



HAL
open science

Reconstruction fine de l'histoire éruptive et scénarii éruptifs à la Soufrière de Guadeloupe : vers un modèle intégré de fonctionnement du volcan.

Yoann Legendre

► To cite this version:

Yoann Legendre. Reconstruction fine de l'histoire éruptive et scénarii éruptifs à la Soufrière de Guadeloupe : vers un modèle intégré de fonctionnement du volcan.. Volcanologie. Université Paris 7 - Denis Diderot; Institut de Physique du Globe de Paris, 2012. Français. NNT : . tel-03884919

HAL Id: tel-03884919

<https://theses.hal.science/tel-03884919v1>

Submitted on 5 Dec 2022

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

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



THESE DE DOCTORAT
INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS
UNIVERSITE PARIS DIDEROT
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA TERRE

présentée par :

Yoann LEGENDRE

Docteur de l'Université Paris Diderot
Spécialité : Géologie

**Reconstruction fine de l'histoire éruptive et scénarii éruptifs à
la Soufrière de Guadeloupe :
vers un modèle intégré de fonctionnement du volcan.**

M. Jean-Luc Le Pennec (IRD)	Rapporteur
M. Giovanni Orsi (INGV)	Rapporteur
M. Pierre Nehlig (BRGM)	Examineur
M. Claude Jaupart (IPGP.)	Examineur
M. Jean-Christophe Komorowski (IPGP)	Directeur de thèse
M. Georges Boudon (IPGP)	Co-directeur de thèse

Thèse dirigée par Jean-Christophe Komorowski et Georges Boudon
et préparée au sein de l'équipe de Géologie des Systèmes Volcaniques de l'IPGP
(IPGP- Université Paris D. Diderot – PRES Sorbonne Paris Cité – UMR CNRS 7154)

REMERCIEMENTS

Par ces quelques lignes, je souhaite remercier toutes les personnes et les institutions qui m'ont aidé et accompagné tout au long de ce travail de thèse. J'espère que ces quelques lignes sauront montrer toute l'importance et la gratitude que je leur porte.

Je souhaiterais tout d'abord remercier sincèrement les membres de mon jury qui ont accepté d'évaluer et de juger mon travail : Jean-Luc Lepennec, Giovanni Orsi, Claude Jaupart et Pierre Nehlig.

Je remercie tout naturellement mes deux directeurs de thèse, Jean-Christophe Komorowski et Georges Boudon pour leur aide et leur soutien au combien important au cours de ces dernières longues années. Je remercie Georges Boudon, d'avoir accepté de participer à cette aventure. Je le remercie aussi pour sa présence et ses commentaires avisés dans les derniers mois de rédaction. Je remercie tout particulièrement Jean-Christophe Komorowski pour avoir été présent depuis mon premier stage en 2006 et pour m'avoir proposé ce sujet « en or ». Je le remercie aussi pour son enthousiasme, sa disponibilité et sa confiance. Que se soit sur le terrain, en laboratoire ou au travers des nombreuses discussions que nous avons eu, j'ai énormément appris à ses côtés. Merci pour son soutien de tous les jours et pour son amitié.

Ce travail de recherche a pu être réalisé grâce au soutien financier de divers projets scientifiques, dont les principaux sont : le projet européen EXPLORIS (EVR1-2001-00047), dont A. Neri est le coordinateur (2003-2006) ; les projets financés par l'Agence Nationale pour la Recherche : CASAVA (ANR-09-RISK-02), dont J.C. Komorowski est le coordinateur (2010-2013) et RiskVolcAn dont G. Boudon était le coordinateur (2007-2009) ; les projets A.C.I. de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS) : Structure et stabilité de la zone sommitale du volcan de la Soufrière de Guadeloupe, dont D. Gibert et G. Boudon sont les coordinateurs (2006-2008) et Chaîne du risque aux Antilles, dont E. Kaminski est le coordinateur (2006-2008) et le programme ARTEMIS 2010, financé par l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS) pour le financement de notre projet de 40 datations ^{14}C sur l'équipement national (Artemis) et dont J.-C. Komorowski était responsable.

Ce travail a aussi hérité d'un certain nombre de données, acquises en amont de ma thèse, grâce à de nombreux projet sur la Soufrière de Guadeloupe financé par le Programme National sur les Risques Naturels (PNRN) de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS) : Rôle du système hydrothermal dans l'activité récente du volcan de la Soufrière de Guadeloupe : implications sur les instabilités de flanc et sur les styles éruptifs dont B. Villemant était le responsable (1998) ; Les déstabilisations de flanc sur les volcans de l'arc antillais : causes, conséquences et modélisations des écoulements associés et des tsunamis générés", dont G. Boudon était le responsable (1999) et Caractérisation du système hydrothermal de la Soufrière de Guadeloupe. Des nappes phréatiques au panache: Approches géochimique et géophysique, dont J.L. Cheminée et J. Zlotnicki étaient les responsables (2000).

Je souhaite remercier l'Institut de Physique du Globe de Paris, son école doctorale ainsi que Jean-Christophe Komorowski pour les différents financements additionnels que j'ai pu obtenir hors contrat de thèse.

Je tiens à remercier ensuite toutes les personnes qui m'ont apporté, de près ou de loin, leur aide et qui ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

Benoit Villemant, pour les différents échanges que nous avons pu avoir et en particulier sur la problématique passionnante de la datation au carbone 14 en milieu tropical.

Véronique Alaimo, Camille Gillet, Bérénice Renoult et Samia Hidalgo de leurs aides sur les mesures de densités et sur la préparation des échantillons pour les séances MEB.

Martine Paterné pour m'avoir accueilli au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) et Evelyne Kaltnecker d'avoir partagé avec moi son savoir sur la préparation des échantillons et

l'analyse radiocarbone. Merci aussi à Christophe Moreau et Jean-Pascal Dumoulin du Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14 – CEA Saclay) pour avoir été aussi rapide et pour nous avoir toujours tenu au courant des évolutions des analyses sur Artémis.

Hélène Bouquerel et Charles Poitou du laboratoire de Paléomagnétisme et Géomagnétisme (IPGP) de leur aide sur les mesures de la susceptibilité magnétique de mes carottes sédimentaires.

Omar Boudouma, pour son aide et sa confiance lors des séances MEB. Ainsi qu'à Frédéric Couffignal et Michel Fialin, pour leurs encouragements et leur disponibilité.

Eric et Laurence Barret de Vert Intense, pour l'assistance en falaise et dans les canyons et nous avoir permis d'échantillonner tous ces affleurements plus inaccessibles les uns que les autres.

Toutes les personnes de l'observatoire volcanologique et sismologique de la Guadeloupe, pour leur accueil chaleureux et pour leurs encouragements. Merci à Olivier Crispi, Thierry Kitou, Jean-Bernard De Chabalier, Marie-Paule Bouin, Christian Anténor-Habazac, Véronique Lurel, Céline Désert, François Beauducel, Jean David Nagau...

Jean-Christophe Komorowski et Steve Tait pour m'avoir permis d'être volontaire à l'observatoire volcanologique de Montserrat (MVO) pendant le mois de novembre 2008. Merci aux membres du MVO pour avoir rendu cette expérience inoubliable.

Les membres de l'Institut National de Recherche en Archéologie Préventive (INRAP) de Guadeloupe : Dominique Todisco, Thomas Romon, Laurent Bruxelles, Nathalie Serrand et Fabrice Casagrande, pour nos collaborations et nos échanges de mails, photos et rapports de fouilles toujours aussi intéressants.

Jean-Bernard De Chabalier, qui a assuré une «veille géologique» sur les chantiers dans notre zone d'étude. Il nous a avertis de potentiels affleurements, et sur certains affleurements fondamentaux il a été le premier à prendre des photos, décrire et échantillonner les différents niveaux.

Paul Pinzuti pour son implication sur les problèmes de traitements de données radiosondes en Guadeloupe et son expertise en Matlab.

Clément Narteau et Eric Lajeunesse pour leur disponibilité, leurs commentaires et pour les différents échanges scientifiques que nous avons pu avoir ces derniers mois.

Je remercie chaleureusement toutes les personnes qui font (ou qui ont fait) partie de l'équipe de géologie des systèmes volcaniques : Agnès M., Aline P., Anne LF., Anne S., Anthony F., Benoit C., Benoit V., Bérénice R., Camille G., Dominique M., Elodie L., Georges B., Hélène B., Janine G., Jean-Christophe K., Nicole M. Pascale B., Patrick A.Patrick R., Samia H., Sara L., Valentin C. et Véronique A.. Merci à toutes ces personnes, que je côtoyais tous les jours, pour toutes les discussions, scientifiques ou non, déjeuner et pauses café qui facilitent les choses et rendent la vie de labo agréable. Un merci particulier à tous mes co-bureau : Patrick R., Anne S., Elodie L. et Sara L.. Merci pour tous leurs encouragements et leurs conseils et pour tous les fou-rires et autres bons moments que nous avons pu partager au cours de ces années.

Merci aussi à mes parents, Gwenola L., Magali B., Aurélie CC., Caroline F. et Anne H.. pour les différentes relectures et les corrections qu'ils ont apportée à ce manuscrit. Merci aussi à Antoine P. et Emmelyne M. pour les derniers efforts de mise en page.

Et enfin, un immense MERCI à ma famille et à mes amis, pour m'avoir toujours soutenu et encouragé, votre soutien a été très précieux et comptera toujours beaucoup pour moi. Merci à mes parents pour m'avoir donné le luxe de choisir ce que je voulais faire et de m'avoir permis de faire ce que je voulais. Merci à Alexandre C., Anne H., Anne S., Antoine P., Antoine T., Aurélie CC., Ben C., Benoit C., Benoit T., Carinne C., Caroline F., Cécile A., Charles P., Charles P., Coralie P., Corinne R., Emmelyne M., Fanny B., Guillaume M., Gwenola L., la meilleur équipe de foot que l'on est connu à l'Hekla, Hélène R., Joël D., Joséphine B., Julien R., Karen D., Karine T., Laura M., Laurent P., Magali B., Marie E., Marion R., Maud M., Paul P., Phillipe L., Raphaël A., Roman B., Sara L., Suzanne P. ... et à tous les gens que j'ai eu la chance de côtoyer au cours de ma thèse !!!

La Soufrière de Guadeloupe montre depuis 1992 des signes de réactivation (augmentation de l'activité fumerollienne et sismique de faible énergie et localisée à faible profondeur). Dans cette période de réactivation qui pourrait aboutir sur une activité éruptive, il est indispensable d'améliorer notre connaissance de l'histoire passée du volcan sur une période la plus longue possible pour pouvoir élaborer des scénarii crédibles d'un futur événement éruptif. Depuis 1976, dernière crise en date, de nombreux travaux ont été menés dans ce sens mais sont rendus considérablement compliqués par l'érosion et l'altération particulièrement active en milieu tropical. Ces études caractérisent, pour les derniers 9000 ans d'activité de la Soufrière, une exceptionnelle récurrence de déstabilisations de flanc et une faible activité magmatique. Ce travail de thèse présente une nouvelle chronologie détaillée de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière de Guadeloupe pour les derniers 50 000 ans. Notre étude multi-approche est basée sur une étude stratigraphique de plus de 250 nouveaux affleurements, 181 nouvelles datations ^{14}C et l'obtention de carottes sédimentaires de l'unité connue de « Cendres Jaunes ». L'amélioration d'une méthode d'analyse statistique des âges radiocarbone (Boudon et al., 2008) nous a permis d'obtenir pour 27 des 31 événements mis en évidence des âges statistiquement représentatifs. Nos nouvelles données chrono-stratigraphiques couplées à une synthèse exhaustive des données passées démontrent notamment que l'activité magmatique (fréquence éruptive et magnitude des événements) du complexe de la Grande Découverte – Soufrière est beaucoup plus élevée que suggéré auparavant. Nous mettons en évidence un minimum de 28 événements éruptifs pour ce complexe et 15 événements éruptifs pour l'épisode plus récent de la Soufrière de Guadeloupe. Sur 50 000 ans nous caractérisons un minimum de 21 phases explosives majeures balayant une large gamme de magnitudes (entre 10^{-2} km^3 et 10^0 km^3) et un minimum de 17 phases à croissance de dôme de magnitude importante ($> 0.1 \text{ km}^3$) caractérisées par une importante explosivité. Plus de la moitié de ces événements éruptifs sont observés au cours des derniers 9000 ans et sont rattachés à l'épisode de la Soufrière. Ces phases éruptives sont associées à 16 déstabilisations de flanc au sein d'événements éruptifs complexes que l'on décrit comme polyphasiques. L'interprétation de ces données en termes de récurrence, de magnitude et d'intensité permet d'affiner nos scénarios éruptifs crédibles et réalistes pour un futur événement de la Soufrière de Guadeloupe. Le scénario éruptif le plus probable que nous privilégions, sur la base de nos données, implique une phase dominante à croissance de dôme. Le caractère polyphasique de l'activité éruptive identifié ici pour la Soufrière suggère un futur événement éruptif pourrait associer des phases magmatiques secondaires (i.e., phases explosives mineures, majeures et déstabilisation de flanc). Les implications de cette étude concernent aussi la surveillance, la gestion d'une future crise et l'amélioration des stratégies de préventions des risques volcaniques à long terme.

ABSTRACT

La Soufrière de Guadeloupe volcano is in a state of mild unrest since 1992 as shown by an increase in fumarolic activity and the occurrence of seismic swarms consisting of low magnitude events located at shallow depth. Hence, given the potential evolution of this unrest, it is important to improve our reconstruction of the eruptive past over an extended period to elaborate refined and credible eruptive scenarios. Numerous studies have worked towards this goal since the last eruption in 1976-77 although this task has been particularly difficult on account of erosion and alteration processes that are particularly intense under tropical climate. These studies have shown that in the last 9150 years, the activity of La Soufrière was characterized by a prevailing recurrence of flank-collapse events and a low magmatic activity (frequency and magnitude). In this doctoral thesis, we present the results of a new detailed chronology of the eruptive history of la Grande Découverte – Soufrière complex for the last 50 000 years. Our integrated approach is based on the stratigraphic analysis of more than 250 new outcrops, 181 new radiocarbon age dates as well as on a sedimentologic study of cores newly obtained on the « Cendres Jaunes » unit. We have improved the statistical processing of the radiocarbon ages to obtain statistically representative ages for 27 of the 31 identified eruptive events. Combined with an exhaustive reinterpretation of older available data, our new chrono-stratigraphic data show that magmatic activity (eruptive frequency and magnitude of events) of la Grande Découverte – Soufrière complex is significantly higher than previously interpreted. Indeed, we have identified at least 28 eruptive events for the last 50 000 years of activity of the volcanic complex. Moreover, at least 15 eruptive events have occurred during the most recent Soufrière episode in the last 9150 years. Activity over the last 50 000 years consists of at least 21 major explosive eruptive phases showing a large range in magnitude (erupted volume: 10^{-2} to 10^0 km³), and at least 17 dome-forming eruptive phases of large magnitude (> 0.1 km³) characterized by an important explosivity. More than half of these explosive phases have occurred during the La Soufrière episode. Finally, at least 16 recognized flank-collapse events are associated with these eruptive events. Our data clearly suggests activity at La Soufrière of Guadeloupe is dominated by polyphase eruptive events consisting of different phases of activity (e.g. flank-collapse, dome growth, explosive open-conduit) that occur over a short yet unknown span of time. The interpretation of these data in terms of recurrence, magnitude and intensity allows us to elaborate credible eruptive scenarios for a future event at la Soufrière de Guadeloupe. Hence, on the basis of our current dataset, the most probable eruptive scenario would involve a major dome-forming phase. The polyphase character of La Soufrière eruptive activity suggests that the next eruptive event could be associated with other magmatic phases such as minor and major explosive phases as well as partial flank instability. This study has implications for volcano monitoring, crisis management and the improvement of long-term strategies of volcanic risk mitigation for Lesser-Antilles volcanoes.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I p. 017 **PASSÉ ÉRUPTIF, ALÉAS ET RISQUES VOLCANIQUES : RAPPELS CONCEPTUEL**

I. Introduction	p. 019
II. Stratigraphie éruptive.....	p. 020
III. L'importance d'une bonne connaissance de l'enregistrement géologique	p. 023
IV. L'éruption du 15 juin 1991 du Mont Pinatubo	p. 024
V. Les difficultés à obtenir un enregistrement géologique exhaustif.....	p. 025
VI. L'éruption phréatique de 1976 à La Soufrière de Guadeloupe	p. 026
VII. Aléas et Risques Volcaniques	p. 028
VIII. Les arbres décisionnels et les arbres probabilistes	p. 029
IX. Conclusions	p. 033
X. Objectifs de ce travail	p. 035

CHAPITRE II..... p. 037 **DIVERSITÉ DES STYLES ÉRUPTIFS AU SEIN D'UNE MÊME ERUPTION ET ÉVOLUTION DE L'ARCHIVE GÉOLOGIQUE A L'ÉCHELLE DE L'ARC DES PETITES ANTILLES**

I. Introduction	p. 039
II. L'exemple de la Montagne Pelée de Martinique	p. 042
1. Introduction	p. 042
2. L'éruption P1 de la Montagne Pelée	p. 042
3. Variations de la dynamique et du style éruptif.....	p. 044
III. L'éruption de Soufrière Hills de Montserrat (1995 - actuel).....	p. 046
1. Introduction	p. 046
2. Résumé de la chronologie éruptive	p. 048
3. La phase 4 de l'éruption de Montserrat.....	p. 049
4. Les explosions vulcaniennes de 2008 et 2009 de Soufrière Hills	p. 051
5. Conclusion.....	p. 053
IV. Implications pour la Guadeloupe	p. 066

CHAPITRE III p. 069 **LA SOUFRIERE ET LES ILES DE LA GUADELOUPE DANS L'ARC DES PETITES ANTILLES**

I. L'arc insulaire des Petites Antilles.....	p. 071
1. Le contexte Géodynamique.....	p. 071
2. L'activité volcanique dans l'arc des Petites Antilles.....	p. 080
II. Etat de l'Art sur le volcanisme de la Basse Terre	p. 084
1. Introduction	p. 084

2. Volcanisme Ancien de la Basse Terre.....	p. 086
a- Le Complexe de Base	p. 086
b- La Chaîne Septentrionale.....	p. 086
c- La Chaîne Axiale	p. 087
d- La Chaîne de Bouillante	p. 088
e- Les Monts Caraïbes	p. 089
3. Le volcanisme récent de la Basse-Terre.....	p. 089
a- Le Complexe Madeleine – Trois-Rivières.....	p. 089
b- Le complexe de la Grande Découverte-Soufrière	p. 094
<i>b1 La phase de la Grande Découverte.....</i>	<i>p. 095</i>
<i>b2 La phase Carmichaël</i>	<i>p. 096</i>
<i>b3 La phase Soufrière</i>	<i>p. 097</i>

CHAPITRE IV p. 105
CHRONOLOGIE CARBONE 14 DES EVENEMENTS VOLCANIQUES DU SUD BASSE-TERRE

I. Introduction	p. 108
II. Datation radiocarbone	p. 110
1. Premières données obtenues entre 1953 et 1970.....	p. 110
2. Datations obtenues entre 1977 et 1988.....	p. 110
3. Données entre 1995 et 2005	p. 112
4. Données obtenues entre 2009 et 2011	p. 114
5. Conclusions	p. 117
III. Corrections et limitations.....	p. 117
1. Origine du radiocarbone naturel et principe de la méthode	p. 117
a- Origine du radiocarbone naturel	p. 117
b- Principe de la méthode	p. 118
2. Protocole de préparation d'échantillon.....	p. 119
a- Bois	p. 119
b- Paléosols	p. 120
c- Blancs et inter-comparateurs	p. 121
d- Phases de graphitisation et de pastillage et mesure du ¹⁴ C.....	p. 121
e- Stratégie d'analyse.....	p. 121
3. Calibration des âges ¹⁴ C	p. 122
4. Limitation de la méthode.....	p. 124
a- Introduction	p. 124
b- La contamination « naturelle »	p. 125
c- La pollution volcanique	p. 128
d- Le Cannibalisme	p. 129
e- L'effet Vieux Bois	p. 129
IV. Interprétations et traitements statistiques	p. 131
1. Introduction	p. 131
2. OXCAL	p. 133
3. Le modèle direct de calcul d'âges ¹⁴ C.....	p. 136
a- Introduction	p. 136
b- La distribution de la durée de vie des arbres d'une forêt tropicale humide	p. 137
c- Application à la Guadeloupe	p. 139

4. Application du Modèle direct ¹⁴ C	p. 143
a- Période I entre 1657 Cal AD et 3300 Cal BC.....	p. 145
b- Période II entre 4 357 Cal BC et 12 651 Cal BC.....	p. 154
c- Période III entre 13 196 Cal BC et 46 945 BP	p. 155
V. Conclusions.....	p. 157

CHAPITRE V p. 163
EVENEMENTS PHREATIQUES RECENTS ET ETUDES DES PHASES EXPLOSIVES MINEURES
DE LA SOUFRIERE DE GUADELOUPE

I. Terminologie de l'activité dans le temps et nomenclature des dépôts éruptifs.....	p. 166
1. Terminologie de l'activité dans le temps	p. 166
2. Nomenclature des dépôts éruptifs	p. 167
a- Les retombées pyroclastiques.....	p. 168
b- Les écoulements pyroclastiques (PMD).....	p. 168
c- Les écoulements volcanoclastiques.....	p. 170
II. Les événements phréatiques de la Soufrière de Guadeloupe.....	p. 171
1. Les éruptions phréatiques historiques	p. 171
a- L'éruption phréatique majeure de 1976 - 1977 AD	p. 171
<i>a1 La première phase du 8 juillet au 10 novembre 1976.....</i>	<i>p. 173</i>
<i>a2 La deuxième phase du 10 novembre 1976 au 4 janvier 1977.....</i>	<i>p. 174</i>
<i>a3 La troisième phase du 5 Janvier au 1^{er} Mars 1977.....</i>	<i>p. 174</i>
b- L'éruption phréatique mineure de 1956 AD.....	p. 176
c- L'éruption phréatique mineure de 1836 - 1837 AD	p. 177
d- L'éruption phréatique mineure de 1812 AD.....	p. 178
e- L'éruption phréatique majeure de 1797 - 1798 AD	p. 178
f- L'éruption phréatique mineure de 1690 AD.....	p. 179
2. Les éruptions phréatiques antérieures	p. 180
3. Conclusions sur les éruptions phréatiques historiques.....	p. 181
III. Les phases magmatiques explosives mineures.....	p. 182
1. Les phases éruptives stromboliennes	p. 183
2. Les phases éruptives vulcaniennes	p. 184
a- Les études de terrains	p. 185
<i>a1 Ravine Roche - SOU 0913 et SOU 0914.....</i>	<i>p. 185</i>
<i>a2 Morne Houël (St Claude) - SOU 0821.....</i>	<i>p. 187</i>
<i>a3 Nord Matouba - SOU 0817.....</i>	<i>p. 188</i>
<i>a4 Camp Jacob (St Claude) - SOU 0901.....</i>	<i>p. 190</i>
<i>a5 Route de la Soufrière - SOU 0823</i>	<i>p. 191</i>
<i>a6 Route de la Soufrière - SOU 0923</i>	<i>p. 193</i>
<i>a7 Sud Matouba - SOU 0418 et K 1113.....</i>	<i>p. 194</i>
<i>a8 Zone des Carbets – SOU 0607.....</i>	<i>p. 195</i>
b- L'étude des carottes sédimentaires de Matouba.....	p. 196
3. Conclusions sur les phases magmatiques explosives mineures	p. 201
IV. Résumé des apports de ce travail sur les événements phréatiques et les phases explosives mineures.....	p. 202

CHAPITRE VI p. 205
NOUVELLE CHRONOLOGIE ÉRUPTIVE DU SUD BASSE-TERRE AU COURS DES DERNIERS
50 000 ANS

I. Complexe Volcanique de la Grande Découverte – Soufrière	p. 208
1. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande Découverte - Soufrière au cours de la période : 1657 Cal AD (240 ans BP) à 450 Cal AD (1570 ans BP).....	p. 208
a- Événement éruptif GDS 2 (1530 Cal AD soit 320 ans BP).....	p. 208
b- Événement éruptif GDS 1 (1657 Cal AD soit 240 ans BP).....	p. 215
c- Événement éruptif GDS 4 (450 Cal AD soit 1570 ans BP).....	p. 219
d- Événement éruptif GDS 3 (1010±10 Cal AD soit 1050 ans BP)	p. 223
e- Conclusion	p. 229
2. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 720 Cal BC (2470 ans BP) et 1870 Cal BC (3500 ans BP)	p. 230
a- Événement éruptif GDS 10 (1370 Cal BC soit 3060 ans BP).....	p. 230
b- Événement éruptif GDS 7 (720 Cal BC soit 2460 ans BP).....	p. 235
c- Événements éruptifs GDS 5 et GDS 6 contraint entre 450 Cal BC (1570 ans BP) et 720 Cal BC (2460 ans BP).....	p. 238
d- Événement éruptif complexe GDS 9 contraint à 1080 Cal BC (2900 ans BP).....	p. 240
e- Événement éruptif GDS 11 contraint à 1870 Cal BC (3500 ans BP)...	p. 250
f- Événement éruptif GDS 8 contraint entre 720 Cal BC (2460 ans BP) et 1080 Cal BC (2900 ans BP).....	p. 255
g- Conclusion	p. 258
3. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 3300 Cal BC (4485 ans BP) et 7140 Cal BC (8170 ans BP)	p. 259
a- Événement éruptif GDS 12 contraint à 3300 Cal BC (4485 ans BP)..	p. 259
b- Événement éruptif GDS 15 contraint à 5680 Cal BC (6770 ans BP)..	p. 265
c- Événement éruptif GDS 13 contraint à 4357 Cal BC (5550 ans BP)..	p. 269
d- Événement éruptif GDS 14 contraint à 5390 Cal BC (6380 ans BP).	p. 273
e- Événement non-éruptif contraint à 7140 Cal BC (8170 ans BP)	p. 276
f- Conclusion	p. 278
4. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 10 870 Cal BC (10 980 ans BP) à 16 200 Cal BC (14 950 ans BP)	p. 279
a- Évènement éruptif GDS 16 (10 870±10 Cal BC soit 10 980 ans BP)..	p. 279
b- Évènement non-éruptif de 12 470±10 Cal BC (12 650 ans BP)	p. 285
c- Évènement éruptif GDS 17 contraint entre 10 870 ans Cal BC (10 990 ans BP) et 13 196±1074 Cal BC (12 700±230 ans BP)	p. 288
d- Évènement éruptif GDS 18 contraint à 14 730 Cal BC (13 550 ans BP)	p. 292
e- Évènement éruptif GDS 19 daté à 16 200 Cal BC (14 950 ans BP)	p. 296
f- Conclusions	p. 299
5. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 19 300 Cal BC (17 800 ans BP) à 32 170 Cal BC (29 800 ans BP)	p. 300
a- Évènement éruptif GDS 20 daté à 19 300 Cal BC (17 800 ans BP)	p. 300

b- Evènement éruptif GDS 21 contraint à 23 700 Cal BC (21 500 ans BP)	p. 301
c- Evènement éruptif GDS 22 de 26 290 Cal BC (23 450 ans BP)	p. 306
d- Evènement éruptif GDS 23 de 28 380 Cal BC (25 620 ans BP)	p. 310
e- Evènement éruptif GDS 24 de 32 170 Cal BC (29 800 ans BP)	p. 314
f- Conclusions	p. 315
6. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 35 700 Cal BC (32 600 ans BP) à 49 80 ans BP	p. 316
a- Evènement éruptif GDS 25 de 35 700 Cal BC (32 600 ans BP)	p. 316
b- Evènement éruptif GDS 27 (44 326±3277 Cal BC soit 42350+1975/-1585 ans BP)	p. 321
c- Evènement éruptif GDS 26 daté à 37 620 Cal BC (35 000 ans BP)	p. 324
d- Evènement éruptif GDS 28 contraint à 49 676± 1202 ans BP	p. 328
e- Conclusions	p. 333
II. Complexe Volcanique Madeleine – Trois Rivières	p. 335
1. Introduction	p. 335
2. Les éruptions explosives du Complexe de Madeleine – Trois Rivières au cours des 50 000 dernières années.....	p. 336
a- Evènement éruptif M3R 3 (14 175 Cal BC soit 13 255 ans BP).....	p. 336
b- L'évènement éruptif M3R 2 contraint à 11 520 Cal BC (11 650 ans BP)	p. 339
c- L'évènement éruptif M3R 1 daté à 4535 Cal BC (5690 ans BP).....	p. 343
3. Conclusions	p. 346
CHAPITRE VII.....	p. 349
SYNTHESE ET DISCUSSIONS	

I. Reconstitution de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière au cours des 50 000 dernières années	p. 352
1. Les documents historiques	p. 352
2. Les études de téphrochronologie marine.....	p. 352
3. Les études chronostratigraphiques à terre	p. 352
II. Description intégrée/conceptuelle de chacun des épisodes du complexe de la Grande Découverte – Soufrière	p. 352
1. L'épisode de la Grande Découverte (entre 0.455 Ma et 44 330 Cal BC)	p. 352
2. L'épisode Carmichaël (44 330 Cal BC – 10 870 Cal BC)	p. 352
3. La phase Soufrière (7140 Cal BC Cal BC à aujourd'hui).....	p. 352
III. Estimation de la perte de l'information géologique	p. 352
1. Les dépôts associés aux phases éruptives à croissance de dômes.....	p. 352
2. Les dépôts associés aux phases de déstabilisation de flanc.....	p. 352
3. Les dépôts associés aux phases explosives majeures.....	p. 352
IV. Evolution de l'activité éruptive au cours du temps	p. 352
V. Analyse des périodes inter-éruptives du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et comparaison à celle actuelle	p. 352

VI. Comparaison avec d'autres volcans de l'arc des Petites Antilles	p. 372
VII. Distribution des phases éruptives dans le temps.....	p. 374
VIII. Événements éruptifs polyphasiques du complexe de la Grande Découverte – Soufrière	p. 378
IX. Scénarii crédibles de séquences éruptives.....	p. 380
1. Scénario 1 : Déstabilisation de flanc non-magmatique	p. 383
2. Scénario 2 : Événement phréatique mineur.....	p. 384
3. Scénario 3 : Événement magmatique avorté	p. 386
4. Scénario 4 : Événement éruptif explosif excentré.....	p. 387
5. Scénario 5 : Événement éruptif à croissance d'un dôme.....	p. 388
6. Scénario 6 : Événement éruptif explosif de magnitude modérée.....	p. 391
7. Scénario 7 : Événement éruptif explosif de magnitude élevée	p. 395
8. Scénario 8 : Événement éruptif explosif magnitude très élevée	p. 394
SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES	p. 397
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	p. 403
ANNEXE A	p. 3
TABLEAUX DES DATATIONS OBTENUES	
POUR LE COMPLEXE DE LA GRANDE DECOUVERTE-SOUFRIERE	
ANNEXE B	p. 19
METHODOLOGIES	
ANNEXE C	p. 59
LISTE, LOCALISATION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS	
ET LOGS STRATIGRAPHIQUES	
ANNEXE D	p. 161
COMPLEMENTS D'INFORMATIONS SUR LES DIFFERENTES PHASES VOLCANIQUES	
DU COMPLEXE DE LA GRANDE DECOUVERTE-SOUFRIERE	
ANNEXE E	p. 231
Komorowski, J.-C., Legendre, Y., Caron, B., Boudon, G. (2008) Reconstruction and analysis of sub-plinian tephra dispersal during the 1530 A.D. Soufrière (Guadeloupe) eruption: Implications for scenario definition and hazards assessment. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 178 (3), p. 491-515.	

Chapitre I

PASSÉ ÉRUPTIF, ALÉAS ET RISQUES VOLCANIQUES : RAPPELS CONCEPTUELS.

I. Introduction.

L'évolution de nos connaissances sur le fonctionnement des volcans, l'expérience acquise sur les volcans actifs du monde entier et l'amélioration technologique des réseaux de surveillance, laissent à penser que dans le cas de l'éventuelle réactivation magmatique d'un volcan, le réseau de surveillance, s'il existe et s'il est positionné de façon adéquate, permettra aux scientifiques de détecter suffisamment à l'avance des changements dans l'état de base (au repos) du volcan, et de les interpréter en terme de précurseurs volcaniques.

Bien que ce soit fondamental dans la gestion du risque volcanique, un autre aspect aussi important, probablement plus complexe et plus incertain, consiste à prévoir le style éruptif, la magnitude et la durée de la future éruption. Pour les scientifiques en charge de la surveillance et de l'analyse de l'activité volcanique cela revient à être prêt à répondre, lorsqu'un volcan montre des signes d'agitation ou de réactivation, aux cinq questions fondamentales qui émanent des autorités en charge de la sécurité des personnes et des biens : (1) où l'éruption aura-t-elle lieu ?, (2) quand aura-t-elle lieu ?, (3) de quel type sera-t-elle, comment se développera-t-elle dans le temps et avec quelle intensité ?, (4) combien de temps va-t-elle durer ? et (5) quels seront les risques pour la population et les infrastructures.

L'évaluation du risque volcanique nécessite l'identification des phénomènes éruptifs passés et la détermination précise de l'étendue spatiale des zones susceptibles d'être touchées. Il devient aussi important, à des stades plus avancés de la quantification du risque, d'évaluer à long terme la probabilité d'occurrence de chaque phénomène éruptif (e.g. déstabilisations de flanc, éruptions ponceuses, éruptions à dôme avec explosion latérale dirigée ou non).

Hormis l'étude de volcans analogues et l'utilisation de modèles déterministes et/ou probabilistes (bien que ces modèles aient besoin pour être réalistes d'avoir des paramètres propres aux éruptions du volcan considéré), cet objectif ne peut être atteint que par la reconstruction la plus précise et la plus complète possible de l'activité éruptive passée du volcan et ce sur une période de temps appropriée.

La période temporelle couverte par des documents historiques est dans de très nombreux cas soit trop courte pour être significative dans la compréhension du mode de fonctionnement du volcan à l'échelle des temps géologiques, soit trop courte pour avoir enregistré suffisamment d'activité volcanique et pour être exhaustive.

De ce point de vue, les études stratigraphiques couplées à des datations radiométriques, sont très précieuses (Barbéri et al., 1995 ; Calvache et al., 1997 ; Kamata et al., 1997 ; LePennec ; 2005 ; Cioni et al., 2008 ; Le Pennec et al., 2008 ; Sieron et Siebe., 2008).

II. Stratigraphie éruptive.

L'analyse stratigraphique d'une succession de dépôts pyroclastiques permet de les différencier, de les caractériser, de les diviser en unités éruptives et de faciliter leur corrélation. Cela implique beaucoup plus que la détermination d'un niveau éruptif seule. La géométrie, la granulométrie et la lithologie d'un dépôt, sont des paramètres volcanologiques importants qui permettent d'apporter des contraintes sur la définition du style éruptif, la dynamique éruptive et sur la compréhension des processus de formation et de mise en place du dépôt.

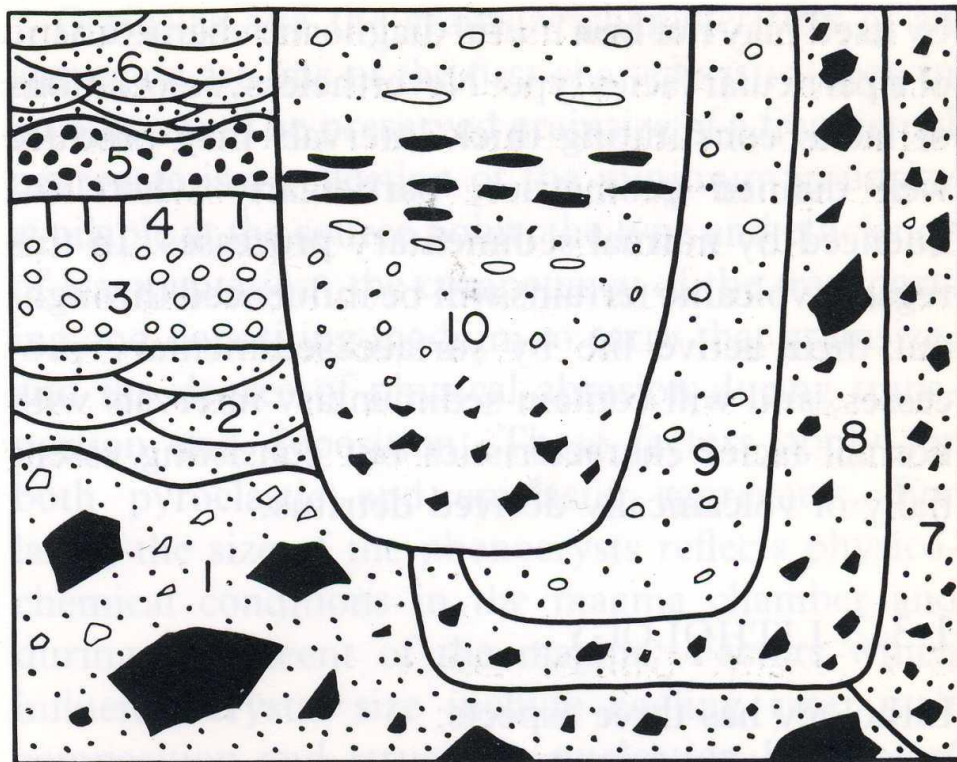
Les dépôts des différentes éruptions peuvent être individualisés par la reconnaissance de niveaux intercalés particuliers comme : les paléosols, marqueurs d'un hiatus temporel dans l'activité volcanique qui sont suivis par le développement d'un sol ; des surfaces d'érosion, marquant aussi un hiatus temporel au cours duquel le dépôt a été exposé aux différents agents d'érosion ; des sédiments épicycliques, liés à la remobilisation de dépôts primitifs (e.g. lahars) et des niveaux de colluvium ou niveaux fluviatiles, marqueurs, eux aussi, d'un hiatus temporel dans l'activité volcanique qui sont suivis par un développement d'un réseau hydrographique, transportant et déposant des alluvions.

Les différents dépôts peuvent être individualisés par leurs propriétés intrinsèques. L'observation de certaines propriétés d'un dépôt comme : le faciès (e.g. la couleur et la présence de structure interne), la granulométrie et la lithologie (respectivement l'étude de la taille, et la nature et de la forme des fragments constitutifs d'un dépôt ainsi que l'observation des textures au Microscope à Balayage Electronique (MEB)), la composition chimique et la minéralogie, la géométrie (e.g. l'épaisseur du dépôt et la façon dont il interagit avec la topographie ou la paléo-topographie) et bien évidemment la détermination de leur position stratigraphique relative, peuvent permettre d'opposer ou de corréler certains niveaux pyroclastiques.

Fréquemment, aucune caractéristique unique n'est indicative d'un seul dépôt de retombées, de coulées pyroclastiques denses ou de coulées pyroclastiques diluées. Les dépôts sont si semblables que dans de nombreuses circonstances, ils ne peuvent être distingués que par leur position stratigraphique relative à un autre niveau ou par rapport à un niveau clef. Pour

être pertinent, ce niveau « repère » doit être bien contraint dans le temps, avoir une distribution spatiale la plus large possible et ne pas être trop facilement érodable pour avoir une bonne conservation dans l'enregistrement géologique.

Les relations stratigraphiques peuvent être extrêmement complexes dans l'espace et dans le temps (Figure I.1). La méthode classique consiste à lever des colonnes stratigraphiques (ou logs stratigraphiques) de tous les affleurements visibles et de reconstituer la stratigraphie des dépôts pyroclastiques à partir d'un certain nombre d'affleurements clefs et de niveaux de références.



- | | |
|------------------------------------|--|
| 1 - Avalanche de débris | 6 - Sédiments fluviaux - Colluvium |
| 2 - Sédiments fluviaux - Colluvium | 7 - Lahar canalisé {recoupant 1 et 6} |
| 3 - Dépôts de retombés de ponces | 8 - Dépôts de coulées de cendres et de blocs |
| 4 - Paléosol | 9 - dépôts d'ignimbrite non-lité |
| 5 - Dépôts de retombés de scories | 10 - dépôts d'ignimbrite lité |

Figure I.1 : Représentation schématique des effets possibles de l'érosion sur la géométrie et la relation entre les faciès des dépôts préservés, illustrant les difficultés que l'on peut rencontrer pour établir des corrélations et la chronologie éruptive (Cas et Wright, 1987).

Les dépôts des différentes éruptions sont souvent dispersés différemment autour du volcan en fonction du réseau hydrographique, de la morphologie des flancs du volcan ou

encore des anciennes structures de déstabilisations. Les mécanismes de transport et de sédimentation (retombées, écoulements pyroclastiques denses et écoulements pyroclastiques dilués) peuvent aussi contrôler leur distribution. A cela se rajoute les processus d'érosion et de remaniement qui modifient ou effacent certains niveaux éruptifs de l'enregistrement géologique. Il est donc très peu probable qu'un affleurement puisse montrer la stratigraphie éruptive complète d'un volcan ou même d'une période d'activité caractéristique de celui-ci.

Quand cela est possible, des niveaux éruptifs sont datés. Cela est très important pour la corrélation des dépôts, mais surtout cela permet de mieux contraindre dans le temps la stratigraphie établie sur les différents affleurements. L'établissement d'une chronostratigraphie est très important que ce soit pour améliorer notre compréhension du fonctionnement du volcan (e.g. taux éruptif) ou pour l'évaluation des risques volcaniques probables (e.g. fréquence et typologie des éruptions). Il existe un certain nombre de méthodes de datations absolues plus ou moins adaptées en fonction de la période temporelle que l'on souhaite contraindre et la nature des dépôts que l'on souhaite dater. Mais les méthodes de datation quaternaire les plus utilisées en volcanologie restent la datation par le Carbone 14 et la datation Potassium/Argon (K-Ar).

Les informations apportées par ces études sur la fréquence éruptive, l'amplitude et l'intensité des différents événements magmatiques, ainsi que sur la durée du temps de repos précédant chaque éruption ou phase éruptive, permettent de mieux comprendre le comportement général du volcan. Ces études permettent aussi d'établir les paramètres éruptifs caractéristiques des différents types d'éruptions, indispensables à des modélisations numériques réalistes et crédibles de l'impact des aléas.

La connaissance la plus exhaustive possible du passé éruptif d'un volcan est donc d'une importance capitale pour l'élaboration, en vue d'une potentielle future éruption, des différents scénarii éruptifs crédibles, de tous les aléas qui y sont associés et de leurs zones d'impacts. Elle permet aussi de définir un réseau de surveillance adéquat, adapté aux principaux aléas volcaniques déduit du passé éruptif du volcan et potentiellement attendus pour une future éruption.

III. L'importance d'une bonne connaissance de l'enregistrement géologique.

La reconstitution fine de l'histoire éruptive passée d'un volcan nous permet de mieux comprendre son comportement général, mieux évaluer la magnitude et l'intensité des différentes éruptions antérieures ainsi que leur fréquence éruptive. Elle permet ainsi de déterminer mieux et plus facilement des scénarii crédibles pour une future éruption, d'envisager plus précisément les évolutions spatio-temporelles possibles des événements magmatiques entre divers styles éruptifs et de réduire l'incertitude sur les zones affectées. Tous ces renseignements permettent de mettre au point des plans d'atténuations du risque volcanique efficaces, de prévoir d'éventuelles évolutions du risque et de pouvoir réagir de façon rapide et efficiente à une crise éruptive.

Une mauvaise connaissance ou une connaissance partielle des éruptions passées d'un volcan oblige en cas de réactivation magmatique à adopter un raisonnement différent. Rosi (1996) argumente que "lorsque des évaluations fiables font défaut, l'évaluation des risques volcaniques doit être nécessairement conservatrice et tenir compte des événements de grande ampleur, même si leur probabilité d'occurrence est faible.". Cette approche de précaution ne se base que sur la définition du «pire des scénarii », sur l'éruption la plus dévastatrice qui soit attendue pour ce volcan.

L'utilisation d'une telle approche dans la gestion d'une crise volcanique ne pourra donc pas bénéficier de l'apport important des différents outils d'aide à la décision (Woo, 1999 ; Newhall and Hoblit, 2002 ; Aspinall et al., 2003 ; Sparks and Aspinall, 2004 ; Marzocchi et al., 2007 ; Baxter et al., 2008 ; Neri et al., 2008). Elle sera limitée à un seul scénario éruptif au détriment d'autres scénarii plus probables.

Cette approche fondée sur le danger et le principe de précaution ne laisse pas d'autres options aux autorités compétentes qu'une évacuation préventive et totale de la population (Baxter et al., 2008). En suivant ce raisonnement il est très difficile d'avoir une bonne évaluation du risque imminent. Une mauvaise appréciation peut avoir des conséquences très importantes : un catastrophisme trop grand peut entraîner un discrédit des autorités compétentes et un coût financier très lourd pour le pays si l'évacuation s'éternise, alors qu'une négation du danger peut entraîner de nombreuses victimes et blessés ainsi qu'un impact économique excessif.

Une approche probabiliste, avec une stratégie fondée sur des évidences (e.g., une connaissance du passé éruptif du volcan ou d'autres volcans analogues) et sur la prise de

décisions est plus ouverte à la discussion, elle est critique et évolutive, tandis qu'une stratégie basée sur le pire scénario est figée, rigide et autoritaire (Baxter et al., 2008).

IV. L'éruption du 15 juin 1991 du Mont Pinatubo.

Dans le cas du Mont Pinatubo (Philippines), l'absence d'études menées sur le passé éruptif du volcan a obligé l'équipe des scientifiques de l'observatoire volcanologique à concevoir à la hâte une carte des risques volcaniques et à la publier moins d'un mois avant le début de l'éruption, le 23 mai 1991 (Figure I.2a). Cette carte qui intégrait, à l'époque, le pire des scénarii reconnus sur le terrain, était tout ce qui était à la disposition des scientifiques pour essayer de définir le style, la magnitude et la durée de l'éruption imminente ainsi que l'étendue spatiale des dépôts. Par manque de connaissance, ce fut une approche basée sur le pire scénario qui fut donc adoptée lors de l'éruption de 1991 du Mont Pinatubo. Cette approche s'est révélée à posteriori très efficace puisque la distribution des coulées pyroclastiques du 15 juin (Figure I.2b), la phase paroxysmale de l'éruption, correspond très bien à la carte élaborée le 23 mai 1991 (Newhall et Punongbayan, 1996).

