ou dans lesquelles les phénocristaux d'olivine sont largement prépondérants (associés à un plagioclase ou un clinopyroxène). Nous nommerons ces laves basaltes à olivine ou encore océanites suivant la proportion de phénocristaux.

D'autre part, nous distinguerons les laves caractérisées par la présence de plagioclase, clinopyroxène et olivine en phénocristaux. Reprenant le terme utilisé par Ludden (1976), nous appellerons ces roches basaltes "cotectiques", puisque caractérisées par une cristallisation cotectique de ces trois phases minérales.

Nous distinguerons de plus des basaltes aphyriques, roches renfermant peu ou pas du tout de phénocristaux (pas de minéraux visibles à l'œil nu). Les basaltes aphyriques peuvent avoir une composition chimique et minéralogique proche soit des basaltes à olivines, soit des basaltes "cotectiques"

b) Les basaltes à olivine et les océanites

b.1) Les océanites

Ces laves sont constituées essentiellement par des cristaux d'olivine baignant dans une mésostase très peu cristallisée représentant 15 à 70 % du volume de la roche (Voir analyses modales tableau 1F).

Dans la mésostase, les minéraux sont très mal formés et souvent on distingue difficilement les différentes phases minérales. Dans ces cristallites, le clinopyroxène domine généralement avec, dans une moindre proportion, le plagioclase et des oxydes opaques ; l'olivine y est plus rare mais toujours présente.

Les phénocristaux d'olivine ont des tailles variant de 2 à 10 mm, exceptionnellement plus. Ils sont automorphes ou sub-automorphes et peuvent, dans ce dernier cas présenter des formes quelque peu arrondies voire même de petits golfes de corrosion témoignant d'un début de dissolution dans le liquide mésostasique. Nous considérons en tant que golfes de corrosion ceux qui se développent suivant les axes de croissance du minéral. Si certains individus montrent des lacunes de cristallisation en revanche, il nous semble que certains présentent de véritables golfes de corrosion, remplis par la mésostase de la roche, témoignant d'un début de fonte du minéral affecté.

De plus, très fréquemment la corrosion se fait préférentiellement suivant les craquelures du minéral. Elle tend à fragmenter le minéral en morceaux arrondis caractérisés par une extinction simultanée en lumière polarisée (Annexe 4, photo n° 6). Il est fréquent de rencontrer des cristaux d'olivine arrondis. Un tel phénomène peut être interprété comme le résultat d'un apport de magma à très haute température dans un réservoir où des phénocristaux d'olivine sont déjà développés. Une faible élévation de température peut permettre un début de refonte de ces minéraux intratelluriques. Notons qu'une telle injection peut se traduire par des surpressions dans le réservoir et provoquer une éruption.

Les inclusions dans l'olivine sont fréquentes ; elles sont de deux types : inclusions vitreuses et inclusions de minéraux opaques (chromites ferrifères) (Ludden 1976, Nativel 1978, Clocchiatti et Al., 1979). Ces derniers apparaissent également en phases phénocristales isolées parfois assez abondantes (2 à 3 %).

Il n'est pas rare de rencontrer également de gros xénocristaux d'olivine tectonisés (bandes cataclasées, extinction ondulente) (Annexe 4, photo n° 8) et parfois résorbés, du type de ceux composant les enclaves ultrabasiques.

b.2) Les basaltes à olivine

Ils sont peu différents, dans l'ensemble, des océanites dont ils se distinguent par la quantité de phénocristaux d'olivine qu'ils renferment (souvent moins de 10 %). Certaines laves (coulée de la Ravine d'Ango) possèdent cependant près de 15 % de phénocristaux d'olivine.

La lave du Piton Indivis ou celle de la coulée de 1774 sont représentatives de ce type de roche.

Les basaltes à olivine sont caractérisés par l'olivine comme seule phase phénocristalline ou parfois comme phase phénocristalline prépondérante (pouvant être associée à un clinopyroxène ou un plagioclase).

b.2.1) Les phénocristaux et xénocristaux

Les phénocristaux sont des olivines automorphes généralement de petite taille (0,5 à 2 mm) mais pouvant parfois avoir des tailles importantes (jusqu'à 5 mm). Elles présentent des habitus losangiques, hexagonaux ou "en tonneau" et renferment des inclusions de verre brun-clair ou de mésostase pouvant être abondantes. Des inclusions opaques (spinelles chromifères) sont également présentes. Notons également que certains grands phénocristaux d'olivine sont arrondis et présentent un début de dissolution.

Certains échantillons (coulée du Piton Indivis, du Gros Piton, du Piton de Bois blanc) renferment des xénocristaux d'olivine présentant des extinctions ondulantes. Ces cristaux tectonisés sont comparables à ceux que l'on peut rencontrer dans les enclaves périclites.

Dans certains faciès l'olivine est accompagnée d'une petite quantité de clinopyroxène en cristaux automorphes de taille réduite (inférieure au millimètre). Rarement apparaissent des lattes de plagioclase isolées et peu nombreuses, associées à l'olivine.

Certaines coulées (exemple des éruptions de type Chisny) renferment de rares xénocristaux et petits phénocristaux d'olivine. Dans ces basaltes aphyriques se développent essentiellement des microlithes d'olivine mais également, dans certains cas (Piton Hubert, par exemple), du plagioclase et du clinopyroxène.

b.2.2) La mésostase

Elle représente de 75 à 95 % de la roche. La mésostase est dans certains cas identique à celle des océanites avec des cristaux mal développés. Généralement, les microlithes sont plus grands et nettement distinguables ; il s'agit de plagioclase, olivine, clinopyroxène et oxydes opaques (ces deux dernières phases étant fréquemment sous forme de granules). L'olivine, toujours présente, est en proportion non négligeable (Voir tableau 1F).

Nous pouvons observer, par l'intermédiaire de différentes coulées de basalte à olivine, des mésostases plus ou moins largement cristallisées. Il apparaît que les premiers cristaux du liquide mésostasique à cristalliser sont les olivines ; par la suite apparaissent des microlithes de plagioclase et enfin cristallisent les clinopyroxènes et les opaques. La mésostase renferme parfois des cristaux (microlithes ou microphénocristaux ?) de plagioclase et de pyroxène associés aux cristaux d'olivine (Gros Piton) ; elle présente alors l'apparence de certaines laves émises lors d'éruptions terminales ou sub-terminales.

c) Les basaltes "cotectiques"

Ces laves sont caractérisées par la présence en phénocristaux d'olivine + plagioclase, olivine + plagioclase + clinopyroxène et d'olivine + plagioclase + clinopyroxène + oxydes opaques.

En ce qui concerne les laves actuelles de la Fournaise, les faciès les plus fréquents sont caractérisés par des phénocristaux et microphénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène. Dans une moindre mesure apparaissent également des laves à olivine et plagioclase.

Un faciès caractéristique de ce type de lave nous est fourni par la coulée de 1961. En effet, cette coulée composée en quasi-totalité d'une océanite typique (olivine + mésostase) comporte des passées de basalte "cotectique".

Cette lave renferme des phénocristaux d'olivine nombreux (21 %) et de taille importante (jusqu'à 8 mm). Ils peuvent être automorphes et en équilibre avec le liquide, mais des cristaux corrodés apparaissent également. De plus, certains d'entre eux présentent des extinctions ondulantes ou encor des bandes tectonisées (annexe 4, photo n° 8).

Le plagioclase est également fréquent. Il se présente sous l'aspect de grandes lattes (parfois plus d'un millimètre de long) maclées et souvent zonées. On observe également des plages de plagioclase zoné (An 63 à An 45). Les cristaux sont soit isolés dans la mésostase, soit agrégés entre eux. De plus, les associations plagioclase-clinopyroxène sont fréquentes. Elles se présentent soit sous l'aspect d'un agrégat de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène soit sous l'aspect d'une cristallisation à tendance ophitique (lattes de plagioclase englobées dans un cristal de clinopyroxène).

Le clinopyroxène (Augite) se présente en grands cristaux (2 à 3 mm) parfois zonés, associés au plagioclase ou encore en petits cristaux automorphes isolés.

Enfin, on note également la présence de petits oxydes opaques automorphes, cubiques, rares (Magnetite ?).

La mésostase est finement cristallisée ; le clinopyroxène et le plagioclase dominant. Oxydes opaques et olivine apparaissent également.

Nous trouvons un faciès semblable (laves cotectiques riches en olivine) pour la coulée de 1800 et une coulée du flanc Est du Dolomieu.

Les basaltes "cotectiques" se présentent en fait sous plusieurs faciès caractérisés par un développement plus ou moins important des phénocristaux.

Nous trouvons d'une part des laves "aphyriques" où se développent des microphénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et olivine. Ces cristaux, généralement, de très petite taille (0,7 à 0,01 mm) (seule l'olivine peut atteindre 1 mm) sont toujours automorphes et en équilibre avec le liquide. Ils se sont probablement développés à l'intérieur du réservoir magmatique ou bien lors de l'éruption, avant même que la coulée ne se fige.

Un échantillon de lave de l'éruption de Février 1981, prélevé directement dans la coulée et donc "trempé" à l'air, renferme des microphénocristaux d'olivine de forme fréquemment losangique (4 %), des plagioclases (An 60) en petites baguettes (20 %) et des cristaux automorphes de clinopyroxène (19 %) baignant dans une mésostase (57 %) composé par un verre brun clair devenant brun sombre quand il se charge d'oxydes opaques.

Ce type de lave est typique des éruptions liées à des fentes sub-terminales. Ces coulées sont notamment caractérisées par une mésostase peu cristallisée du fait de leur faible épaisseur et donc de leur refroidissement rapide. Cependant, la quantité de microphénocristaux est très importante. De plus, généralement, clinopyroxène et plagioclase sont les phases microphénocristallines dominantes.

Nous trouvons un type de lave un peu semblable dans les coulées des éruptions du Fond de la Rivière de l'Est. Elles sont caractérisées par la présence de nombreux cristaux (0,3 à 1 mm) automorphes de clinopyroxène, plagioclase et olivine. Ces cristaux sont issus d'une cristallisation rapide qui se marque par de nombreuses inclusions vitreuses. Cette cristallisation rapide est très spectaculaire pour les olivines et se traduit par la présence de cristaux squelettiques (Annexe 4, photo n° 2).

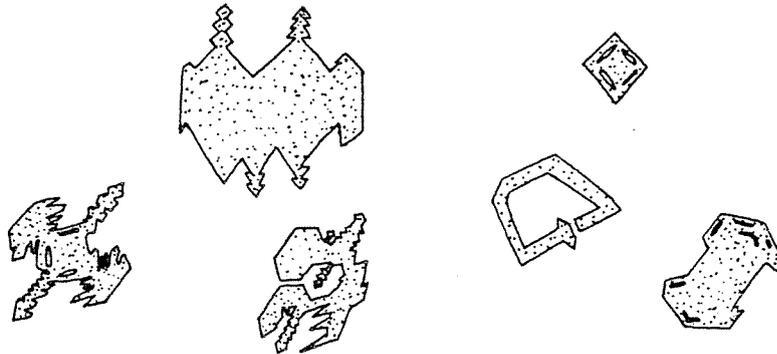


Fig. 1F : Quelques habitus typiques des olivines squelettiques.

Les clinopyroxènes sont en petits cristaux automorphes à zonage "en sables" fréquent. Le plagioclase (labrador An 55 à 60) se présente en lattes ou en plages bien développées ou encore sous forme de microlithes.

La mésostase est généralement finement cristallisée et est constituée par des microlithes de clinopyroxène, opaques, plagioclase et olivine ; Oxyde, Cpx et plagioclase dominant.

Ce type de lave est donc caractéristique des coulées du Fond de la Rivière de l'Est. Nous l'avons également rencontré pour le "Petit cratère de la lave" (dans l'Enclos) et pour la coulée du Baril. Nous pouvons également y associer les laves émises lors des phases terminales d'éruptions comme celles du Chisny ou du Piton du Cirque.

Elles sont en effet caractérisées par la présence de nombreux phénocristaux de petite taille, automorphes, cristallisés rapidement dans une pâte constituée pour l'essentiel de granules d'augite et d'une fine pigmentation de magnétite. Toutefois, elles renferment également quelques gros phénocristaux d'olivine xénomorphes à extinction parfois ondulente.

Ces laves nous paraissent résulter de l'arrivée soudaine, dans les niveaux superficiels d'un magma peu évolué se situant ordinairement dans les réservoirs profonds du volcan.

L'arrivée précipitée de ce magma aphyrique à la surface le place dans les conditions d'un magma surchauffé et engendre une cristallisation très rapide provoquée par la baisse soudaine de température. Ces laves ont donc séjourné, avant leur éruption dans un réservoir magmatique situé profondément.

Dans les coulées plus importantes en volume, les cristaux sont généralement plus nombreux et surtout mieux développés. Le plagioclase se présente en grandes baguettes de 1 à 2 mm maclées (macule de l'albite) ou en plages zonées. Les olivines sont aussi en cristaux automorphes de taille assez importante (jusqu'à 3 ou 4 mm). Certains de ces individus sont quelques peu arrondis. Le clinopyroxène se présente en cristaux automorphes de taille toutefois plus réduite que les deux phases précédentes.

La mésostase est plus ou moins largement cristallisée, généralement, les microlithes sont bien développés et il est parfois difficile de distinguer phénocristaux et microlithes. Elle est constituée par des microlithes de labrador associés à de petits cristaux d'augite. Ce minéral est également présent avec la magnétite sous forme d'une fine pigmentation constituant le "fond" de la roche. L'olivine est toujours présente en petits cristaux mais en quantité variable.

Les associations entre les phénocristaux sont fréquentes. Elles sont de deux types :

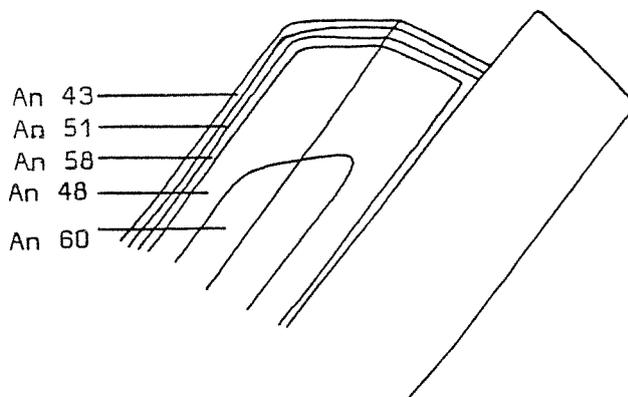
- Il est fréquent de rencontrer de petits agrégats polycristallins de phénocristaux (texture intergranulaire). Le plagioclase est la phase la plus abondante dans ces agrégats. Il peut être seul mais le plus souvent il est associé à du clinopyroxène et parfois à de l'olivine. Les trois phases peuvent être présentes simultanément.

- Dans certains faciès, on note également la présence d'amas cristallins à texture ophitique ou pseudo-ophitique. Le plus souvent, ces cristallisations de type ophitique se traduisent par la présence des lattes de plagioclase englobées dans un cristal d'augite de grande taille (7 à 8 mm). Plus rarement l'olivine se trouve en association "de type ophitique" avec le Labrador. Ces associations témoignent d'une cristallisation très rapprochée - voire simultanée - de l'olivine, du plagioclase et de l'augite, dans les basaltes "cotectiques".

Le regroupement de plagioclase avec des cristaux ferromagnésiens peut contribuer à la constitution de niveaux cumulatifs gabbroïques ; certaines associations de type ophitique apparaissant en effet dans les gabbros rencontrés dans les "cendres de Bellecombe".

Dans certains faciès l'olivine en phénocristaux est très rare (quelques petits fragments dans la surface d'une lame mince (échantillon 80-124). Mais, elle apparait dans la mésostase, en faible quantité, associée à des microlithes de plagioclase, d'augite et à des opaques.

Dans l'échantillon 80-124 (phase III, série supérieure), le plagioclase est la phase phénocristale largement prépondérante ; seul apparaissent quelques individus de clinopyroxène et d'olivine. Le plagioclase se présente en lattes de taille importante (1 à 2 mm). Les cristaux sont fréquemment zonés et présentent un zoning oscillatoire (détermination du % An par la méthode optique (Méthode de Michel Lévy)).



Globalement, le zoning est normal avec une petite variation que l'on peut attribuer à des mouvements à l'intérieur du réservoir magmatique ou encore, et plus sûrement, à des irrégularités dans la cristallisation d'un clinopyroxène riche en calcium. La chimie des éléments majeurs montre, pour cet échantillon un important fractionnement de cette dernière phase alors qu'il paraît légèrement cumulatif en plagioclase (Voir page 186).

%	Océanites							Basaltes à olivine					
	Avril 1977	Avril 1977	1961	1931	Piton Basse Vallée	Piton Takamaka	Piton Takamaka	Piton Indivis	Avril 1977 Enclos	Avril 1977 Enclos	Rav. d'Ango	Piton Hubert	1774 80-60
Phénocristaux	40	36,4	35,5	46,3	34,8	44	53,5	8,3	6,3	7,8	14,4	3,3	10,5
Olivine	39,8	34,4	34,6	44,5	34,1	40,1	51,5	8,3	4,9	5,9	14,4	3,3	10,5
Clinopyroxène	-	-	-	-	-	0,1	-	-	1,5	2	-	-	-
Plagioclase	-	-	-	-	-	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-
Opaques	0,2	2	0,9	1,8	0,7	3,7	1,9	-	-	-	-	-	-
Mésostase	60	84,6	64,5	53,7	65,2	56	46,4	91,7	93,5	92	85,5	97,7	89,5
Olivine	non calculé	nc	nc	nc	nc	nc	nc	14	nc	nc	14,7	37,3	11,2
Clinopyroxène	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	15,1	nc	nc	31,2	26	23,8
Plagioclase	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	18,9	nc	nc	26,5	28	26,5
Opaques	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	27,9	nc	nc	10,3	27,3	28
Verre brun	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	15,8	nc	nc	2,8	10	-

%	Basaltes "cotectiques"											
	Flanc Est Do lamieu	1800	1961. Faciès cotectique	Q 137	MA 76 6T11	J76 8V9	J76 1X9	Nov 76 5R12	3 Fev 1981	24 Fev 1981	P 141	80-124
Phénocristaux	51,4	23,9	27,5	31,9	3,3	5	1,1	0,8	32,1	43	17,8	6,7
Olivine	30,5	15	21	7	0,4	0,9	0,1	0,1	4,9	4	5,6	0,2
Clinopyroxène	9,3	3,3	2,6	5,3	2,3	3	0,9	0,6	13,1	19	7,6	0,7
Plagioclase	11,6	5,6	4,1	19,6	0,6	1,1	0,1	0,1	14,1	20	4,6	5,8
Opaques	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mésostase	48,6	76	72,5	68,1	96,7	94,9	98,9	99,2	67,9	57	82,2	93,3
Olivine	non calculé	nc	5,8	nc	1,7	5,5	4,4	2,5	nc	nc	9,4	11,8
Clinopyroxène	nc	nc	29,6	nc	38,8	47,6	35,1	21,2	nc	nc	23,8	23,5
Plagioclase	nc	nc	23,6	nc	24,4	16,4	31,6	17,5	nc	nc	23,1	45,7
Opaques	nc	nc	12,3	nc	30,1	25,4	26,8	27,4	nc	nc	25,9	16,1
Verre brun	nc	nc	-	nc	1,7	-	1	30,6	nc	nc	-	-

TABLEAU 1F : Analyses modales

	Océanites	Basaltes à olivine	Basaltes "cotectiques"
Phénocristaux	<ul style="list-style-type: none"> Olivine : (30 à 55 %) cristaux automorphes de grande taille parfois arrondis et corrodés - inclusions vitreuses et de spinelle Spinelle : en cristaux isolés ou dans l'olivine Parfois xéno-cristaux d'olivine 	<ul style="list-style-type: none"> Olivine : (de 4 à 20 %) et moins de 4 % --> basaltes aphyritiques Cristaux automorphes avec inclusions vitreuses et de spinelle, parfois cristaux arrondis et corrodés Spinelle : souvent assez rare (se mélange dans les oxydes de la méso-tase) - inclus dans l'olivine Clinopyroxène : rare et en faible quantité Plagioclase : très rare - quelques individus Parfois xéno-cristaux d'olivine 	<ul style="list-style-type: none"> Basaltes "cotectiques" riches en olivine Laves souvent associées aux océanites Olivine abondante (15 à 30 %) Plagioclase (lab) et Cpx également fréquents et en grands cristaux cristallisation à tendance ophtique Xéno-cristaux d'olivine
Mésostase	<p>Souvent peu cristallisé ; micro-lithes mal développés.</p> <p>Constituée d'une fine pigmentation sombre ou l'on distingue difficilement : Oxydes, pyroxène, plagioclase et olivine.</p>	<p>Présente des micro-lithes plus ou moins bien développés</p> <ul style="list-style-type: none"> Olivine toujours abondante (plus de 10 %) parfois très abondante (laves aphyritiques) Clinopyroxène, plagioclase et oxydes constituent une grande part de la mésostase Parfois présence de verre brun foncé 	<ul style="list-style-type: none"> Basaltes "cotectiques" riches en olivine Laves à olivine squelettique Phénocristaux de petite taille Olivines squelettiques présentes Clinopyroxène et plagioclase Phases en proportions comparables Faciles pauvres en ferromagnésiens Plagioclase (labrador à andésine) dominant Quelques clinopyroxènes Rares olivines
			<ul style="list-style-type: none"> Laves aphyritiques (1mm) pouvant être parfois très abondants (jusqu'à 40 %) Clinopyroxène et plagioclase (labrador) dominants Olivine parfois rare

TABLEAU RECAPITULATIF DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES LAVES DU PITON DE LA FOURNAISE

2°) GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

a) Introduction

L'évolution chimique des laves du Piton de la Fournaise a été étudiée par de nombreux auteurs et pour ne citer que les plus récents, nous mentionnerons : Upton et Wadsworth 1966, 1972 ; Tilley et Al. 1971 ; Ludden 1976, 1978 ; Nativel 1978.

En ce qui nous concerne, nous avons fait analyser des laves émises à l'occasion des éruptions les plus récentes, en y ajoutant quelques laves plus anciennes présentant une particularité intéressante. Toutes les analyses ont été effectuées au laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand. Nous empruntons à la littérature une seule analyse concernant la coulée de 1961 (Upton et Wadsworth 1972, RE 114). Les résultats sont présentés en annexe 2.

b) Caractéristiques chimiques principales des laves fournaisiennes

b.1) Norme C.I.P.W.

Nous avons effectué pour toutes les analyses, le calcul de la norme C.I.P.W. (Annexe 2). Avant ce calcul, nous avons jugé utile d'effectuer une correction du pourcentage de fer ferrique afin d'avoir des degrés d'oxydation comparables et ainsi d'éviter les erreurs dues à une oxydation secondaire du fer ferreux. Ce phénomène peut en effet se produire lors du refroidissement de la roche (Watkins et Haggerby, 1967). Il a été montré (Yoder et Tilley, 1962 ; Coombs, 1963 ; Upton et Wadsworth, 1966) qu'une surévaluation du fer ferrique entraînait, lors du calcul de la norme, un déplacement des compositions vers les roches sursaturées en silice, dans le tétraèdre Ne-Di-Fo-Qtz. Nous avons utilisé la correction préconisée par Irvine et Baragar (1971) : $\% \text{Fe}_2\text{O}_3 = \% \text{TiO}_2 + 1,5 - \text{Si}$; si $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{TiO}_2 + 1,5$, l'excédent est transformé en FeO ; si $\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq \text{TiO}_2 + 1,5$, rien n'est modifié. Les analyses données en annexe 2 sont non corrigées.

En majorité, les laves analysées sont des tholéiites à olivine selon la définition donnée par Yoder et Tilley. Elles sont en effet caractérisées par la présence d'hyperthène et d'olivine normatifs. Dans certains cas, la néphéline apparaît dans la norme sans toutefois dépasser 5 %. Un seul échantillon possède du Quartz normatif (0,01 % seulement).

Notons que si les basaltes fournaisiens sont des tholéiites à olivine en ce qui concerne la norme, ils possèdent, d'un point de vue minéralogique, les caractères des basaltes alcalins. Nous avons vu en effet qu'ils sont caractérisés par des assemblages phénocristallins d'olivine, plagioclase et clinopyroxène ; l'orthopyroxène n'apparaissant que dans des cas très limités (Kornprobst et Al. 1979 et résultats inédits). De plus, on observe pas de réaction entre le liquide et l'olivine avec cristallisation d'orthopyroxène *, au contraire l'olivine apparaît toujours dans la mésostase.

* Cette réaction est néanmoins observée dans des dolérites en enclaves dans les formations du Demi-Piton (Kornprobst et Al., inédit).

Cette apparente contradiction traduit le caractère transitionnel des laves du Piton de la Fournaise, depuis longtemps reconnu (Upton et Wadsworth, 1966).

Les critères pétrographiques n'étant pas suffisants pour distinguer l'appartenance des laves fournaisiennes à un type de basalte défini, nous devons recourir aux critères chimiques. Divers types de diagrammes permettent de différencier basaltes alcalins et tholéiites. A titre indicatif, nous utiliserons deux d'entre eux.

b.2) Diagramme alcalins/silice

Nous avons reporté d'une part les laves émises lors d'éruptions récentes de date connues en différenciant le type d'éruption dont elles sont issues (Fig. 2F) et d'autre part nous y avons ajouté les laves plus anciennes de la phase IV plus quelques échantillons de la phase III (Fig. 3F). Il apparaît que les roches se placent près de la limite définie par Mac Donald et Katsura pour séparer laves alcalines et tholéiites, hawaïennes, avec une légère prédominance pour les laves faiblement alcalines.

Toutefois, il est intéressant de remarquer que si l'évolution générale est parallèle à la limite laves alcalines/tholéiites, certaines laves (correspondant pour l'essentiel à des éruptions terminales et subterminales) passent dans le champ des tholéiites. Cette évolution, pour certains faciès plus riches en SiO_2 , des laves faiblement alcalines vers les tholéiites peut d'ores et déjà être retenue.

Dans un troisième diagramme (Fig. 4F), les laves sont reportées en distinguant le type pétrographique auquel elles appartiennent. Les océanites forment un groupe à part mais relié aux basaltes à olivine. Les laves "cotectiques" sont, dans l'ensemble les plus riches en SiO_2 et en alcalins. Certains faciès "cotectiques" se placent avec les basaltes à olivine. Il s'agit essentiellement des laves à olivines squelettiques ainsi que des laves "cotectiques" émises par les grands cônes scoriacés, à la suite des basaltes à olivine (exemple Piton du Cirque et Chisny). Il s'agit là de faciès intermédiaires entre basaltes à olivine et basaltes "cotectiques".

b.3) Diagramme Alumine/alcalins

Ce diagramme construit par Kuno (1960) permet la distinction des trois grands groupes de basaltes grâce au report de Al_2O_3 en fonction de la somme des alcalins pour des valeurs fixées de SiO_2 (Fig. 5F).

Tout comme pour le diagramme précédent les points représentatifs des échantillons analysés se groupent autour de la limite entre le domaine des laves tholéitiques et des laves alcalines avec toujours une légère prédominance pour les laves alcalines.

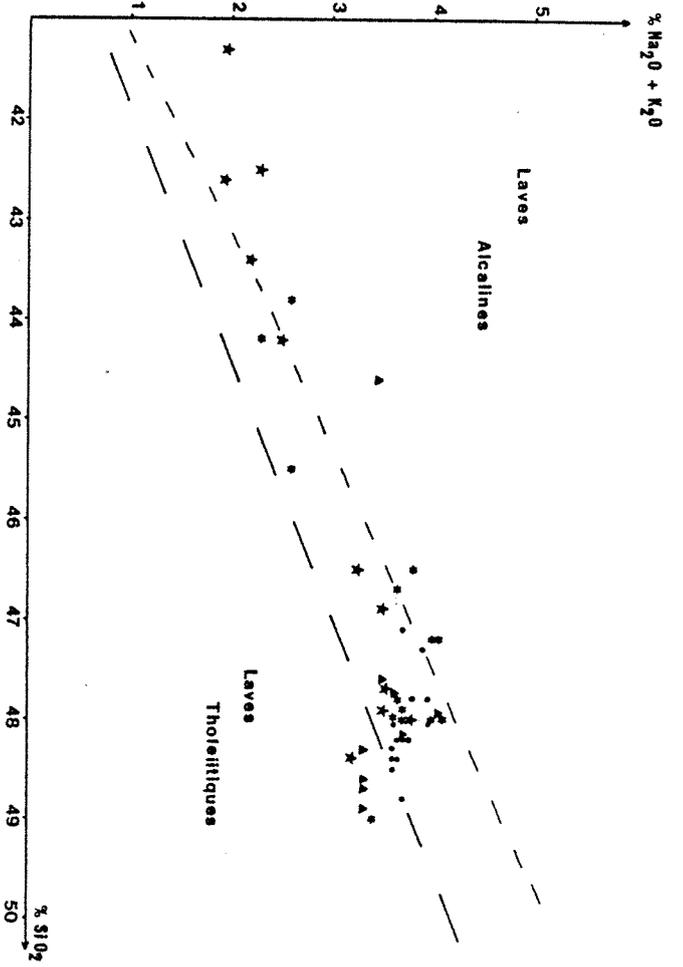


FIG. 2F:

- Laves émises par les fentes subterminales
- * Laves émises lors des éruptions latérales dans l'Enclos
- * Laves émises lors des éruptions latérales hors Enclos
- ▲ Laves des éruptions terminales
- Limites selon Irvine et Baragar 1971
- - - Limites selon Mac Donald et Katsura 1964

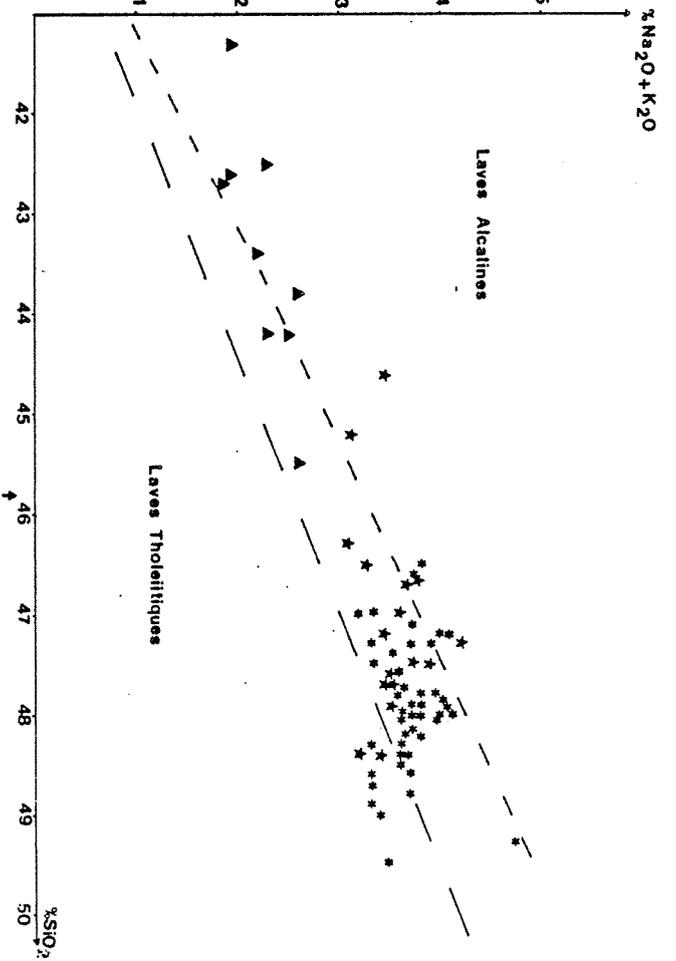


FIG. 3F:

- * Basalte collectif
- * Basalte à olivine
- ▲ Océanite
- FIG. 3F:
- Laves datées
- * Laves éruptions latérales hors Enclos
- ♦ Éruptions Fond de la Rivière de l'EST
- Éruptions Grand-cône
- ▲ Phase III

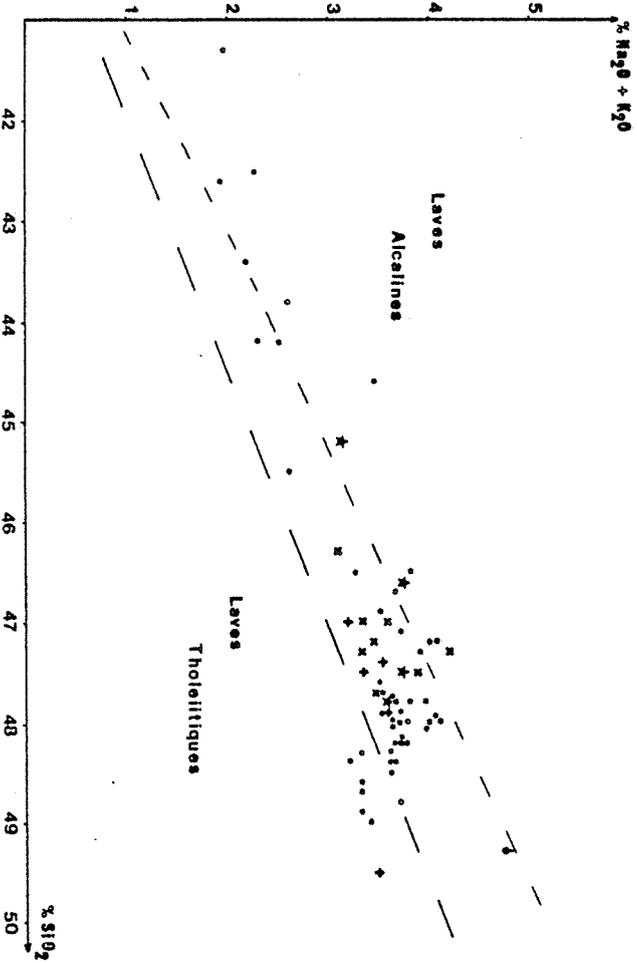


FIG. 4F:

- Laves datées
- * Laves éruptions latérales hors Enclos
- ♦ Éruptions Fond de la Rivière de l'EST
- Éruptions Grand-cône
- ▲ Phase III

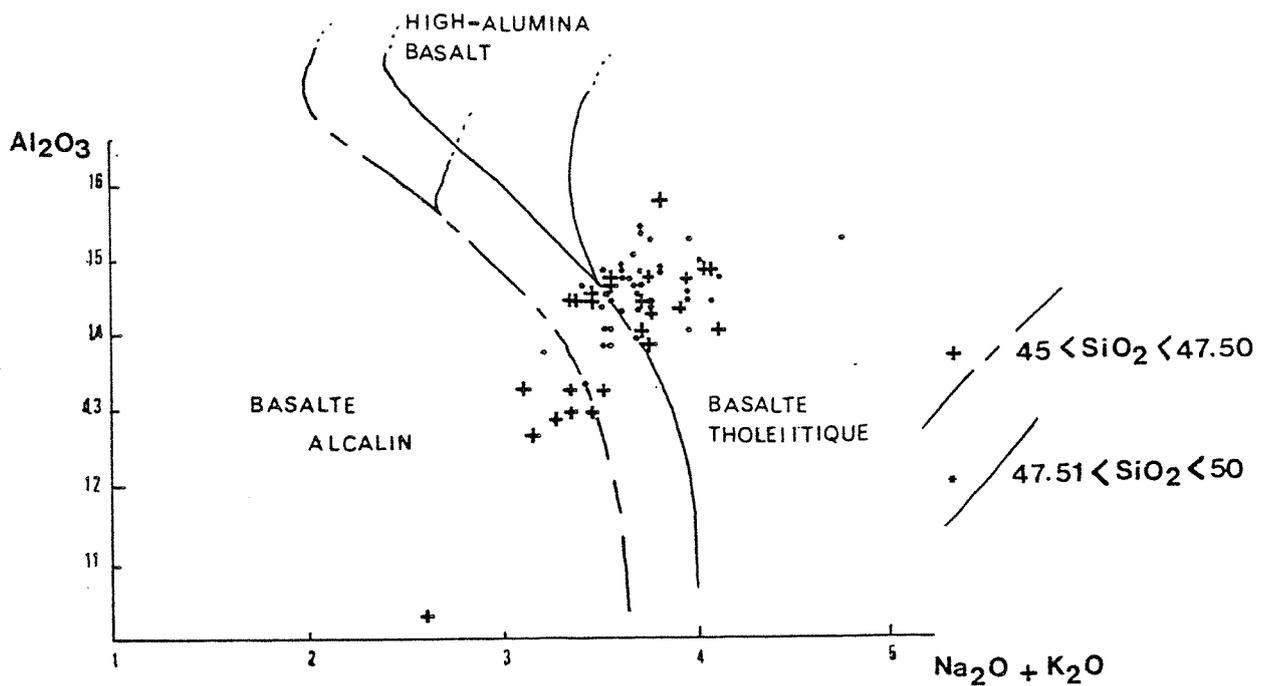


Fig. 5F : Diagramme de Kuno (1960)

L'observation de ces différentes représentations graphiques montre le caractère transitionnel des laves actuelles du Piton de la Fournaise, caractère mis en évidence par Upton et Wadsworth (1966).

b.4) Diagramme A.F.M.

