

JR

LES ÉRUPTIONS PONCEUSES RÉCENTES
DE LA MONTAGNE PELÉE (MARTINIQUE) :
DESCRIPTION DES DÉPÔTS
DYNAMISMES ÉRUPTIFS



BRGM
- 7. NOV. 1985
BIBLIOT. S. 1

INSTITUT MIXTE DE RECHERCHES GÉOTHERMIQUES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Rapport du B.R.G.M.

85 SGN 471 IRG

BUREAU DE RECHERCHES
GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
B.R.G.M.
B.P. 6009
45060 ORLÉANS CEDEX 2

AGENCE FRANÇAISE
POUR LA MAITRISE DE L'ÉNERGIE
A.F.M.E.
27, rue Louis Vicat
75737 PARIS CEDEX

**LES ÉRUPTIONS PONCEUSES RÉCENTES
DE LA MONTAGNE PELÉE (MARTINIQUE) :
DESCRIPTION DES DÉPÔTS
DYNAMISMES ÉRUPTIFS**

par

H. TRAINEAU et D. WESTERCAMP



**INSTITUT MIXTE DE RECHERCHES GÉOTHERMIQUES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL**
B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - Tél.: 38 64 34 34

Rapport du B.R.G.M.

85 SGN 471 IRG

RESUME

Au cours de l'activité récente de la montagne Pelée, des éruptions ponceuses coexistent avec les éruptions de type nuées ardentes. Entre 0 et 5000 ans B.P. une certaine diversité entre éruptions ponceuses apparaît et plusieurs types de séquences éruptives peuvent être distingués. Les différences portent essentiellement sur l'occurrence ou non d'une explosion plinienne initiale et de déferlantes cendro-ponceuses ; le seul point commun est, en première approche, l'émission de coulées de pences.

Les travaux de téphro-stratigraphie et de cartographie des formations pyroclastiques réalisés depuis quelques années ont permis de constituer une banque de données, permettant de caractériser et de quantifier les différents types de dépôts (retombées, déferlantes, écoulements) rattachés à ces éruptions ponceuses : répartition, carte d'isopaques et d'isotailles, granulométrie, classification, etc. Nous avons pu ainsi distinguer :

- le_niveau_de_cendres_lithiques_fines_basal. Il initialise les éruptions à phase plinienne initiale, et sa dispersion suggère une mise en place précédant immédiatement celle de l'horizon plinien lui-même. Nous l'avons interprété comme provenant de la pulvérisation d'un bouchon de magma solidifié, constituant le toit de la colonne magmatique trempé.
- l'horizon plinien. Les trois derniers horizons, bien conservés, sont similaires. Leurs isopaques et isotailles ont des surfaces équivalentes (80-100 km² pour l'isopaque 1 m), et les volumes éjectés sont semblables (0,1 km³ E.R.D.). L'index de dispersion D (800 km²) et l'index de fragmentation F (10 % pour Pl par exemple) permettent de les classer parmi les évènements de faible magnitude, à la limite entre les types plinien et sub-plinien. Les données granulométriques disponibles pour Pl (Md Φ : -1,1 à -5,3 ; $\sigma\Phi$: 1,05 à 2,75) sont typiques de dépôts pliniens situés à faible distance du cratère ; les valeurs plutôt élevées de Md Φ et plutôt faibles de $\sigma\Phi$ traduisant une influence probable du vent qui a pu appauvrir le nuage en fines.
- l'horizon cendro-ponceux déferlant. Il s'agit d'un horizon riche en cendres, possédant à la fois des caractéristiques proches de celle d'un dépôt phréato-plinien (F : 85 %, D : 45 000 km²) et d'une mise en place sous forme de déferlante ; il montre une dispersion radiale autour du cratère analogue à celle des déferlantes du Chichon (1982). C'est le seul exemple reconnu de dépôt ponceux déferlant à la montagne Pelée, et il est intercalé au sein des écoulements ponceux.
- les coulées de pences s.l.. Nous regroupons ici la brèche grossière d'écoulement et le nuage de cendres fines associé. La brèche d'écoulement emprunte une ou plusieurs vallées rayonnant autour du cratère. Elle n'est pas soudée, à l'exception d'un dépôt ponctuel d'une brèche d'écoulement résultant d'une mise en place par simple débordement du cratère (éruption P6), sans phase plinienne initiale. Quant au dépôt de nuage

de cendres fines associé, il diffère selon qu'il accompagne un écoulement précédé par une phase plinienne (dépôt peu épais, inférieur à 1 m) ou sans phase plinienne (dépôt important, jusqu'à 3 m d'épaisseur). Cette différence peut être mise au compte du mode de mise en place et/ou d'une fragmentation plus importante du magma.

Les données acquises ont permis également de modéliser les trois dernières explosions pliniennes P1, P2 et P3. Les valeurs obtenues des différents paramètres sont à titre indicatif :

- rayon du conduit éruptif : 56-65 m
- taux d'éjection du magma : 1,9 à $3,4 \cdot 10^7$ kg/s
- durée de l'explosion : 3 à 1,6 heures
- hauteur de la colonne : 16,6 à 19,2 km
- vitesse d'éjection des pyroclastes : 180 à 330 m/s
- quantité de gaz (H_2O) présents : 1 à 2,5 %

Dans le diagramme de WILSON et al.(1980), le point représentatif des explosions pliniennes de la montagne Pelée est proche de la transition entre le domaine des colonnes pliniennes et celui des débordements de pences, conformément à leur caractère sub-plinien.

Dans le but de mieux cerner la lithologie et l'hydrogéologie profonde de l'édifice volcanique, ainsi que les processus d'ascension du magma, nous avons étudié les xénolites du susbtratum ramonés au cours de ces explosions pliniennes. D'après leur nature lithologique, ces xénolites représentent un échantillonnage complet des formations de l'édifice depuis le sommet jusqu'à la base, située vers 1,5 km de profondeur. La plupart ont subi une altération hydrothermale de basse température et possèdent une auréole d'oxydation externe qui témoigne de l'existence d'aquifères réducteurs au sein du volcan.

De plus, certains ont subi un métamorphisme de contact partiel, avec développement d'une association hyperstène-cordiérite-phlogopite qui indique une température maximale atteinte de 700° environ. Ce métamorphisme de contact est attribué à un séjour de la colonne magmatique vers la base de l'édifice, au niveau de formations aquifères profondes qui auraient ainsi été surchauffées.

Ceci peut jouer un rôle important dans l'origine des explosions pliniennes de la montagne Pelée. L'éruption d'un magma riche en gaz (5 % par exemple) a toutes les chances de conduire à l'installation d'une colonne plinienne convective. A l'inverse, un magma pauvre en gaz (1 % par exemple) sera incapable de générer une véritable colonne plinienne dense et débordera pour donner naissance à des écoulements ponceux ; sauf si un composant gazeux externe au magma (les aquifères surchauffés précités) vient "renverser la vapeur"... Ce serait le cas à la montagne Pelée où durant les 5000 dernières années d'activité, coexistent les deux types d'éruptions ponceuses.

Lors du déclenchement de l'éruption, la baisse de pression dans la colonne magmatique occasionnée par le dégazage et la vésiculation du magma, va se transmettre également dans ces aquifères surchauffés. Leur détente par vaporisation, qui est un phénomène explosif "auto-entretenu" se propageant de façon assez lente dans l'aquifère, va fournir une quantité d'énergie très importante. Additionnée à l'exsolution des gaz magmatiques, elle va contribuer activement au développement et au maintien de la colonne plinienne pendant les quelques heures que dure habituellement ce type de phénomène.

Nous suggérons donc que les explosions pliniennes peuvent être conduites à la fois par l'expansion des gaz magmatiques et l'expansion d'aquifères surchauffés.

Inversement, l'épuisement des aquifères surchauffés pourrait être l'une des causes de l'effondrement de la colonne plinienne.

Le volume d'eau disponible au sein d'aquifères profonds et susceptible d'intervenir lors des explosions pliniennes peut être estimé entre 0 et 5 % de la masse de magma éjecté. Même s'il est faible, cet apport d'eaux météoritiques externes au magma peut effectivement constituer une fraction significative de la quantité théorique de gaz présente dans le mélange magma-gaz éjecté (1 à 2,5 %).

Ceci apporte un nouvel éclairage sur la diversité des dynamismes ponceux de la montagne Pelée. Et nous proposons de lier la présence ou non d'une phase plinienne initiale à la vitesse d'ascension de la colonne magmatique qui va déterminer le degré de surchauffe d'aquifères profonds. Une remontée lente du magma permet un réchauffement important des aquifères profonds et favoriserait la présence d'une phase plinienne au début des éruptions ponceuses tandis qu'une remontée rapide sans réchauffement des aquifères, donnerait lieu directement à l'émission de coulées de pences par débordement du cratère.

Il est possible d'envisager l'intervention d'aquifères profonds en cours d'éruption, lors de la phase d'émission des coulées de pences. L'apport de gaz externes au magma aura pour effet de "relancer" le potentiel explosif et contribuer à la réinstallation d'une colonne plinienne. Mais son développement va se heurter au poids de la courte colonne éruptive effondrante sus-jacente et elle sera déviée latéralement sous forme d'une déferlante cendro-ponceuse à dispersion radiale. L'évènement cendro-ponceux déferlant reconnu au cours de l'éruption P3 pourrait avoir une telle origine.

Les modèles que nous présentons ici à propos de l'origine des dynamismes ponceux s'appliquent au cas d'un strato-volcan andésitique d'arc insulaire comme la montagne Pelée. Les éruptions ponceuses y sont de faible volume (moins du km³). Les explosions pliniennes de faible intensité se classent à la limite des types plinien et sub-plinien. La présence de structures caldeiriques centrales emboîtées y favorisent l'infiltation d'eaux météoritiques au coeur du volcan. C'est précisément en raison de ces particularités que cette dernière peut jouer un rôle significatif dans l'origine des dynamismes éruptifs.

La nature des dynamismes ponceux apparaît ainsi contrôlée plus par les conditions de subsurface que par les propriétés physico-chimiques du magma (dont sa teneur en gaz) ; cette vision est conforme à la "personnification" des strato-volcans pour ce qui est de l'évaluation et du zonage des risques qu'ils présentent.

SOMMAIRE

AVERTISSEMENT

I - INTRODUCTION

II - LES DIFFERENTES SEQUENCES ERUPTIVES PONCEUSES : Chronologie et description des dépôts

II.1 - Présentation des différentes séquences éruptives

II.1.1 - La séquence type I : écoulements ponceux seuls
(ex: P4, P6)

II.1.2 - La séquence type II : explosion plinienne -
écoulements ponceux (ex: P1, P2, P5)

II.1.3 - La séquence type III : explosion plinienne -
écoulements ponceux et événements cendro-ponceux
déferlant (ex: P3)

II.1.4 - Remarques

II.2 - Description des dépôts

II.2.1 - Le niveau de cendres lithiques fines basal
II.2.2 - L'horizon plinien

II.2.2.1 - Aspects descriptifs : constituants,
structure

II.2.2.2 - Aspects quantitatifs

II.2.2.3 - Données graphiques : T_{max} , D , volume
II.2.2.4 - Données granulométriques

II.2.3 - Le dépôt de déferlante cendro-ponceux P₃

II.2.3.1 - Introduction

II.2.3.2 - Aspects descriptifs et quantitatifs

II.2.3.3 - Interprétation

II.2.4 - Les coulées de ponces : brèche grossière d'écoulement, et nuages de cendres fines associés

II.2.4.1 - Introduction

II.2.4.2 - Les coulées de ponces

II.2.4.3 - Les dépôts de nuages de cendres
associés

II.2.4.4 - Données granulométriques

III - LES PROCESSUS ERUPTIFS

III.1 - Rappel des travaux antérieurs

III.2 - Modélisation des explosions pliniennes de la montagne Pelée

- Taux d'éjection du magma
- Vitesse d'éjection des pyroclastes
- Quantité de volatils

III.3 - Les renseignements fournis par l'étude des xénolites du substratum

III.4 - Intervention d'aquifères surchauffés et origine des explosions pliniennes

III.5 - Aspects quantitatifs

III.6 - Contribution d'aquifères surchauffés et diversité des séquences éruptives ponceuses

III.7 - L'événement cendro-ponceux déferlant de l'éruption P3

IV - CONCLUSIONS

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Carte géologique simplifiée de la montagne Pelée et localisation des principaux termes géographiques cités dans ce rapport.

Figure 2 - Les trois séquences éruptives ponceuses types de la montagne Pelée au cours de la période 0-5000 ans B.P., comparées à la séquence éruptive ponceuse de référence de SPARKS et al. (1973).

Figure 3 - Séquences synthétiques des dépôts des quatre dernières éruptions ponceuses de la montagne Pelée.

Figure 4 - Cartes isopaques des trois horizons pliniens les plus récents de la montagne Pelée P1, P2 et P3₁ et de l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃, complétées d'après WESTERCAMP et TRAINEAU (1983). La répartition des brèches grossières d'écoulement est également indiquée.

Figure 5 - Carte isotailles représentant la taille maximale moyenne en centimètres des trois plus gros fragments ponceux et lithiques des trois derniers horizons pliniens P1, P2 et P3₁ ainsi que de l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃.

Figure 6a - Variation de l'épaisseur dans l'axe de dispersion des trois horizons pliniens P1, P2 et P3₁ ainsi que de l'horizon cendro-ponceux P3₃, en fonction de la distance au cratère, permettant de déterminer la paramètre T_{max} de WALKER (1973).

Figure 6b - Comparaison de la courbe représentative des 3 horizons pliniens P1, P2 et P3₁ de la montagne Pelée avec d'autres exemples d'horizons pliniens dans le diagramme (évolution de l'épaisseur du dépôt en fonction de la distance au cratère) ; tiré de WALKER (1981).

Figure 7 - Variation de la taille maximale moyenne des 3 plus gros fragments ponceux et lithiques en fonction de la distance au cratère, pour les 3 horizons pliniens P1, P2 et P3₁ ainsi que pour l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃.

Figure 8a - Courbe représentative de la surface recouverte par chaque isopaque permettant de déterminer le paramètre D (index de dispersion) de WALKER (1973), pour les 3 horizons pliniens P1, P2 et P3₁ ainsi que pour l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃.

Figure 8b - Comparaison avec quelques horizons pliniens types (tirés de WALKER, 1981) montrant en particulier l'extrapolation de la courbe représentative pour les faibles épaisseurs jusqu'à 1 mm, utilisée pour le calcul du volume selon la méthode de WALKER (1980).

Figure 9a - Courbes représentatives de la surface recouverte par chaque courbe isotaille en fonction de la taille maximale moyenne des trois plus gros fragments ponceux et lithiques des horizons pliniens P1, P2 et P3₁.

Figure 9b - Comparaison des deux courbes représentatives (ponces et lithiques) des horizons pliniens de la montagne Pelée avec celles d'un ensemble représentatif des horizons pliniens décrits (tiré de WALKER, 1980). Les courbes de la montagne Pelée se situent dans le champ des explosions pliniennes de faible magnitude, à la limite des domaines pliniens et sub-pliniens.

Figure 10 - Position des horizons pliniens P1, P2, P3₁, ainsi que de l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃, dans le diagramme de classification des dynamismes explosifs de WALKER (1973) ; avec F = index de fragmentation (% fines inférieures à 1 mm à l'isopaque 0,1 Tmax) et D = index de dispersion (surface recouverte par l'isopaque 0,01 Tmax).

Figure 11 - Pourcentage des différents constituants de l'horizon plinien P1 (éch. 35, morne Lénard, 3,4 km W du cratère) et d'un dépôt de brèche grossière d'écoulement P1 dans le triangle P (ponces) - L (fragments lithiques) - C (cristaux libres) ; BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984).

Figure 12 - granulométrie des téphra ponceux P1 et des écoulements P1, P2 et P3 (courbes de fréquences cumulées en échelle semi-logarithmique en fonction du diamètre en unité Ø ; d'après BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984)).

Figure 13 - Position des points représentatifs des horizons pliniens, des brèches grossières d'écoulements et de la déferlante cendro-ponceuse des trois dernières éruptions ponceuses P1, P2 et P3 de la montagne Pelée dans le diagramme $\sigma\bar{\theta}/Md\bar{\theta}$ de WALKER (1971) ; d'après les données BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984).

Figure 14 - Evolution de la médiane ($Md\bar{\theta}$) en fonction de la distance au cratère (axe de dispersion) pour l'horizon plinien P1 de la montagne Pelée, d'après les données de BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984).

Figure 15 - Diagrammes de fréquence granulométrique d'après BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984).
 a - Courbes représentatives de 2 échantillons de l'horizon plinien P1 et d'échantillons des coulées P1, P2 et P3.
 b - Diagramme de fréquence granulométrique d'un échantillon de l'horizon P1 (éch. 35, morne Lénard, 3,4 km W du cratère).

Figure 16 - Carte des isopaques 50 cm et 1 m de l'horizon déferlant cendro-ponceux P3₃ sur laquelle a été superposée à la même échelle, l'extension maximum des dépôts reconnaissables des 3 déferlantes survenues lors de l'éruption du Chichon en mars-avril 1982 ; d'après SIGURDSSON et al. (1984).

Figure 17 - Diagramme montrant la relation entre la hauteur observée de la colonne éruptive et sa hauteur théorique calculée à partir du taux d'éjection des pyroclastes (courbes en trait plein) pour différents exemples d'éruptions ayant donné lieu à la formation de colonne éruptive (tiré de WILSON *et al.*, 1978).

Figure 18 - Evolution du rapport (rayon maximal x densité) des pyroclastes ponceux et lithiques en fonction de la distance au cratère permettant d'extrapoler la valeur du paramètre B de WILSON (1976) pour les 3 dernières explosions pliniennes P1, P2 et P3 de la montagne Pelée.
 a - Selon la direction parallèle aux vents dominants,
 b - Selon la direction perpendiculaire aux vents dominants.

Figure 19a - Diagramme montrant la relation entre la quantité n de gaz (H_2O) présents dans le mélange pyroclaste-gaz éjecté et la vitesse d'éjection des pyroclastes u_0 , d'après l'équation (9) de WILSON (1980).

Figure 19b - Diagramme montrant la relation entre la quantité n de gaz (H_2O) présents dans le mélange pyroclastes - gaz éjecté et la quantité totale n_0 contenue dans le magma (liquide + cristaux), d'après l'équation (30) de WILSON *et al.* (1980), en supposant que tous les gaz soient issus du magma.

Figure 20 - Diagramme montrant les domaines respectifs où sont réunies les conditions propices, soit au développement d'une colonne convective plinienne dense, soit à l'effondrement d'une colonne éruptive pour donner naissance aux coulées de pences.

Figure 21a - Représentation schématique des différents stades d'une éruption ponceuse à phase plinienne initiale à la montagne Pelée, illustrant le rôle possible d'aquifères profonds surchauffés.

Figure 21b - Représentation schématique des différents stades d'une éruption ponceuse sans phase plinienne initiale à la montagne Pelée, illustrant l'absence d'aquifères profonds surchauffés.

Figure 22 - Représentation schématique des quatre cas de configuration envisagés d'un niveau aquifère profond pouvant être sollicité lors des explosions pliniennes de la montagne Pelée.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I - Age et classification des 6 dernières éruptions ponceuses de la montagne Pelée reconnues entre 0 et 5000 ans B.P., en fonction des 3 séquences éruptives types définies.

Tableau II - Tableau récapitulatif des différents paramètres déterminés graphiquement ou par le calcul permettant de classer les explosions pliniennes récentes de la montagne Pelée.

Tableau III - Tableau récapitulatif des valeurs estimées par le calcul des différents paramètres permettant de quantifier les explosions pliniennes P1, P2 et P3 de la montagne Pelée.

Tableau IV - Tableau récapitulatif des valeurs du paramètre B de WILSON (1976) obtenues en extrapolant les courbes (rayon maximal x densité des pyroclastes en fonction de la distance au cratère) perpendiculairement et parallèlement à la direction des vents dominants lors des 3 dernières explosions pliniennes de la montagne Pelée, permettant de calculer u_0 , n et n_0 .

Tableau V - Estimation des volumes d'eau disponibles dans chacun des cas de configuration des aquifères de la figure 22 et calcul du rapport massique quantité d'eau disponible/quantité de magma éjecté (0.08 km^3 , voir texte) ; les deux valeurs extrêmes obtenues - 0,15 % et 5,3 % - ont été encadrées.

AVERTISSEMENT

Ce rapport s'inscrit dans un ouvrage plus vaste (il constituera une partie du sixième chapitre) actuellement en préparation, intitulé : "Etude géologique de la montagne Pelée, Martinique : notice explicative de la carte géologique à 1/20 000 ; téphrochronologie ; dynamismes éruptifs récents ; évaluation et zonation des risques volcaniques", par D. WESTERCAMP et H. TRAINEAU, qui rassemblera l'ensemble des travaux géologiques conduits sur ce site par le BRGM depuis 1973. Cet ouvrage apparaîtra dans la collection "Documents" du BRGM.

Cette diffusion partielle en avance de publication est une illustration des travaux conduits au laboratoire de volcanologie de l'IMRG sur les contacts eau/magma et la modélisation géothermale des strato-volcans. Ce dernier volet ayant été traité plus spécifiquement ailleurs (WESTERCAMP et TRAINEAU, 1985), on souligne ici les applications que ces travaux ont dans le domaine des dynamismes éruptifs et de la phénoménologie volcanique.

La rédaction a été également conduite dans l'optique d'une publication de synthèse sur les éruptions ponceuses de la montagne Pelée, avec les implications géothermiques qui en découlent.

Enfin, ce rapport constitue une des contributions des chercheurs du BRGM à la monographie sur le volcan actif de la montagne Pelée, mise en chantier à l'initiative du P.I.R.P.S.E.V.*.

Les études géologiques sur lesquelles se base ce rapport, constituent un autre chapitre du document BRGM en préparation. En attendant, on pourra se référer aux autres publications des auteurs sur le sujet (TRAINEAU, 1982 ; WESTERCAMP et TRAINEAU, 1983a et 1983b).

* Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques. CNRS -INAG.

I - INTRODUCTION

I - INTRODUCTION

A la montagne Pelée, comme pour nombre de strato-volcans andésitiques, les éruptions ponceuses, c'est-à-dire ayant émis des magmas vésiculés, alternent avec les éruptions à magma non ou peu vésiculés se traduisant par l'édification de dômes et l'émission de nuées ardentes (ROOBOL et SMITH, 1976). Si ces dernières sont mieux connues grâce aux études consacrées aux éruptions historiques de 1902 et 1929, les premières n'en constituent pas moins une constante dans l'activité récente du volcan (TRAINEAU, 1982 ; WESTERCAMP et TRAINEAU, 1983) et présentent des risques potentiels tout aussi, voire plus élevés (ROOBOL et SMITH, 1980 ; WESTERCAMP, 1982).

Les éruptions ponceuses ont été présentes au cours de l'activité des périodes récentes et intermédiaires, c'est-à-dire depuis plus de 40 000 ans. Au cours des 14 000 dernières années, un minimum de onze éruptions ont présenté un caractère ponceux, sur la trentaine d'éruptions magmatiques reconnues (WESTERCAMP et TRAINEAU, op. cit.). La dernière en date, P1 (650 ans B.P.), a probablement affecté les populations indiennes Arawak habitant sur les flancs du volcan (ROOBOL et al., 1975).

Entre 0 et 5000 ans B.P., une certaine diversité entre les éruptions ponceuses apparaît et plusieurs types de séquences éruptives peuvent être identifiés. Les différences portent essentiellement sur l'occurrence ou non d'une explosion plinienne initiale et de déferlantes cendro-ponceuses (tableau I) ; leur seul point commun est en première approche, l'émission de coulées de pences ("pumice and ash flow" des auteurs anglo-saxons). Il n'a pas été observé de séquence éruptive type complète ("standart ignimbrite flow unit" de SPARKS et al., 1973).

A l'échelle du volcan, cette variété de scénarios éruptifs implique une diversité dans les processus contrôlant les dynamismes éruptifs, que l'on peut lier aux propriétés du magma lui-même ou bien à celles de son environnement extérieur lors de son ascension dans la croûte et dans l'édifice.

Les données stratigraphiques et phénoménologiques présentées ici, proviennent essentiellement de l'étude des dépôts ponceux récents, et en particulier de ceux qui sont relatifs aux éruptions P1, P2 et P3. Il en est de même des études plus thématiques consacrées à la granulométrie des dépôts (BARDINTZEFF et MISKOVSKY, 1984) aux transformations hydrothermales des enclaves xénolitiques (LAFFORGUE et al., 1985) et dans une moindre mesure, à la pétrologie des constituants magmatiques juvéniles (TRAINEAU, 1982 ; DUPUY et al., FICHAUT et al., 1985).

Ces données, alliées à une bonne connaissance de l'édifice volcanique -structure du cône central, hydrogéologie,...-, doivent permettre la discussion des modèles généraux de mise en place de ces produits actuellement proposés, voire conduire à des propositions originales dans ce domaine.

Elles s'appliqueront d'abord à l'activité de l'édifice récent de la montagne Pelée (moins de 13 500 ans) et ne seront en conséquence pas sans implication pour l'évaluation et le zonage des risques que les futures éruptions ponceuses du volcan présenteront (WESTERCAMP, 1982 et 1985).

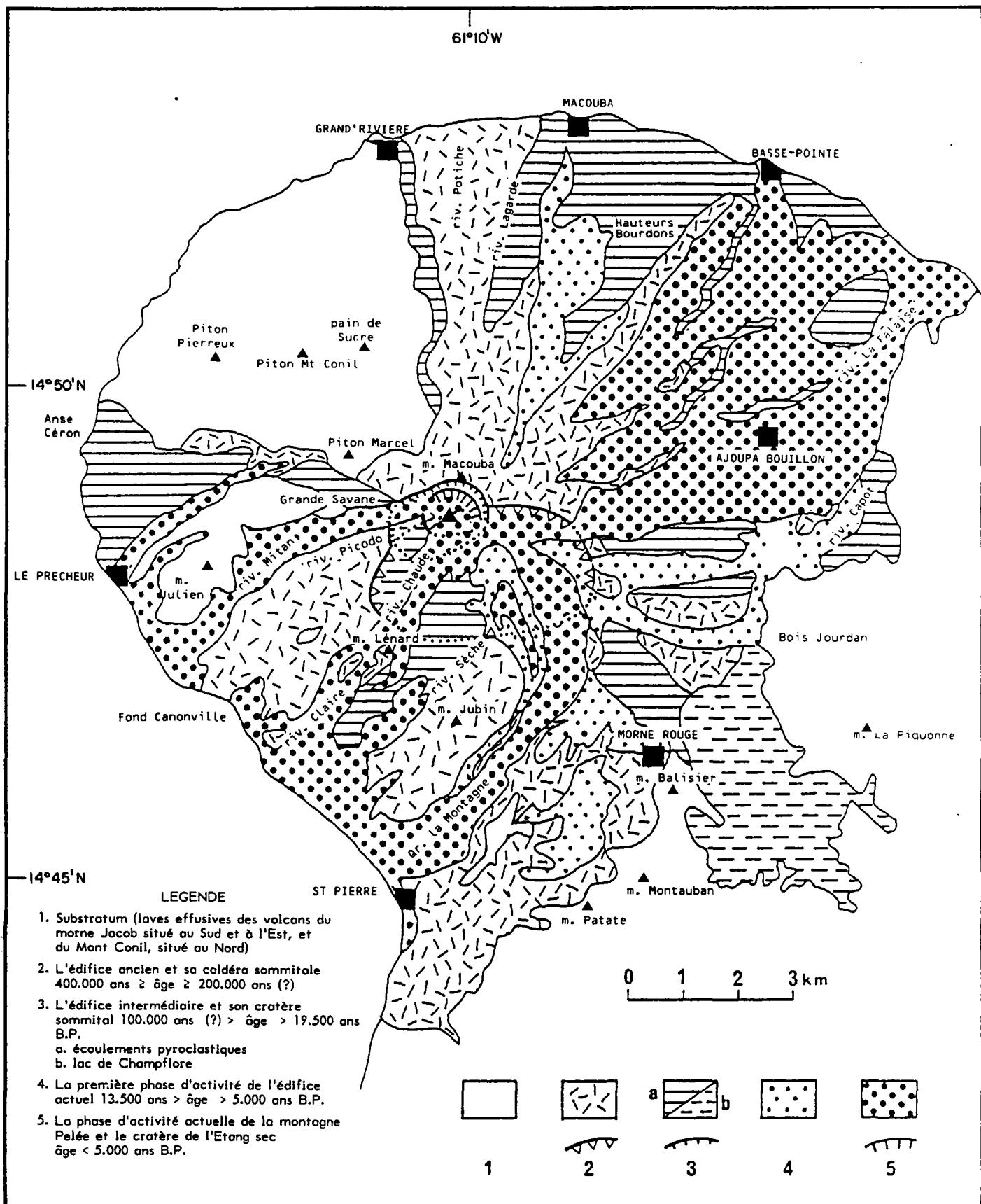


FIGURE 1 : CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA MONTAGNE PELEE ET LOCALISATION DES PRINCIPAUX TERMES GEOGRAPHIQUES CITES DANS LE TEXTE

II - LES DIFFERENTES SEQUENCES ERUPTIVES PONCEUSES :
CHRONOLOGIE ET DESCRIPTION DES DEPOTS

II.1 - PRESENTATION DES DIFFERENTES SEQUENCES ERUPTIVES

Au cours de la période récente, (0 à 5000 ans B.P.), plusieurs types de séquences éruptives (tableau I) ont été identifiés (WESTERCAMP et TRAINEAU, 1983). On peut les regrouper en deux grandes familles suivant qu'elles présentent ou non une explosion plinienne initiale : le seul composant constant étant l'émission de coulées de pences (fig. 2) :

séquence type I : écoulements ponceux seuls (ex: P4, P6)

séquence type II : explosion plinienne suivie par des écoulements ponceux (ex: P1, P2, P5)

séquence type III : explosion plinienne suivie par des écoulements ponceux au sein desquels s'intercale un évènement cendro-ponceux déferlant (ex: P3) ; peut être considérée comme une variante de la séquence type II

Au-delà de 5000 ans B.P., les dépôts apparaissent identiques mais la mauvaise conservation des dépôts ne permet plus la reconstitution de séquences éruptives complètes. Dans l'activité de l'édifice intermédiaire, les éruptions ponceuses sont également présentes. Il faut signaler l'occurrence d'évènements ponceux (phase plinienne et/ou écoulements ponceux) prémonitoires à l'émission de nuées ardentes de type Saint Vincent (TRAINEAU et al., 1983).