On dénombre moins de 1000 morts dans la zone située à 40 km du volcan, qui contenait plus de 370 000 habitants et qui fut évacuée le 14 juin la veille de la phase paroxysmale (Wolfe et Hoblitt, 1997). Ce bilan fut relativement « chanceux » puisque Newhall et Punongbayan (1996) ont découvert plus tard, lors d'études portant sur le passé éruptif du Mont Pinatubo, qu'au cours des derniers 35 000 ans ce même volcan avait engendré des éruptions de magnitudes bien plus importantes que celle du 15 juin 1991. Si l'éruption de 1991 avait été de cet ordre de grandeur, elle aurait certainement engendré la mort de plusieurs dizaines de milliers de personnes sans qu'on n'ait jamais soupçonné la possibilité d'un tel danger.

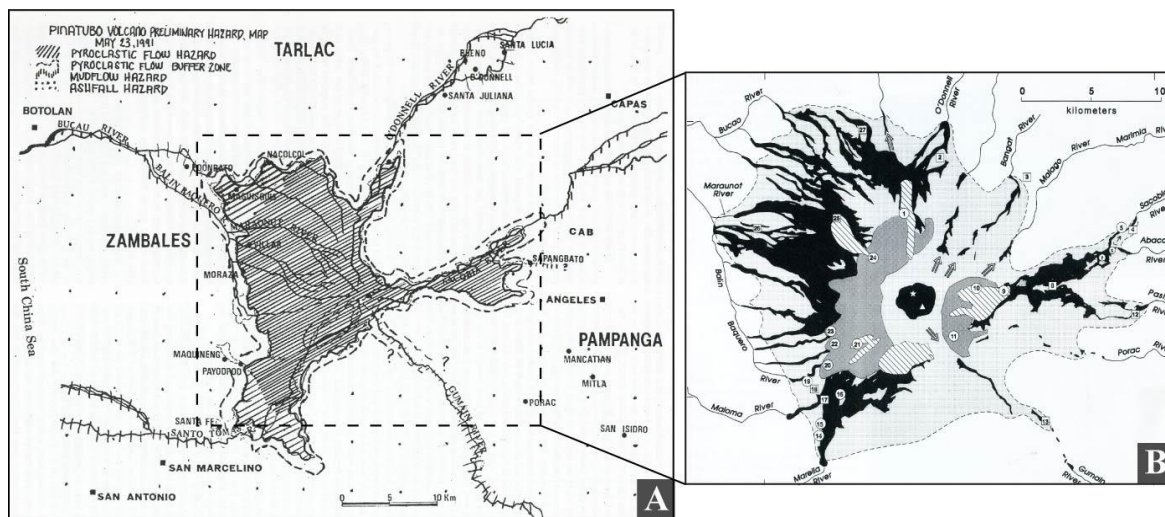


Figure I.2 : Cartes des risques et des dépôts établis lors de l'éruption de 1991 du Pinatubo (Philippines). A. Carte des risques volcaniques établie par l'observatoire volcanologique et distribuée aux autorités le 23 mai 1991. Elle synthétise les 3 risques majeurs attendus pour la future éruption : les coulées pyroclastiques, les retombées de cendres et les lahars. (Punongbayan et al., 1996). B. Carte des dépôts de coulées pyroclastiques diluées (Gris foncé) et denses (Noir) liées à la phase paroxysmale de l'éruption, le 15 juin 1991 (Scott et al., 1996).

V. Les difficultés à obtenir un enregistrement géologique exhaustif de l'activité passée d'un volcan.

Reconstruire le passé éruptif d'un volcan n'est pas une chose simple et encore moins quand le volcan est sous un régime climatique tropical. Comme il est souligné par Boudon et al. (1988) dans la notice associée à la carte géologique du Massif de la Soufrière de Guadeloupe, l'étude du volcanisme récent de la Basse-Terre est difficile : « L'établissement de l'histoire volcanologique du Massif de la Soufrière s'est avéré être plus ardue qu'à la Montagne Pelée à la Martinique. ». Deux facteurs essentiels différencient en effet le volcanisme de la Basse-Terre de celui de son voisin Martiniquais :

- La rareté relative des dépôts pyroclastiques, gisements préférentiels des bois carbonisés datables par la méthode du ^{14}C , n'a fourni en Guadeloupe que peu de repères chronologiques.

- La multiplicité de centres éruptifs distribués sur environ 200 km² et ayant été actifs successivement et/ou simultanément, entraîne un enchevêtrement complexe des produits volcaniques.

En effet, le climat tropical humide de la Guadeloupe rend particulièrement difficile la reconstruction de l'histoire éruptive du volcan. La végétation tropicale humide en Guadeloupe est dense et importante, ce qui réduit encore plus l'exposition des dépôts. La paléo-topographie

(paléo-collines et paléo-rivières) qui reste inconnue, contrôle de façon significative les variations latérales des dépôts aussi bien au niveau des épaisseurs qu'au niveau des faciès et de la granulométrie. Le développement important des sols remanie fortement les dépôts modifiant certains paramètres de ces dépôts jusqu'à éroder complètement ceux qui sont relativement fins (retombées de cendres ou de ponces, coulées pyroclastiques diluées et turbulentes...). L'altération, qui est très rapide et très importante sous un tel climat, rend les dépôts plus friables et encore plus facilement érodables. La récurrence des écoulements pyroclastiques et surtout des avalanches de débris participe elle aussi activement à l'érosion des dépôts rendant même certains dépôts éphémères dans l'enregistrement géologique.

VI. L'éruption phréatique de 1976 à La Soufrière de Guadeloupe

L'éruption de 1976 - 1977 de la Soufrière de Guadeloupe (Le Guern et al., 1980 ; Feuillard et al., 1979, 1983) est un autre cas de gestion de crise volcanique sur un volcan dont on ne connaissait, à l'époque, que très peu de choses. Le manque d'information sur les phénomènes éruptifs que pouvaient engendrer la Soufrière, l'absence d'un réseau de surveillance adéquat, la pression des politiques pour qu'aucun risque ne soit pris par et pour les populations, l'augmentation importante de l'activité sismique et explosive entre juillet 1976 et août 1976 (Figure II.6), l'inexpérience des scientifiques à gérer une telle crise et de mauvaises interprétations sur la présence de verres magmatiques « frais » dans les cendres phréatiques émises le 8 juillet forcèrent le préfet à déclencher la phase 2 du plan ORSEC et l'évacuation le 15 août 1976 de toute la zone menacée.

Le « pire scénario éruptif » que l'on pouvait attendre sur la Soufrière de Guadeloupe a été défini comme pouvant être une nuée ardente péléenne du même type que celle du 8 mai 1902 de la Montagne Pelée, qui dévasta la ville de St Pierre faisant environ 30 000 morts (Lacroix, 1904). Dans son rapport fait au Préfet le 15 août 1976 au matin, le professeur Brousse explique qu'au vue de la crise sismique longue et soutenue qu'ils enregistrent, les gaz magmatiques sont en surpressions sous le dôme et qu'une nuée ardente latéralement dirigée peut frapper n'importe où et dans des délais très courts (Loubat et Pistolesi-Lafont, 1977). Le Préfet, dans une logique de précaution, n'avait pas d'autres choix que d'évacuer l'ensemble du sud Basse-Terre, soit les communes de Basse-Terre, Baillif, Saint Claude, Trois-Rivières, Gourbeyre, Bouillante, Capesterre Bel-Eau et Vieux habitants (Figure 1-3). L'absence d'issue cataclysmale à cette crise sismique et volcanique a conduit à des récriminations amères entre les scientifiques impliqués (Barberi and Gasparini, 1979) et à un lourd discrédit publique des pouvoirs décisionnels (e.g., Baxter et al., 2008). En tout, plus de 70 000 personnes auront été

évacuées dont la plupart pour une période d’au moins 6 mois, paralysant le développement économique de Basse-Terre au détriment de Pointe-à-Pitre, situé sur l’île non-volcanique plus au nord. Cette décision a eu des répercussions très importantes sur la vie économique et sociale de la Guadeloupe accentuant le développement de Pointe-à-Pitre comme pôle économique de l’île au détriment de Basse-Terre et ralentissant fortement le développement du sud de la Basse-Terre.

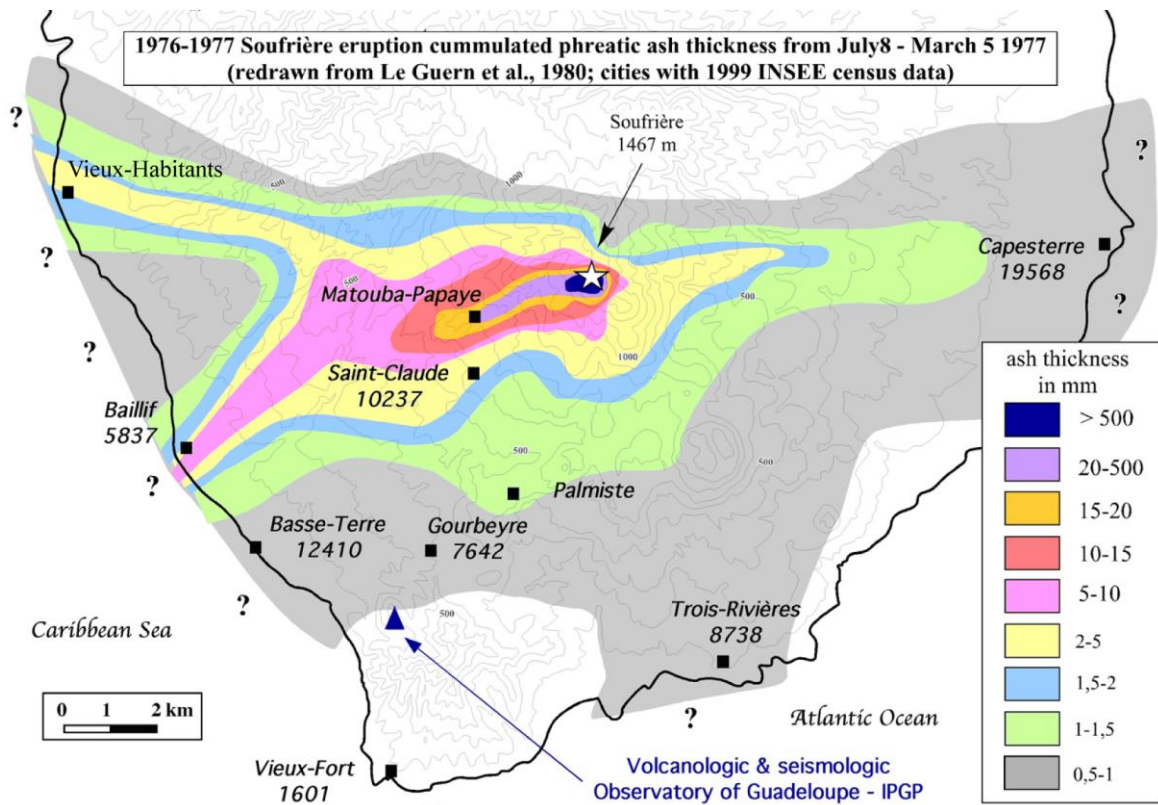


Figure I.3 : Isopachs cumulées (en mm) de la dernière crise volcanique de la Soufrière de Guadeloupe, entre le 8 juillet 1976 et le 5 mars 1977 (Komorowski et al., 2006).

Comme le souligne Boudon et al., (1988) : « Le manque de données géologiques sur l’activité passée de la Soufrière a rapidement été perçu comme un handicap sérieux au suivi de la crise, à l’interprétation des résultats des mesures géophysiques et géochimiques conduites dans le cadre de la surveillance, à l’évaluation et au zonage des risques encourus par les personnes et les biens. ». Avec du recul et étant donné l’insuffisance des informations mises à la disposition des volcanologues, l’incapacité des experts à s’accorder sur un scénario crédible, la forte incertitude sur le devenir de la crise et les conséquences potentiellement importantes qui menaçaient un grand nombre de personnes, les autorités ont certainement pris la bonne décision (e.g., Baxter et al., 2008).

Il s'est avéré, à posteriori, que la crise de 1976-1977 n'était finalement pas une éruption phréatique, comme certains scientifiques l'affirmaient à l'époque, mais plutôt une éruption magmatique avortée (Feuillard et al., 1983 ; Poirier et al., 1994 ; Komorowski et al., 2005 ; Villemant et al., 2005 ; Boichu et al., 2008, 2011). La requalification de la crise de 1976-1977 en éruption magmatique avortée sous-entend qu'il y avait une intrusion magmatique dans le conduit volcanique qui aurait certainement atteint la surface et déclenché une éruption si cette remontée de magma n'avait pas été compensée par le système hydrothermal.

Cette nouvelle interprétation ne change rien à la tournure qu'ont pris les événements de 1976, puisque le manque de connaissances géologiques sur la Soufrière reste problématique et que les scientifiques, à l'époque, auraient été incapables de fournir des scénarii crédibles pour l'éruption à venir. Il est raisonnable de penser que finalement le pire scénario attendu serait lui aussi, similaire à celui de la Montagne Pelée en 1902 et qu'une zone similaire à celle qui fut désertée le 15 août 1976 aurait été évacuée.

VII. Aléas et Risques Volcaniques

Depuis 1783 A.D., plus de 220 000 personnes ont trouvé la mort à la suite d'éruptions volcaniques (Tanguy et al., 1998). Bien qu'une grande proportion de ces morts soit due à des phénomènes secondaires non éruptif et post-éruption comme la famine ou les épidémies (~ 30 %), la majorité reste liée à des phénomènes éruptifs primaires comme les écoulements pyroclastiques (27 %), ou secondaires comme les lahars (17 %) et les tsunamis volcanogéniques (17 %). Même si le nombre de morts suite à une éruption volcanique reste relativement faible comparé à d'autres risques majeurs comme les séismes, les inondations ou encore les cyclones, on estime à 500 millions le nombre de personnes vivant à proximité d'un volcan actif et qui sont exposés aux risques volcaniques (Baxter, 2000). Au delà de l'impact des éruptions volcaniques sur l'Homme, les conséquences d'une éruption sur l'environnement, l'économie, ou encore sur la société à l'échelle régionale, nationale et internationale (e.g., éruption de l'Eyjaföll, Islande 2010) peut être considérable. Pour ne citer qu'un seul exemple, la catastrophe du Nevado del Ruiz en Colombie en 1985, a causée la mort d'environ 23 000 personnes et un coût financier à la société colombienne d'à peu près 7.7 Milliards \$ US, soit 20 % du Produit National Brut (PNB) du pays à l'époque (Lénat, 2003).

Prévoir le début et la fin de la phase éruptive, le type probable de l'éruption ainsi que la nature et l'importance des dégâts qu'elle risque d'engendrer fait partie intégrante du rôle des volcanologues. La prévision est un enjeu scientifique de taille avec un impact sociétal et économique qui peut avoir des conséquences très importantes. Et les événements de 1902 de la

Montagne Pelée qui anéantit la ville et de Saint-Pierre (30 000 morts), de 1976 -1977 de la Soufrière de Guadeloupe ou encore de la Soufrière Hills de Montserrat en sont de parfaits exemples.

VIII. Les arbres décisionnels et les arbres probabilistes

Les arbres d'événements permettent de visualiser graphiquement et simplement la succession logique et complexe des différents événements susceptibles de se produire en aval d'un événement primaire. Ce concept développé depuis le début des années 1970 pour l'évaluation du risque lié aux centrales nucléaires, s'est rapidement imposé dans différents domaines comme le risque industriel, la médecine ou encore les sciences sociales. Actuellement, même le comité d'experts scientifiques auprès de l'International Agency for Atomic Energy (IAEA) recommande officiellement l'utilisation de ces méthodes pour l'évaluation des aléas et des risques volcaniques pour les centrales nucléaires (Aspinall et al., 2007 ; Hill et al., 2007 ; Komorowski, 2008).

Les arbres logiques d'événements volcaniques (Figure I.4 et Figure I.5) sont devenus, en quelques années, des outils fondamentaux d'aide à la décision dans l'évaluation quantitative des aléas et des risques volcaniques (Newhall et Hoblitt, 2002 ; Aspinall et al., 2002; Marzocchi et al., 2004). Ce concept appliqué pour la première fois avec succès à une crise volcanique lors de l'éruption du Mont Pinatubo en 1991 (Punongbayan et al., 1996 ; Newhall, 2000), a été ensuite étendu à de nombreux volcans comme par exemple le Vésuve en Italie (Néri et al., 2008), le Teide à Tenerife (Marti et al., 2008), le Sete Cidades aux Açores (Queiroz et al., 2008) et la Soufrière de Guadeloupe (Komorowski et al., 2008). Il est même utilisé de manière systématique depuis l'éruption de Soufrière Hills à Montserrat (Aspinall et al., 2002 ; SAC 2003-2010).

En volcanologie, un arbre décisionnel d'événements, permet de synthétiser toutes nos connaissances sur le fonctionnement du volcan et d'intégrer celles acquises sur des volcans analogues, en représentant graphiquement tous les événements qui pourraient potentiellement et logiquement se succéder (formant un ou plusieurs scénarii éruptifs) suite à un événement initiateur telle qu'une réactivation magmatique (Figure I.4 et Figure I.5). La représentation graphique sous forme d'un arbre permet de définir à chaque branche une étape logique et plus spécifique succédant à un événement préalable plus général. Par souci de simplicité graphique

et conceptuelle, les événements à un niveau donné de l'arbre ne doivent pas être à la fois exclusif et exhaustif (Newhall et Hoblitt, 2002).

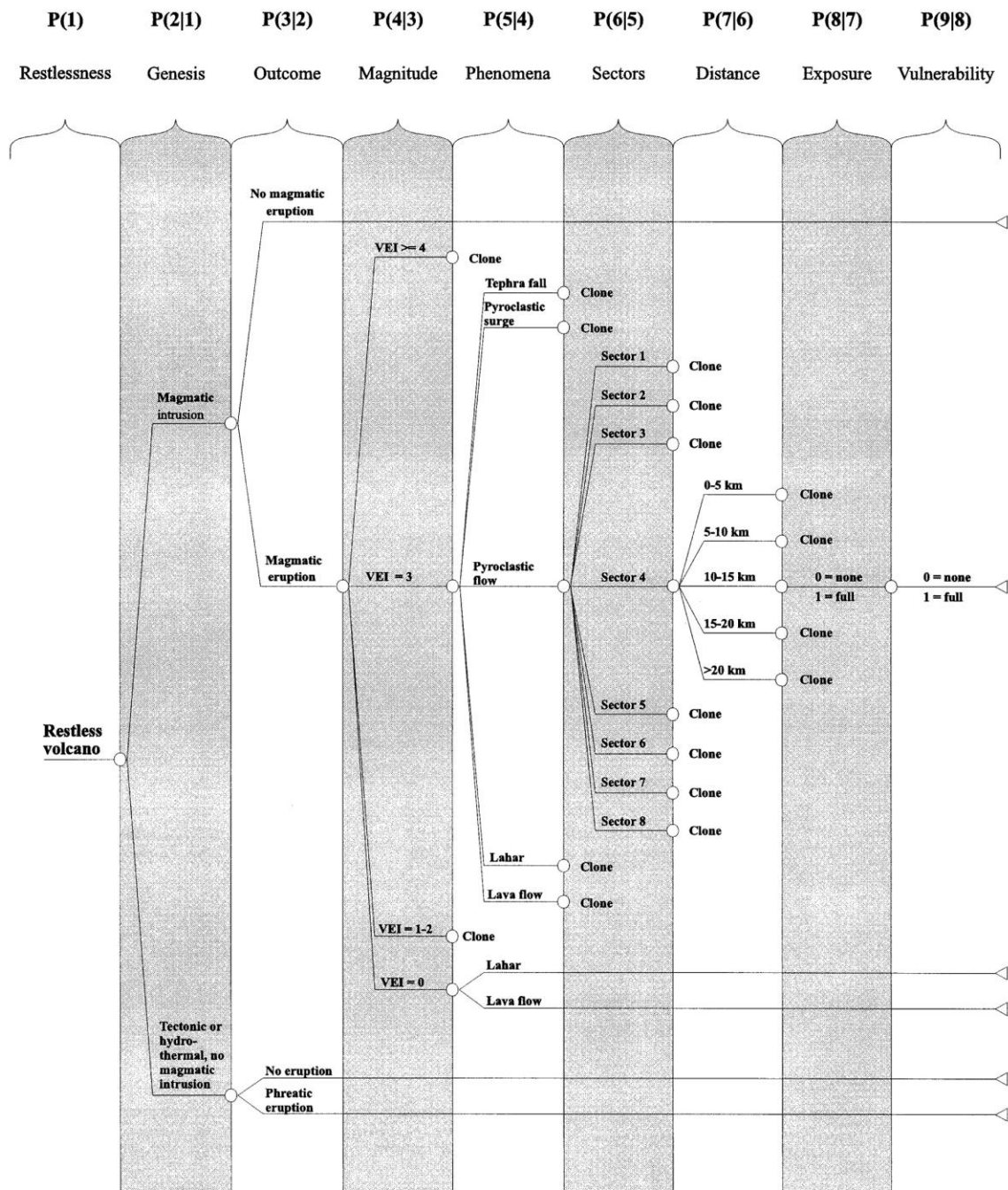


Figure I.4 : Concept de l'arbre d'événements logiques résumant les scénarii éruptifs possible pour une crise volcanique et les risques associés potentiels qu'elle pourrait entraîner (Newhall et Hoblitt, 2002).

La lecture se fait de la gauche vers la droite depuis des événements ou des phénomènes très généraux (e.g., la réactivation du système ou la nature de la réactivation vers des événements) ou des phénomènes beaucoup plus précis et spécifiques (e.g., les phénomènes

éruptifs attendus ou les zones impactées). Le cheminement logique entre la réactivation du système et les zones affectées passe par une succession de grandes étapes impliquant la nature de la réactivation (tectonique ou volcanique) ($P(2|1)$), et si le magma arrive en surface ($P(3|2)$), la magnitude de l'éruption ($P(4|3)$) ou encore la nature des phénomènes éruptifs ($P(5|4)$) et quels secteurs ils impacteront ($P(6|5)$) et jusqu'à quelle distance ($P(7|6)$), etc. (Figure I.4 et I.5).

La détermination des probabilités pour chaque événement à travers l'arbre, permet de faire évoluer l'arbre d'événements vers un arbre d'événements probabilistes. Le produit multiplicatif des probabilités conditionnelles, le long d'un chemin, permettra de calculer la probabilité de l'événement final (Figure I.6).

L'évaluation précise des risques volcaniques implique de déterminer les probabilités conditionnelles d'occurrence à chaque grande étape de l'arbre décisionnel à la condition près que le phénomène ou événement précédent se soit réalisé.

La détermination de ces probabilités repose sur : (1) la connaissance de l'histoire éruptive du volcan la plus exhaustive possible et sur une durée de temps assez longue pour être représentative, (2) sur l'analyse statistique de la fréquence et de l'intensité des différentes éruptions reconnues pour le volcan, et (3) sur des données issues du réseau de surveillance.

Les données géologiques disponibles sont généralement inégalement réparties dans le temps : elles sont plus détaillées pour les périodes récentes et malheureusement moins exhaustives et moins précises pour les périodes anciennes. Comme la relation entre la magnitude et la fréquence des éruptions est inversement proportionnelle (Sparks et Aspinall, 2004), et que seuls les événements majeurs peuvent être conservés dans les premières parties de l'enregistrement stratigraphique, nos informations sur la fréquence d'occurrences des éruptions de petites et moyennes magnitudes sont très incomplètes (e.g., Queiroz et al., 2008). C'est pour cela que les scientifiques se basent sur d'autres jeux de données comme ceux provenant de volcans analogues et des résultats de modélisations numériques à la fois déterministe et probabiliste des scénarii éruptifs crédibles subjectifs, et ceux provenant de la consultation de collègues d'experts (Aspinall et al., 2002 ; Sparks and Aspinall, 2004; Aspinall, 2006) dont l'opinion peut être analysée et prise en compte de manière statistique grâce aux méthodes de statistique Bayésienne (e.g., Marzocchi et al., 2004, 2007 ; Baxter et al., 2008 ; Néri et al., 2008).

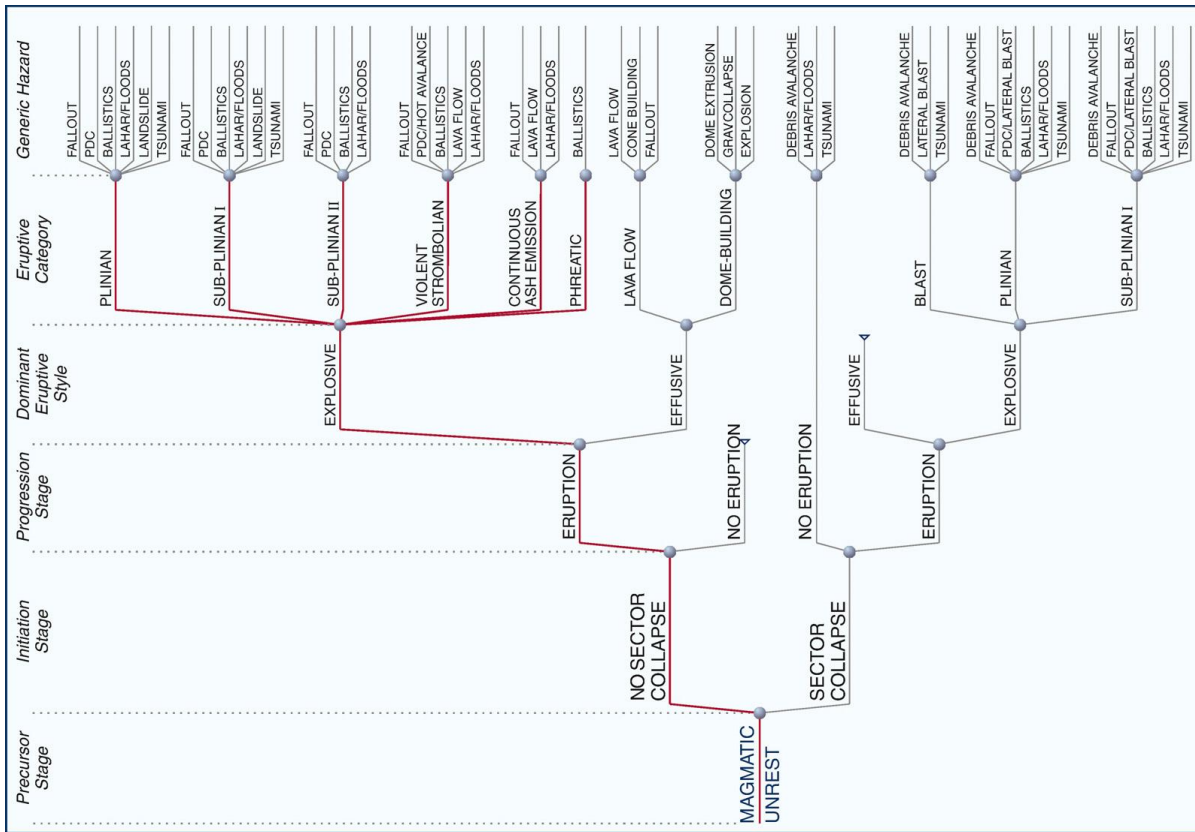


Figure I.5 : Arbre d'événements réalisé pour le Vésuve, résumant les différents scénarii éruptifs possibles attendus pour une prochaine crise volcanique et les aléas associés qui pourront potentiellement se développer (Néri et al., 2008).

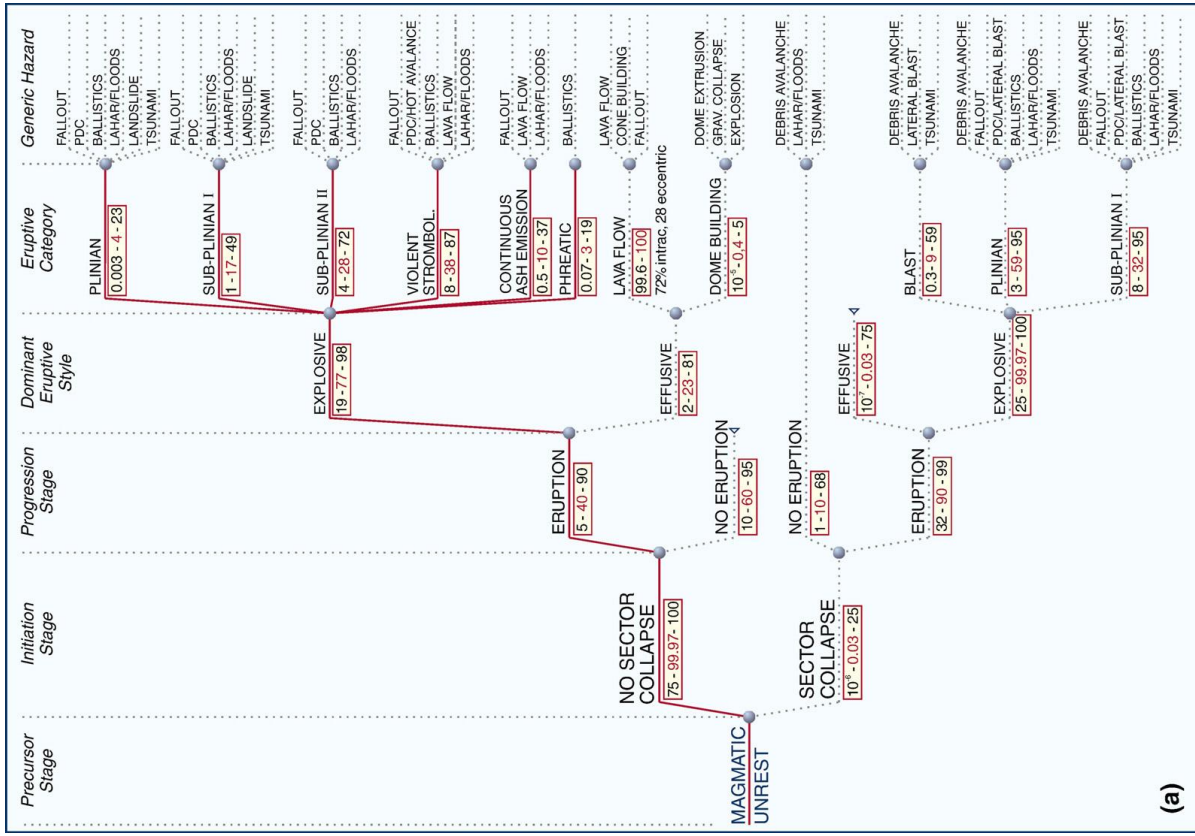


Figure I.6 : Arbre d'événements probabiliste obtenue pour le Vésuve (Néri et al., 2008). Les probabilités ont été obtenues pour chaque nœuds de l'arbre en réunissant un collège d'experts et sont représentées avec un intervalle de confiance de 90° centile - 50° centile - 5° centile - 95° centile)

Ce concept d'arbres décisionnels présente le grand avantage de synthétiser de façon simple et logique toute l'information connue des scientifiques en charge de l'évaluation des aléas et des risques. Le résultat, très visuel, est lisible et accessible par ceux qui sont en charge de gestion de crise et de la sécurité des populations. Et comme le décrit Komorowski (2008), c'est aussi un outil de réflexion sur l'adéquation des réseaux de surveillance et leur pertinence en fonction des différents scénarii prévisibles pour une future crise.

IX. Conclusions

L'analyse des aléas et des risques volcaniques passe par une connaissance précise et la plus exhaustive possible du comportement du volcan. On peut ainsi mieux définir les signaux géophysiques et géochimiques de l'état de base du système et prévenir plus efficacement une quelconque réactivation. Avec de meilleures contraintes sur le nombre d'éruptions par style éruptif et par magnitude, on caractérise de façon plus précise les différents scénarii éruptifs crédibles. Et on peut surtout en déduire les paramètres physiques de la dynamique éruptive pour chaque éruption (e.g. l'épaisseur des dépôts, la distribution granulométrique et lithologique des fragments pyroclastiques, la masse totale éruptée, la hauteur de colonne, l'extension spatiale et intensité de l'éruption). Ces paramètres éruptifs sont indispensables pour mettre en place des modélisations numériques réalistes des aléas associés à chaque scénario éruptif.

La modélisation numérique est devenue un outil puissant très utilisé, que se soit pour la reconstitution d'anciennes éruptions pour lesquelles nous ne disposons que de très peu d'informations (e.g., Pfeiffer et al., 2003 ; Komorowski et al., 2008), pour l'évaluation des risques volcaniques et l'élaboration de cartes de risques (e.g., Barberi et al., 1990 ; Macedonio et al., 1994 ; Sheridan et al., 2001 ; Bonadonna et al., 2002 ; Cioni et al., 2003 ; Esposti Ongaro et al., 2008 ; Marti et al., 2008, Barsotti et al., 2010). Ces modélisations sont devenues des aides à la décision, indispensables dans l'évaluation des aléas et du risque volcanique, ainsi que dans la gestion d'une crise volcanique et pour la mise en place de plans d'atténuation du risque volcanique.

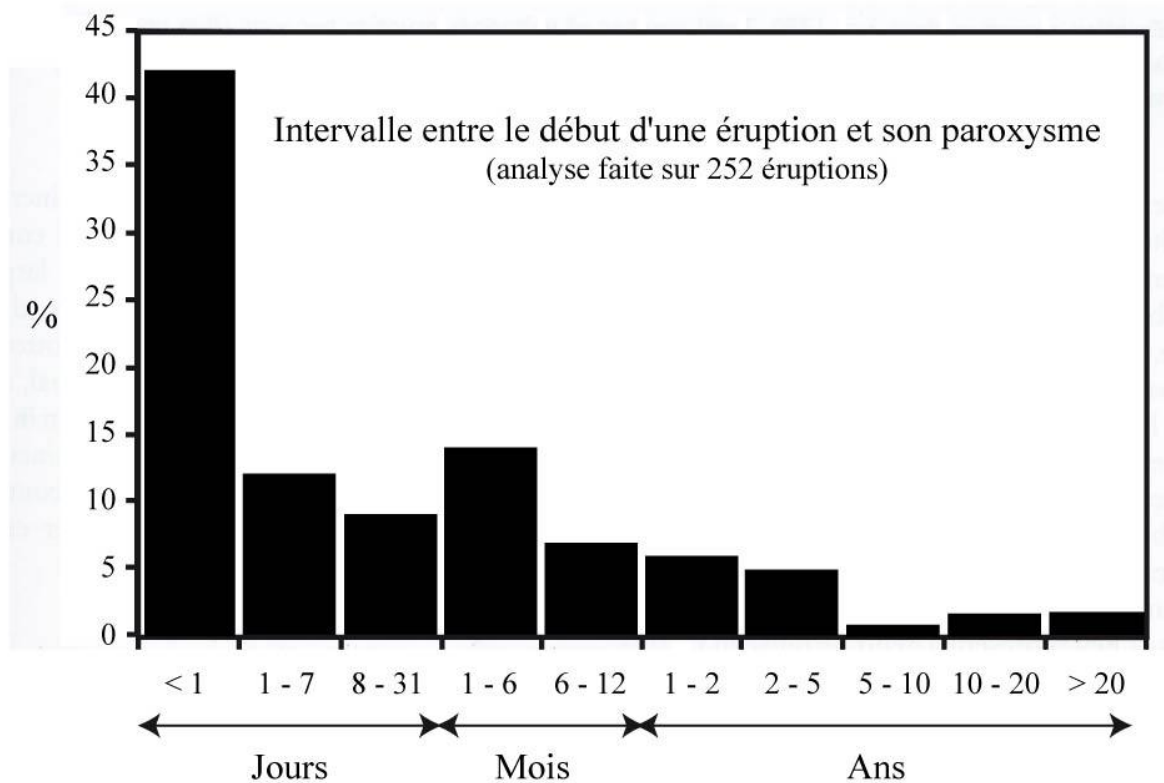


Figure I.7 : Intervalle de temps (en jours, mois et années) entre le début d'une éruption et sa phase paroxysmale. Analyse faite sur 252 éruptions historiques, bien documentées et très explosives :VEI > 3 ou, en cas d'absence d'estimation de volume, décrites comme sévères ou violentes (Simkin & Siebert, 2000).

Un autre paramètre particulièrement important dans l'évaluation du risque volcanique, est l'intervalle de temps entre le début de l'éruption et son point culminant, la phase paroxysmale (Figures I.7 et I.8). Même si plusieurs éruptions célèbres (eg. Krakatau en 1883 ; Mount St. Helens en 1980 ; Pinatubo en 1991 ; Montserrat en 1995) ont atteint cette phase plusieurs mois après un début d'activité de faible intensité, il est très dangereux de penser que les volcans vont manifester longtemps à l'avance des signes pré-éruptifs. Simkin et Siebert (2000), en se basant sur l'étude de 252 éruptions explosives pour lesquels ils disposaient de données suffisantes, ont déterminé que dans 42% des cas, la phase paroxysmale est atteinte lors du premier jour et dans 52% des cas, au cours de la première semaine (Figure I.7). Ils soulignent aussi que pour les éruptions dont la phase paroxysmale est atteinte le premier jour, la moitié (soit 21% du total des 252 éruptions considérées) ont leur paroxysme lors de la première heure d'activité (e.g., Tarawera en 1886 ; Bandai-san en 1888 ; Hekla en 1947 ; Siveluch en 1964). Il n'est donc pas envisageable d'attendre qu'une éruption débute pour évaluer les aléas volcaniques et les risques associés qu'elle engendrera et définir un scénario crédible de l'évolution temporelle de l'intensité éruptive (Figure. I.8).

Malheureusement la reconstitution de l'activité éruptive passée d'un volcan ne sera jamais exhaustive. En effet, on la sous-estimera toujours puisque l'on ne se base que sur ce que l'on peut observer aujourd'hui, et donc sur ce qui a pu être préservé au cours du temps. L'évaluation du risque volcanique sera toujours biaisée vers les éruptions de grandes amplitudes qui produisent de vastes et épais dépôts. Cependant, les éruptions d'amplitudes plus modérées qui sont souvent plus fréquentes et dont les dépôts sont cachés par la végétation ou effacés de l'enregistrement géologique, peuvent influencer considérablement sur les communautés insulaires vulnérables vivant à faible distance de l'événement. Et dans le cas de la Guadeloupe c'est plus de 82 000 personnes (donnés INSEE 2009 pour la zone Vieux Habitants – Basse-Terre – Trois-Rivières – Capesterre-Belle-Eau) qui sont directement soumises à un risque volcanique.

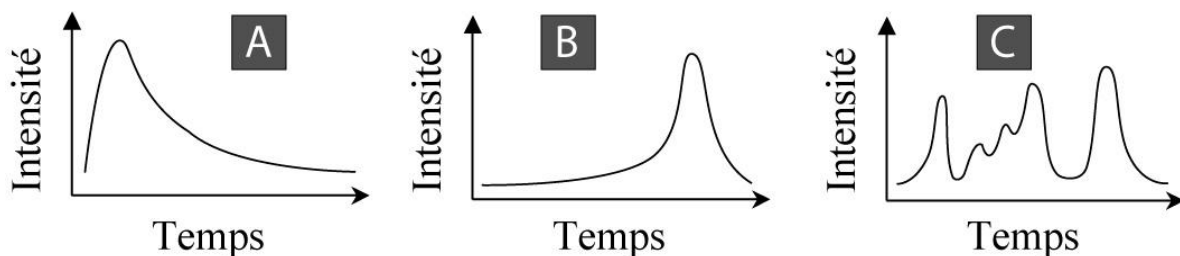


Figure I.8 : Scénarii de l'évolution temporelle de l'intensité éruptive au sein d'une même éruption. Le scénario (A) représente le cas le plus fréquent, avec un maximum d'intensité au début de l'éruption (e.g., 1902 Montagne Pelée, Martinique), le deuxième scénario (B) correspond à un maximum d'intensité éruptive à la fin de l'éruption (e.g., 1980 Mont St Helens, USA) et le scénario (C) est un scénario complexe avec plusieurs maximums d'intensité éruptive entrecoupés de nombreuses périodes d'accalmies sans production magmatique (e.g., éruption en cours Soufrière Hills, Montserrat).

La prédiction exacte de l'issue d'une intrusion de magma dans le conduit d'un volcan explosif, est rarement possible. Néanmoins, si l'histoire et le comportement éruptif du volcan sont bien connus, de précieuses contraintes peuvent être apportées sur le style éruptif, la magnitude et la durée de l'éruption ainsi que sur l'étendue spatiale des produits émis, avec la définition de scénarii éruptifs crédibles et l'élaboration pour chaque scénario, de cartes d'aléas et de risque volcanique.

X. Objectifs de ce travail

Comme nous l'avons vu dans ce chapitre la prévision du comportement futur d'un volcan et la caractérisation spatiale et temporelle des aléas associés est une tâche complexe et difficile mais indispensable à l'analyse des aléas et du risque volcanique.

Même si un certain nombre d'éruptions de forte magnitude sont déjà connues et ont fait l'objet de nombreuses études, la Soufrière de Guadeloupe garde l'image d'un volcan plutôt « phréatique » que « magmatique » pour les derniers 10 000 ans. Il y a différentes raisons à cette catégorisation : (1) les 6 éruptions phréatiques historiques, (2) l'important niveau stratigraphique (> 8 m) dit de « Cendres Jaunes », caractérisé par Boudon et al. (1988) comme le résultat de l'importante activité phréatique continue sur au moins 8 000 ans, (3) l'impressionnante récurrence des déstabilisations de flanc de faible volume, et (4) l'importante activité hydrothermale toujours visible.

La découverte de nouveaux affleurements, les travaux récents portés sur la dernière éruption de la Soufrière de Guadeloupe datée à 1530 AD (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008) et l'étude de l'éruption en cours de la Soufrière Hills de Montserrat, nous permettent de penser que notre connaissance de l'histoire éruptive du Complexe de la Grande Découverte – Soufrière n'est que partielle, et qu'il est important de porter un regard nouveau sur la géologie de ce volcan.

Ce travail de thèse a donc pour objectif de :

- 1 – Confirmer le caractère magmatique de la Soufrière de Guadeloupe**
- 2 – Etablir une nouvelle chronostratigraphie éruptive pour les 50 000 dernières années.**
- 3 – Caractériser la distribution dans le temps de l'activité magmatique et définir un modèle conceptuel du fonctionnement éruptif de la Soufrière de Guadeloupe.**
- 4 – Contraindre pour le plus grand nombre d'éruptions les paramètres éruptifs nécessaires à la modélisation numérique.**
- 5 – Définir les principaux scénarii éruptifs susceptibles de se produire lors d'une future crise et leur fréquence d'occurrence.**
- 6 – Faire évoluer l'arbre décisionnel sur la base de nos connaissances géologiques, vers un premier arbre décisionnel probabiliste.**

Chapitre II

**DIVERSITÉ DES STYLES
ÉRUPTIFS AU SEIN D'UNE MÊME
ERUPTION ET ÉVOLUTION DE
L'ARCHIVE GÉOLOGIQUE A
L'ÉCHELLE DE L'ARC DES
PETITES ANTILLES.**

I. Introduction

Au cours de la remontée d'un magma, la diminution de la pression engendre une réduction de la solubilité des éléments volatils (notamment H₂O et CO₂) et peut conduire à l'exsolution de ces volatils, à la nucléation puis à la croissance de bulles de gaz, qui en coalesçant vont former une mousse magmatique. La décompression progressive dans le conduit peut amener cette mousse à atteindre un seuil critique engendrant la fragmentation du magma (Jaupart, 1998).

Les éléments volatils jouent donc un rôle moteur dans l'activité éruptive. Ils affectent en effet les propriétés physiques et chimiques d'un magma, depuis sa température de fusion et son degré de fusion (Holloway et Burnham 1972 ; Sisson et Grove 1993), jusqu'à sa viscosité, son taux de cristallisation (e.g. Shaw 1972 ; Sisson et Grove 1993 ; Richet et al. 1996 ; Métrich et Rutherford 1998 ; Giordano et Dingwell 2003 ; Grove et al. 2003 ; Pichavant et Macdonald 2007) ou encore sa densité (Ochs et Lange 1999). Ces processus sont déterminants dans le contrôle du dégazage, dans la vitesse de remontée et dans la fragmentation de ce magma. In fine cela aura des répercussions sur l'explosivité de l'éruption, le style et la dynamique éruptive que ce magma engendrera en surface.

Des observations faites sur la plupart des volcans de zones de subduction décrivent deux types de dynamismes éruptifs : (1) un régime explosif avec notamment des éruptions pliniennes et (2) un régime effusif ou extrusif avec l'émission de coulées de lave massives ou la mise en place de dômes de lave visqueux (à laquelle est associée, quelques fois, une activité explosive plus ou moins intense). Sur de nombreux volcans, ces deux types éruptifs alternent et se produisent sans que les conditions pré-éruptives ne soient très différentes. Les deux dernières éruptions magmatiques de 1902 et de 1929 de la Montagne Pelée ont montré un dynamisme éruptif très contrasté, respectivement explosif : explosions latérales dirigées lors de la croissance d'un dôme andésitique (Lacroix, 1904 ; Fisher et Heiken, 1982 ; Westercamp et Traineau, 1983 ; Bourdier et al., 1989 ; Boudon et Lajoie, 1989 ; Charland et Lajoie, 1989 ; Lajoie et al., 1989 ; Boudon et al., 1990 ; Tanguy, 1994) et effusif : croissance d'un dôme andésitique accompagnée de déstabilisations gravitaires non explosives (Westercamp et Traineau, 1983 ; Bourdier et al., 1989 ; Gourgaud et al., 1989 ; Fichaut et al., 1989 ; Martel et al., 2000) pour des magmas de compositions similaires.

De nombreuses études ont montré que cela pouvait s'expliquer par des variations de la quantité de gaz présent dans le magma et que cette perte de gaz magmatique lors de la remontée de magma pouvait s'expliquer par des variations importantes de la perméabilité du magma et/ou de l'encaissant (Villemant et al., 1996 ; Villemant et Boudon, 1998). Ces études

amènent à prendre en considération l'importance des interactions superficielles « magma-encaissant » et plus particulièrement « magma – système hydrothermal », dans les évolutions du dynamisme éruptif (e.g., Komorowski et al., 2010).