Ce diagramme permettant de caractériser les différentes séries d'évolution des magmas, n'est pas très discriminant en ce qui concerne les termes basaltiques. Du fait de la présence des océanites, la lignée de différenciation de la Fournaise est un peu plus étalée et ceci en direction du pôle olivine.

Le report des lignées évolutives caractérisant les basaltes alcalins et les tholéiites d'Hawaii permet de constater que les basaltes de la Fournaise se placent entre ces deux lignées mais se calquent assez fidèlement sur la lignée alcaline dont ils se rapprochent d'ailleurs beaucoup.

Les laves actuelles de la Fournaise peuvent donc être définies comme des basaltes transitionnels avec une affinité alcaline faiblement marquée. Seuls, quelques faciès se développant localement (apex d'une chambre magmatique ou chambre magmatique superficielle de petite taille) ont des compositions chimiques montrant une évolution vers le champ des tholéiites à olivine.

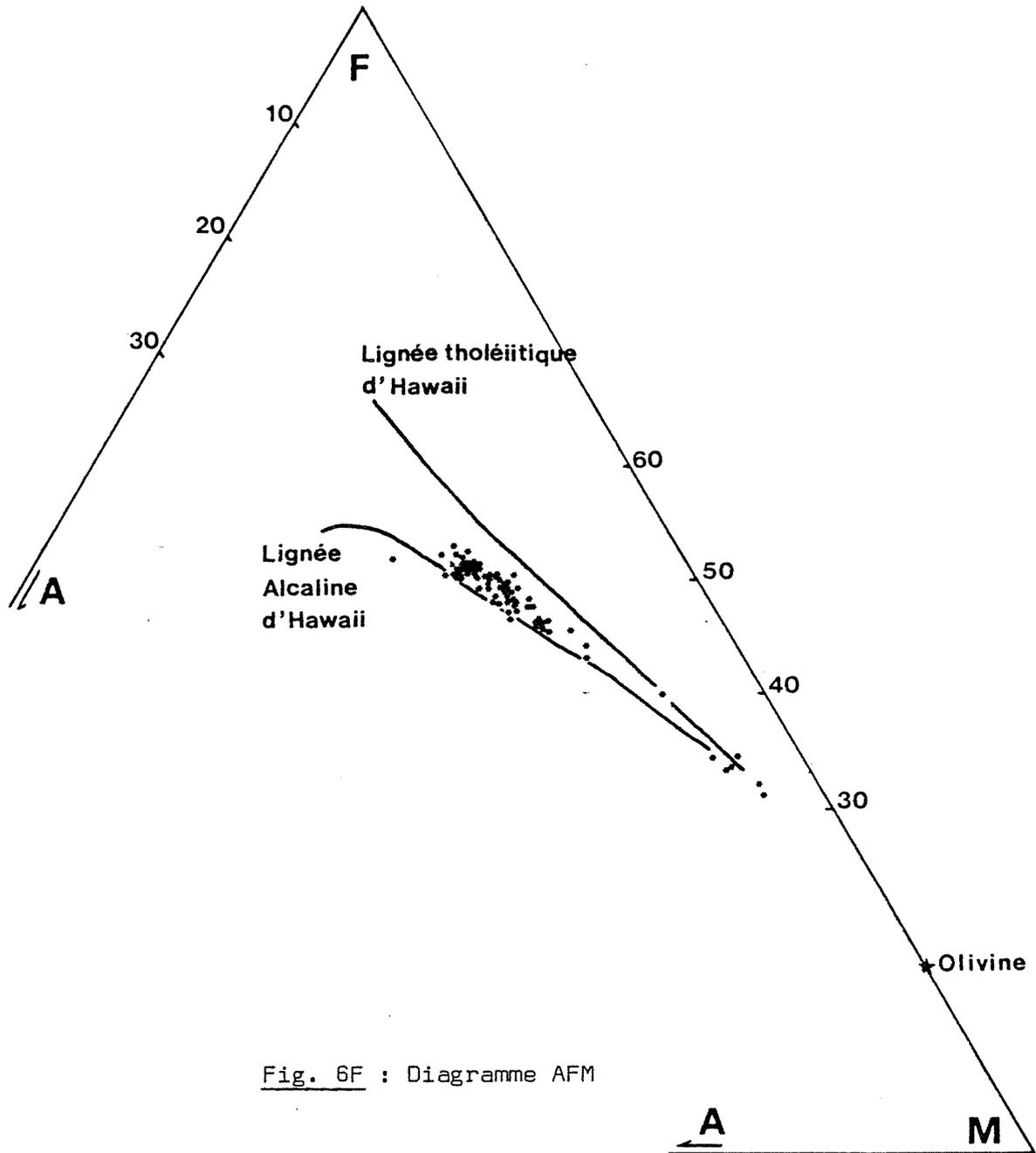


Fig. 6F : Diagramme AFM

c) Evolution du magma fournaisien

c.1) Evolution des éléments majeurs en fonction de S.I.

Divers paramètres permettent de représenter les séries magmatiques en fonction du degré de différenciation des laves. En ce qui nous concerne, nous utiliserons l'indice de solidification (S.I.) de Kuno (Fig. 7F) :

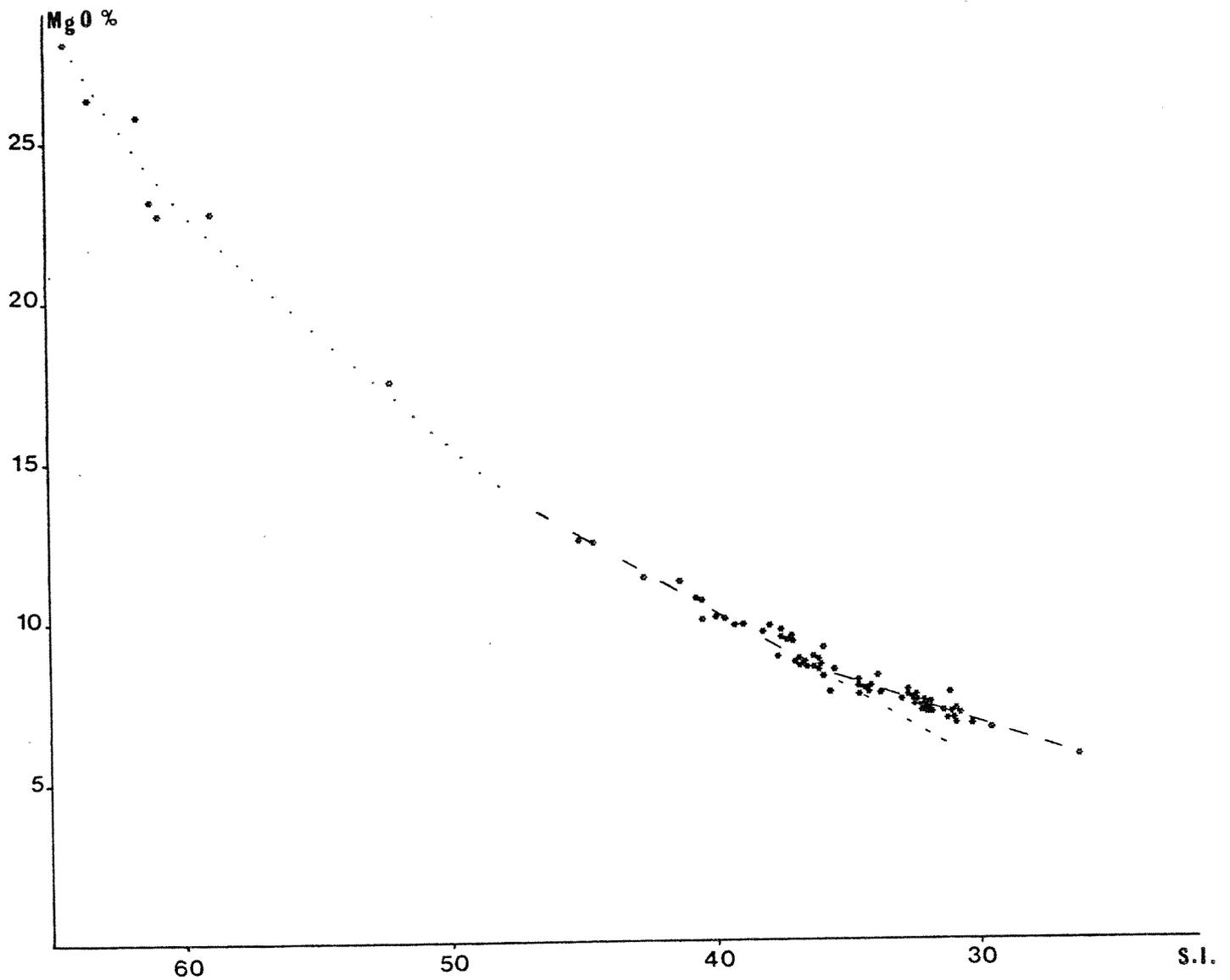
$$S.I. = 100 \text{ MgO/MgO} + \text{Fe total} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$$

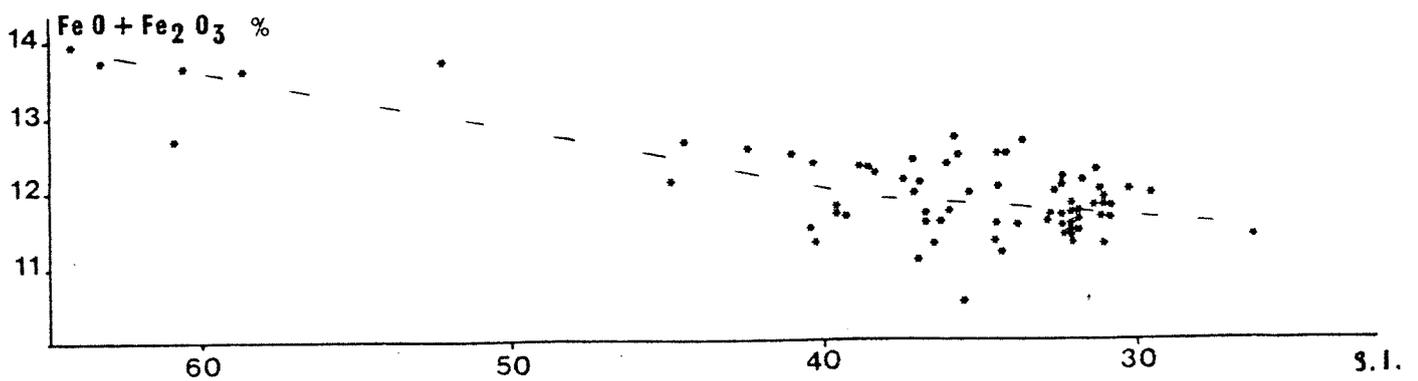
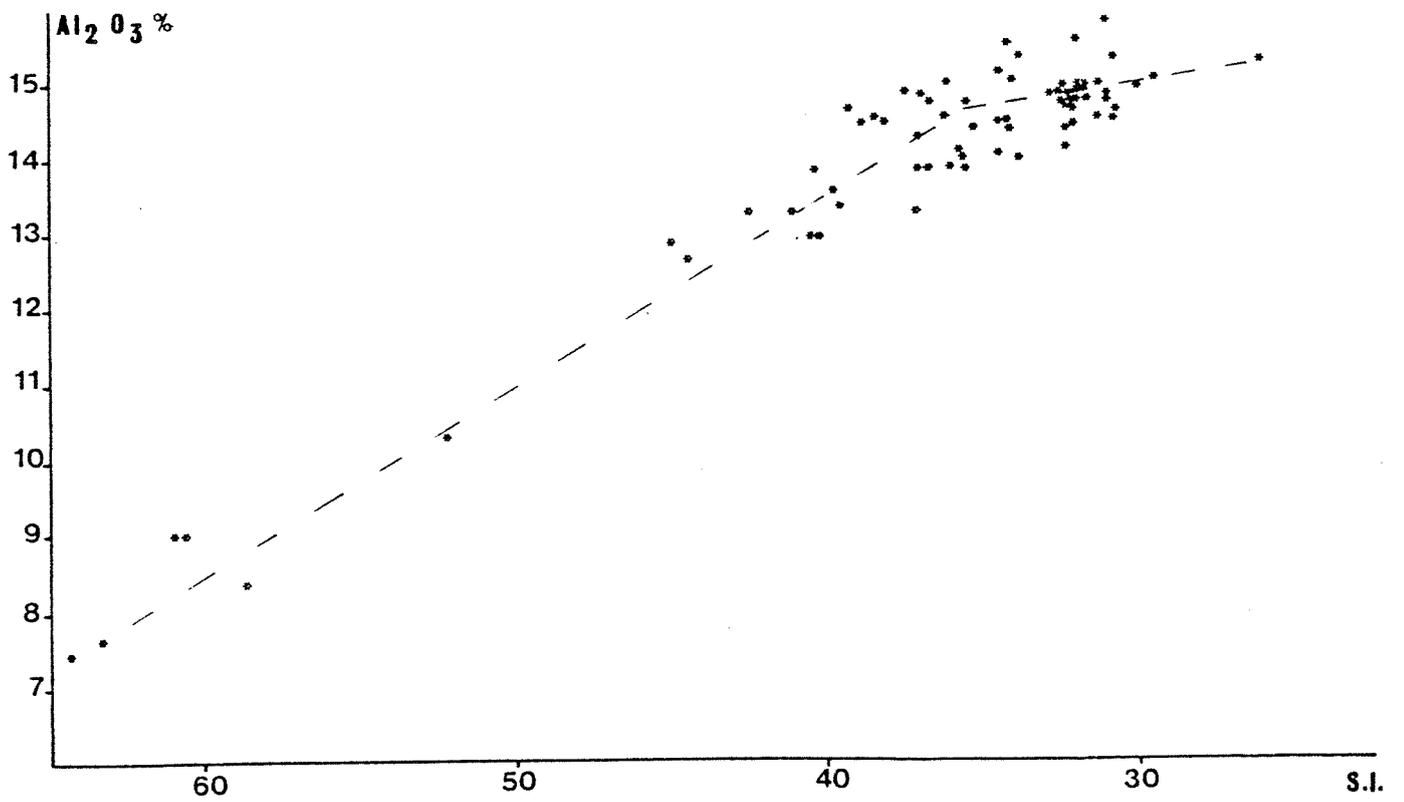
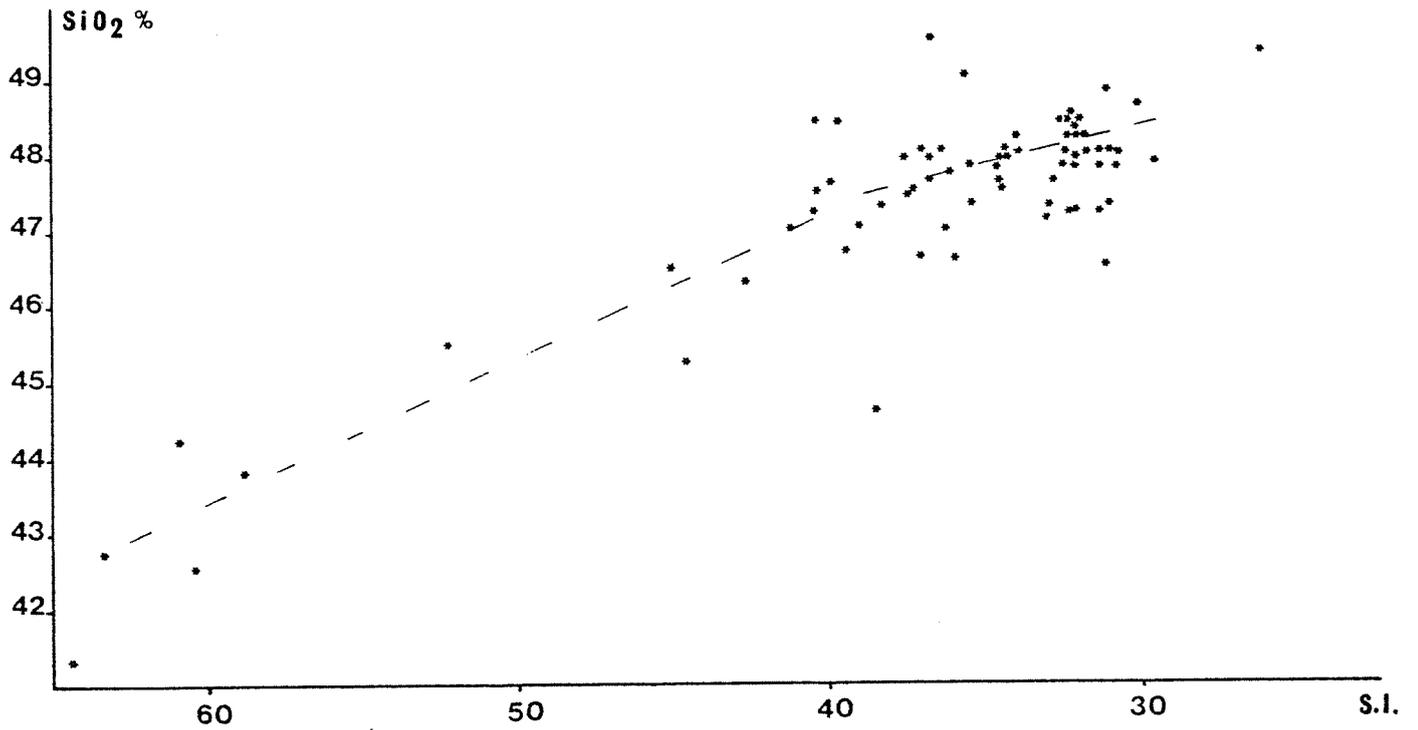
Celui-ci est plus approprié à l'étude des basaltes. Sa valeur décroît avec la quantité de liquide résiduel au cours d'un processus de cristallisation fractionnée.

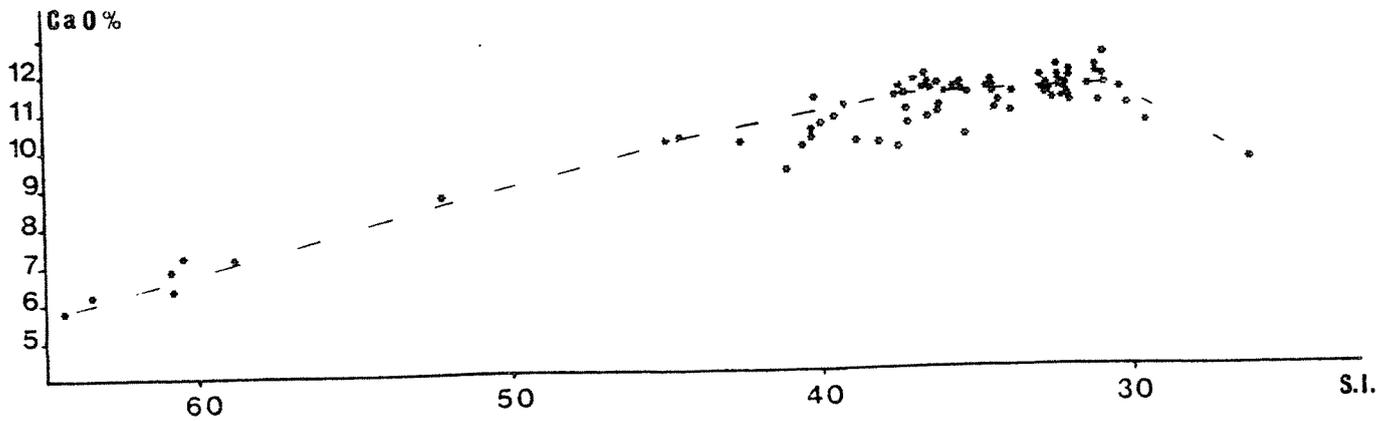
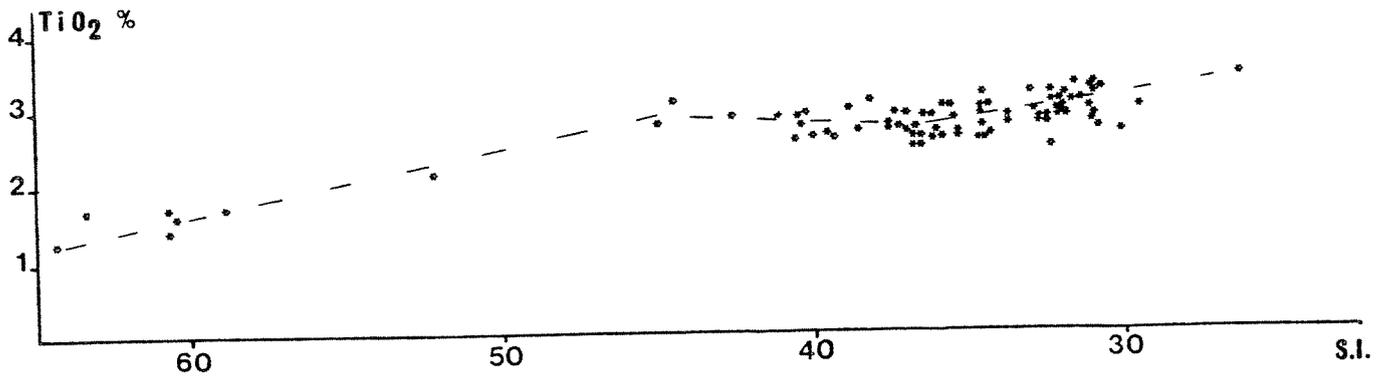
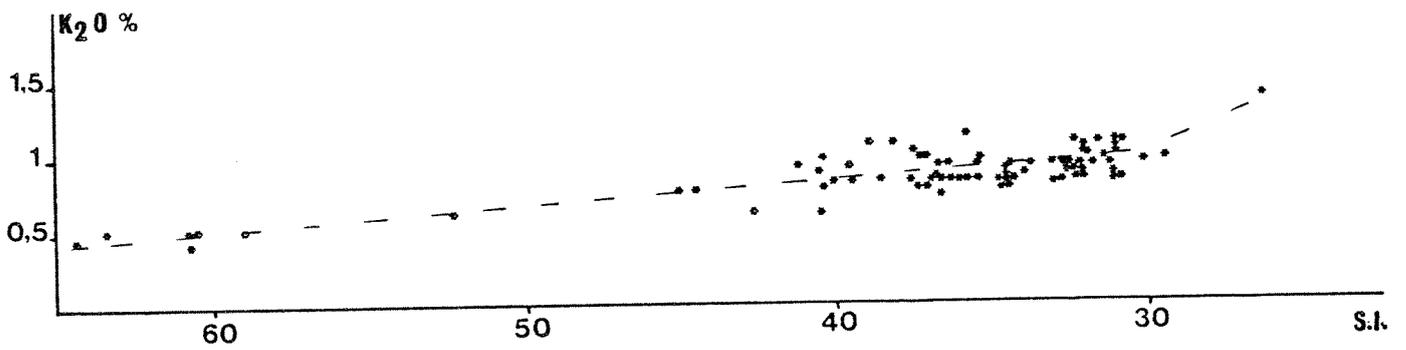
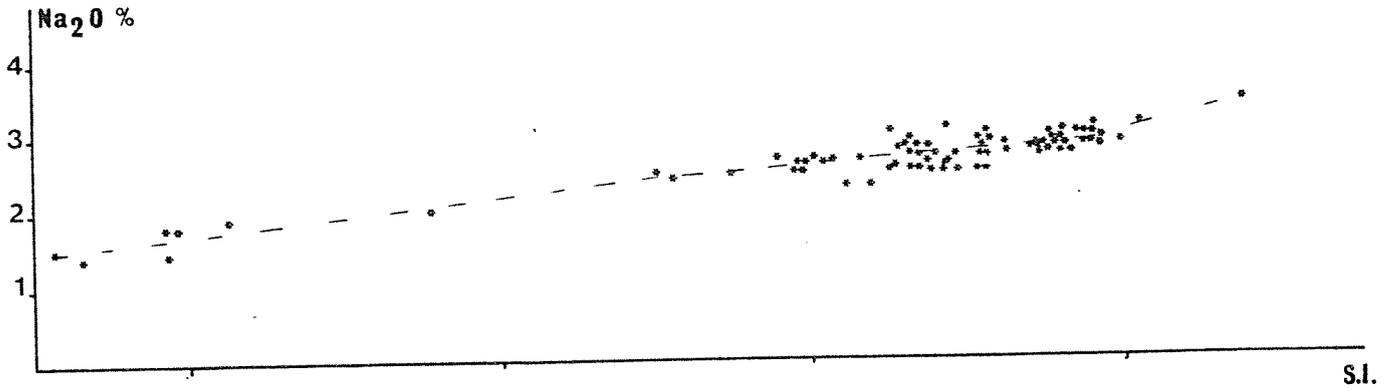
D'une manière générale, nous observons une évolution régulière avec toutefois trois variations de pente de la droite de corrélation, plus ou moins bien marquées suivant l'élément considéré.

En première observation, on note une forte diminution de MgO et une diminution de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ alors que tous les autres éléments voient leurs teneurs augmenter quant S.I. diminue.

Fig. 7F : Report des %
d'oxydes en fonction
de l'indice de
différenciation
de Kuno







Ces deux éléments caractérisent l'olivine et de telles variations sont imputables à un important fractionnement de ce minéral. La courbe MgO/S.I. présente trois segments. Entre S.I. = 44 et S.I. = 37, les points représentatifs des échantillons s'alignent suivant un segment de droite fortement penté traduisant le fractionnement d'olivine. (Forts coefficients de répartition Minéraux/liquide pour MgO) (Voir tableau 3F).

Pour S.I. < 37, les points s'alignent suivant un nouveau segment de droite de pente différente et moins importante. Ceci traduit une cristallisation moins prépondérante d'olivine qui peut alors être associée à une ou plusieurs autres phases minérales. Par contre, pour S.I. > 44, les points forment une légère courbure dirigée vers le point représentatif de l'olivine. Cette courbe correspond aux océanites et traduit une accumulation de plus en plus importante d'olivine dans ces laves. Le caractère cumulatif des océanites apparaît également grâce à l'étude des inclusions de l'olivine de ces roches (Clocchiatti et Al., 1979).

Sur tous les autres diagrammes (excepté FeO + Fe₂O₃), cet enrichissement en une phase cristalline caractérisée par ses fortes teneurs en MgO et dans une moindre mesure en Fe, va créer un effet de dilution croissant avec la quantité de minéral "ajoutée". Ceci se traduit par des droites à fortes pentes positives. En ce qui concerne Fe, les océanites sont caractérisées par un enrichissement en fer dû, pour une faible part, au Fe contenu dans l'olivine, mais surtout à celui que contiendrait un spinelle ferriphère participant à cette première étape de la cristallisation (Voir 3°).

L'évolution des laves fournaisiennes débute donc à partir de 40 < S.I. < 44.

Nous avons vu qu'une première étape de la cristallisation se traduisait par l'apparition d'olivine et spinelle. Ceci se marque de deux façons : le fractionnement important d'olivine et spinelle provoque de très forts enrichissements en Mg et Fe et aboutissent à des faciés pétrographiques particuliers (océanites) ; des coefficients globaux de répartition importants (pentes négatives fortes) pour Mg et Fe pour 37 < S.I. < 44.

A partir de S.I. ≤ 37, on note une augmentation moins rapide de Al₂O₃, SiO₂, CaO et TiO₂ pour des S.I. de plus en plus petits. On n'observe pas de variations notoires pour Na₂O et K₂O, par contre, FeO + Fe₂O₃ et MgO diminuent moins rapidement. Ceci implique qu'à la cristallisation d'olivine s'est superposée une cristallisation de plagioclase (Al₂O₃, SiO₂ et CaO) et certainement de clinopyroxène (CaO, TiO₂). La cristallisation d'olivine n'est plus prépondérante.

Nous pouvons enfin signaler une troisième rupture de pente existant pour certains diagrammes bien que celle-ci soit mal définie par manque d'échantillons. Elle se traduit par une baisse importante de CaO et une augmentation de Na₂O et K₂O. Cette augmentation des alcalins provient de la grande richesse en plagioclase de l'échantillon 80-124. Par contre, l'importante baisse de CaO peut être attribuée à un fractionnement massif de clinopyroxène riche en Ca.

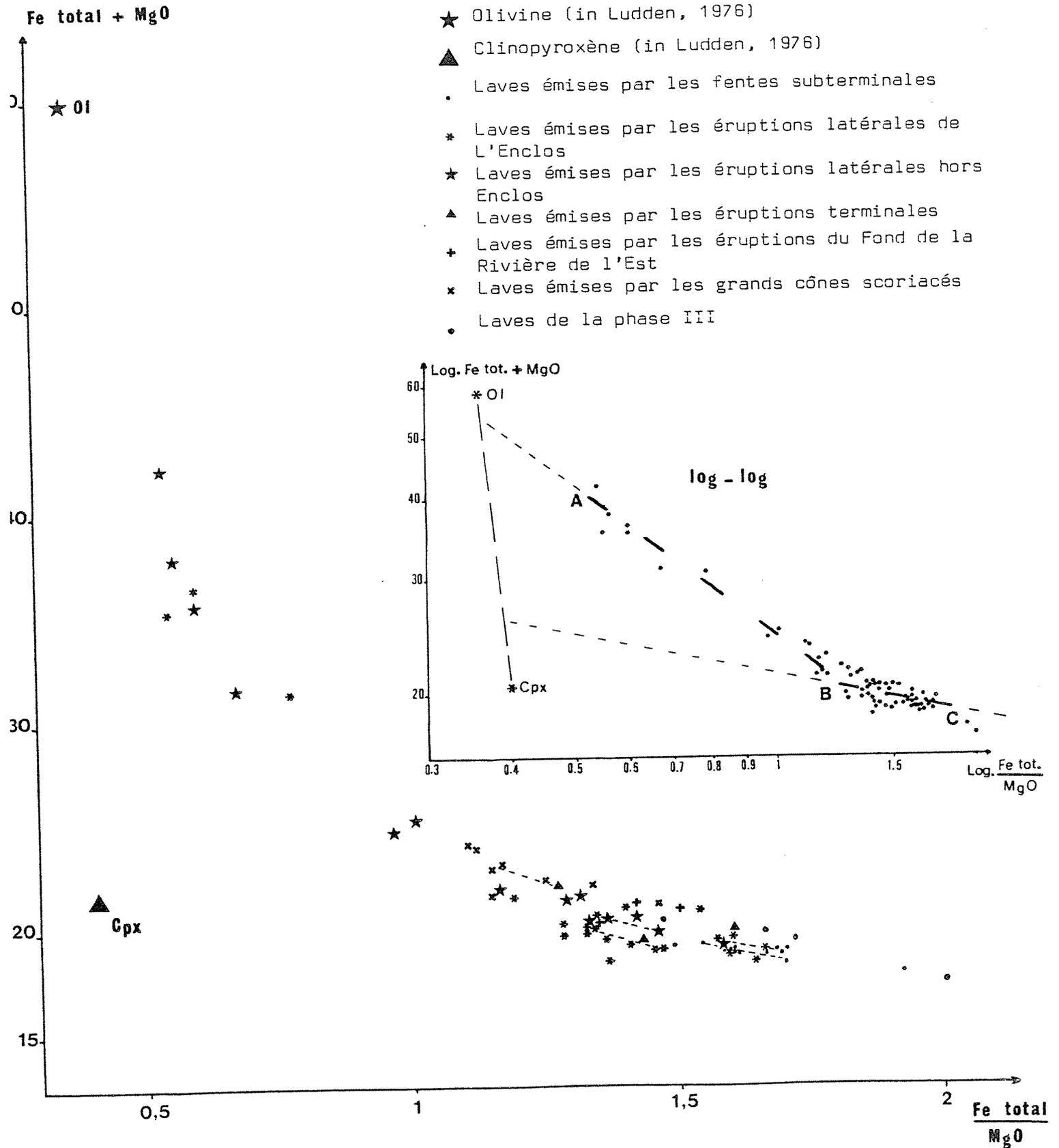


Fig. 8F

En résumé, l'étude de la variation des éléments majeurs en fonction d'un indice de différenciation (S.I. en ce qui nous concerne) met en évidence dans un premier temps ($37 < S.I. \leq 44$) la cristallisation prépondérante d'olivine (accompagnée d'un spinelle) et dans un deuxième temps ($S.I. < 37$) la cristallisation d'olivine et de plagioclase calcique certainement accompagné de pyroxène calcique.

c.2) Diagramme Fe tot. + MgO par rapport à Fe tot./MgO

Il confirme que le mécanisme principal de différenciation des laves de la Fournaise est dû au fractionnement d'olivine mais que des quantités de plus en plus importantes de pyroxène cristallisent et fractionnent en plus de l'olivine (Fig. 8F).