II.1.1 - LA SEQUENCE TYPE I : ECOULEMENTS PONCEUX SEULS (ex: P4, P6)

Cette séquence (fig.2 et 3), illustrée par les éruptions P4 et P6 où l'horizon plinien est absent, comporte uniquement des dépôts d'écoulements ponceux, accompagnés d'abondantes retombées et déferlantes de cendres fines dispersées selon la direction des vents dominants à basse altitude. Noter que les écoulements ponceux qui sont précédés par une phase plinienne ne donnent lieu qu'à des dépôts mineurs de retombées de nuages cendreux. On peut comparer ce type de séquence à celle rencontrée au Mt St Helens (ROWLEY et al., 1981), lors de l'éruption du 18 mai 1980 dans l'après-midi, où l'on a assisté à l'émission de coulées de pences uniquement dans l'axe du cratère d'avalanche ouvert le matin, donc suite au débordement et effondrement d'une très courte colonne éruptive dense. La concentration des dépôts épais (plusieurs mètres) de cendres fines à proximité des brèches grossières de coulée est conforme au dynamisme éruptif envisagé et indique bien que la colonne cendreuse très spectaculaire, qui se développait parallèlement au dessus du volcan, était de faible densité ; il ne s'agissait en aucune façon d'une colonne plinienne au sens où nous l'entendons ici.

Cette séquence fournit le seul exemple de brèche d'écoulement prismée (début de soudure) rencontré à la montagne Pelée (éruption P6), probablement en liaison avec le mode de mise en place par simple débordement de cratère ou effondrement d'une très courte colonne éruptive, qui limite l'introduction d'air dans la colonne éruptive et donc son refroidissement.

Age C ¹⁴ en années B.P.	Séquence type I	Séquence type II	Séquence type III
650 ± 20		P1	
1670 ± 40		P2	
2010 ± 140			P3
2440 ± 70	P4		
4060 ± 90		P5	
4610 ± 50	P6		

Tableau I

- Age et classification des 6 dernières éruptions ponceuses de la montagne Pelée reconnues entre 0 et 5000 ans B.P., en fonction des 3 séquences éruptives types définies (voir texte)

Figure 2 : Les trois séquences éruptives ponceuses types de la montagne Pelée, au cours de la période 0-5000 ans B.P. comparées à la séquence éruptive de référence de SPARKS *et al* (1973).

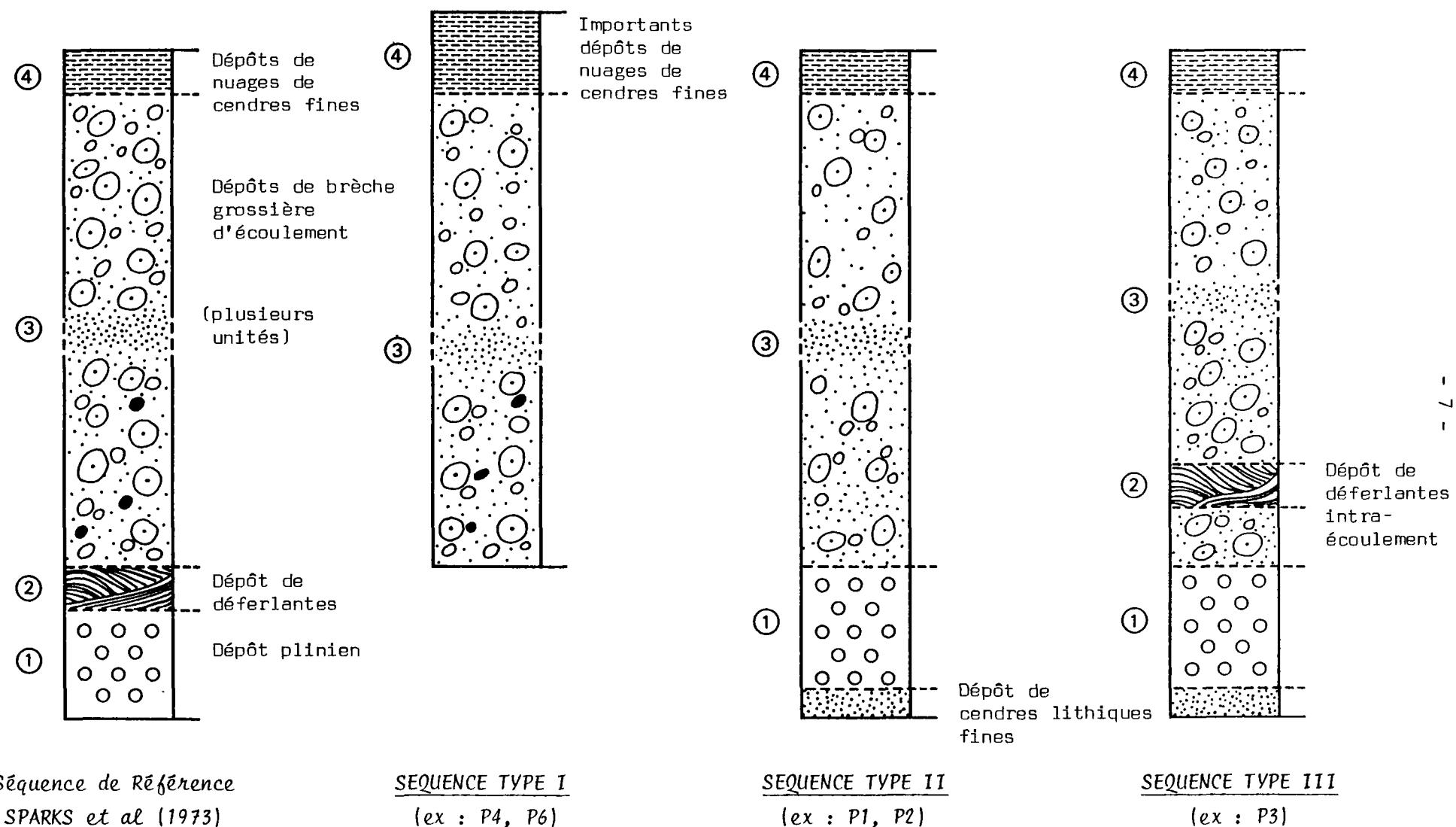
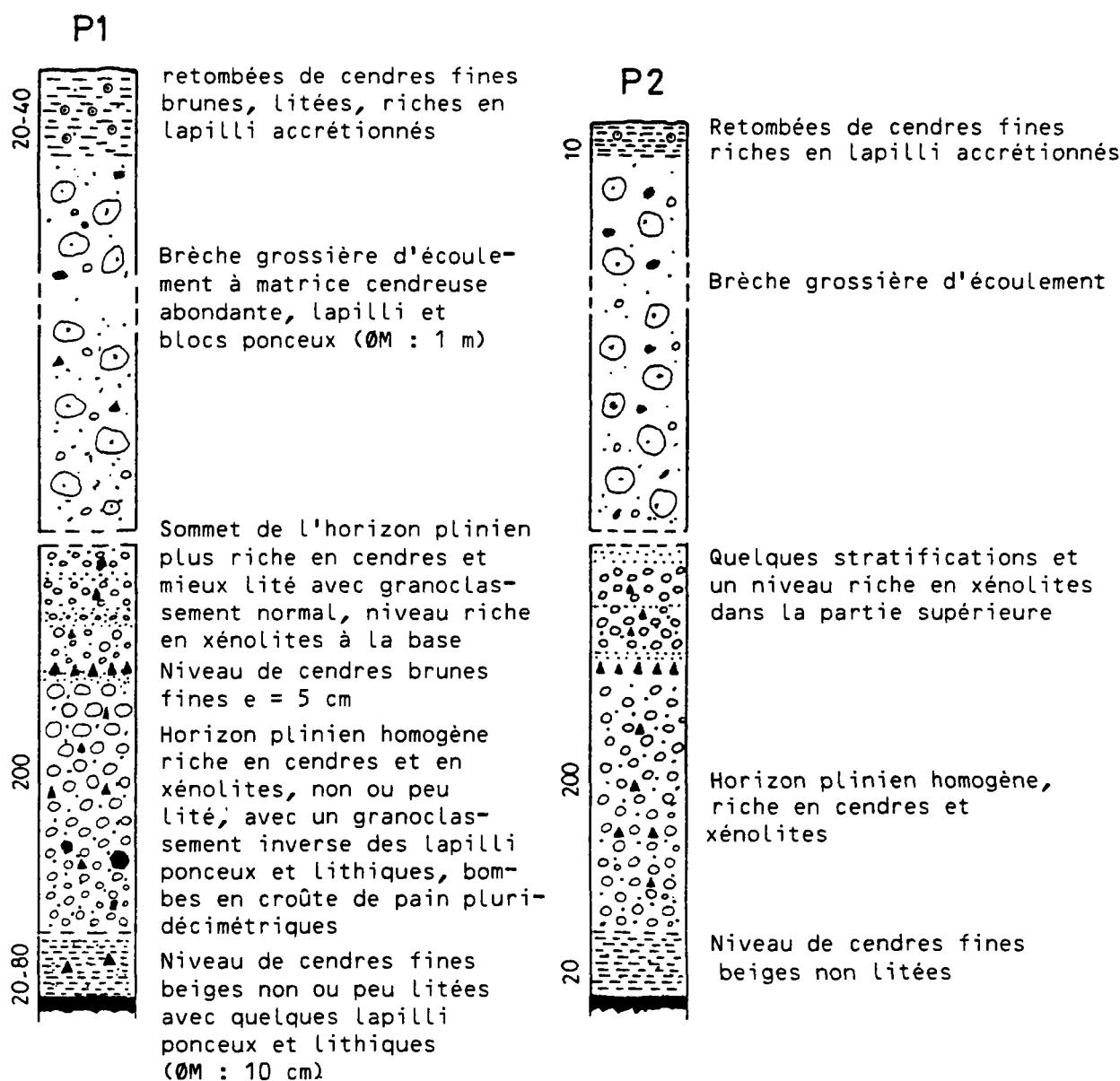
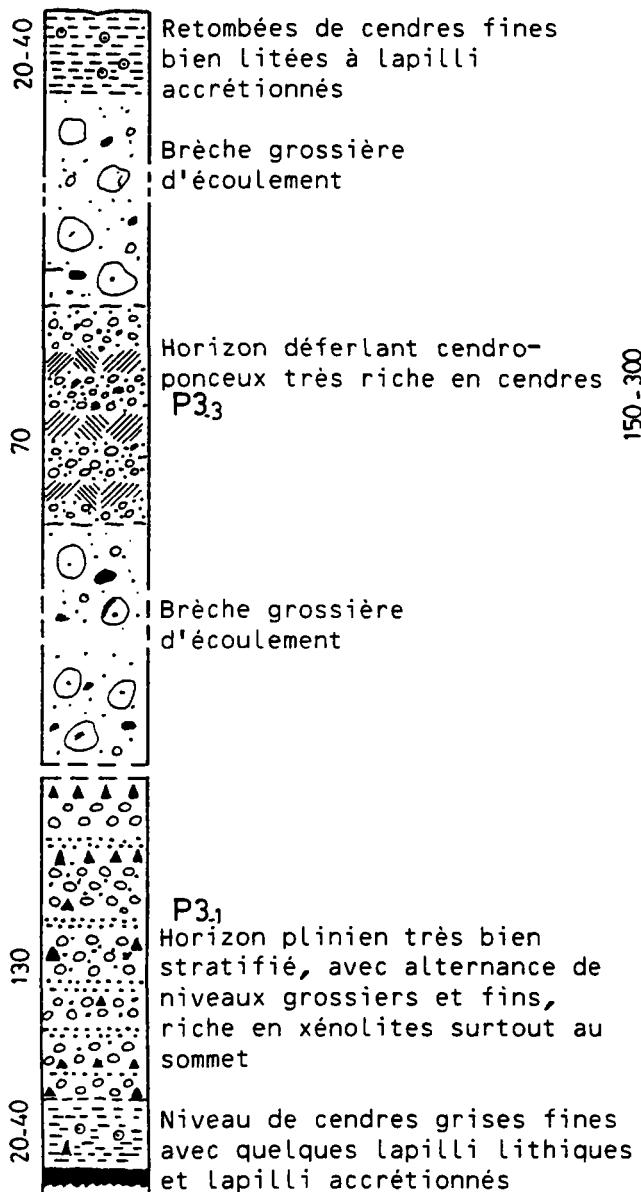


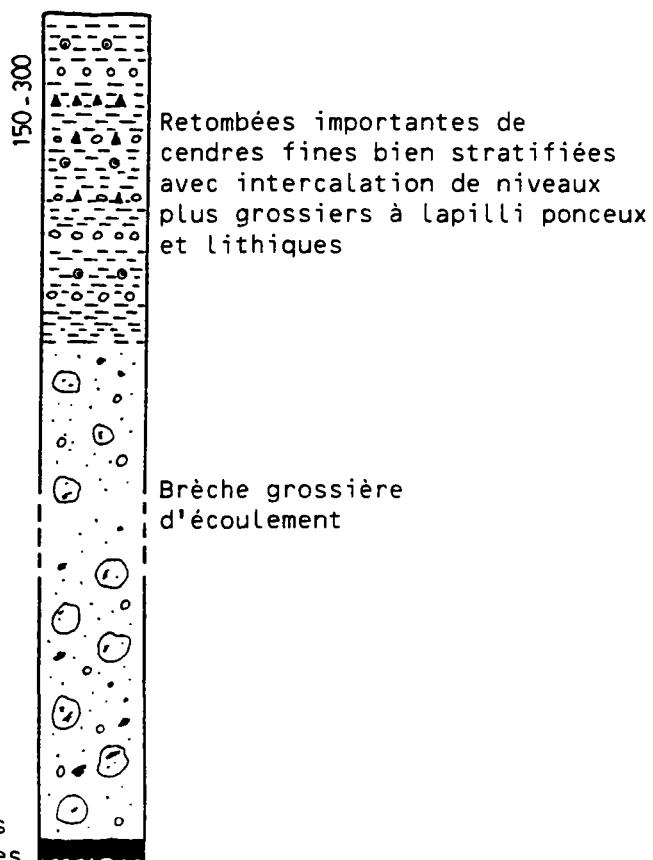
Figure 3 - Séquences synthétiques des dépôts des quatre dernières éruptions ponceuses de la montagne Pelée
Les caractéristiques et les épaisseurs approximatives données pour les niveaux de retombées à titre d'indication proviennent de :
P1 : secteur de la Grande Savane ; 2-4 km W du cratère
P2 : Savane Anatole ; 3-4 km NE du cratère
P3 : flanc W, 3-5 km du cratère
P4 : secteur de la Grande Savane-Le Prêcheur, 5 km W du cratère



P3



P4



II.1.2 - LA SEQUENCE TYPE II : EXPLOSION PLINIENNE - ECOULEMENTS PONCEUX (ex: P1, P2, P5)

La succession des dépôts rencontrés lors des évènements P1 et P2 (fig.2 et 3) montre que l'éruption débute par une phase phréato-magmatique importante, repérable grâce à un horizon de cendres lithiques grossières, peu épais, dispersé sur le flanc ouest du volcan. Puis s'installe la colonne plinienne proprement dite.

La moitié inférieure de l'horizon P1 est plutôt homogène ce qui traduit une installation rapide et une bonne stabilité de la colonne éruptive. Un léger granoclassement inverse des fragments ponceux et lithiques peut par ailleurs être attribué à un élargissement progressif du conduit éruptif (WALKER, 1981). Après une transition rapide par l'intermédiaire d'un niveau de cendres fines et/ou d'un niveau riche en xénolites, le sommet de l'horizon devient plus hétérogène, stratifié, et enrichi en lithiques. De même, l'horizon plinien P2, homogène à la base, voit se développer quelques stratifications vers le sommet avec enrichissement en fragments lithiques.

Ceci reflète des fluctuations au sein de la colonne éruptive qui peuvent résulter (WALKER, 1981) de variations dans la quantité de volatils ou de modifications dans la géométrie du conduit éruptif (élargissement, obstruction provisoire,...). Ces facteurs sont susceptibles d'après SPARKS et al., (1978) de conduire à l'effondrement de la colonne plinienne.

Le dernier terme de cette séquence type II est constitué par les écoulements ponceux, dont on peut retrouver occasionnellement les dépôts grossiers mais plus fréquemment ceux des nuages de cendres associés sur l'horizon plinien ; et ce, sans discontinuité apparente.

D'après ces données, et en l'absence d'arguments contraires, on pourrait penser que cette séquence type II est conforme au modèle de WILSON (1976) liant l'origine des écoulements ponceux à l'effondrement d'une colonne éruptive plinienne. Nous présentons plus loin une autre alternative.

II.1.3 - LA SEQUENCE TYPE III : EXPLOSION PLINIENNE - ECOULEMENTS PONCEUX ET EVENEMENT CENDRO-PONCEUX DEFERLANT (ex: P3)

De même que la séquence type II dont elle n'est qu'une variante, cette séquence type III débute par une explosion plinienne qui précède une phase d'explosions phréato-magmatiques, et elle se poursuit et se termine par l'émission de coulées de pences (fig. 3). La colonne plinienne devait être relativement instable, si l'on se réfère à l'hétérogénéité de l'horizon plinien P₃₁ qui est stratifié sur toute sa hauteur.

Mais, en plus de l'horizon plinien basal, un autre horizon cendro-ponceux P₃₃ s'intercale au sein des dépôts d'écoulements ponceux. D'après les coupes téphro-stratigraphiques, cet évènement se produit lors de la mise en place des premières coulées, puisque la majeure partie des dépôts de nuages cendreux associés reposent sur cet horizon.

Il possède les caractéristiques d'un dépôt phréato-plinien telles que les ont définies SELF et SPARKS (1978), à savoir une abondance de cendres fines et des structures de déferlantes à proximité du point d'émission

(stratifications entrecroisées, laminations). Il montre également une dispersion radiale autour du cratère, qui évoque une mise en place sous forme d'une déferlante pyroclastique circulaire et horizontale analogue à celles des déferlantes de l'éruption du Chichon en 1981. Dans ce dernier cas, SIGURDSSON et al., (1984) les ont interprétées comme provenant de la ségrégation d'un nuage déferlant à partir d'écoulements ponceux. Toutefois, un certain nombre de caractères de cette déferlante P3, ne cadrent pas avec le schéma proposé pour les déferlantes du Chichon ; et il semble qu'elle ait une origine différente (voir discussion ultérieure).

II.1.4 - REMARQUES

A la suite de la présentation de ces trois séquences éruptives ponceuses de la montagne Pelée, nous pouvons faire quelques remarques rapides. Tout d'abord, par rapport à la séquence éruptive ponceuse type de SPARKS et al. (1973) - "Standart Ignimbrite flow Unit"-, on note l'absence de dépôt de déferlante intercalé entre le dépôt de retombées pliniennes et les dépôts d'écoulements (déferlantes type Chichon par exemple) ; le seul exemple reconnu de dépôt de déferlante (éruption P3) étant intercalé au sein d'écoulements (fig. 2) et il semble avoir une origine distincte. Ceci dit, nous n'excluons pas la possibilité d'avoir eu des déferlantes de type Chichon au cours des éruptions ponceuses de la montagne Pelée. Simplement, en raison de leur dispersion limitée à la partie supérieure de l'édifice volcanique -là où l'érosion est la plus intense et les conditions d'affleurements les plus difficiles-, il serait quasiment impossible de les mettre en évidence.

Un deuxième point remarquable est l'absence de dépôt grossier riche en blocs lithiques "co-ignimbrite lag fall deposits" de WRIGHT et WALKER (1977)- à proximité du cratère. SMITH et al., (1980) attribuent cette absence à une relative faible vitesse du mélange magma-gaz dans le conduit éruptif, ce qui limiterait l'érosion des parois.

Enfin, ces trois séquences éruptives types coexistent au cours d'une même période d'activité de la montagne Pelée, c'est-à-dire sans changements fondamentaux dans la structure de l'édifice volcanique ni dans les propriétés physico-chimiques des magmas. Ceci sous-entend que la nature des dynamismes éruptifs ponceux peut être déterminée -en partie- par des facteurs externes, variant pour chaque éruption.

II.2 - DESCRIPTION DES DEPOTS

II.2.1 - LE NIVEAU DE CENDRES LITHIQUES FINES BASAL

Pour chacune des trois dernières éruptions P1, P2 et P3, la séquence éruptive débute (fig. 3a, 3b, 3c) par un niveau de cendres fines lithiques beiges à grises, en général peu lité et non induré, et renfermant parfois des lapilli accrétionnés. Localement, ce niveau contient également quelques lapilli lithiques sains ou oxydés et lapilli ponceux centimétriques à pluricentimétriques, et plus rarement des fragments de bois carbonisés (secteur du morne Jubin).

Il est d'épaisseur faible, 20 cm à 3 km du cratère par exemple dans le cas de P1. Sa répartition quasi exclusive sur les flancs ouest (P1 et P3) ou est (P2) coïncide exactement avec celle de l'horizon plinien sus-jacent et suggère une influence importante du vent sur sa dispersion.

Cette similitude des aires de dispersion suggère également, qu'une grande partie tout au moins de ce dépôt s'est mise en place juste avant l'horizon plinien lui-même, sous l'influence de conditions météorologiques identiques. L'absence de traces de discontinuité ou de ravinement entre eux va dans le même sens. Une étude plus détaillée de ces niveaux est nécessaire pour vérifier s'il s'agit de dépôts uniquement phréatiques, ou s'il y a déjà participation du magma juvénile ponceux ou trempé ?

Ceci dit, on retrouve une disposition similaire à celle décrite par SPARKS et al. (1981) à Askja pour l'éruption de 1875, et interprétée par ces auteurs comme résultant d'une phase phréato-magmatique relativement importante, qui précéderait l'explosion plinienne elle-même.

II.2.2 - L'HORIZON PLINIEN

Seuls les horizons pliniens attribués aux trois dernières éruptions ponceuses P1, P2 et P3 sont bien conservés et ont fait l'objet de descriptions et d'études granulométriques plus ou moins complètes. Nous nous contenterons ici de rappeler brièvement leurs principales caractéristiques avant de les comparer entre eux.

Leurs caractères généraux -constituants, granulométrie, dispersion- sont similaires à ceux des horizons pliniens décrits par ailleurs dans le monde (WALKER, 1973 et 1981) et en accord avec une origine par retombée à partir d'une colonne éruptive verticale.

II.2.2.1 - Aspects descriptifs : constituants, structure

Les horizons ponceux sont constitués majoritairement de lapilli ponceux clairs centimétriques à pluricentimétriques (70 à 80 % du volume total), accompagnés par une fraction cendreuse fine très réduite et des cristaux libres (plagioclase surtout et pyroxène) ainsi que des xénolites lithiques sains ou oxydés, arrachés au conduit éruptif. On remarque dans certains cas, un fin niveau de lapilli lithiques gris à la base de l'horizon plinien (P5), qui peut inclure également des "bombe massives en croûte de pain" de taille décimétrique à pluridécimétrique (horizon P1, Grande Savane), localisées plutôt à proximité du cratère (maximum 3 km).

Ce sont des dépôts généralement homogènes en grand de la base au sommet, au regard de la granulométrie et des constituants, résultat d'une mise en place par retombée continue à partir d'une colonne éruptive verticale. Ceci n'exclut toutefois pas la présence de discontinuités dans le détail : intercalations de niveaux cendreux fins, fluctuations rythmiques de la granulométrie, granoclassement normal ou inverse, concentrations de xénolites lithiques à certains niveaux,.... D'après WALKER (1981), elles reflèteraient des instabilités de la colonne éruptive, dues à des variations du potentiel explosif ou à l'obstruction provisoire du conduit éruptif par des fragments du substratum. Des niveaux cendreux fins peuvent également provenir de retombées de nuages de cendres associés à des écoulements de ponces générés durant le développement de la colonne éruptive plinienne.

A la montagne Pelée, la phase plinienne semble unique, au moins dans le cas de P2 et P3₁. Pour P1, la présence d'un fin niveau de cendres brunes fines au 2/3 de l'horizon pourrait éventuellement témoigner d'un arrêt dans le dépôt et donc d'une mise en place en deux temps. Les discontinuités intra-dépôts sont par contre assez nombreuses dans l'horizon P3₁, et à un moindre degré dans l'horizon P1 (fig. 3c et fig. 3a) :

- P3₁, très bien stratifié, montre des fluctuations rythmiques de la granulométrie avec alternances de niveaux grossiers riches en xénolites lithiques et niveaux fins. Le pourcentage de xénolites lithiques augmente vers le sommet;
- P1 dont la moitié inférieure est assez riche en cendres et en xénolites lithiques, peu litées, montre un granoclassement inverse; la moitié supérieure est bien litée et plus riche en cendres ;
- P2 est plutôt homogène, sauf dans la moitié supérieure où on observe quelques litages et un niveau riche en xénolites lithiques (fig. 3b).

Les dépôts pliniens ne sont jamais soudés, et on n'y rencontre des fragments de bois carbonisés qu'à proximité du cratère ou l'épaisseur du dépôt est importante (maximum 10 m). Quelquefois, le sol sous-jacent a également été carbonisé.

II.2.2.2 - Aspects quantitatifs

Les paramètres classiques permettant de quantifier les dépôts et de classer les explosions pliniennes ont pu être relevés pour les 3 derniers horizons pliniens : épaisseur des dépôts, taille moyenne des trois plus gros fragments ponceux et lithiques. Cette approche quantitative est cependant handicapée par la proximité de la mer qui entoure le volcan au 3/4, puisque les points de mesure extrêmes ne peuvent, dans un grand nombre de cas, excéder 10 km de distance au cratère. Les comparaisons avec d'autres horizons pliniens où les mesures sont souvent effectuées sur plus de 50 km de distance, n'en sont que plus difficiles.

Cartes isopaques et isotailles

L'allure des cartes isopaques et isotailles de retombées pliniennes est fonction à la fois de la hauteur atteinte par la colonne éruptive et de l'influence des vents sur sa dispersion. Rappelons qu'aux Antilles, le régime prédominant à basse altitude (0 à 6 km environ) est celui des alizés soufflant d'Est en Ouest. A plus haute altitude, les contres-alizés sont inverses et soufflent d'Ouest en Est.

A la montagne Pelée, l'influence du vent est toujours notable sur la dispersion de la colonne plinienne, d'après l'allure des isopaques (fig. 4a, b, c). Les isopaques de l'horizon P1 sont des ellipsoïdes centrés sur le cratère, indiquant que sa dispersion a été influencée par deux régimes de vent antagonistes ; ce qui est conforme au fait que la colonne plinienne a largement dépassé 6 km d'altitude. Les isopaques des horizons P3₁ et P2 sont par contre dissymétriques par rapport au cratère et excentrés vers l'Ouest

(P₃) ou vers l'Est (P₂), et l'interprétation en est plus difficile. Il ne fait aucun doute que ces deux colonnes ont largement dépassé les 6 km d'altitude. Il faut alors envisager que les régimes de vent à basse et haute altitude étaient identiques au moment de l'éruption.

Les cartes isotailles représentant les tailles maximales des ponces et fragments lithiques en fonction de la distance au cratère ont été tracées (fig. 5), avec toutefois une densité de points moindre que celle des isopaques. Néanmoins, leurs allures sont rigoureusement identiques et confirment bien l'influence des vents sur la dispersion de la colonne plinienne.