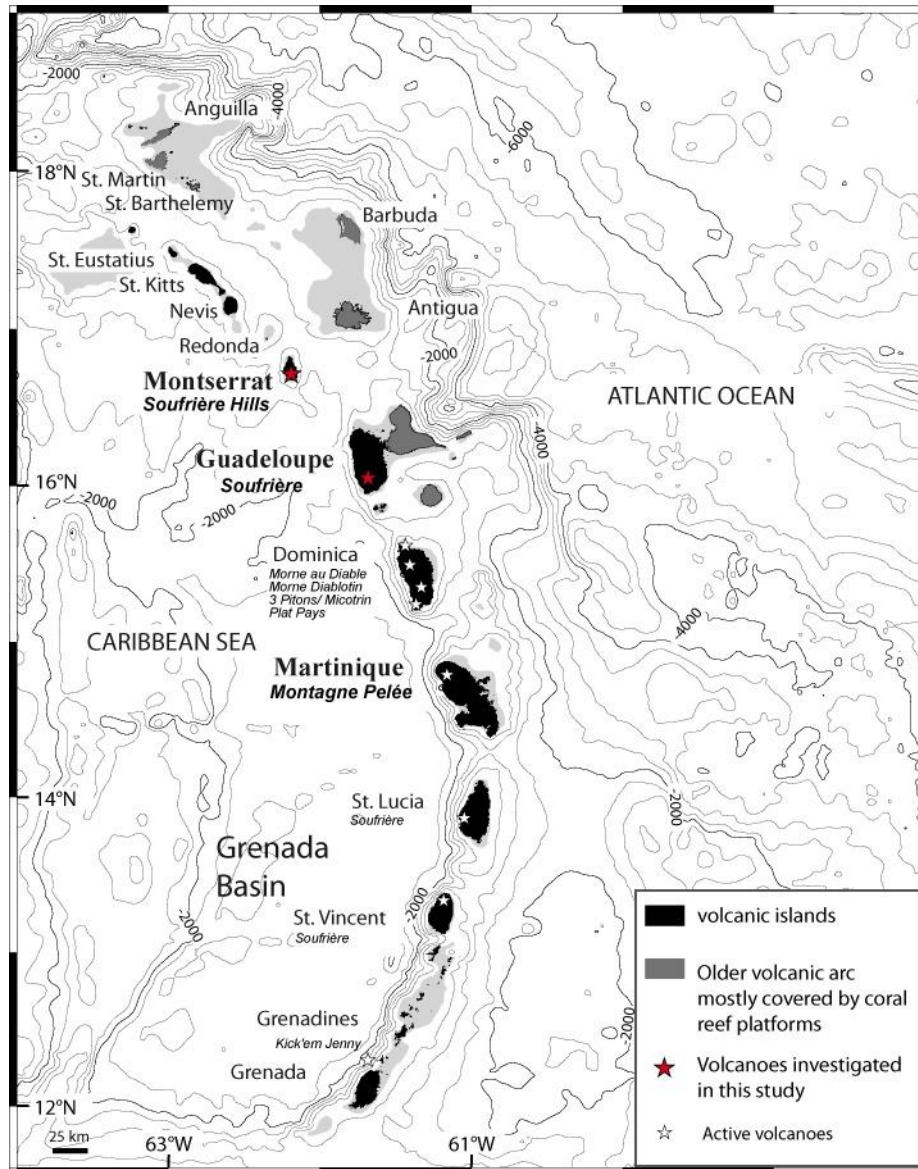


Figure II.1 : Carte de l'arc volcanique des Petites Antilles. Les volcans actifs sont représentés par des étoiles blanches et les volcans de Soufrière Hills (Montserrat) et la Soufrière (Guadeloupe), étudiés au cours de cette thèse par des étoiles rouges (modifié d'après Le Friant et al., 2004 et Boudon et al., 2007).

Des études réalisées sur des séquences éruptives impliquant des magmas siliceux initialement riches en éléments volatils montrent l'existence de transition entre une première phase d'activité explosive et une activité effusive tardive. Jaupart et Allègre (1991) et Woods et Koyaguchi (1994) expliquent par leurs modèles les transitions d'un style éruptif explosif à un style éruptif effusif par un processus de dégazage du magma évoluant d'un système fermé à

un système ouvert. En système ouvert, la perte de gaz magmatique se fait de façon active dans le conduit et de façon passive vers l'encaissant. Il en résulte un magma qui, au moment d'arriver en surface, sera appauvri en éléments volatils, aura perdu sa composante explosive et aboutira à un régime effusif ou extrusif avec l'émission de coulées de lave ou l'extrusion d'un dôme ou dôme-coulée. En système fermé, il n'y a pas de dégazage actif au travers du conduit et le dégazage passif n'est pas suffisamment important, le magma ascendant conserve sa quantité de gaz magmatique et donc, son explosivité. Ceci implique un certain degré de fracturation du conduit magmatique et de l'encaissant, et la perméabilité du magma laissant les gaz magmatiques s'échapper du conduit vers l'extérieur.

Jaupart (1998) suggère que pendant la coalescence des bulles de gaz magmatique et la formation d'une mousse magmatique, des chenaux peuvent se former permettant au gaz de s'échapper. Des observations faites sur des produits d'éruption magmatique ont permis de montrer la présence de ces chenaux (Polacci et al., 2008 ; Balcone-Boissard et al., 2011) et la présence, à l'interface entre le magma et l'encaissant, de produits pyroclastiques très fragmentés dans des fractures, qui auraient servi d'échappatoire aux gaz magmatiques (Heiken et al., 1988 ; Stasiuk et al., 1996 ; Komorowski et al., 1997 ; Sparks et al., 1997 ; Tuffen et al., 2003 ; Tuffen et Dingwell, 2005 ; Komorowski, 2008).

Si l'évolution d'un régime explosif vers un régime effusif s'explique facilement par le dégazage progressif du magma en profondeur, ralentissant la dynamique de remontée du magma, diminuant la concentration en gaz (donc son explosivité); ils n'expliquent pas les évolutions d'un régime effusif vers un régime explosif (Eruption P1 de la Montagne Pelée ; Boudon et al., 1998 ; Villemant et Boudon, 1998, 1999), ou des cycles répétés d'activités effusives et explosives au sein d'une même éruption (Eruption en cours de la Soufrière Hills de Montserrat).

La suite de ce chapitre développera, au travers deux exemples de volcans analogues à la Soufrière de Guadeloupe, la Montagne Pelée de Martinique et Soufrière Hills de Montserrat, les variations dans la dynamique et dans le style éruptif dans la Caraïbe, à l'échelle d'un volcan et à l'échelle d'une éruption, et les implications engendrées en termes d'aléas et de risques volcaniques.

II. L'exemple de la Montagne Pelée de Martinique.

1. Introduction

La Montagne Pelée est le volcan actif de la Martinique (Figure II.1). Son activité éruptive, pour la phase la plus récente (la néo-Montagne Pelée) de 14000 ans BP à l'actuel (Vincent et al., 1979), se limite à trois grands types éruptifs : des éruptions phréatiques, des éruptions magmatiques à mise en place de dômes et des éruptions magmatiques explosives de type plinien. On recense, sur la base de l'étude des dépôts et de nombreuses datations par la méthode ^{14}C sur bois carbonisés (méthode décrite Chapitre IV), 28 éruptions magmatiques (Westercamp et Traineau, 1983a, 1983b, et datations non publiées ; Boudon, 1993 ; Boudon et al., 2005), dont 18 pour les 5000 dernières années (Westercamp et Traineau, 1983a et b). Mais, des données de téphrochronologie marine obtenues sur une carotte prélevée au nord-ouest de la Montagne Pelée montre que ce nombre d'éruptions est largement sous-estimé (Boudon et al., 2004). L'éruption P1 datée à 650 ans BP a la particularité d'associer, au cours de la même éruption, les trois types de dynamismes observés à la Montagne Pelée depuis 14000 ans.

2. L'éruption P1 de la Montagne Pelée

L'éruption P1 de la Montagne Pelée, datée à 650 ans BP, est la plus récente des éruptions magmatiques explosives en Martinique (Figure II.2). Elle a été dans un premier temps interprétée comme étant une éruption plinienne avec un scénario éruptif simple, monophasique, avec la mise en place d'une colonne éruptive verticale plus ou moins stable, qui s'effondre à plusieurs reprises. Les études de terrains ont montré au moins 4 effondrements de la colonne éruptive, laissant des dépôts de coulées pyroclastiques riches en ponces intercalés avec ceux des retombées (Westercamp et Traineau, 1983 a et b; Bardintzeff et al., 1989; Traineau et al., 1989). Mais des études plus récentes ont montré que le déroulement de cette éruption est plus complexe (Boudon et al., 1998 ; Villemant et Boudon, 1998). Le scénario éruptif serait poly-phasique, avec une évolution de la dynamique et du style éruptif au cours de l'éruption.

La première phase est une phase d'activité phréatique importante au vu des épais dépôts de retombées de cendres préservés sur le flanc ouest du volcan. Le passage d'une activité phréatique à une activité magmatique est marqué par la présence, au toit des cendres phréatiques, d'un fin niveau de retombées de ponces denses, certainement marqueur d'une activité phréatomagmatique (Boudon et al., 1998). Le recouvrement rapide de ces dépôts phréatiques et phréatomagmatiques par ceux de la deuxième phase a permis de les préserver en

limitant leur exposition aux différents phénomènes d'érosion. Facilement érodables, ces dépôts sont très éphémères dans l'enregistrement géologique surtout sous un climat tropical et on ne les retrouve qu'extrêmement rarement ; alors qu'ils sont très importants pour comprendre et caractériser les différentes étapes de l'éruption et les évolutions de styles éruptifs.

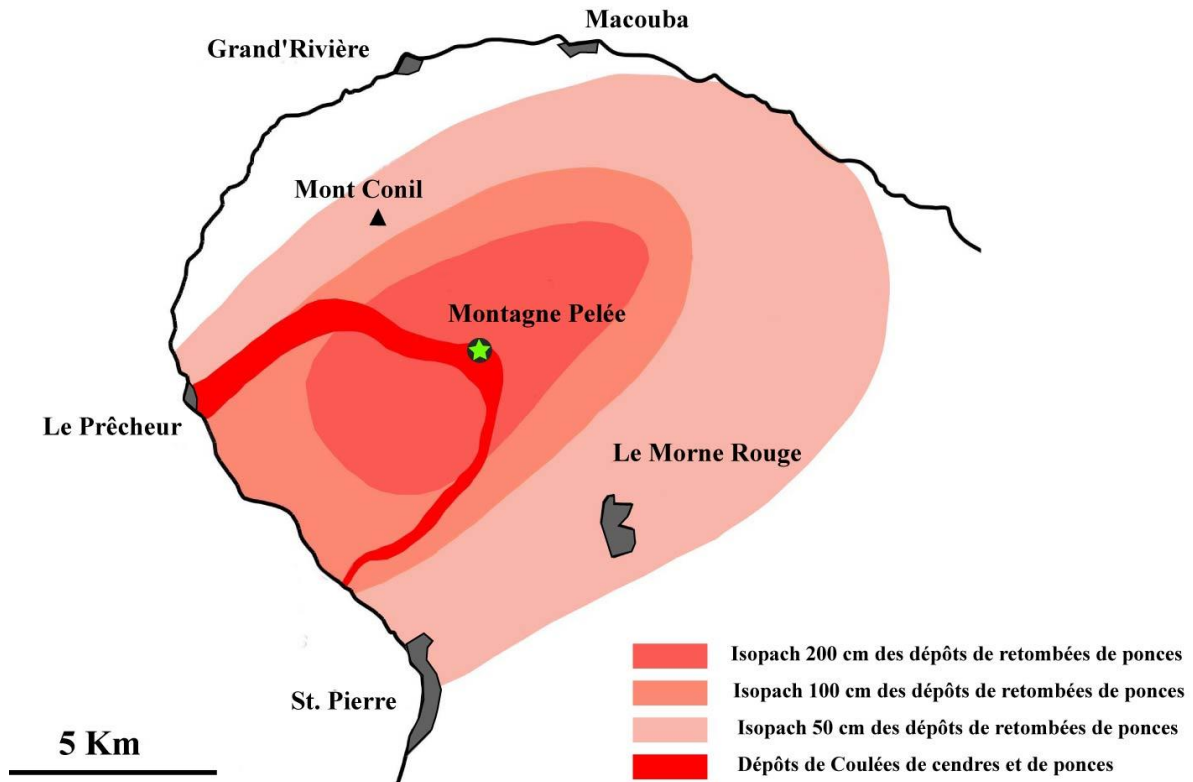


Figure II.2 : Distributions des dépôts de retombées de ponces et de coulées de cendres et de ponces de la dernière éruption à ponces (P1, 650 ans B.P.) de la Montagne Pelée (modifié d'après Boudon et al., 2005).

La deuxième phase est une phase magmatique de type péleén (Boudon et al., 1998). Un dôme se met en place dans le cratère sommital de l'Etang Sec et, à sa base, se produisent deux explosions violentes latéralement dirigées vers le sud-ouest. Ces explosions sont à l'origine de deux écoulements pyroclastiques dilués et turbulents, de très haute énergie et à forte expansion latérale (nuées ardentes péleennes) (Boudon et al., 1998 ; Villemant et Boudon, 1998). Les produits de ces deux explosions latéralement dirigées recouvrent intégralement un secteur géographique comparable à celui recouvert par la phase paroxysmale de l'éruption de 1902.

La troisième phase magmatique, qui termine cette séquence éruptive, est une phase explosive de type plinien (Westercamp et Traineau, 1983 ; Boudon et al., 1998 ; Villemant et Boudon, 1998). L'absence de discontinuité ou de figures d'érosion entre les dépôts de retombées et ceux de la phase péleénne montre que ces 2 types d'activités sont contemporains,

et qu'ils appartiennent donc au même épisode éruptif. Quatre dépôts d'écoulements ponceux s'intercalent dans la séquence de retombée plinienne (Figure II.2), marquant des instabilités et des effondrements partiels de la colonne éruptive au cours de l'éruption. Enfin d'importants écoulements ponceux, certainement liés à l'effondrement complet de la colonne éruptive, sont canalisés dans deux vallées du flanc ouest de la Montagne Pelée et terminent cette éruption.

3. Variations de la dynamique et du style éruptif

L'interaction, à faible profondeur, entre le magma et le conduit magmatique perméable, provoque un dégazage passif du magma vers l'encaissant. Les caractéristiques physiques et chimiques du magma sont modifiées. L'augmentation de la viscosité qui ralentit la progression du magma vers la surface favorise la perméabilité du magma aux gaz et facilite encore plus le dégazage passif du magma vers l'encaissant (Villemant et al., 1996 ; Villemant et Boudon, 1998 ; Martel et al., 2000). On assiste aussi à des échanges physiques et chimiques entre le système hydrothermal et les parties externes du magma créant des hétérogénéités latérales au sein du dôme en croissance. Cette hétérogénéité se traduit par des parties externes dégazées et refroidies et des parties internes chaudes et plus riches en gaz magmatiques. La surpression engendrée au cœur du dôme explique les deux épisodes explosifs, typiques des éruptions péleennes (Boudon et al., 1999).

La transition brutale entre un style péleén et un style plinien peut s'expliquer par une diminution considérable de la perméabilité du magma et donc des interactions « magma – système hydrothermal ». Ces processus peuvent être liés à une injection de magma en profondeur, augmentant la vitesse de remontée du magma et diminuant la durée des échanges entre le magma et le système hydrothermal. Mais l'hypothèse la plus probable pour cette éruption serait une diminution de la perméabilité du conduit magmatique, de l'encaissant et de la périphérie du magma faisant suite à différents processus de colmatage. On peut assister à des phénomènes de « tuffisites », correspondant à des injections dans les fractures préexistantes de fluides pressurisés chargés en débris volcanoclastiques (Heiken et al., 1988 ; Stasiuk et al., 1996 ; Sparks et al., 1997 ; Komorowski et al., 1997, 2008 ; Tuffen et al., 2003 ; Tuffen et Dingwell, 2005). On peut aussi assister à des processus de colmatage par silicification de l'intrusion magmatique, du conduit ou même de l'encaissant. C'est-à-dire à la cristallisation, dans les fractures, de polymorphes de la silice provenant de fluides hydrothermaux ou d'une phase vapeur magmatique (Komorowski, 1991 ; Villemant et al., 1996 ; Komorowski et al., 1997, 2008, 2010 ; Stix et al., 1997).

Les éruptions volcaniques peuvent suivre un scénario éruptif très complexe pouvant, comme l'a montré l'étude de l'éruption P1 de la Montagne Pelée, évoluer en terme de style éruptif au cours de la même éruption. Les changements de styles éruptifs impliquent des évolutions de l'aléa et du risque volcanique, et les éruptions aux scénarios complexes balayent tout un panel d'aléas volcaniques intervenant à différentes échelles spatiales et temporelles (figure I.8 – voir Chapitre I). Dans le cas de l'éruption P1, l'aléa associé à la première phase (phréatique) était relativement peu important et surtout le risque volcanique très faible car la zone d'impact est très localisée. Pour la seconde phase, l'aléa volcanique est extrêmement plus important et si le risque l'est lui aussi, il reste restreint, avec une zone d'impact localisée à un secteur angulaire plus ou moins important. Pour la troisième phase, l'aléa est tout aussi important, mais peut être moins élevé que celui de la seconde phase. Par contre le risque volcanique, lui, devient beaucoup plus important car la zone d'impact devient régionale. Le panache volcanique se développant jusqu'à plusieurs kilomètres, ou dizaine de kilomètres, dans l'atmosphère, les particules sont transportées sur de très grandes distances (figure II.3). A titre d'exemple, lors de l'éruption du Mont St Helens en 1980, les fragments pyroclastiques transportés par le panache éruptif se sont dispersés, sous l'effet des vents dominants, sur plus de 1500 km jusqu'aux Grandes Plaines du centre des Etats-Unis et ont plongé dans l'obscurité des villes comme Ephrata et Spokane (Figure II.3) situées à plus de 200 km de la source (Christiansen and Peterson, 1981 ; Sarna-Wojcicki et al., 1981 ; Harris et al., 1981).

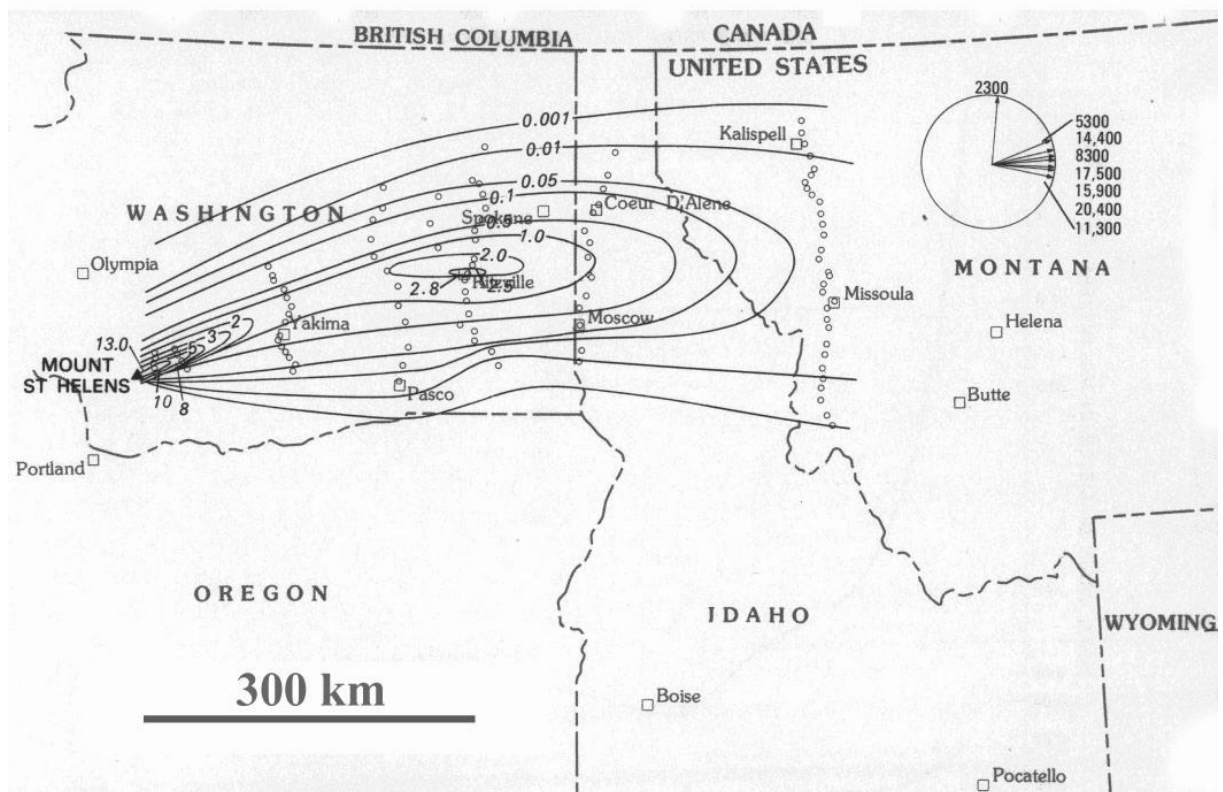


Figure II.3 : Carte des isomasses des retombées de cendres liées à l'éruption du 18 mai 1980 du Mont St. Helens. Les isolignes caractérisent l'accumulation de masse par unité d'aire (en $g.cm^{-2}$). Les petits cercles localisent les différents sites d'observation des dépôts et le diagramme circulaire représente la direction des vents, mesurée pour différentes altitudes, le 18 mai à 1020 PST à la station de Spokane, Washington (Sarna-Wojcicki et al., 1981).

Des éruptions plus faibles en termes de magnitude et d'intensité que les éruptions de l'ordre de grandeur de celle de P1 à la Montagne Pelée ou de celle du Mont St Helens en 1980 peuvent être tout aussi dommageables pour les populations et les infrastructures se situant dans les zones proximales du volcan. Ceci est tout particulièrement important dans la mesure où pour la Guadeloupe, la population et la société se développent sur les flancs du volcan à moins de 10 km du sommet (Figure II.4). La possibilité d'étudier les trois éruptions volcaniennes de faibles à moyenne magnitude de la phase 4 de l'éruption en cours de Montserrat, a été une bonne opportunité pour améliorer notre compréhension des dynamismes éruptifs que l'on peut attendre à la Soufrière de Guadeloupe.



Figure II.4 : Vue du massif de La Grande Découverte – La Soufrière avec le volcan La Soufrière qui domine le sud de la Basse-Terre. Photographie prise depuis le port marchand de Basse-Terre en décembre 2009.

III. L'éruption de Soufrière Hills de Montserrat (1995 - actuel).

1. Introduction.

Montserrat est une île volcanique située à 70 km au nord de la Guadeloupe. Le volcan, Soufrière Hills, situé au sud de l'île, est entré en éruption en juillet 1995. Depuis 15 ans, la durée de cette éruption, la diversité des phénomènes éruptifs et les méthodes de surveillances et d'analyses misent en œuvre en font une des plus intéressante de ces deux dernières

décennies. Un contexte géodynamique identique et des dynamiques éruptives similaires à l'échelle des temps géologiques font de Soufrière Hills un très bon volcan analogue pour la Soufrière de Guadeloupe.

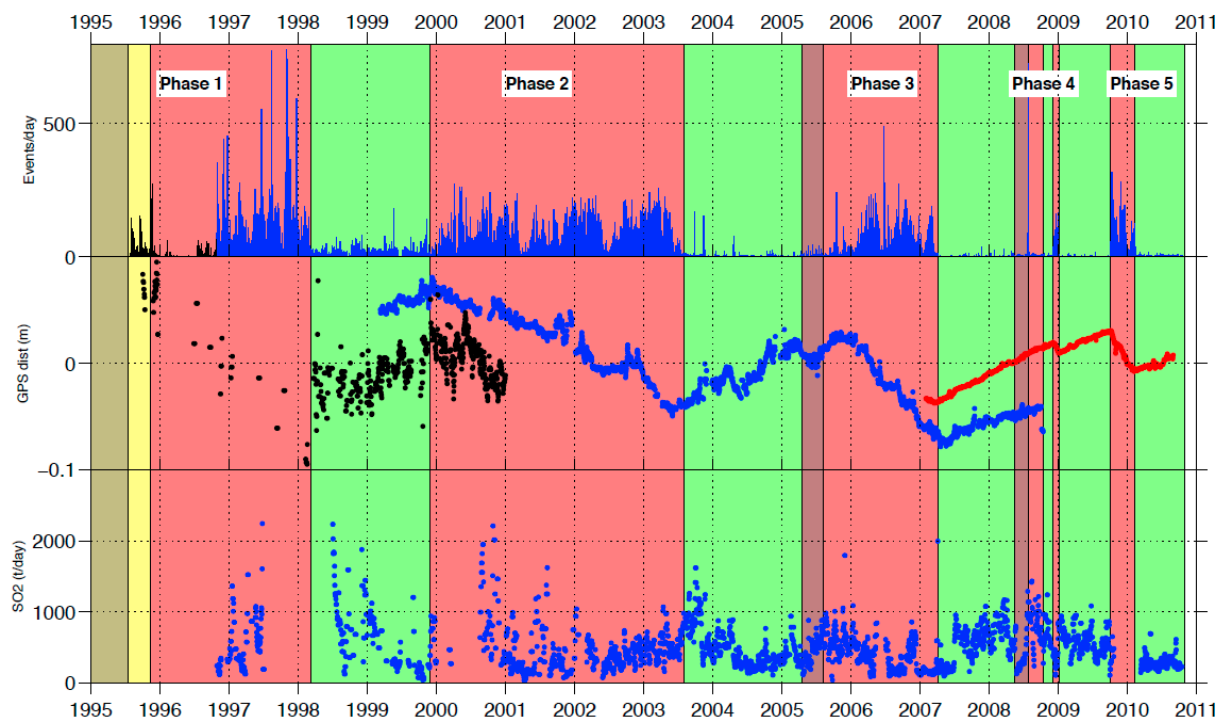


Figure II.5 : Compilation des données de surveillance sismique, GPS et flux de SO_2 entre le 1^{er} janvier 1995 et le 30 octobre 2010. Les phases extrusives et les pauses éruptives sont indiquées respectivement en rouge et vert. En haut : nombre d'événements sismiques détectés et identifiés. Au milieu : les données GPS lissées (Rouge: station de TRNT, Bleu: Station MVO1-SSOUF et Noir: Station Harr. En bas: débit massique journalier de SO_2 (MVO, 2010)

L'éruption, toujours en cours, a débuté le 18 juillet 1995 par une explosion phréatique (Robertson et al. 2000; Gardner et White 2002), faisant suite à trois années de sismicité croissante sous l'île. Entre la première observation d'un dôme dans l'English Crater, le 15 novembre 1995 (Sparks et Young, 2002) et la fin de la phase 4 de l'éruption le 3 janvier 2009, $\sim 1 \text{ km}^3$ de magma andésitique a été extrudé (Wadge et al., 2010). L'éruption se décrit, de façon générale, comme une succession de 5 épisodes de croissance et de destruction d'un dôme andésitique ; phase 1 : du 5 novembre 1995 au 10 mars 1998 ; phase 2 : du 27 novembre 1999 au 28 juillet 2003 ; phase 3 : du 1 août 2005 au 20 avril 2007; phase 4 : du 29 juillet 2008 au 3 janvier 2009 et phase 5 : du 4 octobre 2009 au 11 février 2010 (Kokelaar, 2002; Sparks and Young, 2002; Wadge et al., 2010, 2011; données du Montserrat Volcano Observatory). Ces périodes d'activités volcaniques sont entrecoupées par des périodes de pause éruptive, comme celle dans laquelle se situe actuellement le volcan, post-phase 5 et pré-phase 6 (si phase 6 il y a). Ces périodes de pause éruptive ne sont pas des périodes de pauses magmatiques, puisque

les signaux géophysiques (sismiques et géodésiques) et géochimiques (flux de SO₂) montrent qu'il y a toujours de l'activité en profondeur (Figure II.5), probablement due à l'interaction continue dans la chambre magmatique entre un magma andésitique et une arrivée de magma moins différencié d'origine plus profonde (Wadge et al., 2010).

2. Résumé de la chronologie éruptive.

La première phase entre novembre 1995 et mars 1998 (Figure II.5) à l'origine du dôme de Soufrière Hills se caractérise par des phases de croissance de dôme et de nombreuses phases d'effondrements générant d'importantes coulées de blocs et de cendres atteignant parfois la mer (Young et al. 1998 ; Watts et al. 2002). L'activité explosive associée à cette période de croissance de dôme est importante. La plus importante explosion magmatique a eu lieu le 17 septembre 1996, de style subplinien, elle précède un effondrement majeur du dôme. Deux séries d'explosions magmatiques mineures de type vulcanien sont décrites en août 1997 et 88 explosions mineures vulcaniennes entre septembre et octobre 1997 (Druitt et al., 2002), chacune suivies par des phases d'effondrements du dôme. La phase magmatique la plus importante de l'éruption : le « Boxing Day », a eu lieu le 26 décembre 1997. Une déstabilisation d'une partie du flanc sud du volcan ($46 \times 10^6 \text{ m}^3$) (Voight et al., 2002) est à l'origine d'une explosion très énergétique à la base du dôme engendrant un écoulement pyroclastique dilué, turbulent et latéralement dirigé (Sparks et al., 2002 ; Wadge et al., 2010) conduisant à la destruction du dôme et à la mise en place de coulées pyroclastiques volumineuses ($35 - 45 \times 10^6 \text{ m}^3$) (Sparks et al., 2002 ; Richie et al., 2002). Un nouveau lobe du dôme se forme jusqu'en mars 1998. Cette première phase d'activité aura duré 846 jours et durant laquelle aura été émis un volume de magma DRE (Dense Rock Equivalent = volume corrigé de la présence de vésicules) estimé à $331 \times 10^6 \text{ m}^3$ donnant un taux éruptif moyen de 4.5 m.s^{-1} (Wadge et al., 2010).

La seconde phase d'activité, de novembre 1999 à juillet 2003 (Figure II.5) est interrompue à deux reprises par de très courtes périodes de pause de mars à mai 2001 et de juin à juillet 2002. Cette phase d'activité est caractérisée par trois effondrements importants du dôme ($> 20 \times 10^6 \text{ m}^3$) qui se sont produits les 20 mars 2000, 29 juillet 2001 et 12-13 juillet 2003 (Herd et al., 2005). Ce dernier correspond à la plus importante déstabilisation du dôme observée au cours de cette éruption avec un volume d'environ $210 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Edmonds et al., 2006; Herd et al., 2005). Cette deuxième phase d'activité aura duré 1339 jours durant laquelle un volume DRE de magma de $336 \times 10^6 \text{ m}^3$ a été émis donnant un taux éruptif moyen de 2.9 m.s^{-1} (Wadge et al., 2010).

La troisième phase d'activité de l'éruption, d'août 2005 à avril 2007 (Figure II.5), est une période de croissance rapide du dôme avec un taux d'extrusion moyen supérieur à $5.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Cette phase, qui a duré 627 jours et permis l'extrusion de $282 \times 10^6 \text{ m}^3$ de magma DRE, n'aura connu qu'un seul effondrement majeur du dôme le 20 mai 2006.

La quatrième phase d'extrusion de lave, du 29 juillet 2008 au 3 janvier 2009 (Figure II.5) est beaucoup moins importante que les autres en durée (158 jours) comme en volume DRE émis ($39 \times 10^6 \text{ m}^3$) mais avec un taux éruptif moyen similaire à la deuxième phase ($2.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) (Wadge et al., 2010). Ce sont les explosions vulcaniennes de cette phase d'activité que nous avons étudié en détail (Komorowski et al., 2010).

La dernière phase d'activité (au moment où je rédige ce chapitre) de Soufrière Hills, est la phase 5. Cette phase qui a débuté le 10 octobre 2010 et s'est terminée le 11 février 2010 (Figure II.5), c'est la plus courte dans le temps (130 jours) mais la plus intense de toute l'éruption avec un volume DRE estimé à $70 \times 10^6 \text{ m}^3$ et un taux d'extrusion supérieure à $6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

3. La phase 4 de l'éruption de Montserrat.

Le 26 juillet 2008 commence le plus intense des essais sismiques enregistrés depuis le début de l'éruption en 1995 avec 1 588 séismes enregistrés. L'essai a atteint un paroxysme le 27 juillet 2008 avec l'émission de cendres jusqu'à une hauteur de 2 km. (Stewart et al., 2008; MVO).

L'activité sismique a fortement diminué le 28 juillet 2008 avec un retour à des niveaux pré-essai avant d'augmenter rapidement et aboutir, au cours des quelques minutes, à 03 h 32 UTC, le 29 juillet 2008, à une importante explosion vulcanienne (Stewart et al., 2008 ; Komorowski et al., 2010). L'explosion a généré une grande colonne de cendres qui a atteint une hauteur maximale de 12 200 m au dessus du niveau de la mer. L'imagerie satellitaire indique que les cendres ont été transportées dans des directions différentes en raison d'un profil de vent de directions et de vitesses complexe (données radiosonde Météo France via l'université du Wyoming).

Des scientifiques de l'Observatoire volcanologique de Montserrat rapportent que les premiers fragments de ponces sont retombés environ 4 minutes après le début de l'explosion et pendant environ 5 minutes, sur le site de l'observatoire à Salem (Stewart et al., 2008). Les observations sur le terrain le 29 juillet 2008 confirme la présence de retombées de fragments vésiculés et de fragments denses du dôme, largement dispersés vers le nord-ouest, y compris sur des zones habitées (Stewart et al., 2008). Comme fréquemment observés lors des

précédentes explosions vulcaniennes (e.g. Druitt et al., 2002 ; Formenti et al., 2003) un effondrement de la colonne éruptive a produit deux coulées pyroclastiques riches en ponces qui ont été canalisées dans les vallées sur les flancs ouest du volcan (Ripepe et al., 2009 ; Komorowski et al., 2010). Les coulées pyroclastiques riches en ponces et les coulées pyroclastiques diluées et turbulentes associés ont touché Plymouth et atteint la mer. L'analyse des signaux infrasons produites par l'explosion et les coulées pyroclastiques associées suggèrent une vitesse d'écoulement entre 35 et 75 m.s⁻¹ (Ripepe et al., 2009).

L'explosion a formé un cratère sur le flanc ouest du dôme, dans lequel on observe clairement le 8 août 2008, l'extrusion d'un nouveau lobe du dôme. La majeure partie de ce lobe a été détruit dans un effondrement du dôme faisant suite à d'importantes pluies, le 25 août 2008 (Stewart et al., 2008). La croissance du dôme se poursuit à un rythme très lent, inférieur à 0,3 m³.s⁻¹ (Wadge et al., 2010) jusqu'à ce que commence à la fin septembre, une petite période de pause.

Sans aucun signal précurseur évident, une explosion vulcanienne très puissante se déclenche le 3 décembre 2008 à 01h35 UTC, à l'origine d'une petite déstabilisation du dôme (Stewart et al., 2009). La source de l'explosion est un nouvel événement formé après le 29 juillet 2008 sur le flanc nord-ouest du dôme. Malgré le fait que de large blocs incandescents ont été dispersées au nord-ouest jusqu'à 1,7 km formant d'important cratères d'impact, les zones habitées n'ont pas été affectés par les retombées vulcaniennes (Stewart et al., 2009 ; Komorowski et al., 2010). Une coulée pyroclastique diluée et turbulente s'est propagé vers l'ouest et le sud-ouest (voir figure S2 dans Komorowski et al., 2010 ci-après) sur environ 7,7 km² dépassant considérablement la zone habituellement couverte par de tels écoulements pyroclastiques (Stewart et al., 2009 et Komorowski et al., 2010). A l'instar des événements du 25 juin 1997 et du 26 décembre 1997, l'interaction entre l'écoulement pyroclastique primaire et la topographie, a généré un petit écoulement dilué et turbulent secondaire plus mobile (Komorowski et al., 2010), empruntant une trajectoire différente et affectant des zones non touchées par le premier écoulement pyroclastique (voir figure S2 dans Komorowski et al., 2010).

Ensuite, une coulée pyroclastique d'effondrement de dôme se canalise dans la vallée de Gages, sur le flanc ouest du dôme et atteint rapidement la côte au niveau de Plymouth (Stewart et al., 2009). L'imagerie satellitaire indique que les cendres ont atteint une hauteur estimée de 12 200 m au dessus du niveau de la mer, avant de se disperser vers l'ouest et le sud-ouest, sans affecter les zones habitées (Washington VAAC, 2008 et NOAA, 2008). L'activité se poursuit avec trois autres explosions d'intensités différentes qui ont eu lieu les 3, 4 et 5 décembre et de nouvelles coulées pyroclastiques sur le flanc ouest du dôme le 10 décembre 2008. Une

nouvelle phase extrusive commence le 8 décembre (Stewart et al., 2009 ; Robertson et al. 2009) et est à l'origine de la croissance d'un nouveau lobe du dôme.

L'activité éruptive augmente de nouveau brutalement le 2 janvier 2009, lorsqu'une coulée pyroclastique se canalise dans les vallées de la Belham et de Tyer's Ghaut au nord-ouest de Soufrière Hills, jusqu'à culminer le 3 janvier 2009 avec une série de quatre explosions volcanienne de magnitude croissante à 06h35 UTC, 08h13 UTC, 08h46 UTC et 11h06 UTC (Stewart et al., 2009). Ces explosions sont à l'origine de la formation d'une colonne éruptive atteignant 10 600 m d'altitude avant de s'effondrer et de générer des coulées pyroclastiques atteignant Plymouth et la côte à l'embouchure de la White River pour l'explosion la plus importante, celle de 11h06 UTC (Komorowski et al., 2010). Cette explosion a généré des retombées de fragments de ponces et de dôme sur toute l'île avec notamment l'observation de lapilli accrétonnés de 3 à 4 mm de diamètre à l'Observatoire Volcanologique de Montserrat à Salem (Stewart et al., 2009). Une chute spectaculaire et remarquable de l'activité sismique a été enregistrée à la suite de la deuxième explosion dans la matinée du 3 janvier 2009 suggérant l'arrêt de la phase d'extrusion de lave et de la phase 5 (Stewart et al., 2009 ; Komorowski et al., 2010).

4. Les explosions volcaniennes de 2008 et 2009 de Soufrière Hills.

L'étude de l'éruption en cours de Montserrat nous permet d'avoir accès à un certain nombre d'observations et de paramètres éruptifs (e.g., flux éruptif, volume de magma émis, période de repos entre les différentes phases éruptives, évolution de l'intensité éruptive au cours de l'éruption) qu'il est extrêmement difficile d'extraire des dépôts des éruptions passées de la Soufrière de Guadeloupe. La durée de l'éruption très longue (15 ans cette année), la complexité des scénarios éruptifs avec une succession dans le temps de phases explosives et de phases effusives, l'érosion partielle ou même complète de certains dépôts éruptifs sur des périodes de temps extrêmement courtes, sont autant d'informations très importantes tant au niveau scientifique qu'au niveau de la surveillance volcanologique et de la gestion de crise.

J'ai eu la chance, dans le cadre de la collaboration pour la gestion de l'observatoire volcanologique de Montserrat (MVO), entre le Seismic Research Centre de Trinidad et Tobago (SRC) et l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), de pouvoir être volontaire à l'Observatoire Volcanologique de Montserrat (MVO) pendant 5 semaines de fin octobre 2008 à fin novembre 2008.

Cette occasion m'a permis d'étudier avec Jean-Christophe Komorowski et en collaboration avec le MVO, l'éruption volcanienne du 29 juillet 2008. L'absence d'activité

sismo-volcanique nous a permis d'étudier cette éruption sur le terrain aussi finement qu'on le pouvait. Des études sur les tailles maximales des fragments denses et vésiculés ont été réalisées sur plus de 106 sites différents. La cartographie des écoulements pyroclastiques du 29 juillet et du 5 août a été réalisée grâce à des images satellites Terra SAR-X (Wadge et al., 2010) sur une interface SIG et validée sur le terrain. Jean-Christophe Komorowski a pu réaliser, entre avril et mai 2009, en collaboration avec le MVO, des études de terrain et l'acquisition des données, sur les explosions vulcaniennes du 3 décembre 2008 et du 3 janvier 2009.

Nos études granulométriques et lithologiques ainsi que les analyses de densité et de pycnométrie pour les dépôts de retombées de ponces, de coulées pyroclastiques riches en ponces et de coulées pyroclastiques de blocs et de cendres associées à des déstabilisations des dômes, ont été réalisées au laboratoire de Géologie des systèmes volcaniques (IPGP). Les observations micro-texturales des produits ont été obtenues grâce au microscope électronique à balayage ZEISS Supra 55 du Laboratoire Magie de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC).

Les travaux réalisés sur les 3 explosions vulcaniennes du 29 juillet 2008, du 3 décembre 2008 et du 3 janvier 2009 sont décrits dans l'article suivant : Komorowski, J.-C., Y. Legendre, T. Christopher, M. Bernstein, R. Stewart, E. Joseph, N. Fournier, L. Chardot, A. Finizola, G. Wadge, R. Syers, C. Williams, and V. Bass (2010), Insights into processes and deposits of hazardous vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano during 2008 and 2009 (Montserrat, West Indies), *Geophys. Res. Lett.*, 37, L00E19, doi:10.1029/2010GL042558.



Insights into processes and deposits of hazardous vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano during 2008 and 2009 (Montserrat, West Indies)

J.-C. Komorowski,^{1,2} Y. Legendre,^{1,2} T. Christopher,² M. Bernstein,³ R. Stewart,^{2,4} E. Joseph,^{2,4} N. Fournier,^{2,4,5} L. Chardot,^{2,6} A. Finizola,^{1,2,7} G. Wadge,⁸ R. Syers,² C. Williams,² and V. Bass²

Received 19 January 2010; revised 9 March 2010; accepted 15 March 2010; published 5 June 2010.

[1] During the Soufrière Hills eruption, vulcanian explosions have generally occurred 1) in episodic cycles; 2) isolated during pauses in extrusion, and 3) after major collapses of the dome. In a different eruptive context, significant vulcanian explosions occurred on 29 July 2008, 3 December 2008, and 3 January 2009. Deposits are pumiceous except for the 3 December event. We reconstructed the dispersal pattern of the deposits and their textural characteristics to evaluate erupted volume and vesicularity of the magma at fragmentation. We discuss the implications of these explosions in terms of eruptive processes and chronology, and the hazards posed by their sudden and often unheralded occurrence. We suggest that overpressurization of the conduit can develop over time-scales of months to weeks by a process of self-sealing of conduit walls and/or the cooling dome by silica polymorphs. This work provides new insights for understanding the generation of hazardous vulcanian explosions at andesitic volcanoes.

Citation: Komorowski, J.-C., et al. (2010), Insights into processes and deposits of hazardous vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano during 2008 and 2009 (Montserrat, West Indies), *Geophys. Res. Lett.*, 37, L00E19, doi:10.1029/2010GL042558.

1. Introduction

[2] Since its beginning in July 1995, the eruption of Soufrière Hills Volcano (SHV) has produced nearly 1 km³ of andesitic magma in fourteen years, during five phases of extrusive growth separated by non-extrusive pauses of varying duration [Wadge *et al.*, 2010; Montserrat Volcano Observatory, Weekly activity reports and open file report archive, 1995–2010, <http://www.mvo.ms>]. The eruptive activity has been dominated by countless rockfalls and

block-and-ash flows from gravitational instability of the growing dome. This pattern has been interrupted on numerous occasions by short-lived vulcanian explosions of varying magnitude. A synthesis of the chronology of Phase 4 (29 July 2008–3 January 2009) of the eruption can be found in Text S1 of the auxiliary material.⁹ All dates are based on UTC time (Eastern Caribbean Standard time + 4 hours).

[3] Vulcanian explosions at SHV have occurred in three main eruptive contexts: 1) two episodes of cyclic explosions in 1997 with 13 events between 4 and 12 August, and 75 events between 22 September and 21 October [Druitt *et al.*, 2002; Bonadonna *et al.*, 2002]; 2) isolated throughout a period of little or no extrusion such as between March 1998 and November 1999 [Norton *et al.*, 2002]; and 3) simultaneously or shortly after most major collapses of the lava dome such as on 20 March 2000, 13–15 July 2003, 20 May 2006, and 8 January 2007, and 11 February 2010 [Herd *et al.*, 2005; Edmonds *et al.*, 2006; Loughlin *et al.*, 2007; Montserrat Volcano Observatory, Weekly activity reports and open file report archive, 1995–2010, <http://www.mvo.ms>]. Vulcanian explosions have ejected ballistic blocks up to a distance of about 3 kilometers, produced fallout of dense to vesicular tephra up to 10 km from source from non-sustained short-lived eruption columns that reached up to 15 km in height before producing fountain-collapse pyroclastic flows and surges.

[4] In a different eruptive context, two types of vulcanian explosions occurred during Phase 4 of the eruption. On 29 July 2008 and 3 January 2009 they produced pumiceous fallout and flow deposits. However, on 3 December 2008 an explosion produced non-pumiceous surge and block-and-ash flow deposits. Here we provide a description of the field and textural characteristics of their ephemeral deposits. We discuss the implications of these two types of explosions in terms of eruptive processes, the chronology of the eruption, and the hazards posed by their occurrence with little or no obvious precursory activity.

2. Eruption Products

2.1. The 29 July 2008 Pumice Fallout

[5] An explosion on 29 July 2008 scattered coarse vesicular pumice lapilli and coarse dense accidental lapilli on the ground without forming a continuous deposit (Figure S1). They were dispersed NW of the volcano throughout a partly

¹Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, CNRS, Paris, France.

²Montserrat Volcano Observatory, Flemmings, Montserrat.

³Center for Geohazards, University at Buffalo, SUNY, New York, New York, USA.

⁴Seismic Research Centre, University of the West Indies, Saint Augustine, Trinidad and Tobago.

⁵Wairakei Research Centre, GNS Science, Taupo, New Zealand.

⁶Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Strasbourg, France.

⁷Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de la Réunion, IGP, Saint-Denis, Réunion.

⁸Environmental Systems Science Centre, NCEO, University of Reading, Reading, UK.