Les compositions des basaltes se placent suivant une courbe. Sur un diagramme log-log, nous pouvons distinguer deux segments de droite. Les compositions se plaçant suivant AB sont contrôlés par l'olivine (Si Cpx cristallise c'est en très faible quantité). Nous y distinguons d'une part les faciès cumulatifs (océanites) et d'autre part, à partir de $F_{\text{tot}}/MgO \approx 1$ ou 1,2 l'évolution proprement dite, par fractionnement d'olivine. Le segment BC fait un angle marqué avec celui qui est sous la dépendance de l'olivine. Il paraît être contrôlé par le fractionnement de clinopyroxène associé à celui de l'olivine.

c.3) Système Ne - Ol - Cpx - Plg - Opx - Qtz

Afin de suivre la cristallisation et l'évolution des liquides fournaisiens, nous avons reporté nos analyses dans le système Ne - Ol - Cpx - Plg - Opx - Qtz correspondant au tétraèdre normatif défini par Yoder et Tilley (1962). Les différents symboles correspondent aux différents types d'éruptions (Fig. 9F).

Dans ce diagramme, nous avons également reporté les lignes cotectiques définies à partir d'une compilation de données par Kornprobst et Al. (1979).

Il apparaît, en première observation, une nette discrimination en fonction du type d'éruption ayant mis à jour les laves analysées.

Remarquons que l'échantillon de la coulée de la forêt de Bois Blanc caractérisée par un S.I. le plus élevé pour une lave non ou peu cumulative en olivine (80-107) se place près du point représentatif des laves du Chisny dont la composition est considérée comme très proche du liquide primaire fournaisien (Kornprobst et Al. 1979).

Ces liquides primaires se situent dans le champ ol. + liquide. Pour le système considéré, la première phase à cristalliser est donc l'olivine (+ spinelle) dont la sédimentation conduit aux faciès océaniques ; les océanites étant caractérisées par le même assemblage olivine + liquide.

Un premier groupe d'échantillons vient se disposer autour du cotectique Ol + Cpx + Plg + Liq. Ils correspondent essentiellement à des éruptions hors Enclos que ce soit des éruptions latérales ou des éruptions à l'origine de grands cônes scoriacés localisés près des côtes ou suivant le "rift" Nord-Ouest.

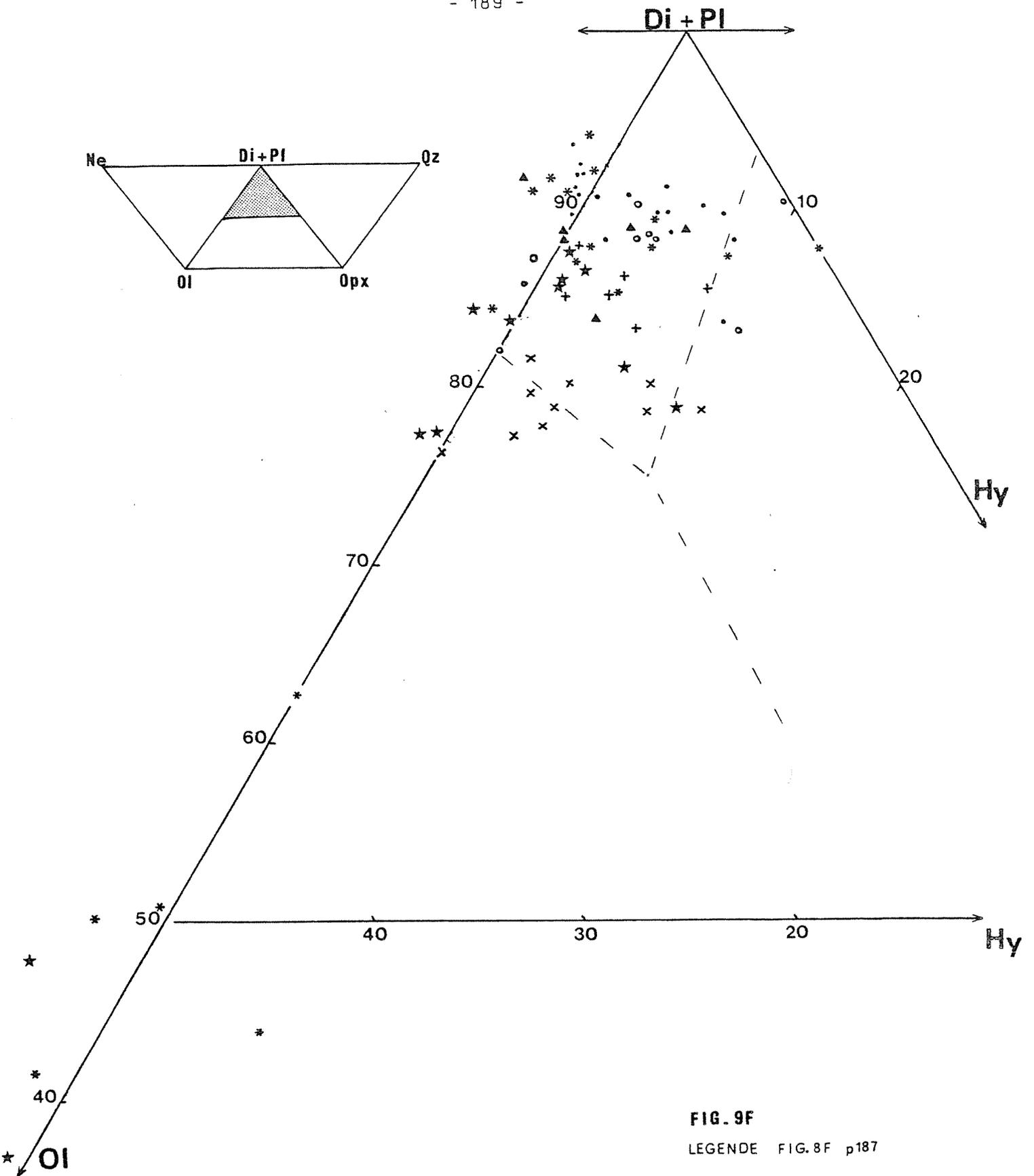


FIG. 9F

LEGENDE FIG. 8F p187

Ces laves sont caractérisées par une évolution par cristallisation d'olivine, clinopyroxène et plagioclase. Certains de ces faciès atteignent même les compositions à Cpx + Plg + Opx.

Les autres laves analysées se placent dans le champ clinopyroxène + plagioclase + liquide. Dans une telle situation, ces compositions ne peuvent être expliquées puisque situées, par rapport au cotectique, à l'opposé du basalte dont elles dérivent. De plus, pétrographiquement, ces laves sont caractérisées par des assemblages olivine + clinopyroxène + plagioclase donc des assemblages cotectiques. Leur évolution se place suivant une ligne cotectique de cette nature. Ceci nous conduit à envisager le déplacement de la ligne cotectique Ol + Cpx + plg + liq. vers le pôle Di + pl, c'est-à-dire une réduction du champ d'apparition de ces deux phases minérales. Le déplacement de la ligne cotectique peut-être fonction de la pression, à l'image de ce qui se produit pour le système Fo - Di - An (Presnall et Al. 1978) ou encore peut résulter de la variation du rapport $\frac{Ab}{Ab + An}$.

Suivant cette hypothèse, toutes ces compositions évolueraient le long d'une ligne cotectique ol + Cpx + pl + liq et certaines d'entre elles pourraient alors atteindre le cotectique Cpx + pl + opx + liq. en un point qui serait en fait un eutectique, ou un point réactionnel.

De plus, si quand P et T diminuent, le cotectique ol + cpx + pl + liq. se rapproche de Di + pl, les échantillons ayant des valeurs de Di + pl les plus élevées sont ceux qui ont évolués sous les pressions les moins importantes et donc de façon plus superficielle.

Ainsi, nous pouvons séparer deux groupes de points (en plus de celui déjà délimité) : l'un correspondant aux laves émises lors d'éruptions terminales, subterminales et latérales dans l'Enclos, l'autre correspondant à des laves émises pour l'essentiel lors d'éruptions latérales hors Enclos (dont celles du Fond de la Rivière de l'Est).

Ces deux groupes de points correspondent à des compositions pouvant évoluer suivant des lignes cotectiques ol + cpx + pl + liq différente de celle déjà connue (Kornprobst et Al., 1979) et existant pour des pressions et des températures inférieures et de plus en plus basses.

Dans un telle hypothèse, nous pouvons envisager la présence de plusieurs niveaux d'évolution des magmas : un niveau superficiel alimentant essentiellement les éruptions du cône terminal, un niveau plus profond alimentant les éruptions latérales hors Enclos et enfin un niveau très profond alimentant les éruptions caractérisées par de grands cônes scoriacés et certaines éruptions latérales.

c.4) Système Diopside - Forstérite - Anorthite - Albite

Ce système est également classiquement utilisé pour étudier l'évolution des magmas basaltiques.

Les compositions basaltiques de la Fournaise se placent dans ce tétraèdre aux environs d'un plan médian axé d'une part sur l'arête Diopside - Forstérite et dont la position sur l'arête Anorthite - Albite est Ab50-An50.

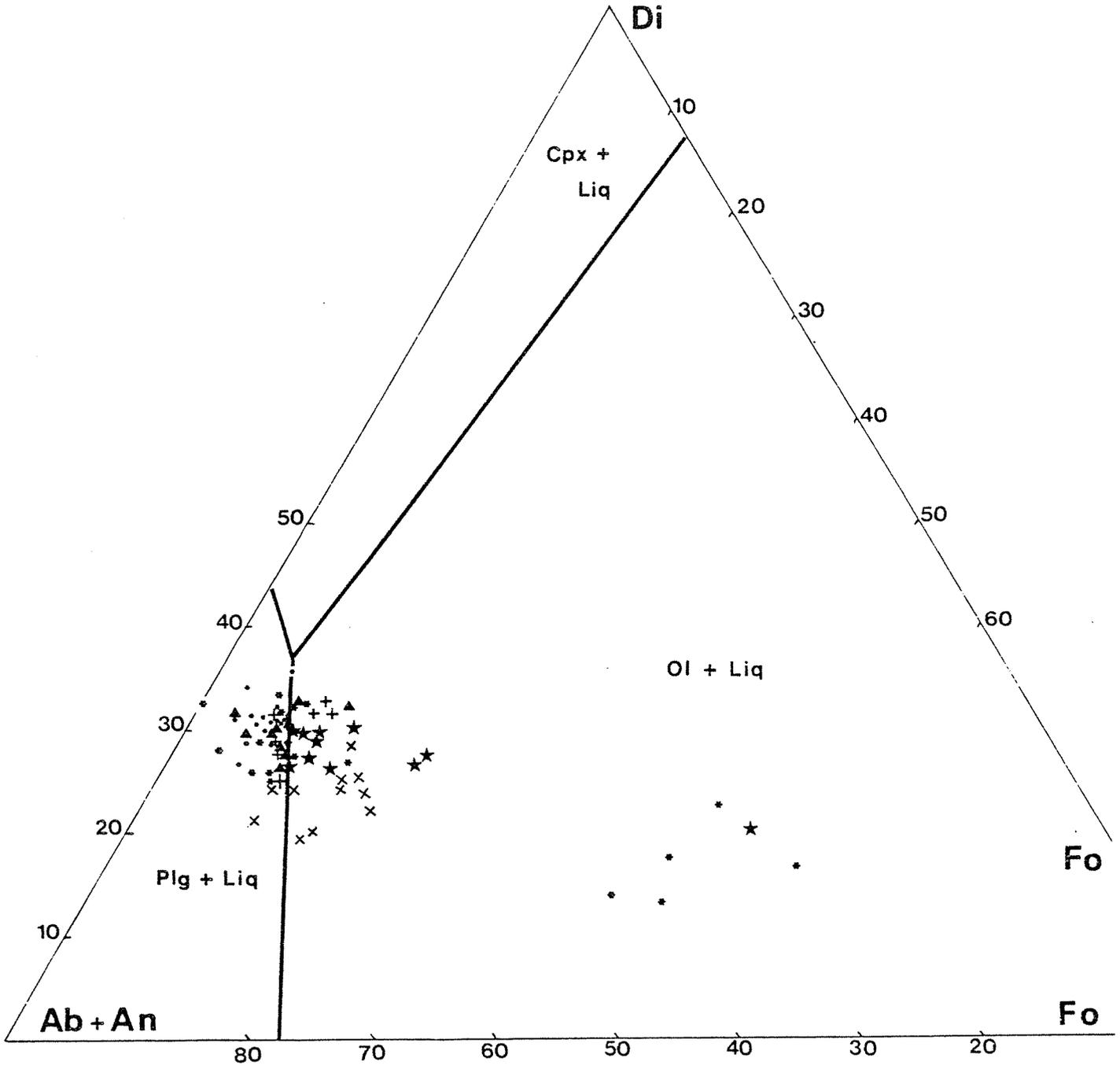
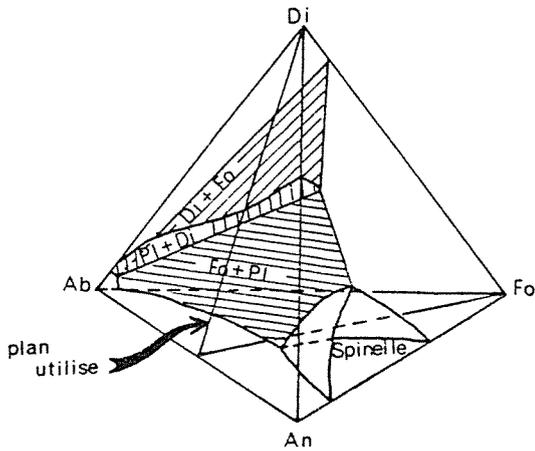


FIG. 10F.

D'après YODER et TILLEY, 1962

LEGENDE FIG. 8F p. 187



Les pôles An + Ab et Fo correspondent directement aux valeurs normatives pour ces composants. En revanche, les valeurs normatives de Diopside Ca et Diopside Mg ajoutées ne correspondent pas exactement au pôle diopside de ce diagramme. La correction nécessaire en fonction de Diopside Fe normatif ne changeant pas notablement les résultats nous ne l'avons pas prise en compte.

De plus, nous n'avons pas tenu compte de l'orthopyroxène. Cette phase n'apparaît pas directement dans le diagramme mais la quantité d'olivine Mg entrant dans la composition de Opx ($Opx = Ol + Qtz$) aurait dû être ajoutée à Fo. Ceci aurait contribué à déplacer légèrement les points représentatifs vers le pôle Forstérite.

Dans ce triangle, nous avons reporté les compositions normatives des laves fournaisiennes ainsi que les lignes cotectiques à $P = 1$ atm, dont la position a été déterminée à partir de la position des plans cotectiques dans le tétraèdre d'origine (Fig. 10F).

Il apparaît d'une part que tous les basaltes (donc sans les océanites) se trouvent relativement groupés ; on note une importante séparation avec le groupe des océanites.

Ce regroupement des points représentatifs des basaltes provient du fait que les liquides les plus proches du basalte parent atteignent le liquidus, dans le champ olivine + liquide mais assez près de la ligne cotectique $ol + plg + liq$ où encore du point $ol + plg + cpx + liq$. Ces liquides, après une évolution (baisse de la température) par cristallisation d'olivine pourront assez rapidement cristalliser du plagioclase et du clinopyroxène.

Comme précédemment, nous pouvons distinguer un groupe de points représentatifs des grands cônes scoriacés et de quelques éruptions latérales hors Enclos situés en majorité dans le champ olivine + liquide, et un groupe où l'on trouve les points représentatifs des éruptions du cône terminal et de l'Enclos, en majorité ; ces points se placent autour de la ligne cotectique $plg + ol + liq$.

Nous pouvons schématiser l'évolution des laves fournaisiennes comme suit :

- A partir d'un liquide primaire de composition normative $Di = 25$, $plg = 55$, $ol = 20$ évoluant par cristallisation fractionnée d'olivine, nous obtenons des liquides atteignant le cotectique $ol + plg + liq$. Leur évolution va se poursuivre le long de ce cotectique par cristallisation de ces deux phases minérales jusqu'à atteindre le point où cristalliserons, ensemble, $Cpx + plg + ol$.

Si un tel schéma d'évolution correspond bien à l'ordre de cristallisation des phases minérales dans les laves fournaisiennes. Cependant, nous n'avons pas observés de cumulats à olivine + plagioclase. Tous les gabbros que nous avons rencontrés présentent un assemblage olivine + plagioclase + clinopyroxène et résultent donc, dans le diagramme considéré, d'une cristallisation eutectique.

Dans la figure 10F, les compositions se regroupent bien autour du cotectique $plg + ol + liq$ mais aucune n'atteint le point eutectique pour 1 atm. La présence de cumulats à $plg + cpx + ol$ ainsi que la minéralogie des laves se regroupant autour du cotectique $ol + plg + liq$ (basaltes à phénocristaux et microphénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène) nous conduit à avancer l'hypothèse selon laquelle

le point eutectique régissant l'évolution finale du magma Fournaisien pourrait se situer plus près du pôle Ab + An que nous ne l'avons situé, et donc parmi les points représentatifs des basaltes du cône terminal.

Les effets d'une cristallisation à des pressions plus fortes ont été étudiés pour le diagramme An - Di - Fo (Presnall et Al., 1978) qui est tout à fait similaire. Une augmentation de pression se traduit par un agrandissement du champ d'apparition du Diopside au dépend des deux autres et à un rapprochement du point eutectique Di + plg + Fo vers l'arête Fo - plg. Une pression légèrement supérieure à P atmosphérique peut donc déplacer le point eutectique et le placer parmi les points représentatifs des basaltes du cône terminal.

Nous avons pris le plan $\frac{Ab}{Ab + An} = 0,50$ comme plan de référence.

La majorité des basaltes fournaisiens se situent dans ce plan. Cependant, on observe tout de même une variation du rapport $\frac{Ab}{Ab + An}$ (0,40 à 0,57). Certaines laves ne se situent donc pas dans le plan considéré mais dans un plan où la position des lignes cotectiques et du point eutectique sont un peu différents. Une augmentation de $\frac{Ab}{Ab + An}$ (baisse de température) favorise, sous de faibles pressions, l'apparition de plagioclase et déplace l'eutectique vers ce pôle.

3°) ETUDE GEOCHIMIQUE DES ELEMENTS EN TRACES

a) Introduction

En vue d'une étude géochimique des éléments en traces, nous avons sélectionnés 28 échantillons soit 6 océanites, 7 basaltes à olivine, 14 basaltes "cotectiques" et une hawaïte. De plus, nous avons analysé 12 mésostases des roches les plus porphyriques.

Les analyses ont été effectuées au laboratoire Pierre Süe, sous la direction de Michel Treuil et Jean-Louis Joron, par activation neutronique. Cette méthode (Chayla et Al., 1973 ; Treuil, 1973 ; Joron et Al., 1977 ; Villemant, 1979) nous a permis de doser simultanément 19 éléments en traces. Les échantillons, placés dans une capsule en cadmium permettant l'élimination des neutrons thermiques, sont irradiés par un flux neutronique au coeur du réacteur Osiris du C.E.N. de Saclay. Cette activation permet la transformation de nombreux isotopes en isotopes instables caractérisés par une radioactivité gamma. Les comptages sont effectués à l'aide d'un détecteur de type Ge (Li).

Les résultats obtenus sont donnés dans les tableaux 2F et 3F. Une première observation de ces résultats fait apparaître des régularités de croissance (pour U-Th-La-Rb-Ta par exemple) ou de décroissance (Ni-Cr-Co) pour les teneurs des éléments dosés, permettant ainsi un classement des échantillons. Cet état de fait se marque particulièrement bien dans les diagrammes rectangulaires (Fig. 11F). Il caractérise l'appartenance de ces roches à une même série évolutive ou à des séries évolutives confondues.

Tableau 2F : Dosage des éléments traces

	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Na ₂ O	Sb	Cr	Co	Ni	Zn	Sc	Fe ₂ O ₃	La	Ce	Eu	Tb
P 141 F 12	0,43	1,77	180	4,27	1,41	107	469	0,19	14,2	4,14	0,06	229	47,9	118	189	33,1	12,13	16,0	38,3	1,89	0,80
80-113 F 13	0,62	2,50	200	4,76	1,77	145	562	0,27	18,4	3,93	0,06	401	54,8	218	200	32,9	12,37	20,0	41,5	2,04	0,82
80-30 F 14	0,79	3,00	247	5,55	2,18	178	637	0,31	22,1	4,46	0,09	304	53,7	207	211	29,0	12,87	24,9	60	2,33	0,89
80-97 F 15	0,52	1,98	159	4,04	1,46	124	576	0,23	15,7	3,30	0,06	551	63,2	357	198	30,8	12,63	16,7	41,3	1,84	0,74
1708 F 16	0,48	2,20	187	4,75	1,64	131	511	0,25	16,3	3,96	0,07	314	52,1	145	169	34,8	12,79	18,7	36,4	2,04	0,84
80-88 F 17	0,22	1,45	127	2,98	1,06	71	-	0,14	9,5	2,29	0,03	1168	106	900	155	22,8	14,35	11,5	25,3	1,24	0,53
1931 F 25	0,27	1,30	107	2,52	0,93	62	-	0,13	9,0	2,50	0,21	1237	113	1039	152	20,7	14,48	9,95	21,6	1,12	0,45
80-87 F 26	0,67	2,61	233	5,37	1,94	145	508	0,30	21,2	3,92	0,08	157	44,3	86	168	34,5	12,34	22,4	46,3	2,30	0,94
80-59 F 27	0,42	1,78	149	3,46	1,28	96	675	0,17	13,0	3,50	0,04	872	90	663	167	23,3	14,26	14	35,7	1,53	0,61
80-91 F 28	0,71	2,57	206	4,9	1,87	146	505	0,27	19,4	3,71	0,08	240	46,5	114	204	34,7	12,06	20,2	51,6	2,12	0,87
80-124 F 18	0,99	3,96	262	6,92	2,76	262	427	0,26	33,3	3,85	0,12	110	36,3	60,3	208	28,9	11,6	30,5	65,9	2,73	1,04
Q 137 F 19	0,59	2,57	179	5,20	2,03	173	559	0,26	20,9	3,18	0,06	229	47	110,6	203	34,2	12,6	21,1	47,1	2,29	0,87
PS 3 F 20	0,58	2,46	213	5,26	1,88	149	512	0,17	13,7	3,11	0,06	191	46,6	76,3	210,8	33,3	12,8	20,6	45,0	2,34	0,91
PS 1 F 21	0,60	2,40	196	5,10	1,86	146	554	0,29	19,1	3,02	0,07	202	46,6	105,6	202	34,3	12,6	20,7	46,7	2,89	0,90
80-12 F 22	0,84	3,32	243	6,10	2,49	211	675	0,23	20,9	3,35	0,08	309	54,3	225	220	27,3	13,1	27,1	58,5	2,56	0,95
80-10 F 23	0,68	2,79	233	5,31	2,14	190	623	0,20	20,6	3,11	0,06	355	53,9	175,2	210	32,3	13,1	22,8	50,4	2,07	0,83
80-111 F 24	0,60	2,30	179	4,74	1,78	139	591	0,25	16,2	2,94	0,06	429	56,3	254,6	196	32,1	12,7	19,5	42,8	2,07	0,83
80-95 F 9	0,58	2,37	225	5,14	1,78	132	570	0,26	19,2	2,98	0,06	373	51,3	181	192	34,9	12,2	20,4	44	2,17	0,91
S 42 F 10	0,75	2,90	195	5,18	2,15	158	550	0,27	20,8	3,05	0,08	276	51,3	128,4	209	34,9	13	23,1	52,6	2,20	0,87

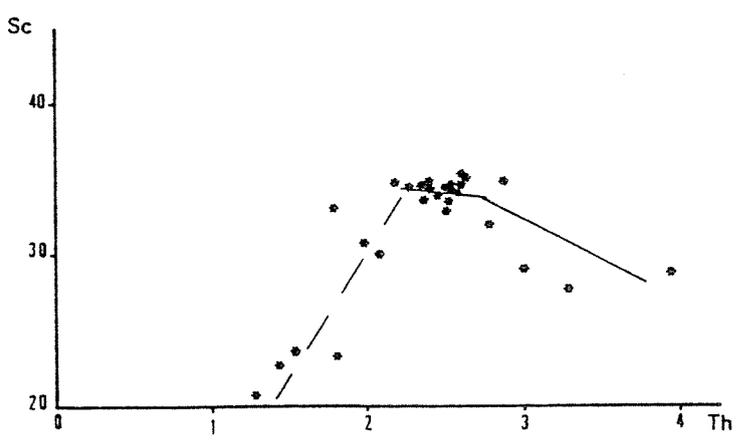
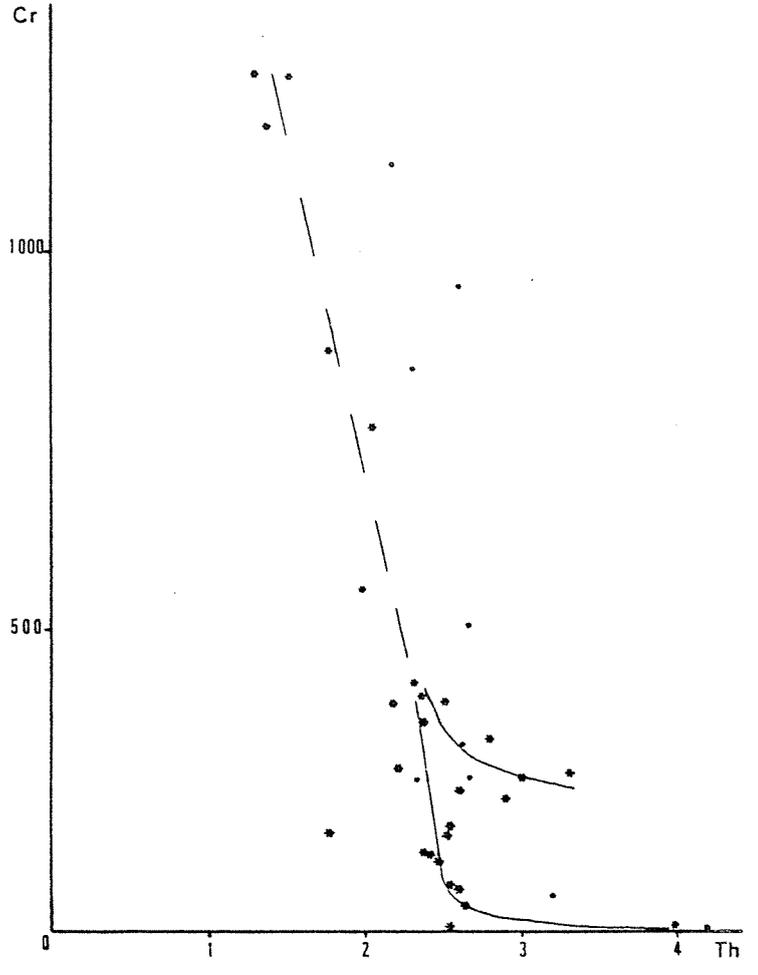
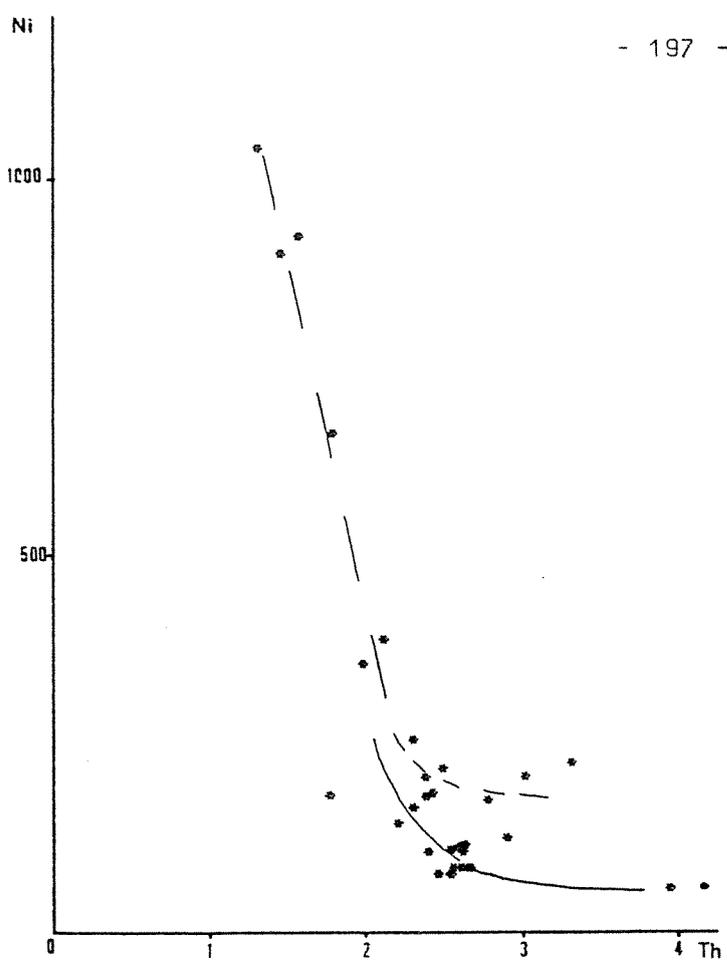
Tableau 2F (suite) : Dosage des éléments traces

	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Na ₂ O	Sb	Cr	Co	Ni	Zn	Sc	Fe ₂ O ₃	La	Ce	Eu	Tb
80-18 F 11	0,67	2,61	197	5,19	2,17	185	559	0,35	20,1	3,01	0,08	287	43,6	113,9	189	33,9	11,8	22,5	47,7	2,32	0,90
Fev 1981 F 1	0,66	2,65	200	5,1	1,96	158	441	0,29	20,3	3,05	0,09	135	46,4	86	178	35,0	12,18	21,4	48,4	2,42	0,93
Jui 1979 F 2	0,65	2,55	203	5,0	1,91	148	434	0,27	19,6	3,02	0,08	162	43,1	86	165	34,6	11,79	20,5	47,0	2,39	0,91
Nov 1977 F 3	0,58	2,38	188	4,64	1,79	145	495	0,25	18,1	2,71	0,14	417	52,5	205	166	33,5	12,20	19,8	45,2	2,10	0,83
Avr 1977 F 4	0,37	1,56	127	2,94	1,15	91	-	0,16	12,0	1,96	0,05	1233	106,6	924	162	23,4	14,55	12,4	30,1	1,37	0,52
Avr 1977 Enclos F 5	0,68	2,43	194	4,7	1,82	142	498	0,25	17,7	2,73	0,07	404	52,8	184	169	34,6	12,59	19,8	46,8	2,12	0,84
7W 10 F 6	0,63	2,63	205	5,0	1,93	160	449	0,29	20,4	2,91	0,09	202	46,2	107	171	35,4	12,35	21,5	49,2	2,29	0,90
1972 Z F 7	0,59	2,54	180	5,0	1,91	141	420	0,28	19,6	2,89	0,09	102	44,1	77	172	33,4	12,44	21,6	51,3	2,15	0,90
1972 PH 13 F 8	0,49	2,10	161	4,0	1,53	109	536	0,23	15,7	2,36	0,06	771	65,6	388	163	30,0	12,72	16,9	41,1	1,76	0,72
80-88 Mésostase	0,5	2,30	207	5,0	1,77	135	487	0,26	17,8	2,73	0,08	843	52,3	167	180	34,5	12,77	19,4	47,3	2,21	0,92
80-124 Mésostase	1,01	4,20	295	7,1	2,95	262	372	0,30	35,1	3,72	0,13	102	37,5	63	200	29,7	12,09	31,5	68,4	2,89	1,11
1931 Mésostase	0,51	2,18	203	4,76	1,69	120	485	0,25	17,0	2,81	0,06	1115	54,0	192	108	35,1	12,75	18,7	42,4	2,05	0,86
Avr 1977 Enclos Mésostase	0,61	2,66	210	5,08	2,01	156	435	0,28	20,1	2,76	0,07	305	46,4	100	105	35,1	12,40	21,9	48,8	2,09	0,90
Avr 1977 Mésostase	0,95	2,62	201	4,87	1,94	139	470	0,28	19,2	2,81	0,02	954	50,7	155	123	36,3	12,66	21,8	47,8	2,06	0,91
1972 PH 13 Mésostase	0,68	2,66	213	4,88	1,88	160	443	0,26	19,3	2,83	0,09	503	48,3	128	123	35,7	12,31	22,0	47,8	2,04	0,89
80-59 Mésostase	0,82	2,63	248	5,46	1,98	162	496	0,27	20,0	3,29	0,07	349	42,7	111	122	32,5	12,14	22,6	50,3	2,24	0,94
80-97 Mésostase	0,57	2,32	226	5,00	1,78	137	403	0,28	18,9	2,82	0,07	301	42,2	91	121	34,5	12,05	20,1	46,2	2,15	0,91
Gellecombe Q 137 Mésostase	0,80	3,20	277	6,16	2,53	210	471	0,34	26,0	3,28	0,09	148	42,8	54	150	37,7	13,53	26,1	47,2	2,47	1,03

COEFFICIENTS DE REPARTITION MINERAUX/LIQUIDE

	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Na ₂ O	Sb	Cr	Co	Ni	Zn	Sc	Fe ₂ O ₃	La	Ce	Eu	Tb
OLIVINE																					
80-59	-	0,05	0,15	-	0,01	0,19	-	0,11	0,12	0,23	0,14	2,11	4,36	16,98	1,12	0,15	1,50	0,01	-	0,03	0,02
1972 (ph 13)	15,59	0,03	0,19	0,03	0,03	0,24	-	0,12	0,15	0,29	0,11	3,02	3,73	15,78	1,03	0,15	1,36	0,04	0,13	0,04	0,03
1931	55,49	0,19	0,12	0,03	0,04	0,59	-	1,04	0,15	0,28	0,33	0,91	3,24	10,48	1,20	0,15	1,26	0,08	0,27	0,03	0,02
Q 137	0,55	0,04	0,11	0,09	0,04	-	-	-	-	0,23	-	4,99	3,74	15,19	1,27	0,69	1,61	0,06	-	0,12	0,14
80-97	0,53	0,06	0,17	0,02	0,02	0,23	-	0,11	0,13	0,29	0,14	3,31	4,15	21,00	1,08	0,17	1,41	0,02	-	0,03	0,01
AV 77	0,97	0,02	0,05	0,01	0,01	-	-	-	-	0,27	-	1,08	3,59	13,05	0,70	0,14	1,33	0,02	-	-	0,01
AV 77 Enclos	-	0,09	0,03	0,05	0,05	-	-	0,05	-	0,31	-	4,53	3,90	17,91	0,86	0,18	1,39	0,04	0,06	0,04	0,05
80-88	2,60	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,30	-	1,09	3,56	12,31	0,49	0,14	1,34	0,01	-	0,01	-
PLAGIOCLASE																					
80-124	3,56	0,033	0,094	0,029	0,024	0,27	2,52	0,046	0,043	0,87	0,077	0,068	0,04	0,047	0,09	0,03	0,07	0,08	0,08	0,22	0,04
80-59	5,0	0,04	0,08	0,02	0,03	0,30	1,54	0,07	0,06	0,89	0,29	0,05	0,04	0,06	0,12	0,03	0,07	0,09	0,10	0,24	0,04
CLINOPYROXENE																					
80-59	-	0,038	0,16	0,25	0,035	0,019	-	0	0	0,20	6,3	22,8	2,02	5,8	-	2,14	1,06	0,04	0,30	0,33	0,32

TABLEAU 3F



* Roche Totale
. Mésostase

FIG. 11F : DIAGRAMMES: ELEMENT TRACE/THORIUM (ECHELLE DECIMALE)

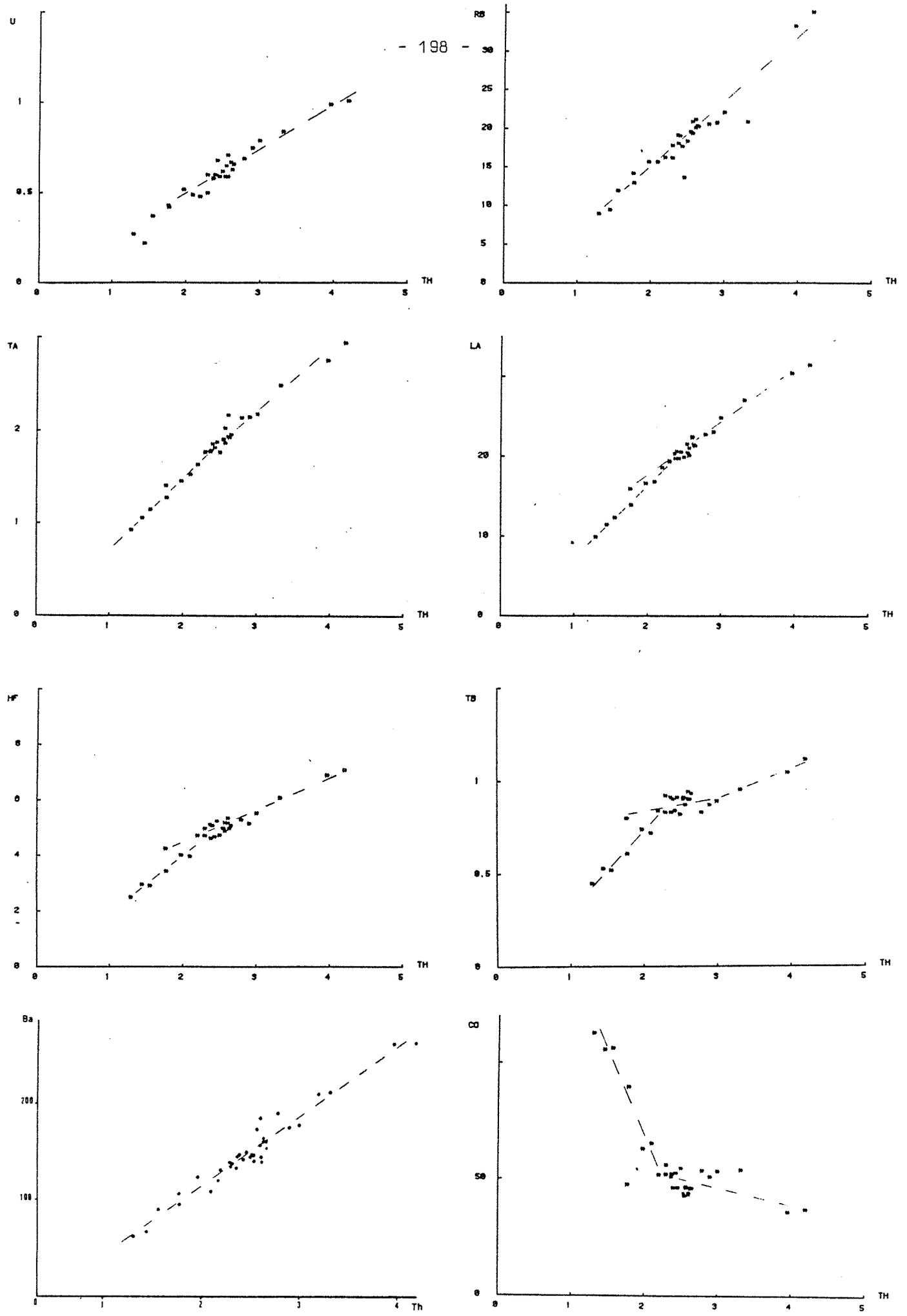


FIG 11 F

La comparaison de nos résultats avec ceux obtenus par Nativel et Al., 1977 pour le Piton des Neiges et quelques échantillons du Piton de la Fournaise montre que ces deux appareils présentent des séries évolutives identiques. Ceci nous conduit à envisager une identité quant à la source et la nature du liquide parent de l'évolution pour ces deux massifs. L'évolution des laves du Piton de la Fournaise correspond aux premiers stades d'évolution des laves du Piton des Neiges.