Les cartes isopaques (fig. 4) et isotailles (fig. 5) sont à la même échelle. On constate que les trois horizons pliniens sont similaires au point de vue de la surface des isopaques et de l'aire de dispersion des téphras, ce qui traduit déjà que les trois explosions sont de magnitude équivalente.

II.2.2.3 - Données graphiques : Tmax, D, volume

Différents types de graphes ont été établis à partir des données brutes présentées précédemment, permettant entre autre de déterminer les paramètres Tmax et D définis et utilisés par WALKER (1973) pour classer les éruptions pliniennes :

- variation de l'épaisseur du dépôt en fonction de la distance au cratère (fig. 6),
- variation de la taille maximale des ponces et des lithiques en fonction de la distance au cratère (fig. 7),
- surface recouverte par les différents isopaques (fig. 8),
- surface recouverte par les différents isotailles (fig. 9).

Entre eux, les trois horizons pliniens P₁, P₂ et P₃, apparaissent très comparables. Pratiquement, les différentes courbes illustrent les variations des différents paramètres pour chacun de ces horizons pliniens se superposent. Il apparaît donc que les trois dernières explosions pliniennes de la montagne Pelée sont de magnitude équivalente entre elles. Dans le tableau II, sont indiquées les valeurs des paramètres Tmax et D déduites graphiquement à partir des différentes courbes (fig. 6 et fig. 8) :

- l'épaisseur maximale Tmax est constante, et égale à 15 m environ,
- l'index de dispersion D, correspondant à la surface recouverte par l'isopaque 0.01 Tmax, est voisin de 800 km².

Dans chacun de ces diagrammes (fig. 6b, 8b, 9b), on constate que leurs courbes représentatives sont situées dans le domaine des explosions pliniennes de faible magnitude. Replacées dans le diagramme de classification de WALKER (1973), elles sont situées à la limite entre les types pliniens et sub-pliniens (fig. 10).

Les volumes des différents horizons ont été d'abord calculés selon la procédure préconisée par WALKER (1980), en extrapolant les courbes représentatives jusqu'à l'isopaque 1 mm (fig. 8b). Ils oscillent entre 0.50 et 0.55 km³ (tab. II). En utilisant la méthode de calcul de FROGGAT (1982) qui conteste cette extrapolation pour les faibles épaisseurs, on obtient un volume de 0.40 km³ environ pour chacun des trois horizons, du même ordre de grandeur donc que les premières estimations.

En conclusion, nous retiendrons un volume "Équivalent Roche dense" de 0,1 km³ -si l'on tient compte de la densité des ponces ramenée à 2,5 g/cm³ et du coefficient de foisonnement- dont environ 80 % de magma juvénile (soit 0,08 km³) et 20 % de matériel arraché au substratum. WALKER et BOOTH (citées par WALKER, 1981) donnent des estimations plus élevées (1,4 et 1,6 km³ de téphra) pour deux horizons pliniens PELEE A et PELEE B correspondant à deux des trois horizons étudiés ici.

Ce faible volume des différents horizons pliniens conduit également à classer les explosions pliniennes de la montagne Pelée parmi les événements de faible magnitude, comparables à certaines éruptions de l'Hekla (1947 AD), du Fogo (1563 AD), ou de l'Asama (1783 AD) par exemple (citées par WALKER, 1981 ; voir tableau II).

II.2.2.4 - Données granulométriques

Une étude granulométrique a été réalisée par BARDINTZEFF et MINKOWSKI (1984) principalement sur l'horizon plinien le plus récent P1, dont les affleurements sont nombreux et quasi intacts. Quant aux horizons P2 et P3, ils n'ont été étudiés que de façon ponctuelle et ne seront mentionnés qu'à titre de comparaison. L'horizon P1 étant relativement homogène, le prélèvement des échantillons a porté sur la totalité du dépôt, sans distinction de niveaux et a été effectué entre 2 et 8 km du cratère. Les données granulométriques qui suivent proviennent de l'étude de BARDINTZEFF et MISKOWSKY (1984).

Pourcentage des différents constituants : ponces, lithiques, cristaux libres

Les pourcentages relatifs des constituants de l'horizon P1 ont été déterminés sur un échantillon prélevé à 3,5 km du cratère (éch. 35, morne Lénard) et représentatif de la totalité du dépôt : ponces : 69 %, lithiques : 20 %, cristaux libres : 11 % (fig. 11). Ces pourcentages sont tout à fait semblables à ceux d'autres horizons pliniens, tels ceux de l'éruption plinienne du Vésuve en 79. La pauvreté relative en cristaux libres par rapport aux ponces s'explique probablement par la proximité du cratère.

Granulométrie

Les courbes cumulatives de la granulométrie globale ont été tracées (fig. 12) en échelle Φ ($\Phi = -\log d/\log 2$ avec d : taille en mm) et ont permis de déterminer les deux paramètres, médiane $Md\Phi$ et classement $\sigma\Phi$ (INMAN, 1952) utilisés pour discriminer les dépôts de retombées de ceux d'écoulements (WALKER, 1971).

Ces courbes cumulatives ont une forme sigmoïde traduisant un classement médiocre du dépôt P1, qui est typique des dépôts pliniens situés à proximité du cratère (moins de 10 km, cf. exemple du Toluca ; BLOOMFIELD et al., 1977). Les valeurs de $Md\Phi$ et de $\sigma\Phi$ sont de ce fait assez variables, avec $Md\Phi$ compris entre -1.1 et -5.3 et $\sigma\Phi$ compris entre 1.05 et 2.75. Les points représentatifs de l'horizon P1 (fig. 13) sont situés dans le champ des retombées du diagramme défini par WALKER (1971).

Il n'est malheureusement pas possible de mettre en évidence une évolution des deux paramètres $Md\Phi$ et $\sigma\Phi$ en fonction de la distance (fig. 14), comme cela a pu être montré par ailleurs (voir BLOOMFIELD et al., 1977 ; SPARKS et al., 1981), faute de disposer d'échantillons du dépôt plinien P1 sur une distance suffisante. On ne peut pas le comparer à d'autres exemples de

Figure 4 - Cartes des isopaques des horizons pliniens et cendro-ponceux déferlant, et répartition des dépôts de brèches grossières d'écoulement appartenant aux 3 dernières éruptions ponceuses P1, P2 et P3 de la montagne Pelée (complétées d'après WESTERCAMP et TRAINEAU, 1983)

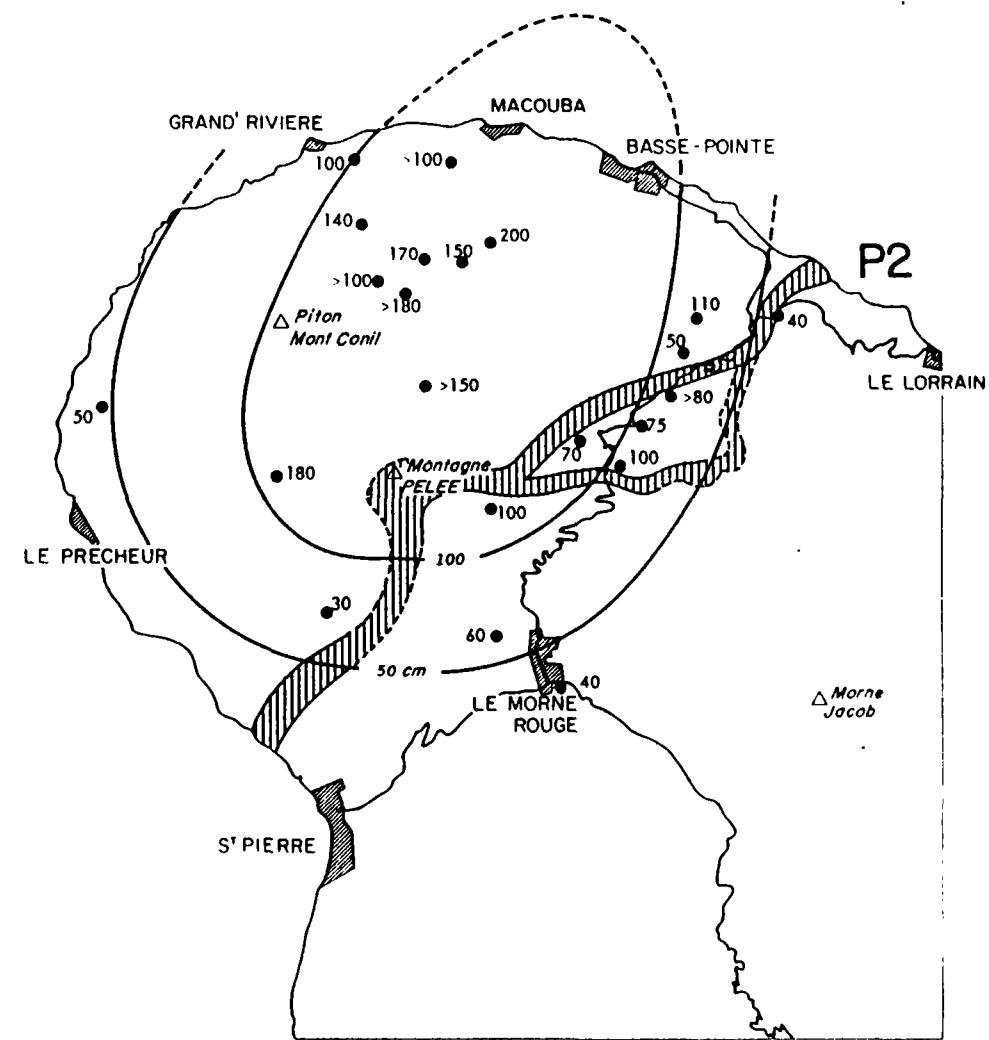
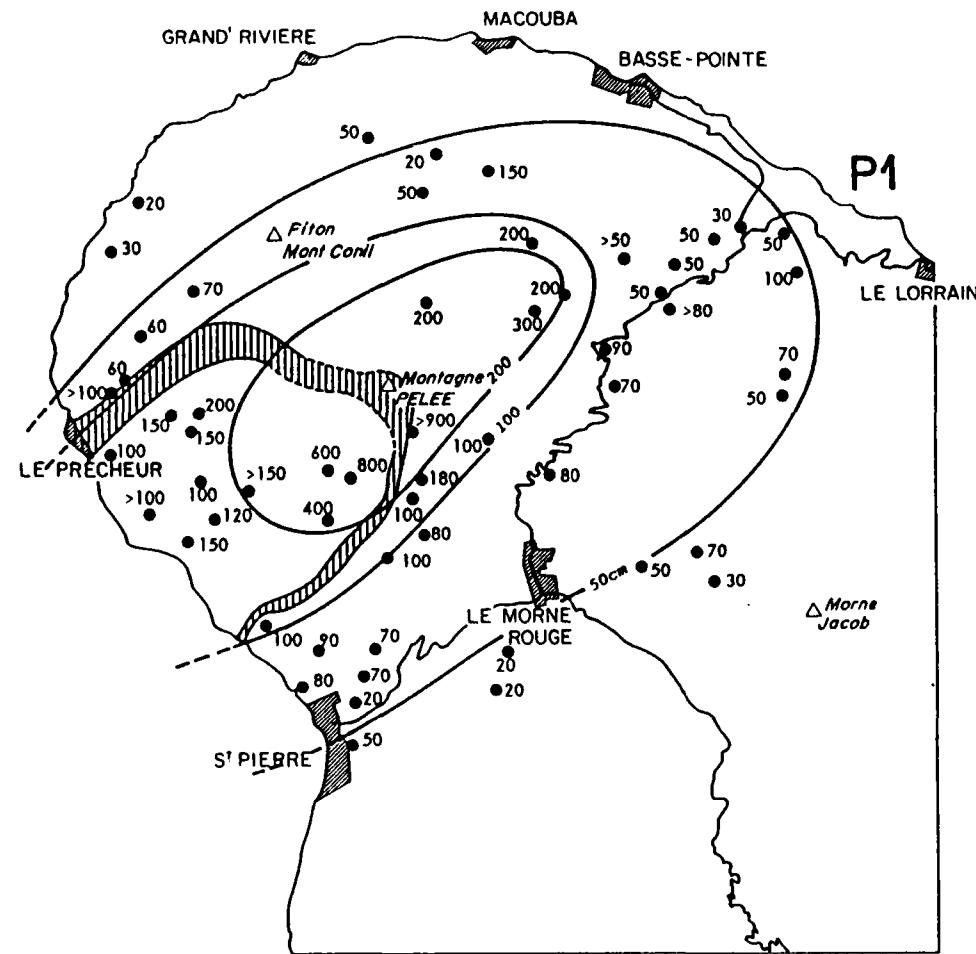


Figure 4 (suite)

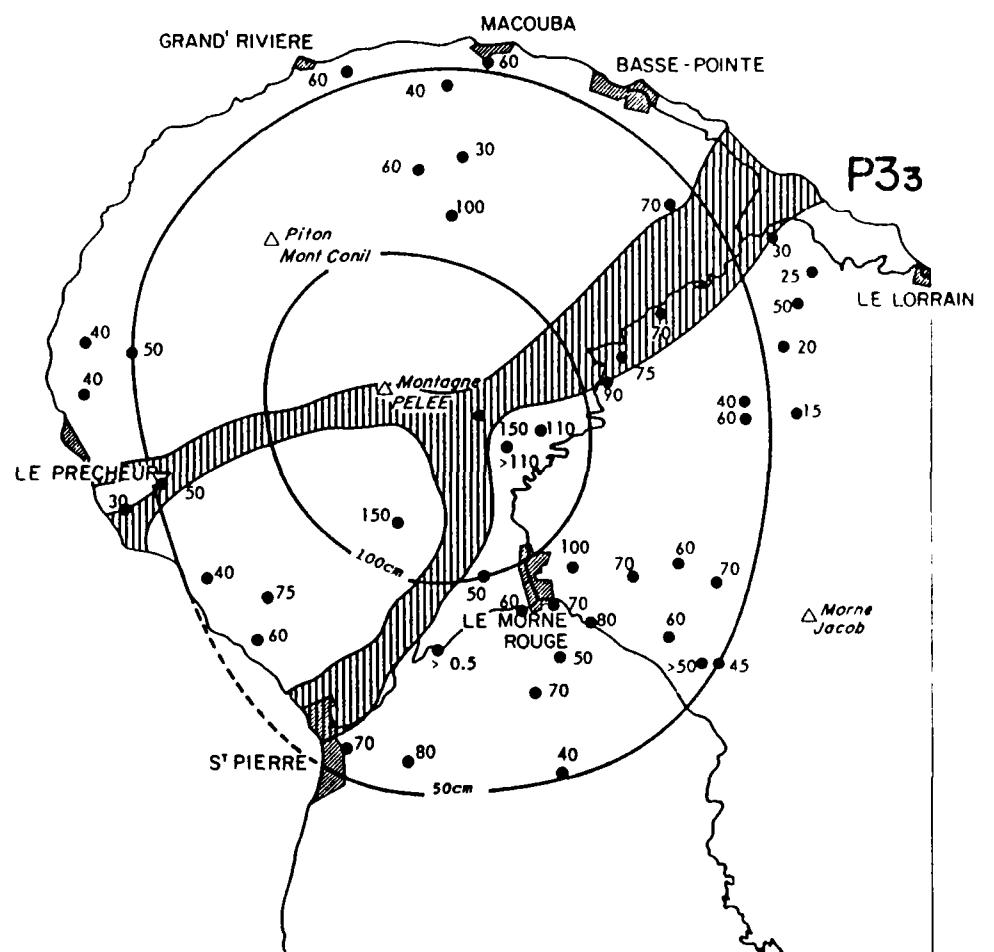
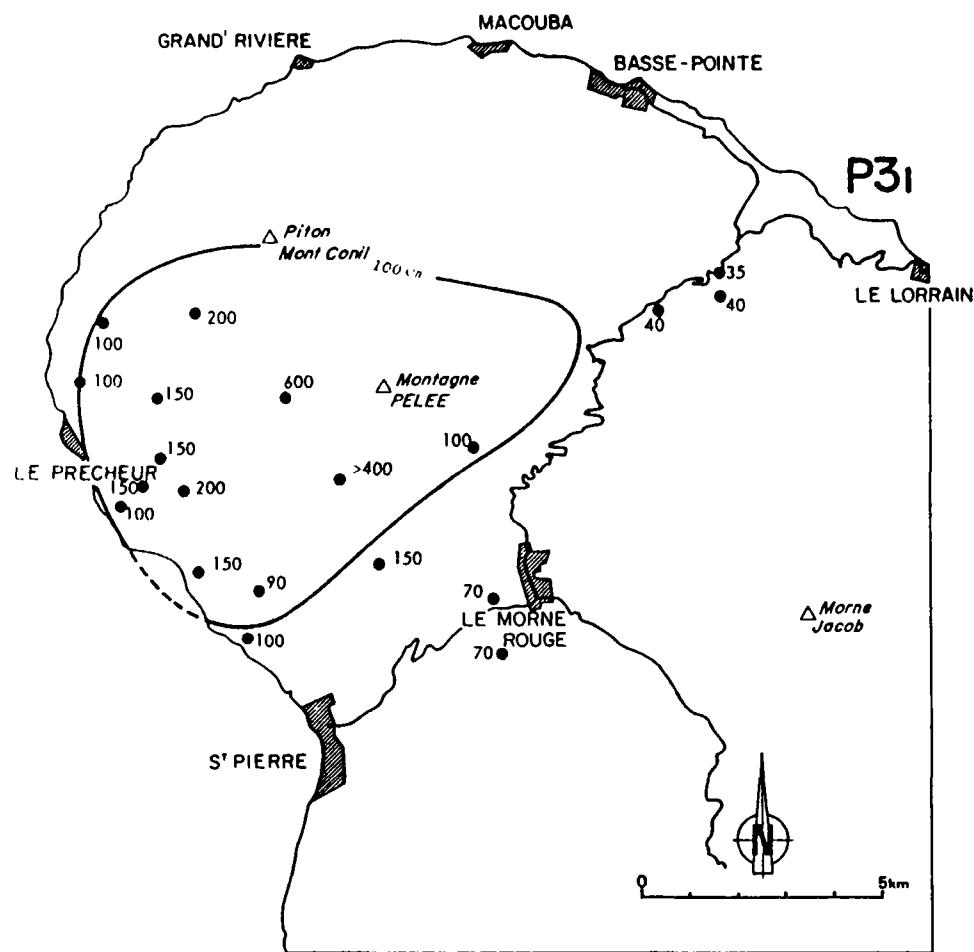


Figure 5 - Cartes des courbes "isotailles" représentant la taille maximale moyenne (centimètres) des trois plus gros fragments ponceux et lithiques des trois horizons pliniens P1, P2, et P3₁, et de l'horizon déferlant cendro-ponceux P3₃

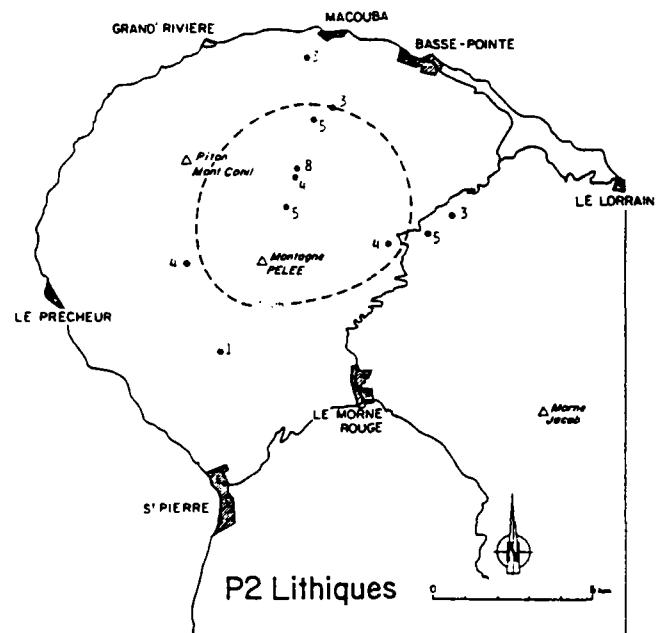
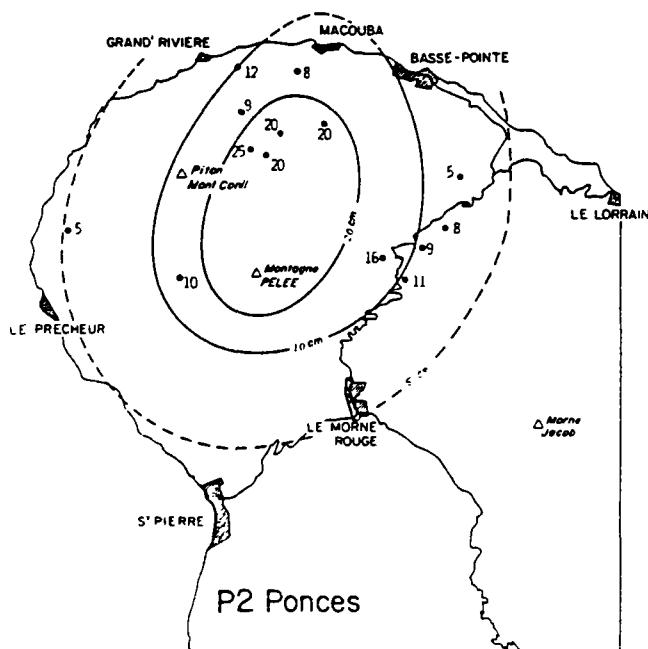
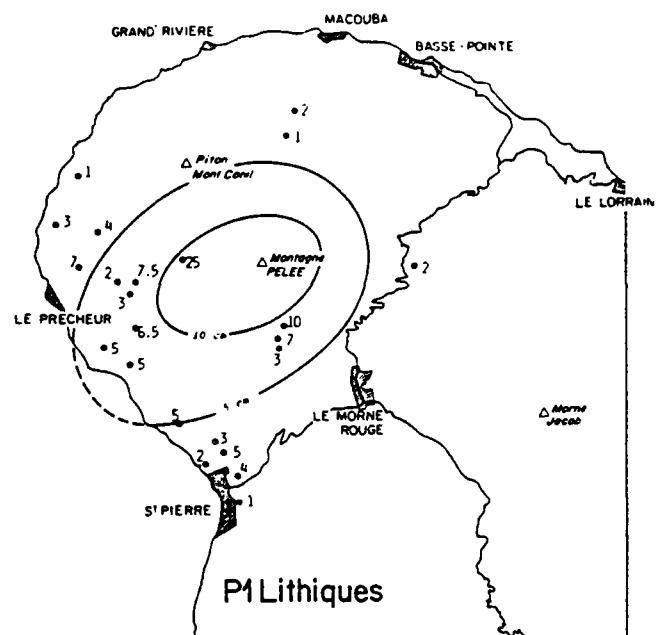
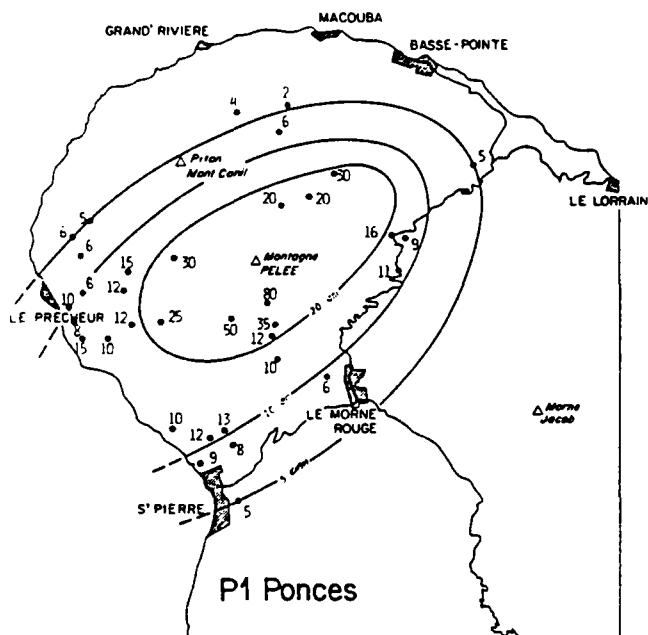
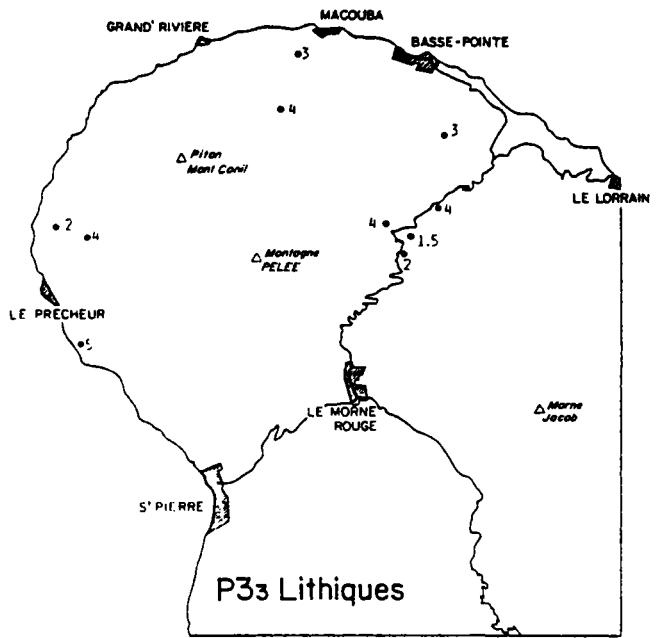
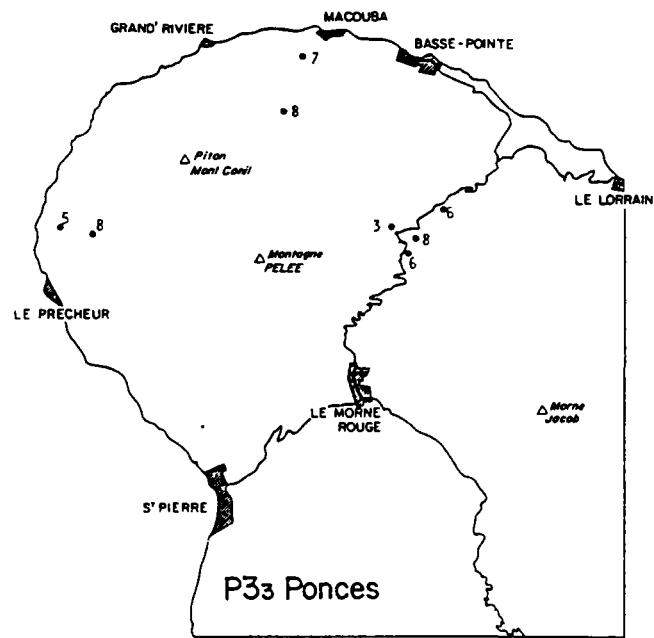
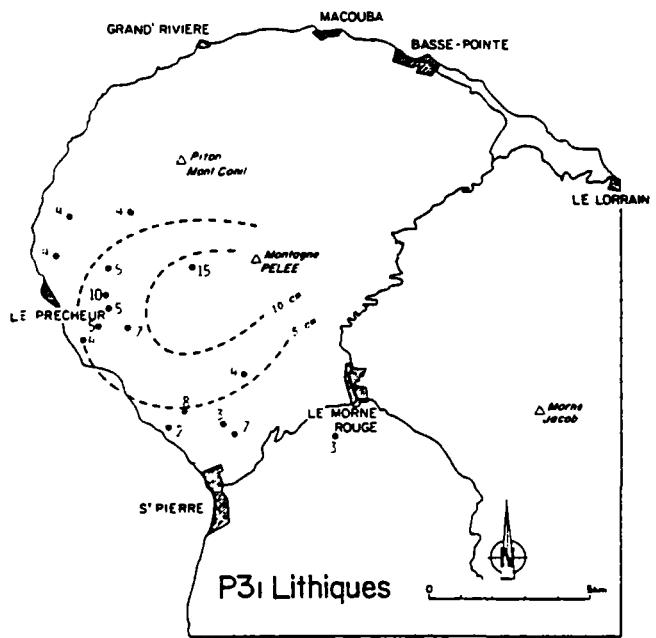
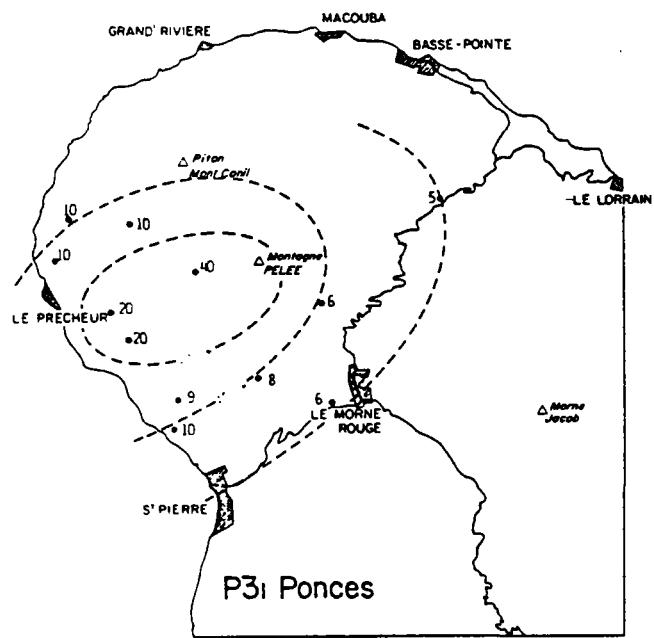