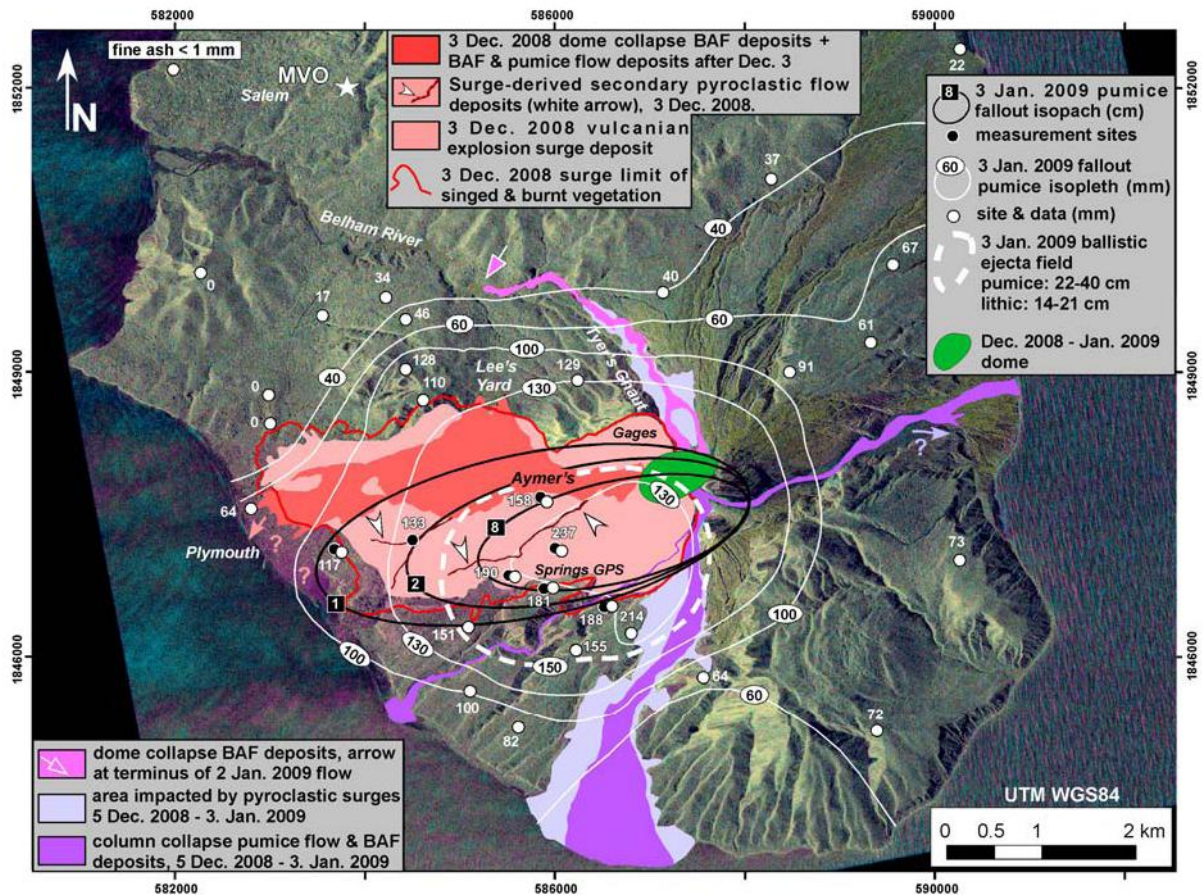


Figure 2. Map of deposits produced during the 3 December 2008 to 3 January 2009 eruptive phase including vulcanian explosions on 3 December and 3 January (see map insert for legend, BAF: block-and-ash-flow). TerraSAR-X background difference image for the period 11 December 2008–2 January 2009, courtesy DLR, Germany.

pyroclastic surge. Large blocks of pumice and dense dome-rock (20 to 40 cm in diameter) were ballistically ejected up to a maximum distance of 2.8 km to the S and SW during the vulcanian explosions on 3 January 2009 (Figure 2).

2.3. Pumice Pyroclastic Flows

[8] The extent of pumiceous flows and block-and-ash flows from eruptive activity from 29 July 2008 through 3 January 2009 is shown on Figures 1 and 2. Pyroclastic flow deposits from fountain collapse form a network of anastomosing narrow and sinuous pumice-rich lobes. They have highly digitated flow fronts and well-developed, fines-poor, clast-supported levees with larger pumice clasts ≤ 1 m in diameter. Individual flow deposits from 29 July 2008 are 1 to 1.5 m thick in the central part. The deposits are composed largely of subrounded to rounded pumice clasts (≤ 20 cm in diameter; 70 wt% pumice in 8–16 mm size fraction) set in a matrix of coarse to fine pinkish tan ash. These deposits are analogous to deposits from the 1997 vulcanian explosions that were described in detail by *Cole et al.* [2002] and *Druitt et al.* [2002]. At Lee's Yard and in Plymouth, the 29 July 2008 (Figure 1) pumice-flow deposits are underlain by a well-developed, wavy-bedded, well-sorted and fines-rich, sandy, 1–3 cm thick co-erupted pyroclastic surge unit.

2.4. The 3 December 2008 Explosion and Dome Collapse Products

[9] Unfortunately deposits from the 3 December vulcanian explosion and partial dome collapse could not be sampled in the field due to safety issues. Subsequent fieldwork (Figures 2 and S2) revealed that most of these deposits had been eroded. All observations by the MVO [*Stewart et al.*, 2009] indicate that they lacked pumiceous material but consist of dense clasts from the former dome that had remained hot and pressurized (Figure S5). This is consistent with the fact that borehole strainmeters data for this explosion cannot be modelled satisfactorily with a 2 km long pressurized conduit filled with non-degassed magma as for the 29 July and 3 January explosions (L. Chardot et al., Explosion dynamics from strainmeter observations, Soufrière Hills Volcano, Montserrat, W.I.: 2008–2009, manuscript in preparation, 2010). We estimate a DRE volume of 1.36 Mm^3 with a volume of 1.17 Mm^3 for pyroclastic flow and 0.15 to 0.19 Mm^3 for pyroclastic surge deposits.

2.5. Lithology of Pumiceous Vulcanian Products

[10] The fallout consists of variably vesicular whitish to grey juvenile pumice (65 wt. %), rich in large crystals of plagioclase and hornblende (up to 1–2 mm) (Figures S1 and S4). The conspicuous platy tabular shape of many vulcanian

pumice clasts indicates an origin from brittle fragmentation of an already over-pressured vesicular magmatic foam [Druitt *et al.*, 2002; Edmonds *et al.*, 2006]. The fallout deposit also contains numerous angular accidental clasts (34 wt. %) of vitric dome rock and a few hydrothermally altered accidental clasts. Pumice clast vesicularity measured on the dominant 16–32 mm size fraction differs for the 2008 and 2009 events (see Figure S3). Scattered pumice clasts from the 29 July 2008 explosion have a mean density of $960 \pm 210 \text{ kg.m}^{-3}$ and a mean vesicularity of $63 \pm 8\%$ (powder DRE density of 2640–2680 kg.m^{-3}). In contrast, pumice clasts from the 3 January 2009 continuous fallout deposit sampled at two sites have a mean density of 1080 ± 210 and $1180 \pm 240 \text{ kg.m}^{-3}$ (mean vesicularity of $59 \pm 7\%$ and $56 \pm 9\%$ respectively). Pumice clasts from the 3 January 2009 explosion fallout are thus less vesicular and show a clear bimodal distribution (dominant mode 1 at 950 kg.m^{-3} and a subordinate mode 2 at 1350 kg.m^{-3}) compared to pumice clasts from the 29 July 2008 explosion fallout. Vulcanian pumiceous deposits in 2008 and 2009 contain conspicuous mafic enclaves that can be readily recognized in the field at all scales (for 301 clasts 32–64 mm in size randomly collected at three different sites for the 29 July pumice, 12.3% were an enclave or contained a large mafic enclave).

3. Discussion and Conclusions

[11] The activity that developed at SHV between 29 July 2008 and 3 January 2009 (Phase 4, see Text S1) differs from other eruptive phases of the ongoing eruption inasmuch as it began and ended with vulcanian pumice-bearing explosions with no immediate precursory activity. Extrusive activity occurred in two short bursts (phase 4A from 29 July to 1 October 2008, and phase 4B from 3 December 2008 to 3 January 2009). Moreover, on 3 December 2008 a non-pumiceous vulcanian explosion marked the onset of phase 4B. Understanding the causes of pressurization of the magmatic conduit and/or the dome, as well as the trigger for vulcanian explosions is essential for improving explosion forecasting and risk assessment.

[12] The powerful vulcanian explosions on 29 July 2008 and 3 January 2009 evacuated the conduit filled with a partly to non-degassed pressurized magma column and produced relatively high eruption columns (10–12 km) as well as moderately to well-vesiculated pumice fallout. Modelled drawdown depths of 0.34 to 3.3 km [Voight *et al.*, 2009; Chardot *et al.*, manuscript in preparation, 2010] are comparable to previous vulcanian explosions in 1997 [Druitt *et al.*, 2002; Clarke *et al.*, 2002].

[13] Although the 29 July 2008 and 3 January 2009 explosions bear similarities, marked differences between the two events are likely linked to the eruptive context in which bubbly magma ascended in the conduit prior to the explosion. Both explosions produced similar DRE volumes of magma of about 1.36×10^6 (29 July) and about $1.16 \times 10^6 \text{ m}^3$ (3 January). These volumes are almost one order of magnitude greater than the average total DRE volume ($3 \times 10^5 \text{ m}^3$) of magma discharged during each vulcanian explosion in 1997 [Druitt *et al.*, 2002]. The eruption column was higher on 29 July 2008 (12.2 km) and all the volume was erupted in one powerful explosion in contrast to at least two tephra-producing explosions on 3 January 2009 (10.6 km column).

Pumice from 29 July 2008 is noticeably more vesicular than pumice from 3 January 2009. This suggests that volatile gradients in the magma were more pronounced for the January event. Moreover, it suggests that January 2009 magma had lost more volatiles during its ascent or contained initially less volatiles than July 2008 magma. The mass eruption rate was likely higher for the July event than for the January explosions. Mass in the July 2008 explosion was dominantly partitioned into the collapsing rather than buoyant convective part of the column. Very different wind regimes (Figure S4) strongly controlled the dispersal pattern of pumiceous tephra during the 29 July and 3 January eruptions and the impacted zones on island.

[14] The 29 July 2008 explosion occurred after a 13-month pause in extrusive activity and was preceded by several small explosions and ash venting events [Stewart *et al.*, 2008]. Scanning electron microscope (SEM) analysis shows that fine-grained ash on 5 and 13 May 2008 contained 5–10% of white unaltered highly microvesicular pumice grains rich in green hornblende crystals (Figure S5a). These pristine fragments represent juvenile magmatic precursors of the 29 July vulcanian pumice and indicate that gas-rich magma was present at that time in the deeper conduit below the large dome.

[15] Tephra erupted in May 2008 also contained 10–20% hydrothermally altered fragments displaying conduit margin microtextures and abundant hydrothermal and vapor-phase silica with vein-filling pyrite [Komorowski *et al.*, 2008; Stewart *et al.*, 2008]. Hence the permeability of the conduit-country rock interface and the dome was reduced by silicification [Komorowski *et al.*, 1997]. The resulting partial seal prevented significant pre-eruption degassing of the bubbly magma erupted on 29 July (Figure S5).

[16] The long-term mean SO_2 emission rate (LTM) for the entire eruption (1995–2009) is 570 tons per day [Christopher *et al.*, 2010]. This represents the continuous exsolution of sulfur-rich gases from mafic magma at depth and their migration to the shallow andesitic volcanic system [Edmonds *et al.*, 2003a; Christopher *et al.*, 2010]. By advecting heat to the andesitic magma, increasing its bulk volatile concentration, and affecting its buoyancy, continued injection of mafic magma at depth drives the eruption of andesite magma at the surface [Christopher *et al.*, 2010]. In a marked departure from established long-term trends, the SO_2 emission rate remained well below the LTM with a mean of 302 ± 102 tons/day between 30 May and 15 July (see Figure S6) [Stewart *et al.*, 2008; Robertson *et al.*, 2009]. During the same period, GPS data seemed to suggest continued inflation of the shallow-depth andesite magma chamber consistent with mafic injection at depth [Elsworth *et al.*, 2008; Stewart *et al.*, 2008]. Thus, the significant deficit in SO_2 emissions (about 50%) following 47 days of below LTM emissions implies that a significant amount of SO_2 was stored in the volcanic conduit at shallow depth as a result of the reduction of conduit permeabilities by hydrothermal and vapor-phase self-silicification [Komorowski *et al.*, 1997; Edmonds *et al.*, 2003b].

[17] Ascent of a volatile-rich andesite magma initially in a closed-conduit system below the large crystallizing and degassed andesite dome that acted as an effective plug, generated significant overpressure at shallow depth in the conduit (Figure S6). Indeed, 29 July pumice is highly vesicular with extremely thin bubblewalls (0.3 micrometers)

(Figure S5). However in contrast to 1997 vulcanian pumice [Rutherford and Devine, 2003], the prominent ca. 100 micrometer-thick breakdown rims on the hornblende phenocrysts, the abundant tabular plagioclase microlites, and occasional vapor-phase cristobalite of 29 July pumice [Komorowski et al., 2008] suggest that the magma experienced closed-system partial degassing as it stagnated in the conduit below the plug. This is consistent with rock-fracturing seismicity (VT) increasing in April, May, and particularly between 21–26 July [Stewart et al., 2008]. As new pathways were opened in the pressurized conduit walls and in parts of the dome (evidenced by recurrent ash venting episodes from 13 May to 26 July) trapped volatiles were partly released starting on 15 July but insufficiently to offset the large deficit in SO₂ emissions.

[18] The remarkably intense hybrid and long-period seismic swarm on 26–27 July [Stewart et al., 2008] (see Text S1) suggests that significant overpressures still existed in the partially sealed upper conduit and plug. This culminated in the 29 July vulcanian explosion which evacuated the foamy magma through a vent on the western side of the dome. It produced a 12-km high ash and pumice-bearing column and a large release of SO₂ gas (≥2000–3000 tons) detected by the OMI spaceborne sensor [Stewart et al., 2008]. Viscous and slow extrusive growth developed shortly in early August 2008. Most of the stiffened magma did not erupt at that time but stagnated, cooling and degassing at shallow depth to form an effective plug. Persistent incandescence through October and November 2008 from fractures on the dome indicated the presence of hot rock at shallow depth [Stewart et al., 2008].

[19] The eruptive context was different prior to the explosive events of the period from 3 December 2008 to 3 January 2009. Continued inflation of the magma chamber in the preceding months [Robertson et al., 2009] indicates that magma was likely ascending towards the surface below the large dome plug. Degassing of SO₂ increased after 29 July 2008 and remained elevated (mean of 900 tons/day) until mid November (Figure S6). This promoted continued rheological stiffening of the magma and ultimately its overpressurization, initially from degassing-induced crystallization [Sparks, 1997] and ultimately from partial sealing of pore space with silica polymorphs (Figure S5). A powerful vulcanian explosion ensued on 3 December 2008 that exposed deeper regions of the dome near the Gages vent and generated a widespread pyroclastic surge (Figures 2 and S2) followed by partial dome collapse.

[20] A period of very fast extrusion of partly degassed andesite resumed on 5 December 2008 at a rate that varied but often reached up to 15 m³.s⁻¹ [Wadge et al., 2010]. This favored the rapid ascent of deeper-seated bubbly magma and curtailed volatile loss. The activity escalated on 3 January 2009 with a series of 4 increasingly more intense vulcanian explosions. They evacuated the remainder of the magma column down to depths of up to 3 km [Voight et al., 2009]. Within a few hours of this event, extrusion ceased abruptly marking the start of a pause that lasted until extrusion resumed on 9 October 2009 (Montserrat Volcano Observatory, Weekly activity reports and open file report archive, 1995–2010, <http://www.mvo.ms>).

[21] It is important to improve our understanding of the processes and timescales that control the pressurization of volcanic conduits and andesitic lava domes as they often

lead to unheralded vulcanian explosions and dome instability. The textural analysis of early erupted tephra and of ephemeral vulcanian products provides a unique window to better characterize the hidden state and processes that affect the upper conduit and/or the conduit-host rock interface. These processes are the source of important geophysical and geochemical signals that bear complex yet still poorly understood relationships to subsequent potentially hazardous eruptive behavior.

[22] **Acknowledgments.** This work was supported by the Government of Montserrat, the Seismic Research Center and the Institut de Physique du Globe de Paris. We thank MVO staff and volunteers for their assistance. G. Scott (Caribbean Helicopters) and the Lynx flight crew (HMS Waveruler) provided skillful access to the sampling sites. We thank J-B de Chaballier (OVSG-IPGP) for airborne photographs (TropicAir). B. Tonge (Montserrat Utilities) provided rainfall data. Guadeloupe radiosonde wind data were obtained from the University of Wyoming at <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. We are grateful to DLR (Germany) for TerraSar-X satellite imagery. We thank two anonymous reviewers for critical comments which improved the manuscript. IPGP contribution 2625.

References

- Bonadonna, C., et al. (2002), Tephra fallout in the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, in *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat From 1995 to 1999*, edited by T. H. Druitt and R. Kokelaar, *Geol. Soc. London Mem.*, 21, 483–516.
- Christopher, T., M. Edmonds, M. C. S. Humphreys, and R. A. Herd (2010), Volcanic gas emissions from Soufrière Hills Volcano, Montserrat 1995–2009, with implications for mafic magma supply and degassing, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L00E04, doi:10.1029/2009GL041325.
- Clarke, A. C., B. Voight, A. Neri, and G. Macedonio (2002), Transient dynamics of vulcanian explosions and column collapse, *Nature*, 415, 897–901, doi:10.1038/415897a.
- Cole, P. D., et al. (2002), Deposits from dome-collapse and fountain-collapse pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, in *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat From 1995 to 1999*, edited by T. H. Druitt and R. Kokelaar, *Geol. Soc. London Mem.*, 21, 483–516.
- Druitt, T. H., et al. (2002), Episodes of cyclic Vulcanian explosive activity with fountain collapse at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, in *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat From 1995 to 1999*, edited by T. H. Druitt and R. Kokelaar, *Geol. Soc. London Mem.*, 21, 281–306.
- Edmonds, M., R. A. Herd, B. Galle, and C. Oppenheimer (2003a), Automated, high time-resolution measurements of SO₂ flux at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies, *Bull. Volcanol.*, 65, 578–586, doi:10.1007/s00445-003-0286-x.
- Edmonds, M., C. Oppenheimer, D. M. Pyle, R. A. Herd, and G. Thompson (2003b), SO₂ emissions from Soufrière Hills Volcano and their relationship to conduit permeability, hydrothermal interaction and degassing regime, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 124, 23–43, doi:10.1016/S0377-0273(03)00041-6.
- Edmonds, M., R. A. Herd, and M. H. Strutt (2006), Tephra deposits associated with a large lava dome collapse, Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 12–15 July 2003, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 153, 313–330, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.12.008.
- Elsworth, D., G. Mattioli, J. Taron, B. Voight, and R. Herd (2008), Implications of magma transfer between multiple reservoirs on erupting cycling, *Science*, 322, 246–248, doi:10.1126/science.1161297.
- Herd, R. A., M. Edmonds, and V. A. Bass (2005), Catastrophic lava dome failure at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 12–13 July 2003, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 148, 234–252, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.05.003.
- Komorowski, J.-C., R. P. Hoblitt, and M. F. Sheridan (1997), Silicification and brecciation microtextures of the Mt. St. Helens 1980 cryptodome-country rock interface: Implications for hydrothermal fluid processes, precursory seismicity, and eruptive style, paper presented at the IAVCEI General Assembly, Int. Assoc. of Volcanol. and Chem. of the Earth's Inter., Puerto Vallarta, Mexico, 19–25 Jan.
- Komorowski, J.-C., et al. (2008), Appendix 4: Preliminary microtextural observations of tephra erupted on 13 May, 28 July and 25 August 2008, in *Report for the Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity, Prepared for SAC11: 20–22 October 2008*, edited by R. Stewart et al., *MVO Open File Rep. 08/02*, pp. 47–53, Montserrat Volcano Obs., Flemmings, Montserrat.

- Loughlin, S. C., T. Christopher, R. Luckett, L. Jones, and B. Baptie (2007), Large volume dome collapse at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 20 May 2006, *Geophys. Res. Abstr.*, *9*, 11,090.
- Norton, G. E., et al. (2002), Pyroclastic flow and explosive activity at Soufrière Hills Volcano, Montserrat during a period of virtually no magma extrusion (March 1998 to November 1999), in *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat From 1995 to 1999*, edited by T. H. Druitt and R. Kokelaar, *Geol. Soc. London Mem.*, *21*, 467–481.
- Ripepe, M., et al. (2009), Tracking pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, *Eos Trans. AGU*, *90*(27), doi:10.1029/2009EO270001.
- Ripepe, M., S. De Angelis, G. Lacanna, and B. Voight (2010), Observation of infrasonic and gravity waves at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L00E14, doi:10.1029/2010GL042557.
- Robertson, R., et al. (1998), The explosive eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies, 17 September 1996, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 3429–3432, doi:10.1029/98GL01442.
- Robertson, R., et al. (2009), Report for the Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity—Prepared for SAC13: 7–9 September 2009, *MVO Open File Rep. 09-03*, 57 pp., Montserrat Volcano Obs., Flemmings, Montserrat.
- Rutherford, M. J., and J. D. Devine (2003), Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufrière Hills magma, *J. Petrol.*, *44*, 1433–1454, doi:10.1093/petrology/44.8.1433.
- Sparks, R. S. J. (1997), Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *150*, 177–189, doi:10.1016/S0012-821X(97)00109-X.
- Stewart, R., et al. (2008), Report for the Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity—Prepared for SAC11: 20–22 October 2008, *MVO Open File Rep. 08/02*, 53 pp., Montserrat Volcano Obs., Flemmings, Montserrat.
- Stewart, R., et al. (2009), Report for the Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity—Prepared for SAC12: 9–11 March 2009, *MVO Open File Rep. 09-01*, 66 pp., Montserrat Volcano Obs., Flemmings, Montserrat.
- Voight, B., et al. (2009), Conduit evacuation dynamics for Vulcanian explosions, *Eos Trans. AGU*, *90*(52), Fall Meet. Suppl., Abstract V32B-08.
- Wadge, G., R. Herd, G. Ryan, E. S. Calder, and J.-C. Komorowski (2010), Lava production at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: 1995–2009, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L00E03, doi:10.1029/2009GL041466.
- V. Bass, T. Christopher, R. Syers, and C. Williams, Montserrat Volcano Observatory, Flemmings, Salem, Montserrat, West Indies.
- M. Bernstein, Center for Geohazards, University at Buffalo, SUNY, New York, NY 14260, USA.
- L. Chardot, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, 5, rue Rene Descartes, F-67084 Strasbourg CEDEX, France.
- A. Finizola, J.-C. Komorowski, and Y. Legendre, Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, CNRS, 4, place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France. (komorow@ipgp.fr)
- N. Fournier, Wairakei Research Centre, GNS Science, 114 Karetoto Rd., Taupo 3377, New Zealand.
- E. Joseph and R. Stewart, Seismic Research Centre, University of the West Indies, Saint Augustine, Trinidad and Tobago, West Indies.
- G. Wadge, Environmental Systems Science Centre, NCEO, University of Reading, Harry Pitt Building, 3 Earley Gate, Reading RG6 6AL, UK.



Figure S1 : Field observations of vulcanian pumice deposits in 2008–2009.

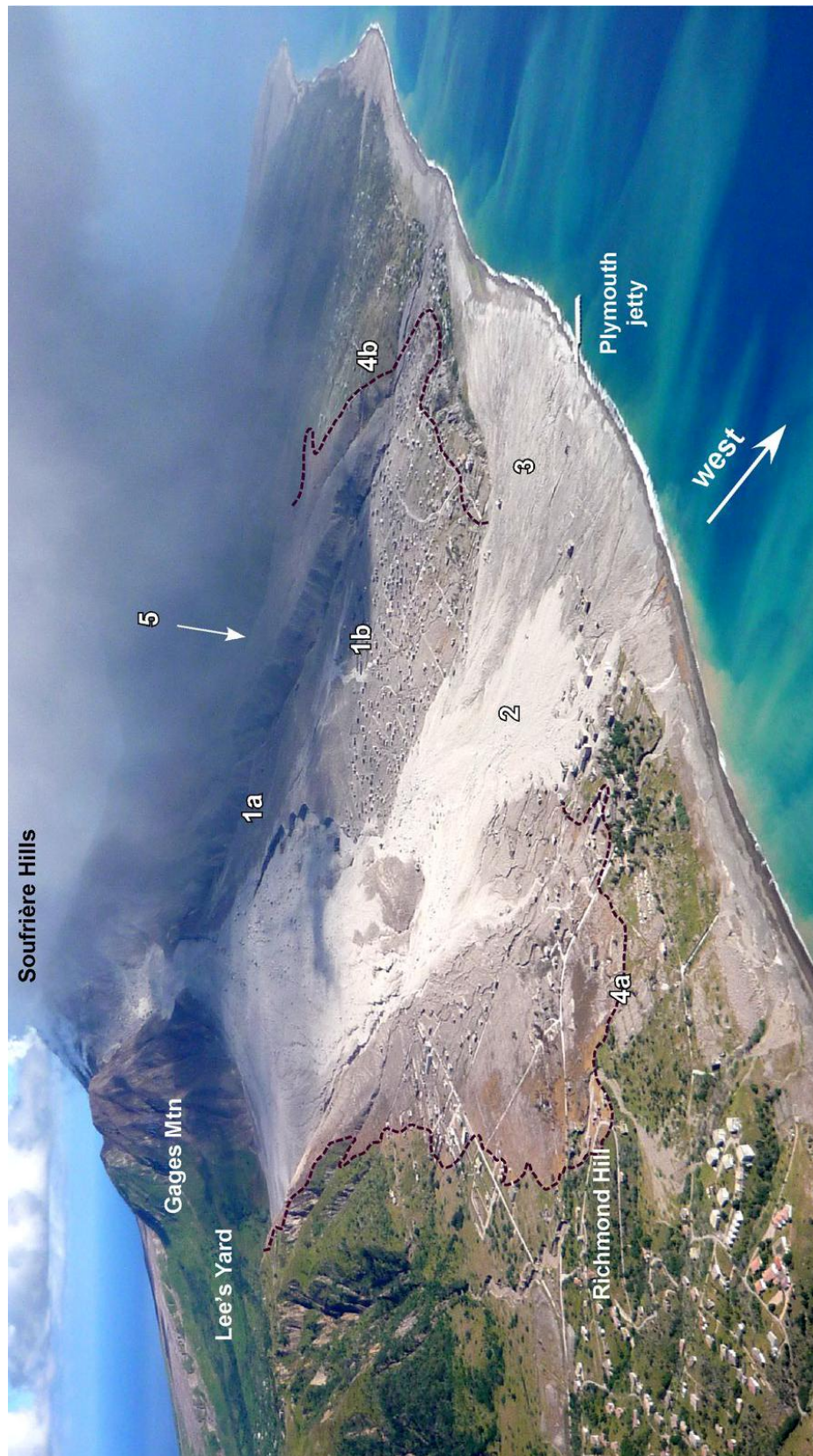


Figure S2 : Field observations of the eruptive deposits from 3 to 17 December 2008 activity period.

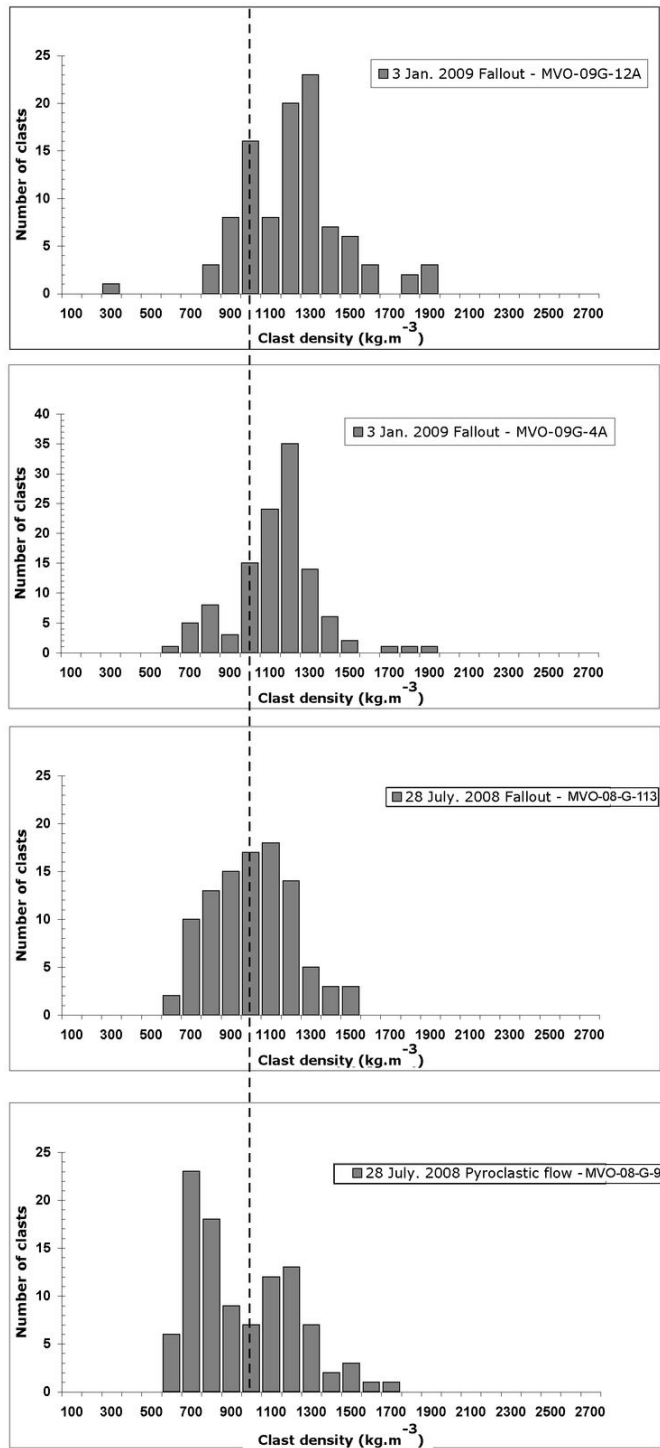


Figure S3 : Density of vulcanian pumice clasts from 28 July 2008 and 3 January 2009 explosions.

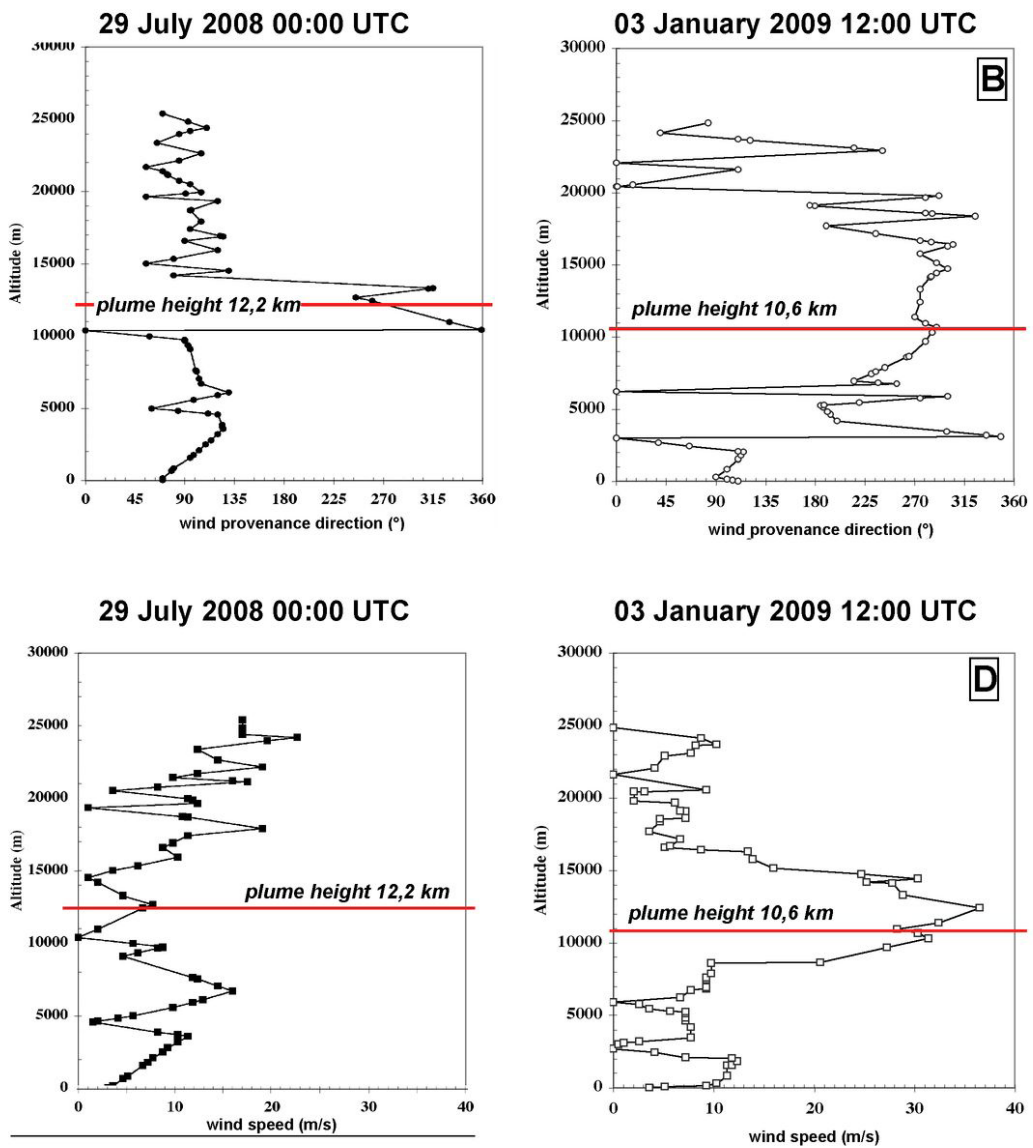


Figure S4 : Wind regime from atmospheric air soundings at station TFFR.

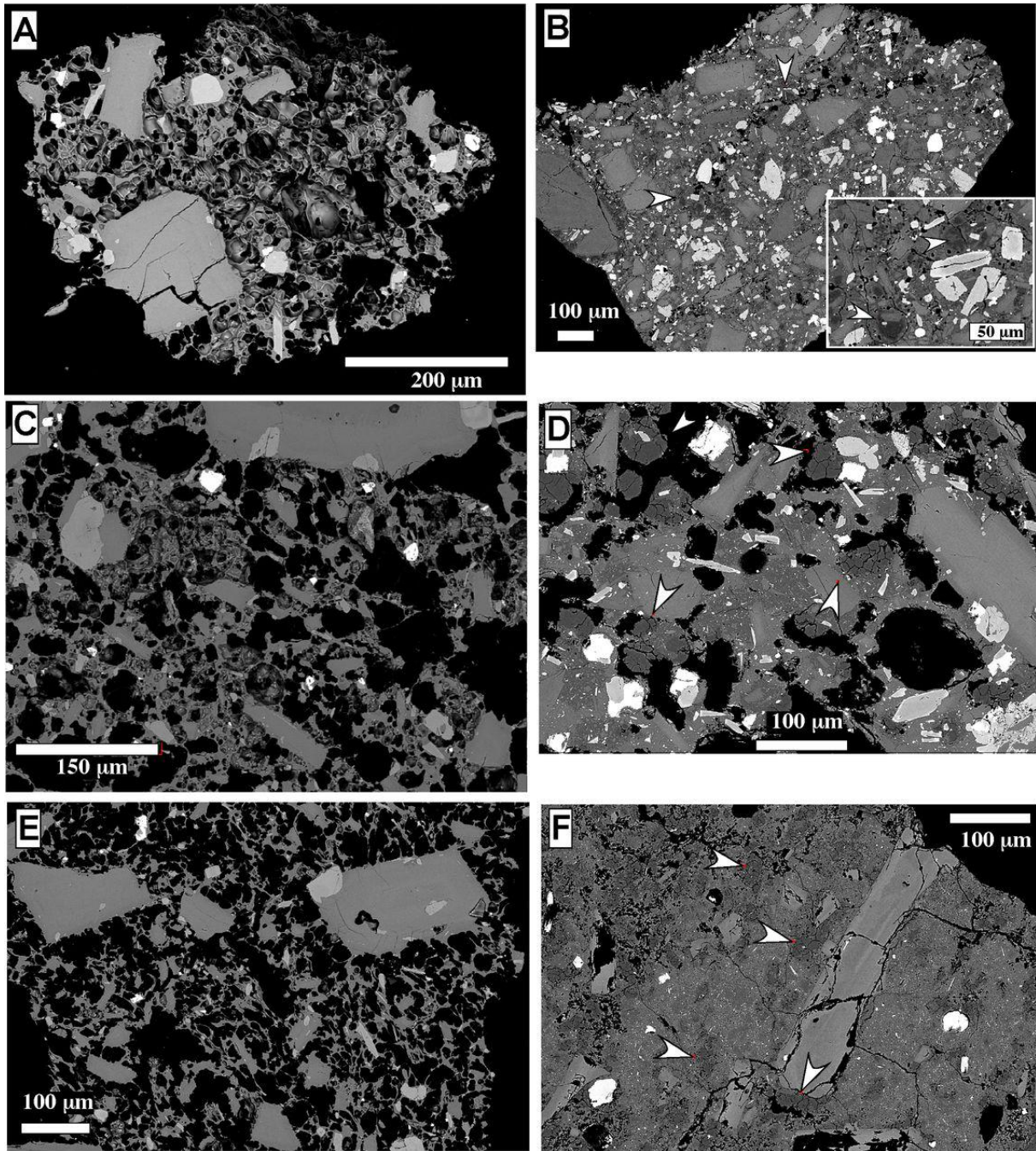


Figure S5 : Scanning electron microscope observations of tephra erupted in the period 13 May 2008 to 3 January 2009.

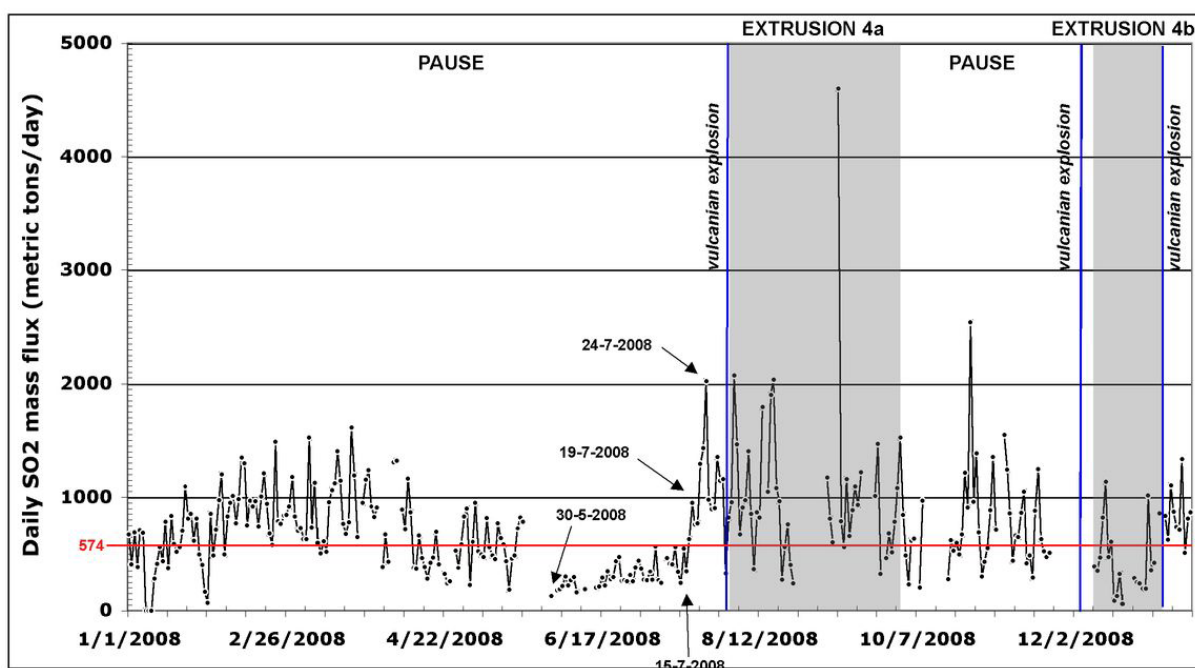


Figure S6 : Time series of daily SO₂ emissions from Soufrière Hills volcano for the period 1 January 2008 and 6 January 2009.

5. Conclusions.

L'activité éruptive de la phase 4, entre le 29 juillet 2008 et le 3 janvier 2009, diffère des autres phases éruptives de l'éruption en cours de Soufrière Hills. Elle a débuté et s'est terminée par des explosions vulcaniennes ponceuses sans signe précurseur apparent. C'est seulement à posteriori que grâce à l'analyse des textures des cendres échantillonnées au début de la crise, pendant la phase de « ash venting », du 5 et du 13 mai 2008, que l'on a pu mettre en évidence la présence en faible quantité de verre magmatique « frais » et micro-vésiculé que l'on interprète comme étant des indicateurs de la présence de magma non dégazé dans le conduit volcanique sous le dôme. Ceci pouvant laisser présager la possibilité d'une future éruption explosive (Komorowski et al., 2008).

Malgré le fait que les explosions du 29 juillet 2008, du 3 décembre 2008 et du 3 janvier 2009 soient du même style éruptif vulcanien, elles montrent des différences très marquées au niveau de l'aléa et du risque volcanique. L'éruption du 3 décembre 2008 n'a pas produit de

retombées de ponces (Stewart et al., 2009), les seuls dépôts associés à cette explosion sont une coulée pyroclastique turbulente et diluée liée à l'explosion du dôme et des coulées de cendres et de blocs associées à des déstabilisations du dôme. En interagissant avec la topographie, ces coulées d'avalanches de dôme se sont partitionnées pour générer un écoulement turbulent et dilué secondaire, plus mobile et recouvrant une superficie plus importante que les écoulements primaires ; un phénomène déjà observé à Montserrat (Cole et al., 2002 ; Druitt et al., 2002). Les éruptions du 29 juillet 2008 et du 3 janvier 2009 ont produit des retombées de ponces et des écoulements pyroclastiques riches en ponces liées aux phases d'effondrements de la colonne éruptive. Il n'y a pas de dépôt continu pour les retombées du 29 juillet 2008, mais plutôt un éparpillement de fragments juvéniles ponceux et de fragments juvéniles denses qui ont atteint les zones habitées. En revanche, le dépôt du 3 janvier 2009, est un dépôt de retombées de fragments juvéniles vésiculés et denses, continu, inversement classé et très mal trié, dont l'épaisseur peut atteindre 8 cm à 4 km au sud - est du volcan (Komorowski et al., 2010). Les ponces émises le 29 juillet 2008 diffèrent de celle du 3 janvier 2009 par leur vésicularité et par leur densité. Les ponces de l'explosion de 2008 sont plus vésiculées (63 ± 8 %) et moins denses ($960 \pm 210 \text{ kg.m}^{-3}$) que celles de l'explosion de 2009 (entre 59 ± 7 % et 56 ± 9 % et entre $1080 \pm 210 \text{ kg.m}^{-3}$ et $1180 \pm 240 \text{ kg.m}^{-3}$).

Ces différences dépendent du contexte éruptif au moment où le magma remonte dans le conduit. Comprendre les causes de la pressurisation du conduit magmatique et/ou du dôme, ainsi que le déclencheur des explosions vulcaniennes est essentiel pour améliorer la prévision et l'évaluation des risques d'explosions. Nous apportons des éléments d'identification de différents épisodes de surpression dans le conduit magmatique et / ou le dôme, qui peuvent se développer sur des échelles de temps très courtes, de quelques mois à quelques semaines, et qui aboutissent à des éruptions vulcaniennes dangereuses et significatives pour la Soufrière Hills de Montserrat.

L'analyse couplée entre l'étude lithologique et texturale des tephra et celles des signaux géophysiques (e.g. sismicité, déformation) et géochimiques (e.g. émissions de SO_2 et d'autres gaz magmatiques) nous permet de mieux caractériser les processus qui affectent le système « magma – encaissant » dans le conduit et dans le dôme. L'observation de fragments juvéniles vésiculés dans les cendres émises en mai 2008 traduit la présence d'un magma riche en gaz, à faible profondeur sous le dôme. Dans ces mêmes cendres, la forte concentration (~20%) en fragments hydrothermaux contenant de la silice d'origine hydrothermale et provenant de la condensation de la phase vapeur montre que la perméabilité du conduit et du dôme a été réduite par des processus de silicification (Komorowski et al., 1997 ; 2010).

Ce modèle de colmatage et de réduction de la perméabilité du conduit et du dôme est conforté par l'interprétation des données GPS et de l'analyse du taux d'émissions du SO₂. La déformation mesurée entre le 30 mai 2008 et le 15 juillet 2008 est caractéristique d'une injection de magma mafique dans la chambre magmatique andésitique (Elsworth et al., 2008 ; Stewart et al., 2008). Cette injection de magma moins différencié devrait être à l'origine d'une phase importante de dégazage de SO₂ (Christopher et al., 2010) mais le taux d'émission de SO₂ mesuré sur cette même période (302 ± 102 tonnes par jour) est très inférieur au taux d'émission moyenné sur le long terme (LTM) de 507 tonnes par jour. Ce déficit en dégazage de SO₂ est compatible avec l'hypothèse d'une réduction de la perméabilité du dôme et du conduit et implique qu'une quantité importante de SO₂ ait été stockée à faible profondeur sous le dôme (Komorowski et al., 1997, 2010 ; Edmonds et al., 2003).

La présence plus ou moins prolongée du magma dans le conduit juste sous le dôme a aussi été déduite de l'augmentation du nombre de séismes volcano-tectoniques (VT) en avril, mai et juin et de l'observation au MEB dans les Ponces du 29 juillet 2008, de la présence de bordures de déstabilisation sur des phénocristaux d'amphibole (~100 µm), de microlites de plagioclases tabulaires et de cristaux de cristobalite.

La vésicularité élevée (63 ± 8 %) et la finesse des parois de bulles (~0.3 µm) des ponces émises le 29 juillet 2008 ainsi que l'essai intense de séismes hybrides et longue période du 26 -27 juillet révèlent bien les conditions de surpression qui existait encore dans les parties supérieures du conduit au moment de l'explosion vulcanienne du 29 juillet 2008.