Afin d'identifier le processus d'évolution des basaltes fournaisiens, nous avons construit des diagrammes binaires pour chaque élément en prenant le Thorium pour référence. Cet élément apparaît comme fortement hygromagmaphile (Treuil, 1973). Les coefficients de répartition minéral/liquide sont, pour cet élément, très inférieurs à 1. Ainsi, Th se concentre dans le liquide et peut-être considéré comme représentatif de l'évolution de ce dernier.

b) Processus évolutif

Plusieurs modèles évolutifs peuvent être envisagés. La nature des corrélations entre les divers éléments et le Thorium va nous permettre de trancher.

L'observation des diagrammes à échelle décimale permet de mettre en évidence des corrélations linéaires, passant par l'origine, entre les éléments les plus hygromagmaphiles : Ta-Th, U-Th, Rb-Th. De telles corrélations n'existent pas pour d'autres éléments (exemple Hf-Th ou Tb-Th).

De plus, nous observons une variation importante et simultanée des éléments de transition et des éléments hygromagmaphiles (exemple Ni-Th, Cr-Th).

Ces observations (corrélations linéaires entre éléments hygromagmaphiles, variation des concentrations en éléments de transition associées à une variation de concentration des éléments hygromagmaphiles) caractérisent une évolution par cristallisation fractionnée.

Il apparaît, cependant, que ce processus évolutif n'explique pas entièrement les résultats obtenus. Sur tous les diagrammes s'individualisent une lignée de points "évoluant" différemment. Ils constituent une droite de pente généralement différente de celle de la lignée évolutive principale.

Cette droite (appelée courbe cumulative) reste bien définie quel que soit le couple d'éléments pris en compte, caractérisant ainsi une corrélation linéaire pour tous les éléments. Ceci implique l'existence de mélanges en proportions variables de deux constituants.

c) La courbe cumulative

Elle se caractérise par des valeurs faibles pour tous les éléments excepté les éléments de transition. Ceci se marque, dans les diagrammes rectangulaires par des droites de corrélation positive (à l'exception des éléments de transition, de MgO et dans une moindre mesure de Fe total). Ces droites peuvent passer par l'origine (c'est le cas de la plupart des éléments en traces) mais ce n'est pas une obligation (exemple : les éléments majeurs en majorité).

Notons que, pour les éléments hygromagmaphiles entre eux, les deux droites de corrélation linéaire passent par l'origine et sont donc confondues ou plutôt dans le prolongement l'une de l'autre. Cette coïncidence provient des propriétés afférentes aux éléments hygromagmaphiles.

Nous remarquons que ces courbes relient d'une part le groupement des points représentatifs des basaltes et d'autre part une phase ou plusieurs phases riches en éléments de transition (Ni, Cr, Co), mais également en MgO et dans une moindre mesure Fe total.

L'observation des diagrammes ainsi que l'observation pétrographique des échantillons s'alignant suivant cette droite, nous conduit à penser que le deuxième constituant participant au mélange est une association olivine + chromite.

En effet, le report des compositions de cristaux d'olivine (à partir tableau 3F) dans les diagrammes Ni-Th et Co-Th montre qu'elles constituent l'extrémité de la droite de "mélange" pour les valeurs en Thorium les plus faibles (presque nulles). D'autre part, en ce qui concerne le diagramme Cr-Th, l'olivine ne se situe pas dans le prolongement de la droite (valeur en Cr plus faibles). Ceci nous oblige donc à faire intervenir une deuxième phase riche en Cr qui peut être soit un clinopyroxène riche en Cr soit un spinelle chromifère. L'existence dans les laves de la Fournaise (type Océanites) d'un spinelle chromifère (jusqu'à 35 % de Cr_2O_3 (Ludden, 1976)) est connue. De plus, cette phase minérale apparaît fréquemment en inclusions dans les cristaux d'olivine. De la même manière, nous pouvons expliquer les variations pour les diagrammes MgO-Th (liées à l'olivine) et Fe tot-Th (liées principalement à la chromite).

Ainsi, l'allure des courbes corrélatives dépend de la concentration des différents éléments dans ces deux phases cristallines. Donc, pour les éléments fortement ou faiblement hygromagmatophiles, les coefficients de répartition olivine/liquide ou chromite/liquide étant très faibles, la courbe corrélatrice passe au niveau de l'origine.

D'un point de vue pétrographique, les échantillons dont les teneurs s'alignent suivant la courbe dont les caractéristiques sont celles d'une courbe de mélange, sont tous de type océanite. Ils sont donc caractérisés par une accumulation par sédimentation gravitative d'olivine et spinelle. Ils se rapprochent de faciès d'origine cumulative.

En fait, nous avons donc ici un "mélange" résultant d'une accumulation plus ou moins importante de cristaux d'olivine et de spinelle chromifère. Il s'agit bien d'une courbe cumulative.

Les faibles valeurs obtenues pour le Thorium proviennent en fait d'un effet de dilution induit par l'importante accumulation de phases solides et plus particulièrement d'olivine (45 % de la roche pour certaines océanites). Ces valeurs de Th ne peuvent être, en aucun cas considérées comme représentatives du magma parent de l'évolution des laves fournaisiennes.

Les analyses des mésostases de ces roches à faciès cumulatif se placent et évoluent généralement de la même manière que le reste des basaltes. Seul, le Cr fait exception, traduisant une accumulation de spinelle chromifère en microphénocristaux, dans la mésostase ; microphénocristaux qui ont échappés à la séparation des phases minérales. Observons que, pour une importante augmentation du Cr, les valeurs en Th ne varient pas sensiblement traduisant ainsi le faible volume représenté par ces spinelles et leur richesse en Cr_2O_3 .

d) Le processus de cristallisation fractionnée

Nous avons mentionné que l'évolution des roches analysées résultait d'un processus de cristallisation fractionnée. La concentration C_i d'un élément i dans le liquide suit la loi de Rayleigh :

$$C_i = C_o^i \times f^{(D^i - 1)}$$

- . f représentant la fraction de liquide restant
- . D^i étant le coefficient global de répartition de l'élément i entre le solide et le liquide

- . Pour un élément hygromagmaphile (x) :

$$\log \frac{C^x}{C_o^x} = (D^x - 1) \log f = - \log f$$

- . Pour un élément quelconque, dans le domaine où D est constant :

$$C = C_o f^{D-1}$$

$$\log C = (D - 1) \log f - \log C_o \text{ soit}$$

$$\log C = \log \frac{C_o}{C_o^x} + \log C^x (1 - D)$$

Ceci étant l'équation d'une droite de pente $(1 - D)$ (Villemant, 1979). Le tracé des diagrammes $\log C = f(\log C^x)$ permet donc d'estimer D pour un intervalle donné. En prenant un élément de référence (x) très hygromagmaphile, on définit un indice de différenciation directement proportionnel à f (Treuil, 1973). Le report des concentrations des différents éléments en diagramme $\log - \log$ en fonction de cet indice se traduit par la formation de segments de droite dont la pente est représentative des coefficients de répartition caractérisant telle ou telle phase minérale participant à l'évolution.

Nous avons tracé ces diagrammes logarithmiques en prenant le Thorium comme élément hygromagmaphile de référence. A partir de ces diagrammes ont été calculés les coefficients globaux de répartition (Figure 12 F et tableau 4 F). La comparaison de ces derniers avec les coefficients de répartition minéraux/liquide (tableau 3 F) que nous avons déterminés grâce à l'analyse des différentes phases minérales, nous conduira à envisager la cristallisation et le fractionnement de telle ou telle phase cristalline.

Notons ici que les coefficients de répartition Minéraux/liquide que nous avons obtenus sont tout à fait comparables à ceux déterminés par B. Villemant (1979) pour les laves de la Chaîne des Puys.

Dans notre discussion, nous ne tiendrons pas compte de la courbe cumulative dont la signification a déjà été donnée. Mentionnons toutefois que la sédimentation de spinelles chromifères et d'olivines implique une cristallisation précoce et un fractionnement de ces phases minérales.

Cette première étape de la cristallisation fractionnée allant jusqu'à $Th = 2,60$ à $2,80$ ppm apparaît bien évidemment aussi au niveau des basaltes. Elle se traduit notamment pour certains éléments de transition par des coefficients globaux de répartition très élevés (Ni et Cr), alors que dans un même temps ils sont moins importants pour Ti, Ca et Sc. Nous pouvons penser que les forts coefficients globaux de répartition pour Mg et Ti sont imputables à l'olivine alors que Cr varie fortement sous l'effet de la cristallisation d'un spinelles chromifère.

Remarquons également que des coefficients globaux de répartition proches de 1 pour Sc, CaO et TiO₂, reflètent certainement une cristallisation, peu importante de clinopyroxène. Pour SiO₂ et Al₂O₃ des D globaux proches de 1 peuvent s'expliquer d'une part par l'olivine (pour SiO₂) et d'autre part par le spinelle (pour Al₂O₃). Il ne semble pas que le plagioclase intervienne dans ce premier stade.

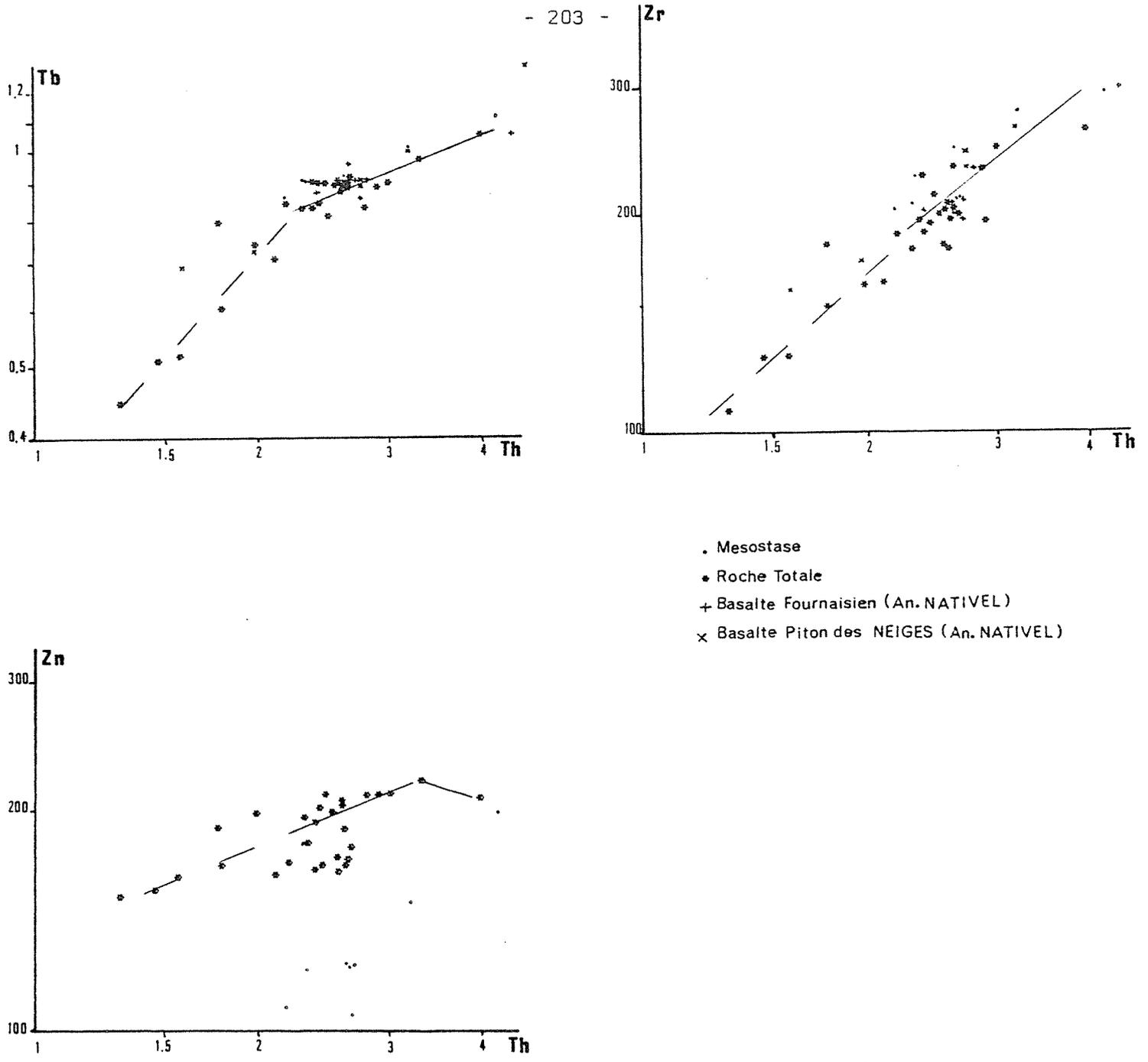
		Th=2,8	Th=3,2
U	0,03		
Zr	0,16		
Hf	0,37		
Ta	0,02		
Ba	0,01		
Rb	0,01		
Cr	12,43	1,59	
Co	2,67	1,34	
Ni	5,01	1,34	
Sc	0,89	1,66	
Zn	0,057		1,32
La	0,02		
Eu	0,52		
Tb	0,61		
SiO ₂	0,86		
Al ₂ O ₃	0,9		
Fe total	1,07		
MgO	6,67	1,49	
CaO	0,76	1,64	
Na ₂ O	0,67		
K ₂ O	0,61		
TiO ₂	0,82		

Tableau 4F : Coefficients globaux de répartition des laves du Piton de la Fournaise (mesurés sur construction graphique).

Rappelons, toutefois, que les variations des coefficients globaux sont fonction d'une part de la proportion du minéral cristallisant (X_m) et d'autre part du coefficient de répartition du minéral (D_m).

$$D_{\text{global}} = X_m \times D_m$$

Il faut donc pour que l'effet d'un minéral se marque: soit qu'il cristallise en grande proportion ou bien qu'il ait un coefficient de répartition minéral/liquide très élevé. Ceci peut expliquer que la cristallisation des spinelles ne se marque vraiment bien que sur le Cr et de plus, une cristallisation précoce de clinopyroxène peut passer inaperçue.



- Mesostase
- Roche Totale
- + Basalte Fournaisien (An. NATIVEL)
- × Basalte Piton des NEIGES (An. NATIVEL)

FIG. 12 F : DIAGRAMMES: ELEMENT TRACE / THORIUM (ECHELLE LOG/LOG)

FIG. 12F

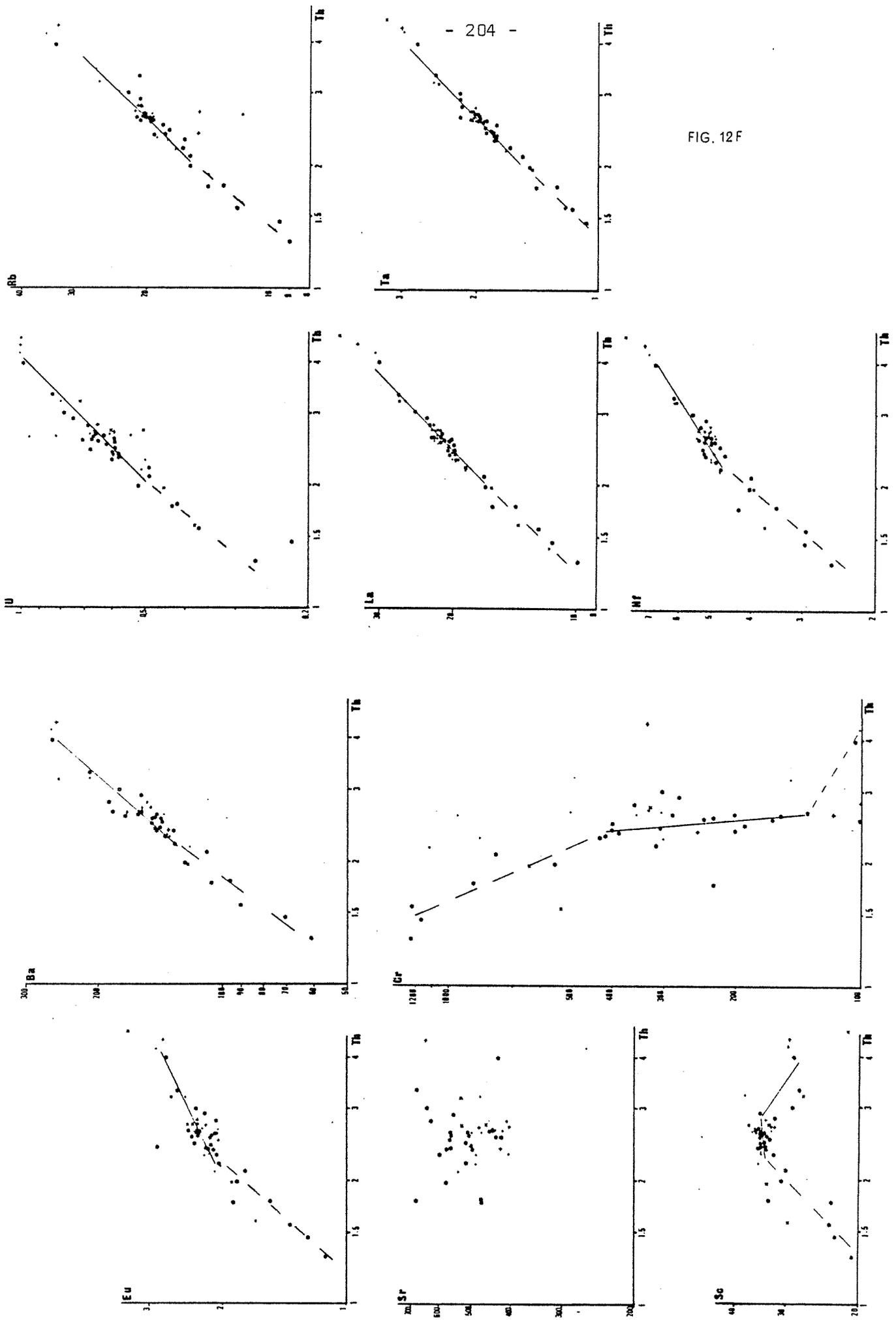
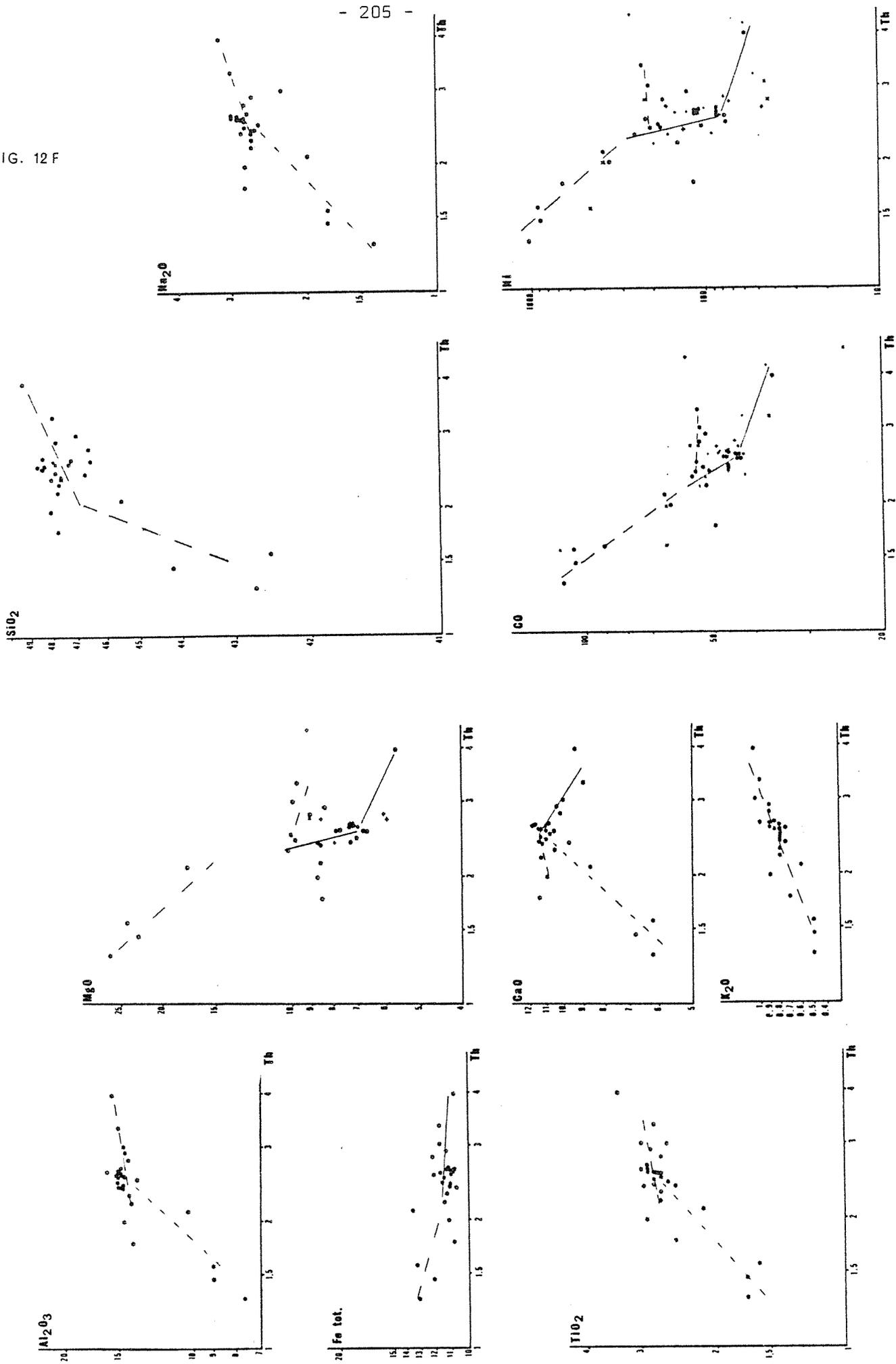


FIG. 12 F



Une seconde étape de cristallisation mal définie par manque d'échantillons s'individualise à partir de $Th = 2,80$ ppm. Elle se marque essentiellement par une augmentation des coefficients globaux de répartition du Ca et Sc et une importante diminution pour le Cr, Ni et Mg et dans une moindre mesure de Co.

Il apparaît donc que la cristallisation d'olivine et spinelle n'est plus prépondérante (baisse Cr, Ni et Mg). Par contre, l'augmentation notable des coefficients globaux de répartition pour Ca et Sc marque une cristallisation importante d'un clinopyroxène riche en Ca. La corrélation du Ca et du Sc nous fait préférer la cristallisation de ce minéral à celle d'un plagioclase calcique.

Le diagramme Cr-Th montre que pour certains échantillons une variation importante du chrome pour $2,6 < Th < 2,8$ (de 400 à 100). Pour ces échantillons, le fractionnement peut-être pris en relai par un clinopyroxène riche en Cr.

Remarquons également, dans les diagrammes Co-Th, Ni-Th et MgO-Th, s'individualise, pour Th 2,40 à 3,30, une lignée ayant des concentrations en Co, Ni et Mg plus élevées que celles auxquelles on pourrait s'attendre. Cette lignée supplémentaire est caractérisée par des coefficients globaux de répartition pour ces trois éléments, proches de 1. Cette évolution traduit pour ces échantillons la fin de la cristallisation prépondérante d'olivine et spinelle et donc l'apparition de nouvelles phases minérales.

Quoiqu'il en soit deux lignées évolutives parallèles apparaissent: l'une ayant un magma de départ caractérisé par $Th = 2,40$ ppm, $Ni = 200$ ppm, $Co = 55$ ppm et $Mgo = 10\%$ et l'autre dont le magma de départ a pour composition $Th = 2,80$ ppm, $Ni = 90$ ppm, $Co = 43$ ppm et $Mgo = 7\%$. Ces deux lignées ont des évolutions comparables.

Une telle distinction peut apparaître à la faveur d'un enrichissement en olivine (donc en Mgo, Ni et Co) de certains faciès. Cependant, l'état de pétrographie de ceux-ci ne fait pas apparaître ce caractère cumulatif. Aussi pouvons nous proposer l'hypothèse suivante: un magma évolue profondément par cristallisation fractionnée de spinelle et olivine puis après ascension dans un réservoir plus superficiel va évoluer différemment avec notamment une cristallisation moins importante -voire pas de cristallisation de spinelle et olivine et une cristallisation plus importante de clinopyroxène et plagioclase.

L'accession dans cette chambre plus superficielle peut se faire alors que le magma primitif est plus ou moins évolué. Ceci peut expliquer que la 2ème phase de cristallisation débute pour des compositions en Th, Ni, Co et Mg variables.

La présence de deux lignées parallèles caractérisant la 2ème phase de cristallisation reflète à notre avis la présence de deux niveaux d'évolution: l'un où se déroule la 1ère phase de cristallisation et l'autre où, à partir de magma plus ou moins évolués lors de la 1ère phase, se déroule la 2ème phase de cristallisation.

Notons que la lignée ayant les plus fortes teneurs en éléments de transition correspond à des laves émises par de grands cônes scoriacés ou à des laves caractérisées par des cristallisations cotectiques rapides (type à olivine squelettique). Elles impliquent une montée directe de magma depuis des zones profondes.

e) Comparaison avec la pétrographie

Nous ne reviendrons pas sur l'effet produit par l'accumulation, dans certains faciès (océanites), d'olivine et spinelle. Notons toutefois que ces deux phases minérales caractérisent bien la première étape de cristallisation.

Le mode de cristallisation déduit de l'étude géochimique se calque assez bien sur celui défini par l'observation pétrographique. Nous retrouvons en effet la cristallisation, dans un premier stade de l'association olivine-spinelle chromifère avec peut-être une faible quantité de clinopyroxène. Notons que pétrographiquement la présence de ce dernier, dans ce premier stade est rare.

L'accentuation de la cristallisation de clinopyroxène et la prépondérance moins marquée de l'olivine et du spinelle qui apparaît en géochimie se retrouve également au niveau pétrographique avec l'apparition des basaltes cotectiques. Ces faciès présentent également du plagioclase en quantité notable. De plus, la présence de niveaux gabbroïques traduit le fractionnement de cette phase. Ce phénomène apparaît peu dans les diagrammes des éléments en traces.

f) Estimation de la composition du liquide initial

Pour les échantillons que nous avons analysés (mésostases comprises), nous obtenons des valeurs minimales pour Th de 2,20 ppm (en ce qui concerne les laves exemptes de tout effet cumulatif).

Ceci nous conduit à penser que cette valeur de Th = 2,20 caractérise le magma parent de l'évolution Fournaisienne (où en est proche).

Les valeurs des autres éléments sont obtenues par simple lecture sur les diagrammes logarithmiques. Elles sont données par l'intersection du premier segment de la différenciation avec la valeur Th = 2,20.

Nous obtenons ainsi une idée de la composition du liquide parent de l'évolution Fournaisienne. Cette composition est malgré tout très imprécise à cause d'une part de l'erreur sur l'estimation de Th pour le liquide parent et d'autre part de l'erreur existant sur la position et la pente du premier segment de différenciation.

Nous obtenons les résultats suivants :

Th	U	Zr	Hf	Ta	Ba	Rb	Cr	Co	Ni	Sc	Zn	La
2,20	0,53	184	4,65	1,80	130	17	1000	56	300	33,5	197	18,2

Eu	Tb
2,08	0,82

ppm

%	Composition estimée d'après nos résultats	P.O.B. Ludden (1978)	Lave Chisny Kornprobst et Al. (1979)
SiO ₂	47,00	47,84	45,90
Al ₂ O ₃	13,90	13,52	13,70
Fe total	11,50	12,56	12,22
MgO	12,50	9,31	10,65
CaO	11,00	10,02	9,95
Na ₂ O	2,63	2,62	2,50
K ₂ O	0,75	0,80	0,85
TiO ₂	2,75	2,81	2,60

La composition éléments majeurs que nous obtenons diffère sensiblement de celles proposées jusqu'à maintenant et ceci notamment pour des éléments essentiels tels que MgO, CaO et Fe.

En fait, ceci traduit l'imprécision des déterminations effectuées dues au manque de mesures et à leur dispersion importante pour les éléments majeurs. En revanche, les valeurs obtenues pour les éléments traces paraissent mieux définies, la dispersion des mesures étant moins importante (excepté pour Cr).

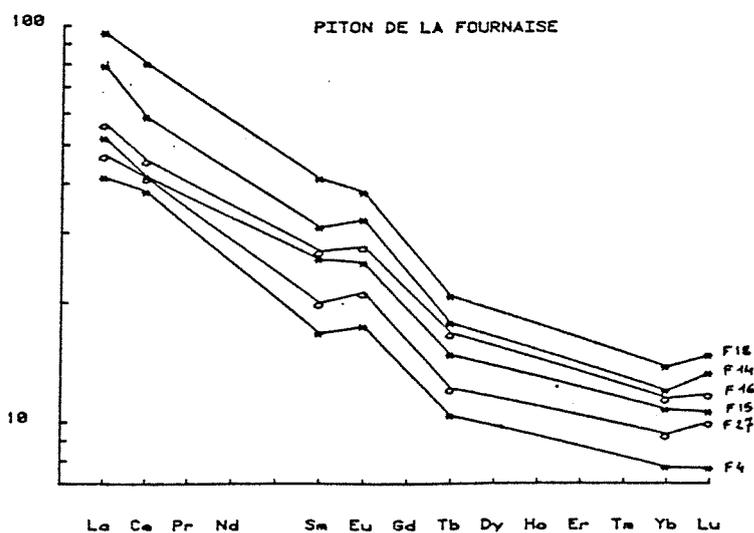


Figure 13F

Facteurs d'enrichissements
Terres Rares

g) Analyse des terres rares

	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
F4 Avril 77	12,8	30,0	3,1	1,24	0,52	1,56	0,26
F 14 80-30	24,6	46,2	5,73	2,30	0,89	2,43	0,45
F 15 1800	16,1	32,7	4,77	1,79	0,74	2,18	0,36
F 16 1708	17,5	36,0	5,0	1,97	0,84	2,33	0,40
F 27 1961	14,6	32,5	3,7	1,51	0,61	1,89	0,34
F 18 80-126	29,7	63,1	7,6	2,7	1,04	2,8	0,49

Tableau 5 F : Analyses représentatives de l'évolution des Terres rares.