Figure 5 (suite)



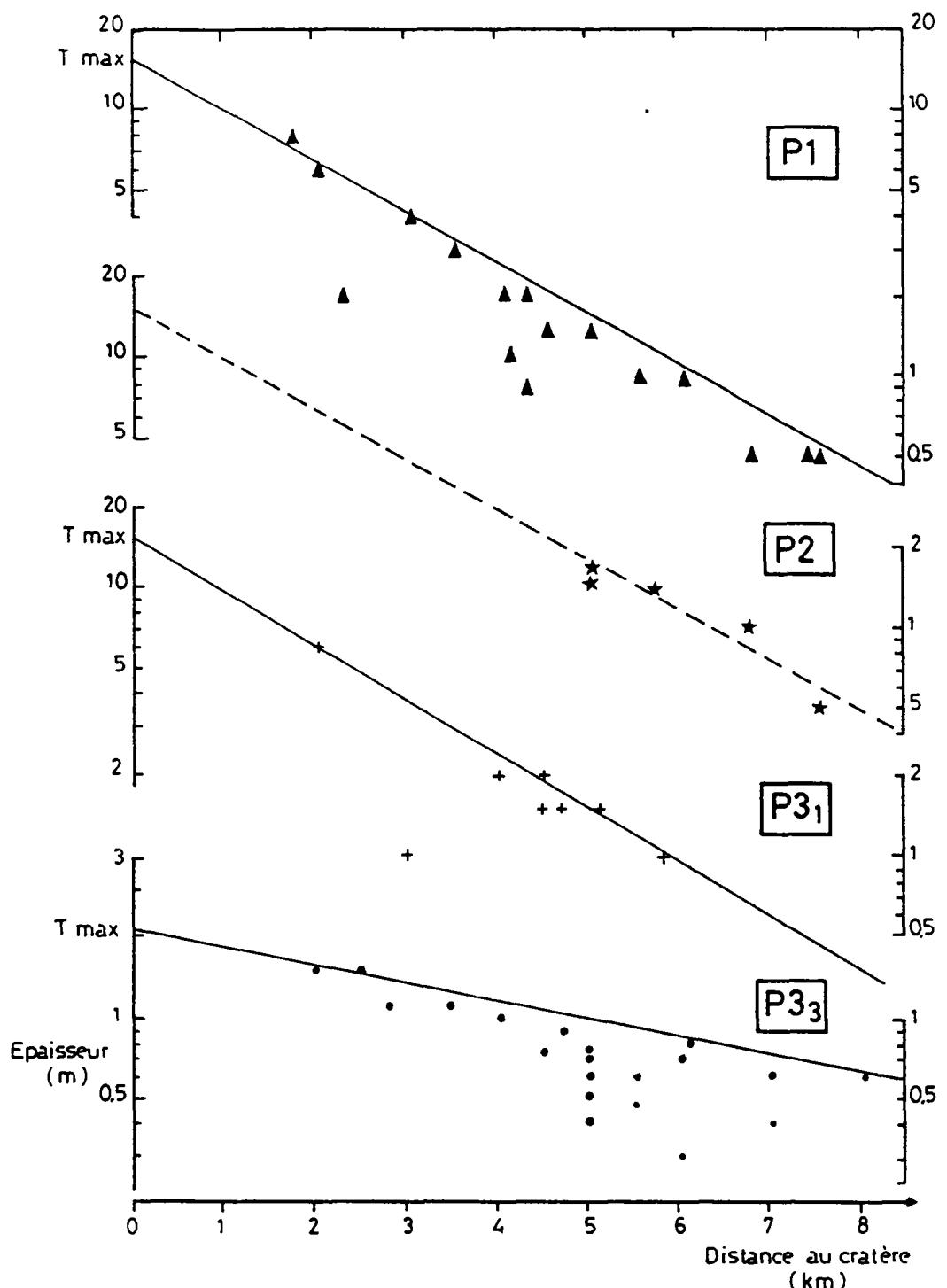


Figure 6a - Variation de l'épaisseur dans l'axe de dispersion des trois horizons pliniens P1, P2 et P3₁ ainsi que de l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃ en fonction de la distance au cratère, permettant de déterminer le paramètre T_{max} de WALKER (1973). La courbe représentative de l'horizon P2 a été extrapolée par comparaison avec les deux courbes P1 et P3₁, de pente similaire

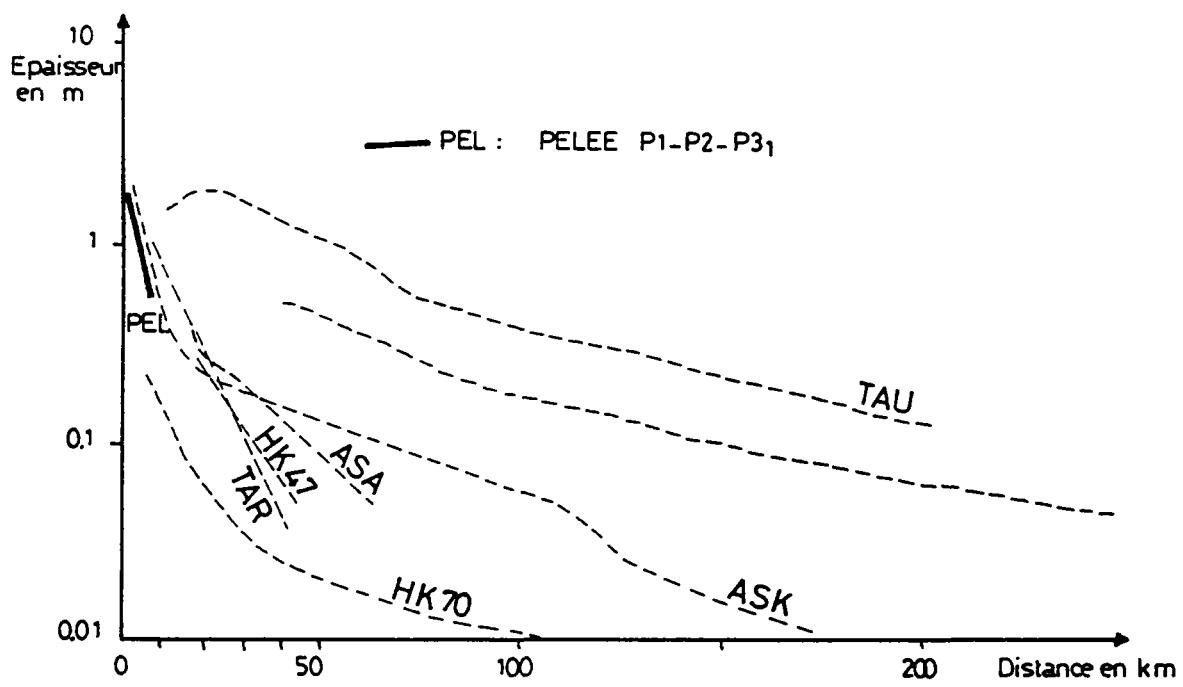


Figure 6b - Comparaison de la courbe représentative des 3 horizons pliniens P1, P2 et P3₁ de la montagne Pelée avec d'autres exemples d'horizons pliniens dans le diagramme : évolution de l'épaisseur du dépôt en fonction de la distance au cratère ; tiré de WALKER (1981)
On voit que le manque de données lointaines pour la montagne Pelée handicape la comparaison avec les autres dépôts pliniens

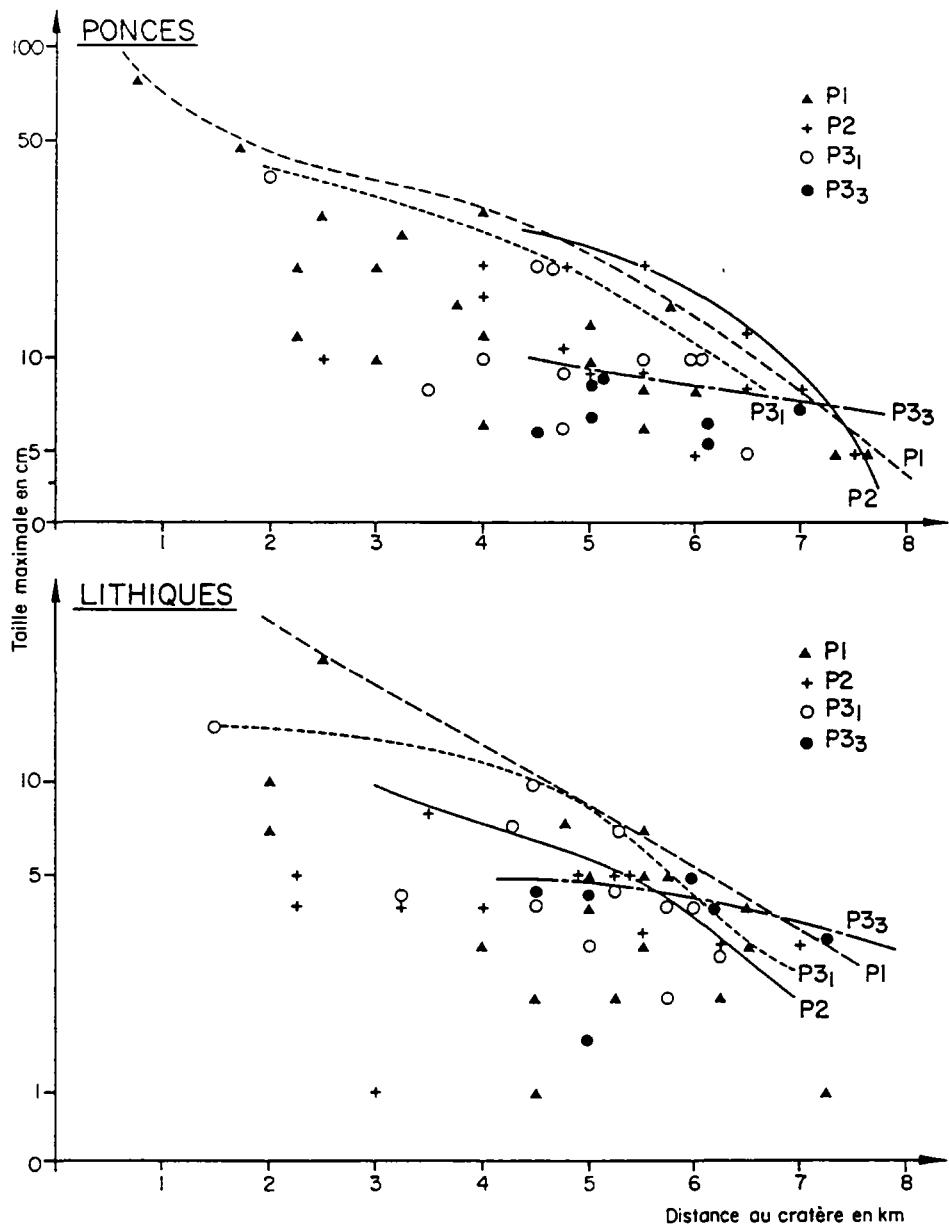


Figure 7 - Variation de la taille maximale moyenne des 3 plus gros fragments ponceux et lithiques en fonction de la distance au cratère pour les horizons pliniens P1, P2 et P3₁ ainsi que pour l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃.

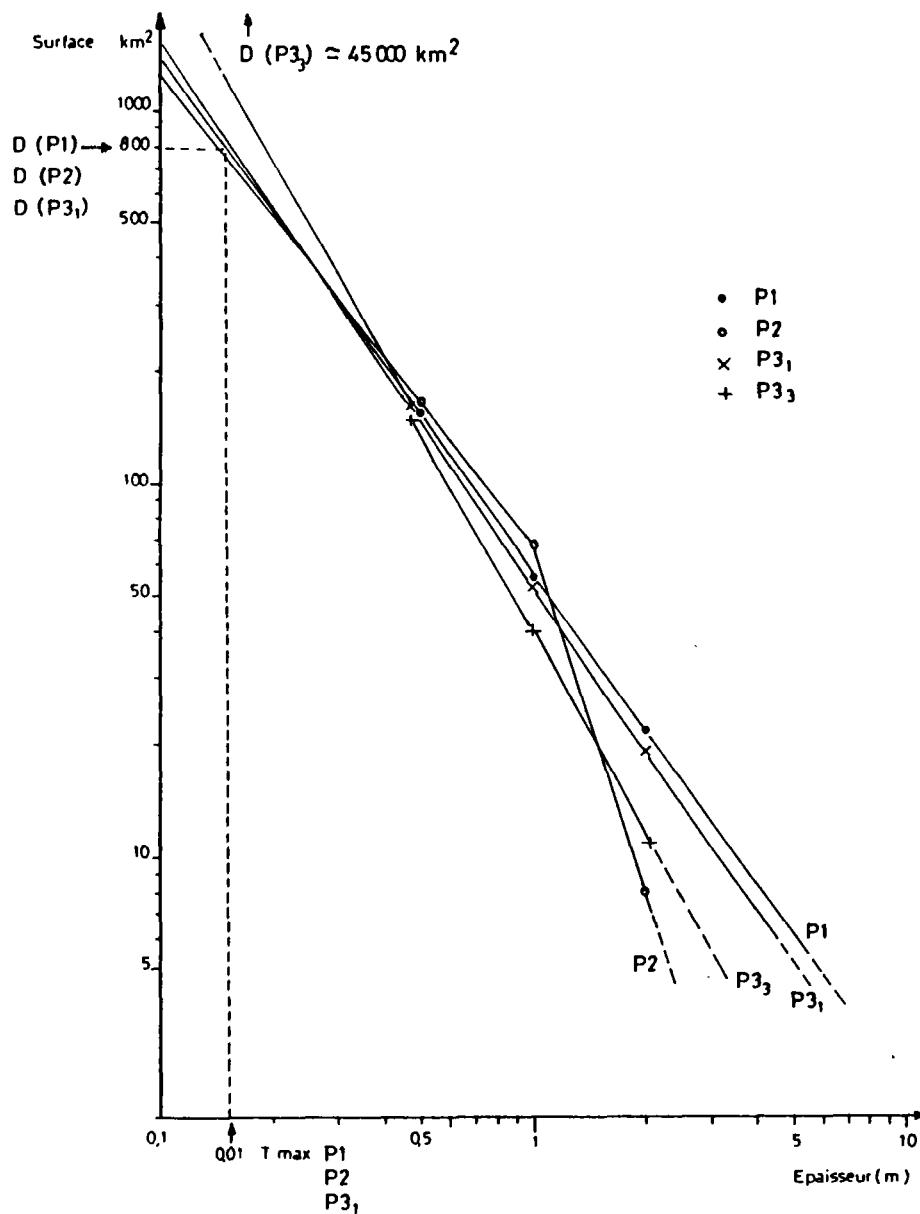


Figure 8a

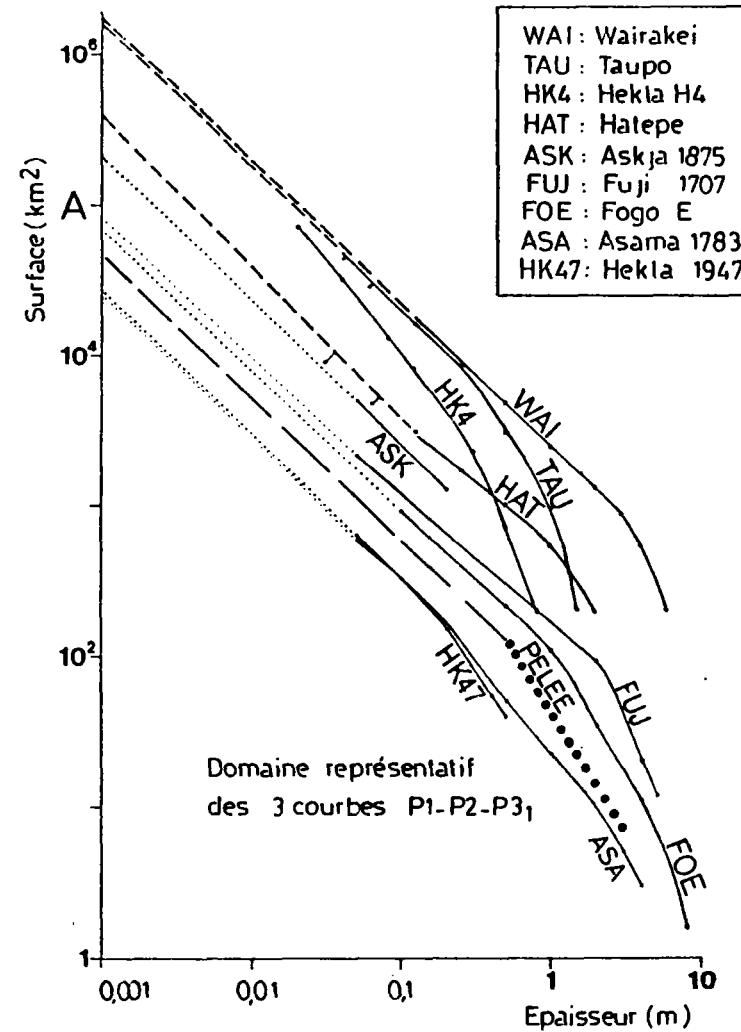


Figure 8b

Figure 8a - Courbe représentative de la surface recouverte par chaque isopaque permettant de déterminer le paramètre D (index de dispersion) de WALKER (1973), pour les horizons pliniens P1, P2 et P3₁, ainsi que pour l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃

Figure 8b - Comparaison avec quelques horizons pliniens types (tiré de WALKER, 1981) montrant en particulier l'interpolation de la courbe représentative pour les faibles épaisseurs jusqu'à 1 mm, utilisée pour le calcul du volume selon la méthode de WALKER (1980). Les explosions pliniennes de la montagne Pelée se placent dans le domaine des explosions pliniennes de faible magnitude

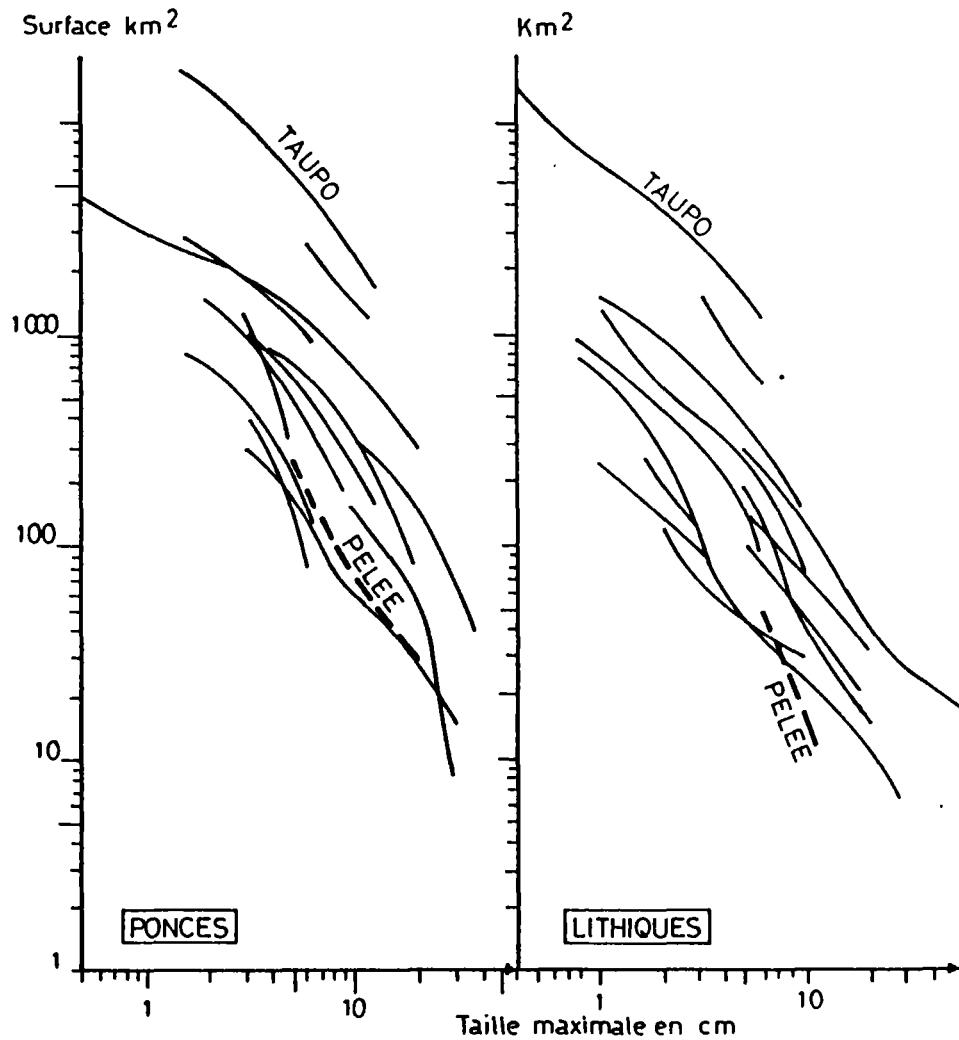
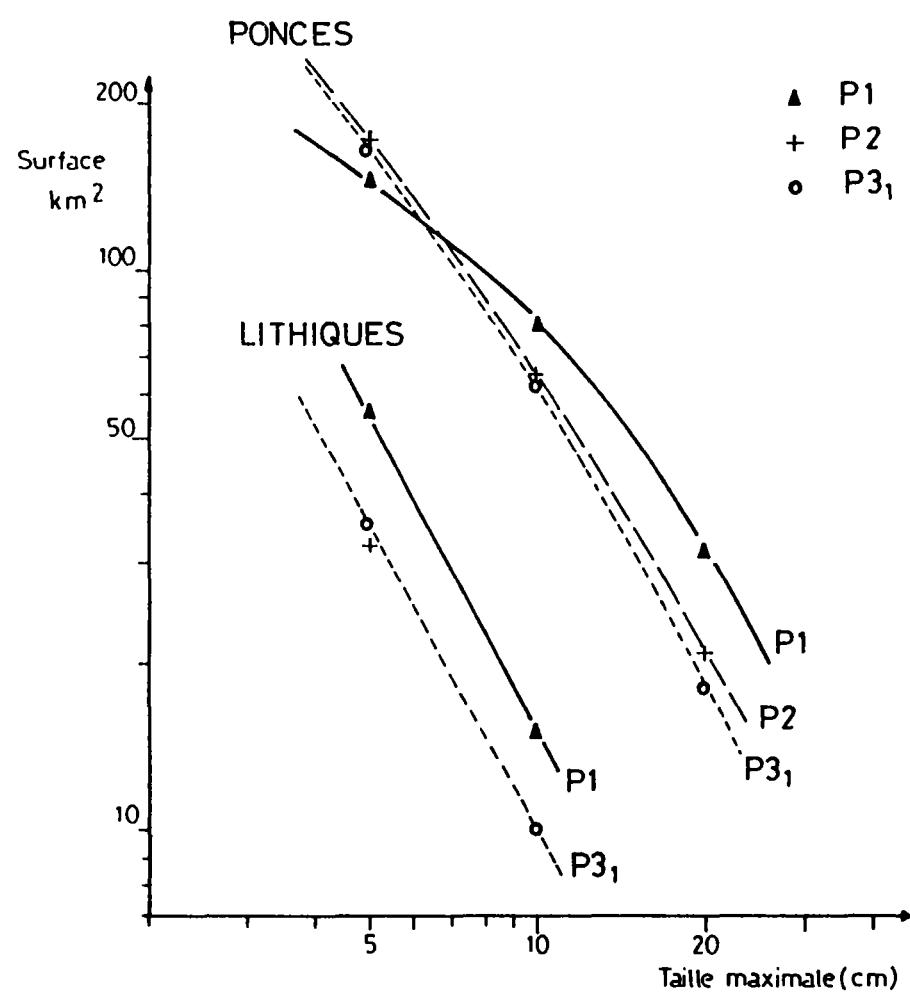


Figure 9a - Courbes représentatives de la surface recouverte par les courbes isotailles (taille maximale moyenne des trois plus gros fragments ponceux et lithiques) des horizons pliniens P1, P2 et P3₁

Figure 9b - Comparaison des 2 courbes représentatives (ponces et lithiques) des horizons pliniens P1, P2 et P3₁ de la montagne Pelée avec celles d'un ensemble représentatif des horizons pliniens décrits par ailleurs (tiré de WALKER, 1980). Les courbes de la montagne Pelée se situent dans le champ des explosions pliniennes de faible magnitude, à la limite des types plinien et subplinien

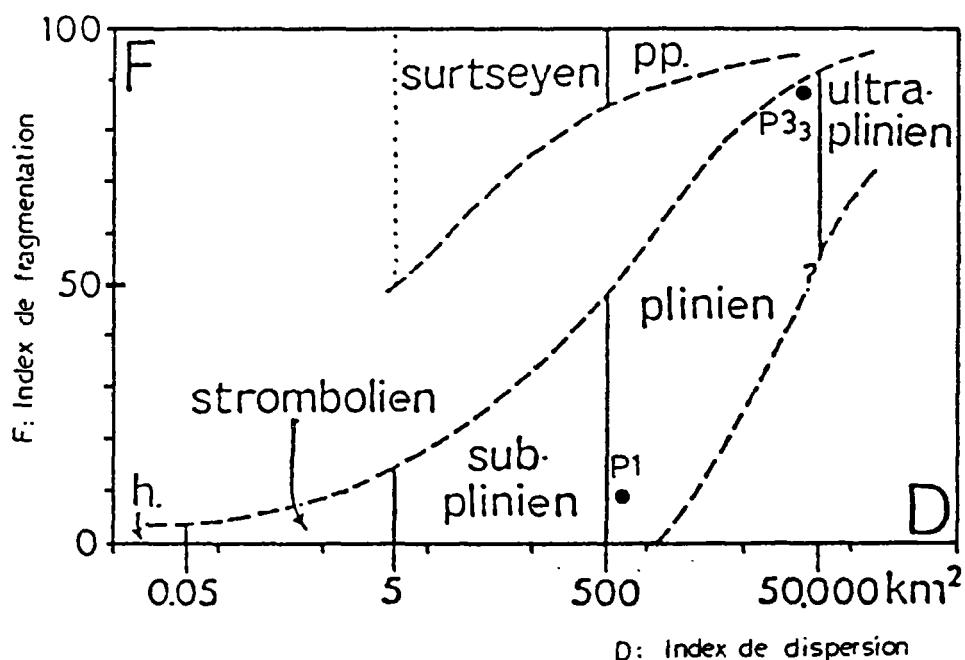


Figure 10 - Position des horizons pliniens P1, P2 et P3, ainsi que de l'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃, dans le diagramme de classification des dynamismes explosifs de WALKER (1973) où F = index de dispersion (% fines inférieures à 1mm à l'isopaque 0.1 Tmax) et D = index de dispersion (surface de l'isopaque 0.01 Tmax).
 Les valeurs de l'index de fragmentation (F) de P1 et P3₃ sont tirées des travaux de BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984).
 Les horizons P2 et P3₁, dont on ne connaît pas l'index de fragmentation sont supposés proches de P1. L'horizon cendro-ponceux déferlant P3₃ est proche du champ phréato-plinien (PP.).

Horizons	P1	P2	P3 ₁	P3 ₃	FOGO 1563	ASAMA 1783	FOGO A	HEKLA . 1947
Tmax (mètres)	15	15	15	2	20		20	
D (km ²) (1) (%)	800	800	800	45 000	500	500	1500	1500
Volume de tephra calculé selon WALKER (1980) (km ³)	0.55	0.50	0.53	0.65	1.3	0.4	5.4	0.4
Volume de tephra calculé selon FROGGAT (1982) (km ³)	0.40	0.40	0.40	0.50				
Volumé accepté DRE (km ³) d = 2.5 g/cm ³	0.10	0.10	0.10	0.12				
Volume magma juvénile DRE (km ³)	0.08	0.08	0.08	0.11				
Isopaque maximum cartographié (mètres)	2	2	2	1.5				
Isopaque minimum cartographié (mètres)	0.5	0.5	0.5	0.5				

Tableau II - Tableau récapitulatif des différents paramètres déterminés graphiquement ou par le calcul permettant de classer les explosions pliniennes récentes de la montagne Pelée.