A la suite du 29 juillet, une courte période de croissance d'un nouveau lobe du dôme se met en place jusqu'en août 2008, mais la majeure partie du magma stagne à faible profondeur sous le dôme, en dégazant et en refroidissant. Le contexte éruptif précédant les éruptions vulcaniennes du 3 décembre 2008 et du 4 janvier 2009 est différent de celui du 29 juillet 2008. L'inflation continue de la chambre magmatique, visible grâce aux données de déformation (Robertson et al., 2009), et le taux d'émission important de SO₂ (> 900 tonnes par jour) depuis le 29 juillet 2009 indique la présence d'un magma qui dégaze sous le dôme. Les modifications rhéologiques du magma qui refroidi et la silicification partielle des fractures du magma et de l'encaissant, permettraient en fin de compte de revenir à un régime de surpression dans les parties supérieures du conduit suite au dégazage induit de la cristallisation (Sparks, 1997). L'explosion du 3 décembre 2008 qui découle de cette surpression a favorisé la remontée d'un magma profond et plus riche en volatils et amenant aux explosions du 4 janvier 2009. L'explosion de 11h06 UTC a permis d'évacuer le magma du conduit jusqu'à une profondeur de 3 km (Voight et al., 2010) avant que l'extrusion ne cesse brutalement marquant la fin de la phase 4 de l'éruption.

Nous avons essayé de mieux caractériser la complexité des variations de style éruptif et d'intensité de l'éruption en cours de Montserrat et de comprendre les différents processus qui contrôlent ces dynamiques éruptives et leur évolution. Ce travail fournit de nouvelles contraintes pour la compréhension des explosions vulcaniennes des volcans andésitiques. Ces explosions seraient déclenchées par des processus de scellage des parois du conduit et du dôme en cours de refroidissement par cristallisation, entre autres, de polymorphes de silice.

L'amélioration de notre compréhension des processus et des délais temporels qui contrôlent la pressurisation ou le dégazage des conduits magmatiques et des dômes de lave pour des volcans andésitiques nous permet d'espérer aboutir à de meilleures prévisions et quantifications de futures explosions vulcaniennes et instabilités partielles du dôme. Et ce particulièrement si, comme pour les explosions vulcaniennes de la phase 4, aucun signal précurseur immédiat n'a été interprété. Ceci dépendra en partie de la possibilité d'un suivi microtextural des produits éruptifs émis lors de phases explosives et/ou d'effondrement partiel de dôme aussi bien pendant les périodes de pause éruptive que lors du redémarrage de la croissance de dôme.

IV. Implications pour la Guadeloupe

L'activité volcanique sur des volcans andésitiques au niveau des arcs insulaires est caractérisée par une diversité dans les styles éruptifs et un dynamisme explosif bien souvent meurtrier (e.g., 1883 Krakatau ; 1902 Montagne Pelée et Soufrière St Vincent ; 1951 Lamington ; 1991 Mont Pinatubo ; 1992 Mont Uzen ; 2010 M é r a p i).

Les variations de styles éruptifs que ce soit sur un même volcan ou au sein de la même éruption font varier considérablement les aléas et le risque volcanique. La mise en évidence de variations de styles éruptifs au sein d'une même éruption aussi bien à la Montagne Pelée qu'à Soufrière Hills, nous permettent de supposer que la Soufrière de Guadeloupe peut, elle aussi, engendrer des éruptions complexes, multiphasiques à l'image de l'éruption de 1530 AD (Boudon et al., 2008 et Komorowski et al., 2008).

La présence en Guadeloupe d'un système hydrothermal très développé et très important, augmente la possibilité d'interactions entre celui-ci et un potentiel magma ascendant. C'est d'ailleurs l'hypothèse faite par de nombreux chercheurs pour expliquer la crise volcanique de 1976-1977 en Guadeloupe (Feuillard et al., 1983 ; Komorowski et al., 2005 ; Villemant et al., 2005 ; Boichu et al., 2008, 2011). Lors de la crise de 1976-1977, des processus de différenciation et/ou de petites injections de magma moins différencié dans la chambre magmatique, seraient à l'origine de fractures faisant remonter les gaz magmatiques au

travers du système hydrothermal profond et superficiel, donnant lieu à d'importantes explosions phréatiques sans que le magma n'atteigne la surface.

Il est donc important de prendre en compte la potentielle complexité des scénarios éruptifs que l'on cherchera à mettre en évidence sur la Soufrière de Guadeloupe. Il est aussi important de bien décrire et de bien définir tous les styles éruptifs qui se manifestent sur le volcan guadeloupéen pour essayer de prévoir au mieux les potentielles évolutions de style éruptif d'une future éruption.

Les éruptions volcaniques balayent une large gamme de volume total émis, de taux et de styles éruptifs et varient considérablement dans leur explosivité et dans leur capacité destructrice. Deux des principales grandeurs qui permettent une classification et une comparaison des éruptions sont la magnitude (fonction de la masse totale éruptée), et l'intensité (fonction du flux de masse éruptif). Le risque lié aux éruptions de forte magnitude et de forte intensité est intuitivement beaucoup plus important que celui lié aux éruptions de faibles magnitudes : les volumes mis en jeu sont nettement plus importants et les zones impactées sont beaucoup plus vastes.

Pour des éruptions de faible ou moyenne magnitude, l'essentiel de la masse éruptée est accumulée dans des zones proches du volcan et ne va affecter qu'une zone proximale. Le risque distal a fortement diminué alors que proximement il reste important. Des éruptions plus faibles en terme de magnitude et d'intensité peuvent être tout aussi dommageables pour les populations et les infrastructures se situant dans les zones proximales (Figure II.6) et en particulier en contexte insulaire.

La relation entre la fréquence (nombre d'évènement par unité de temps) et la magnitude de l'évènement, de tous les phénomènes naturels catastrophiques, décrit une loi de puissance. La loi de Gutenberg-Richter, pour la magnitude des séismes, est la plus connue. La magnitude et la fréquence des éruptions sont inversement proportionnelles (Sparks et Aspinall, 2004). De ce fait les évènements de faible magnitude sont plus fréquents que les évènements de forte magnitude.

Dans le cas de la Guadeloupe, Basse-Terre, le chef-lieu de la Guadeloupe avec 12 451 habitants recensé en 2006 (INSEE, 2010), se situe à moins de 9 km de la Soufrière. Plymouth, l'ancienne capitale de Montserrat et qui a été complètement détruite depuis le début de l'éruption en 1995, ne se situait qu'à moins de 5 km du volcan (Figure II.6). La ville de Saint Pierre en Martinique, complètement détruite en 1902 (~30 000 morts), est distancée du volcan par moins de 7 km. Le manque d'espace disponible face au développement économique et social des îles caribéennes engendre une concentration de plus en plus importante de la

population dans des zones proximales au volcan (82 000 personnes pour le sud de la Basse-Terre), ce qui augmente considérablement le risque volcanique.



Figure II.6 : Photo prise en 1997 du centre ville de Plymouth (ex-capitale de Montserrat) après 2 ans d'éruption. La ville a été entièrement recouverte par les différents écoulements pyroclastiques engendrés par Soufrière Hills qu'on devine en fond dans les nuages (Kokelaar, 2002).

La prédiction des zones affectées par les aléas est une problématique scientifique importante et un enjeu crucial pour les populations vivant aux abords de ces volcans. Il est important de faire évoluer un réseau de surveillance en adéquation avec les scénarii éruptifs crédibles, caractéristiques de l'activité passées du volcan, afin d'être plus à même d'interpréter un état anormal du volcan en observant les changements dans les paramètres physiques et chimiques, les signes précurseurs d'une future éruption (e.g. déformation du sol, séismes, émission de gaz volcaniques, modification des champs de gravité, magnétique et électrique). Il est aussi important d'établir une histoire éruptive la plus détaillée et la plus complète possible, afin de pouvoir définir au mieux, dans l'espace et dans le temps, les zones potentiellement affectées par une future éruption.

Chapitre III

LA SOUFRIERE ET LES ILES DE LA GUADELOUPE DANS L'ARC DES PETITES ANTILLES.

I. L'arc insulaire des Petites Antilles.

1. Le contexte Géodynamique

L'arc insulaire des Petites Antilles résulte de la subduction intra-océanique de la plaque atlantique sous la plaque caraïbe. Il est constitué d'une vingtaine d'îles principales qui s'étendent sur environ 850 km, depuis la marge continentale sud-américaine, au large du Venezuela jusqu'au passage d'Anegada, faisant la limite avec l'arc des Grandes Antilles (figure III.1). Il présente une convexité tournée vers l'est, dont le rayon de courbure est d'environ 450 km. La partie nord de la zone de subduction est occupée par la terminaison du fossé de Porto-Rico, puis se trouve progressivement comblée vers le sud par le prisme d'accrétion de la Barbade (e.g., MacDonald et al., 2000).

L'âge de la croûte subductée en bordure de la fosse est plus ancien que l'anomalie magnétique 34 (Bouysse et al., 1988 ; Bouysse et Westercamp, 1990), correspondant à un intervalle temporel compris entre 118 et 84 Ma. La direction générale de la subduction est ouest - sud-ouest, et bien qu'elle soit supposée varier le long de l'arc et être supérieure dans la partie nord, sa vitesse moyenne est actuellement estimée à 2 cm.an⁻¹ (Deng and Sykes, 1995; Dixon et al., 1998; DeMets et al., 2000 ; Feuillet et al., 2002) et correspond à l'estimation faite pour les derniers 30 Ma par MacDonald et al. (2000). L'incertitude qui persiste sur la direction et la vitesse de cette convergence est liée à la présence d'une limite de plaque diffuse entre les plaques nord et sud-américaine (Gordon, 1998). Cette vitesse de subduction est relativement faible par rapport aux autres grandes zones de subduction connues (e.g., convergence plaque pacifique – plaque d'Okhotsk : 9 cm.an⁻¹, plaque nazca – plaque sud-américaine : 7.8 cm.an⁻¹ et plaque de cocos – plaque caraïbes : 8.5 cm.an⁻¹) et se traduit par un taux de production magmatique et une activité sismique relativement plus faibles.

Une des particularités de l'arc des Petites Antilles est sa division, au nord de la Martinique, en deux arcs volcaniques Cénozoïques (figure III.2) que l'on nomme, du fait de leur position géographique, l'arc externe (ou arc ancien), et l'arc interne (ou arc récent). Au sud de la Guadeloupe, ces deux arcs sont confondus en une seule rangée d'îles : Dominique, Martinique, Ste Lucie, St Vincent, Les Grenadines, Grenade. Au nord, à partir du sud de la Guadeloupe, la structure devient plus complexe avec deux arcs bien distincts, séparés par une étroite gouttière sédimentaire, la dépression Kallinago. A l'est, l'arc externe ou arc ancien : Marie-Galante, Grande-Terre de Guadeloupe, la Désirade, Antigua, Barbuda, Saint-Barthélemy, Saint Martin et

Anguilla et à l'ouest, l'arc interne ou arc récent : Basse-Terre de Guadeloupe, Montserrat, Redonda, Nevis, Saint Kitts, Saint Eustatius, Saba (figure III.2).

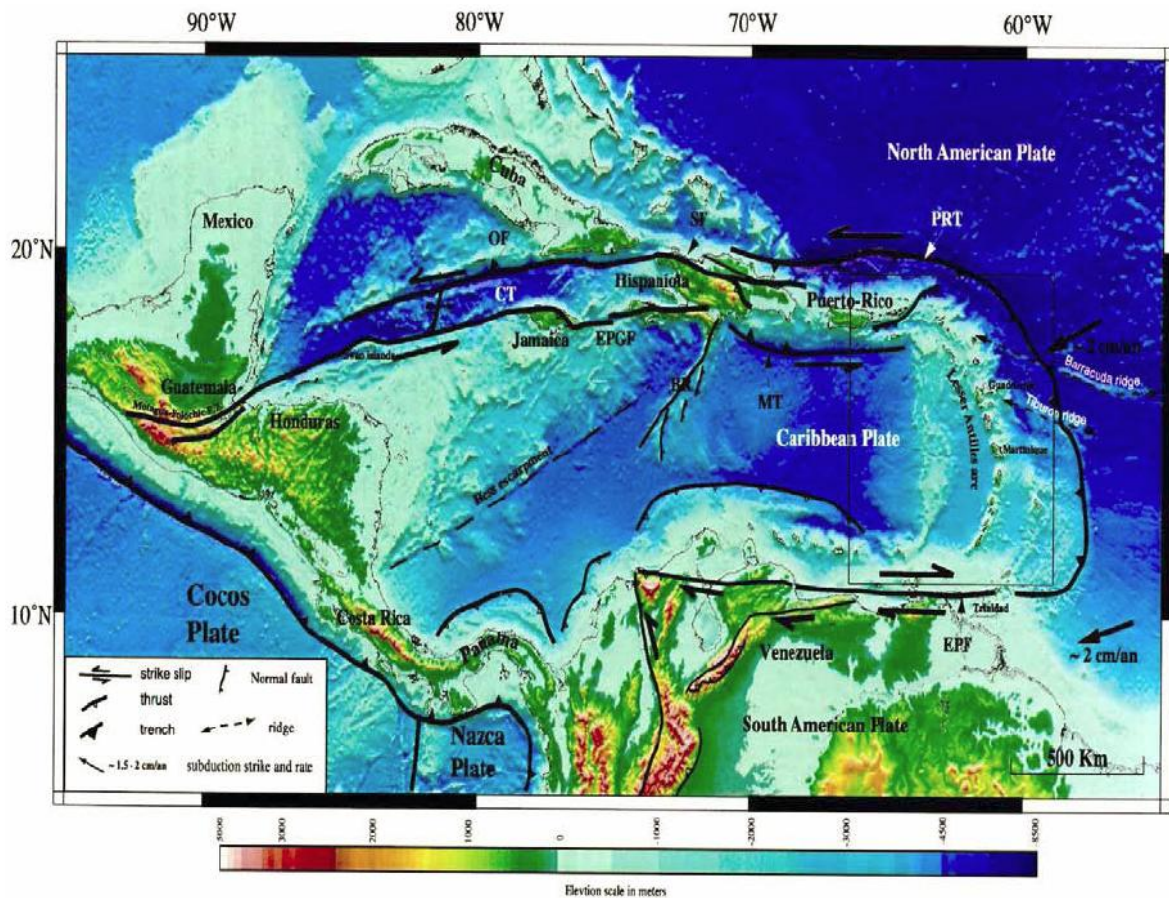


Figure III.1 : Contexte géodynamique de l'arc volcanique des Petites Antilles (Feuillet et al., 2002).

D'un point de vue morphologique et chronologique, les îles composant les deux arcs sont très distinctes. L'arc externe est caractérisé par des îles aux édifices volcaniques anciens, actifs de l'Éocène au début du Miocène (Briden et al., 1979), présentant des reliefs très émoussés et recouverts de calcaires coralliens, ou de bancs sous-marins peu profonds. L'arc interne montre, lui, des îles aux reliefs bien marqués avec des appareils volcaniques récents, actifs depuis la fin du Miocène jusqu'à l'actuel.

Le saut de la moitié septentrionale de l'arc volcanique a commencé au Miocène supérieur, la ligne volcanique s'est déplacée vers l'ouest jusqu'à son emplacement actuel. Bouysse et Guennoc (1983) puis Bouysse et Westercamp (1990) expliquent ce phénomène par la subduction, à la fin de l'Oligocène inférieur, d'une ou plusieurs rides assismiques (reliefs importants de croûte océanique épaissie) présentes sur la plaque atlantique. Les rides de Barracuda (environ 450 km de long) et de Tiburon (environ 150 km de long) au front de la subduction (figure III.1) ainsi

que celle de Ste Lucie, qui se situerait déjà sous le prisme d'accrétion de la Barbade, renforce cette hypothèse.

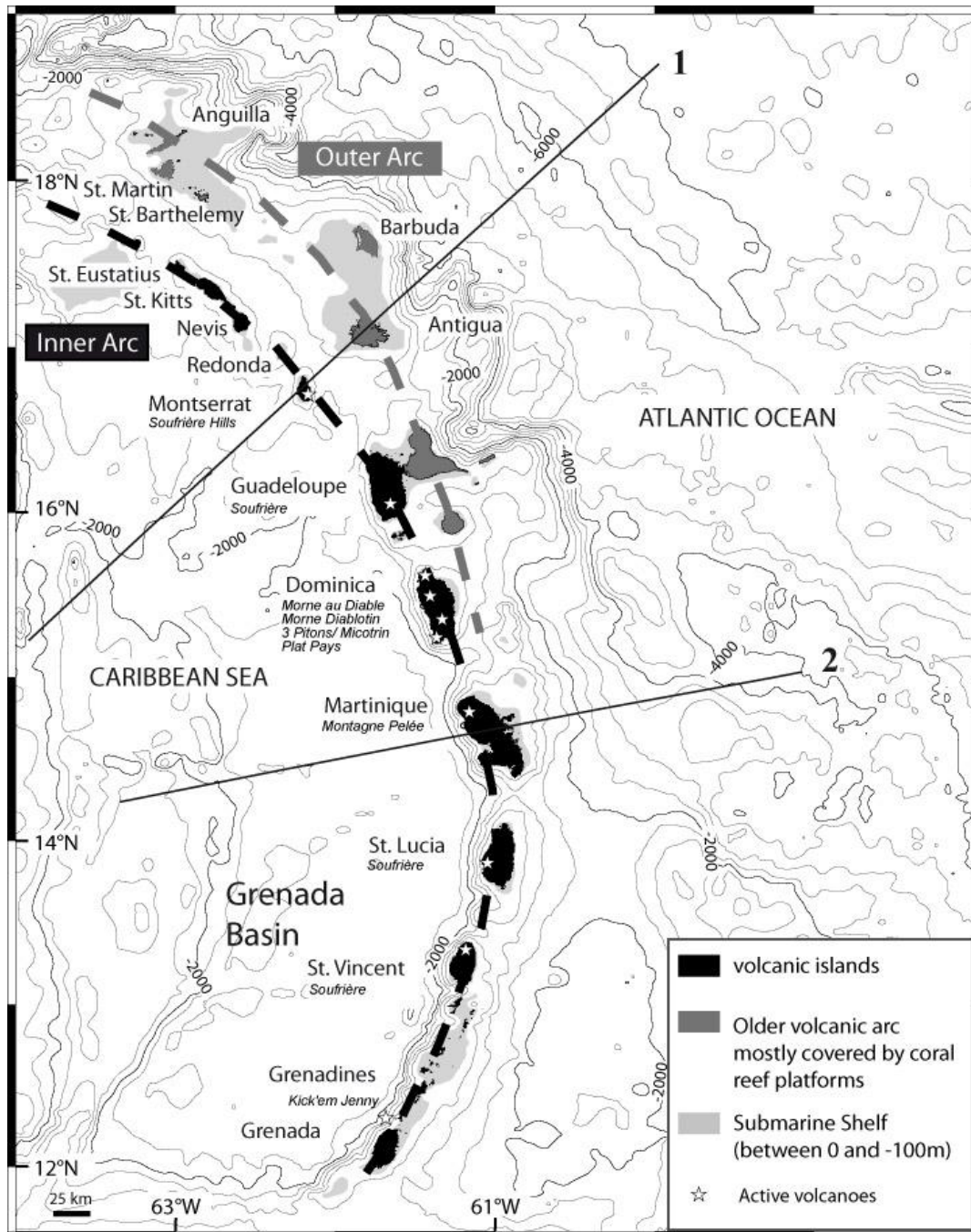


Figure III.2 : L'arc volcanique des Petites Antilles, avec en pointillé noir l'arc récent, interne et le pointillé gris l'arc ancien, externe (d'après Le Friant et al., 2004 ; Boudon et al., 2007). Les lignes 1 et 2 indiquent la localisation des 2 profils transverses à l'arc de la figure III.3.

Le phénomène de sous-charriage d'une ou de plusieurs rides assismiques aboutirait à un blocage du mouvement de subduction le long de l'arc des Petites Antilles. L'arrêt de la subduction induit un arrêt du volcanisme qui aurait duré un peu plus de 10 Ma (Maury et al., 1990). Puis le

phénomène de subduction s'initie de nouveau avec, sous l'effet de la flottabilité de la ride, un angle de subduction plus faible, provoquant le déplacement vers l'ouest de la production magmatique et donc, le saut du front volcanique de la partie septentrionale de l'arc vers l'ouest.

Ce n'est qu'à partir de la Guadeloupe, que l'on peut parler de saut du front volcanique, puisqu'il semble n'y avoir aucune trace d'activité volcanique dans la dépression de Kalinago. Les dernières manifestations volcaniques de l'arc externe ont eu lieu à Antigua vers 20 Ma (Nagle et al., 1976; Briden et al., 1979), et les premières expressions du volcanisme de l'arc interne ont été datées à 7.7 Ma à St Kitts (Briden et al., 1979), soit un arrêt de l'activité volcanique dans la partie nord de l'arc des Petites Antilles d'environ 12 Ma au cours du Miocène. Cette pause dans l'activité magmatique n'est caractéristique que de la partie septentrionale de l'arc, puisqu'il existe des évidences de manifestations volcaniques entre 20 Ma et 7 Ma, sur les îles de la Martinique, de Ste Lucie ou encore de Grenade (Briden et al., 1979).

Au sud - ouest de l'arc insulaire des Petites Antilles se développe depuis le Paléocène (Bouysse et al., 1988 ; Bouysse et al., 1990) le bassin arrière-arc de Grenade, dépression de 140 km dont les deux tiers atteignent une profondeur de 3000m. Sa limite ouest est marquée par la ride d'Aves, arc rémanent initié au Turonien (Crétacé supérieur), contemporain des Grandes Antilles, et considéré comme un proto arc antillais dont la concavité est homothétique de celle de l'arc des Petites Antilles (Bouysse et al., 1985 ; Bouysse et al., 1988). En datant à 45 Ma les récifs coralliens qui recouvrent en partie la ride d'Aves, Bouysse et al., (1988) évalue la fin de l'activité de la ride d'Aves au début de l'Eocène (à environ 55 Ma). La Subduction de la lithosphère atlantique s'étend à l'ensemble de l'arc de Petites Antilles, qui commence à se construire et dont l'activité magmatique se localise, jusqu'au Miocène inférieur, à l'emplacement de l'arc externe et depuis le Miocène supérieur à son emplacement actuel.

La structure de l'arc des Petites Antilles est atypique avec une dissymétrie nord et sud (Pinet et al., 1985). En effet, la partie sud de l'arc est typique d'un arc insulaire avec la présence d'un arc actif, d'un bassin arrière arc (Bassin de Grenade), d'un arc rémanent (ride d'Aves) et d'un prisme d'accrétion important (prisme d'accrétion de la Barbade), alors que la moitié nord, se décompose en deux lignes d'arc marqués par un prisme d'accrétion réduit et à une absence de bassin arrière-arc.

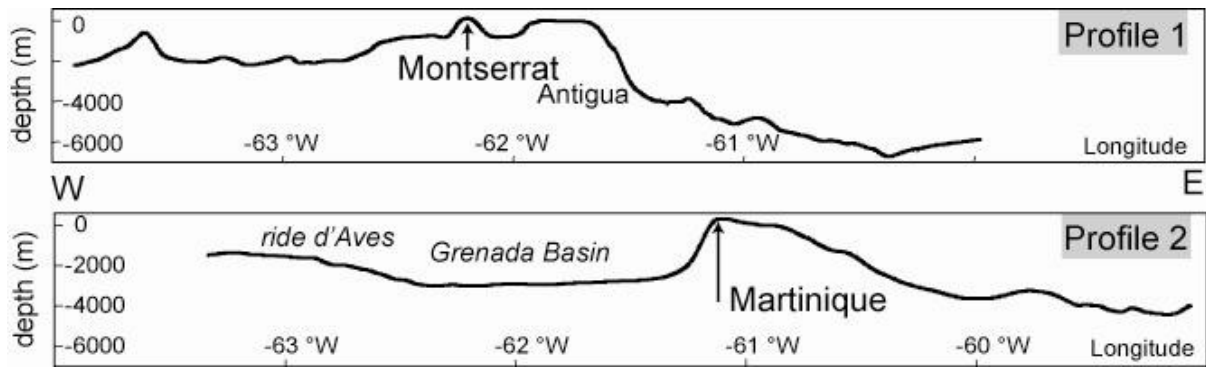


Figure III.3 : Profils ouest-est transverses à l'arc (cf figure II.2). Le premier profil se situe au niveau de Montserrat et le deuxième au niveau de la Martinique (Boudon et al., 2007)

Une autre des particularités de l'arc des Petites Antilles est sa double dissymétrie caractérisant une dualité, à la fois nord-sud et est-ouest, que l'on retrouve au niveau des pentes des flancs aériens et sous-marin des îles. Une série de coupes, perpendiculaires à l'arc (figure III.3 - Le Friant, 2001 ; Boudon et al., 2007) met nettement en évidence la dissymétrie des flancs des îles volcaniques et l'approfondissement progressif du bassin de Grenade vers le sud. Au niveau de la partie nord de l'arc externe, les flancs est des îles sont caractérisés par des pentes abruptes entaillées par de grandes vallées sous-marines et une faible couverture sédimentaire, tandis que les flancs ouest ont des pentes beaucoup moins fortes et montrent une couverture sédimentaire plus épaisse et plus récente (Bouysse et Guennoc, 1983 ; Le Friant, 2001).

Cette morphologie est inversée dans la zone méridionale de l'arc où les flancs est des îles volcaniques ont une faible inclinaison surmontée par une couverture sédimentaire récente et épaisse qui émerge au niveau de l'île de la Barbade, alors que les flancs ouest, qui bordent directement le bassin de Grenade, sont plus pentus et peu recouverts de sédiments (figure III.3).

Des travaux récents sur la déformation dans la partie nord de l'arc des Petites Antilles montrent qu'il existe une déformation active, extensive, orientée globalement nord – sud et qui est perpendiculaire à la direction de convergence (figure III.4 et III.5 ; Feuillet et al., 2001 ; 2002 ; 2010). Les séismes superficiels localisés au dessus de l'interface de subduction (< 30 km) se produisent dans la plaque chevauchante caraïbe. Des études à terre, principalement au niveaux des îles de la Guadeloupe, ont révélés l'existence de failles normales perpendiculaires à l'arc (Feuillet et al., 1997, 2001, 2002). Des observations réalisées lors des campagnes océanographiques Aguadomar (Décembre 1998 – Janvier 1999) et Gwadaseis (Février 2009 – Mars 2009), montrent que ces failles se prolongent en mer en formant deux grandes familles.

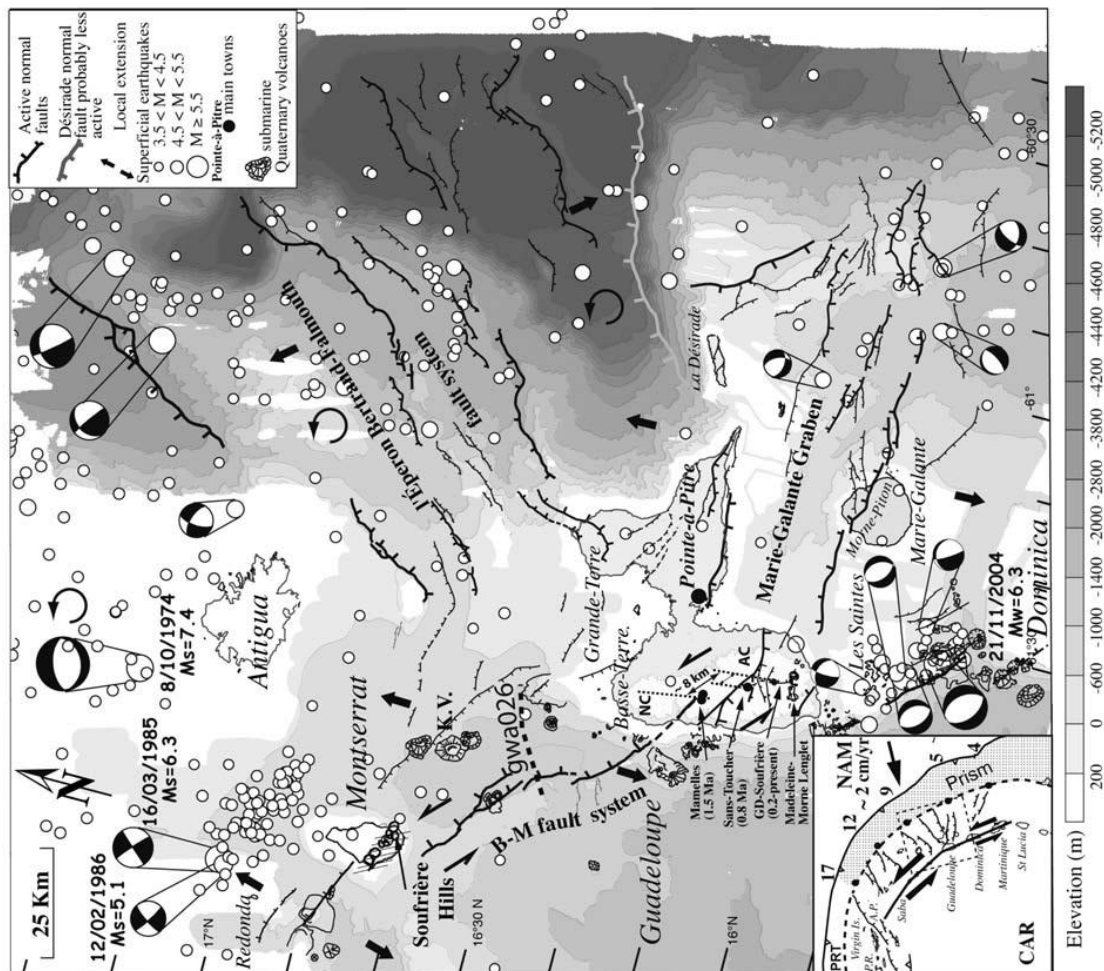


Figure III.4 : Carte sismo-tectonique du Nord de l'arc des Petites Antilles
 - (Feuillet et al., 2010)

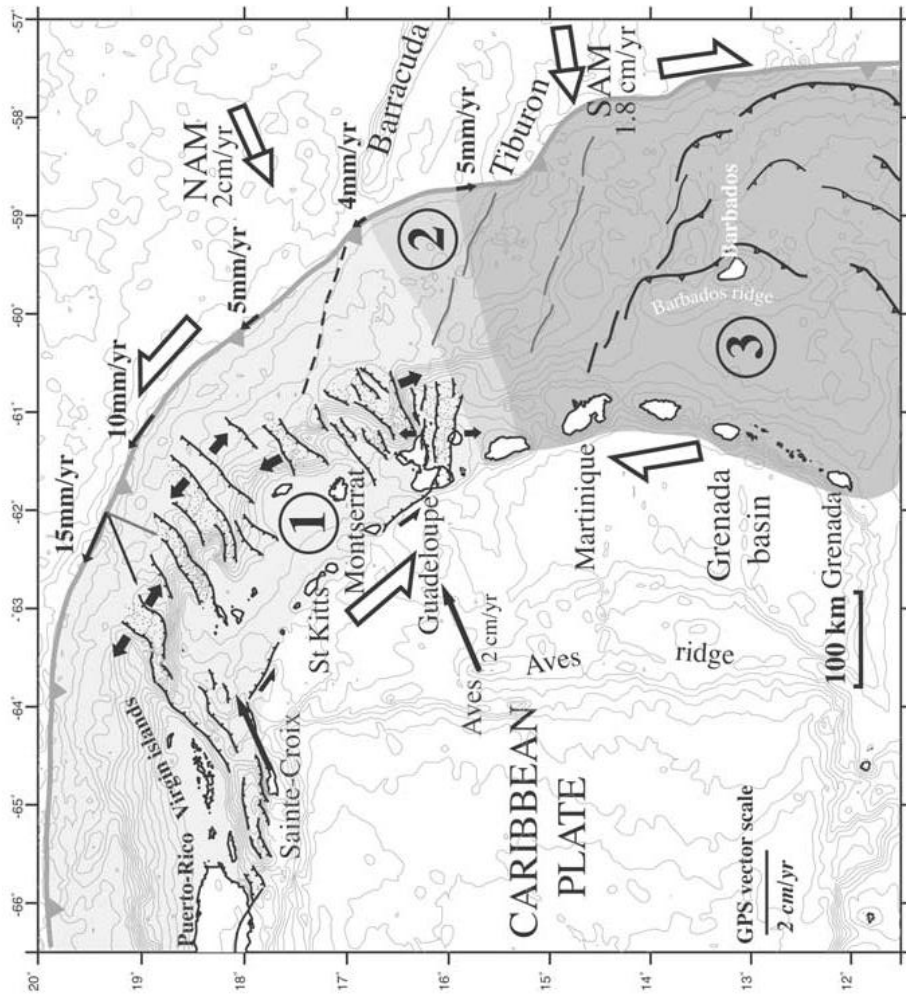


Figure III.5 : Modèle tectonique de l'arc volcanique des Petites Antilles
 (d'après Feuillet et al., 2002). Les différents chiffres caractérisent : (1) la zone d'extension décrochante sénestre en gris clair, (2) la zone de transition et (3) la zone de décrochement dextre oblique en gris foncé. Les flèches blanches complètes NAM/CAR et SAM/CAR représentent la direction et la vitesse de convergence respectivement de la plaque nord-américaine (NAM) et de la plaque Sud-Américaine (SAM) sous la plaque caribéenne.

L'une constituée de failles normales orientées est - ouest à nord-est – sud-ouest organisées en horst et en grabens (Graben de Marie Galante, éperon Bernard-Falmouth, etc) perpendiculaire à l'arc et reflétant une extension nord –sud globalement parallèle à l'arc (figure III.4 et III.5).

L'autre famille de failles correspond à des failles normales nord-ouest – sud-est à composante décrochante sénestre (le système « Bouillante-Montserrat) et disposées en échelon le long de l'arc (Feuillet et al., 2001 ; 2002) (figure III.4 et figure III.5).

Ces failles normales permettent d'accommoder dans le quart nord-est de l'arc des Petites Antilles, l'extension oblique associée au partitionnement du glissement entre les plaques nord-amérique et caraïbe. L'angle d'obliquité augmentant en se déplaçant vers le nord, la convergence sera accommodée par un partitionnement produisant une déformation décrochante de plus en plus importante du sud (0.4 cm/an en Martinique) vers le nord (1.5 cm/an à Saba) (figure III.5 - Feuillet et al., 2002 ; Lopez et al., 2006). A l'inverse, la moitié sud de l'arc des Petites Antilles est soumise à un régime de compression oblique dextre, caractérisé par des chevauchements dans le prisme d'accrétion de la Barbade (figure III.5 - Feuillet et al., 2002).

Il y a très certainement une relation en terme de géométrie et de chronologie entre le volcanisme et la déformation extensive de cette partie de l'arc Caraïben (figure III.6 - Feuillet et al., 2002 ; 2010). Le plus ancien et le plus récent des complexes volcaniques de la Basse Terre se sont développés ou se développent toujours à l'extrémité ouest des rifts de la Désirade pour la Chaîne Septentrionale et de Marie Galante pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Selon Feuillet et al. (2002 et 2010) le sud de la Basse Terre serait traversé par 2 failles normales antithétiques qui prolongeraient à terre le graben de Marie Galante et qui engendreraient une surrection des complexes volcaniques des Monts Caraïbes et des chaînes Bouillantes et Axiale situés de part et d'autre du graben. Le complexe de la Grande Découverte – Soufrière se localiserait à la jonction entre les failles normales du graben de Marie Galante et le système de failles normales décrochantes en échelons de Bouillante–Montserrat (figure III.6).

L'alignement est-ouest des événements andésitiques de Morne Lenglet, du Gros Fougas, de la Madeleine et de Morne Liquin (Boudon et al., 1988) dans le prolongement à terre des failles normales du Graben de Marie Galante, implique une formation probablement récente le long d'une fissure orientée est - ouest.

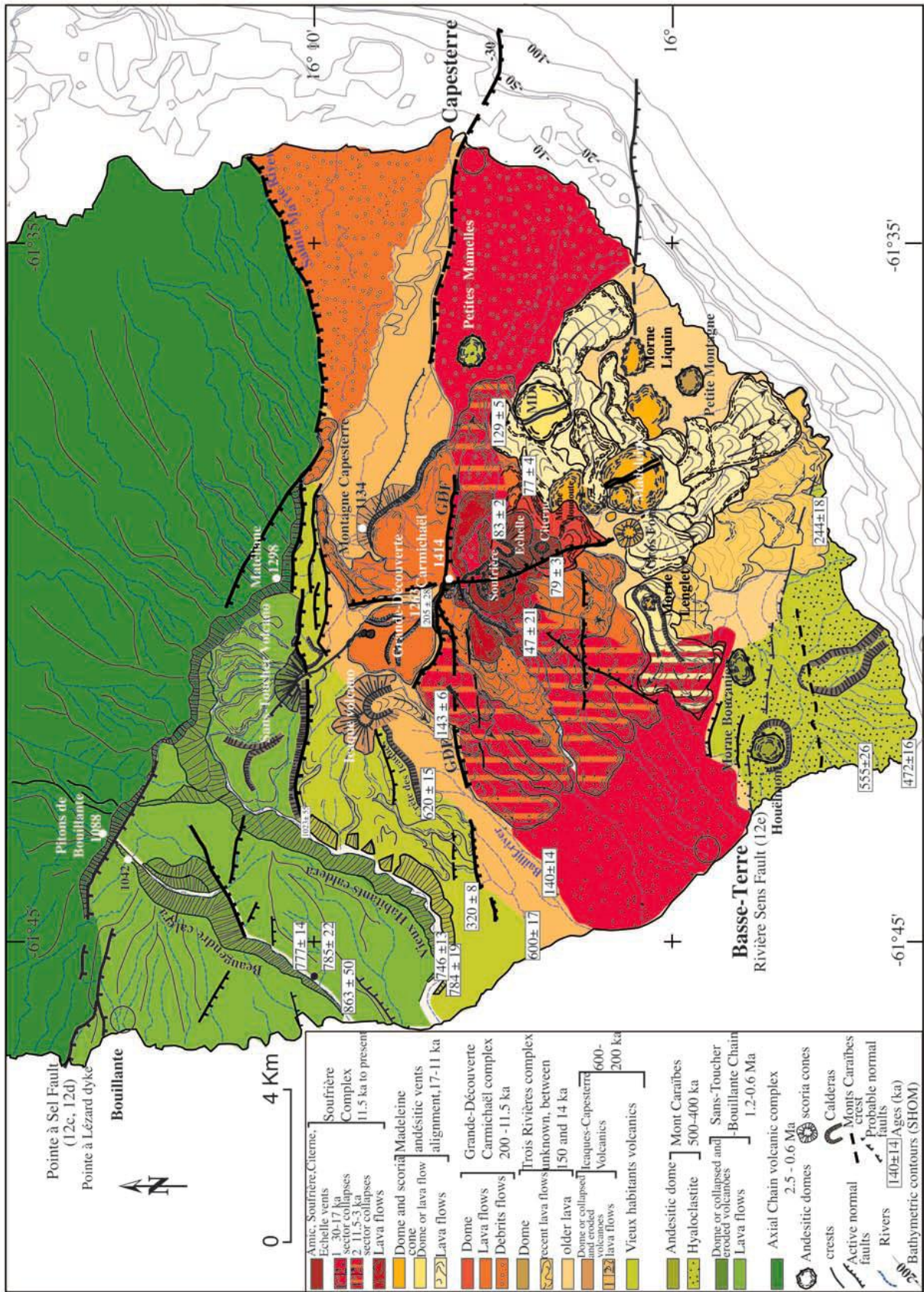


Figure III.6 : Carte géologique, morphologique et structurale du sud de la Basse Terre (Feuillet et al., 2002).

À Montserrat, on observe une géométrie semblable (figure III.7). Le volcanisme récent, inférieur à 20 ka, se situe au niveau de la terminaison ouest du système de l'éperon Bertrand–Falmouth et à la jonction avec le système de failles en échelons de Bouillante–Montserrat.

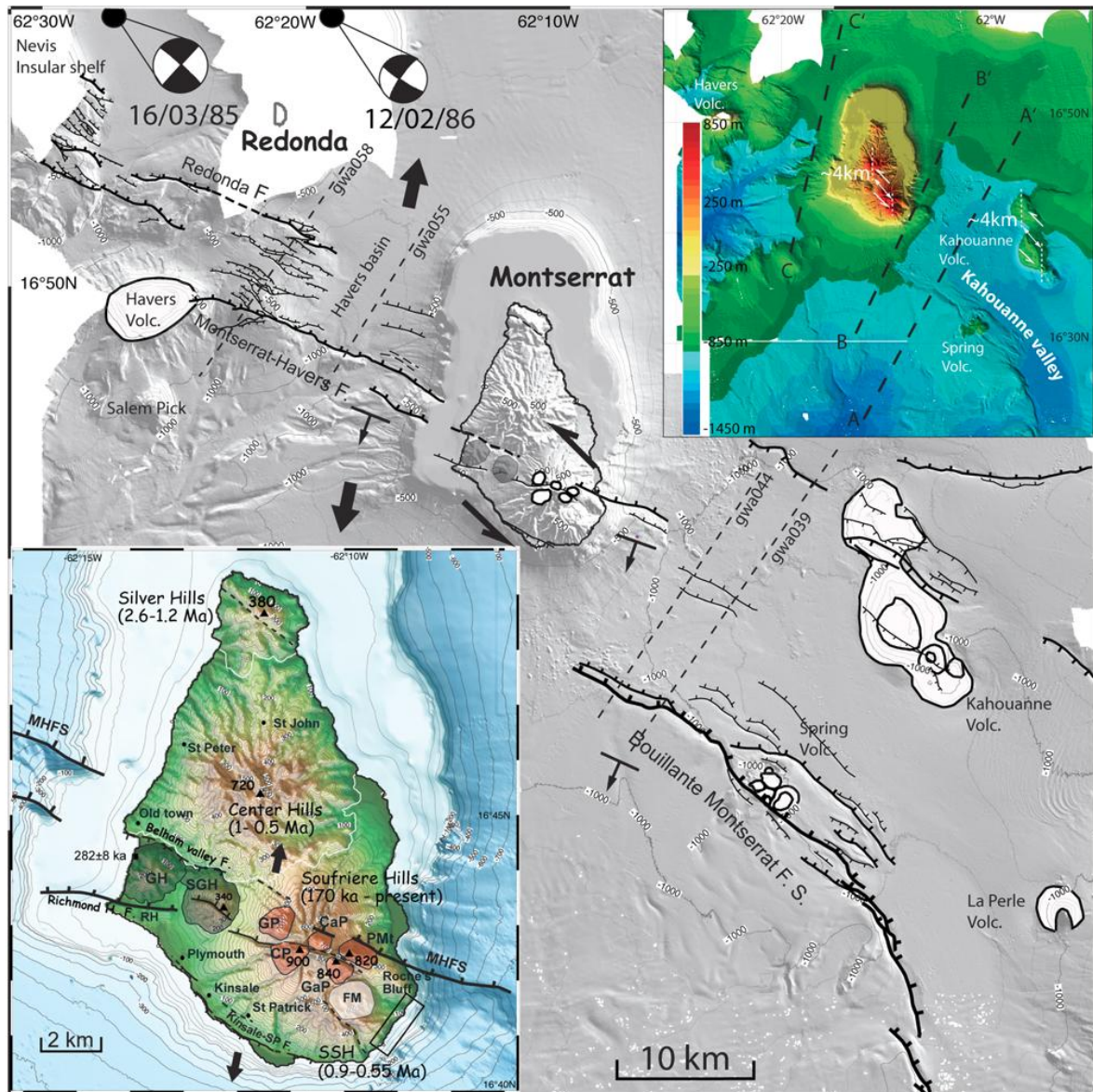


Figure III.7 : Carte sismo-tectonique de Montserrat au nord de l'arc des Petites Antilles (Feuillet et al., 2010).

Les différents complexes magmatiques sont alignés avec une direction nord – nord-ouest parallèlement aux failles normales du système de Bouillante–Montserrat (Wadge et Isaacs 1988). Il est probable qu'à l'image de l'alignement des événements magmatiques du complexe de la Madeleine, le volcanisme récent de Montserrat se soit mis en place le long d'une fissure parallèle au système de faille de Montserrat-Havers (figure III.7). Il semble donc exister une relation entre

le volcanisme quaternaire et la tectonique des failles active au niveau de Montserrat et du sud Basse-Terre (Feuillet et al., 2002, 2010).

2. L'activité volcanique dans l'arc des Petites Antilles

L'arc volcanique des Petites Antilles constitue la plus petite région volcanique au monde avec 21 volcans vivants et 12 pays distincts caractérisés par des contrastes socio-économiques et de fortes densités démographiques concentrées près du littoral et sur les flancs des volcans (figure III.8). La région est mondialement connue pour l'éruption de la Montagne Pelée qui a fait en 1902 près de 31 000 victimes, et pour l'éruption de Soufrière Hills continue d'affecter fortement la population de Montserrat depuis 17 ans. On recense plus d'un million de personnes vivant directement sous la menace des éruptions volcaniques et plus du double sujets aux différents phénomènes secondaires associés aux éruptions volcaniques. La majeure partie des îles volcaniques possède un seul centre éruptif actif qui peut potentiellement rentrer en éruption : Saba (Mont Scenery), St Eustache (The Quill), St Kitts (Mont Liamuiga), Nevis (Nevis Peak), Montserrat (Soufrière Hills, Guadeloupe (La Soufrière), Martinique (Montagne Pelée), Ste Lucie (Soufrière Volcanic Centre) et St Vincent (The Soufrière). En revanche, les îles de Grenade et de la Dominique possèdent plusieurs centres éruptifs actifs et représentent des cas rares et extrêmes dans la Caraïbe (figure III.8). On dénombre 3 volcans actifs pour les îles Grenade (Kick'em Jenny, Mont St. Catherine et Caille) et 9 volcans actifs pour la Dominique (Morne Aux Diabes, Morne Diablotins, Morne Trois Piton, Wotten Waven – Micotrin, Morne Watt, Valley of Desolation, Morne Anglais, Grand Soufrière Hills, Plat Pays Volcanic Complex).

La période historique des éruptions caribéennes est généralement considérée à partir du début de la colonisation européenne et des premiers documents écrits. Cette période varie en fonction des îles. Dans la plupart, la colonisation a commencé au début du XVII^e siècle (e.g., 1632 pour la Guadeloupe) mais a été intermittente pendant la majeure partie du XVIII^e siècle, changeant de domination à plusieurs reprises. On retrouve parfois dans les rapports écrits des descriptions plus ou moins romancées sur l'activité éruptive historique : Hapel-Lachenaie (1798) ou L'Herminier (1837) pour la Guadeloupe, Lacroix (1904) pour la Martinique ou encore Lefort de Latour (1787) pour Ste Lucie.