L'analyse des terres rares a été effectuée sur tous nos échantillons roche totale. Les résultats présentés dans le tableau 5 F résument bien le domaine de variation des roches de la Fournaise. Ces résultats sont reportés dans la figure 13 F. En première approximation, nos résultats sont compatibles avec ceux obtenus par Ludden (1978).

Ils traduisent également une évolution comparable à celle obtenue pour les basaltes du Piton des Neiges par Zielinsky (1975) et Ludden (1978).

Le diagramme des facteurs d'enrichissement en terres rares par rapport à la moyenne des chondrites montre un enrichissement en terres rares légères (La, Ce) assez marqué, persistant sans variations notables tout au long de la série. Cet enrichissement est comparable à celui présenté par les basaltes à olivine d'Hawaii (Ludden, 1976).

L'échantillon le plus enrichi en terres rares est 80-124 (F 18) qui est une hawaïte, alors que l'océanite d'Avril 1977 (F₄) présente les plus faibles facteurs d'enrichissement. Le rôle joué par le fractionnement d'olivine apparait ici nettement. Ce minéral est pauvre en terres rares (coefficients de partage < 0,01 (Ludden, 1976, 1978)). Ceci implique que l'olivine ne produit pas d'effet marqué sur la distribution des terres rares (augmentation générale des terres rares durant une évolution provoquée essentiellement par fractionnement d'olivine).

Outre cette évolution générale, dans le détail, tous les échantillons présentent une légère anomalie positive en Eu, anomalie qui a tendance à s'estomper au cours de l'évolution. Un enrichissement en Eu est classiquement attribué à une phase plagioclasique légèrement cumulative (les coefficients de répartition minéraux/liquide pour ce minéral étant fréquemment les plus élevés parmi les minéraux des basaltes mais variant en fonction du % An du plagioclase).

L'étude pétrographique des échantillons analysés nous montre que seul l'échantillon F18 (80-124) peut-être légèrement cumulatif en plagioclase. Par contre, en ce qui concerne l'échantillon F4 (Océanite d'Avril 1977), le plagioclase n'apparaît pas dans la roche.

De plus, pour les phénocristaux de plagioclase analysés, les coefficients de répartition sont relativement bas (ce qui traduit la richesse du plagioclase en composant An). L'observation des résultats d'analyse montre que l'Europium se trouve essentiellement dans la mésostase.

Cette anomalie positive en Europium qui, dans les analyses de Ludder n'apparaissait que pour deux échantillons seulement, peut refléter un enrichissement relatif en constituant plagioclase riche en Ab (et donc en Eu) non exprimé, dans la mésostase. Cet enrichissement peut être provoqué par la non-apparition de cette phase minérale dans le premier stade d'évolution. Par la suite, le plagioclase apparaît et devient de plus en plus riche en constituant Ab (et donc en Eu). Le fractionnement de cette phase tend alors à estomper l'anomalie.

h) Problème de l'Uranium dans l'olivine et le plagioclase

Nous avons obtenu pour ces deux phases minérales (mais surtout dans l'olivine) des teneurs anormales en U (ex. : 28,3 ppm dans l'olivine 1931 ou 10,6 ppm dans celle de 1972 ph 13). Nous obtenons donc pour cet élément (dans certains échantillons seulement) des coefficients de répartition minéraux/liquide très élevés, anormaux pour un élément hygromagmaphile (tableau 3 F). De plus, toute erreur due à un mauvais dosage ou à une pollution extérieure semble écartée.

Pour l'olivine 1931, l'enrichissement en U est accompagné d'un enrichissement (moins marqué) en Cs, Rb et Sb, c'est-à-dire en éléments volatils. L'hypothèse d'une cristallisation de ces olivines alors que la phase gazeuse était destabilisée et du piégeage des éléments volatils dans les cristaux de péridot est envisagée (M. Treuil comm. pers.).

Le dosage de l'Uranium peut nous amener à distinguer deux types d'olivine voire même deux types d'océanites.

Ce problème est en cours d'étude.

4°) CONCLUSIONS - RELATIONS PETROGRAPHIE / GEOCHIMIE

L'étude pétrographique des laves du Piton de la Fournaise actuel nous a conduit à distinguer deux types de laves différents par leur composition phénocrystalline.

D'un point de vue géochimique, ils semblent correspondre à deux stades évolutifs caractérisés :

- Le premier par le fractionnement d'olivine, spinelle et éventuellement, dans une faible proportion clinopyroxène.
- Le deuxième par le fractionnement d'olivine, clinopyroxène et plagioclase.

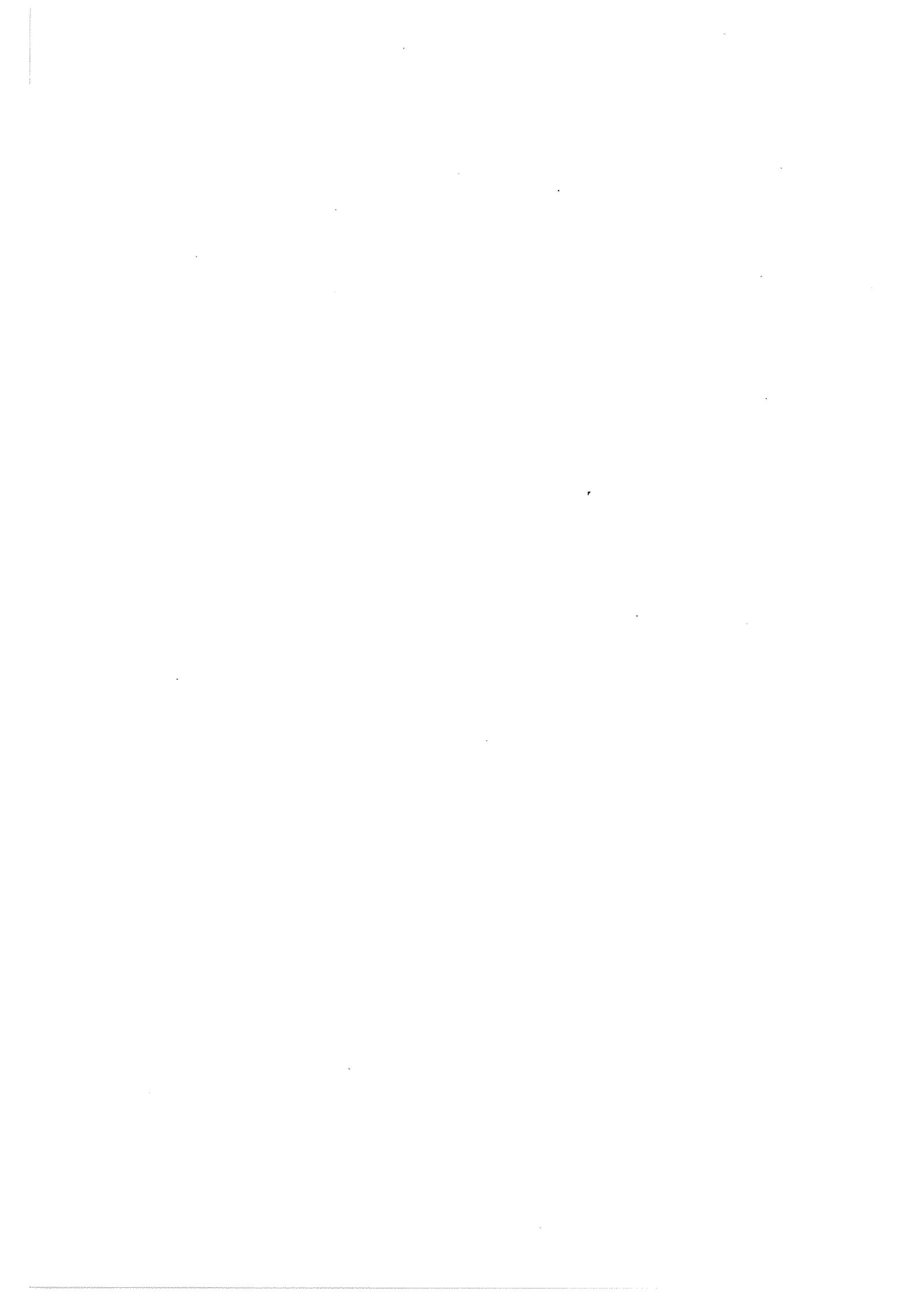
Le premier stade d'évolution correspond aux basaltes à olivine caractérisés par un assemblage phénocrystallin à olivine, spinelle et rarement clinopyroxène. L'accumulation par sédimentation gravitative de ces phases conduit aux océanites et par delà à des cumulats grenus d'olivine + spinelle et d'olivine + spinelle + clinopyroxène ; l'ordre de cristallisation étant : spinelle, olivine, clinopyroxène.

En géochimie ce premier stade d'évolution se marque essentiellement par de fortes diminutions de Mg, Ni, Cr, Co et Fe quelque soit l'indice de différenciation considéré. Une évolution par fractionnement d'olivine se marque nettement dans les diagrammes triangulaires où apparaît cette phase.

Le deuxième stade d'évolution correspond aux basaltes cotectiques caractérisés par des phénocristaux et microphénocristaux d'olivine, clinopyroxène et plagioclase. Le fractionnement de ces trois phases minérales se traduit par la formation de cumulats gabbroïques. L'ordre de cristallisation est olivine, plagioclase, clinopyroxène. Ces trois phases apparaissent certainement dans un petit intervalle de température si l'on en juge par le développement des microphénocristaux dans les laves aphyriques et dans celles caractérisées par des olivines squeletiques, ou encore par la présence de cristallisations à tendance ophitique de plagioclase et clinopyroxène et même parfois d'olivine et plagioclase.

D'un point de vue géochimique ce deuxième stade se traduit par une diminution moins importante des éléments de transition et par une augmentation moins marquée (voire même par une diminution) de SiO_2 et Al_2O_3 d'une part (plagioclase), de CaO, TiO_2 et Sc d'autre part (clinopyroxène). Ceci se traduit, pour certains faciès par une évolution vers le champ des Tholéiites à olivine.

La présence dans les diagrammes éléments de transition/Th de deux lignées correspondant au deuxième stade d'évolution, séparées et ayant des compositions de départ plus ou moins évoluées (à la suite du premier stade), ainsi qu'un déplacement dans les diagrammes triangulaires, de la ligne cotectique oliv. + plg. + Cpx + liq., nous conduit à envisager la possibilité de l'existence de plusieurs niveaux d'évolution. Ce point reste toutefois à préciser. L'un d'entre eux, très superficiel, concernant de faibles volumes, semble être à l'origine de l'évolution des laves alimentant les éruptions sub-terminales et certaines éruptions latérales de l'Enclos et à l'origine de la formation de complexes gabbroïques superficiels. Rappelons que la présence d'un réservoir magmatique de faible profondeur a été envisagée à la suite de l'étude structurale.



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'analyse structurale du massif de la Fournaise nous a permis de différencier quatre phases de construction séparées par l'effondrement de trois calderas emboîtées, de taille de plus en plus réduite.

La quatrième de ces phases (phase actuelle) débute à la suite de la formation de la première unité d'une caldera polylobée (Enclos), caractérisée par l'effondrement de plusieurs blocs successifs et dont l'activité se marque encore, de nos jours, par la subsidence de la Plaine des Osmondes.

L'activité éruptive actuelle se développe à l'intérieur et à l'extérieur de cette caldera, suivant un système de fractures radiales se regroupant en plusieurs axes de faiblesse dont nous pouvons distinguer deux types :

- Le "rift" Nord-Ouest : Cette structure, active depuis la naissance de la Fournaise, est le prolongement vers le S.E. du rift N 120° du Piton des Neiges (L. Chevallier, 1979) et constitue l'ossature de l'île de la Réunion. L'activité selon ce rift est actuellement localisée aux abords de l'Enclos. Elle se traduit par l'émission d'un magma sub-aphyrique d'origine profonde (olivine + liq.) très riche en gaz conduisant à la formation de grands cônes scoriacés. Nous avons distingué, lié à cette structure, un deuxième type d'éruptions caractérisé par un dégazage modéré et l'émission de basaltes cotectiques pour lesquels les phénocristaux sont issus d'une cristallisation rapide. Ce deuxième type d'éruption peut faire suite au premier cité pour un même appareil ou se développe isolément. D'un point de vue pétrologique, les laves aphyriques et basaltes à olivine (Grand cônes scoriacés et leurs coulées) ont des chimismes proches de celui du liquide primaire fournaisien. Par contre, il semble que les laves émises par le deuxième type d'éruptions résultent d'une évolution par fractionnement d'olivine, cpx et plagioclase, directement à partir de basalte aphyrique tel celui du Chisny. Les éruptions du "rift" NW sont caractérisées par une montée directe du magma depuis les zones de génération traduisant ainsi l'enracinement profond de cette structure.
- Le deuxième type d'axe de faiblesse se développe de façon beaucoup plus superficiel et peut être mis en relation avec des réservoirs intermédiaires. Il est caractérisé par des éruptions latérales, pauvres en gaz, alimentées depuis la région centrale du volcan. Contrairement au "rift" NW, l'individualisation de ces zones de faiblesse résulte de la répartition des contraintes au sein du massif. En ce sens, le Piton des Neiges joue un rôle essentiel en créant un effet d'édifice modifiant la répartition des contraintes gravitationnelles. Il en résulte l'individualisation d'un axe de faiblesse majeur disposé en arc de cercle depuis la Pointe de la Table au Sud, jusqu'à la région de Sainte-Rose au Nord, et passant au niveau du Dolomieu. Le fonctionnement de cet axe de faiblesse provoque une instabilité du flanc Est du volcan (non bloqué par le Piton des Neiges) se traduisant par la formation de loupes de glissements vers la mer.

L'activité suivant cet axe de faiblesse étant beaucoup plus marquée dans la zone centrale que dans les prolongements NE et SE hors Enclos, il s'ensuit un déplacement plus important du flanc, au centre. Ceci induit la formation de remparts parallèles à l'axe du glissement. Nous avons également vu que l'effondrement du bloc de la Plaine des Osmondes, lié au fonctionnement d'un réservoir magmatique intermédiaire, pouvait être à l'origine de l'apparition d'une zone de faiblesse de moindre importance parallèle à son rebord Sud.

Si l'essentiel des structures d'alimentation se dispose suivant un système radial, nous avons pu également relever l'existence d'un système de "cône-fracture" et "cone-sheets" limité aux abords immédiats du cratère Dolomieu. Ceci traduit la présence d'un réservoir sommital superficiel de petite taille. A ce dernier, sont dues la majeure partie des injections de dykes radiaux du cône terminal. Ce réservoir est caractérisé par de faibles pressions et des températures plus basses (génération de basaltes cotectiques et formation de cumulats gabbroïques). Il joue, pour le cône terminal, le rôle d'un conduit central.

Les laves émises par des éruptions contrôlées par ces structures sont caractérisées par une première évolution, à partir du magma primitif fournaisien, par cristallisation fractionnée d'olivine et spinelle chromifère (+ Clinopyroxène ?) puis, pour certaines d'entre elles, par une évolution par cristallisation fractionnée d'olivine, plagioclase et clinopyroxène (P et T plus faibles). Cette dernière phase d'évolution peut se dérouler, entre autres, dans le réservoir sommital du volcan.

Le fonctionnement de ce réservoir sommital (gonflements résultant d'un apport de magma) se traduisant par un système de fractures coniques limitant un bloc central effondré, met en valeur un mode de formation de calderas en contexte basaltique déjà défini en d'autres lieux (Vincent, 1960). Si le mécanisme, reconnu pour cette structure limitée, se retrouve pour des structures plus importantes, le gonflement de réservoirs de grande taille situés plus profondément peut conduire à une dilatation en surface engendrant l'effondrement de blocs caldériques de plus grande taille tel celui de la Plaine des Osmondes.

L'édification du massif de la Fournaise qui a débuté il y a près de 400 000 ans comporte donc quatre phases successives.

La construction du bouclier primitif de la Fournaise devait être essentiellement contrôlée par le fonctionnement du rift NW-SE. Au sein même de ce rift se sont individualisés des réservoirs magmatiques permettant l'évolution des laves sous de faibles pressions (basaltes cotectiques (Ludden, 1976)) et à partir desquels se développait une fracturation radiale. La position de deux de ces réservoirs est proposée : l'un se situait à l'aplomb de l'Ilet (Fond de la Rivière de l'Est) et le second approximativement à l'aplomb de l'actuel cône terminal. C'est ce dernier qui, durant les phases ultérieures, prendra de l'importance pour devenir la structure majeure de la Fournaise.

Les phases II, III et IV sont essentiellement sous l'influence d'une alimentation par des fractures radiales développées à partir d'un réservoir localisé aux alentours du cône terminal actuel. Simultanément, nous observons une réduction de la longueur active du "rift" NW et une diminution de son importance. L'évolution de l'activité selon cette structure devra être précisée par datations.

Un système d'alimentation comparable au système actuel apparaît dès la phase III, avec l'individualisation des zones de faiblesse SE et NE et de l'axe Ramond-Baril. C'est également à partir de cette époque (fonctionnement des axes de faiblesse SE et NE) que débute la migration de l'activité sommitale vers l'Est.

Selon notre hypothèse, les points importants de l'évolution du système d'alimentation de la Fournaise au cours de son édification sont :

- Développement du volcan selon un rift d'orientation NW-SE qui perd peu à peu de son importance alors que se développe une structure plus centrée correspondant au centre volcanique SE.
- A partir de réservoirs intermédiaires se développe une fracturation radiale dans laquelle, du fait de la répartition des contraintes dans l'édifice volcanique, s'individualisent des axes plus faibles regroupant un maximum de fractures.
- Le fonctionnement depuis la phase I du centre volcanique actuel, sans variation importante de sa position.

Les deux premières calderas dont nous avons en partie reconnu les limites présentent des formes polylobées à l'image de l'Enclos. Nous avons pu remarquer que les calderas successives avaient des diamètres de plus en plus réduits. De même, l'intervalle de temps séparant deux calderas successives diminue. Nous pouvons y voir les marques d'une migration vers le haut d'un réservoir magmatique profond et d'une diminution de sa taille.

Nous avons pu estimer que la formation de la Plaine des Palmistes datait d'il y a 70 000 ans environ mais son origine n'est pas clairement établie ; elle peut résulter du fonctionnement du "rift" NW mais aussi du fonctionnement simultané du Piton des Neiges et de la Fournaise.

Rappelons enfin que récemment le Piton de la Fournaise fut le siège de phases d'activité explosive d'origine phréatique ou phréatomagmatique. Nous avons noté que le volcan a connu de telles phases durant la période historique alors qu'il se trouvait en régime d'activité persistante ou quasi-persistante. Mais l'existence à l'extérieur de l'Enclos d'importantes formations cendreuses nous a permis de définir un type d'éruption phréatique beaucoup plus violente. Ces dépôts dont la mise en place résulte de retombées aériennes et de déferlantes basales sont caractérisés par un matériel cendré dominant, d'aspect fréquemment boueux, renfermant de nombreux fragments gabbroïques. Nous pensons qu'une telle éruption explosive génétiquement liée à des niveaux plus profonds que les phases explosives historiques peut, à la manière de celle de 1968 à Fernandina (Galapagos), provoquer l'effondrement d'un bloc caldérique.

ANNEXE 1

L'ERUPTION DU MOIS DE FEVRIER 1981

ENSEIGNEMENTS DYNAMIQUES ET STRUCTURAUX

Mission effectuée dans le cadre du P.I.R.P.S.E.V.

L'éruption qui débutait le 3 Février 1981 mettait fin à une période de 17 mois de repos. En fait, les deux phases éruptives de 1979 (28 et 29 Mai, 13 et 14 Juillet) furent très brèves et peu de produits ont été émis. Aussi, peut-on considérer que le Piton de la Fournaise n'avait pas eu d'éruption importante depuis celle de Novembre 1977, soit depuis plus de trois ans.

La première phase de l'éruption de 1981 a donc débuté le 3 Février à 20 heures 30, dans la caldéra du volcan, au niveau de son cône terminal.

Il est intéressant de noter que cette éruption est la première depuis l'installation de l'Observatoire Volcanologique de la Réunion. Les réseaux de sismologie et de géodésie ont permis d'enregistrer et de suivre les signes prémonitoires de l'éruption (Blum et Al, 1981).

Déroulement de l'éruption (1) :

Cette éruption fut marquée par l'ouverture d'un système de fissures émettrices ou stériles partant du cratère Bory, suivant le rebord Ouest-Nord-Ouest du cratère Dolomieu et se poursuivant, sur le flanc Nord du cône terminal jusqu'à 2 450 m d'altitude, par un système de fractures, orienté globalement Nord 10°. Dès le début de l'éruption, sans qu'il soit possible d'en préciser exactement la chronologie, plusieurs fissures ont fonctionné dans la région sommitale du volcan.

Dans le cratère Bory, trois fissures de direction Nord 170°, de 10 à 15 m de longueur moyenne se sont ouvertes et ont émis des projections ainsi qu'une coulée. Sur les fissures Nord et Sud se sont construits des spatters-remparts de faible hauteur (2 m environ) alors que sur la fissure médiane se construisait un spatter-cône d'environ 4 m de hauteur. La coulée s'est répandue dans la partie Ouest du Bory sur environ 5 000 m² et possède une épaisseur de 1 m à 1 m 50.



Ces trois fissures sont en fait échelonnées suivant une fracture courbe, concentrique au cratère Dolomieu. Sont associées à cette fracture courbe, des fractures moins importantes, stériles et concentriques au cratère Dolomieu. Ces fractures s'observent très bien sur la coulée de Juillet 1979.

Donc, comme lors de l'éruption de Juillet 1979, le cratère Bory a été affecté par une distension Est-Ouest qui s'est traduite par l'ouverture de nombreuses fractures, pour la plupart stériles.

Mais de plus, quelques jours après la fin des manifestations dans le cratère Bory, le personnel de l'observatoire s'est aperçu que l'extensomètre placé sur une fracture à l'Est de la fissure émettrice était "plié" et donc que cette fracture s'était, à un moment de l'éruption, légèrement refermée (plus de 2 cm). La mesure de trois repères placés près de l'extensomètre, dans la partie Est du Bory, a également montré un resserrement des lèvres des fractures sur lesquelles ils étaient placés, alors que ceux de la partie Ouest montraient un écartement.

Tout montre combien l'aspect tectonique d'une éruption de ce type est complexe. Il est important de surveiller de nombreuses fractures et de plus, le fait d'avoir un enregistrement permanent des variations d'écartement de ces fractures apporterait beaucoup dans la connaissance de la cinématique des éruptions et dans la prévision de celles-ci.

Dans le cratère Dolomieu : De la même manière qu'en Juillet 1979, une fissure s'est ouverte dans le tiers supérieur de la paroi Nord-Ouest de ce cratère (partie anciennement nommée Enclos Velain). Cette fissure, verticale, est parallèle au rebord du Dolomieu. Sa longueur est d'une centaine de mètres. De cette fissure est sortie une coulée de 250 m de long et 80 m de large, d'épaisseur faible (environ 1 m) qui s'est épanchée dans l'Enclos Velain.

Cette fissure se prolonge sur le bord extérieur du Dolomieu sur environ 300 m de long. Une petite coulée s'est également échappée ; son volume est négligeable. Cette fissure, comme on peut en juger sur le rebord du cratère a émis très peu de projections.

Ce système est accompagné par de très nombreuses fractures ouvertes, stériles, situées sur le flanc Nord du cratère Bory. Ces fractures sont en fait sub-parallèles au rebord Ouest-Nord-Ouest du cratère Dolomieu (Voir page 17). Leur écartement varie de quelques centimètres à plus de 50 cm . On ne note pas de rejet vertical significatif sur ces fractures. Elles ont seulement émis des gaz pendant environ 5 jours.

Toutes les fractures décrites précédemment font partie d'un système concentrique au Dolomieu. De ce système, on passe à un système de fractures radiales d'orientation globale Nord 10° sur le flanc Nord du Dolomieu. Ce passage s'effectue par l'intermédiaire de 6 fissures en échelons orientées de Nord 70° pour les fissures les plus sommitales à Nord 10° pour les plus basses, donc suivant une direction radiale par rapport au Dolomieu. Ces différentes fissures sont jalonnées de spatters-remparts de 3 à 4 m de haut et ont donné de petites coulées d'une centaine de mètres de long.

Dès 21 heures 30, le 3 Février, l'activité se concentrait sur la fissure la plus basse (2 450 m d'altitude) alors que toute manifestation devait stopper vers 23 heures sur les autres fissures à l'exception toutefois de celles du Bory où l'émission de laves devait se poursuivre jusqu'à 3 heures du matin, le 4 Février.

Ce 4 Février au matin, deux cônes d'environ 10 m de hauteur s'étaient formés à l'aplomb du point de sortie alors qu'un soufflard était ouvert dans le flanc Sud du cône amont. Ces deux cônes se sont d'ailleurs réunis pour n'en faire qu'un seul en fin de journée. L'activité devait rester concentrée en ce point durant toute l'éruption. Ce cratère est nommé "Cratère Julien".

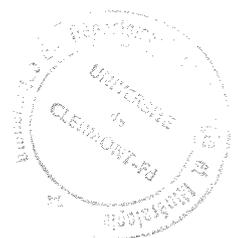
Les premiers jours de l'éruption furent caractérisés par une activité explosive soutenue avec des fontaines de laves intermittentes de 70 m de haut et un volume important de projections, ce qui a contribué à une construction rapide du cône de scories soudées (25 m dès le 8 Février). Durant cette période le cône était égoutté vers l'aval et il s'était formé, au débouché du cône, d'importants chenaux suspendus (environ 4 m de long) qui alimentaient toute la coulée. Dans ces chenaux, la lave bien canalisée pouvait atteindre des vitesses importantes (plus de 4 m/s). La coulée était de type "aa".

Fréquemment, de gros panneaux (parfois plus de 2 m³) arrachés aux parois du cône étaient roulés dans le chenal et venaient l'obstruer provoquant ainsi des débordements latéraux. La coulée pouvait alors faire une brèche dans ses propres levées. Ce processus de débordement ainsi que l'orientation des chenaux principaux soit vers le Nord-Est soit vers le Nord contribuait à l'étalement et l'épaississement du champ de lave dès la sortie du cône. Ce fait est très fréquent au Piton de la Fournaise où l'on peut observer de très nombreux exemples de coulées très étalées, dès la sortie du cône (Novembre 1977, 1966, 1965, 1961, etc.).

Tout comme l'activité explosive, l'activité effusive fut très importante dès le début de l'éruption. Dès les premiers jours (du 3 au 7) les limites actuelles du champ de lave étaient pratiquement atteintes. Le 10 Février nous avons pu estimer le volume de lave émis à 3 000 000 de m³ soit les 2/3 du volume total.

La progression du front des coulées se faisait soit par chevauchement d'une unité déjà refroidie par une nouvelle venue (l'avancée du front se fait par glissement de la masse fondue et également par éboulement sur le devant de la coulée), soit par remise en mouvement de coulées "arrêtées" mais encore suffisamment chaudes, grâce à un nouvel apport de lave.

Le 8 Février, une baisse de l'activité explosive ainsi que de l'alimentation de la coulée, a permis au cône de se refermer. Des paquets de lave volumineux étaient projetés à faible hauteur et retombaient aux abords immédiats du cône. Ceci a permis la construction d'une partie sommitale cylindrique (en tuyau de poêle).



A partir du 9 Février, l'activité fut moins importante. L'alimentation des coulées se faisait par l'intermédiaire de tunnels pouvant atteindre 200 m de long. A la base du cône, le chenal Nord-Est s'est vidé alors que le chenal Nord s'est recouvert et a formé une intumescence d'où partait le réseau des tunnels. Par deux fois, le 10 et le 12 Février, cette intumescence s'est gonflée et fracturée tout en émettant d'importants gaz soufrés. La voûte de l'intumescence s'est effondrée et des projections ont été émises par cette ouverture située à la base aval du cône. Dans le même moment d'importantes coulées sortaient de la base même de l'intumescence. Ce phénomène a duré quelques minutes le 10 et plus d'un quart d'heure le 12 Février.

La baisse d'activité perçue au niveau des coulées, était également ressentie au niveau du cône où les explosions se faisaient moins fortes et surtout beaucoup plus espacées. De longues périodes de calme relatif, caractérisées par des projections peu importantes en volume et en hauteur, étaient séparées par des périodes d'activité plus soutenue durant lesquelles les projections, d'un volume beaucoup plus important s'étalaient largement sur le cône et ses abords immédiats. Ces "reprises" d'activité correspondaient manifestement à une remontée du niveau du magma dans le cône. Généralement, elles débutaient le soir entre 18 et 20 heures pour se prolonger dans la nuit. Ce type d'activité rythmique a été la règle du 9 au 15 Février. Durant les premiers jours de cette période, l'activité soutenue se prolongeait jusque vers 5 heures du matin, mais la longueur de ces périodes se réduisait au fur et à mesure des nuits, pour ne durer que 3 ou 4 heures dans les derniers jours.

Il est certain que cette reprise d'activité se produisant le soir, on pourrait penser qu'elle n'était que fictive et due seulement à une meilleure perception visuelle des phénomènes. Nous pensons qu'il n'en est rien. Les projections, dont le volume était manifestement beaucoup plus important, retombaient sur une surface beaucoup plus vaste que durant les périodes de calme au cours desquelles, on pouvait atteindre sans risque, la base du cône alors que c'était totalement impossible durant les périodes d'activité plus soutenue. De plus, ces dernières se terminaient dans la nuit et non pas au lever du jour. De tels phénomènes ont également été observés sur d'autres volcans et notamment sur l'Etna (G. Kieffer, com. pers.) sans toutefois recevoir d'explications satisfaisantes.

Simultanément à ces phases paroxysmales, on notait une recrudescence de l'activité effusive.

Le 13 Février, entre 15 et 17 heures, un dégazage puissant sous la forme de souffles espacés de 5 à 8 secondes et accompagnés de fortes détonations et de tremblements du sol, se produisit. Ce même jour sont apparues de nouvelles fumerolles (essentiellement vapeur d'eau) sur le flanc amont du cratère ainsi qu'au niveau de la fissure en amont alors que celui-ci émettait un important panache de vapeur d'eau. Cet état devait se maintenir jusqu'au 16 Février date où se produisit un phénomène important.

Vers 6 heures du matin, le flanc amont du cratère se gonfla à plusieurs reprises puis s'effondra. Les explosions débutèrent alors projetant blocs, cendres et paquets de lave. Le mauvais temps ne permit pas de suivre correctement cette phase. Il s'était formé un nuage gris très ténu. Les projections de blocs et de lave ne montaient pas très haut. Plus tard, dans la journée, il fut plus facile d'observer ce qui se passait. Les explosions avaient ouvert une bouche d'environ 3 mètres de diamètre. Les produits émis recouvraient, en amont du cône une aire d'environ 400 m² pour les blocs et bombes et d'environ 3 000 m² pour les cendres qui s'étaient essentiellement déposées sur quelques mm d'épaisseur, au Sud-Ouest du cratère. Ces cendres sont des cendres fines, de teinte noire, très riches en éléments vitreux. Parmi les blocs, il y avait deux types de produits :

- Des blocs arrachés au cône et constitués d'un assemblage de paquets de lave scoriacée ; leur taille variait de quelques centimètres cubes à 3 décimètres cubes environ.
- Des bombes en "chou-fleur" de taille diverse allant de quelques cm à 30 ou 40 cm de diamètre. Les bombes de petite taille furent très nombreuses. Ces bombes constituaient la plus grande partie du dépôt formé par cette phase (environ 70 %). Les explosions avec projections de bombes et cendres se poursuivirent jusque dans l'après-midi.

Durant toute cette phase, le cratère principal fut le siège d'un important dégazage accompagné d'explosions. Aux environs de 16 h, la bouche reprit une activité normale en projetant des bombes en rubans. On pouvait alors voir, par la bouche, le niveau très élevé de la lave dans le cône. Il semblait alors possible que la lave puisse s'écouler par cette bouche provoquant ainsi l'éguelement du cône vers l'amont.

A la fin de la phase explosive, la bouche avait un diamètre d'environ 6 m et possédait une forme de cône renversé ; son ouverture à la base faisait 70 cm de long sur 30 de large. Par la suite, elle n'émettait que de très rares projections ; il en sortait essentiellement des bouffées de gaz sous pression qui provoquaient des vibrations du sol avoisinant. Ce même jour entre 18 et 20 h, les explosions reprirent de la puissance projetant un jet de lambeaux de lave oblique à plus de 100 m de hauteur. Les projections retombaient jusqu'à 70 m en arrière du cône. Chaque explosion était précédée d'importantes vibrations du sol en arrière du cratère. Un important panache de fumée blanche sortit du cratère pendant encore deux ou trois jours puis l'activité déclina considérablement après le 20 Février où seulement quelques bouffées de gaz sortaient du cône.

En ce qui concerne l'activité effusive, nous avons vu que le début de l'éruption fut caractérisée par l'émission d'importantes coulées de type "aa" soit directement par le cratère, soit après avoir cheminé dans des tunnels. A partir du 11 Février, les coulées furent de type "pahoehoe". Elles s'échappaient au débouché de tunnels soit à l'aval de l'intumescence soit beaucoup plus bas (vers 2 300 à 2 350 m d'alt.). Il s'agissait toujours de petites langues de lave très homogènes (sans boules, ni blocs), canalisées dans des chenaux de quelques mètres de large. Durant les premiers jours de la deuxième décade de Février, ces coulées atteignaient plus d'un kilomètre de longueur sans toutefois dépasser de beaucoup les limites du champ de lave. Les fronts de ces coulées avançaient à la vitesse de 60 à 70 m/h grâce à des venues successives qui se chevauchaient.



A partir du 17 Février, les coulées furent moins importantes. Il s'agissait simplement de petites langues de 1 à 2 m de large, longues d'une centaine de mètres. On peut noter cependant que le 20 Février au matin, après plusieurs gonflements, une fracture s'ouvrait au pied du cratère et laissait échapper un flot de lave pahoehoe sur une largeur de près de cent mètres.

Du 23 au 25 Février, l'activité était très faible ; elle se réduisait à quelques coulées sporadiques d'environ 50 mètres de long et à un dégazage très faible. Cette éruption s'est terminée le 25 Février, après 22 jours d'activité.