Tmax : épaisseur maximum déterminée graphiquement

D : index de dispersion, correspond à la surface recouverte par l'isopaque 0.01 Tmax

F : pourcentage de fines inférieures à 1 mm au niveau de l'isopaque 0.1 Tmax

Les paramètres d'explosions pliniennes comparables ont été également indiqués (in WALKER, 1973 et 1981)

(1) d'après BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984)

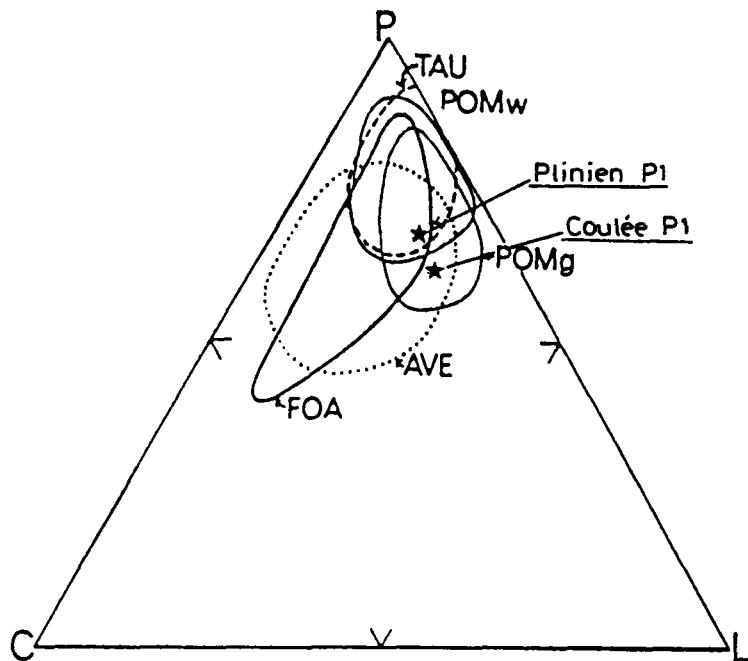


Figure 11 - Pourcentage des différents constituants de l'horizon plinien P1 (éch. 35, Morne Lénard, 3,4 km W du cratère) et d'un dépôt de brèche grossière d'écoulement P1 dans le triangle P (ponces) - L (lithiques) - C (cristaux lités), d'après les données de BARDINTZEFF et MISKOSKY, 1984)
AVE : Avellino ; FOA : Fogo A ; POMw et POMg : Pompéi inf. et sup. ; TAU : Taupo

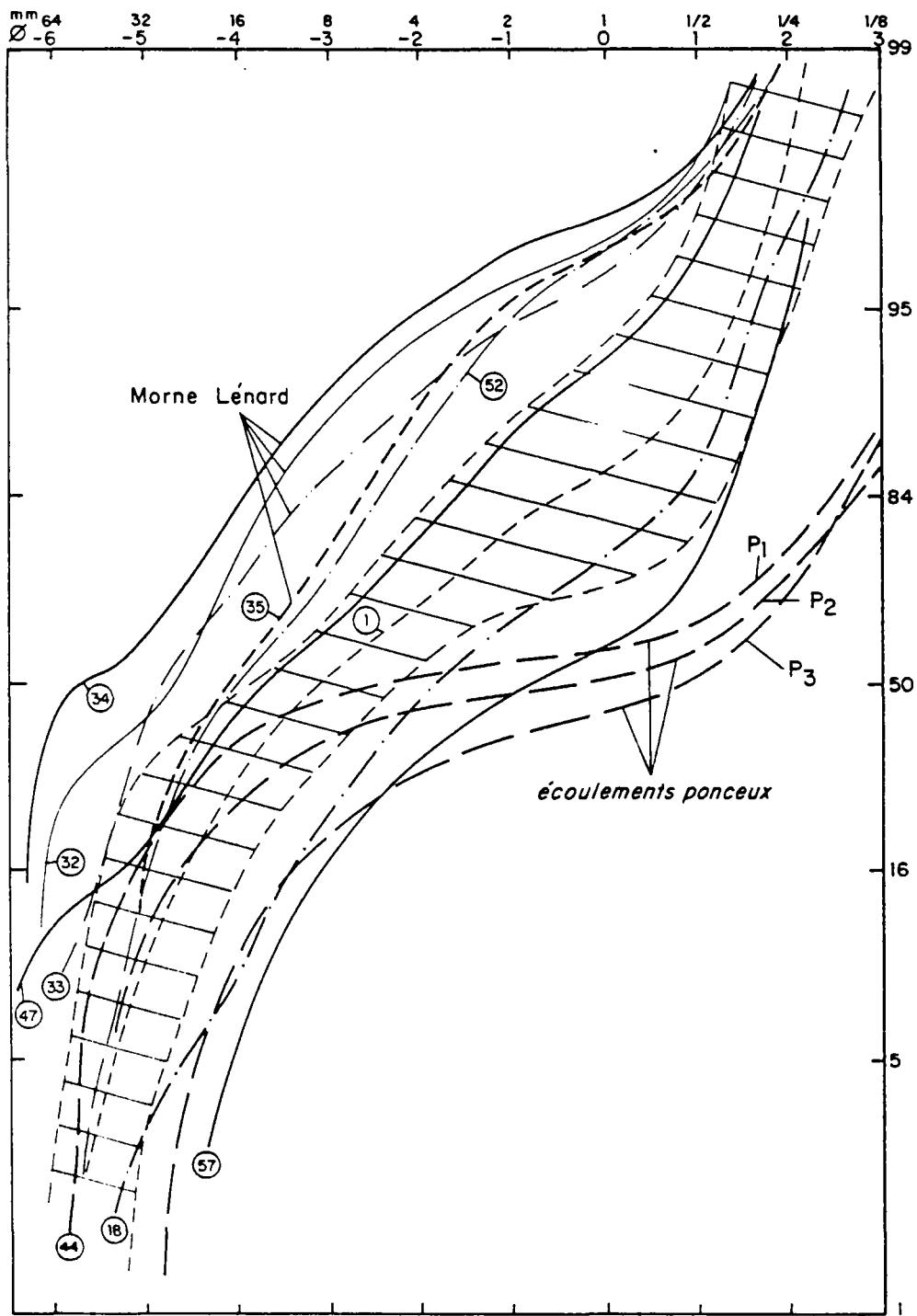


Figure 12 - Granulométrie des tephra ponceux P1 (courbes de fréquences cumulées en échelle semi-logarithmique en fonction du diamètre en unité \varnothing). 17 des 25 courbes relatives aux retombées sont situées dans l'aire hachurée (dont la courbe 1, tracée) ; la courbe 47 en est très voisine ; les 7 autres s'en distinguent (dont 4 relatives à des échantillons prélevés au pied du Morne Lénard).
Les écoulements ponceux P1 (n°44), P2 et P3 sont également reportés
d'après BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984)

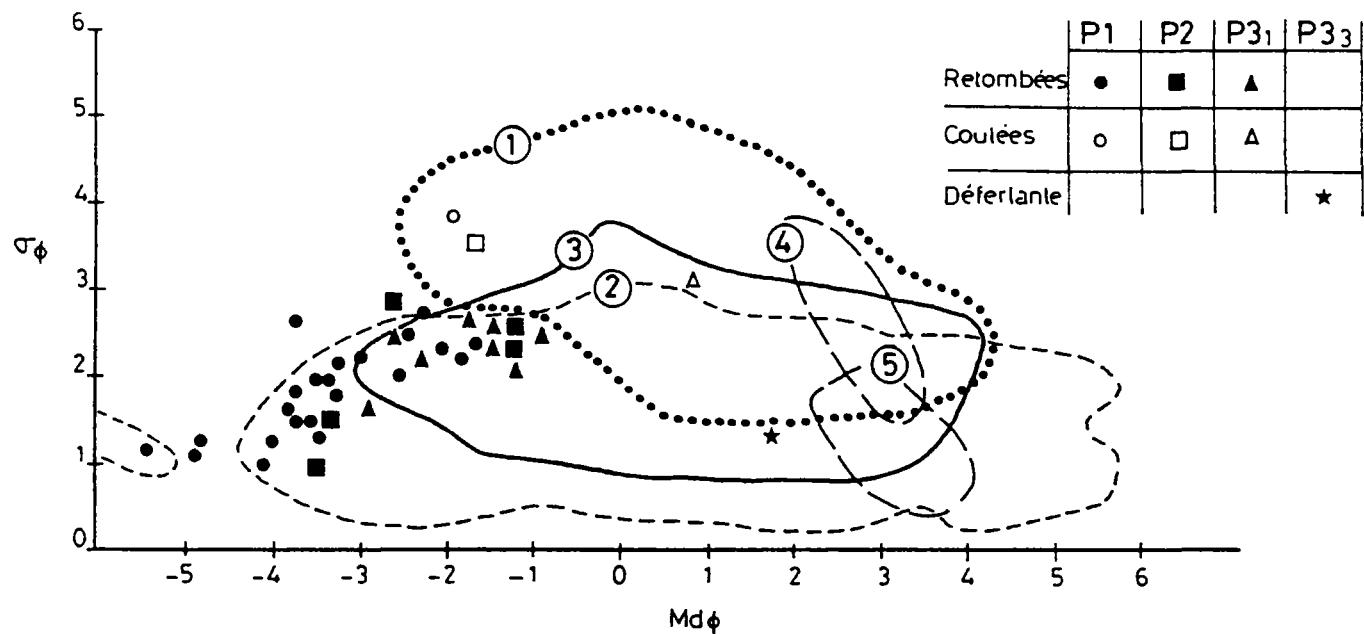


Figure 13 - Position des points représentatifs des horizons pliniens, des brèches grossières d'écoulement et de la déferlante cendroponceuse des trois dernières éruptions ponceuses P1, P2 et P3 de la montagne Pelée dans le diagramme de WALKER (1971) ; d'après les données de BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984)

- 1 : domaine des écoulements
- 2 : domaine des retombées } d'après WALKER (1983)
- 3 : domaines des déferlantes
- 4 : niveau phréato-plinien ASKJA } d'après SELF et SPARKS (1978)
- 5 : niveau phréato-plinien ORUNAI }

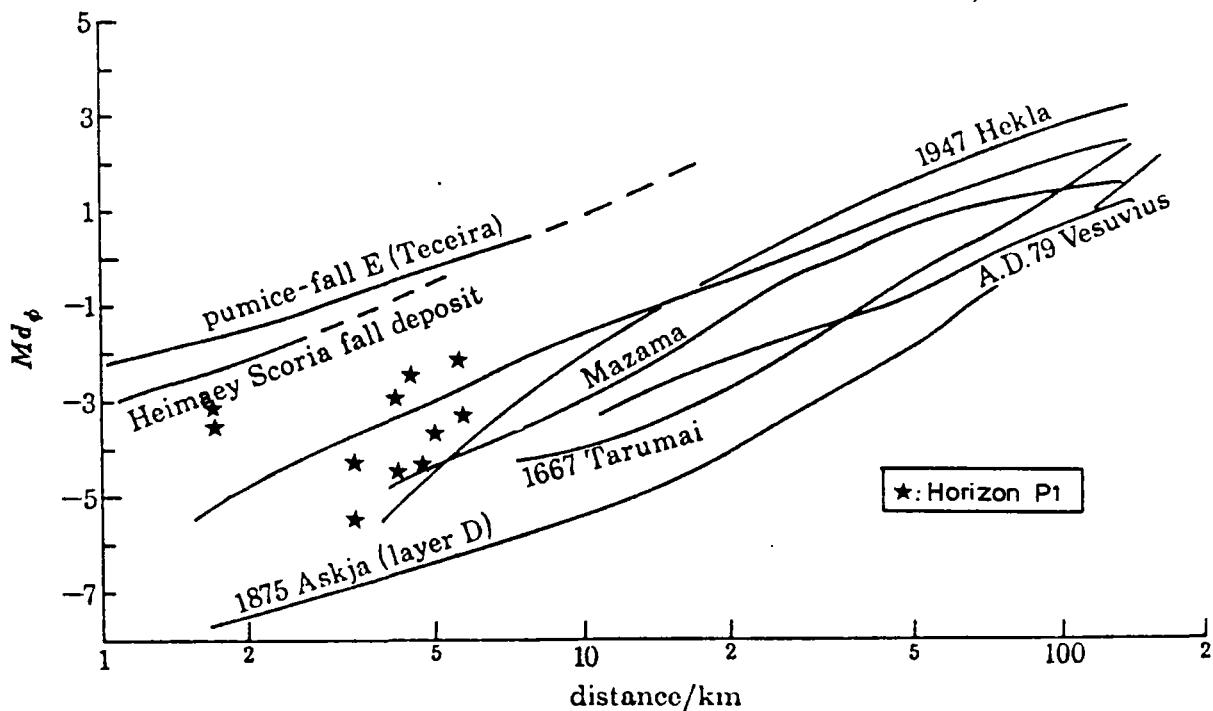


Figure 14 - Evolution de la médiane ($Md\phi$) en fonction de la distance (axe de dispersion) pour l'horizon plinien P1 de la montagne Pelée d'après les données de BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984) Comparaison avec d'autres horizons pliniens, tirés de SPARKS et al. (1981)

dépôts pliniens qui ont pu être suivis jusqu'à 100, voire 200 km de distance du cratère. On peut simplement faire remarquer que les valeurs de la médiane $Md\phi$ de l'horizon P1 se situent dans une position intermédiaire, entre les dépôts considérés comme grossiers tels ceux de l'Askja (1875) ou du Tarumaï, et des dépôts très fins comme ceux de Terceira (E).

De même, dans le champ des retombées définies par WALKER (1971) sur la figure 13, les valeurs de la médiane $Md\phi$ de P1 sont plutôt plus élevées que la moyenne (peu de cendres fines) et les valeurs de $\sigma\phi$ plutôt faibles (bon classement). Cette caractéristique peut être mise au compte du vent, qui devait être important ainsi qu'en témoigne la forme elliptique des isopaques, et qui a pu appauvrir le nuage en fines.

Les quelques points représentatifs des horizons pliniens P2 et P3₁ tombent bien eux aussi dans le champ des retombées. Les valeurs des médianes sont légèrement plus restreintes que celles de P1 avec pour P2 ($Md\phi = -0.93$ à -3.35) et pour P3 ($Md\phi = -0.3$ à -3) tandis que le classement semble plutôt moins bon.

Les courbes de fréquences des différentes fractions granulométriques (fig. 15) ont été construites selon WALKER et CROASDALE (1970) pour 2 échantillons de l'horizon P1. Elles présentent une distribution unimodale dont la forme est similaire à celle d'autres dépôts pliniens relativement proches du cratère, avec un pic plutôt large (voir fig. 15 de BLOOMFIELD *et al.*, 1977). Il ne faut pas oublier toutefois qu'il s'agit de la courbe de fréquence d'un échantillon représentant la totalité du dépôt. Il n'y a pas eu de distinction de niveau qui aurait pu éventuellement montrer l'existence de variation dans la granulométrie et le pourcentage des différents constituants de la base au sommet du dépôt, comme cela est fréquent.

II.2.3 - LES DÉPOTS DE DEFERLANTE CENDRO-PONCEUSE

II.2.3.1 - Introduction

Un seul exemple de ce type de dépôt a été reconnu dans l'histoire récente de la montagne Pelée, au cours de l'éruption complexe P3 (2010 ans B.P.). Il s'agit de l'horizon cendro-ponceux P3₃ qui surmonte l'horizon plinien P3₁ directement ou par l'intermédiaire d'un très fin niveau de cendres fines, dans quelques coupes téphrostratigraphiques sur le flanc ouest du volcan (morne Lenard, le Prêcheur, ...). L'absence de trace de ravinement entre les deux horizons indique leur quasi contemporanéité. Ce niveau P3₃ est lui-même recouvert parfois par un niveau de cendres beiges fines litées à lapilli accrétionnés, pouvant correspondre à des retombées de nuages associées aux coulées de ponces. Dans le secteur de la Grande Savane, il est intercalé entre deux niveaux de coulées de ponces d'épaisseur plurimétrique reposant eux-mêmes sur l'horizon plinien basal P3₁ (fig. 3c).

II.2.3.2 - Aspects descriptif et quantitatif

A première vue, ce dépôt P3₃ présente des aspects similaires à ceux des horizons pliniens "types" précédemment décrits, pour ce qui est de son épaisseur et de sa répartition sous la forme d'un horizon d'épaisseur métrique à 2-3 km, et de 50 cm à 6-8 km du cratère. Il s'en distingue toutefois

Figure 15a

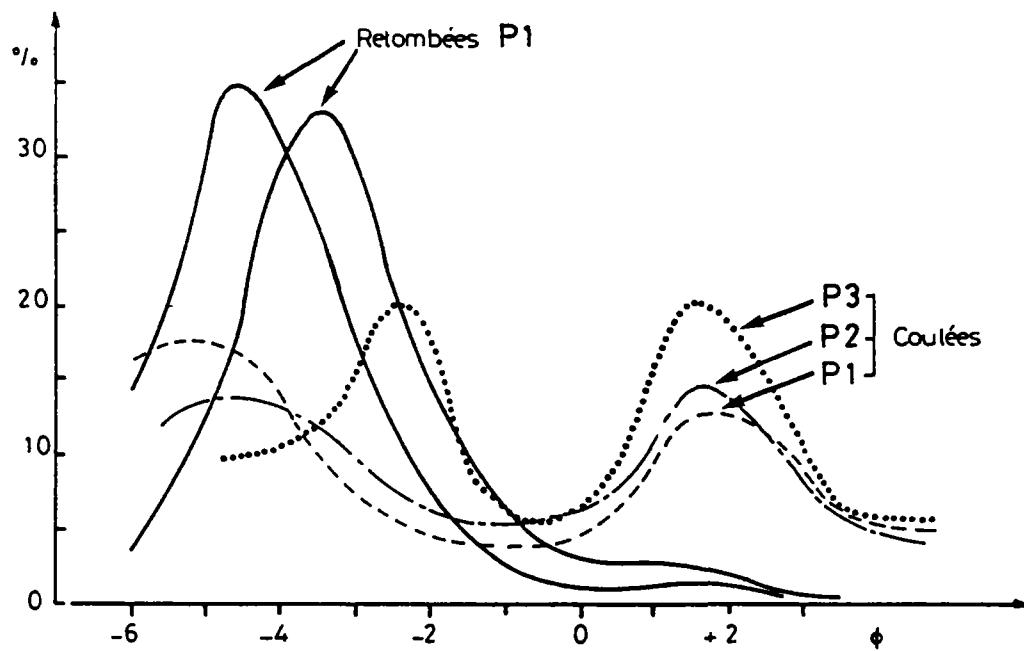


Figure 15b

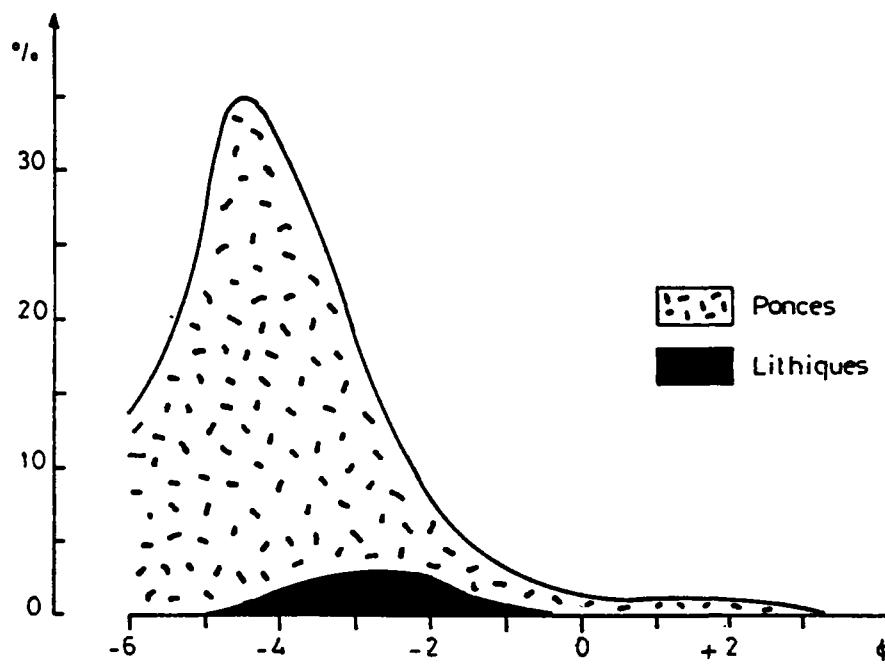


Figure 15 - Diagrammes de fréquence granulométrique ; d'après BARDINTZEFF et MISKOVSKY (1984)

- a - Courbes représentatives de 2 échantillons de l'horizon plien P1 et d'échantillons des brèches d'écoulement P1, P2 et P3
- b - Diagramme de fréquence granulométrique d'un échantillon de l'horizon P1 (éch. 35, Morne Lénard, 3,4 km du cratère)

par une richesse inhabituelle en cendres ponceuses fines et cristaux libres, et par la présence de structures internes variées telles que fines stratifications, figures de déferlantes, litages horizontaux discontinus, lentilles riches en lapilli ponceux et pauvres en fines, granoclassement normal ou inverse,... L'ensemble du dépôt est assez pauvre en enclaves lithiques, excepté un niveau sommital.

La dispersion de cet horizon P_3 diffère également de celles des horizons pliniens types. Les isopaques (fig. 4) ont une forme pratiquement circulaire, centrée sur le cratère. Sur le graphe semi-logarithmique épaisseur-distance (fig. 6), on constate que la droite représentative de l'horizon P_3 est distincte et a une pente plus faible que celles représentant les dépôts pliniens ; c'est-à-dire que l'épaisseur décroît moins vite en fonction de la distance.

De même, la droite représentative de l'évolution de la taille maximale des fragments lithiques de P_3 , en fonction de la distance (fig. 7) a une pente plus faible que celles représentatives des horizons pliniens. La taille maximale des lithiques de P_3 , très nettement inférieure à celle des lithiques des horizons pliniens à proximité du cratère, ne décroît que très lentement en fonction de la distance.

L'épaisseur maximale T_{max} déterminée graphiquement (fig. 6a) est de 2 m environ -contre 15 m pour les horizons pliniens P_1 , P_2 et P_3)-; ce qui conduit à un index de dispersion D approximativement égal à $145\ 000\ km^2$ (fig. 8a), considérablement supérieur à celui des trois horizons pliniens ($800\ km^2$). En rapport avec sa richesse en cendres, cet horizon déferlant P_3 a un index de fragmentation F -pourcentage de fines inférieures à 1 mm- égal à 85 % (BARDINTZEFF et MISKOWSKY, 1984). Dans le diagramme de classification de WALKER (1971), son point représentatif se situe à la limite des domaines "plinien", "phréato-plinien" définis par SELF et SPARKS (1978) et "ultra-plinien" définis par WALKER (1980).

La finesse du dépôt est attestée d'autre part par la faible valeur de la médiane ($Md\phi = 1.8$). Dans le diagramme de classification $\sigma\phi$ - $Md\phi$ de WALKER (1971) (fig. 12), le seul point représentatif de P_3 se différencie nettement des points représentatifs des autres horizons pliniens et tombe dans le champ des dépôts de déferlantes, et à proximité des champs de dépôts phréato-pliniens connus.

Le volume de P_3 déterminé par la méthode de WALKER (1980) ou celle de FROGGAT (1982) est proche de celui des autres horizons pliniens de la montagne Pelée, avec une valeur de $0.60\ km^3$, soit environ $0.1\ km^3$ E.R.D. de magma juvénile (tab. II).

II.2.3.3 - Interprétation

Bien qu'il soit associé étroitement avec un dépôt plinien (P_3) au cours d'une même séquence éruptive, l'horizon P_3 possède des caractéristiques que le différencie nettement des dépôts pliniens types. Il possèderait plutôt au point de vue granulométrique et dispersion, les caractères du type phréato-plinien défini par SELF et SPARKS (1978) : degré de fragmentation importante (F élevé) et très large dispersion (D élevé).

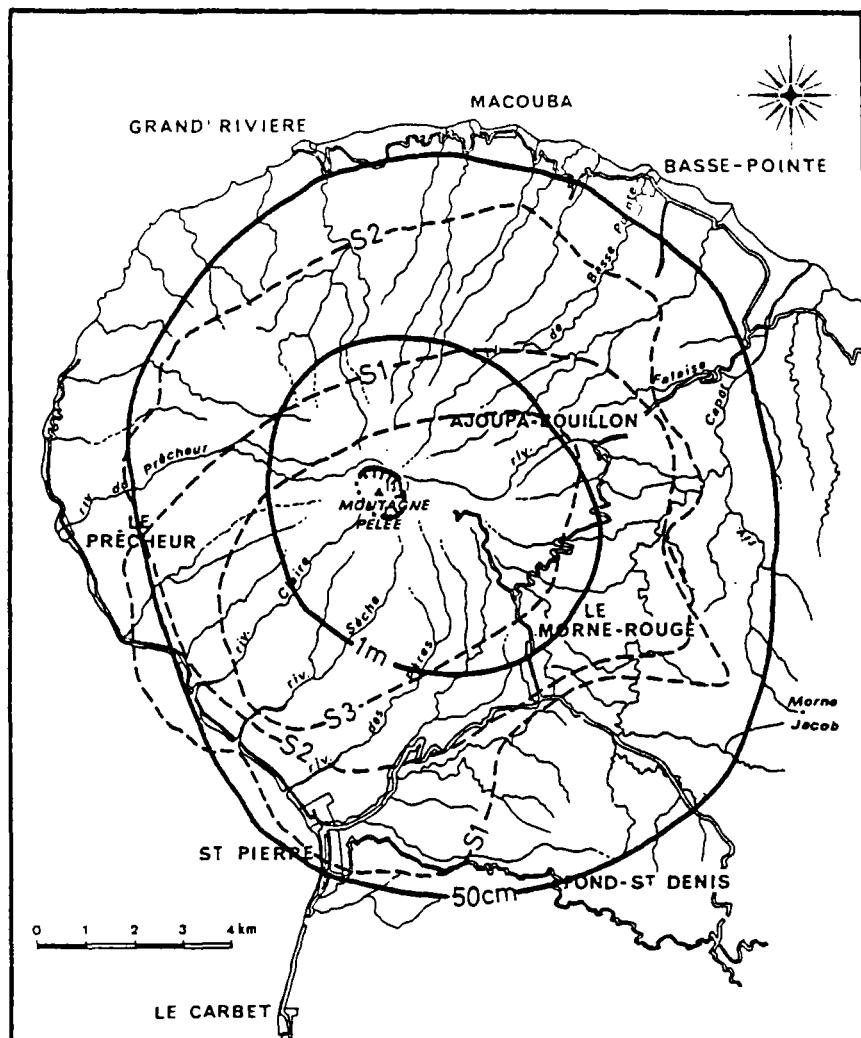


Figure 16 - Carte des isopaques 1 m et 50 cm de l'horizon déferlant cendro-ponceux $P3_3$ (traits pleins) sur laquelle a été superposée à la même échelle, l'extension maximale des dépôts reconnaissables des 3 déferlantes survenues lors de l'éruption du Chichon en mars-avril 82 (tiré de SIGURDSSON et al., 1984). La zone dévastée par les effets de ces déferlantes du Chichon s'étend encore sur 200-300 m au-delà de la limite du dépôt reconnaissable. Noter l'aspect circulaire des isopaques de l'horizon $P3_3$, similaire à ceux du Chichon, notamment S2

D'autre part, il montre une dispersion radiale autour du cratère ainsi que des structures internes de dépôt, qui reflètent plus un mode de mise en place sous forme d'une déferlante que par retombées aériennes. De ce point de vue, il présente des affinités avec les déferlantes émises lors de l'éruption de Chichon en 1981 (SIGURDSSON et al., 1984).

Mais la comparaison entre les éruptions des deux volcans s'arrête à cette dispersion radiale des horizons. Les surfaces affectées et les volumes mis en jeu diffèrent notablement : 200 km² pour l'isopaque 50 cm et 0.5 km³ du téphra pour l'horizon P33 de la Pelée, contre 150 km² environ pour l'isopaque 0 et 0.07 km³ de téphra pour la déferlante S1 du Chichon (fig. 16). Leurs relations vis-à-vis des écoulements diffèrent également. A la montagne Pelée, l'horizon déferlant est unique. Il est précédé par un premier épisode mineur d'émission de coulées de ponces. Il sera suivi par un deuxième épisode majeur. Au Chichon, les déferlantes accompagnent chacune des deux phases d'émission de coulées de ponces et leurs dépôts se rencontrent à la base et intercalés au sein des écoulements (voir fig. 16 de SIGURDSSON et al., 1984).

Il semble bien que l'horizon cendro-ponceux déferlant P33 de la montagne Pelée ait une origine autre que celle des déferlantes du Chichon ; ce point sera rediscuté plus loin, dans le chapitre consacré au dynamisme.

II.2.4 - LES COULEES DE PONCES : BRECHE D'ECOULEMENT ET NUAGES DE CENDRES FINES ASSOCIES

II.2.4.1 - Introduction

Les dépôts d'écoulement de cendres et ponces ("pumice and ash deposits", cf. WRIGHT et al., 1980) sont toujours présents lors des différentes éruptions ponceuses de la montagne Pelée, et constituent la majeure partie ou la totalité du magma juvénile émis, selon le type d'éruption. Le volume exact est toutefois impossible à définir avec précision, d'une part en raison de la quantité inconnue dispersée en mer, d'autre part en raison de la facilité avec laquelle ils sont remaniés par l'érosion.