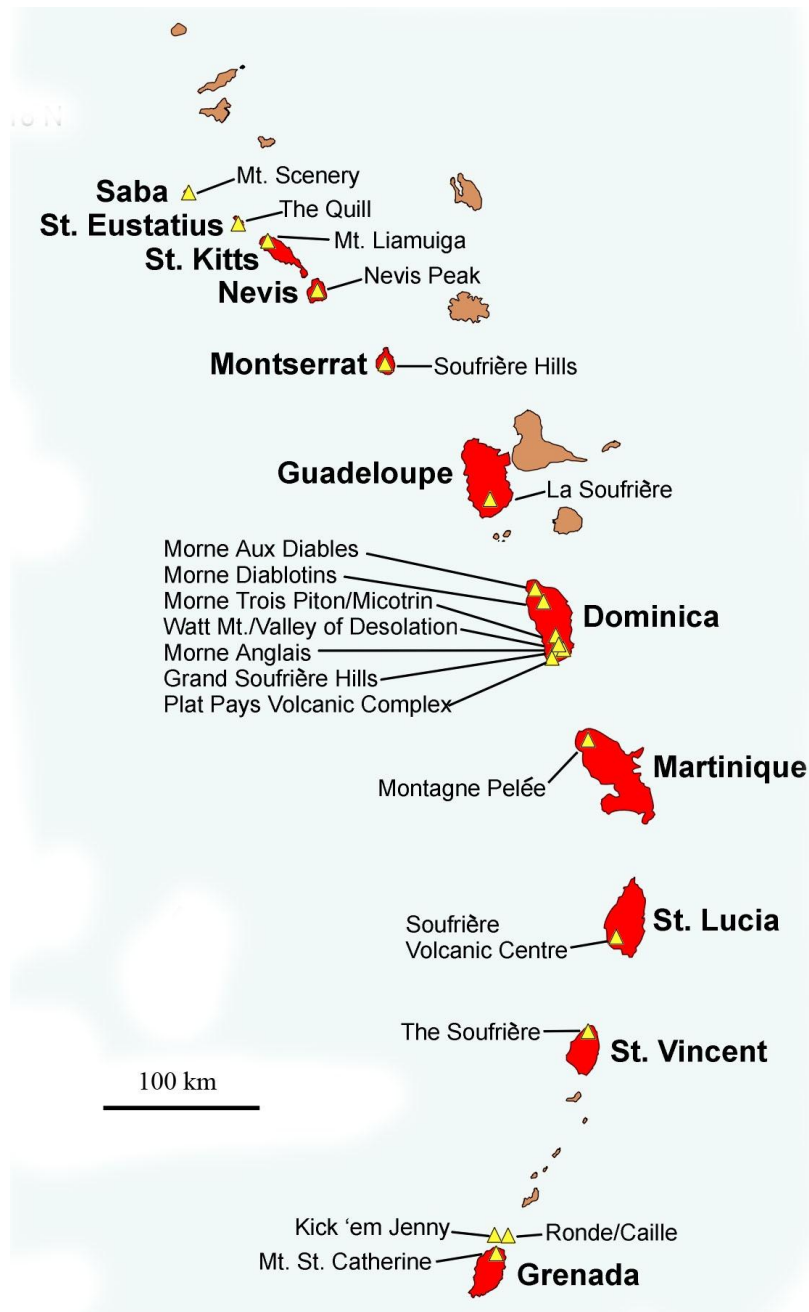


Figure III.8 : Carte des îles de l'arc des Petites Antilles. En rouge sont représentés les îles de la « Caraïbe volcanique » (arc interne) et avec des triangles jaunes les volcans actifs associés et en marron, la « Caraïbe Calcaire » (arc externe) (D'après Lindsay et al., 2005a).

La définition de la période historique n'est pas évidente, elle ne tient pas compte de la présence des peuples caribéens présent sur les flancs des volcans bien avant la colonisation européenne. Le décompte des éruptions historiques est lui aussi pas évident, mais la meilleure estimation (Table III.1) comptabilise un minimum pour l'arc des Petites Antilles de 35 éruptions (Lindsay et al., 2005a ; Boudon et al., 2008). Sur les 35 éruptions historiques répertoriées, 21 se sont déclenchées depuis le XX siècle ; 9 sont aériennes avec les volcans de la Guadeloupe,

Martinique, St Vincent, Montserrat et Dominique et 12 sont sous-marines avec le seul volcan sous-marin de l'arc, le Kick'em Jenny, le volcan le plus actif de l'arc Antillais au cours de la période historique

Les 21 éruptions récentes ont montré une grande variété de style éruptifs et d'impacts sur les populations environnantes. Une grande partie a été de nature phréatique, comme l'éruption de 1976-1977 de la Soufrière de Guadeloupe.

D'autres ont été de nature magmatique comme l'éruption de la Soufrière de St. Vincent en 1902 qui est une éruption magmatique explosive dont les coulées pyroclastiques ont engendré la mort de 1 500 personnes (Anderson et Flett, 1903). L'éruption de 1979, toujours de la Soufrière de St. Vincent est une éruption plus complexe commençant par une phase explosive importante suivi d'une phase de croissance de dôme non explosive (Bardintzeff et Boudon, 1979 ; Shepherd et al., 1979).

L'éruption de 1902 de la Montagne Pelée en Martinique, tristement célèbre pour être l'éruption la plus dévastatrice avec un peu moins de 30 000 morts, est une éruption extrusive avec une phase de croissance d'un dôme andésitique et une phase explosive, le 8 mai 1902, générant la coulée pyroclastique diluée et latéralement dirigée, meurtrière (Lacroix, 1904 ; Boudon et Lajoie., 1989 ; Boudon et al., 1990 ; Tanguy, 2004). L'éruption de 1929 est aussi une éruption de la Montagne Pelée avec une phase de croissance de dôme mais qui a abouti à son effondrement gravitaire générant des coulées pyroclastiques denses canalisées dans les rivières et ne faisant aucun mort (Perret, 1937 ; Boudier et al., 1989).

La Soufrière Hills de Montserrat, en éruption depuis 1995 est quant à elle, caractérisée par de nombreuses périodes de croissance de dômes intercalées d'explosions de magnitude faible à modérée et de phase de déstabilisation du dôme ou d'explosion du dôme (« Boxing day », le 26 décembre 1997) (Sparks et al., 2002a ; 2002b ; Ritchie et al., 2002 ; Wadge et al., 2010). L'éruption de Soufrière Hills est une éruption majeure dans l'arc des Petites Antilles qui en 15 ans a produit environ 1 km³ de magma andésitique (Wadge et al., 2010). Soufrière Hills de Montserrat est le seul volcan de l'arc des Petites Antilles à être en éruption actuellement.

Le type de volcan et la façon dont il entre en éruption dépendent, entre autres, de la nature du magma et de sa teneur en élément volatil. Dans les Petites Antilles, il y a une variation de la nature des magmas du nord au sud.

Iles Volcaniques	Volcans	Date des éruptions	Types d'éruptions	Références
Saba	Mont Scenery	1577±91 Cal AD *	Eruption explosive	Roobol et Smith (2004)
Montserrat	Soufrière Hills	1667±40 Cal AD *	Eruption à dome	Shepherd et al., 1971; Young et al., 1996; Shepherd et al., 2003
	Soufrière Hills	1995 - En cours	Eruption à dome	Robertson et al., 2000; Sparks et al., 2002a; Wagde et al., 2010
Guadeloupe	La Soufrière	1530 AD *	Eruption explosive puis à dome	Boudon et al., 2008
	La Soufrière	1690 AD	Eruption phréatique	Ballet, 1899
	La Soufrière	1797 - 1798	Eruption phréatique	Hapel-Lachénaie, 1978
	La Soufrière	1812	Eruption phréatique	L'Herminier, 1837
	La Soufrière	1836 - 1837	Eruption phréatique	L'Herminier, 1837; Biot et al., 1837
	La Soufrière	1956	Eruption phréatique	Barabé et Jolivet, 1958
Dominique	La Soufrière	1976 - 1977	Eruption phréatique	Feuillard et al., 1983
	Valley of Desolation	1880	Eruption phréatique	Nicholls, 1880; Endlich, 1880
Martinique	Valley of Desolation	1997	Eruption phréatique	Komorowski et Hammouya, 1998
	Montagne Pelée	1792	Eruption phréatique	Lacroix, 1904
St. Vincent	Montagne Pelée	1851 - 1852	Eruption phréatique	Lacroix, 1904
	Montagne Pelée	1902 - 1905	Eruption à dome	Lacroix, 1904
	Montagne Pelée	1929 - 1932	Eruption à dome	Perret, 1937
St. Vincent	Soufrière Volcanic Center	1766	Eruption phréatique	Lefort de Latour, 1787
St. Vincent	The Soufrière	1718	Eruption explosive	Anderson et Flett, 1903
	The Soufrière	1780	Eruption à dome	Anderson et Flett, 1903
	The Soufrière	1812 - 1814	Eruption explosive	Anderson et Flett, 1903
	The Soufrière	1902 - 1903	Eruption explosive	Anderson et Flett, 1903
	The Soufrière	1971 - 1972	Eruption à dome	Aspinall et al., 1973
	The Soufrière	1979	Eruption explosive puis à dome	Sheperd et al., 1979
Grenadines	Kick'em Jenny	24 Juillet 1939	Eruption Phréatomagmatique	Devas, 1974
	Kick'em Jenny	5 - 6 Octobre 1943	Eruption sous-Marine	Molard, 1947
	Kick'em Jenny	30 Octobre 1953	Eruption sous-Marine	Lindsay et al., 2005a
	Kick'em Jenny	24 Octobre 1965	Eruption sous-Marine	Lindsay et al., 2005a
	Kick'em Jenny	5 - 7 Mai 1966	Eruption sous-Marine	Lindsay et al., 2005a
	Kick'em Jenny	3-6 Aout 1966	Eruption sous-Marine	Lindsay et al., 2005a
	Kick'em Jenny	5 Juillet 1972	Eruption sous-Marine	Lindsay et al., 2005a
	Kick'em Jenny	6 Septembre 1974	Eruption Phréatomagmatique	Lindsay et al., 2005a
	Kick'em Jenny	14 Janvier 1977	Eruption sous-Marine puis à Dome	McClelland et al., 1989
	Kick'em Jenny	29 - 30 Décembre 1988	Eruption Phréatomagmatique puis à Dome	Sigurdsson, 1989 ; Shepherd, 1988
	Kick'em Jenny	26 Mars - 5 Avril 1990	Eruption sous-Marine	McClelland et al., 1990
Kick'em Jenny	4 - 6 Décembre 2001	Eruption sous-Marine	Lindsay et al., 2005b	

Tableau II.1 : Récapitulatif des éruptions volcaniques historiques de l'arc des Petites Antilles. * Il n'y a pas de traces écrites pour ces éruptions mais les datations radiocarbone les contraignent bien dans la période historique (modifié d'après Lindsay et al., 2005a).

Dans les parties nord et centrale de l'arc, des îles de Saba à Sainte-Lucie, on observe l'émission de magmas principalement andésitiques et dacitiques. Ce type de magma est généralement relativement visqueux et, en fonction de sa teneur en gaz, a tendance soit à générer des colonnes éruptives verticales et des écoulements pyroclastiques soit à former des dômes de lave et de dômes coulées, qui peuvent périodiquement se déstabiliser de façon explosive ou de façon gravitaire. La plupart des volcans de cette partie de l'arc sont des stratovolcans.

A l'inverse, les îles du sud de l'arc, de St. Vincent à Grenade émettent des magmas plutôt basaltiques et/ou andésitiques basaltiques mais rarement des magmas andésitiques. En plus des Stratovolcans, on observe un grand nombre de petits édifices monogéniques et des coulées de

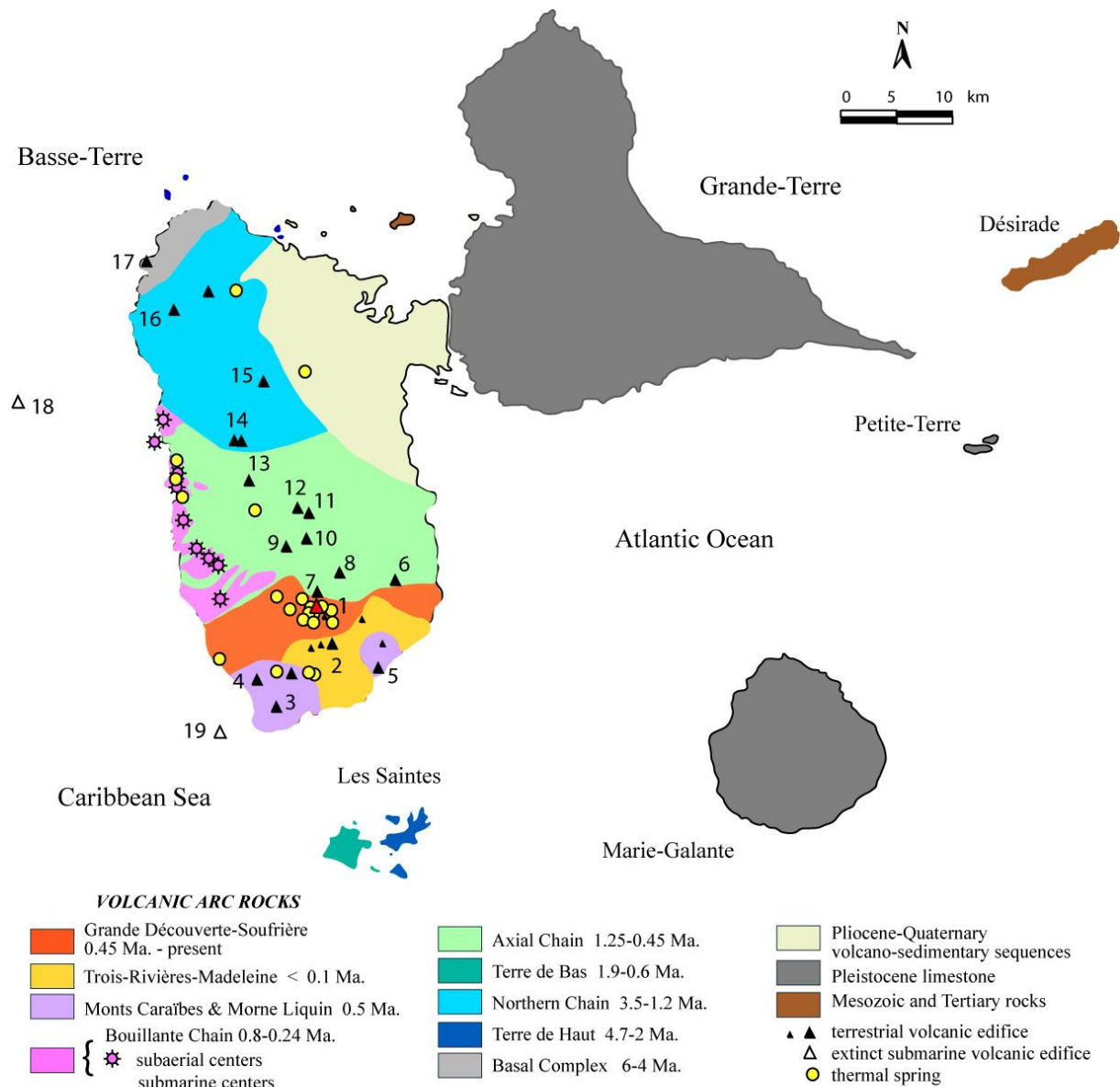
lave. Les éruptions à dôme de magnitude et d'intensité élevées sont beaucoup moins fréquentes que dans la partie nord de l'arc.

Les types éruptifs les plus représentatifs de l'arc des Petites Antilles sont les éruptions à croissance de dôme auxquelles sont associées des phases pyroclastiques plus ou moins explosives et des éruptions magmatiques explosives de magnitudes variées (Lindsay et al., 2005a). Malgré cela, les îles de St. Lucie : l'unité de Choiseul et l'unité de Belfond, et de la Dominique : les tuffs du Roseau (volume estimé par Carey et Sigurdsson (1980) supérieur à 60 km³) et les ignimbrites de Grand Bay, Rosalie ou encore Grand Fond, ont été le siège de plusieurs éruptions de type Plinienne extrêmement violentes (VEI \geq 6, interprété d'après Carey et Sigurdsson, 1980, Lindsay et al., 2005a et 2005b), aboutissant à la mise en place d'importants dépôts d'ignimbrites d'un volume de plusieurs dizaine de km³. Si de telles éruptions se produisaient aujourd'hui, elles n'affecteraient pas seulement l'île en question, mais auraient un impact important à l'échelle régionale et probablement à l'échelle mondiale.

II. Etat de l'Art sur le volcanisme de la Basse Terre.

1. Introduction

Notre connaissance écrite de la Soufrière de Guadeloupe commence par la « découverte » de la Guadeloupe par Christophe Colomb lors du second voyage vers les Amériques en Novembre 1493. Dr Chanca, membre de l'équipage, est le premier à faire une description du volcan La Soufrière, lors de l'accostage de C. Colomb à Ste-Marie-de-Capesterre le 5 novembre 1493 (Chanca, 1494). Il y décrit les impressionnantes Chutes du Carbet, vue du sud-est, depuis la mer des caraïbes et un pic élevé au milieu du volcan vu depuis le sud-est. Cette description morphologique du volcan par le Dr. Chanca est différente de celle faite actuellement. Ceci suggère que des événements éruptifs importants, modifiant la morphologie du volcan, ont eu lieu depuis 1493 (Komorowski et al., 2005). Il n'existe malheureusement aucune trace historique de ces événements puisque l'arrivée des premiers colons à la Guadeloupe date de 1635. Depuis, de nombreux missionnaires ont fourni des descriptions du volcan (Breton 1647; Breton 1665; Du Tertre 1654; 1667-1671) et de l'activité fumerolienne au sommet (Labat 1732).



Main volcanic centers: 1 La Soufrière - 2 Madeleine - 3 Morne Cadet; 4 Le Houëlmont; 5 Petite Montagne - 6 Petites Mamelles; 7 Carmichaël; 8 Montagne de Capesterre; 9 Sans Toucher; 10 Matéliane; 11 Moustique; 12 Merwart; 13 Pitons de Bouillante - 14 Les Mamelles; 15 Jeannoton; 16 Piton Baille-Argent - 17 Gros Morne - 18 Le Directeur - 19 Volcan de Vieux-Fort

Figure III.9 : Carte géologique schématique de la Guadeloupe avec la localisation des principaux centres éruptifs et des sources hydrothermales (modifiée d'après Komorowski et al., 2005).

La première carte géologique de l'ensemble de la Basse-Terre, publiée par le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM), à l'échelle de 1:50 000, a été réalisée par De Reynal de Saint-Michel (1966). Depuis, de nombreuses améliorations ont été apportées à différentes échelles, avec notamment la dernière en date, la carte géologique détaillée au 1:20 000 du Massif volcanique de la Soufrière (figure III.10 - Boudon et al., 1988).

Le grand nombre d'études réalisées sur la Soufrière de Guadeloupe a permis d'établir une bonne connaissance globale de la géologie des îles de la Guadeloupe. Mais des problèmes liés au

manque d'exposition des dépôts volcaniques et à leur forte altération, à l'épaisse couverture végétale, aux reliefs bien marqués et à l'incision importante des rivières rendent la cartographie détaillée et des études fines de la géologie volcanique de la Basse-Terre très difficiles (Boudon et al ; 1988. Komorowski et al., 2005).

Le volcanisme de la Basse-Terre s'articule du nord vers le sud autour de 7 principaux complexes volcaniques (figure III.9). Dans la suite de cette partie, on résumera l'état des connaissances sur le volcanisme ancien de la Basse-Terre avec les 5 complexes volcaniques : le complexe de Base, la chaîne Septentrionale, la chaîne Axiale, la chaîne de Bouillante et les Monts Caraïbes et sur le volcanisme récent de la Basse-Terre avec le complexe potentiellement actif de la Madeleine – Trois-Rivières et le complexe actuel de la Grande Découverte – Soufrière (figure III.9 et III.10).

2. Volcanisme Ancien de la Basse Terre

a. Le Complexe de Base

Le complexe de Base est situé tout au nord de la Basse-Terre, entre la Pointe Allègre et la ville de Deshaies (figure III.9). L'activité volcanique qui lui est associée est à l'origine de la formation de la Basse-Terre. Le volcan sous marin Le Directeur situé au large de Pointe Noire, le plus vaste appareil immergé reconnu à ce jour dans l'archipel et daté entre 3.3 Ma et 2.9 Ma est lui aussi associé à ce complexe éruptif (Bouysse et al., 1988). L'activité volcanique sub-aérienne du Complexe de Base est caractérisée par des coulées de lave massives et extrêmement altérées. Dans les années 1980, différentes études estiment l'âge de ce complexe entre 6 et 4 Ma (Bouysse et al., 1985 ; Maury et al. 1990) et le Pliocène supérieur : entre 4 et 2 Ma (Westercamp et Tazieff, 1980). Une étude géochronologique K-Ar de Samper et al. (2007) indique que le volcanisme sur la Basse-Terre serait apparu dès 2.8 Ma, et aurait au moins couvert la période temporelle de 2.79 ± 0.04 Ma.

b. La Chaîne Septentrionale

La Chaîne Septentrionale se développe au sud du Complexe de base et recouvre presque un tiers de la Basse-Terre (figure III.9). Son activité magmatique se caractérise par une succession de coulées de lave volumineuses et des dômes de composition andésitique et dacitique, incluant une phase magmatique à l'origine de coulées pyroclastiques dacitiques riches en quartz

(Westercamp et Tazieff, 1980). L'activité volcanique de la Chaîne Septentrionale s'est développée le long d'un axe nord-ouest – sud-est, débutant au nord-ouest par la formation du Piton Baille-Argent, évoluant vers le sud-est avec Morne Jeanneton, et se terminant par la formation des deux dômes dacitiques des Mamelles (Westercamp et Tazieff, 1980). Même si l'estimation de l'âge de la fin de l'activité de la Chaîne Septentrionale est concordante entre les différentes études géochronologiques (Briden et al., 1979 ; Boudon et al., 1988 ; Maury et al., 1990 et Samper et al., 2007), l'estimation de l'âge du début de l'activité éruptive est plus délicate. Briden et al. (1979) propose un début de la formation de la Chaîne Septentrionale aux alentours de 2.28 Ma, alors que Maury et al., (1990) et Boudon et al. (1988) estiment qu'il serait plus vieux, respectivement aux alentours de 3.5 Ma et 4 Ma. A l'inverse, les datations absolues K/Ar obtenues par Samper et al. (2007) impliquent un début d'activité plus récente, estimé aux environs de 1.81 ± 0.03 Ma. Les dernières manifestations volcaniques de la Chaîne Septentrionale sont datées du Pléistocène inférieur autour de 1.1 Ma (1.15 Ma, 1 Ma, 1.2 Ma et 1.15 ± 0.02 Ma respectivement pour Briden et al., 1979, Boudon et al., 1988, Maury et al., 1990 et Samper et al., 2007).

c. La Chaîne Axiale

Il y a environ 1 million d'année, l'activité volcanique se déplace au sud de la Chaîne Septentrionale avec le développement de la Chaîne Axiale qui s'étend sur 15 km le long d'un axe orienté lui aussi nord-ouest – sud-est et recouvrant un autre tiers de la Basse-Terre (figure III.9). L'activité éruptive de la Chaîne Axiale est décrite comme étant liée à un volcanisme fissural dont l'orientation générale est plutôt ouest-nord-ouest – est-sud-est (Westercamp et Tazieff, 1980 ; Komorowski et al., 2005). Le début de l'activité magmatique est sous-marin (au vue des importantes unités de hyaloclastites observées) et a été suivi par un important volcanisme effusif sub-aérien aboutissant à la mise en place de coulées de laves andésitiques épaisses et étendues (Boudon et al., 1988 ; Maury et al., 1990). On assiste à l'édification de grands édifices volcaniques composites (> 1000 m au dessus du niveau de la mer) comme les Pitons de Bouillante, Morne Moustique, Sans Toucher, Matéliane et la Montagne de Capesterre. L'évolution de la Chaîne Axiale est caractérisée par des effondrements de flancs répétés, à grande échelle, qui forment 3 importantes structures en fer à cheval, emboîtées et ouvertes vers le sud et à l'intérieur desquelles se sont construits des édifices volcaniques plus jeunes (Boudon 1987; Boudon et al. 1992 ; Komorowski et al., 2005). Samper et al. (2007) ont daté les deux phases de déstabilisation les plus récentes. La première, orientée vers le sud-ouest est datée à 629 ± 13 ka. C'est à l'intérieur de cette structure de déstabilisation que c'est construit le volcan Icaques. La

deuxième structure qui est orientée vers le sud, a été datée à 554 ± 8 ka et c'est à l'intérieur de cette dernière que le volcan de la Montagne de Capesterre s'est construit. L'activité magmatique de la Chaîne Axiale se termine par l'émission des dernières coulées de laves du volcan du Sans-Toucher datées à environ 435 ± 0.08 ka (Blanc, 1983 ; Boudon et al., 1988). Les premières estimations de l'âge de l'activité de la Chaîne Axiale s'étendraient du Pléistocène inférieur au Pléistocène moyen : de 1.25 Ma à 0.45 Ma (Westercamp et Tazieff, 1980 ; Briden et al., 1979) et entre 1.5 à 1.25 Ma et 0.6 Ma (Boudon et al., 1988). Des études plus récentes, utilisant la méthode de datation K/Ar Cassagnol-Gillot, ont permis de réduire les incertitudes temporelles sur l'activité de la chaîne Axiale qui s'étendrait de 1.023 ± 0.025 Ma à 0.435 ± 0.08 Ma (Blanc, 1983 ; Carlut et al., 2000 ; Samper et al., 2007).

d. La Chaîne de Bouillante

La chaîne de Bouillante s'est construite sur le flanc caraïbes de la Chaîne Axiale et s'étend du nord de la commune de Vieux Habitants sur la côte ouest de la Basse-Terre jusqu'aux deux dômes des Petites Mamelles sur la côte atlantique de la Basse-Terre (Blanc, 1983) (figure III.9). Elle est constituée par un ensemble de petits édifices volcaniques monogéniques, sous-marins et aériens, au dynamisme éruptif explosif (essentiellement phréatomagmatique) et effusif (Bouysse et Martin, 1979 ; Westercamp et Tazieff, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988 ; Gadalia et al., 1988).

La composition des magmas émis par la Chaîne de Bouillante couvre une très large gamme : basaltes à olivine, andésites, dacites et rhyolites à quartz (Boudon et al., 1988 ; Gadalia et al., 1988). La Chaîne de Bouillante se développe entre 0.8 Ma et 0.25 Ma (Blanc, 1983 ; Boudon et al., 1988 ; Carlut et al., 2000 ; Komorowski et al., 2005). Elle reste donc active jusqu'au début de l'édification du massif de la Grande Découverte – Soufrière (Boudon et al., 1988), et l'âge relativement récent de cette chaîne volcanique de la Basse-Terre est bien illustré par les nombreuses manifestations hydrothermales (piscines de boue, sources hydrothermales, fumerolles, etc) qui existent encore sur terre et en mer autour de Bouillante, et par le développement et l'exploitation d'un champ géothermique de grande ampleur dans la baie de Bouillante (Traineau et al., 1997).

Les dernières étapes de l'activité de la Chaîne de Bouillante sont encore incertaines mais elles laissent à penser qu'elle pourrait être la source d'éruptions explosives majeures, qui auraient engendrées des coulées pyroclastiques et des retombées de ponces de composition chimique andésitique à dacitique ou rhyolitique (Dagain, 1981). Ce serait l'interprétation donnée à l'éruption plinienne de Danoy, datée par thermoluminescence à 0.244 ± 0.018 Ma (Blanc, 1983) et

qui serait associée à la formation de la caldeira de Vieux-Habitants (Carlut et al., 2000) ou encore à l'éruption à l'origine du tuff cône et du dôme rhyolitique dite « Le Tuf » (Carlut et al., 2000 ; Komorowski et al., 2005) datée par K-Ar à 0.325 ± 0.008 Ma (Blanc, 1983). Samper et al. (2007) propose, sur la base de leurs contraintes chronologiques, que la Chaîne de Bouillante soit un sous-ensemble de la Chaîne Axiale.

e. Les Monts Caraïbes

Les Monts Caraïbes constituent le massif volcanique de la pointe sud de la Basse-Terre (figure III.9 et III.10). Bien que son activité volcanique soit initialement sous marine de type surtseyen, les dernières évidences d'activités éruptives montrent clairement une transition vers une activité explosive et effusive sub-aérienne. On recense différentes éruptions pliniennes et phréatomagmatiques avec respectivement des dépôts de retombées dacitiques et des séquences d'écoulements pyroclastiques turbulents et de retombées de cendres de compositions plus basiques ainsi que des phases d'émissions de coulées de lave localisées et d'extrusion de dômes comme celui du Houëlmont (où se situe l'observatoire volcanologique) et de Morne Boucanier (Boudon et al., 1988 ; Bissainte, 1995 ; Komorowski et al., 2005). L'âge de mise en place des Monts Caraïbes est contraint par K/Ar entre 0.6 Ma et 0.4 Ma (Blanc, 1983), et a donc montré une activité synchrone à celle de la Chaîne de Bouillante et à la fin d'activité de la Chaîne Axiale. Comme pour la Chaîne de Bouillante, Samper et al. (2007) propose, sur la base de leurs contraintes chronologiques, que les Monts Caraïbes soient un sous-ensemble de la Chaîne Axiale.

3. Le volcanisme récent de la Basse-Terre

a. Le Complexe Madeleine – Trois-Rivières

Le complexe de Madeleine – Trois-Rivières est un champ volcanique essentiellement effusif produisant de volumineuses et épaisses coulées de laves (> 100 m d'épaisseur) ainsi que d'importants dômes visqueux et dômes-coulées (e.g., Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005). Il se localise au sud – sud-est de la Basse-Terre (figure III.9 et III.10). On dénombre cependant quelques phases explosives ayant produit des coulées pyroclastiques concentrées (pour certaines riches en scories) et des coulées pyroclastiques turbulentes et diluées associées aux extrusions de dômes et à des phases phréatomagmatiques. Le cadre temporel de la mise en place du complexe volcanique de Madeleine - Trois-Rivières est complexe et n'est pas encore très bien contraint.

Dans la notice de la carte géologique au 1 : 20 000, Boudon et al. (1988) définissent deux périodes d'activité. La première appelée « l'ensemble effusif de Trois-Rivières » correspondrait à des empilements de coulées de lave andésitique porphyrique à plagioclase et à deux pyroxènes, relativement basiques et contenant aussi des phénocristaux d'olivine. Elles sont peu épaisses, relativement vieilles, aux morphologies émoussées et se localisent au niveau de la commune de Trois-Rivières, entre les Monts Caraïbes à l'ouest, Bananier à l'est et la Madeleine, le Gros Fougas et le Plateau du Palmiste au nord. Les auteurs ne sont pas d'accords sur l'origine de ces coulées. Pour G. Boudon et M. Semet, elles seraient associées à la première période d'activité du Complexe de la Madeleine – Trois-Rivières, alors que pour J. Dagain et D. Westercamp, elles seraient associées aux premiers stades du Complexe de la Grande Découverte-Soufrière. Samper et al. (2009), par de nouvelles datations K/Ar, utilisant la méthode Cassagnol-Gillot, ont essayé de mieux contraindre temporellement ces coulées de laves. Ces coulées de lave de Trois Rivières se seraient mises en place entre 75 ± 14 ka et 87 ± 5 ka et seraient donc plus jeune que ce que supposaient Boudon et al. (1988).

La deuxième période d'activité, dénommée «La Madeleine Stricto Sensu » par Boudon et al. (1988), débute par une phase d'activité explosive phréatomagmatique dont les dépôts les plus significatifs sont visibles dans la rivière du Galion sous la cascade de la Parabole, sur les flancs du Morne Dongo et dans la carrière du Petit Carbet. Les dépôts semblent avoir recouvert l'ensemble du massif mais il n'est plus possible dans la plupart des cas de les distinguer avec certitude tant l'altération et le remaniement sont importants (Dagain, 1981). L'interaction entre une intrusion magmatique et un lac de barrage dans la zone de Moscou (qui se serait formé suite à une modification brutale de la topographie associé à la mise en place d'une coulée de lave ou plus certainement d'une avalanche de débris) serait à l'origine de cette éruption (Boudon et al., 1988). Dans un premier temps, Boudon et al. (1988) interprètent ces dépôts comme étant le résultat d'une seule éruption phréatomagmatique contrainte aux alentours de 15 000 BP. Les dépôts de cendres finement stratifiés sont directement recouverts par des dépôts, réinterprétés plus tard comme étant une avalanche de débris (Komorowski et al., 2002 ; 2005 ; Boudon et al., 2007), datés à $13\ 850\pm 250$ BP et $13\ 420\pm 250$ BP. De nouveaux affleurements et de nouveaux âges radiocarbone amènent Komorowski et al. (2005) à réinterpréter ces dépôts comme étant plus probablement associés à une phase d'activité phréatomagmatique datée entre $13\ 800\pm 260$ BP et $12\ 700\pm 230$ BP et qui aurait produit des dépôts de brèches explosives et de coulées pyroclastiques diluées, malheureusement mal préservés et seulement visibles dans la partie supérieure de la rivière du Galion. Les événements monogéniques se situeraient certainement au sein du complexe volcanique de la « Madeleine - Trois-Rivières » mais pourraient aussi correspondre à des événements latéraux ou excentrés du complexe de la Grande Découverte-Soufrière (Komorowski et al., 2005).

Figure III.10 : Carte géologique du Massif Volcanique de la Soufrière (Boudon et al., 1988). Sont représentés en gris comme le substratum du massif de la Soufrière, les dépôts de la Chaîne Axiale (x1, Nx1 et Lhx1), les dépôts des Monts Caraïbes (Hx2, Lx2), et les dépôts de la Chaîne de Bouillante (bx3, Hbx3, ax3, Hax3, Hx3). Les dépôts associés à l'épisode de La Grande Découverte sont colorés en bleu (G1, G2 et G3) et en violet foncé (HG4 et PG4). Les dépôts de l'épisode du Carmichaël sont en violet clair - bleu (G5 et G6), en marron (PGM et NGM) et en fond bleu à pois blanc (DbG7). On retrouve en Bleu-vert l'ensemble effusif de Trois Rivières (GM1, GM2, GM3, GM4 et GM5) et en vert la période de la Madeleine « sensu stricto » (M1, M2, HM3, M4, M5, M6, M7 et PM7). L'épisode de la Soufrière est caractérisée par les couleurs fond blanc à pois bleus (LhG8), jaune (NS1, NS2 et LhS2), fond blanc à pois blanc (DbS3), fond blanc à pois orange (LhS5 et LhS6), orange (NS4, S4, PS6) et rouge (NS7, PS8, NS8 et S8).

Le volcanisme de la période «La Madeleine Stricto Sensu » reste majoritairement effusif, avec la formation de coulées de laves volumineuses et particulièrement épaisses, de dômes et de cônes de scories aux morphologies bien conservées (e.g., Gros Fougas, Morne Lenglet) et qui s'étendent entre les Monts Caraïbes à l'ouest, la rivière du Carbet à l'est et le Massif de la Grande Découverte – Soufrière au nord. A l'exception du cône de Scories du Gros Fougas, tous les points de sortie des coulées de laves sont obstrués par un dôme. La nature chimique et pétrographique de ces laves est monotone, ce sont des andésites basiques, porphyriques peu vacuolaires et pauvres en olivine (Dagain, 1981 et Boudon et al., 1988).

L'activité terminale du Complexe de la Madeleine – Trois-Rivières serait caractérisée par des cônes de scories morphologiquement bien conservés comme le Gros Fougas ou le Morne Lenglet. La relation entre ces cônes et la fin de la période d'activité du Complexe de la Madeleine – Trois-Rivières a été mise en évidence par stratigraphie puisqu'ils recouvrent à la fois les coulées de laves massives et les dépôts phréatomagmatiques isolés caractéristiques du volcanisme explosif monogénique du début de la période appelée «La Madeleine StrictoSensu ». Les âges de ces cônes de scories sont inconnus, mais leur recouvrement par des dépôts d'avalanche de débris récents associés à l'épisode de la Soufrière (Komorowski et al., 2002 , 2008 et Boudon et al., 2007) permettent de les contraindre entre 0.020 et 0.010 Ma (Komorowski et al., 2005).

D'après Feuillet et al. (2002), l'alignement : Morne Liquin, la Madeleine, le Gros Fougas et Morne Lenglet résulte d'une activité éruptive fissurale datant du Pléistocène supérieur et orientée parallèlement à l'axe du grabben de Marie-Galante. Cet alignement éruptif est certainement récent puisqu'il marquerait le prolongement à terre d'une importante faille normale de direction est-ouest, montrant encore des escarpements en mer de 30 m de haut.

Des études plus récentes ont pu apporter de nouvelles contraintes temporelles par la méthode de datation K-Ar Cassagnol-Gillot. Samper et al. (2009) définissent le complexe

volcanique « Trois-Rivières – Madeleine » comme étant un sous-ensemble du Complexe Volcanique de la Grande Découverte, synchrones à l'activité du volcan de la Grande Découverte – Soufrière, lui aussi sous-ensemble du Complexe Volcanique de la Grande Découverte. Pour le champ volcanique « Trois-Rivières – Madeleine », l'obtention de treize datations a permis de définir 4 périodes d'activités effusives : une première période de 100 ka à 70 ka, une deuxième période de 70 ka à 48 ka, une troisième période de 48 ka à 15 ka et une dernière période plus récente inférieure à 15 ka. Le début de l'activité de « Trois-Rivières – Madeleine » avec des coulées de laves qui se sont mises en place au niveau de la commune de Trois-Rivières entre 75 ± 14 ka et 87 ± 5 ka, correspond à l'ensemble effusif de Trois-Rivières défini par Boudon et al. (1988). Pour les auteurs, l'activité éruptive se poursuit un peu plus au nord, entre 70 ka et 48 ka, avec la mise en place d'un alignement volcanique est-ouest composé du dôme de la Madeleine, du cône de scories et de la coulée de lave du Gros Fougas et de la coulée de lave du Plateau Palmiste. Sur la base de datations K-Ar, Samper et al. (2009) donnent un âge moyen à cet alignement « Madeleine-Gros Fougas-Palmiste » de 62 ± 5 ka. La troisième période, entre 48 ka et 15 ka, n'est représentée que par un seul âge K-Ar obtenu sur une coulée située sous la coulée de La Coulisse à Trois-Rivières. Malgré les observations stratigraphiques et morphologiques et les datations au Carbone 14 (Boudon et al., 1988), les auteurs proposent que la période terminale du complexe volcanique « Trois-Rivières – Madeleine » s'étend de 15 ka jusqu'à l'actuel. L'obtention d'âges très jeunes pour le dôme de Morne Liquin (0 ± 20 ka) et pour trois coulées de lave dans la région de la Madeleine – Trois rivières : La Coulisse (6 ± 6 ka), l'Habituée (< 10 ka : Blanc, 1983) et une autre située au niveau de la partie inférieure du flanc est de la Madeleine (0 ± 1 ka), en font un complexe potentiellement toujours vivant.

Les différentes périodes éruptives du complexe « Trois-Rivières – Madeleine » sont synchrones avec le complexe « La Grande Découverte-Soufrière ». Au sein de chaque période éruptive, les analyses des rapports isotopiques du Sr, Nd et Pb (Samper et al., 2007) ainsi que les analyses en éléments majeurs et en éléments traces, des laves du complexe « Trois-Rivière – Madeleine » et du complexe « La Grande Découverte-Soufrière » montrent des tendances extrêmement similaires, les rendant indissociables chimiquement. Une telle homogénéité des compositions chimiques obtenues pour des coulées de laves distinctes, issues de différents événements éruptifs mais contemporaines, a été interprétée comme la résultante d'une même source magmatique (Samper et al., 2009).

Au cours de cette étude, nous avons apporté de nouvelles contraintes stratigraphiques et temporelles sur la mise en place de ces cônes de scories (Chapitre VI).

b. Le complexe de la Grande Découverte-Soufrière

Le complexe de la Grande Découverte-Soufrière, qui est le seul massif volcanique encore actif (i.e., qui a eu une activité volcanique au cours de la période historique) de la Guadeloupe (figure III.9 et III.10), est composé de plusieurs stratovolcans calco-alcalins construits sur les dernières coulées de lave distales du volcan composite du Sans Toucher, au sud de la Chaîne Axiale (e.g., Boudon et al., 1988, Komorowski et al., 2005). Le Complexe de la Grande Découverte - Soufrière se décompose en une alternance de phases de construction et de phases de destruction ayant engendré trois édifices majeurs le long d'un axe nord-ouest – sud-est d'environ 8 km: la Grande Découverte, le Carmichaël et la Soufrière (figure III.11). La Soufrière de Guadeloupe, dernier édifice du complexe, est le point le plus haut de l'arc des Petites Antilles et culmine à 1467 m. La construction de ces principaux édifices a délimité les trois grands épisodes éruptifs du complexe, du plus ancien à l'actuel : l'épisode de la Grande Découverte, l'épisode du Carmichaël et l'épisode de la Soufrière.

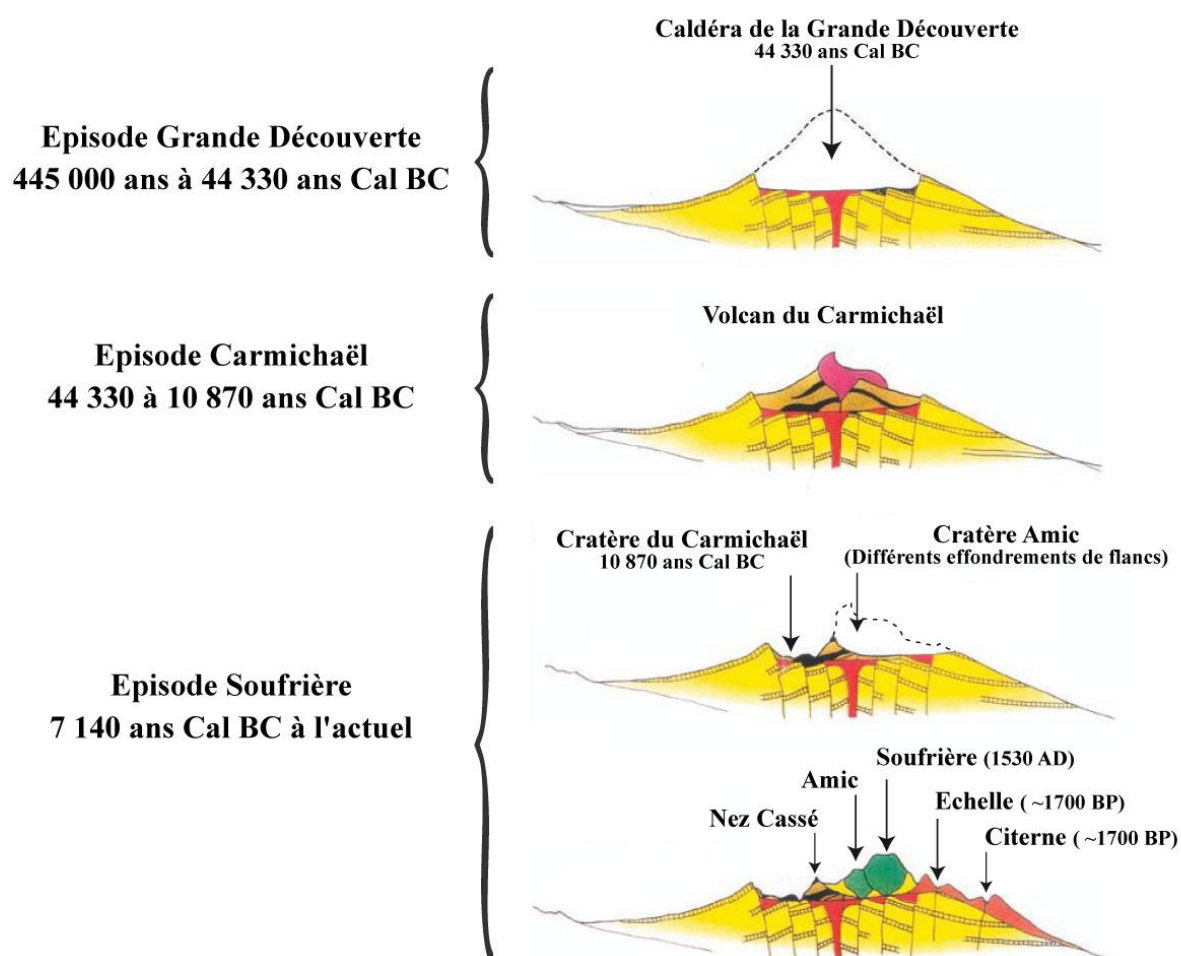


Figure III.11 : Evolution géologique simplifiée du Complexe de la Grande Découverte – Soufrière. [Modifié d'après Boudon et al., 1988 et Komorowski et al., 2005].

b1- L'épisode de la Grande Découverte

Le premier épisode de l'activité magmatique du Complexe de la Grande Découverte-Soufrière est celui de la Grande Découverte. il est certainement l'épisode le plus important en termes de volume émis et correspond à la construction de l'essentiel du volume du massif actuel (Boudon et al., 1988). Sur la base d'études stratigraphiques et pétrologiques (Boudon et al., 1988) et sur quelques datations K-Ar (Blanc, 1983), l'épisode de la Grande Découverte était initialement contraint entre 0.200 Ma et 42 350±1975/-1585 ans BP (Boudon et al. ; 1988, 1989, 1992 ; Komorowski et al., 2005).

Deux nouvelles datations K-Ar Cassagnol-Gillot obtenues par Carlut et al. (2000) pour le rebord nord de la Caldeira de La Grande Découverte (0.205±0.028 Ma) et pour la coulée de lave de la Cascade Vauchelet, au sud-est du massif de la Grande Découverte – Soufrière (0.445±0.006 Ma), font évoluer cette hypothèse. La localisation et l'âge obtenu pour la coulée de lave sur le rebord nord de la Caldeira de La Grande Découverte, ainsi que la réinterprétation de la coulée de lave de la Cascade Vauchelet, initialement associée à l'activité effusive du Sans Toucher (Carlut et al., 2000 ; Samper et al., 2007), amènent Samper et al. (2009) à proposer une période d'activité « proto-Grande Découverte » comprise entre 0.450 et 0.200 Ma.