Dépôts fumerolliens :

Outre les dépôts soufrés sur le cratère lui-même, les coulées de type "aa" étaient très fréquemment recouvertes par un dépôt blanc, d'origine fumerollienne. L'analyse de ce dépôt par diffractométrie X, nous a permis de découvrir qu'il s'agissait de gypse. Ce minéral a déjà été mentionné au Piton de la Fournaise par Lacroix (1936) et par Nativel (1978). Il se présente sous la forme d'agrégats de cristaux aciculaires de petite taille, de couleur blanche. D'après Nativel (1978), "les sublimés proviennent de la phase gazeuse encore disponible après l'émission du magma". Leur formation résulterait de réactions entre des "solutions pneumatolitiques acides, riches en S et Cl et des phases liquides et solides, entraînant ainsi une certaine proportion d'éléments magmatiques : Al, Mg, Ca, Na, K". La nature des sublimés est semble-t-il conditionnée par la variation de la température des gaz et de PO_2 au voisinage des événements ; les sulfates hydratés comme le gypse, étant favorisés par les températures intermédiaires (900° à 300 °C) (Nativel, 1978).

Conclusion :

Cette éruption a donc vu l'émission de coulée de type "aa" et de coulées de type "pahoehoe". Elles ont recouvert une surface d'environ 500 000 m². L'épaisseur du champ de lave, au pied du cône, était très importante (certainement plus de 15 m). A l'extrémité des coulées, au niveau de la plateforme, leur épaisseur variait de 2 à 5 m. Nous avons pu estimer le volume total de lave émis à environ 4 500 000 m³ dont les deux-tiers dans les six premiers jours de l'éruption. Le volume du cône avant le 16 Février était d'environ 40 000 m³. Ce volume a peu varié par la suite, si l'on excepte la partie du cône emportée par la phase explosive du 16.

L'éruption fut intéressante à différents points de vue. Son "style" structural s'intègre très bien dans le contexte du Piton de la Fournaise. Cette éruption révèle différents aspects importants pour la compréhension de la structure du cône terminal de la Fournaise. Tout d'abord, il faut rappeler que les fissures ouvertes se calquent parfaitement sur celles de l'éruption "avortée" de Juillet 1979 (Bachelery, 1980).

Sur le pourtour Ouest et Nord-Ouest du cratère Dolomieu, les fractures ouvertes lors de ces deux dernières éruptions déterminent une ligne de faiblesse qui existe en fait depuis, au moins, 1953. La région sommitale au Sud et au Nord du cratère Bory apparaît très fracturée et il est fort probable que tôt ou tard, ces fractures serviront de guide à un agrandissement, par effondrement, du cratère Dolomieu, au dépend de la moitié Est du cratère Bory.

L'éruption de Juillet 1979, durant laquelle un grand nombre de fissures de ce type se sont ouvertes, avait permis de voir que la distension Est-Ouest dont le cratère Bory avait alors été l'objet ne devait rien à un appel au vide vers le Dolomieu ; certaines fractures possédaient un rejet avec regard vers l'Ouest. Cette distension provenant plus vraisemblablement d'un gonflement de la région sommitale, accompagné de l'injection de "cone-sheets".

L'éruption de Février 1981 a montré que, si des fractures se sont ouvertes dans la partie Ouest du Bory, en revanche, il y avait eu un resserrement dans la partie Est. Ce resserrement peut être dû à un déplacement des blocs instables situés dans la zone de fractures en bordure du Dolomieu.

Ceci montre que la ligne de fracturation passant par le cratère Bory est actuellement une direction privilégiée servant de guide aux injections de magma sous la forme de "cone-sheets".

Les points de sortie les plus importants se plaçaient, durant cette éruption, suivant des fissures orientées Nord 10°, sur le flanc Nord. Ceci n'est pas surprenant ; ces fissures se placent suivant la zone de faiblesse du flanc Nord du Piton de la Fournaise qui "relie" le cratère Dolomieu au Nez Coupé de Sainte Rose (Nord 10° environ).

Cette éruption, comme celle de Juillet 1979, a clairement montré que cone-sheet et dykes radiaux peuvent se former simultanément et résulte d'un processus identique (gonflements de l'édifice volcanique et distension sommitale).

Nous avons pu voir également qu'en fait, toute l'éruption s'est déroulée sur un point de sortie unique. L'épisode sommital fut de très courte durée (7 heures au maximum). La stabilité remarquable du point de sortie et son altitude élevée permettent de comparer cette éruption à des éruptions du type de celles de Novembre 1975, Mai 1973, ou encore Mai 1964 ; c'est-à-dire à des éruptions de type terminal.

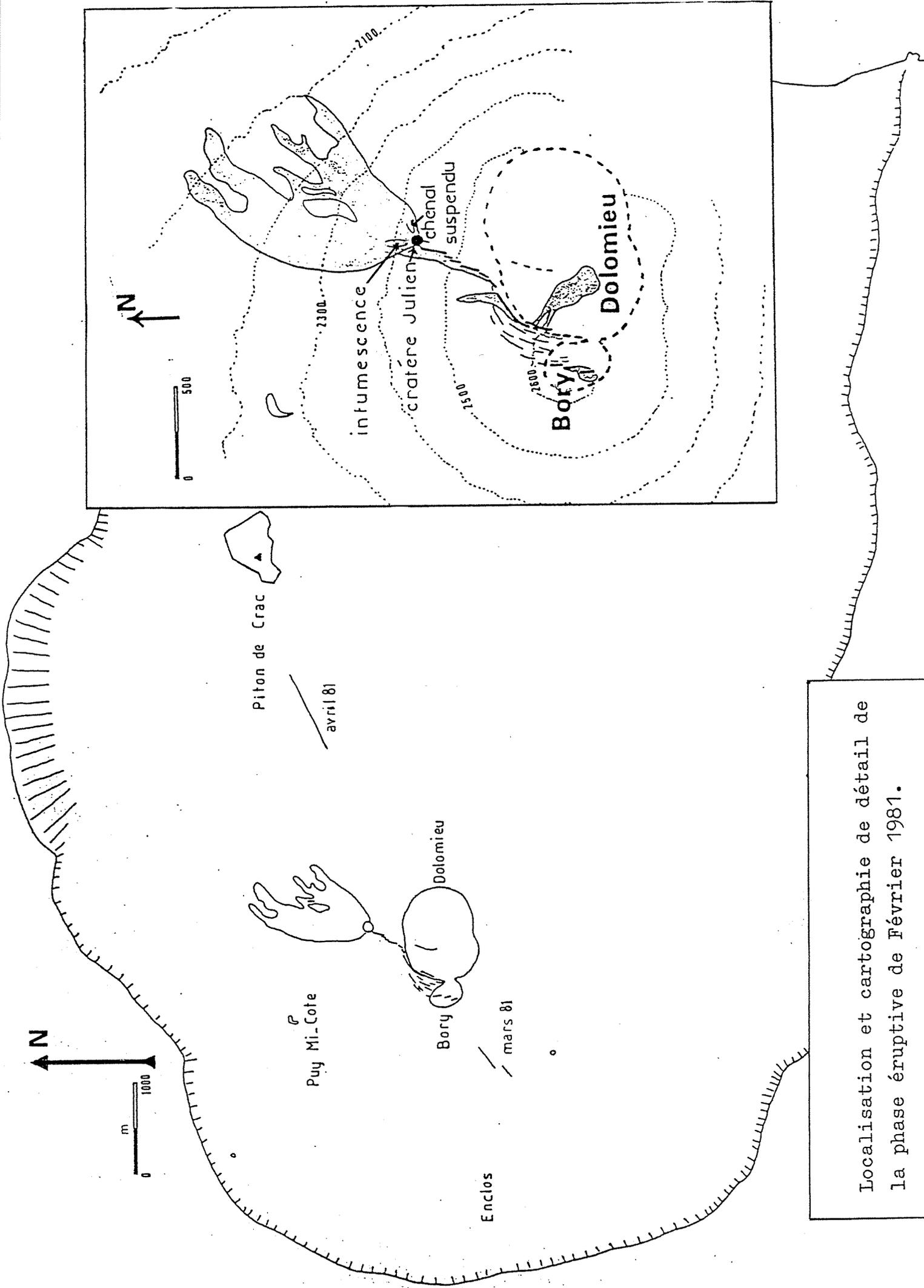
Cette éruption a été alimentée directement par du magma provenant de niveaux structuraux situés à faible profondeur à l'aplomb des cratères sommitaux.

Diverses observations viennent appuyer cette affirmation. Le réseau de fractures ouvertes, donc les caractéristiques structurales (fractures concentriques au Dolomieu = cone-fracture) traduisent la présence d'une chambre magmatique peu profonde. Les séismes enregistrés à l'observatoire ont des hypocentres situés à seulement 1 km sous le Bory (Blum et Al., 1981).

De plus, le volume de lave émis fut peu important et surtout la nature de la lave indique que l'on est en présence d'un magma ayant séjourné dans une chambre peu profonde (voir étude pétrographique).

Autre fait marquant de cette éruption bien qu'il ne fut que de courte durée, c'est la phase explosive d'origine phréatomagmatique du 16 Février.





Localisation et cartographie de détail de la phase éruptive de Février 1981.

Nous avons vu que les explosions avaient été précédées par l'émission de vapeur d'eau à l'endroit même où allait s'ouvrir la bouche du 16 Février et ceci depuis le 13 Février. De plus, juste avant le début des explosions, la partie amont du cône s'est suffisamment gonflée et ce à plusieurs reprises, pour que ce gonflement soit perceptible à l'oeil. A la suite de ces gonflements s'est produit l'effondrement de cette partie du cône et les explosions ont débuté aussitôt.

Les produits de cette phase sont les produits typiques rencontrés dans les éruptions phréatomagmatiques : bombes en "chou-fleur", blocs arrachés et cendres fines chargeant un important panache de vapeur d'eau. Nous avons pu remarquer que les cendres fines étaient essentiellement constituées d'éléments vitreux, noirs, provenant du magma de l'éruption. Ceci n'est pas surprenant dans la mesure où les seuls éléments arrachés à "l'encaissant" faisaient partis du cône de scories soudées (projetés sous forme de blocs). Il s'agissait donc de roches fraîches plus difficilement pulvérisables et contenant peu d'éléments fins. Donc la quantité d'éléments lithiques fins était très faible. Nous avons également remarqué que la plus grande partie des produits était constituée par des bombes en "chou-fleur". Ceci est, bien entendu, dû au fait que les blocs arrachés l'ont été seulement sur une petite portion du cône, donc peu de volume, et ce, surtout lors des premières explosions.

La majeure partie de cette phase éruptive s'est déroulée avec un conduit ouvert, les projections étant constituées essentiellement par du magma "neuf".

Cette phase explosive est due à un apport d'eau compliquant une éruption magmatique déjà en place. Cette eau peut provenir des pluies abondantes qui sont tombées sur le volcan avant l'éruption (cyclone et dépression tropicale) et pendant l'éruption à partir du 13 Février. Le trajet des eaux infiltrées a pu être modifié et guidé par les fractures ouvertes dans le volcan. L'origine des explosions était très superficielle comme en témoigne le peu de blocs du substratum rejetés ; l'eau venue perturber cette éruption était donc une eau très superficielle.



- (1) Ces observations ont été effectuées avec L. Chevallier, F.X. Lalanne, P.M. Vincent. Elles font l'objet d'une note : "L'éruption du mois de Février 1981 au Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, Océan Indien). Phénoménologie et remarques structurales" par L. Chevallier, F.X. Lalanne, P. Bachélery et P.M. Vincent. C.R.A.S. à paraître.



ANNEXE 2

=====

ANALYSES CHIMIQUES ET NORMES C.I.P.W.

Références :

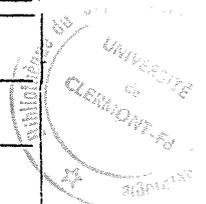
- 1981 (1 à 4) : Eruption de Février 1981
- 1979 B : Eruption de Juillet 1979 - Lave du Bory
- 80-15 : Eruption de Juillet 1979 - Flanc Sud
- 2T12 a : Lave d'Octobre 1977
- 1T11 b - 1T11 b : Lave de Novembre 1977
- 3S13 : Lave d'Avril 1977 (Plaine des Osmondes)
- 4W16 - 4X16 : Lave d'Avril 1977 (hors Enclos)
- 5R12 : Lave de Novembre 1976
- 6T11 : Lave Mars, Avril 1976
- 7W10 : Lave de Janvier à Mars 1976
- 1X9 - 8V9 : Lave de Janvier 1976
- 6S11 - 9S11 : Lave de Décembre 1975 - Janvier 1976
- 10S11 : Lave du 18 Décembre 1975
- 80-75 : Lave Novembre 1975 (Fond du Dolomieu)
- 80-76 : Lave Mai 1973 (Fond du Dolomieu)
- 1972-12 : Lave de Novembre 1972
- 1972-13 : Lave de Novembre-Décembre 1972
- 80-89 : Coulée Juin 1972 (Flanc Sud)
- 1972-D : Coulée Septembre 1972
- 80-91 : Coulée 1966 (Flanc Est)
- 80-74 : Coulée 1964 (Fond du Dolomieu)
- 80-59 : Coulée 1961 (Faciès cotectique, mésostase)
- 80-99 : Coulée 1957 (Flanc Ouest)
- 80-87 : Coulée 1953 (Flanc Sud)
- 80-88 : Coulée 1948 (Flanc Sud)
- 80-94 : Coulée 1943 (Fissure du Grand Brûlé)
- 80-95 : Coulée 1943 (Flanc Est)
- 80-39 : Coulée 1943 (Fissure du Grand Brûlé)
- 80-96 : Coulée 1800 (Hors Enclos)
- 80-60 : Coulée 1774 (Hors Enclos)
- 80-102 : Coulée sommitale (Flanc Ouest)



- 1931 : Coulée 1931
- 80-18 : Lave Pahoehoe (Fond de l'Enclos, Flanc Nord)
- 1708 1 et 2 : Coulée de 1708 hors Enclos
- 80-66 : Coulée de 1776 (hors Enclos)
- 80-107 : Coulée de la forêt de Bois Blanc (hors Enclos)
- S42 : Lave du Brûlé du Baril
- R 64 : Lave pahoehoe Ravine Basse Vallée
- R 42 : Lave Village Basse Vallée
- P 141 : Lave du Petit Cratère (Type Fond de la Rivière de l'Est)
- Q 138 : Lave Piton sous le gîte
- P 143 ; P.144 ; P 146 : Lave Pitons près du Rempart du Fond de la Rivière de l'E
- Q 141 : Lave Piton Rampe 14
- 80-29 : Lave Chisny (phase I)
- 80-30 : Lave Chisny (phase II)
- 80-31 : Lave Chisny (phase III)
- P112 a : Lave Piton du Rond Langevin
- 80-111 : Lave Gros Piton
- X 141 : Lave Piton Indivis
- 80-124 : Lave Piton de la Petite Carrière
- 80-121 : Scories 1953 (Plaine des Osmondes)
- 80-122 : Lave Demi-Piton
- 80-123 : Lave Piton Hubert
- 80-124 : Rempart de Bellecomb ; (coulée de base de la série supérieure de la phase III)
- 80-125 ; 80-126 : Coulée série supérieure de la phase III près de Ste Rose RN2
- Q 137 : Série supérieure phase III (Pas de Bellecombe)
- 80-113 : Lave du Piton, 500 m à l'Ouest du Piton Gueule Ronde
- PS1 ; PS3 : Coulée supérieure du rempart des Sables
- 80-12 : Coulée du Piton Dugain
- 80-10 : Coulée de Bois Blanc
- 77-11 à 77-18 : Lave Octobre à Novembre 1977 (Analyses P.M. Vincent, G. Kieffer).

	1T11b	3S13	4W16	4X16	5R ₁₂	6T11	7W10	1X9
SiO ₂	44.60	46.70	42.50	41.30	47.80	47.20	47.20	48.00
Al ₂ O ₃	14.50	14.60	9.00	7.40	14.90	14.90	14.90	14.50
Fe ₂ O ₃	6.71	3.86	3.80	4.82	5.45	6.45	5.89	6.99
FeO	5.58	7.78	9.82	9.08	6.08	5.36	5.50	4.78
MgO	9.70	9.80	24.20	28.20	7.20	7.50	7.20	7.10
CaO	11.50	11.00	7.20	5.80	11.40	11.60	11.60	11.50
Na ₂ O	2.65	2.65	1.80	1.50	2.80	3.00	3.00	3.00
K ₂ O	0.80	0.80	0.50	0.45	1.00	1.05	1.00	0.95
TiO ₂	2.70	2.60	1.60	1.25	3.15	3.20	3.00	3.10
MnO	0.18	0.10	0.20	0.20	0.17	0.18	0.17	0.18
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.09	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.01	99.89	100.67	100.00	99.95	100.44	99.46	100.10
D.I	24.65	25.99	14.09	10.75	29.57	29.57	29.65	30.66
S.I	38.50	39.37	60.42	64.32	32.07	32.07	32.07	31.44

	Norme C.I.P.W							
Qtz	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	4.73	4.73	2.95	2.66	5.91	6.21	5.91	5.61
Ab	17.01	19.94	6.33	2.69	23.66	21.01	21.81	24.65
An	25.27	25.54	14.97	12.11	25.09	24.05	24.20	23.25
Ne	2.91	1.32	4.81	5.40	-	2.35	1.91	0.37
Ma	9.72	5.59	5.51	3.98	6.74	6.81	6.52	6.67
Ilm	5.13	4.94	3.04	2.37	5.98	6.08	5.70	5.89
Di Ca	13.27	12.12	8.66	6.96	13.14	13.99	13.93	14.11
Di Mg	11.24	8.59	6.45	5.11	9.78	10.42	10.26	10.34
Di Fe	0.26	2.44	1.34	1.16	2.03	2.16	2.29	2.40
Hy Mg	-	-	-	-	1.23	-	-	-
Hy Fe	-	-	-	-	0.25	-	-	-
Fo	9.10	11.13	37.83	45.76	4.88	5.82	5.41	5.19
Fa	0.23	3.49	8.69	11.53	1.12	1.33	1.33	1.33

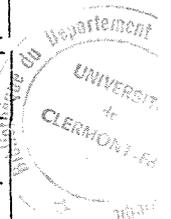


	1981 (1)	1981 (2)	1981 (3)	1981 (4)	1979 B	80.15	2T12a	1T11a
SiO ₂	48.20	48.40	48.40	48.40	48.80	47.10	48.20	47.60
Al ₂ O ₃	14.70	14.70	14.70	14.70	14.50	14.80	15.30	14.70
Fe ₂ O ₃	4.21	6.00	5.48	4.52	4.85	4.91	5.21	6.29
FeO	7.38	5.36	6.23	7.10	6.80	6.66	6.30	5.42
MgO	7.30	7.10	7.20	7.30	6.90	7.50	7.70	8.70
CaO	11.80	11.70	11.60	11.80	11.90	11.70	11.30	10.70
Na ₂ O	2.80	2.75	2.80	2.75	2.90	2.80	2.75	2.70
K ₂ O	0.90	0.85	0.85	0.85	0.80	0.90	0.90	0.80
TiO ₂	2.50	2.90	2.90	2.90	2.90	3.20	2.80	2.50
MnO	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.19	0.00	0.01
TOTAL	99.97	99.93	100.33	100.50	100.58	99.93	100.64	99.59
DI	28.82	28.26	28.69	28.26	29.24	28.39	28.56	27.55
SI	32.34	32.42	32.06	32.43	31.07	32.96	33.81	36.73

	Norme C.I.P.W.							
Qt ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	5.32	5.02	5.02	5.02	4.73	5.32	5.32	4.73
Ab	23.29	23.24	23.66	23.24	24.50	22.37	23.24	22.81
An	24.84	25.22	24.99	25.22	24.15	25.12	26.70	25.59
Ne	0.19	-	-	-	-	0.69	-	-
Ma	5.80	6.38	6.38	6.38	6.38	6.81	7.55	5.80
Ilm	4.75	5.51	5.51	5.51	5.51	6.08	5.32	4.75
Di Ca	14.07	13.71	13.59	13.91	14.57	13.75	12.26	11.48
Di Mg	9.46	9.96	9.64	9.89	10.25	10.30	9.46	8.04
Di Fe	3.52	2.45	2.73	2.78	3.04	2.04	1.45	2.44
Hy Mg	-	3.74	2.70	2.33	2.24	-	3.86	2.36
Hy Fe	-	0.92	0.76	0.65	0.66	-	0.59	0.71
Fo	6.14	2.82	3.95	4.21	3.32	5.90	4.14	7.93
Fa	2.52	0.76	1.23	1.30	1.09	1.29	0.70	2.65

	8V9	6S11	9S11	10S11	80-75	80-76	1972-12	1972-13
SiO ₂	48.00	48.00	47.30	47.80	48.50	48.00	48.00	45.50
Al ₂ O ₃	14.80	15.30	14.80	14.60	14.40	14.10	14.00	10.30
Fe ₂ O ₃	5.95	4.69	5.97	5.26	4.74	6.92	7.74	6.62
FeO	5.36	6.95	5.79	6.52	6.81	5.21	4.92	7.10
MgO	6.90	7.00	7.00	7.00	7.20	7.60	8.20	17.50
CaO	11.80	11.70	11.70	12.30	11.20	11.50	10.80	8.70
Na ₂ O	3.10	2.90	2.90	2.90	2.80	3.00	2.80	2.00
K ₂ O	1.00	1.05	1.00	1.05	0.80	0.95	0.85	0.60
TiO ₂	3.30	3.20	3.25	3.25	3.00	3.00	2.80	2.15
MnO	0.17	0.18	0.18	0.18	0.17	0.19	0.17	0.17
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.29	0.08	0.07
TOTAL	100.38	100.97	99.89	100.86	99.92	100.76	100.36	100.71
D.I.	31.01	30.15	29.53	29.21	28.39	30.15	28.69	20.41
S.I.	31.08	30.98	31.05	30.86	32.24	32.42	33.93	52.20

	Norme C.I.P.W.							
Qtz	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	5.91	6.21	5.91	6.21	4.73	5.61	5.02	3.54
Ab	23.79	23.27	22.56	21.21	23.66	23.56	23.66	16.81
An	23.47	25.59	24.37	23.68	24.32	22.16	23.08	17.33
Ne	1.30	0.67	1.05	1.78	-	0.97	-	0.04
Ilm	6.96	6.80	6.88	6.88	6.52	6.52	6.23	5.29
Di Ca	6.27	6.08	6.17	6.17	5.70	5.70	5.32	4.08
Di Mg	14.64	13.55	14.06	15.59	13.04	14.57	12.73	10.79
Di Fe	11.31	9.98	10.45	11.52	9.44	10.39	8.76	7.73
Hy Mg	1.72	2.24	2.19	2.53	2.37	2.86	2.92	2.06
Hy Fe	-	-	-	-	5.94	-	2.48	-
Fo	-	-	-	-	1.49	-	0.82	-
Fa	4.15	5.25	4.92	4.16	1.82	6.02	6.47	25.20
	0.70	1.30	1.14	1.01	0.50	1.83	2.38	7.42



	80-89	1972 D	80-91	80-74	80-59	80-99	80-87	80-88
SiO ₂	48.20	48.60	47.80	48.20	47.85	48.00	46.50	44.20
Al ₂ O ₃	15.50	14.90	15.10	14.40	15.05	14.80	15.80	9.00
Fe ₂ O ₃	6.16	5.63	4.06	3.98	6.72	3.30	6.23	5.69
FeO	5.36	6.37	7.24	7.67	5.21	8.11	5.65	6.95
MgO	7.10	6.70	7.90	7.30	6.60	7.10	7.00	22.80
CaO	11.10	11.00	11.40	11.30	10.50	11.50	11.00	6.80
Na ₂ O	2.90	2.85	2.90	2.85	3.10	2.75	3.00	1.80
K ₂ O	0.80	0.85	0.75	0.90	0.90	0.85	0.80	0.50
TiO ₂	2.90	2.70	2.90	3.10	3.00	2.90	3.00	1.70
MnO	0.18	0.15	0.18	0.17	0.14	0.18	0.18	0.19
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.16	0.87	0.22	0.30	0.00	1.14	0.08	0.21
TOTAL	100.36	100.62	100.45	100.17	99.07	100.63	99.24	99.84
D.I.	29.24	29.11	28.74	29.41	31.52	28.26	29.12	17.68
S.I.	32.06	30.10	34.57	32.15	29.58	32.11	31.10	60.81

	Norme C.I.P.W.							
Qtz	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	4.73	5.02	4.43	5.32	5.32	5.02	4.73	2.95
Ab	24.50	24.08	24.07	24.08	26.20	23.24	23.25	14.15
An	26.87	25.31	25.93	23.80	24.45	25.49	27.24	14.97
Ne	-	-	0.23	-	-	-	1.13	0.57
Ma	6.38	6.09	5.88	5.77	6.52	4.78	6.52	4.64
Ilm	5.51	5.13	5.51	5.89	5.70	5.51	5.70	3.23
Di Ca	11.77	12.22	12.79	13.47	11.54	13.18	11.41	7.83
Di Mg	8.47	8.17	9.11	9.30	8.15	8.55	8.12	5.84
Di Fe	2.21	3.12	2.52	3.04	2.37	3.70	2.26	1.20
Hy Mg	3.27	4.93	0.00	1.71	2.30	1.17	-	-
Hy Fe	0.85	1.88	0.00	0.56	0.67	0.51	-	-
Fo	4.20	2.55	7.44	5.06	4.22	5.61	6.56	35.81
Fa	1.21	1.07	2.27	1.83	1.36	2.68	2.02	8.15

	80-94	80-95	80-39	80-96	80-60	80-102	1931	80-18
SiO ₂	47.90	48.00	49.00	48.00	48.40	47.80	42.70	47.90
Al ₂ O ₃	15.50	14.80	14.70	14.50	13.80	14.70	7.60	14.90
Fe ₂ O ₃	5.21	4.09	4.61	4.04	3.40	5.66	6.46	4.31
FeO	5.94	6.95	5.94	7.53	8.11	6.37	7.24	7.38
MgO	7.70	8.60	7.70	8.70	10.00	7.50	26.50	7.30
CaO	11.10	11.20	11.60	10.90	10.40	11.10	6.20	11.80
Na ₂ O	2.90	2.85	2.60	2.80	2.60	2.75	1.40	2.90
K ₂ O	0.80	0.75	0.80	0.90	0.60	0.90	0.50	0.90
TiO ₂	2.65	2.95	3.00	2.90	2.80	3.00	1.70	2.90
MnO	0.17	0.17	0.15	0.18	0.18	0.18	0.17	0.14
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.27	0.05	0.10	0.18	0.31	0.20	0.00	0.00
TOTAL	100.14	100.41	100.20	100.63	100.60	100.16	100.47	100.43
D.I.	29.24	28.52	26.72	28.98	25.52	28.56	13.13	29.07
S.I.	34.30	37.00	35.58	36.29	40.46	32.51	63.43	32.03

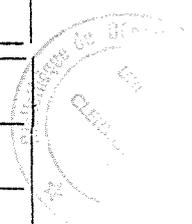
	Norme C.I.P.W.							
Qtz	-	-	0.01	-	-	-	-	-
Or	4.73	4.43	4.73	5.32	3.54	5.32	2,95	5.32
Ab	24.50	24.08	21.97	23.66	21.97	23.24	8.21	22.86
An	26.87	25.34	26.04	24.30	24.17	25.07	12.95	24.94
Ne	-	-	-	-	-	-	1.95	0.89
Na	6.01	5.93	6.52	5.85	4.93	6.52	4.64	6.24
Ilm	5.03	5.60	5.70	5.51	5.32	5.70	3.23	5.51
Di Ca	11.77	12.62	13.16	12.43	11.45	12.53	7.43	14.03
Di Mg	8.44	9.30	10.26	8.86	7.99	8.90	5.55	9.86
Di Fe	2.26	2.08	1.43	2.45	2.48	2.50	1.13	2.94
Hy Mg	0.86	0.85	8.98	0.71	6.51	2.60	-	-
Hy Fe	0.23	0.19	1.25	0.19	2.02	0.78	-	-
Fo	6.96	7.93	-	8.51	7.34	4.92	42.48	5.86
Fa	2.06	1.96	-	2.60	2.52	1.52	9.57	1.93

	1708 (1)	1708 (2)	80-66	80-107	S42	R64	R42	P141
SiO ₂	47.70	47.90	46.50	45.20	47.80	46.60	47.50	49.50
Al ₂ O ₃	13.90	14.10	12.90	12.70	14.40	13.90	14.30	13.90
Fe ₂ O ₃	3.92	3.55	5.61	6.87	7.04	6.40	4.61	5.25
FeO	7.82	8.11	6.52	5.79	4.92	5.86	7.38	6.08
MgO	8.60	8.00	12.50	12.50	8.40	9.30	9.30	8.50
CaO	11.30	11.45	10.20	10.20	11.40	10.90	10.50	11.40
Na ₂ O	2.70	2.70	2.50	2.40	2.70	2.80	2.80	2.80
K ₂ O	0.80	0.80	0.75	0.75	0.90	0.95	0.95	0.70
TiO ₂	2.70	2.75	2.80	3.10	2.85	2.70	2.75	2.50
MnO	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.14	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.04	0.04	0.00	0.49	0.09	0.06	0.17	0.09
TOTAL	99.65	99.58	100.59	100.57	100.67	99.64	100.43	100.89
D.I.	27.55	27.55	25.14	23.69	28.14	27.52	29.03	27.80
S.I.	36.07	34.54	45.04	44.51	35.45	37.06	37.19	36.63

	Norme C.I.P.W.							
Qtz	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	4.73	4.73	4.43	4.43	5.32	5.61	5.61	4.14
Ab	22.81	22.81	20.20	18.04	22.81	19.82	23.11	23.66
An	23.41	23.95	21.73	21.63	24.47	22.51	23.61	23.25
Ne	-	-	0.50	1.21	-	2.08	0.29	-
Na	5.68	5.14	6.23	6.67	6.30	6.09	6.16	5.80
Ilm	5.13	5.22	5.32	5.89	5.41	5.13	5.22	4.75
Di Ca	13.63	13.72	12.06	12.10	13.40	13.18	11.89	13.90
Di Mg	9.43	9.14	9.02	9.14	9.64	9.30	8.48	9.84
Di Fe	3.06	3.53	1.80	1.69	2.52	2.71	2.33	2.83
Hy Mg	0.63	1.06	-	-	0.45	-	-	5.38
Hy Fe	0.20	0.41	-	-	0.11	-	-	1.54
Fo	7.99	6.85	15.55	15.47	7.63	9.75	10.33	4.21
Fa	2.86	2.92	3.44	3.16	2.20	3.14	3.14	1.33

	P112a	80-111	X141	80.24	80-121	80-122	80-123	80-124
SiO ₂	47.00	47.70	46.30	47.20	43.80	47.30	47.50	49.30
Al ₂ O ₃	13.30	14.10	13.30	14.80	8.40	14.10	14.40	15.30
Fe ₂ O ₃	5.75	4.79	8.83	9.13	5.66	4.66	5.86	6.38
FeO	6.80	6.95	3.76	3.04	7.96	7.96	6.66	5.06
MgO	11.20	10.10	11.35	7.10	22.80	9.40	8.55	5.70
CaO	9.30	10.50	10.00	11.55	7.10	8.50	8.90	9.40
Na ₂ O	2.70	2.70	2.50	2.70	1.90	3.10	3.00	3.40
K ₂ O	0.90	0.80	0.60	0.85	0.70	1.10	0.90	1.35
TiO ₂	2.90	2.60	2.90	3.10	1.90	3.00	3.00	3.40
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.16
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.52	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.13	0.08	0.05	0.02	0.00	0.18	0.09	0.06
TOTAL	100.16	100.50	100.29	99.93	100.40	99.47	99.03	99.51
D.I.	28.14	27.55	24.67	27.84	17.55	32.70	30.67	36.72
S.I.	41.15	39.96	42.67	31.74	58.77	35.87	34.42	26.21

	Norme C.I.P.W.							
Qtz	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	5.32	4.73	3.54	5.02	4.14	6.50	5.32	7.98
Ab	22.81	22.81	21.12	22.81	10.29	26.20	25.35	28.73
An	21.48	23.95	23.26	25.71	12.30	21.27	23.13	22.46
Ne	-	-	-	-	3.12	-	-	-
Ma	6.38	5.94	6.38	6.67	4.93	6.52	6.52	7.10
Ilm	5.51	4.94	5.51	5.89	3.61	5.70	5.70	6.46
Di Ca	10.30	11.75	11.00	13.19	9.57	8.72	8.78	10.09
Di Mg	7.53	8.46	8.15	9.55	7.05	6.21	6.22	7.73
Di Fe	1.77	2.19	1.75	2.40	1.57	1.72	1.77	1.28
Hy Mg	2.00	1.21	2.86	1.64	-	1.65	5.57	6.05
Hy Fe	0.47	0.31	0.61	0.41	-	0.45	1.59	1.00
Fo	12.92	10.89	12.14	4.58	34.95	10.93	6.70	0.32
Fa	3.37	3.11	2.89	1.27	8.60	3.34	2.11	0.05



	Q 138	P 143	P 144	P 146	Q 141	80-29	80-30	80-31
SiO ₂	47.90	47.40	47.50	47.50	47.00	47.20	47.00	47.30
Al ₂ O ₃	13.90	14.50	13.30	13.00	14.90	13.00	14.50	14.50
Fe ₂ O ₃	8.46	7.69	6.66	6.10	6.57	6.90	6.41	5.61
FeO	3.19	4.78	5.80	5.22	5.79	5.50	5.94	6.66
MgO	8.60	8.30	9.30	9.80	8.70	10.60	9.90	9.60
CaO	11.50	10.90	11.35	11.20	10.80	10.20	10.00	10.00
Na ₂ O	2.70	2.70	2.60	2.60	2.60	2.50	2.30	2.30
K ₂ O	0.90	0.85	0.75	0.75	0.60	0.95	1.05	1.05
TiO ₂	2.75	3.20	2.80	2.90	2.90	2.90	3.00	3.10
MnO	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.17	0.14
H ₂ O ⁻	0.09	0.13	0.12	0.01	0.10	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.16	100.63	100.36	99.26	100.14	100.23	100.45	100.44
D.I.	28.14	27.84	26.41	26.41	25.52	26.74	25.64	25.64
S.I.	36.70	34.55	37.38	40.32	36.18	40.45	38.96	38.21

	Norme C.I.P.W.							
Qtz	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	5.32	5.02	4.43	4.43	3.54	5.61	6.21	6.21
Ab	22.81	22.81	21.97	21.97	21.97	21.12	19.43	19.43
An	23.11	24.89	22.37	21.55	27.17	21.41	26.10	26.10
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	6.16	6.81	6.23	6.38	6.38	6.38	6.52	6.67
Ilm	5.22	6.08	5.32	5.51	5.51	5.51	5.70	5.89
Di Ca	14.17	12.18	14.17	14.20	11.03	12.19	9.82	9.82
Di Mg	10.36	8.92	10.03	10.81	7.84	8.94	7.20	7.25
Di Fe	2.44	2.09	2.88	1.89	2.20	2.06	1.66	1.60
Hy Mg	0.55	2.63	1.03	2.58	3.84	2.83	5.70	7.51
Hy Fe	0.13	0.61	0.29	0.45	1.08	0.65	1.31	1.65
Fo	7.40	6.43	8.52	7.77	7.04	10.30	8.28	6.46
Fa	1.92	1.66	2.70	1.50	2.18	2.62	2.11	1.57