Nous regroupons ici à la fois le dépôt d'écoulement lui-même ou brèche d'écoulement et le dépôt du nuage de cendres fines associé. Tous les deux constituent un matériel de choix pour la téphrochronologie et la téphrostratigraphie en raison de l'abondance des fragments de bois carbonisés qu'ils renferment.

Quel que soit leur âge, tous les dépôts de brèche d'écoulement rencontrés à la montagne Pelée sont identiques à l'affleurement, sauf une exception locale (P6), sur laquelle nous revenons plus loin. Lors d'une même éruption, les rapports entre dépôt plinien et dépôt de coulées de ponces sont clairs puisque dans quelque cas, on a pu observer la succession horizon plinien-dépôt de brèche d'écoulement ou plus fréquemment, la succession horizon plinien-dépôt de nuages de cendres fines associés à la brèche grossière d'écoulement.

II.2.4.2 - Les brèches d'écoulement

De part leur mode de mise en place, les dépôts de brèche d'écoulement sont en position de remplissage des vallées ou dépressions rayonnant à partir du cratère. Les exemples des différentes éruptions survenues au cours de la période récente (0 à 13 500 ans B.P.) montrent qu'une (ex: P1) ou plusieurs vallées (ex: P3) peuvent être empruntées au cours de la même éruption (fig. 4) ; ceci probablement en relation avec l'importance du volume émis et du caractère centré de l'éruption. Cette canalisation des dépôts peut conduire à des épaisseurs importantes (jusqu'à 50 mètres) dans la partie haute des vallées. Dans la partie médiane et aval, les dépôts s'étalent plus largement, comme par exemple dans la dépression de la Grande Savane ou de Saint Pierre - Morne Rouge (WESTERCAMP et TRAINEAU, 1983).

Il s'agit de dépôts meubles clairs, très riches en cendres ponceuses, emballant des lapilli et blocs ponceux arrondis, de taille maximale 1 m, ainsi que des xénolites lithiques oxydées ou non. Un même dépôt est fréquemment constitué de plusieurs unités d'écoulement, d'épaisseur métrique à plurimétrique, séparées par des niveaux riches en cendres et pouvant présenter des granoclassements normaux ou inverses. Il est également assez fréquent de rencontrer des lentilles grossières, riches en blocs ponceux et dépourvues de cendres, de même que des "pipes" de dégazage. Ces dépôts contiennent souvent des fragments de bois, voire parfois des troncs entiers carbonisés.

Comme la grande majorité des brèches d'écoulements de pences et cendres rencontrées aux Antilles (exception faite de la Dominique), ceux de la montagne Pelée sont meubles et ne présentent pas de phénomènes de soudure, sauf une exception locale. Il s'agit d'un dépôt d'une quinzaine de mètres d'épaisseur attribué à l'éruption P6 (4 610 ans B.P.), rencontré sur le flanc est du volcan, au confluent des rivières La Falaise et Rivière Capot (WESTERCAMP et TAZIEFF, 1980). La brèche d'écoulement se présente comme une formation massive, à matrice brune soudée, englobant des lapilli et blocs ponceux souvent rubanés, de forme de plus en plus écrasée vers la base, et comportant des prismes de refroidissement grossiers. D'après sa faible extension géographique, il s'agit d'une particularité locale favorisée probablement par un confinement de la coulée dans une vallée étroite et profonde ayant permis une bonne conservation de la température.

Il faut noter aussi que ce dépôt montre des signes de mélanges de magma nets (ponces rubanées), phénomène que l'on sait favoriser une augmentation de la température générale du magma suite à l'adjonction d'un liquide magmatique basique plus chaud.

Ceci dit, le premier facteur responsable de ce début de soudure pourrait bien être le mode de mise en place, par effondrement d'une très courte colonne éruptive dense qui limite l'introduction d'air dans la colonne éruptive et donc le refroidissement ; ce dépôt est en effet rattaché à l'éruption P6 qui se caractérise par l'absence d'explosion plinienne initiale. SPARKS et WILSON (1976) l'avaient déjà fait remarquer, en constatant que le phénomène de soudure est plus fréquent pour les brèches d'écoulement non précédées d'une phase plinienne.

II.2.4.3 - Les dépôts du nuage de cendres fines associés

Ils sont une composante intrinsèque des brèches d'écoulement (fig. 3). Contrairement à ces dernières, leur dispersion n'est pas aussi étroitement contrôlée par la topographie et ils peuvent déborder largement du ou des chenaux d'écoulement; ce qui permet de les retrouver dans nombre de coupes téphrostratigraphiques.

Il faut distinguer dès maintenant les dépôts de nuages associés aux brèches d'écoulement précédées par une phase plinienne, de ceux associés aux brèches d'écoulement non précédées par une phase plinienne.

- dans le premier cas (éruption à phase plinienne initiale P1, P2, P3), les dépôts de nuages ont en général une épaisseur inférieure à 50 cm, sauf dans ou à proximité immédiate du chenal d'écoulement où ils peuvent atteindre 1 m d'épaisseur. Ce sont des niveaux de cendres ponceuses fines à très fines, grises à beiges, bien lités, contenant souvent des lapilli accrétionnés et parfois de petits fragments de bois carbonisés ou des empreintes de feuilles (fig. 3a et 3c).
- dans le second cas (éruption sans phase plinienne initiale, P4 et P6), les dépôts de nuages peuvent atteindre 2 ou 3 m d'épaisseur. On les rencontre surtout sur le flanc ouest du volcan (secteur du Prêcheur et de Grande Savane). Il s'agit d'importants niveaux de retombées, très bien lités, avec des alternances pluricentimétriques de cendres fines et grossières, beiges à grises, plus ou moins indurées, riches en lapilli accrétionnés. Quelques niveaux plus grossiers, riches en lapilli ponceux et lithiques sont présents également (fig. 3d).
Lors de l'éruption du Mt St Helens, dans l'après-midi du 18 mai 1980, la même association brèches d'écoulement générées par effondrement d'une courte colonne éruptive - importants dépôts de nuages cendreux fins associés a été observée (ROWLEY et al., 1981).

Nous suggérons qu'à la montagne Pelée, ces dépôts de nuages résultent soit de l'absence de dispersion lointaine en raison de la hauteur très réduite de la partie dense (plinienne) de la colonne éruptive, ou/et d'une plus grande richesse en cendres, occasionnée par un degré de fragmentation plus important du magma (des études granulométriques seraient nécessaires pour lever l'indétermination).

Leur répartition particulière sur le flanc ouest du volcan, qui est la direction des alizés soufflant d'est en ouest, à basse altitude (0 à 6 km) suggère une influence prédominante des alizés sur leur dispersion. L'émission de ces coulées de pences procédant probablement par effondrement d'une très courte colonne éruptive (débordement de cratère) en l'absence de colonne éruptive verticale plinienne, on peut supposer que les nuages de cendres fines accompagnant les brèches d'écoulement, ne se sont développés qu'à très faible altitude et sont donc restés sous l'influence des alizés.

Par contre, les coulées de pences précédées par une phase plinienne résultent de l'effondrement de cette colonne plinienne, selon le modèle de WILSON (1976) et SPARKS et WILSON (1976). Les nuages de cendres fines ont pu se développer à plus haute altitude et être dispersés à la fois par les alizés -jusqu'à 6 km- et par les contre-alizés soufflant au dessus de 6 km en sens inverse.

Quant à l'hypothèse d'une variation dans le degré de fragmentation du magma, nous verrons plus loin dans le chapitre "dynamismes éruptifs" comment elle pourrait s'expliquer.

Ces retombées de cendres fines sont peut être à rapprocher des "co-ignimbrite ash-fall deposits" définis par SPARKS et WALKER (1977) à propos d'éruptions ignimbriques majeures, et dont l'origine reste encore discutée (cf. WALKER, 1983). Ce dernier fait cependant remarquer que ce type de dépôt apparaît toujours lors d'éruption où l'on soupçonne la possibilité d'interactions eau-magma. Nous verrons comment on peut appliquer cette hypothèse au cas de la montagne Pelée.

II.2.4.4 - Données granulométriques

Quelques données granulométriques sont disponibles sur les dépôts de brèches d'écoulement des trois dernières éruptions ponceuses de la montagne Pelée P1, P2 et P3. Elles proviennent des travaux de BARDINTZEFF et MISKOWSKY (1984).

	MdΦ	σΦ
coulée P1	- 2,35	3,8
coulée P2	- 1,30	3,65
coulée P3	+ 0,7	3,15

Les courbes granulométriques ont été tracées (fig. 12) en échelle Φ (IMMAN, 1952). Elles se caractérisent par leur forme sigmoïde due à l'abondance de la fraction cendreuse (par rapport aux retombées), ce qui sur l'histogramme de fréquence (fig. 14), se traduit par une distribution bimodale, avec un fort pourcentage des cristaux libres dans les fractions 1-1/4 mm.

Dans le diagramme $\sigma\Phi/Md\Phi$ de WALKER (1971), leurs points représentatifs se situent dans le champ des écoulements pyroclastiques, qui se distinguent par leur mauvais classement. Entre eux, on remarque que le dépôt P3 est plus riche en fraction cendreuse que P1 et P2 (fig. 13 et fig. 15) et il apparaît plus riche en fragments lithiques. Ceci indique que l'éruption P3 aurait été plus violente que les deux autres puisqu'elle a d'avantage pulvérisé de matériel ponceux juvénile ainsi que de matériel préexistant du substratum.

III - LES PROCESSUS ERUPTIFS

III.1 - RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS

De nombreux travaux ont été réalisés sur les dynamismes ponceux, et en particulier sur l'origine des brèches d'écoulements. Après que SPARKS et al., (1973) aient défini leur séquence éruptive type -"Standart Ignimbrite Flow Unit"-, l'association fréquente dépôt plinien - dépôt d'écoulement a amené certains auteurs (WILSON, 1976 ; SPARKS et WILSON, 1976 ; SPARKS et al., 1978) à proposer un schéma général d'origine des écoulements ponceux par effondrement d'une colonne éruptive plinienne.

L'autre alternative, reprise par NAIRM et SELF (1978) est celle d'un simple débordement de cratère ("overflowing") par effondrement d'une très courte colonne éruptive. Cette vision est conforme à une idée déjà exprimée depuis fort longtemps (voir RITTMAN, 1963).

Deux éruptions ponceuses récentes et bien décrites ont été l'occasion de préciser la validité des modèles proposés. L'éruption du Mt St Helens en 1980, puisque l'après-midi du 18 mai, suite au paroxysme explosif du matin (coulée de débris et blast) on assiste à l'émission de coulées de pences par débordement du cratère d'avalanche, sans colonne plinienne dense (ROWLEY et al., 1981). Les éruptions P4 et P6 de la montagne Pelée en seraient également un exemple. L'éruption du Chichón (Mexique) en 1981 a quant à elle montré : 1) que l'on pouvait avoir plusieurs phases plinianennes au cours de la même éruption ; 2) que les écoulements ponceux étaient associés ou non à l'effondrement d'une colonne plinienne ; 3) que les déferlantes radiales associées semblaient se développer par ségrégation à partir d'un écoulement ponceux (SIGURDSSON et al., 1984). L'éruption P3 de la montagne Pelée s'en rapproche de par la présence d'un horizon cendro-ponceux déferlant à dispersion radiale.

Divers travaux portant sur des éruptions historiques ou non, ont mis l'accent sur le rôle de l'eau, que ce soit au cours de la phase plinienne seule ("phréato-plinien" de SELF et SPARKS, 1978), ou au cours d'une séquence éruptive ponceuse complète comme celle du Vésuve en 79 AD (SHERIDAN et al., 1981). WESTERCAMP et TRAINEAU, (1983) ont suggéré eux-aussi l'intervention de l'eau dans certains des dynamismes éruptifs de la montagne Pelée, dont les éruptions ponceuses.

III.2 - MODELISATION DES EXPLOSIONS PLINIENNES DE LA MONTAGNE PELEE

Taux d' éjection du magma

Les volumes émis au cours des 3 dernières explosions pliniennes sont similaires et de l'ordre de 0.1 km^3 (E.R.D., 2.5 g/cm^3) dont 80 % de magma juvénile et 20 % environ de xénolites. L'un des paramètres importants dans la quantification des explosions pliniennes est le taux d'éjection du magma (magma discharge rate) ou T.E.M. en kg/s ou m^3/s , que l'on peut déterminer directement lorsqu'on connaît la durée de l'éruption ; ce qui n'est évidemment pas le cas de la montagne Pelée. Cependant le TEM est également fonction du diamètre du conduit éruptif, et peut être calculé selon la formule (WILSON et al., 1980) :

$$TEM = \pi R^4 \rho_L [\rho_E - \rho_L] g / 8 \eta$$

avec R rayon du conduit éruptif ;

ρ_L : densité du magma, soit $2,5 \text{ g/cm}^3$

ρ_E : densité de l'encaissant soit $2,6 \text{ g/cm}^3$

g : accélération de la gravité

η : viscosité du magma fixée à $5 \times 10^5 \text{ Pa}$ pour une teneur en eau de 2 % et une température de 900°C d'après les données de SHAW (1965)

Le diamètre minimal du conduit éruptif peut être grossièrement estimé d'après le volume des fragments lithiques éjectés durant l'explosion, si la profondeur de déclenchement du phénomène est connue. Les fragments lithiques les plus profonds ramenés appartiennent à la base de l'édifice volcanique, voire à son soubassement, ce qui suggère une profondeur d'environ $1,5$ à 2 km . Avec un volume de xénolites de l'ordre de $0,02 \text{ km}^3$, on calcule ainsi un rayon minimal du conduit compris entre 56 et 65 m . En première approximation nous supposons que celui-ci reste constant de bas en haut. Ces valeurs sont cohérentes avec les données existantes (cf. WALKER, 1966 ; WILSON, 1976). On en déduit un TEM de $1,9 \times 10^7$ à $3,4 \times 10^7 \text{ kg/s}$, qui classe les explosions pliniennes de la montagne Pelée parmi les événements pliniens (10^6 à 10^9 kg/s selon WILSON et al., 1980) de faible magnitude (tab. III).

A partir de ces valeurs, on peut en déduire la durée moyenne des explosions pliniennes et la vitesse d'ascension du magma avant explosion. Sachant qu'elles ont émis chacune en moyenne $0,08 \text{ km}^3$ de magma ($d : 2,5 \text{ g/cm}^3$), on obtient une durée comprise entre 3 et $1,6$ heures (tab. III). La vitesse d'ascension du magma u peut être calculée grâce à l'équation suivante (WILSON, 1976) :

$$TEM = \rho_L \pi R^2 u$$

avec ρ_L : densité du magma soit $2,5 \text{ g/cm}^3$

R : rayon du conduit éruptif

On obtient une valeur de $0,8$ à 1 m/s , qui paraît raisonnable (tab. III). Un calcul analogue donne une vitesse d'ascension du magma de 1 m/s , proche de la valeur estimée à partir des données sismiques, $0,6$ - $0,7 \text{ m/s}$, pour la phase ponceuse de l'éruption du Mt St Helens du 18 mai 1980 après-midi.

Le taux total d'éjection ou T.T.E. (mass eruption rate) correspond au taux d'éjection du magma auquel on ajoute la quantité de xénolites arrachés au conduit éruptif. Sachant que les dépôts pliniens de la Pelée renferment environ 20% de xénolites, le TTE est compris entre $2,3 \times 10^7$ et $4,1 \times 10^7 \text{ kg/s}$. Il permet de calculer la hauteur de la colonne éruptive, selon la formule suivante (WILSON et al., 1978) :

$$H (\text{km}) = 0,24 \text{ TTE}^{1/4}$$

Les deux estimations du TTE conduisent respectivement à des hauteurs de $16,6$ et $19,2 \text{ km}$, soit une hauteur moyenne de l'ordre de 18 km environ (tab. III).

Les ordres de grandeur obtenus pour les deux paramètres, durée de l'explosion et hauteur de la colonne plinienne, sont comparables à ceux d'explosions pliniennes historiques de magnitude équivalente comme celles qui se sont produites à l'Hekla (Islande) en 1947 et 1970 (cf. WILSON et al., 1978 et la fig. 17).

		Rayon du conduit éruptif(m)	Taux éjection du magma TEM kg/s	Taux total d'éjection TTE kg/s	Durée de l'éruption heures	Vitesse ascension magma m/s	Hauteur colonne km	Volume téphra km ³
PELEE P1,P2,P3	Estimation minimale	56	$1,9 \cdot 10^7$	$2,3 \cdot 10^7$	3	0,8	16,6	0,50
	Estimation maximale	65	$3,4 \cdot 10^7$	$4,1 \cdot 10^7$	1,6	1	19,2	0,50
St HELENS 1981	observé	52-67	$1,9 \cdot 10^7$	$2,28 \cdot 10^7$	9	0,6-0,7	16(14-19)	1,30
	calculé	47				1		
HEKLA 47	observé			$4,2 \cdot 10^7$	0,5		24	0,40
HEKLA 70	observé			$0,8 \cdot 10^7$	2		14	0,17
SANTA MARIA 1902	(2) observé			$4,3-9,5 \cdot 10^7$	24-36		27-29	10

Tableau III - Tableau récapitulatif des valeurs estimées par le calcul des différents paramètres permettant de quantifier les explosions pliniennes P1, P2, P3 de la montagne Pelée

Quelques autres éruptions ont été reportées pour comparaison :

(1) Phase plinienne de l'éruption du 18 mai 1980 au matin du Mt St Helens, tiré de CAREY et SIGURDSSON (1985) ;

(2) tiré de WILSON et al., (1978)

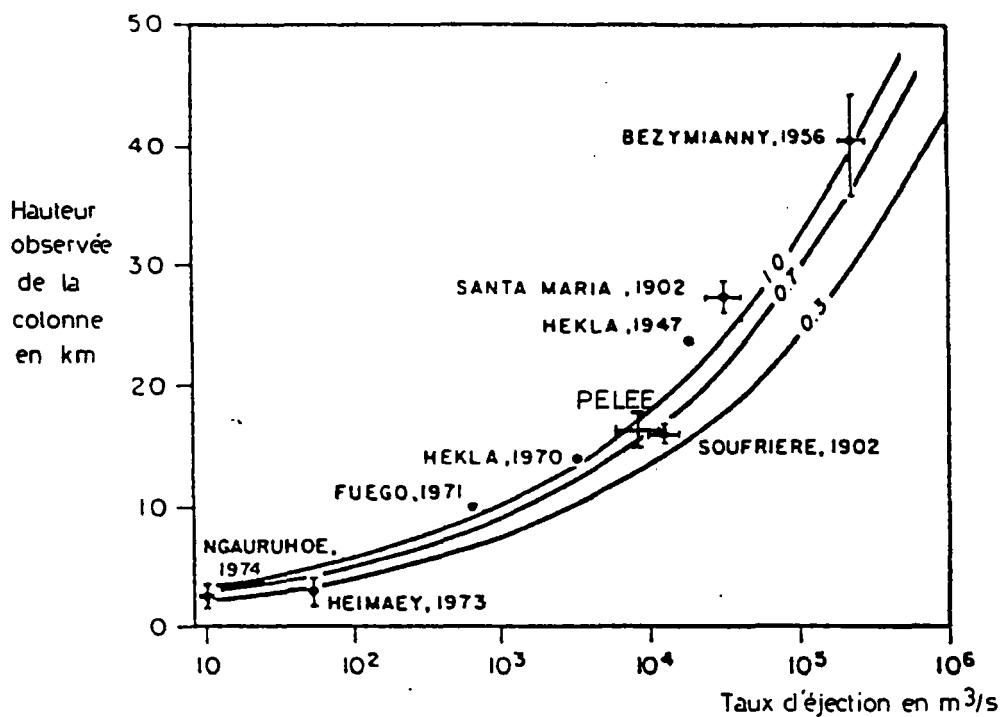


Figure 17 - Diagramme montrant la relation entre la hauteur observée de la colonne éruptive et sa hauteur théorique, calculée à partir du taux d'éjection des pyroclastes (courbes en trait plein) pour différents exemples d'éruptions ayant donné lieu à la formation de colonne éruptive (tiré de WILSON et al., 1978). Les trois courbes théoriques correspondent à différentes valeurs de F , coefficient de transfert thermique, qui dépend principalement du degré de fragmentation du magma.
Le point représentatif de la hauteur théorique des explosions pliniennes de la montagne Pelée a été porté, en indiquant l'incertitude sur l'estimation du taux total d'éjection TTE

Vitesse d'éjection des pyroclastes

Un autre paramètre déterminant dans la modélisation des explosions pliniennes est la vitesse d'éjection des pyroclastes (magma juvénile et xénolites) hors du conduit éruptif. Cette vitesse peut être estimée à partir de la dispersion des pyroclastes, en utilisant la relation suivante (WILSON, 1976) :

$$\rho_0 u_0^2 = 8gB/3C$$

avec u_0 : vitesse d'éjection des pyroclastes

ρ_0 : densité du gaz, estimée à $0,2 \text{ kg/m}^3$ (cf. WILSON, 1976)

g : accélération de la pesanteur

C : coefficient de frottement estimé proche de 1 lorsque u_0 est inférieur à la vitesse du son

B : produit du rayon par la densité du plus gros pyroclaste, le rayon étant déterminé par extrapolation au cratère de la courbe distance/taille maximale des pyroclastes

Théoriquement, cette extrapolation doit se faire selon une direction perpendiculaire à la direction des vents dominants lors de l'éruption, afin de minimiser leur rôle dans la dispersion des pyroclastes (fig. 18). La difficulté d'extrapoler précisément cette courbe distance au cratère/taille maximale, faute de données suffisantes près du cratère, conduit à prendre en compte également la dispersion selon la direction des vents dominants. Les résultats sont reportés dans le tableau IV, en retenant pour chaque situation des valeurs extrapolées minimales et maximales.

On obtient une vitesse d'éjection des pyroclastes comprise entre 230 m/s et 300 m/s en prenant en compte la dispersion perpendiculaire à la direction des vents dominants, et entre 180 m/s et 330 m/s, en prenant en compte la dispersion selon la direction des vents dominants. Les incertitudes qui pèsent sur la détermination du paramètre B , conduisent à retenir ce dernier intervalle (180 - 330 m/s), qui est dans la fourchette des vitesses calculées par WILSON (1976) pour 13 autres explosions sub-pliniennes.

Quantité de volatils

La vitesse d'éjection des pyroclastes est principalement contrôlée par la quantité de gaz éjecté ; celle-ci, compte tenu des valeurs de u_0 obtenues pour les explosions pliniennes de la montagne Pelée, serait de l'ordre de 1 à 2,5 % (fig. 19a). En supposant que tous ces gaz soient essentiellement de l'eau issue du magma (c'est-à-dire des gaz exolvés), on peut s'attendre à une quantité totale d'eau dans le magma (liquide + cristaux) de 1,5 à 4 % environ, d'après les calculs de WILSON et al., (1980) (fig. 19b).

Cette teneur en gaz éjecté, alliée à la valeur du rayon du conduit éruptif précédemment estimée, permet de reporter le point représentatif des explosions pliniennes de la montagne Pelée dans le diagramme de WILSON et al., (1980) qui sépare le domaine des colonnes pliniennes de celui des débordements de ponces (fig. 20). En tenant compte des incertitudes sur les estimations du rayon du conduit éruptif et sur la vitesse d'éjection des pyroclastes, on constate qu'il tombe à proximité de la transition entre les deux domaines. Cette position est conforme au caractère sub-plinien des explosions. On a également reporté la position représentative des retombées de ponces de la

Figure 18a

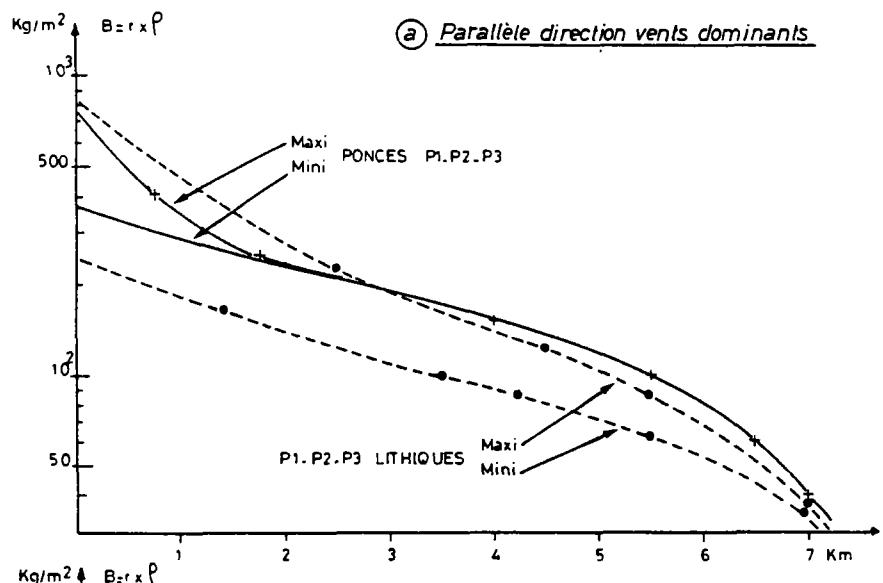


Figure 18b

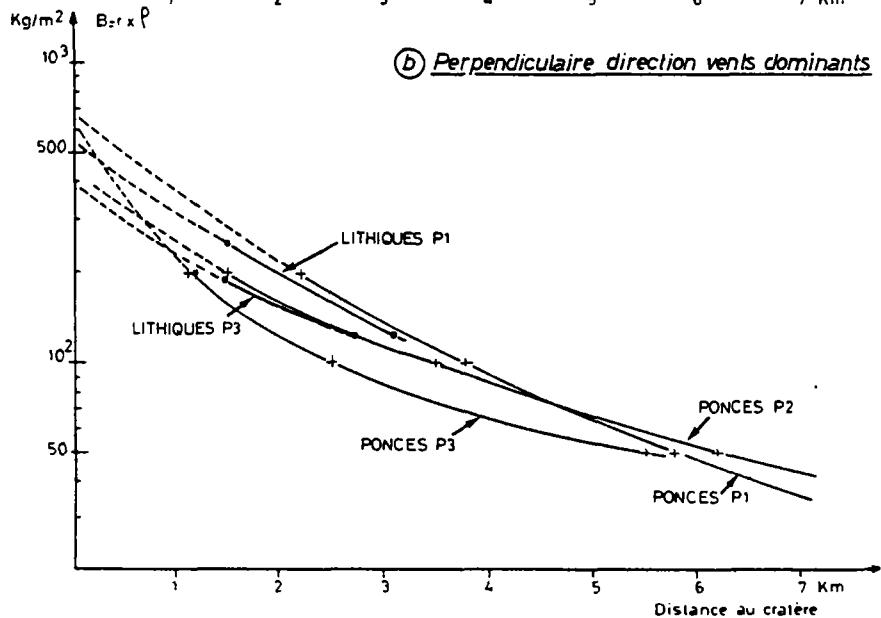


Figure 18 - Evolution du rapport (rayon maximal x densité) des pyroclastes ponceux et lithiques en fonction de la distance au cratère, permettant d'extrapoler la valeur du paramètre B de WILSON (1976) pour les 3 dernières explosions pliniennes P1, P2 et P3 de la montagne Pelée, avec d pences = 1000 kg/m^3 et d lithiques = 2500 kg/cm^3

a : selon la direction parallèle à celle des vents dominants lors de l'explosion. Les courbes maxi et mini sont représentatives de l'ensemble des 3 explosions pliniennes P1, P2 et P3. B est compris entre 250 et 850 kg/m^2 .

b : selon la direction perpendiculaire à celle des vents dominants lors de l'explosion, d'après les données disponibles. B est compris entre 400 et 700 kg/m^2 .