Bien que l'activité éruptive de la Grande Découverte soit à dominante effusive, on lui associe aussi quelques éruptions explosives majeures dont les dépôts ont recouvert toute la moitié sud de la Basse-Terre (Komorowski et al., 2005). On dénombre au minimum trois éruptions caldériques au cours de cet épisode éruptif : (1) l'éruption d'Anse des Pères datée à 140±14 ka (datation par thermoluminescence : Blanc, 1983) ; (2) l'éruption de Montval datée à 108±10 ka (datation par thermoluminescence : Blanc, 1983) ; et (3) l'éruption de Pintade 42 350±1975/-1585 BP (datation ¹⁴C : Komorowski et al., 2005) et 46 ± 6 ka (datation U-Th : Komorowski et al., 2005). C'est cette éruption de Pintade qui est à l'origine de la formation de la grande caldeira de la Grande Découverte (environ 3 km de diamètre) et qui clôture l'épisode de la Grande Découverte. Cette éruption majeure de l'histoire éruptive récente de la Guadeloupe a engendré d'importantes coulées pyroclastiques riches en ponces et en scories (volume DRE estimé entre 1 et 3 km³) et des retombées de ponces andésitiques sur plus de 120 km² (Boudon et al., 1988). Les dépôts associés, principalement les nombreuses coulées pyroclastiques riches en ponces, sont visibles en quelques endroits du sud-ouest de la Basse-Terre.

En parallèle de ce volcanisme effusif qui a participé à l'édification du volcan composite de la Grande Découverte, plusieurs phases d'effondrements partiels de flancs ont eux aussi participé

à l'évolution morphologique du volcan en détruisant les flancs de la Grande Découverte (Komorowski et al., 2002, 2005 ; Boudon et al. 2007). De la plus ancienne à plus récente, on dénombre au moins 3 avalanches de débris. La première est contrainte à un âge inférieur à 140 ka car les dépôts qui lui sont associés se situent stratigraphiquement directement sur les dépôts ponceux de l'éruption d'Anse des Pères datés à 140 ± 14 ka (Boudon et al., 2007). La deuxième est stratigraphiquement située entre la plus première et la troisième, elle est donc datée relativement entre 140 ka et 45 ka (Boudon et al., 2007). La troisième a été datée au sud-est de la Basse-Terre dans la Rivière du Carbet à $45\ 910 \pm 5330 / -3180$ ans BP (Boudon et al., 2007) et est associée aux dépôts d'avalanche de débris précédent l'éruption majeure de Pintade (Komorowski et al., 2002, 2005 ; Boudon et al., 2007).

b2- L'épisode du Carmichaël

Le deuxième épisode éruptif du Complexe de la Grande Découverte-Soufrière est celui du Carmichaël. Il correspond entre, $42\ 350 \pm 1975 / -1585$ BP et 11 500 BP, à la poursuite de l'activité magmatique au cœur de la caldeira de la Grande Découverte et à la construction du nouveau volcan composite du Carmichaël (Boudon et al., 1988). L'activité magmatique de l'épisode du Carmichaël est toujours composée de plusieurs événements effusifs et explosifs. Contrairement à l'épisode précédent, les événements explosifs sont plus représentés, avec l'extrusion de plusieurs dômes engendrant d'importantes coulées pyroclastiques dans lesquelles s'insèrent quelques événements ponceux (Dagain 1981 ; Boudon et al. 1988 ; Komorowski et al., 2002 ; Komorowski et al., 2005).

Les produits des différentes phases explosives se retrouvent majoritairement à l'est du volcan et sont canalisés essentiellement dans la rivière du Grand Carbet ou de Saint Sauveur. Les 14 âges radiocarbone disponibles pour cette période (Jérémie 1979 ; 1980 ; Boudon et al., 1988, Komorowski et al., 2005) révèlent plusieurs séquences éruptives intercalées entre 35 000 BP et 14 500 BP. Une pause dans l'activité volcanique caractérise la fin de cette phase nommée la « phase du Carbet » entre environ 18 000 et 13 500 ans BP (Komorowski et al., 2005). C'est certainement à la suite de cette phase que se développe sur le volcan Carmichaël un important système hydrothermal qui altère significativement la partie supérieure et le cœur de l'édifice volcanique (Komorowski et al., 2005). Vers la fin de l'épisode du Carmichaël, on dénombre au moins deux déstabilisations de flanc majeures datées à environ 13 500 BP (Komorowski et al., 2005 ; Boudon et al., 2007) et 11 500 BP (Boudon et al., 1987, 1988, 1989, Komorowski et al., 2005 ; Boudon et al., 2007) sans que celles-ci ne soient associées à une activité magmatique. La dernière, celle de 11 500 BP est décrite comme résultant d'une éruption phréatique de type

Bandai-San (Boudon et al., 1984 ;1987 ; 1988 ; 1989 ; 1992) et marquerait la fin de l'épisode du Carmichaël (Komorowski et al., 2005 ; Boudon et al., 2007).

Mis à part les dépôts des deux avalanches de débris, les seuls dépôts caractéristiques de cette phase dans la partie ouest du complexe volcanique sont des dépôts de ponces d'une éruption de type plinienne, datés par radiocarbone à $26\,235 \pm 2008$ BP (Jérémie, 1980), mais qui n'affleurent malheureusement qu'à très peu d'endroits. Malgré le trop peu d'informations exploitables sur cette éruption, on peut en déduire qu'au vu des épaisseurs mesurées (15 cm de dépôt de retombées de ponces à 7.2 km de la source), les retombées de ponces ont certainement, comme pour l'éruption de Pintade, recouvert toute la Basse-Terre et qu'un certain nombre de coulées pyroclastiques riches en ponces ont été canalisées dans les rivières du sud-est de la Basse-Terre (Komorowski et al., 2005). Cette éruption dénommée St Phy est la dernière éruption plinienne connue de l'activité magmatique récente de la Basse-Terre (Komorowski et al., 2005).

b3- L'épisode de la Soufrière

L'épisode de la Soufrière est depuis 11 500 ans BP le dernier épisode éruptif du complexe de la Grande Découverte-Soufrière (figure III.12). Il est caractérisé par une succession d'éruptions à dômes intercalées avec de longues périodes d'activité explosive phréatique et surtout par une forte récurrence de déstabilisations de flanc (Komorowski et al., 2002, 2005, 2008 ; Boudon et al., 2007).

L'unité stratigraphique des « Cendres Jaunes » est décrite comme étant l'accumulation de ces cendres altérées suite aux longues phases d'activité phréatiques (Boudon et al., 1988). Cette unité est présente dans toute la zone proximale au volcan sur une épaisseur importante de plusieurs mètres, traduisant au moins 8070 ± 480 BP d'activité phréatique de la Soufrière de Guadeloupe. Certainement qu'à l'image du volcan du Carmichaël, une activité hydrothermale intense s'est développée au sommet du volcan de la Soufrière, puisqu'en plus des nombreuses séquences phréatiques, on observe un très grand nombre d'effondrements de flancs de l'édifice de petit volume.

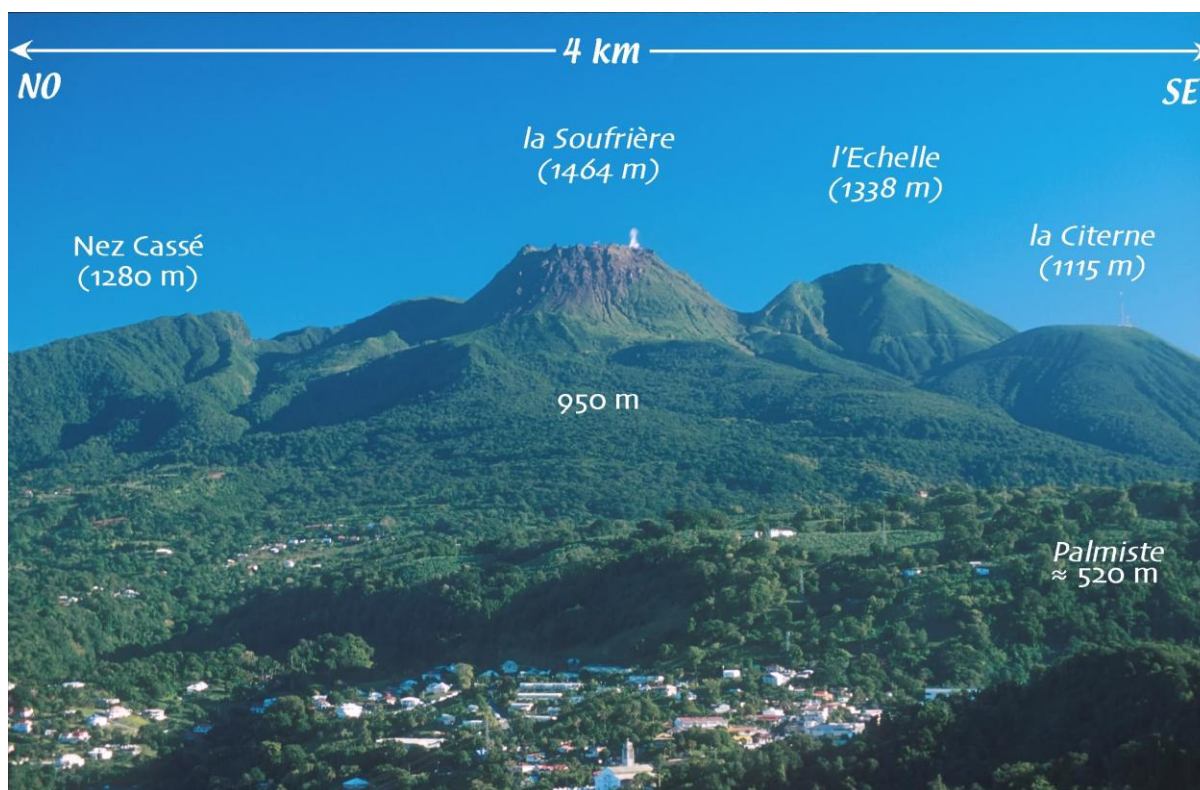


Figure III.12 : Complexe de la Grande Découverte - Soufrière depuis l'observatoire (photo : JC Komorowski)

Des études récentes basées sur la caractérisation des dépôts d'avalanches de débris sur les flancs ouest et sud-ouest du volcan ont montré que la Soufrière avait connu au moins 8 déstabilisations de flancs de petits volumes (entre 0.1 et 0.5 km³), au cours des 10 000 dernières années (Komorowski et al, 2002, 2005 ; Boudon et al, 2007). D'ailleurs les premières évidences de manifestations volcaniques de l'épisode de la Soufrière sont des dépôts d'avalanches de débris liés à une déstabilisation partielle des flancs de l'édifice, datées à environ 7700 ans BP (Komorowski et al., 2002, 2005, 2008 ; Boudon et al., 2007). L'association de certains dépôts d'avalanche de débris avec des dépôts d'explosion magmatique latéralement dirigée, montrerait une origine magmatique de ces déstabilisations de flanc (Komorowski et al. 2002 ; 2005 ; Boudon et al., 2007).

Le meilleur exemple de cette activité est certainement l'éruption de type « St Helens 1980 » daté à environ 3100 ans BP. La mise en place d'un cryptodôme andésitique aurait provoqué l'effondrement du flanc sud du volcan, formant ou au moins élargissant la structure en fer à cheval (1,7 sur 1,3 km) du cratère Amic (Boudon et al., 1984 ; 1988 ; 1989). Cet effondrement de flanc a produit l'une des plus volumineuses avalanches de débris de l'épisode de la Soufrière, recouvrant sur 28 km² le sud – sud-ouest de la Basse-Terre (Boudon et al., 1984) et atteignant certainement la mer. Les dépôts de l'explosion magmatique latéralement dirigée qui a suivi l'avalanche de débris ont eux aussi recouvert le sud – sud-ouest de la Basse-Terre mais sur

une zone beaucoup plus vaste d'au moins 100 km² (Boudon et al 1984 ; 1987 ; 1988 ; 1989 ; 1992 ; Besson et Poirier, 1994 ; Komorowski et al., 2005, 2008).

L'activité magmatique de l'épisode de la Soufrière se développe au sud-est de la structure formée par la déstabilisation de flanc de 11 500 BP. Les premières évidences d'activité magmatique sont liées à la formation du dôme de lave Amic entre 4500 ans BP et 3500 ans BP (Boudon et al., 1988) dans la structure de déstabilisation datée à 7700 ans BP (Komorowski et al., 2005). Même si l'enregistrement géologique n'est pas complet à cause de l'érosion, les produits pyroclastiques associés aux phases d'activité à dôme sont beaucoup moins dispersés et moins volumineux que ceux de l'épisode du Carmichaël qui affleurent à l'est dans la rivière Grand Carbet (Komorowski et al., 2005). La poursuite de l'activité magmatique est principalement localisée à l'intérieur de la structure fer à cheval (e.g., cratère Amic) formée par la déstabilisation de 3 100 ans BP.

Au cours de l'épisode de la Soufrière, on recense, en plus du cryptodôme de l'éruption de 3100 ans BP, l'extrusion de deux autres dômes dans le cratère Amic : le dôme post-éruption de 3100 ans BP daté aux alentours de 2400 ans BP (Komorowski et al., 2002 ; Boudon et al., 2007) et le dôme actuel de la Soufrière daté à 1530 Cal AD (Boudon et al., 2008). Entre la mise en place de ces deux derniers dômes de lave, les cônes de l'Echelle (1397 m) et de la Citerne (1150 m) se sont formés sur les bords sud-est du cratère Amic. Ce sont des cônes de scories dans lesquels s'intercalent des petites coulées de lave, et qui reposent sur un socle constitué de produits phréatomagmatiques (Boudon et al., 1988 ; Vincent, 1994). L'imbrication de leurs produits éruptifs révèle une construction contemporaine des deux édifices. Ils sont postérieurs à l'éruption de 3100 ans BP dont on ne retrouve pas les dépôts et antérieure à la déstabilisation de flanc, certainement celle de 1530 AD, qui affecte le flanc nord-ouest de l'Echelle. Les événements de la Citerne et de l'Echelle sont globalement contraints aux alentours de 1680 ans BP et ceci grâce à trois datations ¹⁴C (e.g., 1545 ans BP, 1700 ans BP et 1800 ans BP), obtenues dans des dépôts de lahars phréatiques et dans des dépôts remaniant les produits de la Citerne (Boudon et al., 1988). La composition chimique et pétrologique des coulées de laves associées à ces cônes (basaltes à olivines) et leur positionnement excentré sur les flancs sud du Complexe de la Grande Découverte-Soufrière, impliquent que leur formation résulte d'un magma primaire qui n'aurait pas interagi avec la chambre magmatique superficielle qui alimente le complexe de la Grande Découverte-Soufrière (Boudon et al 1988).

L'éruption de la Soufrière datée à 1530 AD (Boudon et al, 2008) est la dernière éruption magmatique explosive du complexe de la Grande Découverte Soufrière. Elle représenterait le scénario le plus crédible pour une future éruption magmatique à la Soufrière de Guadeloupe

(Komorowski et al., 2008 ; Spence et al., 2008). Elle est surtout l'éruption la plus étudiée de toute l'histoire géologique de la Soufrière de Guadeloupe : Bruet (1950 ; 1953), Bruet et Aubrat (1950), De Reynal de Saint-Michel (1966), Westercamp (1979), Vincent et al. (1979), Semet et al. (1981), Ingrin et Poirier (1986), Boudon et al. (1988 ; 1989 ; 2008), Komorowski et al. (2005 ; 2008), Poussineau (2005), Touboul et al. (2007), Spence et al. (2008).

Le déroulement de l'éruption est assez complexe et s'articule autour de 4 phases principales (Boudon et al., 2008). Dans la première phase de l'éruption la remontée du magma et/ou les premières phases d'activités magmatiques déclenche un effondrement partiel du flanc sud du volcan, de petit volume mais qui atteint quand même la mer (> 9 km). L'éruption continue avec une phase explosive sub-plinienne de moyenne magnitude : VEI 2-3, avec une colonne éruptive qui a atteint entre 9 et 12 km d'altitude, produisant environ 0.061 km³ DRE (Komorowski et al., 2008) de produits magmatiques de composition dacitique à andésitique basique. On observe des dépôts de retombées de ponces sur environ 1 m d'épaisseur à 0.6 km et des coulées pyroclastiques riches en ponces jusqu'à une distance de 6 km du volcan. L'éruption évolue vers une deuxième phase d'activité explosive de type strombolien violent à l'origine d'une épaisse séquence proximale de retombées grossières de fragments juvéniles scoriacés (e.g., environ 5 m d'épaisseur à 0.6 km du volcan). L'extrusion d'un dôme andésitique dans le cratère de La Soufrière : le dôme actuel de la Soufrière de Guadeloupe, clôture l'éruption de la Soufrière (Boudon et al., 2008).

L'activité la plus récente de la Soufrière de Guadeloupe est caractérisée par les 6 éruptions phréatiques historiques rapportées depuis l'arrivée des premiers Colons en 1635 AD, avec les éruptions mineures ou de faible intensité : 1690 AD, 1812 AD, 1836-37 AD, 1956 AD et les éruptions majeures ou de fortes intensités : 11797-98 AD et 1976-77 AD (Feuillard et al., 1983 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005). Les violentes explosions de l'éruption phréatique de 1976-1977 ont forcé l'évacuation de 73 000 personnes pendant 6 mois (Feuillard et al, 1983 ; Boudon et al, 1988 ; Komorowski et al, 2005). Actuellement, la crise de 1976-1977 est interprétée comme une éruption magmatique avortée (Feuillard et al, 1983 ; Villemant et al, 2005 ; Komorowski et al., 2005) liée à l'intrusion d'un petit volume de magma andésitique qui a arrêté sa migration vers la surface dans les derniers kilomètres, déclenchant le réchauffement et la pressurisation du système hydrothermal, les explosions phréatiques, et un dégazage important de chlore dans le système hydrothermal (Villemant et al., 2005 ; Boichu et al., 2008, 2011).

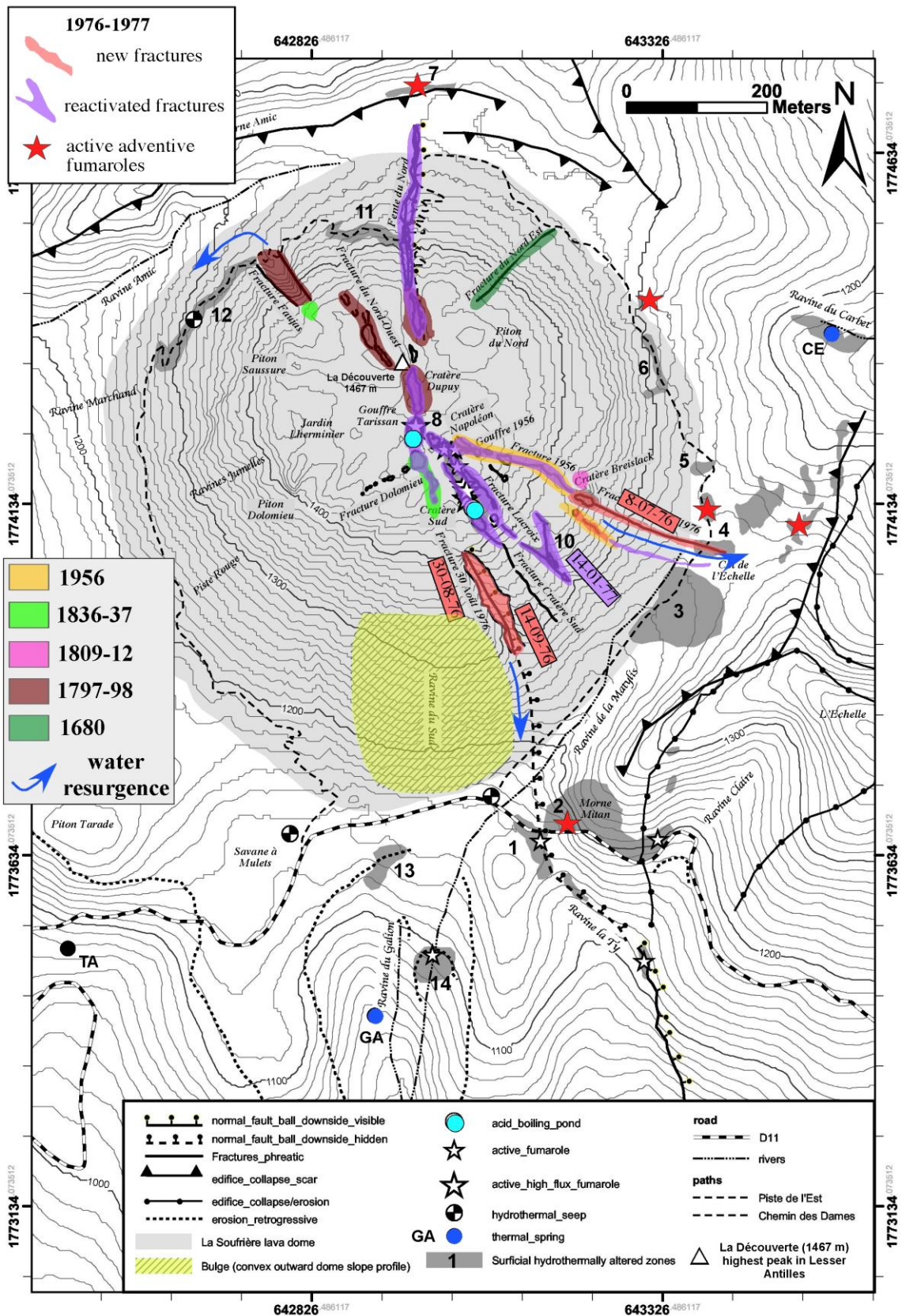


Figure III.13 : Carte du Dome de la Soufrière de Guadeloupe synthétisant les zones de fractures et les zones fumarolliennes actives et passées et les zones affectées depuis 1998 par les panaches fumarolliens riches en HCl (Komorowski et al., 2005).

Après les événements de 1976-1977, on a noté une décroissance régulière de l'activité sismique de la Soufrière jusqu'au début des années 90 (figure III.13) et une décroissance un peu plus lente de l'activité fumerolienne, avec les disparitions progressives de zones fumeroliennes au sommet (Tarissan, Cratère Sud, Fente du Nord et Cratère 1956), sur les flancs (fumerolles de Lacroix) et à la base du dôme (fumerolles du Carbet, Collardeau et du Col de l'Echelle) (Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Guadeloupe ; Komorowski et al., 2005).

A partir de 1992, l'activité sismique, fumerollienne et thermique reprend (figure III.13 et figure III.14). On mesure une augmentation du nombre de séismes d'origine volcanique (haute fréquence et faible énergie), localisés pour la majeure partie, à moins de 6 km sous le dôme. On observe aussi la réactivation progressive des zones fumerolliennes du Cratère Sud, du Gouffre Tarissan et de la Fracture Napoléon. Une nouvelle source, la source chaude du Pas du Roy, apparaît au sud du dôme et la source de Tarade se réactive (bulletins mensuels de l'OVSG-IPGP 1999 - 2011: <http://www.ipgp.jussieu.fr/pages/0303040901.php> ; Komorowski et al., 2001, 2005 et Feuillard, 1985). Depuis décembre 1997 le dégazage d'acide chlorhydrique (HCl) au niveau des fumerolles sommital devient plus important (figure II.14), le pH des panaches fumerolliens oscille entre 0 et 2.7 et des pH négatifs sont mesurés dans le lac bouillonnant du Cratère Sud et du Tarrissan. Depuis, l'activité du système hydrothermal se maintient à un niveau élevé (e.g., acidité, flux de H₂S, débit, température) tout en indiquant, à l'échelle de plusieurs années, une lente augmentation (bulletins mensuels de l'OVSG-IPGP 1999 - 2011: <http://www.ipgp.jussieu.fr/pages/0303040901.php> et Komorowski et al., 2001, 2005).

Il n'y a pour le moment aucun signal enregistré par les instruments de surveillance (séismes profonds, déformations à grande échelle) montrant une quelconque activité dans la chambre ou dans le conduit magmatique. Cependant, les éruptions phréatiques historiques de faible intensité (1809-1812, 1836 et 1956) se sont manifestées sans signes précurseurs importants, ce qui impose d'être vigilant. La soufrière de Guadeloupe reste en état de vigilance scientifique et instrumental de niveau 2 (jaune) : activité globale en augmentation et variations de quelques paramètres.

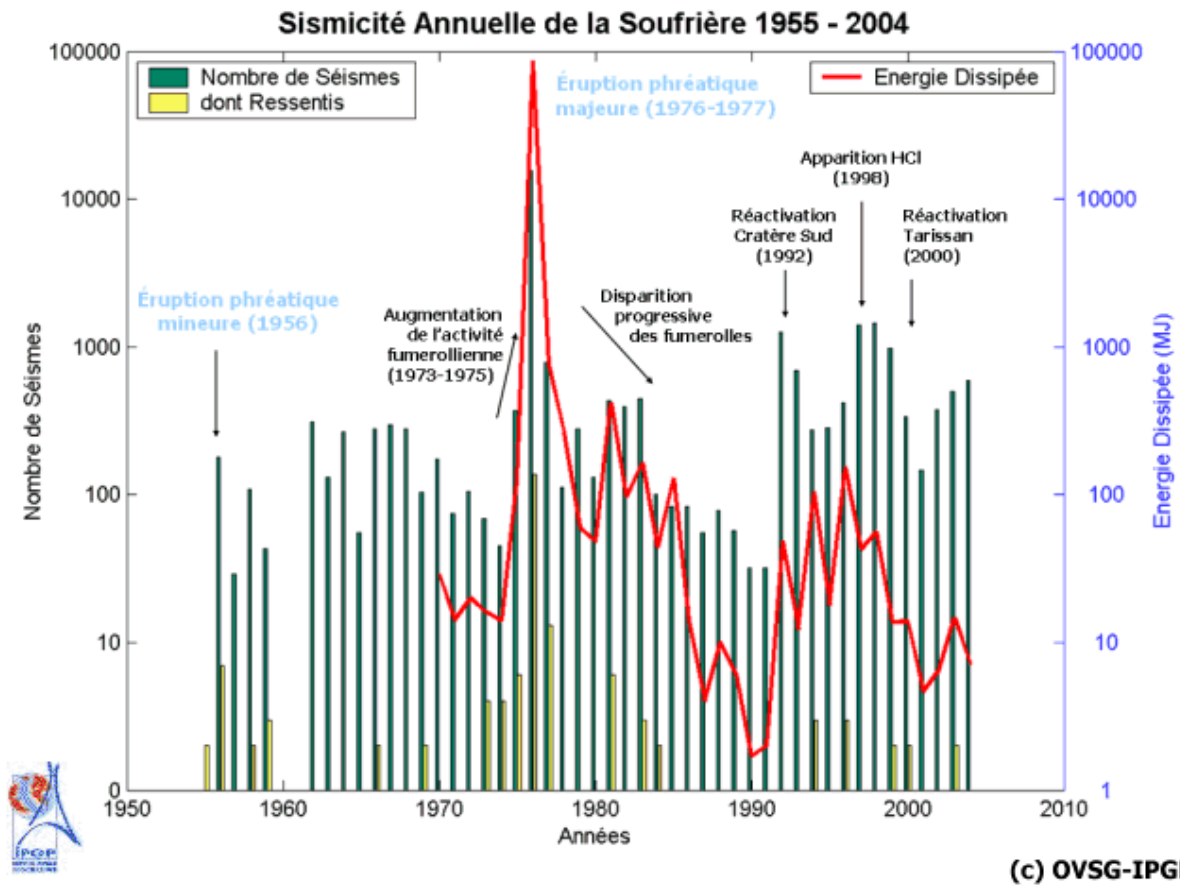


Figure III.14 : Sismicité annuelle de la Soufrière de Guadeloupe depuis 1955 (Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Guadeloupe, IPGP)

Chapitre IV

CHRONOLOGIE CARBONE 14 DES EVENEMENTS VOLCANIQUES DU SUD BASSE-TERRE

Dans ce chapitre, nous nous focaliserons exclusivement sur la datation radiocarbone. Les données chronologiques sont extrêmement importantes dans la reconstitution de l'histoire éruptive d'un volcan. Elles nous permettent de caractériser l'évolution dans le temps de l'activité éruptive d'un massif volcanique et donc de mieux comprendre le comportement général du volcan.

Après un bref rappel des différents types de datations radiométriques utilisés pour la Soufrière de Guadeloupe, nous présentons l'ensemble des datations ^{14}C obtenues depuis 1953 pour contraindre les dépôts du complexe de la Grande Découverte – Soufrière, dont la majeure partie a été acquise au cours de ce travail. Nous détaillerons ensuite l'origine du radiocarbone naturel, le principe de la datation radiocarbone et le protocole de préparation des échantillons que nous avons appliqué. Cela nous permettra de décrire les différentes limitations de la méthode et les différentes sources d'erreur que l'on doit prendre en compte dans l'interprétation de ces données radiocarbones.

Nous décrirons et discuterons ensuite, au travers de l'exemple de l'événement GDS2 contraint à 1530 AD (Boudon et al., 2008), de la spécificité de la Soufrière de Guadeloupe et de la dispersion systématique des âges radiocarbones pour un seul et même événement. Nous décrirons les deux modèles que nous avons utilisés et qui nous permettent de faire un traitement statistique des différentes données radiocarbones : Oxcal développé par Bronk Ramsey (1995) et le modèle direct de calcul des âges ^{14}C initialement développé par Boudon et al. (2008) que nous avons fait évoluer.

Enfin, nous appliquerons ces deux modèles au Complexe de la Grande Découverte – Soufrière avant de conclure ce chapitre.

I. Introduction.

L'évaluation du risque volcanique impose, en complément de l'identification, de la caractérisation des phénomènes éruptifs passés et de la détermination de l'étendue spatiale des différents aléas, d'évaluer à court et long termes, la probabilité d'occurrence de chaque phénomène éruptif.

Pour La Soufrière de Guadeloupe la période historique, définie à partir de 1635 AD, est trop courte (376 ans) pour être exhaustive et caractéristique du mode de fonctionnement du volcan à l'échelle des temps géologiques (Table IV.1). Il est donc important pour mieux comprendre le comportement général du volcan d'obtenir, sur une période de temps appropriée, une reconstruction de son activité éruptive passée, qui soit la plus précise et la plus complète possible.

Dans ce cadre, les études géochronologiques permettent de caractériser l'évolution dans le temps de l'activité éruptive d'un massif volcanique. Elles nous permettent d'en déduire les fréquences d'occurrence des différentes phases ou événements éruptifs et d'évaluer la durée des périodes de repos entre chaque événement.

Date	Type d'activité	Magnitude
1530 AD	Magmatique	Moyenne
1690 AD	Phréatique	Faible
1797 - 1798 AD	Phréatique	Modérée
1812 AD	Phréatique	Très Faible
1836 - 1837 AD	Phréatique	Faible
1956 AD	Phréatique	Très Faible
1976 - 1977 AD	Phréatique	Modérée

Table IV.1 : Résumé des éruptions historiques de La Soufrière de Guadeloupe (d'après Boudon et al., 1988 et 2008 et Komorowski et al., 2005). Même s'il n'y a pas de traces écrites de l'éruption de 1530 AD nous plaçons cette éruption dans les éruptions dites historiques étant donné la présence de peuples caribéens sur l'île et que la Guadeloupe a été « découverte » en 1493 AD par C. Colomb.

Différents types de datations radiométrique ont été obtenus sur les roches volcaniques de La Soufrière de Guadeloupe depuis le milieu des années 70 par (1) datation K-Ar [14 datations] (Briden et al., 1979), K-Ar avec le protocole Cassagnol-Gillot [55 datations] (Blanc, 1983 ; Carlut et al., 2000 ; Carlut et Quidelleur, 2000, Samper, 2007 et Samper et al., 2009) sur des roches riches contenant assez de feldspath (ou d'autres minéraux riches en potassium) ; (2) datation par thermoluminescence sur des ponces dacitiques riches en gros cristaux de quartz [3 datations] (Blanc, 1983) ; (3) datation par déséquilibre U-Th [1 datation] (Villemant, comm. personnelle) et (4) datation au carbone 14 sur des fragments de végétaux présents dans les

dépôts volcanoclastiques [145 datations] (Bruet et Aubrat, 1950 ; Bruet, 1953 ; Jérémie, 1979 ; Jérémie, 1980 ; Paterne, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988, Komorowski et al., 2005).

La méthode de datation par carbone 14 est particulièrement adaptée à la datation de l'activité éruptive des massifs volcaniques situés dans des régions tropicales humides. La végétation y est dense, particulièrement abondante et repousse extrêmement vite après un évènement catastrophique et destructeur. Cette méthode de datation basée sur la mesure de l'activité radiologique du carbone 14 (Libby et al., 1949) est très utilisée avec une grande variété de domaines d'application. Elle a la particularité d'avoir une excellente précision analytique et une très bonne reproductibilité des mesures.

Les flancs du massif de La Grande Découverte–Soufrière sont recouverts d'une forêt tropicale humide dense. Chaque dépôt volcanique a pu, au moment de sa mise en place, piéger de la matière organique datable, que cela soit des troncs d'arbres entiers ou des fragments de bois plus ou moins carbonisés.

La méthode de datation par radiocarbone nous permet de déterminer la date de la mort du végétal que l'on souhaite dater, c'est-à-dire le moment à partir duquel il n'existe plus d'échange physico-chimique entre le végétal et son environnement. On admet que les végétaux dont les fragments de bois qui se retrouvent dans les dépôts volcaniques primaires ont été détruits lors de la mise en place de ces dépôts. En datant ces fragments de bois, on date donc, sous certaines conditions, la mise en place de ces dépôts pyroclastiques.

La grande fertilité des sols en milieu tropical permet de retrouver, entre deux dépôts, des traces d'anciens sols (paléosols), qui ont été « actifs » depuis la mise en place du dépôt inférieur et ce, jusqu'au moment où ils ont été recouverts par le dépôt supérieur. La datation de ces paléosols nous donne aussi, sous certaines conditions, des informations temporelles sur la mise en place des dépôts qu'ils encadrent stratigraphiquement.

Ce chapitre détaille l'évolution et l'interprétation de notre base de données de datation carbone 14 établie sur le volcan de La Soufrière. Avec 326 datations ^{14}C elle représente maintenant l'une des plus importantes base de données obtenue sur un volcan et nous permet ainsi de contraindre, dans le temps et avec précision, les différentes phases et les différents événements éruptifs du complexe volcanique de La Grande Découverte – Soufrière depuis 50 000 ans.

II. Datation radiocarbone.

1. Premières données obtenues entre 1953 et 1970

Bruet (1950) et Bruet et Aubrat (1950) ont été les premiers à décrire les dépôts de la dernière éruption de La Soufrière de Guadeloupe. Bien que l'interprétation actuelle (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008) soit différente de la leur, ils sont les premiers, aux Petites Antilles, à obtenir, avec la méthode de datation par le Carbone 14 d'Arnold et Libby (1949), des datations radiométriques sur des dépôts volcaniques. Un échantillon de charbon de bois prélevé par Bruet sur un affleurement du Bassin Bleu, dans la rivière du Galion, a été daté à 550 ± 150 ans BP (Bruet, 1953), par le Lamont Geological Observatory de l'Université de Columbia. Deux nouvelles tentatives de datation ont été effectuées en 1965 au laboratoire du Centre des Faibles Radioactivités du Commissariat à l'Energie Atomiques (CEA) à Gif-sur-Yvette (Feuillard, 1970) sur des échantillons prélevés par M. Feuillard en 1963. Ces échantillons ont été prélevés au Bassin Bleu, rivière du Galion, dans des dépôts pyroclastiques riches en ponces de la dernière éruption de La Soufrière de Guadeloupe.

Même si, sur les trois datations réalisées, l'une d'entre elles n'a pas été concluante (Feuillard, 1970 : ≤ 120 ans BP), les deux autres analyses (Bruet, 1953 : 550 ± 150 ans BP et Feuillard, 1970 : 370 ± 120 ans BP) ont pour la première fois permis d'associer des contraintes temporelles aux dépôts pyroclastiques de la dernière éruption magmatique de La Soufrière de Guadeloupe.

2. Datations obtenues entre 1977 et 1988

Un certain nombre d'études de terrain et de travaux de laboratoire ont été menés sur La Soufrière de Guadeloupe pour pallier au manque de connaissances géologiques mises en évidence par la crise de 1976-1977. L'élaboration de la carte géologique du massif de La Soufrière (Boudon et al., 1988) en est un des résultats importants, mais les thèses présentées en 1980 par Martine Paterné : « *Chronologie des éruptions du Massif de La Soufrière (Guadeloupe – Petites Antilles). Essai de comparaison des périodes d'activité volcanique de quelques grandes régions volcaniques* », et en 1981 par Jacques Dagain : « *La mise en place du Massif volcanique Madeleine-Soufrière, Basse-Terre de Guadeloupe, Antilles* », ont fortement contribué à l'étude géologique et chronologique du volcanisme récent de la Basse-Terre et à l'amélioration de notre connaissance de La Soufrière de Guadeloupe.

Dans la dynamique de cet effort scientifique visant à mieux comprendre La Soufrière de Guadeloupe, de nouvelles datations [25 datations], ont été effectuées au laboratoire du Centre des Faibles Radioactivités, CEA, Gif-sur-Yvette [23 datations] et au laboratoire de l'Université P. & M. Curie, Paris VI [2 datations], entre 1976 et 1980 sur la base d'un échantillonnage réalisé par M. Feuillard en 1973 [8 échantillons], D. Westercamp en 1977 [6 échantillons], J.J. Jérémie [9 échantillons] (Jérémie et al., 1979 ; Jérémie et al., 1980), et P.M. Vincent [2 échantillons] (Vincent et al., 1979).

La Thèse de 3^{ème} Cycle de M. Paterne (Paterne, 1980) représentait, jusqu'à maintenant, le plus important travail de datation au carbone 14 des dépôts éruptifs de La Soufrière de Guadeloupe. Basé sur un échantillonnage de D. Westercamp (1977, 1977-1978) et J. Dagain (1978, 1978-1979, 1979), 39 datations radiocarbone ont été obtenues au laboratoire du Centre des Faibles Radioactivités, CEA, Gif-sur-Yvette, sur une diversité de produits pyroclastiques caractéristiques des derniers 35 000 ans d'activité des complexes volcaniques de La Grande Découverte-Soufrière et de La Madeleine-Trois Rivières.

Dans la notice accompagnant la publication de la carte géologique du massif volcanique de La Soufrière, Boudon et al. (1988) publient une compilation de 86 datations. Une majeure partie de ces âges sont issus des datations obtenues entre 1953 et 1970 [2 datations] (Bruet, 1953 et Feuillard, 1970), entre 1976 et 1980 [25 datations] (Jérémie et al., 1979 ; Vincent et al., 1979; Jérémie et al., 1980 et Boudon et al., 1988) et de la thèse de 3^{ème} cycle de Paterne [35 datations] (Paterne, 1980). En complément, de nouvelles datations ont été acquises entre 1980 et 1986 [24 datations]. Ces nouvelles datations, qui se basent sur un échantillonnage de M. Semet en 1983 et 1985 [3 échantillons], de M. Semet et J. Dagain en 1986 [2 échantillons], de G. Boudon et M. Semet en 1983 et 1985 [6 échantillons], de D. Westercamp [2 échantillons], de J. Dagain et M. Paterne [5 échantillons], de M. Semet et N. Vatin-Pérignon [4 échantillons] et de P.M. Vincent [1 échantillon], et ont été analysées au laboratoire du Centre des Faibles Radioactivités, CEA Gif-sur-Yvette [11 datations] et au Laboratoire de l'université d'Orsay - Paris XI [13 datations]. On notera aussi la présence de 2 datations absentes de la notice explicative de la carte géologique du massif volcanique de la Soufrière mais présentes sur la carte géologique (Boudon et al., 1988). Malheureusement sans barre d'erreur et sans autre information complémentaire (e.g., type de dépôts, date et auteur du prélèvement, nature de l'échantillon, références) ces deux âges ne peuvent être pleinement exploités.

Cette première compilation de données Carbone 14, permet d'apporter de nombreuses contraintes temporelles sur l'activité éruptive de La Soufrière de Guadeloupe pour les 35 000 dernières années. On remarque que les datations se regroupent grossièrement autour de 4 intervalles temporels A, B, C et D (figure IV.1). Le premier (A) entre 0 et 5000 ans BP est le plus important en nombre de datation. Il représente un important échantillonnage de la dernière éruption de La Soufrière de Guadeloupe entre 0 et 500 ans BP [13 datations] qui permettent de calculer l'âge de la dernière éruption de La Soufrière de Guadeloupe à 414 ± 51 ans BP, calibré à 1440 AD (Vincent et al., 1979). Toujours dans ce 1^{er} intervalle un second pic dans le nombre de datations radiocarbone est visible entre 2500 BP et 3500 BP (11 datations). Le second (B) et le troisième (C) intervalles sont définis par un nombre bien plus faible de datation et mettent en évidence des phases d'activités magmatiques comprises respectivement entre 8 000 et 15 000 ans BP et entre 21 000 et 26 000 ans BP. Pour l'intervalle D, nous sommes à la limite de détection, pour l'époque, pour l'analyse du ^{14}C et donc à la limite de cette méthode de datation. La majorité des datations obtenues sur cet intervalle supérieur à 30 000 ans BP sont donc des âges pour lesquels nous ne pouvons contraindre que la limite inférieure (e.g. GIF 4732 - GB 45 : ≥ 38500 ans BP) et qui sont représentés en gris clair sur la figure IV.1.

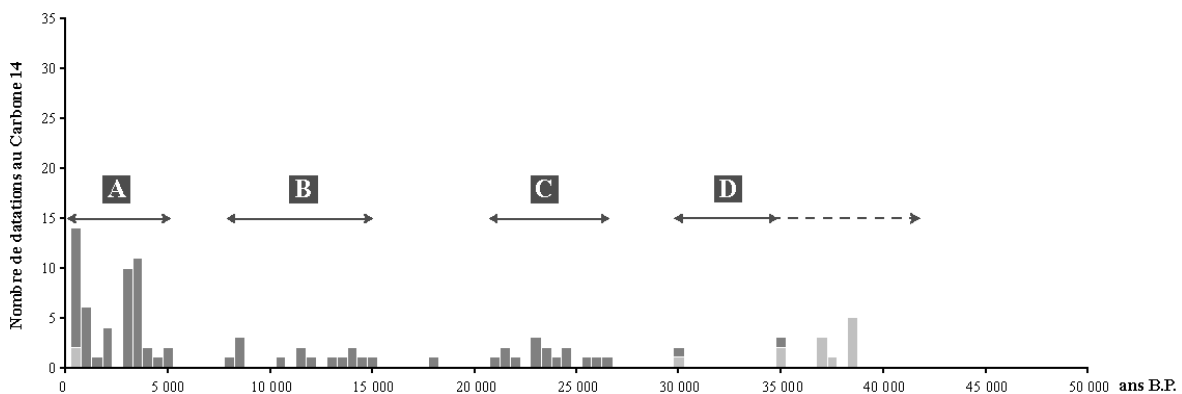


Figure IV.1 : Distribution temporelle des datations ^{14}C obtenues entre 1953 –1970 [3 datations] et entre 1976 – 1988 [92 datations]. Les intervalles A, B, C et D représentent les quatre zones où la fréquence des âges obtenus est plus importante. Les datations en gris clair correspondent à une quantité de ^{14}C trop faible pour obtenir un âge précis, et nous ne pouvons obtenir qu'un âge limite, représentant la limite inférieure de la datation (e.g. ≥ 35000 ans BP) ou la limite supérieure (e.g. ≤ 120 ans BP).

3. Données entre 1995 et 2005

Depuis 1995, la base de données de ^{14}C établie sur La Soufrière de Guadeloupe a été étoffée de 50 nouvelles datations, qui hormis 5 datations obtenues en 2000 au Laboratoire de Géochimie Isotopique de l'Université de l'Arizona à Tucson (USA) (Komorowski et al.,

2005), sont encore non-publiées. Ces nouvelles datations concernent tout particulièrement les 10 000 dernières années [47 datations] et la période de 35 ka à 42 ka [2 datations], désormais accessibles par la méthode de datation ^{14}C . Ces datations s'inscrivent dans le cadre d'un travail de recherche entrepris depuis 1995, visant à améliorer notre connaissance des instabilités de flancs de La Soufrière de Guadeloupe (Komorowski et al., 2002 ; Boudon et al., 2007 et Komorowski et al., 2008) [42 datations] et à mieux contraindre la dernière éruption magmatique de La Soufrière de Guadeloupe, celle de 1530 AD (Boudon et al., 2008 et Komorowski et al., 2008) [6 datations].

Mis à part un échantillon prélevé en 1987 par M. Semet, tous les autres échantillons ont été prélevés entre 1995 et 2001 : Komorowski et Boudon en 1995, 1997 et 1999 [25 échantillons], Boudon en 1995, 1997 et 1999 [5 échantillons], Boudon et Villemant en 1997 [2 échantillons], Semet, Boudon et Villemant en 1999 et 2000 [3 échantillons], Semet en 2001 [2 échantillons], Semet et Boudon en 2000 [1 échantillon] et Komorowski en 2001 [11 échantillons]. Les échantillons de bois frais et carbonisés ont été datés entre 1997 et 2003 au Laboratory of Isotope Geochemistry - University of Arizona à Tucson (USA) pour la datation conventionnelle [42 datations] et au NSF-Arizona AMS Facility - University of Arizona à Tucson (USA) pour la datation utilisant la Spectroscopie de Masse par Accélérateur (AMS) [8 datations].

Ce sont les premiers âges « AMS » obtenus sur des niveaux éruptifs de La Soufrière de Guadeloupe. Le couplage entre un spectromètre de masse et un accélérateur de particules a permis de (1) réduire les temps d'analyse par rapport à la méthode conventionnelle ; (2) augmenter la précision de l'analyse ; (3) diminuer considérablement la quantité d'échantillon nécessaire pour obtenir une datation fiable et (4) dater des échantillons plus anciens avec une concentration très faible en ^{14}C (Finkel et Suter, 1993 ; Trumbore et al., 2005).

Sur quatre des échantillons envoyés au Laboratory of Isotope Geochemistry - University of Arizona à Tucson (USA) pour des datations conventionnelles, aucun âge n'a pu être obtenu à cause d'une contamination par des acides humiques très récents, ce sont des âges dits « modernes ».