	80-125	80-126	Q 137	80-113	PS1	PS3	80-12	80-10
SiO ₂	47.90	48.00	47.30	48.40	47.60	47.80	47.90	46.60
Al ₂ O ₃	14.50	14.50	14.80	13.40	14.90	15.00	14.90	14.10
Fe ₂ O ₃	6.44	8.84	4.22	4.02	5.38	4.69	4.64	5.46
FeO	5.64	3.48	7.82	7.82	6.23	7.31	7.53	7.24
MgO	8.20	7.40	7.70	10.00	7.30	7.10	9.70	9.10
CaO	10.10	10.40	11.30	10.70	11.40	11.30	8.90	10.20
Na ₂ O	2.80	3.00	2.80	2.60	2.70	2.80	3.00	2.80
K ₂ O	0.75	1.05	0.90	0.80	0.80	0.80	1.00	0.90
TiO ₂	3.00	3.30	2.80	2.70	2.80	2.80	2.80	2.70
MnO	0.17	0.17	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.06	0.10	0.00	0.05	0.03	0.04	0.09	0.12
TOTAL	99.56	100.24	99.80	100.64	99.29	99.80	100.62	99.37
D.I.	28.10	31.56	28.45	26.70	27.55	28.39	31.26	28.40
S.I.	34.69	31.67	32.84	39.61	32.73	31.33	37.54	35.86

	Norme C.I.P.W.							
Qtz	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	4.43	6.21	5.32	4.73	4.73	4.73	5.91	5.32
Ab	23.66	25.35	22.49	21.97	22.81	23.66	25.35	22.39
An	24.74	22.96	25.12	22.49	26.13	25.96	24.20	23.21
Ne	-	-	0.63	-	-	-	-	0.68
Ma	6.52	6.96	6.11	5.82	6.23	6.23	6.23	6.09
Ilm	5.70	6.27	5.32	5.13	5.32	5.32	5.32	5.13
Di Ca	10.59	11.96	12.92	12.77	12.70	12.57	8.33	11.44
Di Mg	7.66	8.87	8.86	9.12	8.97	8.57	5.97	7.84
Di Fe	1.94	1.89	3.00	2.49	2.61	2.98	1.60	2.66
Hy Mg	7.09	2.63	-	4.30	2.82	2.07	2.72	-
Hy Fe	1.79	0.56	-	1.17	0.82	0.72	0.73	-
Fo	4.02	4.89	7.27	8.10	4.51	4.96	10.88	10.43
Fa	1.12	1.15	2.72	2.44	1.45	1.90	3.21	3.90



	77-11	77-12	77-13	77-14	77-15	77-16	77-17	77-18
SiO ₂	48.60	48.60	48.60	48.90	48.30	48.70	48.30	48.30
Al ₂ O ₃	14.40	14.40	14.40	14.60	14.60	14.30	14.30	14.40
Fe ₂ O ₃	3.96	3.96	3.22	2.39	5.29	3.84	4.32	3.04
FeO	7.25	7.25	7.90	8.84	6.23	7.54	7.10	8.26
MgO	7.65	7.70	7.90	8.25	8.20	8.50	8.55	8.80
CaO	11.50	11.40	11.30	11.50	11.50	11.80	11.50	11.30
Na ₂ O	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
K ₂ O	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80
TiO ₂	2.60	2.60	2.60	2.60	2.60	2.60	2.60	2.70
Mno	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.20	0.19
H ₂ O ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.45	99.39	99.42	100.56	100.20	100.77	100.17	100.29
D.I.	25.86	25.86	25.86	25.86	25.86	25.86	25.86	25.86
S.I.	34.52	34.66	35.36	36.21	35.80	36.66	36.77	37.60

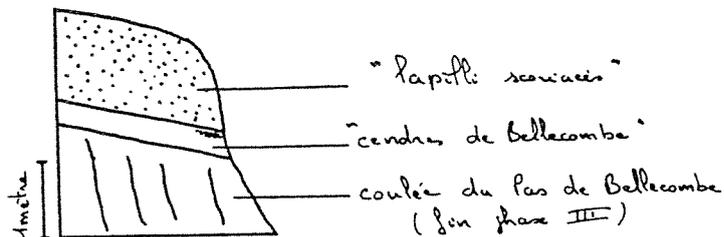
	Norme C.I.P.W.							
Qtz								
Or	4.73	4.73	4.73	4.73	4.73	4.73	4.73	4.73
Ab	21.12	21.12	21.12	21.12	21.12	21.12	21.12	21.12
An	25.67	25.67	25.67	26.21	26.21	25.39	25.39	25.67
Ne								
Ma	5.74	5.74	4.69	3.46	5.94	5.56	5.94	4.40
Ilm	4.94	4.94	4.94	4.94	4.94	4.94	4.94	5.13
Di Ca	13.10	12.90	12.69	12.88	12.88	13.84	13.22	12.69
Di Mg	9.10	8.97	8.41	8.06	9.07	9.62	9.37	8.45
Di Fe	2.89	2.83	3.34	4.01	2.67	3.04	2.66	3.28
Hy Mg	7.10	7.46	6.09	3.59	5.13	4.06	4.67	3.21
Hy Fe	2.26	2.35	2.42	1.79	1.51	1.28	1.32	1.24
Fo	2.03	1.96	3.67	6.27	4.40	5.28	5.12	7.22
Fa	0.71	0.68	1.61	3.45	1.43	1.84	1.60	3.09

ANNEXE 3

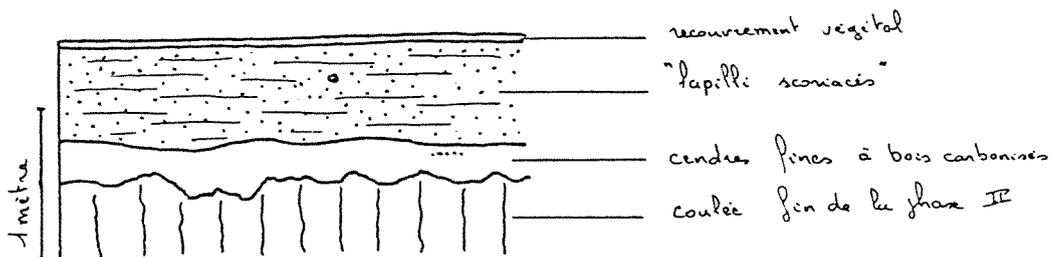
DATATIONS CARBONE 14 SUR BOIS CARBONISE

Nature et situation des échantillons de bois carbonisés prélevés

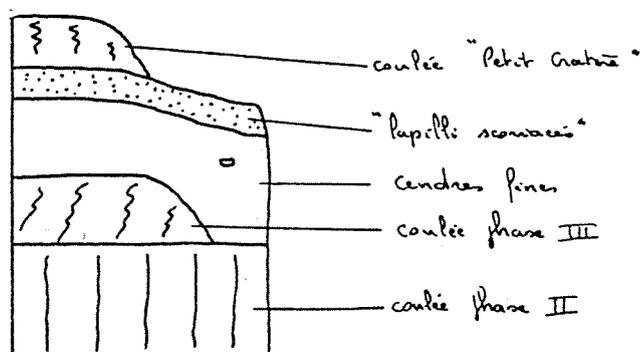
- B.F. 79.2 : Fragments de bois carbonisés de 20 cm de long par 5 cm de diamètre, traversé par des racines "fraîches", prélevé à la base des scories du Piton Indivis, sous 30 cm de lapilli scoriacés.
- B.F. 79.3 : Petits fragments de bois carbonisés, prélevés à la base du Piton Indivis, sous plusieurs mètres de lapilli scoriacés (Echantillon de meilleure qualité que le précédent).
- B.F. 79.1 : Petits fragments de bois carbonisés contenus dans un niveau cendreuse, fin, de teinte brune (cendres de Bellecombe), recoupé par la nouvelle route vers le Fond de la Rivière de l'Est.



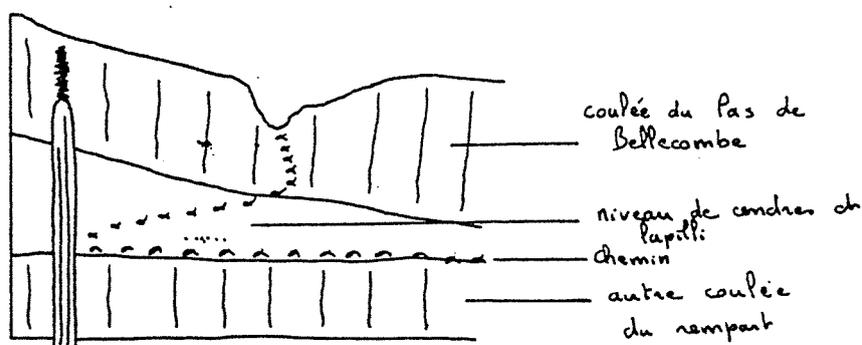
- B.F. 80.4 et B.F. 80.7 : Affleurement le long de la route du volcan, quelques dizaines de mètres avant le cratère Commerson.
 - . B.F. 80.4 : Bois carbonisé prélevé dans le niveau de "lapilli scoriacés"
 - . B.F. 80.7 : Petits fragments de bois carbonisés prélevés dans un niveau de cendres fines sous les "lapilli scoriacés".



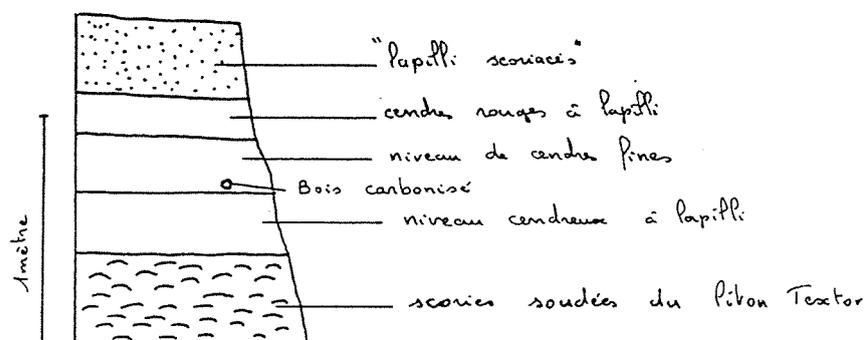
- B.F. 80.1 : Bois carbonisé de 5 cm X 5 cm prélevé dans un niveau de cendres fines recouvrant les coulées terminales de la phase II ainsi que les produits des éruptions de la phase III, guidées par le "rift" Nord-Ouest. Ce niveau cendreux est recouvert par le niveau de "lapilli scoriacés" lui-même localement recouvert par le cône du "petit cratère" et par sa coulée (phase actuelle).



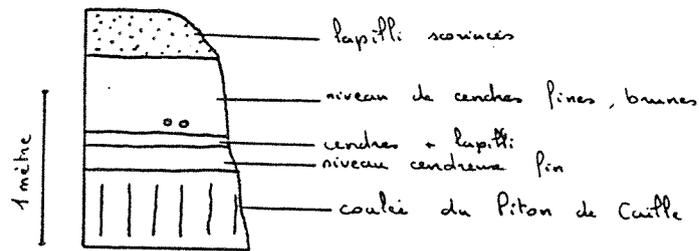
- B.F. 80.3 : Petits fragments de bois carbonisés renfermés dans un niveau cendreux difficile à caractériser, recouvert par la dernière coulée du rempart de Bellecombe (Basalte à olivine et plagioclase). Affleurement dans la montée du Pas de Bellecombe, dans les premiers virages en descendant, une dizaine de mètres sous le sommet.



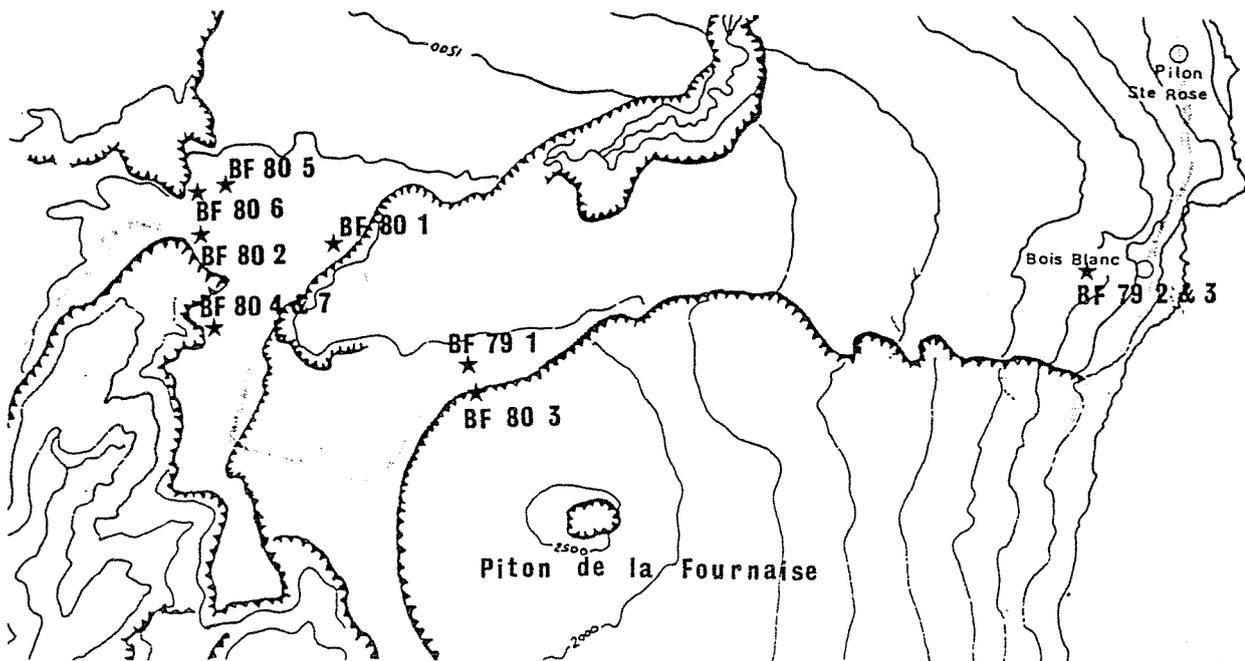
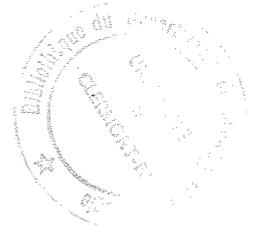
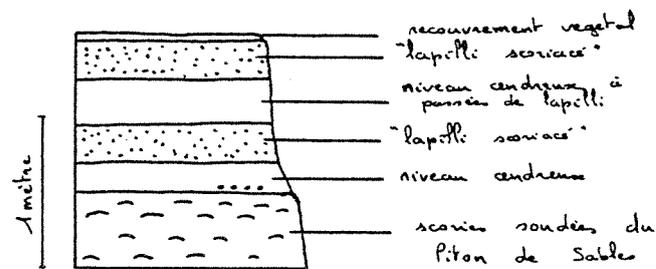
- B.F. 80.6 : Chemin allant vers le Piton Textor. Fragments de bois carbonisé prélevé dans un des niveaux cendreux recouvrant les scories du Piton Textor



- B.F. 80.5 : Echantillons de bois carbonisé (petits fragments) prélevé dans un des niveaux cendreux recouvrant les scories du Piton de Caille.



- B.F. 80.2 : Affleurement le long de la route du volcan. Fragments de bois carbonisés prélevés dans un niveau cendreux fin recouvrant les scories du piton de sable.



Datation carbone 14 sur bois carbonisés - Piton de la Fournaise - Résultats

n° Echantillon	Nom	Coordonnées		Age obtenu (Années)
B.F. 79.2	Piton Indivis	55°48'35"	21°11'15"	260 ± 80
B.F. 79.3	Piton Indivis	55°48'26"	21°11'05"	420 ± 80
B.F. 80.4	Lapilli scoriacés près Commerson	55°38'58"	21°11'44"	1890 ± 55
B.F. 79.1	Cendres de Bellecombe	55°41'20"	21°12'12"	2320 ± 90
B.F. 80.1	Cendres près Piton Rivière de l'Est	55°40'16"	21°11'06"	3085 ± 75
B.F. 80.7	Cendres fines près Commerson	55°38'58"	21°11'44"	3220 ± 50
B.F. 80.3	Scories haut Rempart de Bellecombe	55°41'53"	21°12'40"	4745 ± 130
B.F. 80.6	Cendres près Piton Textor	55°38'25"	21°10'37"	7125 ± 125
B.F. 80.5	Cendres près Piton de Caille	55°38'40"	21°10'30"	7930 ± 90
B.F. 80.2	Cendres près Piton de sable	55°38'34"	21°10'54"	9355 ± 190

Echantillons B.F. 79 : Datation G. Delibrias - Lab. du Radio carbone -
C.F.R. - Gif/Yvette

Echantillons B.F. 80 : Datation J.C. Fontes - Lab. d'hydrologie et géochimie
isotopique - Univ. de Paris Sud - Orsay

ANNEXE 4
=====

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

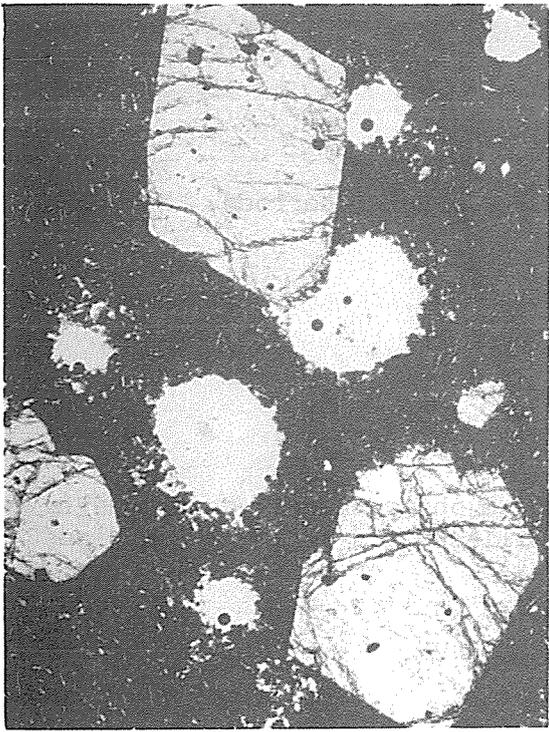
Photo n° 1 : Basalte à olivine (phénocristaux automorphes d'olivine (1 mm) baignant dans une mésostase pratiquement dépourvue de microlithes). LP

Photo n° 2 : Basalte "cotectique" : olivine à lacunes de cristallisation témoignant d'une cristallisation rapide et d'une trempe texture (spinifex) Microphénocristaux de plagioclase et clinopyroxène. LP

Photo n° 3 : Basalte "cotectique" : agrégat de plagioclase et clinopyroxène. LP

Photo n° 4 : Basalte "cotectique" : association clinopyroxène-plagioclase, cristallisation à tendance ophitique. LP

Photo n° 5 : Basalte "cotectique" : agrégat plagioclasique. Association olivine-plagioclase. LP



1



2



3



4

5

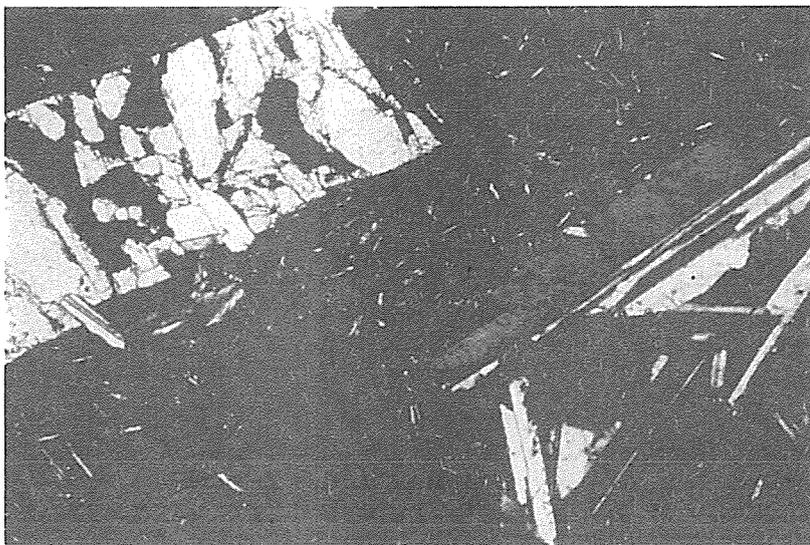


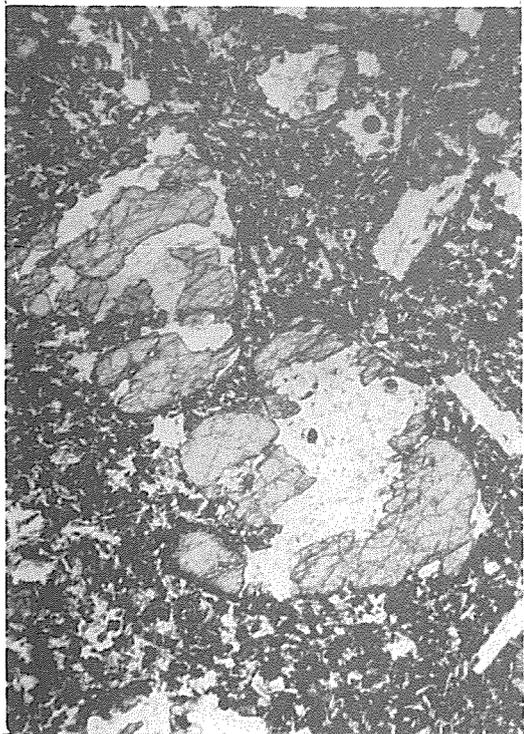
Photo n° 6 : Basalte "cotectique" : phénocristal d'olivine corrodé. LN

Photo n° 7 : Basalte "cotectique" : association de phénocristaux de clinopyroxène (3 mm) et de plagioclase. Cristallisation à tendance ophitique. LN

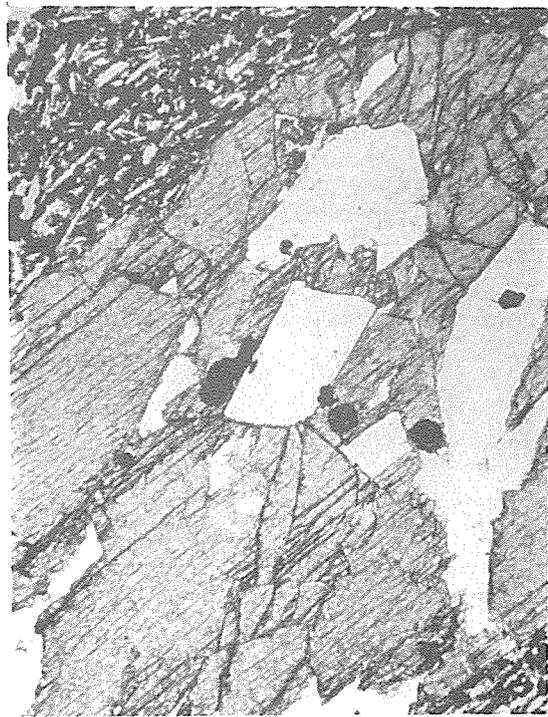
Photo n° 8 : Océanite : xénocristal d'olivine caractérisé par une bande tectonisée et fragmentée - extinction ondulente en LP. Taille = 3 mm. LN

Photo n° 9 : Gabbro : lame mince de l'échantillon de la photo 10. Passage du gabbro non ou peu déformé (clinopyroxène, plagioclase et oxydes opaques) au "gabbro" complètement tectonisé. Dans le coin supérieur gauche : lave emballant l'échantillon.

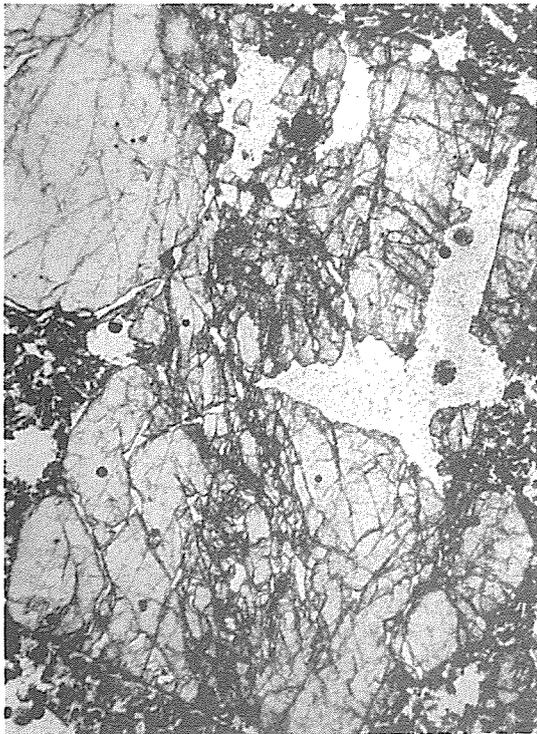
Photo n° 10 : Gabbro déformé : Extrémité gauche --> gabbro non ou peu déformé. Masse sombre ---> Basalte emballant le fragment. Partie à droite --> Gabbro entièrement déformé. Apparition d'amygdales plagioclasiques.



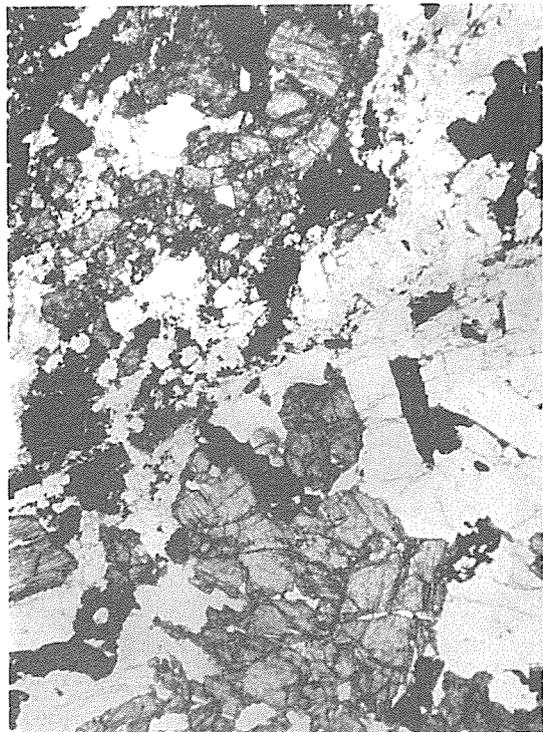
6



7

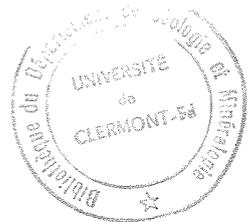


8



9

10



Photos n° 11 et 12 : Affleurement de la "Petite Carrière"

- 1 : Niveau mis en place par déferlantes basales
- 2 : Niveau de retombées aériennes
- 3 : Niveau de remaniement
- 4 : "Lapilli scoriacés"
- 5 : Cône scoriacé

Photo n° 13 : Affleurement de la "Petite Carrière"

- 1 : Retombées aériennes
- 2 : Niveau de déferlante basale avec chenaux d'érosion
- 3 : "Lapilli scoriacés"

Photo n° 14 : Affleurement du chemin du Nez Coupé du Tremblet.
Situation générale

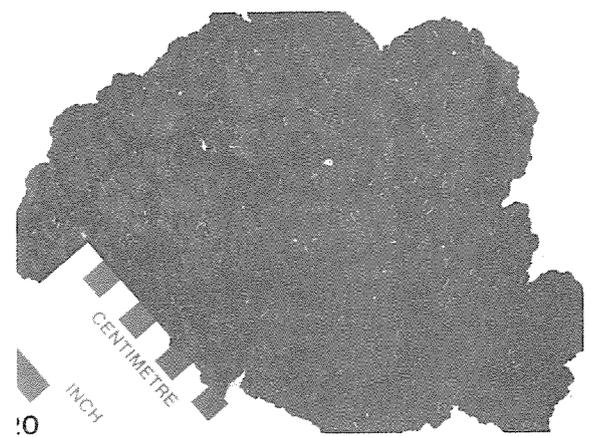
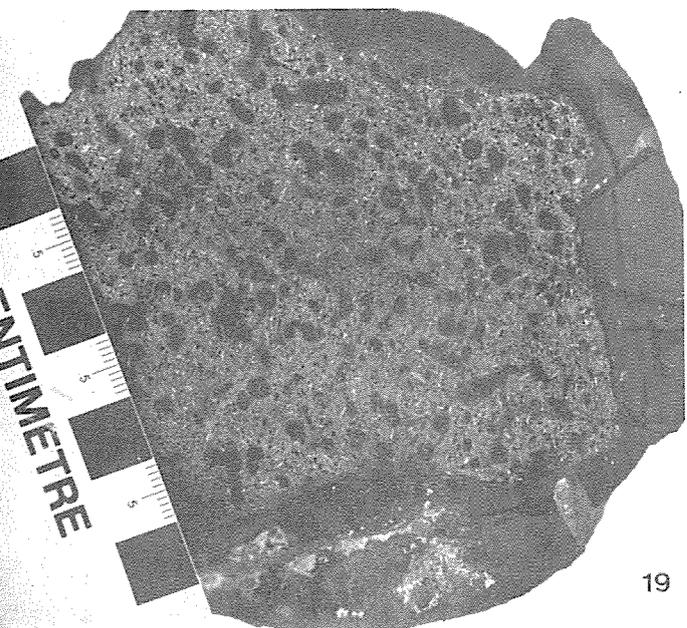
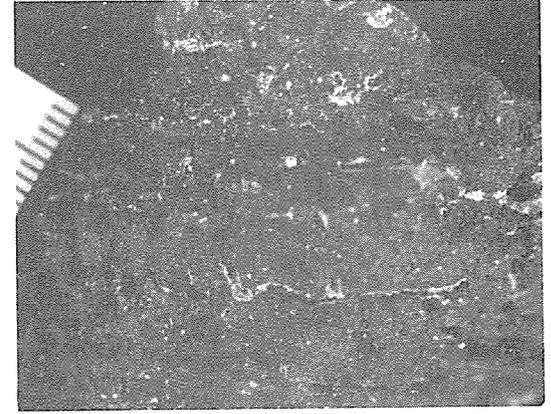
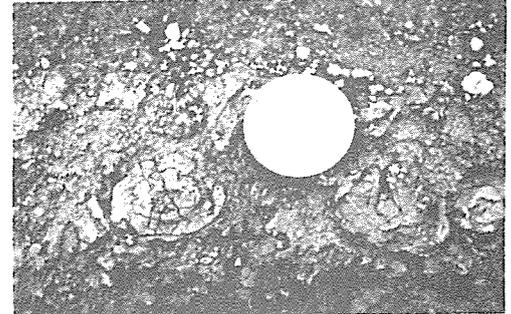
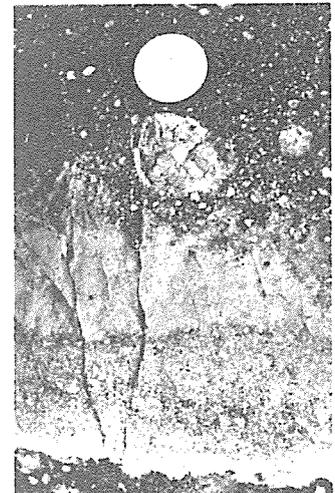
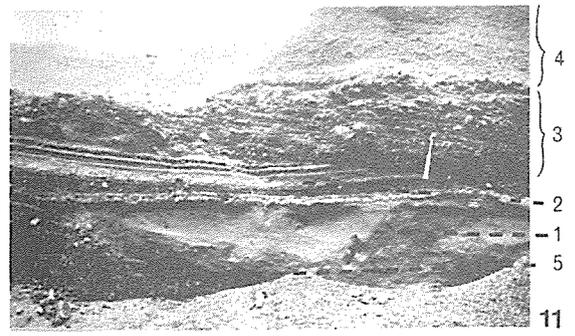
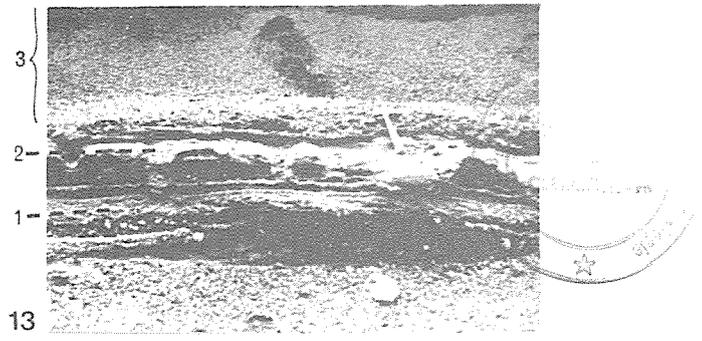
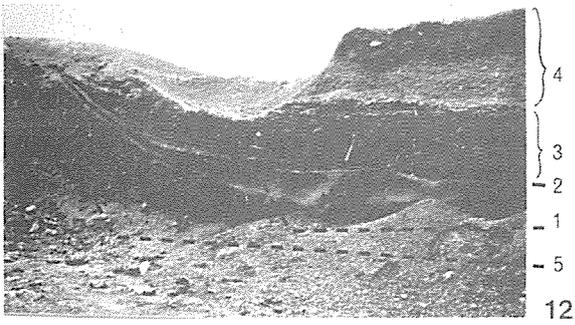
Photo n° 15 : Affleurement du chemin du Nez Coupé du Tremblet. Détail des niveaux lités (antidunes (1) et stratifications entrecroisées (2))

Photos n° 16 et 17 : Affleurement du chemin du Nez Coupé du Tremblet - Balles de boue

Photo n° 18 : Tuf vésiculé. Près Cratère Commerson. Point Com 3 de la figure 2D

Photo n° 19 : Bombe à cortex vitreux, de petite taille. Chisny (Bloc de lave ancienne, enrobé d'une pellicule de lave figée).

Photo n° 20 : Bombe en "chou-fleur". Phase phréatomagmatique du 16 Février 1981 au Cratère Julien.