		$B = r \times \rho$ kg/m ²	u ₀ m/s	n % pond.	n ₀ % pond.
Dispersion perpendiculaire aux vents	mini	400	230	1,2	2
	maxi	700	300	2	3
Dispersion parallèle PONCES aux vents	mini	350	210	1	2
	maxi	750	310	2,1	3
	mini	250	180	0,8	1,5
	maxi	850	330	2,5	3,8

Tableau IV - Tableau récapitulatif des valeurs du paramètre B de WILSON (1976) obtenues en extrapolant les courbes (rayon maximale \times densité des pyroclastes en fonction de la distance au cratère) perpendiculairement et parallèlement à la direction des vents dominants lors des 3 dernières explosions pliniennes de la montagne Pelée (voir fig. 18), permettant de calculer u₀, m et m₀, avec :

u₀ = vitesse d'éjection des pyroclastes

m = quantité de gaz (H₂O) présents dans le mélange pyroclastes-gaz éjecté

m₀ = quantité totale de gaz (H₂O) dissous dans le magma dans l'hypothèse où tous les gaz sont issus du magma

figure 19a

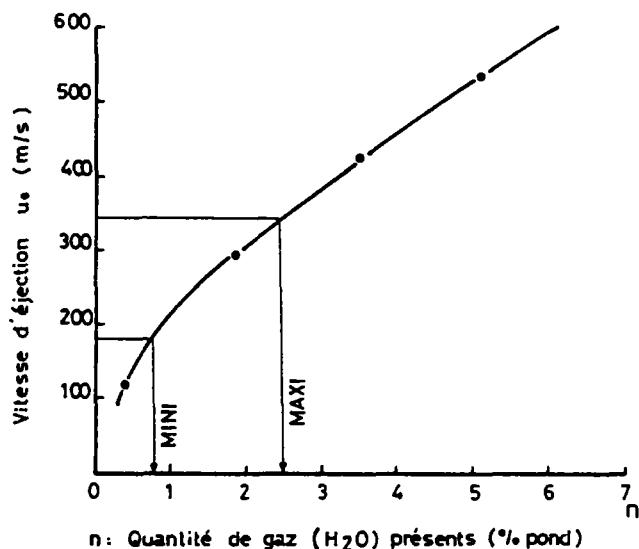


figure 19b

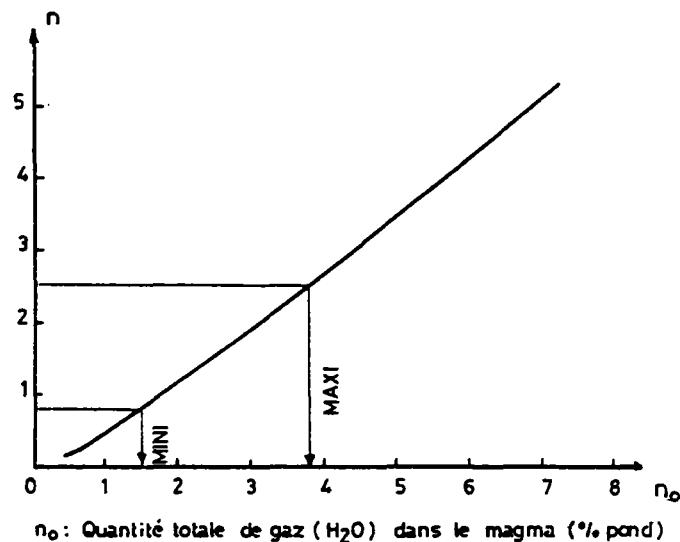


Figure 19a - Diagramme montrant la relation entre la quantité n de gaz (H_2O) présents dans le mélange pyroclastes-gaz éjecté et la vitesse d'éjection des pyroclastes u_e , d'après l'équation (9) de WILSON (1980). Dans le cas des explosions pliniennes de la Pelée, on en déduit une quantité de gaz présents comprise entre 0.8 et 2.5 % par rapport à la masse de magma éjecté.

Figure 19b - Diagramme montrant la relation entre la quantité de gaz (H_2O) présents n et la quantité n_0 contenue dans le magma (liquide + cristaux) d'après l'équation (30) de WILSON et al. (1980), dans l'hypothèse où tous les gaz sont issus du magma. On en déduit une quantité d'eau comprise entre 1.5 et 4 % dans les magmas éjectés lors des 3 dernières explosions pliniennes de la montagne Pelée.

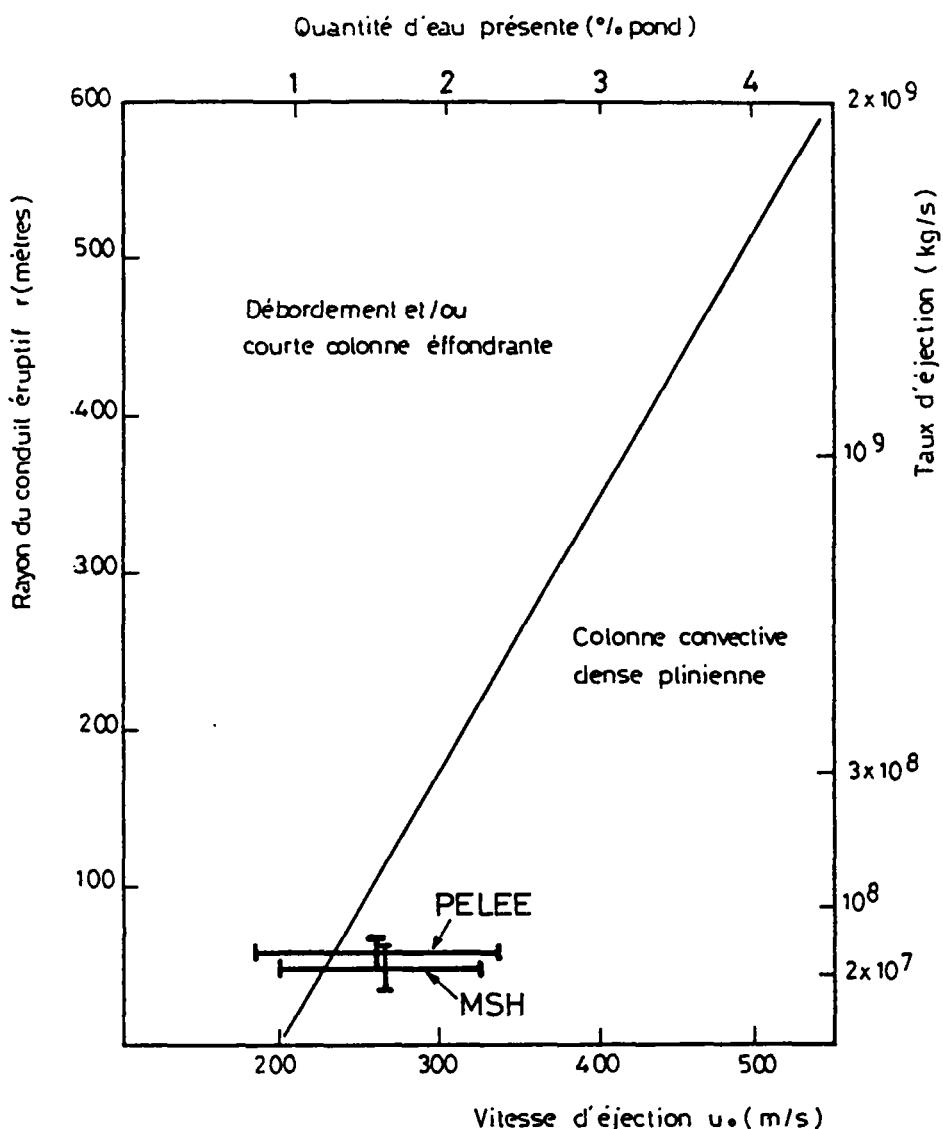


Figure 20 - Diagramme montrant les domaines respectifs où sont réunies les conditions propices soit au développement d'une colonne convective (plinienne) dense, soit à l'effondrement d'une colonne éruptive pour donner naissance aux coulées de ponce ; tiré de WILSON et al., (1980)

Le point représentatif des explosions plinianes de la montagne Pelée est proche de la transition entre les deux domaines. MSH : point représentatif de la phase plinienne de l'éruption du 18 mai 1980 au matin du Mt St Helens, d'après CAREY et SIGURDSSON (1985)

phase plinienne de l'éruption du 18 mai 1980 (fin de matinée) du Mt St Helens (CAREY et SIGURDSSON, 1985). Les deux types de colonne éruptive, bien qu'ayant donné des dépôts différents, se superposent presque; pourtant l'une est une colonne cendreuse peu dense (Mt St Helens) puisqu'elle a donné naissance à un dépôt de granulométrie fine très dispersé ; l'autre est une colonne plinienne dense (Pelée) puisque des dépôts pliniens grossiers, peu dispersés en ont résulté.

Toutefois, dans leur estimation de la vitesse d'éjection des pyroclastes, CAREY et SIGURDSSON (1985) ont supposé que la valeur obtenue à partir de la dispersion des téphra ponceux parallèlement à la direction des vents dominants était minimale. L'exemple des horizons pliniens de la montagne Pelée est en désaccord avec cette interprétation, puisque la fourchette de valeur du paramètre B de WILSON (1976) est grossièrement identique quelle que soit la direction de dispersion prise en compte (parallèle ou perpendiculaire aux vents). D'autre part, ils déterminent une vitesse d'éjection maximale, en supposant que la totalité des gaz exsolvés du magma contribuent au dynamisme de l'explosion; ce qui est en désaccord avec les hypothèses de WILSON et al. (1980). Pour ces raisons, nous pensons qu'il convient plutôt de retenir la partie gauche de la fourchette des vitesses proposée par CAREY et SIGURDSSON pour la phase ponceuse du 18 mai du Mt St Helens qui est proche du domaine des valeurs propices à l'effondrement précoce de la colonne (débordement). D'ailleurs, ROWLEY et al. (1981) signale que, durant cette phase, ont été générés des écoulements par effondrement partiel de la colonne ; ce qui va dans le sens de nos remarques.

Par opposition, le point représentatif des explosions pliniennes de la montagne Pelée serait quant à lui, situé franchement dans le domaine des colonnes convectives denses pliniennes, dans la partie droite de sa fourchette de valeur.

III.3 - LES RENSEIGNEMENTS FOURNIS PAR L'ETUDE DES XENOLITES DU SUBSTRATUM

L'étude des xénolites du substratum ramenés lors des explosions pliniennes P1, P2 et P3 fournit des indications sur la lithologie et l'hydrogéologie profonde de l'édifice volcanique et sur les processus d'ascension de la colonne magmatique (LAFFORGUE et al., 1985).

D'après leur nature lithologique, ces fragments du substratum ramenés appartiennent soit aux formations pyroclastiques superficielles formant l'édifice intermédiaire et récent, soit aux formations de laves massives constituant la partie basale du volcan (édifice ancien), soit plus exceptionnellement aux formations de laves massives à amphibole constituant le toit du substratum. Ces xénolites représentent donc un échantillonnage complet de l'édifice du sommet à la base, que l'on peut situer vers 1,5 km de profondeur. Si certains xénolites sont parfaitement sains, la plupart ont subi une altération hydrothermale de basse température, avec développement d'une paragenèse néoformée à quartz-argiles-sulfures- calcite-zéolites, et ils possèdent une pellicule d'oxydation en surface. Cette pellicule est acquise au sein du dépôt, postérieurement à sa mise en place, comme cela a été observé lors de l'éruption du Mt St Helens en 1980. Elle signifie que la formation géologique d'où elles ont été arrachées, baignait dans un aquifère réducteur. La première indication fournie par ces enclaves est donc la mise en évidence d'aquifères au sein de l'édifice volcanique ;

aquifères se développant depuis la surface jusqu'à la base de l'édifice, puisque ce phénomène d'oxydation concerne aussi bien les xénolites d'origine superficielle que profonde. Ceci est en accord avec le bilan hydrogéologique du volcan (MOURET, 1979 ; BARAT, 1984) qui indique un taux d'infiltration important des eaux météoritiques (peut être jusqu'à 30 %). Cette infiltration est favorisée par la prédominance de matériaux pyroclastiques meubles et l'existence de caldeiras centrales emboîtées. La réduction de ces aquifères est assurée par la dissolution des gaz acides (H_2S , Cl,...) provenant du toit de la colonne magmatique ascendante.

De plus, certains de ces xénolites hydrothermalisés ont subi un métamorphisme de contact partiel marqué par le développement de minéraux qui se superposent en partie à la paragenèse hydrothermale de basse température. On peut y déceler une évolution progressive depuis une paragenèse à quartz-biotite-magnétite \pm CPX \pm sphène jusqu'à une paragenèse à hyperstène-cordiérite-phlogopite-magnétite-ilménite. D'après les travaux de WINKLER (1974), la température maximale atteinte a dû être voisine de 700°. La température des magmas andésitiques ponceux de la montagne Pelée calculée à partir des géothermomètres est, quant à elle, de 900-950°C (FICHAUT et al., 1985).

Le fait que tous les xénolites n'aient pas subi ce réchauffement montre que celui-ci ne résulte pas de leur incorporation dans la colonne éruptive ; le temps de séjour est en effet trop bref et le refroidissement du magma trop rapide pour provoquer un réchauffement au niveau des fragments de l'encaissant incorporés. Le fait qu'ils ne soient pas complètement transformés en cornéennes et qu'ils aient conservé en partie leurs paragenèses hydrothermales de basse température indique également qu'il ne s'agit pas de fragments de l'encaissant englobés précocement dans la colonne magmatique, avant l'éruption.

Cette paragenèse haute température a été rencontrée dans des xénolites d'origine plutôt profonde, si l'on en croit leur nature pétrographique et leur degré d'altération important. On interprète ce métamorphisme de contact comme résultant d'un séjour de la colonne magmatique vers la base de l'édifice, au niveau de formations aquifères dont les xénolites métamorphisées sont les témoins. Des profils magnétotelluriques réalisés dans le cadre d'une campagne d'exploration géothermique (BARTHES et al., 1984) ont d'ailleurs mis en évidence un niveau très conducteur (0.5 Ohm.m) situé à environ 1.5 km de profondeur sous le sommet du volcan, qui pourrait être assimilé à ces formations aquifères (WESTERCAMP et TRAINEAU, 1985).

Ces aquifères ont donc pu être portés à une température maximale voisine de 700°, passant à l'état surchauffé ; et ce probablement autant sinon plus par convection que par conduction, qui est un processus trop lent (CARSLAW et JAEGER, 1959). La réalité de cette convection est attestée par l'homogénéité des paragenèses métamorphiques rencontrées au sein des xénolites, alors que la conduction seule conduirait au développement d'un fort gradient métamorphique (MEUNIER, 1985). Elle a pu être favorisée par la fracturation du milieu encaissant provoquée par l'intrusion de la colonne magmatique.

Le degré de réchauffement est aussi fonction du temps de séjour du magma au niveau de ces aquifères, vers la base de l'édifice. Quelques semaines, voire quelques mois avant l'éruption paraissent suffisant compte tenu du mode de propagation de la chaleur par convection, pour porter des aquifères profonds jusqu'à une température voisine de 700°C dans la mesure où ils sont confinés et ne peuvent se soustraire à la surchauffe.

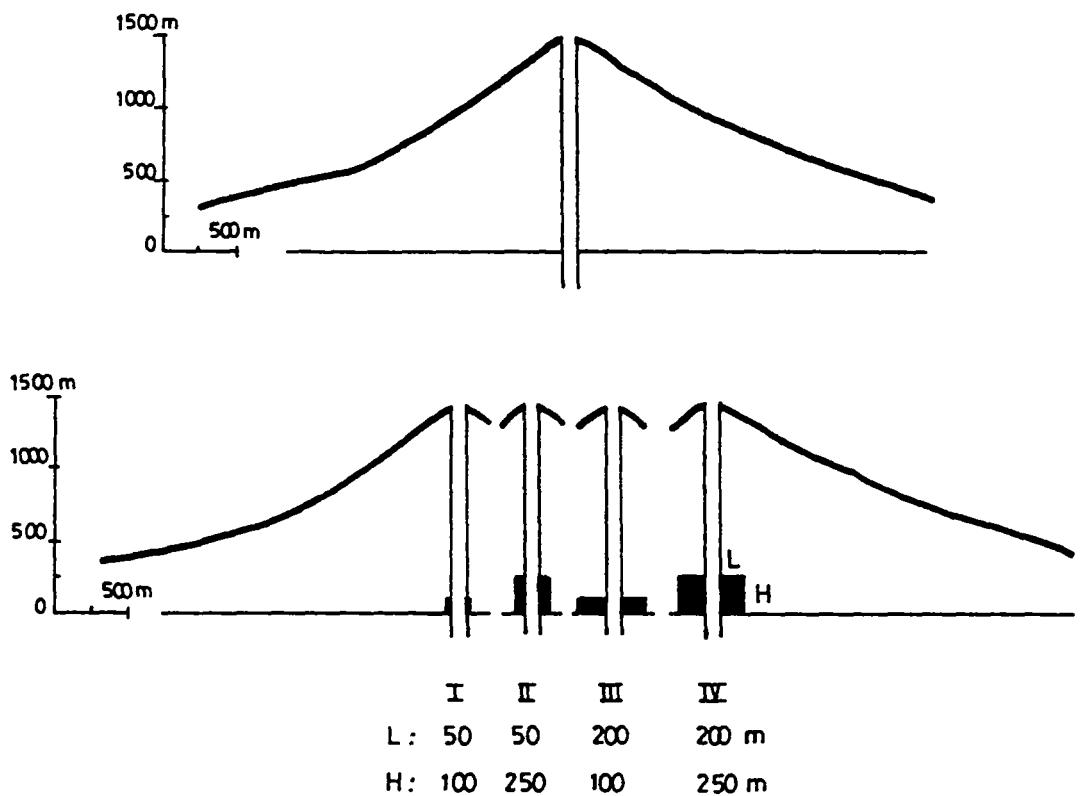


Figure 22 - Représentation schématique des quatre cas de configuration envisagés d'un niveau aquifère profond pouvant être sollicité lors des explosions pliniennes de la montagne Pelée. Il a été localisé à 1,5 km environ de profondeur, sur la base des données géophysiques (BARTHES et al., 1984) le rayon du conduit éruptif est fixé à 60 m.

H : extension verticale du niveau aquifère
L : largeur de la zone aquifère susceptible d'être réchauffée au contact de l'intrusion

	cas I	cas II	cas III	cas IV	
Extension verticale des aquifères sollicitée (H) en mètres	100	250	100	250	
Extension horizontale de la zone rechauffée (L) en mètres	50	50	200	200	
Volume d'aquifère rechauffé (V) en 10^6 m^3	2.7	9.5	20.1	53.1	
Volume d'eau disponible en fonction de la poro- sité (P) en 10^6 m^3	P=10 % P=20 %	0.27 0.54	0.95 1.90	2.01 4.02	5.31 10.62
Rapport massique eau/magma avec d magma = 2.5 g/cm ³	P=10 % P=20 %	0.15 % 0.30 %	0.50 % 1 %	1 % 2 %	2.7 % 5.3 %

Tableau V - Estimation des volumes d'eau disponibles dans chacun des cas de configuration des aquifères de la figure 22 et calcul du rapport massique quantité d'eau disponible/quantité de magma éjecté (0.08 km³, voir texte) ; les deux valeurs extrêmes obtenues - 0,15 % et 5,3 % - ont été encadrées

III.4 - INTERVENTION D'AQUIFERES SURCHAUFFES ET ORIGINE DES EXPLOSIONS PLINIENNES

Traditionnellement, le moteur des explosions pliniennes est supposé être l'évolution des gaz magmatiques (WILSON, 1976). Nous avions cependant déjà envisagé le rôle additionnel probable d'une interaction magma/eaux souterraines dans l'origine des explosions pliniennes de la montagne Pelée (WESTERCAMP et TRAINEAU, 1983). Les données acquises sur les xénolites, telles qu'elles viennent d'être résumées, permettent maintenant de préciser cette hypothèse, en faisant intervenir la présence d'aquifères profonds surchauffés selon le scénario suivant (fig. 2la) :

- montée d'une colonne de magma potentiellement ponceux à partir du réservoir magmatique,
- auto-blocage provisoire du toit de la colonne magmatique lorsqu'il atteint les réservoirs aquifères de la base de l'édifice. En effet, les échanges thermiques à ce niveau sont supposés tels que le magma se fige jusqu'à constituer un bouchon solidifié. L'alimentation magmatique continuant, la pression exercée sur la tête de la colonne augmente et finit par vaincre la résistance de l'encaissant et du bouchon magmatique. Ce mécanisme freine l'ascension de la colonne magmatique et assure un réchauffement important des aquifères à la base de l'édifice,
- en surface, des explosions phréatiques se produisent (?), contribuant ainsi à réduire la pression lithostatique sur la colonne magmatique. Ceci favorise le développement de la vésiculation dans la partie fluide du magma, sous le bouchon solidifié,
- la combinaison de ces deux facteurs "réducteurs de pression" finit par vaincre la résistance du bouchon solide qui est violemment projeté en surface (origine du dépôt de cendres lithiques),
- la baisse de la pression qui en résulte se répercute sur la colonne magmatique, accélérant l'exsolution des gaz et la vésiculation du magma. Cette baisse de pression dans la colonne magmatique va se répercuter à son tour sur les aquifères surchauffés. Leur détente par vaporisation est un processus explosif "auto-entretenu" (GOGUEL, 1977) qui va se propager de façon progressive au sein des réservoirs, fournissant ainsi une quantité importante d'énergie mécanique, en fragmentant celui-ci en xénolites. Additionnée à l'exsolution des gaz magmatiques, elle contribue activement au développement et au maintien de la colonne éruptive plinienne pendant les quelques heures que dure habituellement ce type d'éruption. L'horizon plinien témoigne de cette phase. Une fois l'aquifère épuisé, la colonne éruptive s'effondre, la quantité d'énergie fournie par la vaporisation devenant négligeable, et passe au type "débordement".

Quels sont les rapports entre ces aquifères et le niveau de vésiculation du magma ? Ce scénario, où l'eau à l'état de vapeur surchauffée est incorporée dans la colonne magmatique, impose que la pression exercée sur cette dernière devienne inférieure à celle régnant dans les aquifères surchauffés. Il faut donc que le front de vésiculation (c'est-à-dire le niveau où débute l'exsolution des gaz) se rapproche sinon atteigne la profondeur des aquifères. La présence de fragments de magma trempé, éjectés en cours d'éruption, indique en effet la possibilité de contact entre l'eau et le magme non encore

dégazé. Ce scénario est particulier aux magmas ponceux. En effet, dans le cas des éruptions de nuées ardentes où les magmas émis ne sont pas vésiculés, la pression au sein de la colonne magmatique demeurera toujours supérieure à celle du milieu encaissant, interdisant toute détente de réservoirs aquifères surchauffés profonds.

A l'appui de la thèse qui vient d'être présentée, citons l'exemple de l'éruption plinienne basaltique fissurale de Tarawera en Nouvelle Zélande, bien que la nature du magma et la géométrie du conduit éruptif diffèrent notablement. Sa violence exceptionnelle résulterait là aussi, d'une interaction entre aquifères profonds et magma, la colonne magmatique ayant traversé un réservoir géothermique (WALKER, 1984).

III.5 - ASPECTS QUANTITATIFS

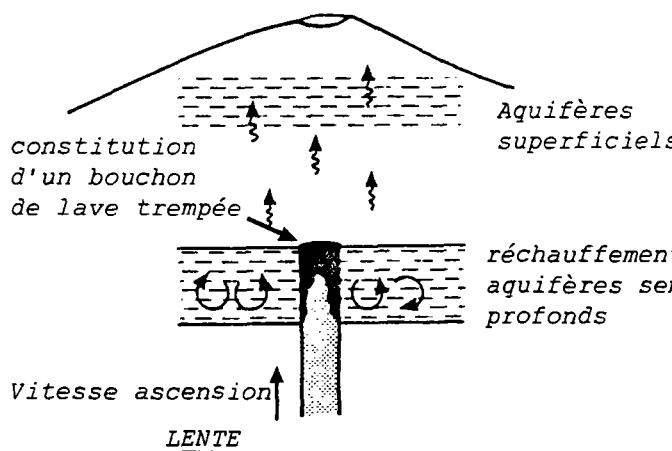
Il serait bien sûr intéressant de chiffrer qu'elle peut être la part énergétique fournie par l'expansion de ces aquifères surchauffés dans le développement et le maintien d'une colonne plinienne. Ceci supposerait de connaître le volume d'eaux météoriques impliquées et la quantité d'énergie libérée par sa vaporisation. Faute actuellement de données suffisantes, il est hors de notre propos de faire un calcul détaillé ici. Nous nous limiterons simplement à estimer quel volume d'eaux météoriques peut être mis en jeu.

Dans cette estimation, trois grandeurs sont à considérer : l'extension verticale des aquifères sollicités, l'extension horizontale au sein de ces aquifères de la zone susceptible d'être rechauffée au contact de l'intrusion, et la porosité. Seule l'extension verticale des aquifères peut être approchée grâce aux données géophysiques existantes. Les sondages magnétotelluriques mettent en évidence un niveau très conducteur ($0,5 - 1 \Omega \cdot m$) situé à 1,5 km de profondeur environ ; son épaisseur serait comprise entre 100 et 250 m environ (BARTHES et al., 1984). Les deux autres grandeurs ne sont pas déterminées. Pour l'extension horizontale de la zone rechauffée, nous choisissons arbitrairement des valeurs minimale et maximale de 50 et 100 mètres. Quant à la porosité, nous considérons deux valeurs : 10 % et 20 %, qui nous semblent raisonnables, compte tenu de la fracturation importante du milieu et de la nature des formations lithologiques.

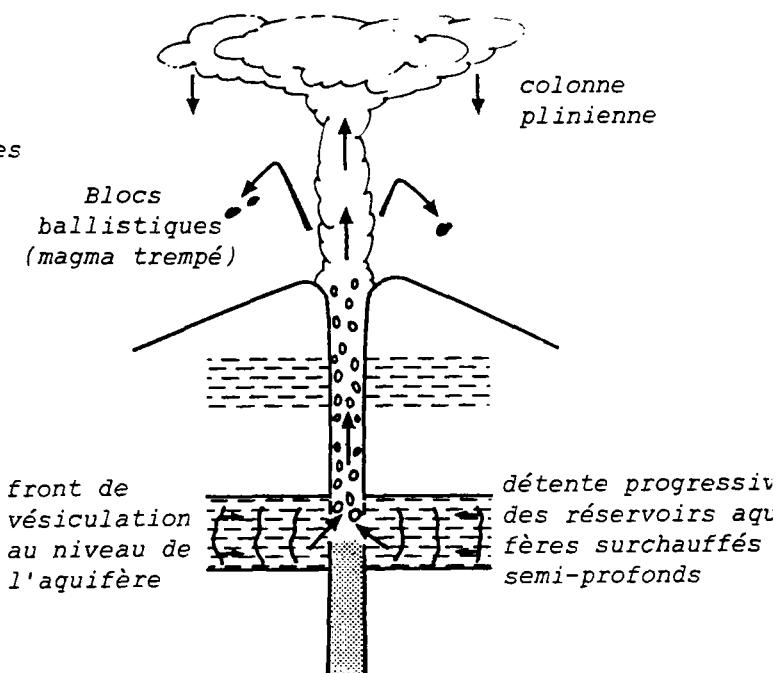
Ces trois configurations théoriques sont illustrées par la figure 22 et les résultats sont reportés dans le tableau V. Dans les calculs de volume, nous avons retenu une valeur moyenne du rayon du conduit éruptif égale à 60 m. Pour chaque cas de figure, nous avons déduit le rapport massique de la quantité d'eau disponible estimée par rapport à la quantité de magma éjecté. Pour cela, on a pris la moyenne des volumes du magma émis au cours de chacune des trois dernières explosions plinianes P1, P2 et P3, soit 0.08 km^3 ($d : 2.5 \text{ g/cm}^3$).

Selon les différentes configurations et porosités des aquifères envisagées, le rapport recherché est compris entre 0.15 % et 5.3 %. Il ne s'agit bien sûr que de valeurs indicatives, et maximales puisqu'on a supposé dans le calcul, que la totalité de l'eau disponible dans les aquifères est incorporée dans la colonne magmatique. Néanmoins, elles confirment la possibilité d'une contribution significative d'eaux météoritiques profondes dans le dynamisme éruptif plinien.

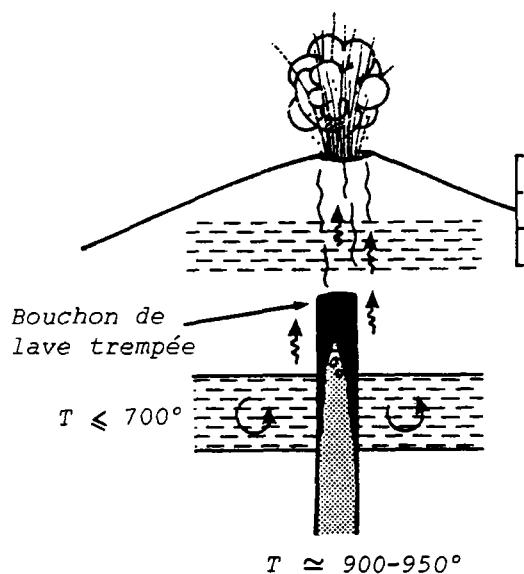
1 - MONTÉE LENTE DE LA COLONNE MAGMATIQUE
RECHAUFFEMENT PROGRESSIF AQUIFERES PROFONDS



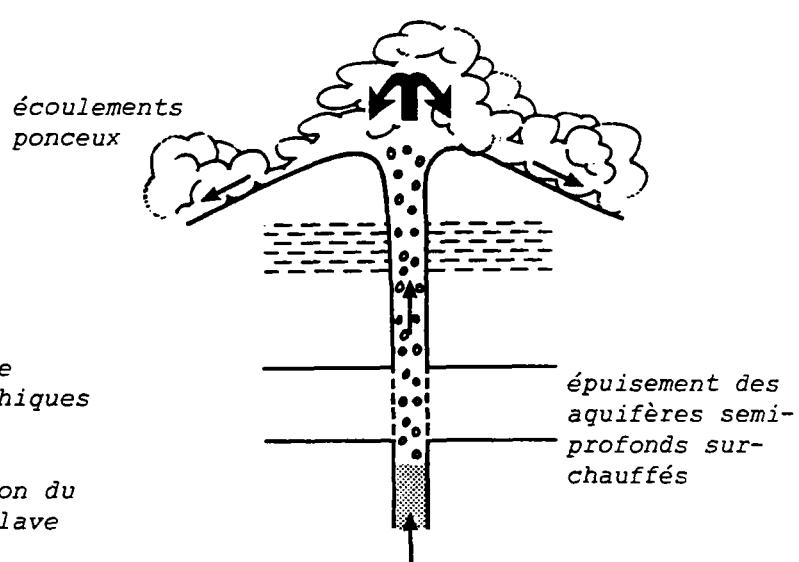
4 - EXPLOSION PLINIENNE PROVOQUEE PAR
L'EXPANSION DES GAZ ISSUS DU MAGMA
ET D'AQUIFERES SEMI-PROFONDS SUR-
CHAUFFES



2 - ERUPTIONS PHRÉTIQUES ET DÉBUT DE LA
VESICULATION.
BAISSE PRESSION LITHOSTATIQUE



5 - EPUISEMENT DES AQUIFERES PROFONDS SUR-
CHAUFFES ; EFFONDREMENT DE LA COLONNE
PLINIENNE ET PASSAGE AU TYPE ERUPTIF
"PAR DEBORDEMENT"



3 - DÉCLENCHEMENT DE L'ERUPTION PAR
PULVÉRISATION DU BOUCHON DE LAVE
SOLIDIFIÉE

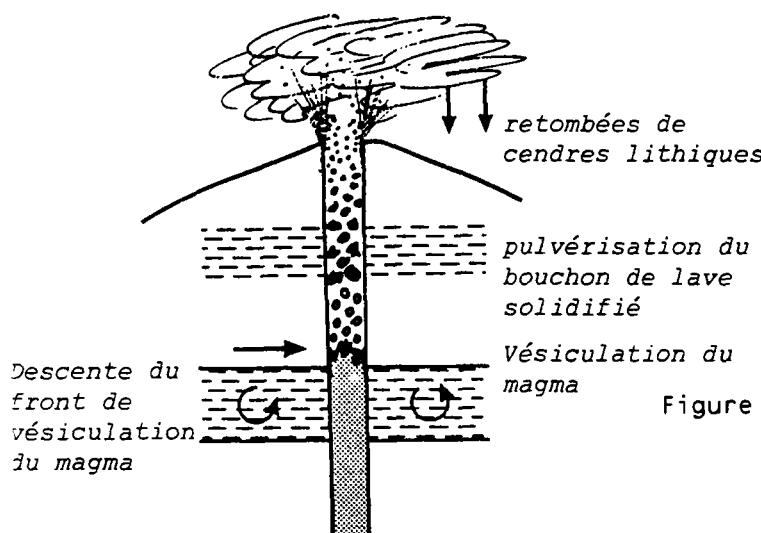
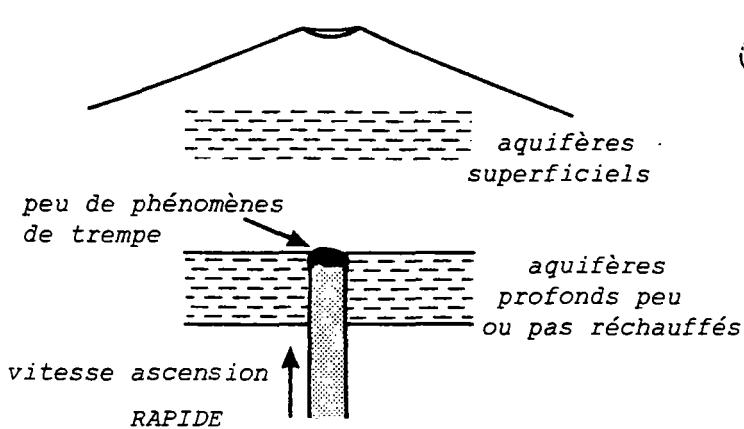


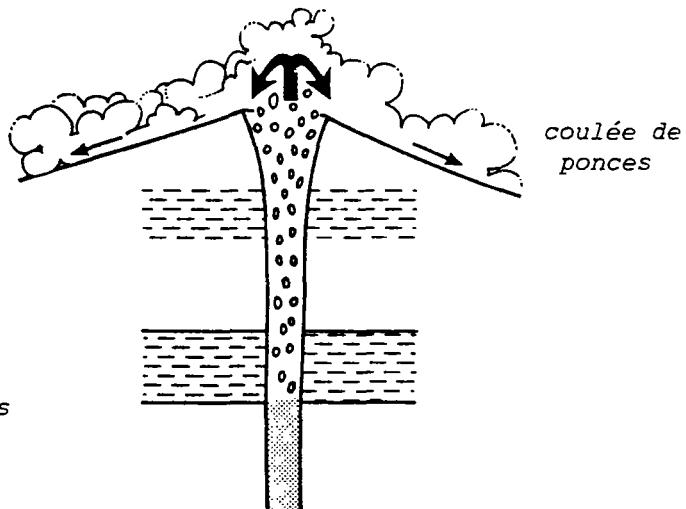
Figure 21a

- Représentation schématique des différents stades d'une éruption ponceuse à phase plinienne initiale à la montagne Pelée, illustrant le rôle possible d'aquifères profonds surchauffés ; voir texte pour la discussion

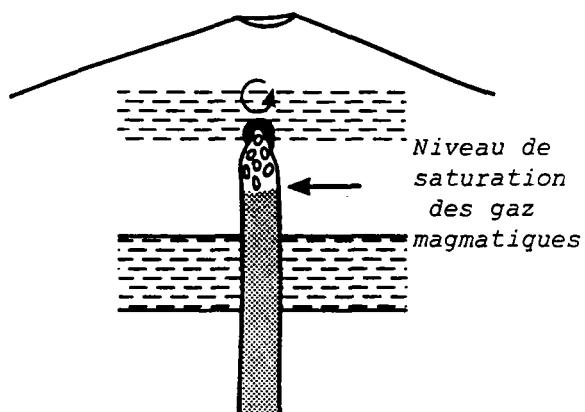
1 - MONTEE RAPIDE DE LA COLONNE MAGMATIQUE
FAIBLE RECHAUFFEMENT AQUIFERES



3 - DEBORDEMENT CONTINU DONTNAISSANCE
A DES COULEES DE PONCES



2 - VESICULATION DU MAGMA ET
DECLENCHEMENT DE L'ERUPTION



4 - INTERACTION EAU-MAGMA POSSIBLE EN COURS OU A LA FIN DE L'ERUPTION :
PRODUCTION DE NUAGES DE CENDRES FINES

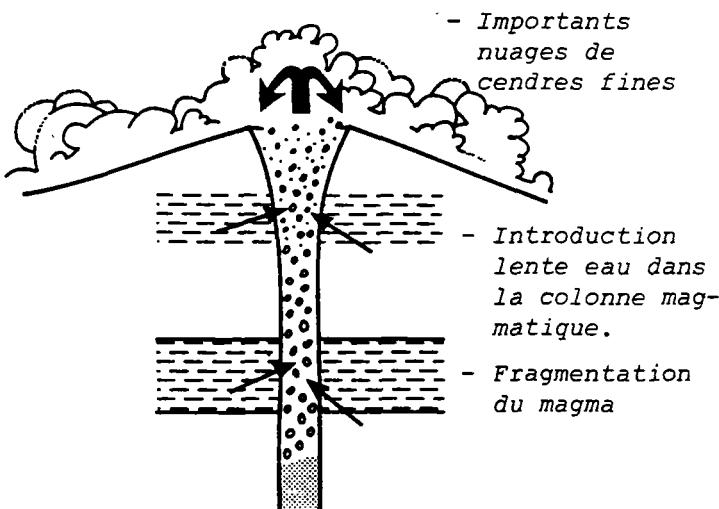


Figure 21b - Représentation schématique des différents stades d'une éruption ponceuse sans phase plinienne initiale à la montagne Pelée, illustrant l'absence d'aquifères profonds surchauffés (comparer avec la fig. 21a).

L'interaction eau-magma en cours ou à la fin de l'éruption (stade 4) est censée expliquer l'abondance des nuages de cendres fines caractérisant ce type d'éruption ponceuse.

On peut approcher autrement la valeur du rapport eau/magma caractéristique des explosions pliniennes de la montagne Pelée. Leurs dépôts ne présentent en effet aucune des caractéristiques attendues d'une interaction eau/magma, à savoir une granulométrie très fine et des structures de déferlantes (dépôts phréato-pliniens de SELF et SPARKS, 1978). Hors, SHERIDAN et WOHLLETZ (1981) ont montré expérimentalement que l'intervention d'un constituant aqueux trouvait son efficacité maximale, en terme d'explosivité et de fragmentation du magma, pour un rapport massique eau/magma compris entre 30 et 50 %. Tandis que pour des valeurs inférieures à 10 %, l'interaction ne jouait qu'un rôle mineur et ne modifiait pas les caractéristiques éruptives.

Il est donc permis de supposer que dans le cas des explosions pliniennes de la montagne Pelée, le rapport eau/magma reste inférieur à 10 %, si bien que la quantité d'eaux météoritiques incorporée dans la colonne magmatique n'est pas suffisante pour déterminer le caractère phréato-plinien.

Cet ordre de grandeur de la quantité d'eaux météoritiques externes (0.15 % à 5.3 %) pouvant être impliquée lors des explosions pliniennes peut paraître faible. Mais il est à comparer à la quantité de gaz (H_2O) théoriquement présent dans le mélange magma-gaz éjecté - 1 à 2,5 % - calculée à partir des équations théoriques de WILSON et al., (1980) - cf. paragraphe III.2 -, incluant à la fois les gaz exsolvés issus du magma et toute contribution éventuelle d'eaux météoritiques externes.

On a constaté sur le diagramme de WILSON et al. (1980), que le point représentatif des explosions pliniennes de la montagne Pelée, était proche de la transition entre les 2 domaines colonne plinienne/débordement de ponces, situé en l'occurrence vers 1,5 % de gaz (fig. 20). On conçoit :

- 1) qu'un apport même faible d'eaux météoritiques externes est à même de constituer une fraction significative de la quantité de gaz présents dans le mélange magma-gaz éjecté ;
- 2) que c'est grâce à cette adjonction significative d'eaux météoritiques externes dans la colonne magmatique, qui va déplacer le point représentatif vers le domaine des colonnes pliniennes, que les conditions nécessaires à l'installation d'une colonne plinienne à la montagne Pelée sont réalisées ;
- 3) sans cet apport externe, l'exsolution seule des gaz issus du magma (origine des ponces) ne peut conduire qu'à l'émission de coulées de ponces par débordement ou par effondrement d'une très courte colonne dense.

Une inconnue importante subsiste encore dans cette discussion. Il s'agit de cette quantité de gaz contenue dans le magma, avant vésiculation, sa connaissance permettant de chiffrer la part de l'eau météoritique externe impliquée dans les explosions pliniennes. Ceci devra faire l'objet de travaux ultérieurs.

III.6 - IMPLICATIONS SUR LA DIVERSITE DES DYNAMISMES ERUPTIFS PONCEUX

Cette contribution d'aquifères surchauffés dans le développement d'une colonne plinienne apporte un nouvel éclairage sur la diversité des dynamismes ponceux de la montagne Pelée, et principalement sur la présence ou l'absence d'une explosion plinienne initiale.

Il reste toutefois à individualiser les facteurs pouvant contrôler l'intervention ou non des aquifères impliqués dans le dynamisme éruptif.

Il n'est pas crédible de tabler sur la présence ou l'absence d'eau en quantité suffisante au sein de l'édifice pour intervenir efficacement, dans la mesure où l'hydrogéologie du volcan est entièrement contrôlée par des facteurs fixes (perméabilité des formations, morphologie, pluviométrie,...).

Il faut plutôt supposer que c'est le degré de réchauffement des aquifères qui est variable. Il dépendrait en première approximation du temps de séjour du toit de la colonne magmatique au niveau des aquifères profonds, qui est lui-même fonction de la vitesse d'ascension du magma.

- une vitesse d'ascension lente permet un réchauffement important des aquifères profonds et donc une accumulation d'énergie potentiellement disponible pour le développement d'une colonne plinienne. De même les aquifères superficiels vont être progressivement réchauffés, conduisant à une activité phréato-magmatique qui peut aider au déclenchement de l'éruption plinienne elle-même, par baisse de la pression lithostatique au toit de la colonne magmatique (fig. 2la) ;

- une vitesse d'ascension rapide ne permet pas un réchauffement suffisant des aquifères profonds. Il en est de même pour les aquifères superficiels et l'éruption ponceuse se déclenchera probablement à un niveau plus superficiel (fig. 2lb).

Il apparaît ainsi une différence dans le comportement des aquifères au cours des différentes séquences éruptives :

- dans les éruptions à phase plinienne initiale, les aquifères profonds sont sollicités dès le début de l'éruption, lors de l'explosion plinienne ; leurs épuisements sont la cause de l'effondrement de la colonne éruptive. Quant aux aquifères superficiels, ils sont largement impliqués lors de phases phréato-magmatiques précoces.
- dans les éruptions sans phase plinienne initiale, l'eau n'est pas sollicitée dès le départ et reste disponible. Elle peut éventuellement intervenir en cours ou à la fin de l'éruption, lorsque la baisse de pression dans la colonne magmatique favorise son introduction et son interaction avec le magma. L'augmentation du degré de fragmentation qui en résulte est peut être la cause de la richesse en cendres fines de ces écoulements ponceux, qui sont accompagnés par d'importants nuages de cendres (éruptions P4 et P6) (cf. fig. 3).

III.7 - L'EVENEMENT DEFERLANT CENDRO-PONCEUX DE L'ERUPTION P3

Nous venons de montrer comment la détente précoce d'aquifères surchauffés intervenait dans le dynamisme explosif plinien. Il est possible d'envisager l'intervention d'autres aquifères, plus profonds, en cours d'éruption, lors de la phase d'émission des coulées de ponces.

L'incorporation de vapeur surchauffée dans le conduit éruptif, s'ajoutant à l'expansion des gaz magmatiques aura pour effet de "relancer" le potentiel explosif et contribuer à la réinstallation d'une colonne plinienne.

Mais son développement va se heurter au poids de la courte colonne éruptive effondrante sus-jacente, et être déviée latéralement sous forme d'une déferlante horizontale à dispersion radiale. WALKER (1983) a déjà envisagé la possibilité d'un tel mécanisme de tamponnage par une colonne sus-jacente pour expliquer la genèse de certaines déferlantes.

Nous pensons que l'horizon cendro-ponceux déferlant P3 pourrait avoir une telle origine. Il est bien intercalé au sein des premiers dépôts d'écoulements (fig. 3) et il possède les caractères d'une mise en place sous forme de déferlante à dispersion radiale autour du cratère. Sa pauvreté remarquable en xénolites, comparée aux dépôts pliniens, est en accord avec le modèle et avec une profondeur plus grande du niveau aquifère impliqué. Le volume important ($0,5 \text{ km}^3$ de téphra) mis en place par cette déferlante P3, équivalent à celui des horizons pliniens, et sa dispersion radiale en font un évènement à caractère cataclysmal ; l'isopaque 50 cm par exemple recouvre 200 km^2 , soit la presque totalité des flancs de l'édifice, et se situe à environ 8 km de distance du cratère.

IV - CONCLUSIONS

IV.1 - CONCLUSIONS

A travers la présentation des divers dynamismes éruptifs ponceux présents à la montagne Pelée, est apparue l'importance des processus d'interaction eau/magma dans la partie superficielle de l'édifice volcanique. C'est l'une des retombées principales de l'étude des xénolites du substratum rejetés lors des explosions pliniennes (LAFFORGUE *et al.*, 1985), d'où sont ressortis deux types d'informations originales :

- 1) d'une part, la présence d'aquifères et leur extension depuis la surface, jusqu'à la base de l'édifice - en l'occurrence estimée vers 1,5 km de profondeur ; ce qui nous a amené à différencier aquifères superficiel et profond ;
- 2) d'autre part, la possibilité de réchauffement des aquifères profonds au contact de la colonne magmatique ascendante.

Nous proposons que la diversité des séquences éruptives ponceuses de la montagne Pelée, soit liée à la vitesse d'ascension de la colonne magmatique, qui détermine le degré de surchauffe d'aquifères profonds au sein de l'édifice volcanique. La présence d'aquifères surchauffés, de par leur détente explosive, va contribuer au développement d'une colonne plinienne (séquence type II), tandis que leur absence conduit à l'émission de coulées de pences par débordement de cratère, sans colonne éruptive importante (séquence type I).

Il est possible d'envisager l'intervention successive de plusieurs niveaux aquifères surchauffés, par exemple au début -phase plinienne- et en cours d'éruption, lors de la phase d'émission des coulées de pences (séquence type III). Mais dans ce cas, on peut supposer que le développement d'une nouvelle colonne plinienne va se heurter au poids de la courte colonne éruptive sus-jacente, et être dévié latéralement sous forme d'une déferlante radiale horizontale. L'horizon cendro-ponceux déferlant de l'éruption P3 pourrait avoir une telle origine.

Enfin et d'une façon générale, la grande quantité d'eau présente au sein de l'édifice volcanique ne peut pas ne pas intéragir avec la colonne magmatique, et favorise un refroidissement substantiel du magma ponceux. Ce n'est sans doute pas un hasard si les dépôts d'écoulements ponceux de la montagne Pelée comme ceux de la plupart des autres strato-volcans antillais (exception faite de l'activité pléistocène récente du Paradis et des Trois Pitons à la Dominique, cf. SIGURDSSON, 1972 ; DEMANGE *et al.*, 1985) se caractérisent par l'absence de soudure ("low-grade ignimbrite" de WALKER (1983) résultant d'un refroidissement par l'eau).

Les modèles que nous présentons ici à propos de l'origine des dynamismes ponceux s'appliquent au cas d'un strato-volcan andésitique d'arc insulaire comme la montagne Pelée. Les éruptions ponceuses y sont de faible volume (moins du km³). Les explosions pliniennes de faible intensité se classent à la limite des types plinien et sub-plinien. La présence de structures caldeiriques centrales emboîtées y favorisent l'infiltation d'eaux météoritiques au cœur du volcan. C'est précisément en raison de ces particularités que cette dernière peut jouer un rôle significatif dans l'origine des dynamismes éruptifs.

La nature des dynamismes éruptifs ponceux apparaît ainsi contrôlée plus par les conditions de sub-surface que par les propriétés physico-chimiques du magma (dont sa teneur en gaz) ; cette vision est conforme à la "personnification" des strato-volcans, notion sur laquelle se basent l'évaluation et le zonage des risques volcaniques (WESTERCAMP, 1982).

Dans la présentation des diverses séquences éruptives ponceuses de la montagne Pelée, nous avons souvent fait référence aux deux éruptions récentes du Mt St Helens et du Chichon, où les dynamismes éruptifs ont pu être observés et décrits. Les dépôts de ces deux éruptions présentaient certaines analogies avec ceux de la montagne Pelée. Les éruptions P4 et P6 sans phase plinienne initiale sont ainsi apparues très semblables aux événements du 18 mai 1980 après-midi du Mt St Helens (c'est-à-dire post effondrement du flanc du volcan et blast associé). Par contre, il semble difficile d'assimiler les explosions pliniennes de la Pelée à la phase plinienne du 18 mai au matin. L'autre point de comparaison important concernait la présence d'horizons déferlants à dispersion radiale lors de l'éruption P3 de la montagne Pelée et de celle du Chichon en 1982. Pour cette dernière, SIGURDSSON et al., (1984) ont retenu l'hypothèse d'une ségrégation à partir d'écoulement ponceux. Dans le cas de la montagne Pelée, nous avons opté pour une origine différente, qui permet de rendre compte du caractère réellement cataclysmal du phénomène.

BIBLIOGRAPHIE

BARDINTZEFF J.M., et MISKOVSKY J.C. (1984) - Identité granulométrique des téphra volcaniques. Bull. PIRPSEV n° 86, CNRS-INAG, Paris.

BARAT A. (1983) - Etude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques. Application à la montagne Pelée de Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe. Thèse IIIe cycle, Univ. de Bordeaux III, 232 p.

BARTHES V., et FABRIOL H. (1984) - Exploration géothermique par méthode magnétotellurique des zones de Morne Rouge et du Lamentin dans l'île de la Martinique. Rapport BRGM n° 84 SGN 054 GTH.

BLOOMFIELD K., SANCHEZ-RUBIO G., WILSON L. (1977) - Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano, Mexico. Geol. Rundsch., 66, p. 120-146.

CAREY S., SIGURDSSON H. (1985) - The may 18, 1980 eruption of Mount St Helens. 2. Modeling of dynamics of the plinian phase. J. Geophys. Res., 90, p. 2948-2958.

CARSLAW H.S., JAEGER J.C. (1959) - Conduction of Heat in solids. Oxford University Press, Oxford, 510 pp.

DEMANGE J., LEBORNE S., TRAINEAU H., WESTERCAMP D. (1985) - Histoire volcano-structurale de la région sud de la Dominique: Wotten-Waven. Soufrière. Rapport BRGM 85 SGN 068 IRG - GTH, 114 pp.

DUPUY C., DOSTAL J., TRAINEAU H. - Sous presse. Geochemistry of volcanic rocks from Mt Pelée, Martinique. Bull. PIRPSEV.

FICHAUT M., MAURY R.C., COULON C., DUPUY C., GOURGAUD A., TRAINEAU H., WESTERCAMP D. (1985) - Magmatologie de la montagne Pelée. Bull. PIRPSEV n° 101, C.N.R.S., Paris.

FISHER R.V. (1979) - Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. J. Volcano. Geotherm. Res., 6, p. 305-318.

FROGGAT P.C. (1982) - Review of Methods of estimating rhyolitic tephra volumes: applications to the Taupo volcanic zone, New Zealand, J. Volcanol. Geotherm. Res., 14, p. 301-318.

INMAN D.L. (1952) - Measures of describing the size distribution of sediments. Jour. Sed. Petrology, 22, p. 125-145.

LACROIX A. (1904) - La montagne Pelée et ses éruptions. Paris, Masson, 662 p.

LAFFORGUE T., TRAINEAU H., WESTERCAMP D. (1985) Apport de l'étude des enclaves lithiques dans l'évaluation du potentiel géothermique et l'origine des dynamismes éruptifs. Exemple de la montagne Pelée (Martinique) et du Sud de la Dominique. Rapport BRGM, sous presse.

MEUNIER A. (1985) - Dépôts minéraux et altérations liés aux microfracturations des roches : un moyen pour caractériser les circulations hydrothermales anciennes et actuelles. Résumé du colloque "Bilan et perspectives de la recherche française en géothermie", Orléans, 12-13 juin 1985, p. 83-84.

MOURET C. (1979) - Contribution à l'étude hydrogéologique d'un bassin versant en milieu volcanique tropical, rivière Capot (Martinique). Thèse III^e cycle, Univ. des Sc. et Techn. du Languedoc, 208 p.

NAIRM I.A., SELF S. (1978) - Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. J. Volcano. Geotherm. Res., 3, p. 39-60.

ROOBOL M.J., PETIT-JEAN ROGET H., SMITH A.L. (1975) - Mt Pelée and the Island Population of Martinique. Proc. VI Congr. Internat. for study of Pré-Colombia Culture of the Lesser Antilles, p. 46-53.

ROOBOL M.J. et SMITH A.L. (1976a) - Mount Pelée, Martinique : a pattern of alternating eruptive styles. Geology, 4, p. 521-524.

ROOBOL M.J. et SMITH A.L. (1980) - Pumice eruptions of the Lesser Antilles. Bull. volc., 43-2, 277-286.

ROWLEY P.D., KUNTZ M.A., MACLEOD N.S. (1981) - Pyroclastic flow deposits, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1250, p. 489-512.

SELF S., SPARKS R.S.J. (1978) - Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. Bull. volcanol., 41(3), p. 196-212.

SHAW H.R. (1972) - Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical record of prediction. Am. J. Sci., 272, p. 870-893.

SHERIDAN M.F., WOHLLETZ K.H. (1981) - Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. Science, 212, p. 1387-1389.

SHERIDAN M.F., BARBERI F., ROSI M., SANTACROCE R. (1981) - A model for the eruptions of Vesuvius. *Nature*, 289, p. 282-285.

SIGURDSSON H. (1972) - Partly welded pyroclast flow deposit in Dominica, Lesser Antilles. *Bull. Volcanol.*, 36, p. 148-163.

SIGURDSSON H., CAREY S.N., et ESPINDOLA J.M. (1984) - The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Mexico: statigraphy of pyroclastic deposits. *Journ. Volc. and Geotherm. Res.*, 23, p. 11-37.

SMITH A.L., WRIGHT J.V., ROOBOL M.J. (1980) - Ignimbrites (pumice and ash deposits) from island arcs and continents: a comparaison of examples from the lesser Antilles and Mexico. Abstract presented at the 9th Caribbean Geol. Conf., Dominican Rep. 2 pp.

SPARKS R.S.J., SELF S., WALKER G.P.L. (1973) - Products of Ignimbrite eruptions. *Geology*, 1, p. 115-118.

SPARKS R.S.J., WILSON L. (1976) - A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 441-451.

SPARKS R.S.J., WALKER G.P.L. (1977) - The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrite. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 2, p. 329-341.

SPARKS R.S.J., WILSON L., HULME G. (1978) - Theoretical modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.*, 83, p. 1727-1739.

SPARKS R.S.J., WRIGHT J.V. (1979) - Welded air-fall tuffs. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 180, p. 155-166.

SPARKS R.S.J., SIGURDSSON H. (1981) - The pyroclastic deposits of the 1875 Eruption of Askja, Iceland. *Phil. Trans. Roy. Soc., A* 299, p. 241-273.

TRAINEAU H., WESTERCAMP D., et COULON C. (1983) - Mélanges magmatiques à la Montagne Pelée, Martinique. Origine des éruptions de type St Vincent. *Bull. volc.*, 46-3, p. 243-269.

WALKER G.P.L. (1966) - Acid volcanic rocks in Iceland. *Bull. Volc.*, 29, p. 375-402.

WALKER G.P.L. (1971) - Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *Jour. Geology*, 79, p. 696-714.

WALKER G.P.L. (1973) - Explosive volcanic eruptions; a new classification scheme. Geol. Rundschau, 62, p. 431-446.

WALKER G.P.L. (1980) - The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultra-plinian) eruption ? J. Volcanol. Geotherm. Res., 8, p. 69-94.

WALKER G.P.L. (1981) - Plinian eruptions and their products. Bull. volcanol., vol. 44-2, p. 223-240.

WALKER G.P.L. (1983) - Ignimbrite types and Ignimbrite problems. J. volcanol. Geotherm. Res., 17, p. 65-88.

WALKER G.P.L., CROASDALE R. (1971) - Two Plinian-type Eruptions in the Azores. J. Geol. Soc. Lond., 127, p. 17-55.

WALKER G.P.L., SELF S., WILSON L. (1984) - Tarawera 1886, New Zealand - a basaltic plinian fissure eruption. J. volcano. Geortherm. Res., 21, p. 61-78.

WESTERCAMP D. (1982) - Evaluation et zonation des risques volcaniques à la Montagne Pelée, Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe, Antilles Françaises. Rapport du BRGM, inédit, 174 p.

WESTERCAMP D., en préparation - L'éruption de la Montagne Pelée et la destruction de St Pierre de la Martinique le 8 mai 1902 : une nouvelle théorie sur l'origine des paroxysmes pélénens. Projet d'article pour La Recherche.

WESTERCAMP D. et TRAINEAU H. (1983a) - The past 5,000 years of volcanic activity at Mt Pelée, Martinique (FWI): Implications for assessment of volcanic hazards. Journ. of Volc. and Geotherm. Res., 17, 159-185.

WESTERCAMP D. et TRAINEAU H. (1985) - Schéma hydrogéologique et géothermal d'un strato volcan d'arc insulaire : exemple de la Montagne Pelée, Martinique. Colloque "Bilan et perspectives de la recherche française en géothermie" (PIRSEM-IMRG), Orléans 12-13 juin 1985, sous presse.

WILSON L. (1976) - Explosive volcanic eruption - III. Plinian eruption columns. Geophys. J. Roy. Soc., 45, p. 543-556.

WILSON L., SPARKS R.S.J., HUANG T.C., WATKINS N.D. (1978) - The control of volcanic column Heights by eruption energetics and dynamics. J. Geophys. Res., 83, p. 1829-1836.

WILSON L., SPARKS R.S.J., WALKER G.P.L. (1980) - Explosive volcanic eruptions. IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 63, p. 117-148.

WINCKLER H.G.F. (1974) - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin - Heilchberg. New-York: Springer.

WRIGHT J.V., WALKER G.P.L. (1977) - The ignimbrite source problem: Significance of a co-ignimbrite lag fall deposit. *Geology*, 5, p. 729-732.

WRIGHT J.V., SMITH A.L., SELF S. (1980) - A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 8, p. 315-336.