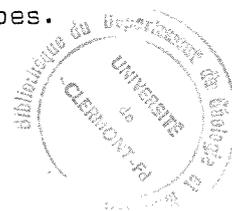
BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON F.M. (1937) - Cone-sheets and ring-dykes. The dynamic explanation.
Bull. Volcano, Ital, 1.
- AUBERT M., LENAT J.F., LESQUER A. (1980) - Interprétation préliminaire de données magnétiques et gravimétriques sur le massif de la Fournaise (Ile de la Réunion).
8ème R. Ann. Sci. Terre Marseille.
- AUBERT DE LA RÜE E. (1964) - Remarques sur une phase d'activité du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) en Avril-Mai 1964.
Compte-rendu sommaire des séances de la Soc. Géol. Fr.
Fasc. 8 pp 309-311.
- AUBERT DE LA RÜE E. (1965) - Le Piton de la Fournaise, volcan actif de l'île de la Réunion.
Bull. volcanologique - Tome XXVIII pp 311-320.
- BABKINE J., CONQUERE F., VILMINOT J.C. (1966) - Nodules de péridotite et cumulats d'olivine.
In Bull. Soc. Fr. Mineral. Crist. 89, pp 262-268.
- BACHELERY P. (1980) - Les Caractéristiques de l'éruption des 13 et 14 Juillet 1979 au Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion).
8ème Réunion Ann. Sci. Terre Marseille (1980 - Soc. Gé.).
- BAXTER Alistair N. (1975) - Petrology of the older series lavas from Mauritius, Indian Ocean.
Geological Society of America Bulletin - Vol. 86 n° 10 (Octobre)
pp 1440-1458.
- BAXTER A.N. (1976) - Geochemistry and petrogenesis of primitive alkali basalt from Mauritius, Indian Ocean.
Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 87, pp 1028-1034.
- BENARD R., KRAFFT M. (1977) - "La Fournaise"
pp 1-121 Ed. Benard
- BILLARD G. (1975) - Carte géologique de la France. La Réunion, en collaboration avec P.M. VINCENT.
4 feuilles 1/50000 - Notice Billard - 1ère édition 40 p.
- BLUM P.A., GAULON R., LALANNE F.X., RUEGG J.C. (1981) (Juin) - Sur l'évidence de précurseurs de l'éruption du volcan Piton de la Fournaise à la Réunion.
C.R. Acad. Sc. Paris T. 292 pp 1449-1455.
- BORDET P. (1951) - Etude géologique et pétrographique de l'Esterel.
Thèse Paris.



- BORY DE SAINT-VINCENT J.B.G.M. (1804) - Voyage dans les quatre principales îles des Mers d'Afrique.
Paris, XIII, 3 vol. in 8 et atlas.
Réédition : Laffitte Reprints - Marseille 1980.
- BOUCARUT M., CREVOLAT G. (1972) - Dépôts de "déferlantes basales" (base surge) dans l'Estérel et le Devès (Var et Massif Central Français) et "gouttes de cendre pisolithiques".
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, T XIV - pp 179-190.
- BUSSIÈRE P. (1958) - Etude géologique de l'île de la Réunion.
Travaux du Bureau Géol. de Madagascar n° 84, 64 p.
- BUSSIÈRE P. (1959) - Etude géologique de l'île de la Réunion.
Thèse - Université de Clermont-Ferrand.
- BUSSIÈRE P. (1967) - Carte géologique de la Réunion à l'échelle de 1/100000.
Notice explicative, 25 p.
- CAMUS G. (1975) - La Chaîne des Puys (Massif Central Français). Etude structurale et volcanologique.
Thèse d'état - Clermont-Ferrand, 320 p.
- CAUBET P. (1926) (Juillet) - Eruption de la Fournaise. (Décembre 1925 à Avril 1926).
Vulcanologie - T.183, pp 223-224.
- CHAYLA D., JAFFREZIC H., JORON J.L. (1973) - Analyse par activation dans les neutrons épithermiques. Application à la détermination d'éléments en traces dans les roches.
C.R. Acad. Sc. Paris 277, pp 273-275.
- CHEVALLIER L. (1979) - Structures et évolution du volcan Piton des Neiges (Ile de la Réunion). Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes. Océan Indien Occidental.
Thèse 3ème Cycle. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 187 p.
- CHEVALLIER L., VATIN-PERIGNON N. (1979) - Structural Evolution of the Volcano Piton des Neiges of Reunion Island, Indian Ocean.
Symp. of Hawaii, p 9.
- CHEVALLIER L., LALANNE F.X., BACHELERY P. et VINCENT P.M. (1981) - L'éruption du mois de Février 1981 au Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion Océan Indien). Phénoménologie et remarques structurales.
C.R. Acad. Sciences, Série II, t 293, pp 187-190.
- CHEVALLIER L., BACHELERY P. - Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise - Ile de la Réunion). Océan Indien Occidental.
A paraître.
- CLOCCHIATTI R., NATIVEL P. (1973) - Les océanites actuelles (1966 à 1977) du Piton de la Fournaise (Réunion) magmas picritiques ou baslates alcalins à olivine cumulative ? Première données fournies par la composition chimique des liquides magmatiques inclus dans les cristaux d'olivine et de chromite.
6ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre Orsay. p 109.

- CLOCCHIATTI R., HAVETTE A., NATIVEL P. (1979) - Relations pétrogénétiques entre les basaltes transitionnels et les océanites du Piton de la Fournaise (Réunion) à partir de la composition chimique des inclusions vitreuses des olivines et des spinelles. Bulletin minéralogique 102, pp 511-525.
- CLOOS E. (1955) - Experimental analysis of fracture patterns. Géol. Soc. Am. Bull. 66, pp 241-256.
- COOMBS D.S. (1963) - Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxènes as illustrated on the Diopside - Olivine - Silica diagram. Min. Soc. Amer. Special Paper 1, pp 227-250.
- CORNU H. (1973) - L'homme et la Fournaise. Cahiers du centre universitaire de la Réunion. Colloque Commerson. Numéro spécial.
- CORWIN G., FOSTER N.L. (1959) (Mars) - The 1957 explosive eruption of Iwo Jima volcano islands. American Journal of Science vol. 257, pp 161-171.
- DEFOS DU RAU J. (1959) - Le relief de l'île de la Réunion. Thèse - Institut de Géographie - Faculté des Lettres - Bordeaux.
- DERRUAU M., KARCHE J.P., MOTTET G. (1970) - Problèmes de morphologie volcanique à l'île de la Réunion. Revue de géographie. n° 17 - Université de Madagascar - 35 p.
- DE SAINT-OURS P.J. (1979) - Analyse Morpho-structurale et surveillance tectonique d'un volcan actif : exemple du Kilauéa, Hawaii. Thèse - Université de Paris-Sud - Orsay.
- DUCROT M. (1958) - Le volcan de la Réunion (période de 1952 à 1957). Travaux du bureau géologique de Madagascar - n° 88 (95 p.).
- DUCROT M. (1959) - Le volcan actif de l'île de la Réunion. Surveillance et étude de l'activité. Possibilités d'utilisation de l'énergie émise. Bull. Volcano. Série II.23. pp 109-120).
- DUCROT M. (1959) - Le Volcan de la Réunion (Période 1949-1952). Travaux du Bur. Géol. de Madagascar - n° 94.
- DUCROT M. (1963) - Piton de la Fournaise. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatama fields. Part XVI. Arabia and the Indian Ocean by Neumann van Padang (pp 39-52).
- DUFFIELD W.A. (1975) - Structure and Origin of the Koae fault System, Kilauea Volcano, Hawaii. Geological Survey Professional Paper 856 (12 p).
- DUFFIELD W. (1979) - Géological and geothermal studies of La Réunion : Comparison with some features of Hawaiian volcanoes. Symp. of Hawaii (p 11).



- DUFFIELD W.A., JACKSON D.B., SWANSON D.A. (1976) - The shallow, forceful intrusion of Magma and related ground deformation at Kilauea volcano, May 15-16, 1970.
Bull. Volcanologique.
- FILSON J., SIMKIN T. and LEI-KUANG-LEU (1973) - Seismicity of a Caldera Collapse Galapagos Islands 1968.
Journ. of Geophysical Research - Vol. 78, n° 35, pp 8591-8621.
- FISHER V.R., WATERS A.C. (1970) (Février) - Base surge bed forms in maar volcanoes.
American Journal of Science - Vol. 268 - pp 157-180.
- FISHER R.L., SCLATER J.G., Mc KENZIE P.P. (1971) - Evolution of the central Indian ridge, western Indian Ocean.
Géol. Soc. Am. Bull., Volume 82 (pp 553-562).
- FISKE B.S., KINOSHITA W.T. (1969) - Inflation of Kilauea Volcano prior to Its 1967-1968 eruption.
Science - Vol. 165 pp 341-349 - Hawaiian volcano observatory Cont. n° 229.
- FISKE A.S., JACKSON E.D. (1972) - Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts : the effect of regional structure and gravitational stresses.
Proc. R. Soc. A. Vol. 329 pp 299-326.
- FLOWER M.F.I. (1973) - Evolution of basaltic and differentiated lavas from Anjouan, Comores Archipelago.
Cont. Minéralogy and Petrology. Vol. 38 n° 3 pp 237-257.
- GERARD A., LESQUER A., LACHAUD J.C., MENNECHET P.L. ET C. (1980) - Etude gravimétrique de la moitié Sud-Est de l'île de la Réunion.
C.R. Acad. Sc. Paris - T. 290 - Série B - pp 139-142.
- GIROD M. (1978) - Les roches volcaniques - Pétrologie et cadre structural.
Doin Edit.
- HERMANN J. (1890) - Lettres à Monsieur le Président de la Société des Sciences et Art de St Denis.
Bull. Soc. Sc. et Arts (Réunion) (77 p).
- HITCHCOCK C.H. (1909) - Hawaii and its volcanoes.
Hololulu 314 p.
- HOLCOMB R.T. (1979) - Century - Scale changes in eruptive behavior of Hawaiian volcanoes.
Symp. of Hawaii. (p 164).
- HOVEY E.O. (1902) - Martinique and St Vincent, a preliminary report upon the eruption of 1902.
Bull. Ammer. Mus. Nat. Hist. Vol 16 - pp 333-372.
- HUGOULIN (1860) - Dernière éruption du volcan de l'île de la Réunion.
Revue Algérienne et Coloniale - Tome 1 - Eruption du 19 Mars 1960 pp 483-487.

- IRVINE T.M., BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.
Canadian Journ. of Earth Sci. Vol. 8 (pp 523-548).
- JAGGAR T.A., FINCH R.H. (1924) (Novembre) - The explosive eruption of Kilauéa in Hawaii.
American Journal of Science 5ème série. Vol VIII n° 47 pp 353-374).
- JEAN M. (1935) - Les éruptions de 1931 - 1934 à la Réunion.
Am. Phy. Glo. Fr. O. Mer. T 1 pp 147-154.
- JEAN M. (1946) - Sur l'éruption intra-cratérienne du 18 Juin-Juillet 1946 du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion).
C.R. Acad. Sci. Paris T223 - pp 913-915.
- JORON J.L. - TREUIL M. (1977) - Utilisations des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau.
Bull. Soc. Fr., XIX, 6, p 1197-1205.
- KIEFFER G. (1979) - Aperçu sur la volcanologie de l'île de la Réunion.
Bull. Soc. Géol. Fr. (7) - T XXI n° 4 - pp 419-425.
- KIEFFER G. (1979) - L'explosion meurtrière du 12 Septembre 1979 de l'Etna.
C.R. Acad. Sci. Paris - Série D - t 289 n° 14 pp 1013-1016.
- KIEFFER G., TRICOT B., VINCENT P.M. (1977) - Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) : ses enseignements volcanologiques et structuraux.
C.R. Acad. Sc. Paris, 285, D - pp 957-960.
- KIEFFER G., VINCENT P.M. (1977) - Carte provisoire des risques volcaniques hors de l'Enclos au Piton de la Fournaise.
C.R. de la mission scientifique d'intervention de l'INAG lors de l'éruption d'Avril 1977 du Piton de la Fournaise - Documents INAG.
- KIEFFER G., VINCENT P.M. (1978) - L'éruption d'Octobre - Novembre 1977 du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) : Une éruption terminale sans cratère terminal ?
C.R. Acad. Sc. Paris - 286 D - pp 1767-1770.
- KOPP A. (1932) - L'éruption du volcan de la Réunion en 1931.
La Géographie T LVII (pp 27-32).
- KORNPROBST J., BOIVIN P., BACHELERY P. (1979) - L'alimentation des éruptions récentes du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, Océan Indien) : degré d'évolution et niveau de ségrégation des laves émises.
C.R. Acad. Sc. Paris - T 288, n° 29 - pp 1691-1694.
- KORNPROBST J., CHEMINEE J.L., DUPUY C., NOUGIER J., VATIN-PERIGNON N. (1979) - Différenciation et mélanges magmatiques : l'empilement de la vallée des Remparts (Piton de la Fournaise - Réunion).
RCP - Mascareignes et Comores - 7ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre - Lyon 1979 - Soc. Géol. Fr. édit. Paris.



- KRAFFT M., GERENTE A. (1977) - L'activité du Piton de la Fournaise entre Octobre 1972 et Mai 1973. (Ile de la Réunion, Océan Indien). C.R. Acad. Sci. Paris 284 D - pp 607-610.
- KRAFFT M., GERENTE A. (1977) - L'activité du Piton de la Fournaise entre Novembre 1975 et Avril 1976 (Ile de la Réunion, Océan Indien). C.R. Acad. Sci. Paris 284 - pp 2091-2094.
- KRAFFT M., CHAIGNEAU M. (1980) - Les gaz occlus dans les bombes volcaniques de l'activité du Piton de la Fournaise en 1975-1976 (Ile de la Réunion). Bull. Volcanologique - Vol. 43 n° 1 - pp 225-232.
- KUNO H. (1960) - High - alumina basalt Journ. of Petrol., 1 - pp 121-145.
- KUNO H. (1968) - Differentiation of basalt magmas. In basalts - the Poldewaart Treatise on Rocks of basaltic composition. Interscience Publishers.
- LACROIX A. (1912) - Les laves du volcan actif de la Réunion. C.R. Acad. Sci. Paris - T 154 - pp 251-257.
- LACROIX A. (1912) - Le volcan de la Réunion. C.R. Acad. Sci. Paris - T 154 - pp 169-175.
- LACROIX A. (1919) - L'activité éruptive du volcan de la Réunion de 1802 à 1817, d'après les observations d'un témoin oculaire. Bull. Soc. Géol. Fr. - Quatrième série - Tome 19.
- LACROIX A. (1925) - Successions des éruptions et bibliographie du volcan actif de la Réunion. Bull. Volcanologique n° 3 et 4 - 1er et 3ème trimestre - pp 20-51
- LACROIX A. (1936) - Le volcan actif de l'Ile de la Réunion et ses produits. Paris 1936 - Ed. Gauthier Villars - 297 p.
- LACROIX A. (1938) - Le volcan actif de l'Ile de la Réunion (supplément) et celui de la Grande Comore. Paris - Gauthier Villars - 57 p.
- LACROIX A. (1939) - Les transformations récentes du sommet du volcan actif (Piton de la Fournaise) de l'Ile de la Réunion. Bull. Volcanologique - Série II tome V - pp 3-18.
- LACROIX A. (1939) - Les étapes silencieuses de la formation d'un nouveau cratère à faciès de caldéra au sommet du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). C.R. Acad. Sci. Paris - 208 - p 58.
- LACROIX A. (1940) - Sur la production de basalte et d'océanite au cours d'une éruption du volcan actif (Piton de la Fournaise) de l'ile de la Réunion. Bull. Volcano II.7 - pp 67-70.
- LACROIX A. (1940) - Conséquences à tirer d'observations sur l'éruption récente du volcan de la Réunion. Bull. Volcanologique Tome VII - Série II - pp 71-74.

- LACROIX A. (1942) - Une éruption du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) en 1942.
C.R. Acad. Sci. Paris T 215 - pp 517-518.
- LAUX S.J. (1976) - The evolution of the early volcanic rocks of Réunion.
Thèse PhD - Université d'Edinburgh.
- LENAT J.F., TRICOT B. (1979) - Premières mesures de prospection magnétiques à la Réunion (Océan Indien). Interprétation et perspectives.
Note de l'Institut et observatoire de Physique du Globe du Puy de Dôme. n° 46.
- LENAT J.F., AUBERT M. (1981) - Structure of Piton de la Fournaise volcano (la Réunion Island, Indian Océan) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area.
A paraître.
- LE PICHON X., HEIRTZLER J.R. (1968) - Magnetic anomalies in the Indian Ocean and Sea Floor spreading.
J. Géoph. Res. Vol. 73 - pp 2101-2117.
- LIPMAN P.W. (1980) - The southwest rift zone of Mauna Loa : implications for structural evolution of Hawaiian volcanoes.
An. Journ. of Sci. Part 2. Vol. 280.
- LOCKWOOD J.P., LIPMAN P.W. (1980) - Recovery of datable charcoal beneath lavas :
Lecons from Hawaii.
Bull. Volcanologique - Vol. 43 n° 3.
- LORENZ V. (1974) - Vesiculated tuffs and associated features.
Sedimentology, 21, pp 273-291.
- LUDDEN J.N.(1976) - The petrology of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, Western Indian Ocean.
Ph. D. Thesis Univ. de Manchester - 220 p.
- LUDDEN J.N.(1977) - Eruptive patterns for the volcano Piton de la Fournaise.
Reunion - Island.
Journ. Volcano and Geotherm. Res. Vol. 2 n° 4 - pp 385-395.
- LUDDEN J.N.(1978) - Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island.
Journal of Volcanology and Geothermal research.
Vol. 4 n° 1/2 Août 1978 - pp 171-198.
- LUDDEN J.N., BAXTER A., NORRY N. (1979) - The evolution of a young oceanic volcano Piton de la Fournaise, Reunion island, Western Indian Ocean.
Symp. of Hawaii - p 23.
- LUDDEN J.N., BROOKS C. (1979) - Mantle source constraints for lavas from the Mascarene Archipelago, Western Indian Ocean.
Symp. of Hawaii J. - p 92.
- MAC DONALD G.A. (1949) - Petrography of the Island of Hawaii.
Géol. Surv. Profess. Paper - 214 D.
- MAC DONALD G.A. (1953) - Pahoehoe, aa and block lava.
Amer. J. Sci. - 251 - pp 169-191.



- MAC DONALD G.A. (1956) - The structure of Hawaiian volcanoes.
Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouwk Genoot Verhandel. V 16 - pp 274-295
- MAC DONALD G.A. (1960) - Dissimilarity of continental and oceanic rocks types.
Journ. Petrol. - 1 - pp 172-177.
- MAC DONALD G.A. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas.
Journ. Petrol. 5 - pp 82-139.
- MAC DONALD G.A. (1965) (Juillet) - Hawaiian Calderas.
Pacific Science. - Vol. XIX n° 3 pp 320-333.
- MAC DONALD G.A. (1967) - Forms and Structures of extrusive basaltic rocks in
"Basalts : the Poldervaart treatise of rocks of basaltic composition".
Ed H.H. Hess and A. Poldervaart Vol. 1 - pp 1-61. Interscience
J. Willey and Sons - New York London Sydney.
- MAC DONALD G.A. (1972) - Volcanoes
Prentice Hall - Inc. - 510 p.
- MAC DONALD G.A., ABBOTT A.T. (1970) - Volcanoes in the sea.
Univ. of Hawaii Press - 441 p.
- MAC DOUGALL I. (1971) - The geochronology and evolution of the young volcanic
Island of Reunion Indian Ocean.
Geochimica and cosmochimica Acta - Vol. 35 n° 3 - pp 261-288.
- MAILLARD M.L. (1853) - Notes sur l'île de la Réunion.
Bull. Soc. Geol. Fr. 2ème série, Tome 10 - pp 499-505.
- MONTAGGIONI L.F. (1977) (Décembre) - Premières observations sur les formes
d'épanchements en milieu marin du volcan de la Fournaise.
Eruption d'Avril 1977).
Travaux de la R.C.P. 419 "Mascareignes et Comores".
- MONTAGGIONI L.F. (1979) - Observations préliminaires sur la topographie sous-
marine du volcan de la Fournaise (Ile de la Réunion) : Interpré-
tations morpho-structurales. TVX RCP 419 - Mascareignes et Comores.
- MONTAGGIONI L.F., NATIVEL P., BILLARD G. (1972) - L'activité actuelle du Piton
de la Fournaise (Ile de la Réunion).
C.R. Acad. Sci. Paris. 275 - pp 2615-2618.
- MOORE J.G. (1964) - Giant submarine landslides of the Hawaiian Ridge.
Geological Survey Research Inst. Bull. Vol. 36 - pp 99-134.
- MOORE J.G. (1965) - Petrology of deep - sea basalt near Hawaii.
Amer. J. Sci. Vol. 263 n° 1035 - pp 171-180.
- MOORE J.G. (1967) - Base Surge in Recent Volcanic Eruptions.
Bull. Volcanologique - Tome XXX pp 337-362.
- MOORE J.G., PECK D.L. (1962) - Accretionary lapilli in volcanic rocks of the
Western Continental United States.
Journ. of Geol. 70 - pp 182-193.
- MOORE J.G., NORMARK W.R., LIPMAN P.W. (1979) - Loiki seamount. A young submarine
Hawaiian volcano.
Symp. of Hawaii J. - p. 127.

- MOUGINIS-MARK P. (1980) (Février) - Piton de la Fournaise, Réunion.
Volcano news n° 2.
- MURRAY J.B. (1980) - The Bocca Nuova : It history and possible causes of the
september 1979 explosion.
United Kingdom Research on Mount Etna 1977-1979 - London Royal
Society.
- NAKAMURA K. (1977) - Volcanoes as possible indicators of tectonic stress
orientation. Principe and Proposal.
J. Volcano. Geotherm. Res. 2 - pp 1-16.
- NAKAMURA K., JACOB K.H., DAVIES J.N. (1977) - Volcanoes as possible indicators
of tectonic stress orientation alientans and alaska.
Pageoph, vol. 115, Birkhäuser Verlag, Basel - pp 87-112.
- NATIVEL P. (1978) - Volcans de la Réunion. Pétrologie. Faciès Zéolite (Piton
des Neiges). Sublimés (Piton de la Fournaise).
Thèse d'état - Paris Sud (Orsay) - 510 p.
- NORMARK W.R. (1979) - Regional Slump Structures on the West flank of Mauna Loa
volcano, Hawaii.
Symp. of Hawaii - p 172.
- PATRIAT P., SCHLICH R. (1979) - Dorsale fossile dans le bassin des Mascareignes.
7ème Réunion. Anu. Sc. Terre. Lyon 23-25 Avril - p 355.
- PHAM VAN NGOC ET BOYER (1980) - Etudes des propriétés électriques des zones
de risques volcaniques sur le Piton de la Fournaise.
Rapport PIRPSEV.
- PRATT W.E. (1911) - The eruption of taal volcano, Jan. 30.
Philippine Journ. Sci. Vol. 6 - pp 63-86.
- PRESNALL D.C., DIXON S.A., DIKON J.R., O'DONNELL T.H., BRENNER N.L., SCHROCK R.L.
DYCUS P.W. (1978) - Liquidus Phase Relations on the Join Diopside.
Fosterite - Anorthite form 1 athm to 20 Kbar : Their bearing on
the Generation and Crystallisation of Basaltic magma.
Cont. Mineralogy and Petrology Vol. 66 n° 2 - pp 203-220.
- RICHEY J.E. (1937) - Some Features of Tertiary Volcanicity in Scotland and
Ireland.
Bull. Volcanologique Serie II - Tome I - pp 13-34.
- RICHTER D.H., MURATA K.J. (1966) - Petrography of the lavas of the 1959-60
eruption of Kilauéa volcano, Hawaii.
Geological survey professional paper 537 D.
- RITTMANN A. (1963) - Les volcans et leur activité.
Masson, édit. Paris - 461 p.
- RIVALS P. (1950) - Histoire géologique de l'île de la Réunion.
Thèse - Toulouse.
- ROBSON G.R., BARR K.G. () - The effect of stress on faulting and minor
intrusions in the vicinity of a magma body.
Bull. Volcano Tome XXVII. pp 315-341.
- SCHLICH R. (1975) - Structure et âge de l'Océan Indien Occidental.
Mem. hors série n° 6 de la Soc. Geol. Fr - 103 p.



- SCHLICH R., PATRIAT P. (1971) - (a) Mise en évidence d'anomalies magnétiques axiales sur la branche ouest de la dorsale médio-indienne.
C.R. Acad. Sc., Paris 272 - pp 700-703.
- SCHLICH R., PATRIAT P. (1971) - (b) Anomalies magnétiques de la branche Est de la dorsale médio-indienne entre les Iles Amsterdam et Kerguelen.
C.R. Acad. Sc., Paris, Vol. 272 - pp 773-776.
- SIMKIN T., HOWARD K.A. (1970) - Caldera Collapse in the Galapagos Island, 1968
Science, vol. 169 n° 3944 - pp 429-437.
- STEARNS H.T. (1925) - The explosive phase of Kilauéa Volcano, Hawaii in 1924.
Bull. Volcanologique n° 5 et 6 - 3ème et 4ème trimestre - pp 193-208.
- STRONG D.F. (1972) - The Petrology of the lavas of Grande Comore.
Journal of Petrology vol. 13 n° 2 Juin 1972 - pp 181-218.
- STRONG D.F., JACQUOT C. (1971) - The Kartala caldera, Grande Comore.
Bull. Volcanologique. Tome XXXIV. Fasc. 3 - pp 661-680.
- SWANSON D.A. (1972) - Magma supply rate at Kilauéa volcano 1952-1971.
Science vol. 175 - pp 169-170.
- SWANSON D.A., CHRISTIANSEN R.L. (1973) - Tragic base surge in 1790 at Kilauea Volcano.
Géology - pp 83-86.
- SWANSON D.A., DUFFIELD W.A., FISHE R.S. (1976) - Displacement of the south flank of volcano : the result of forceful intrusion of magma into the rift zones.
Geological survey professional Paper 963.
- TANGUY J.C. (1979) - The storage and release of magma on Mount Etna : a discussion.
Journal of volcanology and geothermal research 6 - pp 179-188.
- TILLEY C.E., THOMPSON R.M., WORDSWORTH W.I., UPTON B.G.I. (1971) - Melting Relations of some lavas of Reunion island, Indian Ocean.
Mineralogical Mag. Vol. 38 - pp 344-352.
- TREUIL M. (1973) - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques - exemple de l'Afar.
Bull. Soc. Géol. Fr. 7 XV - pp 401-644.
- 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. Fr. XV n° 5-6 - pp 506-540.
- TREUIL M., JORON J.L. (1975) - Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médio-Atlantique.
Soc. Ital. Miner. Petrol. Vol. XXXI - p 125-174.
- TRICOT B. (1975) - Le volcanisme de la Comté d'Auvergne (Massif Central Français).
Thèse - UER Sciences Exactes et Naturelles - Clermont-Fd.

- UPTON B.G., WADSWORTH W.J. (1965) - Geology of Reunion Island, Indian Ocean.
Nature Lond. 207 - pp 151-154.
- UPTON B.C.J., WADSWORTH W.J. (1966) - The basalts of Reunion Island - Indian Ocean.
Bull. Volcano 29 - pp 7-24.
- UPTON B.G.J., WADSWORTH W.S. (1969) - Early volcanic rocks of Reunion and their tectonic significance.
Bull. Volcano 33 (pp 1246-1268).
- UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1970) - Intra-volcanic intrusions of Reunion.
Geol. So. (Spécial issue) 2 - pp 141-156.
- UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1971) - Rhyodacite glass in Reunion basalt.
Mineralogical Magazine - Volume 38 n° 294 - Juin 1971 - pp 152-159.
- UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1972) - Aspects of magmatic evolution on Reunion Island.
Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 271 (pp 105-130).
- UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1972) (Mars) - Peridotitic and Gabbroic rocks associated with the shields- forming lavas of Reunion.
Contr. Mineral Petro. 35 - pp 139-158.
- VELAIN Ch. (1875) - Sur la constitution géologique du massif volcanique de l'île de la Réunion.
C.R. Acad. Sci. 180 - p 497 et 900.
- VELAIN Ch. (1878) - Description géologique de la presqu'île d'Aden de l'île de la Réunion, des îles St Paul et Amsterdam (Etude géologique sur l'île de la Réunion).
Passage de Vénus - Mission de l'île St Paul - pp 49-211.
- VILLEMANT B. (1979) - Etude Géochimique des éléments en traces dans les séries volcaniques du Massif Central.
Thèse de 3ème cycle - Univ. P. et M. Curie - Paris 6 - 339 p.
- VILLEMANT B., JAFFREZIC J.L., JORON J.L., TREUIL M. (1981) - Distribution coefficients of major and trace elements ; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France).
Geochimica and Cosmochimica Acta. A paraître.
- VINCENT P.M. (1960) - Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad).
Thèse Doct. d'Etat - Paris et Mémoire du BRGM n° 23 - 307 p.
- VINCENT P.M. (1979) - The Piton de la Fournaise Volcano (Reunion Island Indian Ocean) A review of the french C.N.R.S. team contributions.
Symp. of Hawaii. - p 27.
- VINCENT P.M., BILLARD G. (1973) - Découverte de nouvelles formations volcaniques sous-marines à l'île de la Réunion (Océan Indien) - Conséquence structurales.
1ère R.A.S.T. - p 414.



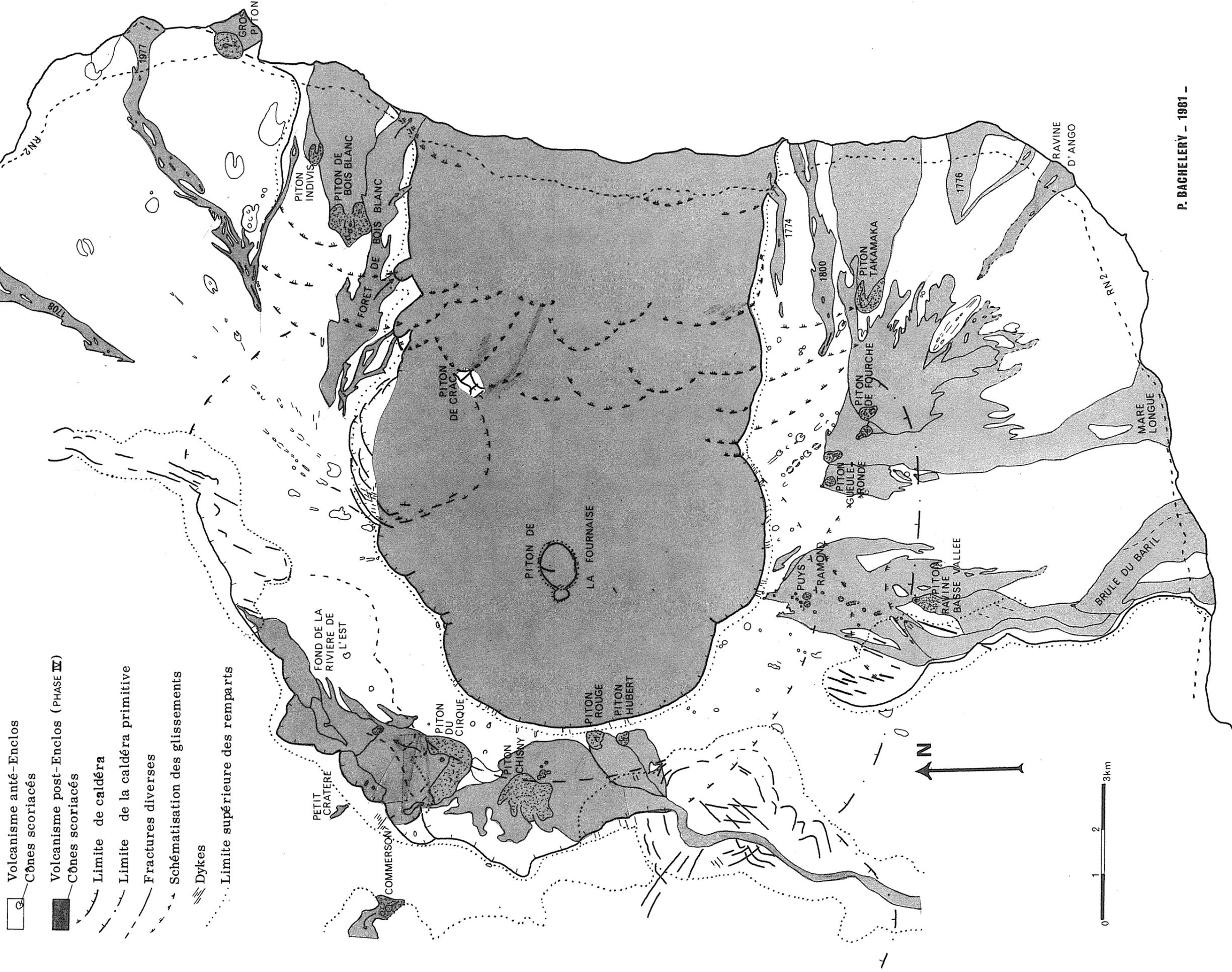
- VINCENT P.M., KIEFFER G. (1978) - Hypothèses sur la structure et l'évolution d Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) après les éruptions de 1977.
6ème Réu. Ann. Sci. Terre - Orsay.
- VINE F.J. (1966) - Spreading of the ocean floor : new evidence.
Science, vol. 154, - pp 1405-1415.
- WADGE G. (1977) - The storage and release of magma on Mount Etna.
J. Volcanol. Geotherm. Res. 2 - pp 361-384.
- WADGE G., WALKER G.P.L., GUEST J.E. (1975) - The output of the Etna volcano.
Nature 255 - pp 385-387.
- WATERS A.C., FISCHER R.V. (1971) - Base surge and their deposits : capelinhos and taal volcanoes.
J. Geoph. Res. 76 - pp 5596-5614.
- WATKINS M.D., HAGGERTY S.E. (1967) - Primary oxydation variation and petrogenesis in a single lava.
Cont. Min. Petrol. - Vol. 15 n° 3 - pp 251-271.
- WILLIAMS H., MAC BIRNEY A. (1979) - Volcanology.
Freeman, Cooper and C° - San Francisco - CA 94133 USA.
- YODER H.S.J. (1976) - Generation of basaltic Magma.
National Academy of sciences. Washington D.C.
- YODER H.S.J., TILLEY C.E. (1962) - Origin of the basalts magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems.
J. Petrology - 3 - pp 342-532.
- ZIELINSKY R.A. (1975) - Trace Element evaluation of a suite rocks from Reunion Island Indian Ocean.
Geochim - Cosmochim - Acta - T 39 - pp 713-734.

Imp Sciences . 24 , Avenue des Landais . 63170 - Aubière . Dépôt légal .

4^{ème} Trimestre 1981



- LE VOLCANISME ACTUEL - (EXTENSION) -



- ☐ Volcanisme anté-Enclos
- Cônes scoriacés
- Volcanisme post-Enclos (PHASE IV)
- Cônes scoriacés
- Limite de caldéra
- - - Limite de la caldéra primitive
- - - Fractures diverses
- - - Schématisation des glissements
- /// Dykes
- Limite supérieure des remparts