Cette seconde phase de datation radiocarbone des unités volcaniques de La Soufrière de Guadeloupe est fortement orientée vers la datation d'événements volcaniques récents, représentés principalement par les dépôts d'avalanches de débris qui se sont mis en place lors des 5 000 dernières années. En effet plus de 80 % des âges obtenus se situent entre 500 et 4

000 ans BP et notamment au niveau d'une période complexe allant de 2 500 ans BP à 3 500 ans BP (20 datations).

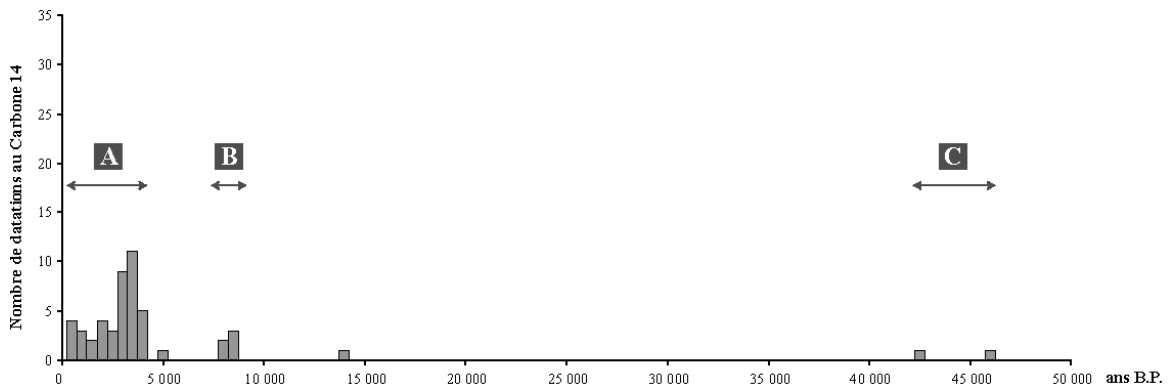


Figure IV.2 : Distribution des datations au carbone 14 en fonction du temps obtenues entre 1995 et 2005 [50 datations]. Les intervalles A, B et C représentent les 3 zones temporelles où la fréquence des âges est plus importante. Le secteur A, entre 500 et 4 000 ans BP, est de loin le plus important avec 41 datations, alors que les secteurs B, entre 7 500 et 8 500 ans BP, et C, entre 42 000 et 46 000 ans BP, comprennent respectivement 5 et 2 datations.

4. Données obtenues entre 2009 et 2011

L'étude réalisée durant cette thèse sur les données radiocarbone déjà existantes et l'obtention de 181 nouvelles datations s'inscrit dans la continuité de ce travail de recherche débuté en 1995 et visant à améliorer notre connaissance de l'histoire éruptive de La Soufrière de Guadeloupe.

Dans le cadre du projet Européen EXPLORIS (Explosive Eruption Risk & Decision Support for EU Populations Threatened by Volcanoes) coordonnée par A. Neri (INGV, Pisa) et financé par la Commission Européenne (Neri et al., 2005) entre 2002 et 2005, l'Institut de Physique du Globe de Paris (coordinateur IPGP : J.C. Komorowski) s'est focalisé sur la reconstruction de l'histoire éruptive de La Soufrière de Guadeloupe et plus particulièrement sur sa dernière éruption magmatique (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2005 et 2008 et Spence et al., 2008). De manière générale, ce projet avait pour objectif d'améliorer de façon significative la compréhension géologique et la modélisation des éruptions de moyenne magnitude de type sub-plinien qui constituent sur beaucoup de volcans (et notamment les volcans européens) un des scénarios magmatiques le plus probable mais le moins bien contraint pour une future éruption.

Pour améliorer la reconstruction de l'histoire éruptive, 120 datations avaient été planifiées au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14), CNRS-CEA, Saclay au travers la collaboration avec M. Paterne (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), CNRS-CEA, Gif sur Yvette). C'est ainsi que j'ai pu, en collaboration avec Evelyne Kaltnecker et sous la direction de Martine Paterne, effectuer la préparation des échantillons au LSCE de Gif-sur-Yvette pour la mesure du Carbone 14 à ARTEMIS au LMC14 de Saclay. Sur les 120 échantillons de paléosols, bois frais et bois carbonisés préparés, seuls 97 ont pu donner un âge, les 23 restant étant soit contaminés (et donnant un âge moderne [7 datations]) soit trop anciens et ne contenant pas assez de carbone pour être datés [16 datations].

Toujours en 2009, 14 échantillons ont été envoyés à dater à l'Université de l'Arizona, dans les laboratoires de datation par méthode conventionnelle : Laboratory of Isotope Geochemistry [4 datations] et par spectroscopie de masse par accélérateur : NSF-Arizona AMS Facility [7 datations]. Trois échantillons trop petits en taille et avec une trop faible concentration en ^{14}C n'ont pas pu être datés.

Nous avons obtenu en 2010 un financement par l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) de 40 nouvelles datations en réponse à l'appel d'offre national pour des demandes de datation ^{14}C sur le Spectromètre de masse par accélérateur ARTEMIS de Saclay. Mis à part un échantillon trop vieux pour être daté, 39 nouveaux âges ont ainsi été obtenus entre août et décembre 2010.

Dans le cadre du projet CASAVA : « Compréhension et Analyse des Scénarios, Aléas, et risques Volcaniques Antilles – Implications pour l'aide à la décision, la gestion de crise », lauréat 2009 du programme ANR RiskNat, 35 nouveaux échantillons ont été envoyés au laboratoire NSF-Arizona AMS Facility de l'Université de l'Arizona pour des datations par la méthode de spectroscopie de masse par accélérateur. A l'exception de 2 échantillons « modernes », la base de données ^{14}C de La Soufrière de Guadeloupe a été étoffée de 32 nouveaux âges.

Toutes les datations obtenues entre 2009 et 2011 ont été effectuées au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14), de Saclay, au Laboratory of Isotope Geochemistry de Tucson et au laboratoire NSF-Arizona AMS Facility de Tucson. Elles se basent sur un échantillonnage important et exhaustif (181 échantillons) des dépôts éruptifs de La Soufrière de Guadeloupe depuis 1995. Au fil des années différentes personnes ont participé à cet échantillonnage : Mr. Guigon (Arcadis) [1 échantillon], J.C. Komorowski en 1994, 2001, 2004, 2005, 2010 [29 échantillons], J.C. Komorowski et G. Boudon en 1995 et 1997 [5 échantillons],

J.C. Komorowski, G. Boudon et B. Caron en 2005 [1 échantillon], J.C. Komorowski et B. Caron [20 échantillons], J.C. Komorowski, B. Caron et B. Van Wyk De Vries en 2005 [1 échantillon], J.C. Komorowski et E. Coudret en 2004 [17 échantillons], J.C. Komorowski et J.B. de Chabalier en 2001 [1 échantillon], J.C. Komorowski et G. Hammouya 1998 et 2010 [2 échantillons], J.C. Komorowski et A. Komorowski en 1999 [2 échantillons], J.C. Komorowski et X. Quidelleur en 2000 [1 échantillon], J.C. Komorowski et D. Todesco en 2010 [9 échantillons], Y. Legendre en 2009 [4 échantillons], Y. Legendre et J.C. Komorowski en 2008 et 2009 [70 échantillons], Y. Legendre, J.C. Komorowski et A. Salaün en 2008 [1 échantillon], Y. Legendre, J.C. Komorowski et G. Boudon en 2009 [13 échantillons] et l'Institut National de Recherches Archéologiques (INRAP) en 2008 [2 échantillons].

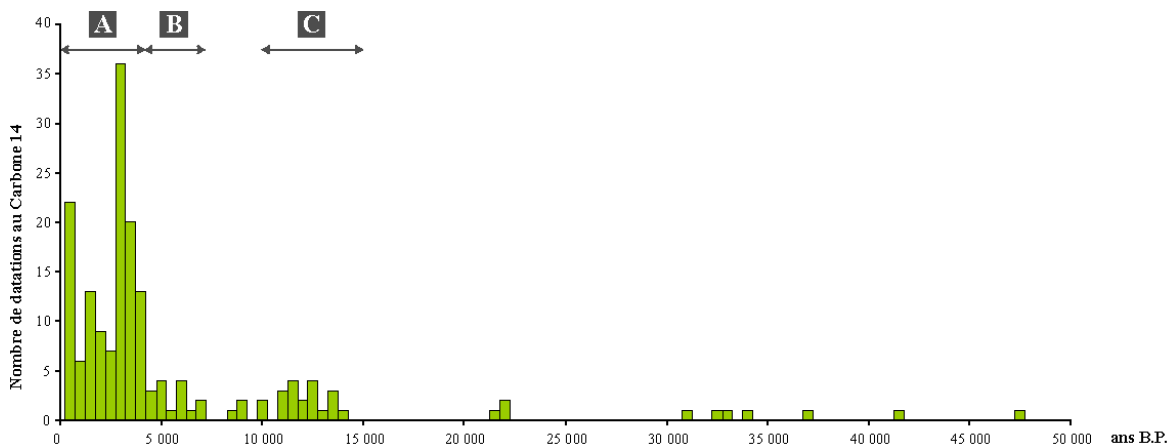


Figure IV.3 : Distribution temporelle des datations ¹⁴C, obtenues au cours de cette thèse entre 2009 et 2011 [181 datations]. Les secteurs A, B, C, D et E caractérisent les zones où la fréquence des âges est plus importante. Le secteur A, entre 0 et 4000 ans BP, est le plus important en nombre de datations [126 datations] par rapport au secteur B, entre 4000 et 7000 ans BP, [15 datations] et au secteur C, entre 11 000 et 14 000 ans BP [18 datations]. On observe quand même quelques regroupements de datations entre 21 000 et 22 000 ans BP et entre 30 000 et 35 000 ans BP, mais trop petits pour être significatifs.

Cette troisième phase de datation des unités volcaniques de La Soufrière de Guadeloupe est elle aussi, principalement centrée sur la période récente des 5 000 dernières années. La prédominance de datations entre 2 500 ans BP et 3 500 ans BP reflète certainement une période complexe d'intense activité volcanique de La Soufrière de Guadeloupe. La présence de nombreuses datations entre 8 000 ans BP et 15 000 ans BP, confirme aussi une phase d'activité magmatique déjà suspectée lors de la première phase de datation. La différence entre le nombre de datation pour les derniers 15 000 années et entre 15 000 ans BP et 50 000 ans BP ne représente pas forcément une diminution de l'activité magmatique, mais reflète certainement le manque d'affleurements et de préservation des dépôts, ainsi que le manque de matériel datable dans ces dépôts.

5. Conclusions

Cette base de données radiocarbone nous permet de positionner précisément dans le temps les différents phases ou événements volcaniques reconnus sur le terrain. Il est maintenant possible, compte tenu de ce que l'on a réussi à déchiffrer de l'activité éruptive passée de la Soufrière de Guadeloupe (Chapitre V et VI), de caractériser finement le comportement du volcan, de calculer les fréquences éruptives pour les différents épisodes magmatiques et pour les quelques événements volcaniques non magmatiques (e.g. écoulements volcanoclastiques sans évidence d'activité magmatique associée). Cette connaissance est fondamentale pour évaluer à court, moyen et long termes, le risque volcanique en Guadeloupe. Mais l'intégration des données ^{14}C ne peut se faire que sous certaines conditions qu'il est nécessaire de connaître et de prendre en considération.

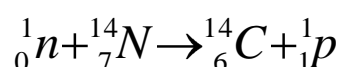
III. Corrections et limitations.

1. Origine du radiocarbone naturel et principe de la méthode

a. Origine du radiocarbone naturel

Le carbone se présente dans la nature sous forme de trois isotopes. Les deux isotopes les plus abondants sont les isotopes stables, ^{12}C (98,89 %) et ^{13}C (1,11 %). Le radioisotope ^{14}C avec une abondance beaucoup plus faible (de l'ordre de 10^{-12} %), est instable et décroît en ^{14}N avec une période radioactive théorique de 5730 ± 40 ans (Godwin, 1962). Cependant, par convention, la période utilisée pour la datation est celle de 5568 ± 30 ans mise en évidence par Willard Libby (Libby et al., 1949).

Le radioisotope ^{14}C n'est présent sur Terre que parce qu'il est produit constamment, dans la haute atmosphère, par l'interaction entre un flux de neutrons libres (produit par les réactions nucléaires initiées par le rayonnement cosmique) avec les atomes d'azote et d'oxygène. Du fait que l'azote constitue 78,06 % du volume de l'atmosphère terrestre, la réaction entre les rayons cosmiques et l'azote est privilégiée selon l'équation bilan :



Avec n correspondant au neutron libre, N à l'azote, C au radiocarbone et p au proton (Lal and Peters, 1967 ; Lingenfelter, 1963).

L'atome de ^{14}C ainsi produit est rapidement oxydé pour former du dioxyde de carbone ($^{14}\text{CO}_2$). Il rentre ainsi dans le cycle du carbone, par dissolution du $^{14}\text{CO}_2$ dans les océans et lors de processus biochimique comme la photosynthèse, par assimilation : directe dans les végétaux ou indirecte dans les animaux.

Les organismes vivants assimilent le carbone avec un rapport isotopique $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ similaire à celui de l'atmosphère. À partir de l'instant où un organisme meurt, tout échange avec le milieu extérieur cesse, il n'y a plus de renouvellement du radiocarbone, et sa quantité dans l'organisme décroît exponentiellement au cours du temps selon le processus de décroissance radioactive.

b. Principe de la méthode

La décroissance radioactive du ^{14}C obéit à une loi de décroissance exponentielle caractérisée par sa demi-vie. Dater un échantillon de matière organique consiste à mesurer le rapport $^{14}\text{C}/C_{\text{total}}$ et à en déduire son âge (Libby et al., 1949). La méthode la plus courante de datation consiste à déterminer la concentration C_t de radiocarbone d'un échantillon à l'instant t de la mesure. L'âge de l'échantillon est alors donné par la formule suivante :

$$t + t_0 = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left(\frac{C_0}{C_t} \right)$$

Avec t_0 correspondant à l'instant de la mort de l'organisme d'où provient l'échantillon, C_0 la concentration de radiocarbone de l'échantillon à l'instant t_0 et λ la constante radioactive du ^{14}C { $\lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \approx 1.210.10^{-4} \text{ ans}^{-1}$ }

Le rapport $^{14}\text{C}/C_{\text{total}}$ (C_t) peut être mesuré de deux façons, soit indirectement par la méthode dite conventionnelle, soit directement par la méthode dite AMS.

La méthode conventionnelle

La méthode conventionnelle consiste à mesurer l'activité spécifique due au radiocarbone naturel, c'est-à-dire le nombre de désintégration par unité de temps et par unité de masse de carbone, proportionnel au rapport $^{14}\text{C}/\text{C}_{\text{total}}$. La décroissance radioactive du ^{14}C étant très rapide, après quelques dizaines de milliers d'années, il n'y a presque plus d'atomes de ^{14}C et encore moins de désintégration à mesurer. Le rapport signal sur bruit (ie., radioactivité naturelle, rayons cosmiques, etc) devient de plus en plus élevé et les mesures deviennent beaucoup moins précises.

La méthode AMS (Accelerator Mass Spectrometry)

Cette méthode couple un accélérateur de particules à un spectromètre de masse. Les molécules de CO_2 de l'échantillon sont ionisées, les ions sont ensuite accélérés puis séparés (grâce à un aimant) selon leur masse respective avant d'être comptés. Cette mesure directe à haute résolution du rapport $^{14}\text{C}/\text{C}_{\text{total}}$ par AMS est de plus en plus privilégiée car elle permet de mesurer avec précision de faibles concentrations en ^{14}C (elle a aussi l'avantage de nécessiter de faibles quantités d'échantillons).

2. Protocole de préparation d'échantillon.

La mesure de la teneur en radiocarbone contenue dans un échantillon n'a de signification pour une datation que si cette teneur ne dépend que de cet échantillon sensus stricto. Ainsi, pour la mesure du ^{14}C , il y a toute une succession d'étapes de préparation qui doivent être réalisées avec précaution pour retirer toutes les sources potentielles de contamination (e.g., carbonates, matières humiques), sans en rajouter de nouvelles (e.g, CO_2 moderne). La préparation d'échantillon joue un rôle particulièrement important et conditionne la qualité de la mesure (et donc de l'âge) qui sera obtenue. Elle comprend : le traitement chimique, la transformation en dioxyde de carbone (CO_2), la graphitisation et le pastillage.

a. Bois

En collaboration avec Evelyne Kaltnecker et sous la direction de Martine Paterne, nous avons réalisé les deux premières phases (le traitement chimique et la transformation en CO_2) de la préparation des échantillons à la mesure du ^{14}C , au Laboratoire des Sciences du Climat et

de l'Environnement (LSCE), CNRS-CEA, de Gif-sur-Yvette, sur 101 échantillons : bois frais ou carbonisés, charbons et 35 unités de paléosols.

Un protocole précis a été développé pour le traitement chimique des bois frais ou carbonisés, des charbons et des sédiments riches en matière carbonée. Tous les échantillons doivent d'abord être examinés en détail, puis nettoyés pour éliminer les carbonates et les matières humiques qui se seraient déposés dessus. Pour cela on sélectionne une fraction de plusieurs dizaines de milligrammes de notre échantillon, sur lequel on applique un protocole de trois traitements Acide – Base – Acide (ABA). Le premier bain dans une solution d'acide chlorhydrique (HCl) à 0.5 mole permet de laver et de décarbonater l'échantillon, le deuxième bain dans une solution d'hydroxyde de sodium (NaOH) à 0.1 mole permet d'éliminer les acides humiques et fulviques et le troisième bain, à nouveau dans une solution d'acide chlorhydrique (HCl) à 0.5 mole permet éliminer le dioxyde de carbone atmosphérique moderne (CO₂ moderne) qui aurait pu contaminer l'échantillon lors de son traitement basique.

Les échantillons sont maintenant constitués que de leur carbone originel. Ils sont séchés dans une étuve à vide pendant une nuit avant que commence la phase de transformation en dioxyde de carbone (CO₂). Celle-ci commence par l'activation et la décontamination, de toutes matières organiques parasites, de 500 mg d'oxyde de cuivre (CuO) et d'un fil de 1 cm d'argent (Ag), placés dans des tubes en quartz pendant 4h à 815°C.

On prélève ensuite la quantité nécessaire d'échantillon afin de produire au minimum 1 mg de carbone que l'on place dans les tubes en quartz avec l'oxyde de cuivre (CuO) et le fil d'argent (Ag). L'oxyde de cuivre permet de faciliter la combustion sous vide et le fil d'argent de piéger les éléments tels que le soufre ou l'azote qui peuvent gêner la phase de graphitisation. Les tubes en quartz sont scellés et sont ensuite installés sur un banc manuel et chauffés à 850°C. On récupère le CO₂ dans des ampoules en verre en cassant un par un chaque tube en quartz dans une ligne d'extraction sous vide.

b. Paléosols

La préparation des paléosols riches en matières organiques est un peu différente : elle comprend toujours la transformation en CO₂, la graphitisation et le pastillage, mais le traitement chimique est différent de celui décrit précédemment. Après avoir été tamisés, (pour retirer toutes les radicules ou autre clastes qui pourraient polluer l'échantillon : fraction > 80

µm) et décarbonatés, les paléosols sont triés en fonction de leur couleur caractéristiques de leur teneur en carbone organique. Au vu des faibles teneurs en carbone organique total, aucun traitement chimique supplémentaire n'a été effectué sur les paléosols. Ensuite commence la phase de transformation en CO₂, toujours au LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement) puis les ampoules de CO₂ sont envoyées au LMC14 (Laboratoire de Mesure du Carbone 14) pour les phases de graphitisation et de pastillage.

c. Blancs et inter-comparateurs

En même temps que l'on réalise la préparation de nos échantillons, on prépare dans les mêmes conditions, d'autres échantillons que l'on appelle des « blancs » et des inter-comparateurs (ou échantillons d'inter-calibrations). Ces échantillons sont très importants et permettent de contraindre la qualité des mesures faites sur nos échantillons.

Les « blancs » sont réalisés à partir de fragment de bois frais qui, parce qu'ils sont trop vieux, ne contiennent plus de radiocarbone (la quantité de ¹⁴C mesurée doit donc être nulle). Ces blancs nous permettent donc de quantifier la contamination potentielle apportée lors des phases de préparations de n'importe quel échantillon et de certifier la qualité des mesures.

Les inter-comparateurs (ou échantillons d'inter-calibration) sont réalisés à partir de bois frais « de référence », datés par beaucoup de laboratoires de géochronologie, et dont on connaît parfaitement l'âge. Ils nous permettent de contrôler la qualité des mesures faites avec ARTEMIS.

d. Phases de graphitisation et de pastillage et mesure du ¹⁴C.

Les ampoules de CO₂ sont envoyées au LMC14 (CEA de Saclay) pour les phases de graphitisation et de pastillage. La phase de graphitisation consiste à réduire l'échantillon de CO₂ en C dans un four à 600°C en présence d'H₂ et de poudre de fer selon la réaction : $\text{CO}_2 + 2 \text{H}_2 \rightarrow \text{C} + 2 \text{H}_2\text{O}$ (Vogel et al., 1984). Le mélange Fe + graphite est pressé sous 10 bars dans une cathode en aluminium de 1 mm de diamètre. Cette cathode est ensuite introduite dans la source d'ions du spectromètre de masse couplé à un accélérateur : ARTEMIS (au LMC14).

e. Stratégie d'analyse.

La stratégie d'analyse consistait dans un premier temps à établir une estimation des âges attendus pour chaque échantillon et de les regrouper par groupe de 6 en fonction de leur nature (i.e., bois frais, bois carbonisé, charbon) et de leur âge estimé. On intercale entre chaque groupe soit un échantillon blanc soit un échantillon d'inter-calibration. L'analyse d'échantillons du même âge, et donc avec la même concentration de radiocarbone, permet d'éviter des problèmes de pollution entre un échantillon jeune avec une forte concentration en radiocarbone et un échantillon vieux où la quantité de carbone est tellement faible que la moindre petite pollution pourra modifier considérablement l'âge obtenu.

3. Calibration des âges ^{14}C .

Un certain nombre de corrections et de limites sont à prendre en compte dans l'interprétation des datations obtenues par la méthode du ^{14}C . La méthode de datation ^{14}C repose sur l'hypothèse que le rapport $^{14}\text{C}/\text{C}_{\text{total}}$ dans l'atmosphère est toujours resté constant. Au début des années 1960, il a été mis en évidence une divergence systématique entre la chronologie ^{14}C conventionnelle et la chronologie absolue obtenue par la dendrochronologie et par l'archéologie. Des études fines consacrées à l'analyse et à l'évaluation précise de ces divergences, ont montré que le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ total dans la biosphère n'est pas constant dans le temps et qu'il varie en fonction des fluctuations de l'activité solaire et des variations du champs magnétique terrestre, des changements climatiques, ainsi qu'en fonction des rejets de carbone fossile dans l'atmosphère par l'industrie et les transports (voir figure IV.4).

Une convention internationale a élaboré des courbes d'étalonnages en perpétuelle amélioration. Elles permettent de convertir les âges radiocarbones (BP) mesurés en âges calibrés (cal) calendaires. Ces courbes sont obtenues grâce à des données provenant de la dendrochronologie pour la période 0 – 12 400 ans cal BP, des données provenant des coraux marins et des foraminifères pour la période 12 400 – 26 000 ans cal BP (Reimer et al., 2004) et des nouvelles données provenant de coraux vierges et d'autres carbonates pour la période 26 000 – 50 000 ans cal BP (Reimer et al., 2009). Il existe différentes courbes en fonction de la provenance (réservoir) de nos échantillons. Au cours de cette étude, nous n'avons travaillé que sur des échantillons provenant du réservoir biosphère, c'est pour cela que nous avons utilisé la courbe de calibration IntCAL 09 (Reimer et al., 2009) et que nous ne tenons pas compte des effets de réservoirs marin, fluvial ou lacustre, de l'effet vieille coquille, de l'effet eau dure ou encore de l'effet eau douce.

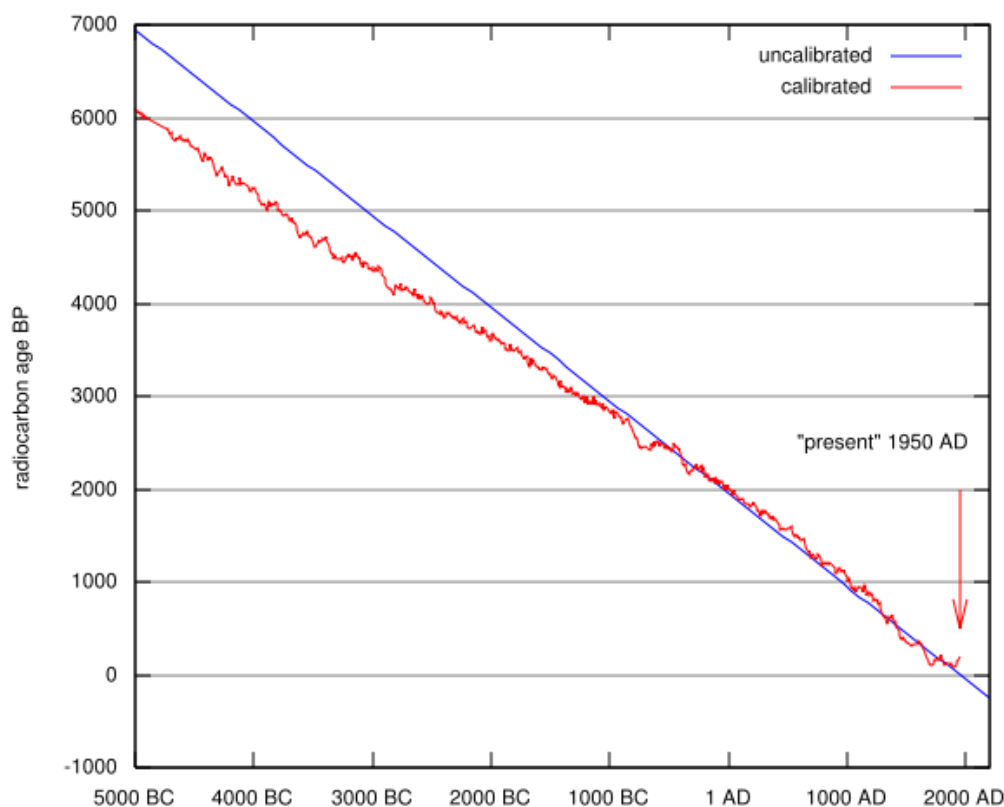


Figure IV.4 : Calibration de l'âge radiocarbone : la courbe en bleue représente l'âge obtenu par le radiocarbone sans calibration et la courbe en rouge représente l'âge obtenu par le radiocarbone avec calibration (Stuiver et al., 1998).

La courbe de calibration IntCAL 09 (Reimer et al., 2009) montre, sur de courtes périodes de temps, de nombreuses variations d'amplitude variable entre les datations obtenues grâce au ^{14}C et les datations obtenues par d'autres méthodes. Ces variations, liées aux variations du rapport $^{14}\text{C}/\text{C}_{\text{total}}$ dans la biosphère, peuvent augmenter considérablement l'incertitude sur les dates calendaires par rapport à celles des dates radiocarbones. La Table IV.2 et la figure IV.5 illustrent parfaitement ce problème où pour un seul âge radiocarbone, on peut obtenir plusieurs âges calibrés.

Echantillons	Âge ^{14}C Conventionnel	Âge ^{14}C Calibré Minimum	Âge ^{14}C Calibré Maximum	Probabilité
Exemple 1	200±30	1298 AD	1324 AD	27,3%
		1346 AD	1371 AD	26,7%
		1378 AD	1392 AD	14,1%
Exemple 2	340±30	1490 AD	1526 AD	23,0%
		1557 AD	1602 AD	30,6%
		1610 AD	1632 AD	14,6%
Exemple 3	610±30	16660 AD	1680 AD	18,8%
		1746 AD	1800 AD	35,4%
		1938 AD	1952 AD	14,0%

Table IV.2 : Résultats de la calibration à 2 sigma de 3 exemples d'âges ^{14}C conventionnels avec INCAL09 (Reimer et al., 2009). Pour chacun des 3 exemples, il existe 3 âges ^{14}C calibrés (>10% de probabilité) avec quelques fois des probabilités très proches.

Une fois calibrée, une date radiocarbone doit être exprimée en terme de cal BC (Before Christ : avant l'an 1), cal AD (Anno Domini : depuis l'an 1, date supposée de la naissance de Jésus de Nazareth) ou cal BP (Before Present : avant 1950, année de référence et correspond aux premiers essais de datation au ^{14}C). Le préfixe cal indique que les dates sont le résultat d'une calibration d'âges radiocarbone. Les âges ^{14}C mesurés ont été convertis en âges calendaires à 2σ (intervalle à 95,4% de probabilité) par le programme de calibration CALIB 6.0.1 développé depuis 1986 par Minze Stuiver and Paula Reimer (Stuiver et Reimer, 1993) utilisant la courbe de calibration IntCal 09 (Reimer et al., 2009).

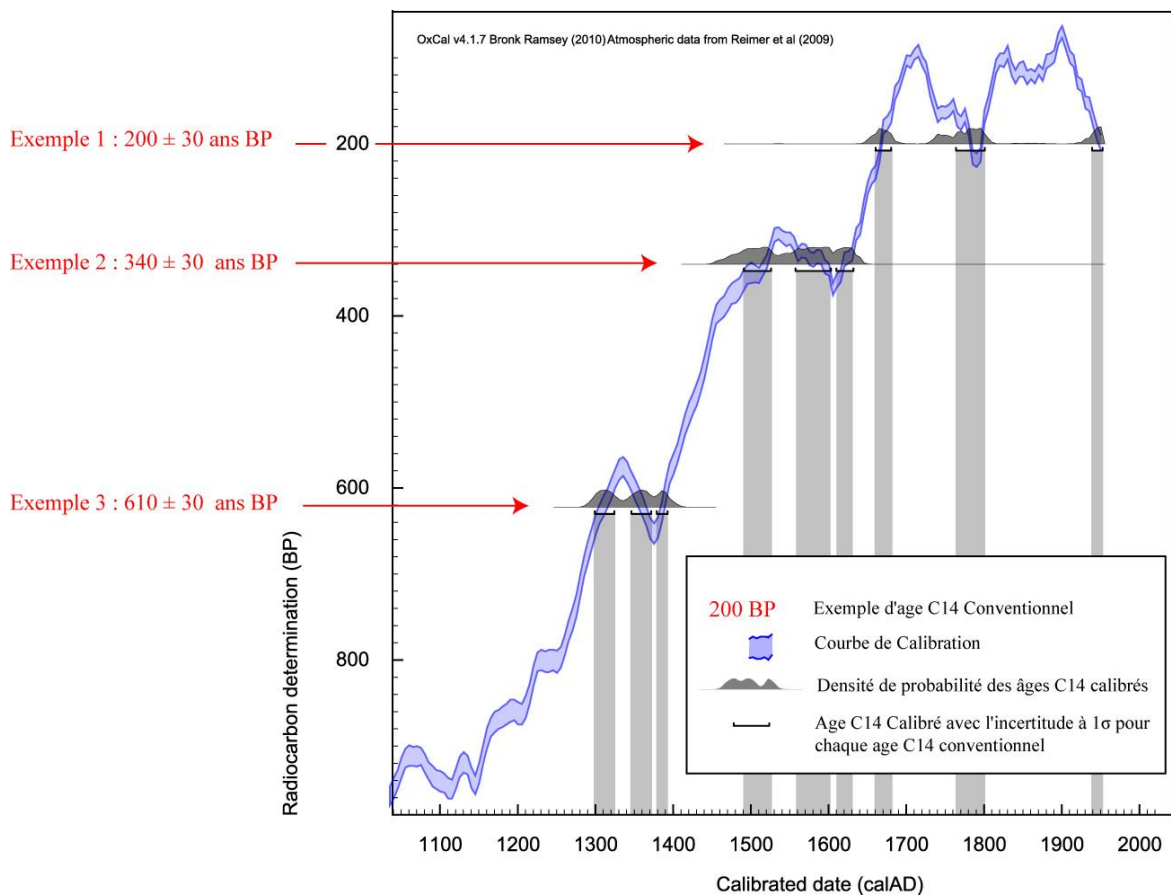


Figure IV.5 : Calibrations individuelles de 3 d'âges ^{14}C conventionnels à 200 ± 30 ans BP, 340 ± 30 ans BP et 610 ± 30 ans BP obtenus avec Oxcal V4.1 (Bronk Ramsey, 2009). Pour chacun des 3 exemples, il existe 3 âges ^{14}C calibrés pour un âge ^{14}C conventionnel. La courbe bleue représente la courbe de calibration connue actuellement pour la période de 1050 Cal AD à 2000 Cal AD (Reimer et al., 2009).

4. Limitation de la méthode.

a. Introduction

La méthode de datation par le radiocarbone repose sur une hypothèse fondamentale : à partir de l'instant où un organisme meurt, la quantité de radiocarbone qu'il contient ainsi que

son activité radiologique décroît au cours du temps selon une loi exponentielle. Mais cela implique que le système de l'élément à dater soit scellé, et donc qu'il n'existe plus d'échange post mortem avec son environnement. S'il incorpore de nouveaux atomes de carbone après sa mort, le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ est changé et le résultat ne sera plus fiable.

En milieu tropical, comme dans la Caraïbe, une végétation luxuriante se développe sur les flancs des volcans. Elle présente, comme unique avantage pour les géologues, de permettre, pour chaque événement volcanique, d'incorporer plus facilement des débris de végétation que l'on pourra par la suite dater. Par exemple, les coulées pyroclastiques (généralement des écoulements à très haute température) peuvent transformer la végétation qu'ils ingèrent en fragments de bois plus ou moins carbonisés en fonction de l'éloignement à la source (Wright et al 1984; Roobol et al, 1987; Smith et Roobol, 1990 ; Harkness et al., 1994). Les dépôts de retombées peuvent également contenir des bois carbonisés, résultat des incendies localisés, déclenchés par la retombée des fragments balistiques (Roobol et al. 1985). A l'inverse, les avalanches de débris ou les lahars, qui sont des écoulements que l'on pourrait qualifier de « froid », incorporent des fragments de bois qui ne seront pas carbonisés, et qu'on qualifie de bois « frais ».

Il est donc en théorie assez facile, en milieu tropical, de combiner des études stratigraphiques avec des âges radiocarbones pour reconstruire l'histoire éruptive d'un volcan. Malheureusement, les fortes pluies et l'abondante végétation tropicale présentent aussi l'inconvénient de contaminer très facilement les fragments de végétaux et les unités de paléosols, que ce soit par migration des acides fulviques et humiques ou par la perforation des dépôts éruptifs par des racines ou des radicelles de plantes modernes.

b. La contamination « naturelle »

La contamination dite naturelle correspond à l'introduction dans l'échantillon de contaminants provenant de son milieu environnant que ce soit par la présence de carbonates, par la pénétration dans les dépôts anciens des racines des végétaux modernes, de surface ou encore par la migration verticale et horizontale d'acides organiques plus récents (acides humiques, humines et acides fulviques) dans les paléosols. De plus, la qualité des bois carbonisés échantillonnés dans les dépôts pyroclastiques des Petites Antilles varie considérablement. Les fragments de bois carbonisé friable, et poreux, très

communs au travers des Petites Antilles (Harkness et al., 1994), peuvent montrer de nombreuses fractures correspondant aux structures d'échappement des gaz et qui indiquent que la majeure partie de la phase de carbonisation des végétaux intervient après la mise en place du dépôt lorsque celui-ci est encore chaud (Shepherd et al., 1979). Ces fractures sont utilisées comme des guides permettant aux racines des végétaux modernes ou aux acides organiques de pénétrer profondément dans les fragments carbonisés. La plupart des échantillons de bois carbonisés ou non recueillis sur des volcans en zone tropicale sont probablement contaminés, à des degrés divers, par des systèmes modernes. C'est pour cela que dans les laboratoires de datation un premier traitement chimique dit : « Acide-Base-Acide » est effectué afin d'éliminer de potentielles contaminations.

L'incertitude associée à la mesure du ^{14}C issu de la matière organique prélevé dans des paléosols est beaucoup plus grande que l'incertitude analytique rapportée à l'âge radiocarbone. Il a été démontré que la matière organique dans les sols et paléosols est un mélange de matériels de différents âges, s'étalant sur toute la gamme temporelle : de la période inter-éruptive, pouvant aller jusqu'à plusieurs milliers d'années (Stout et al., 1981 ; Trumbore, 1993 ; Trumbore et al., 2005). De ce fait, si la matière organique d'un paléosol doit être utilisée pour estimer l'âge d'un événement éruptif, il faut nécessairement isoler les composants les plus jeunes (les acides humiques) des composants les plus âgés. La datation des acides humiques nous permettra de déterminer l'âge de la dernière incorporation de carbone dans notre paléosol, que ce soit au cours du développement normal du paléosol (ce qui permettrait d'approcher l'âge du dépôt supérieur) ou au cours d'une phase de contamination plus récente. La datation des composants carbonés les plus anciens nous permettra d'approcher l'âge de formation du paléosol et donc d'approcher l'âge du dépôt inférieur.

Malheureusement, les 35 paléosols qui ont été préparés au LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-Sur-Yvette), avaient une teneur en Carbone totale extrêmement faible, trop faible pour se permettre d'appliquer un traitement chimique « Acide-Base-Acide ». Aucun des paléosols datés n'a donc été décontaminé avant d'être envoyé au LMC14 (Laboratoire de Mesure du Carbone 14, Saclay) pour la mesure du ^{14}C . Ces âges, qui représentent des âges intégrés, reflètent donc une accumulation de carbone au cours du développement du paléosol. Ils ne peuvent être pleinement exploitables que si l'on est capable de mettre en évidence la non-contamination récente de ces paléosols par des systèmes modernes. Or, ceci est extrêmement incertain à la Guadeloupe.

La Table IV.3 montre deux exemples des différences d'âges obtenus pour une unité de paléosol (carré noir) et pour un fragment de bois carbonisé prélevé dans ce même paléosol (carré blanc). On observe des différences d'âges importantes (1520 ans et 4530 ans) entre les paléosols et les bois carbonisés. Les unités de paléosols sont systématiques et plus jeunes que les fragments de bois carbonisés qu'ils contiennent. Les âges obtenus par les charbons (carrés blancs) sont, dans ces cas précis, plus robustes que les âges obtenues sur les paléosols (carrés noirs) parce qu'ils sont moins soumis à des phénomènes de contamination externe et ont été préparés suivant le protocole chimique « Acide-Base-Acide ».

Echantillons	Age BP	$\delta^{13}\text{C}$	Dépôt	Formation et localisation	Date prélèvement	Laboratoire d'analyse	Date Analyse	Références
H 612 A \blacksquare	1480±70	-31,60	Paléosol	Rappel Rivière du Galion	1995	h	2009	7
H 612 A-Z \square	3000±70	-39,50	Bois Carbonisé dans paléosol	Rappel Rivière du Galion	1995	h	2009	7
SOU 01 09 A2 \blacksquare	920±340	-4,20	Paléosol Noir riche en Carbone	Pont Riv. du Pérou	2001	h	2009	7
SOU 01 09 A2-Z \square	5450±100	-19,30	Bois Carbonisé dans paléosol	Pont Riv. du Pérou	2001	h	2009	7

Table IV.3 : Datations ^{14}C obtenues entre 2009 et 2011 sur La Soufrière de Guadeloupe. Laboratoire d'analyses : h = LMC14, Saclay. Référence 7 = cette thèse. Les carrés noirs en exposant représentent les paléosols datés sans traitement chimique « Acide-Base-Acide » et les carrés blancs, les résultats d'échantillons de bois carbonisés retrouvés dans ces même paléosols.

Un autre exemple donné par la Table IV.4, est celui de deux paléosols datés deux fois. La première fois sans traitement chimique « Acide-Base-Acide » (carrés noirs) et la deuxième fois après le traitement chimique (Bulk - carrés blancs). La variation des âges obtenus (3354 ans BP et 1732 ans BP) entre les deux méthodes est importante et révèle une contamination évidente des paléosols par des contaminants organiques récents.

Echantillons	Age BP	$\delta^{13}\text{C}$	Dépôt	Formation et localisation	Date prélèvement	Laboratoire d'analyse	Date Analyse	Références
SOU 06 03 R6 \blacksquare	1180±70	-22,20	Paléosol	Rappel Petit Parc - Rivière Noire	2006	h	2009	7
SOU 0603 R6 bulk \square	4534±40	-26,4	Paléosol	Rappel Petit Parc - Rivière Noire	2006	g	2010	7
SOU 08 04 \blacksquare	1260±35	-25,9	Paléosol - Paléoincendie	Rivière Noire	2008	g	2009	7
SOU 0927 B Bulk \square	2992±61	-25,9	Paléosol - Paléoincendie	Rivière Noire	2009	g	2010	7

Table IV.4 : Datations ^{14}C obtenues entre 2009 et 2011 sur La Soufrière de Guadeloupe. Laboratoires d'analyses : g = NSF-Arizona AMS Facility - University of Arizona à Tucson (USA) et h = LMC14, Saclay. Référence 7 = cette thèse. Les carrés noirs en exposant représentent les paléosols datés sans traitement chimique « Acide-Base-Acide » et les carrés blancs, les mêmes paléosols datés après le traitement chimique « Acide-Base-Acide ». L'échantillon SOU 0927 B a été prélevé exactement au même endroit que l'échantillon SOU 0804.

c. La pollution volcanique

Une autre source de contamination des échantillons datables est le volcan en lui-même. Sur les flancs du volcan, l'activité fumerollienne peut vieillir artificiellement l'âge des végétaux se trouvant à proximité. En effet, le dégazage de dioxyde de carbone magmatique, qui est dépourvu de ^{14}C (Sulerzhitzky, 1970; Rubin et al., 1983 ; Pasquier-Cardin et al., 1999), engendre une modification de l'équilibre entre les isotopes du carbone, que ce soit dans le sol ou dans l'atmosphère. On observe donc une concentration en ^{14}C plus faible dans ces végétaux que dans ceux qui ne sont pas soumis à un dégazage magmatique, avec pour résultat de cette exposition, un vieillissement artificiel des végétaux.

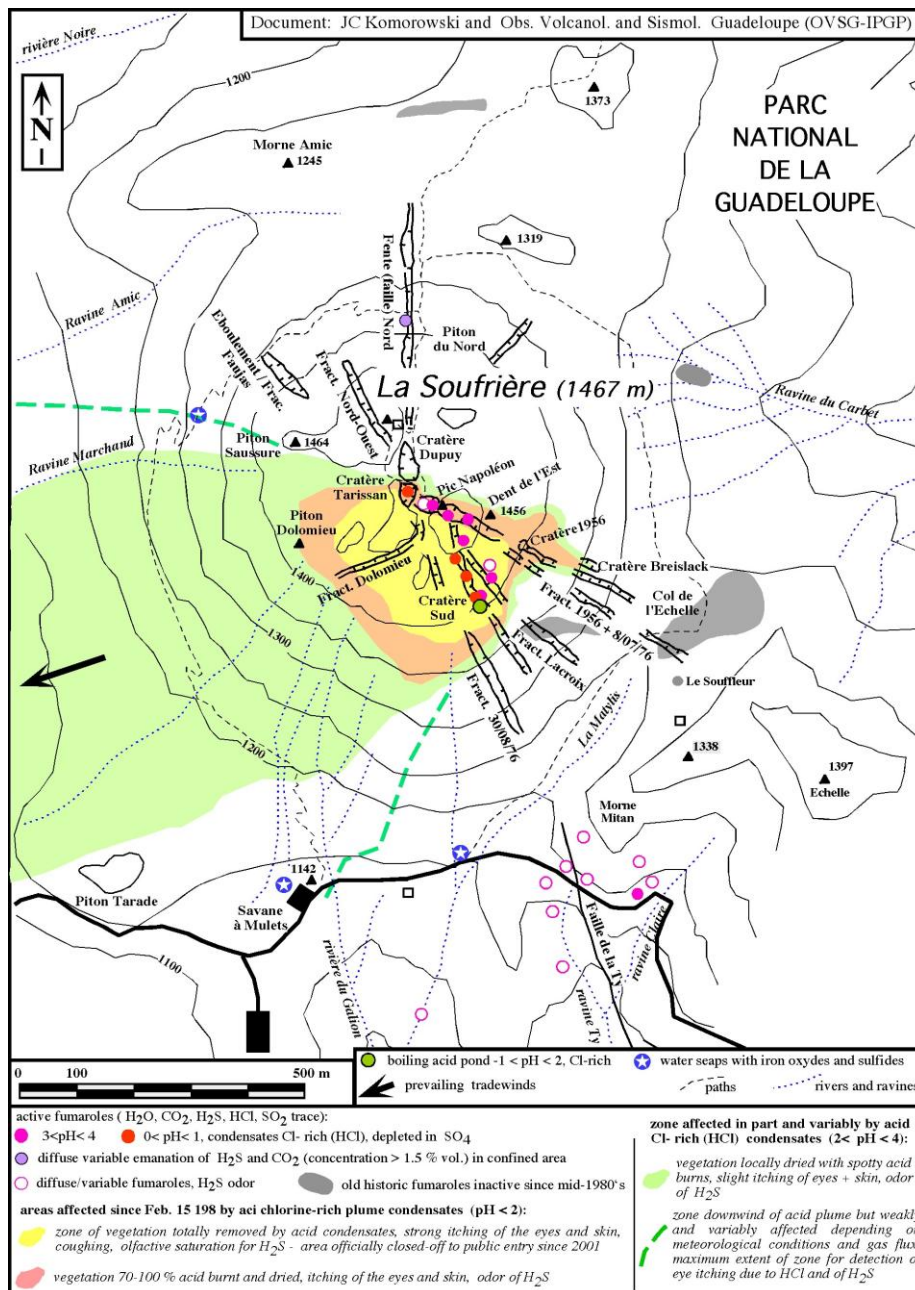


Figure V.6 : Carte de synthèse de l'activité hydrothermale autour du dôme de la Soufrière de Guadeloupe. Localisations et noms des principaux sites d'activités fumerolliennes et hydrothermales ainsi que des principales fractures, gouffres et cratère (d'après Komorowski et al., 2005)

Si l'on choisit comme hypothèse de départ que la zone d'activité fumerollienne actuelle (figure V.6) est représentative de l'activité passée, la zone où les végétaux sont potentiellement affectés par le dégazage diffus de dioxyde de carbone magmatique est relativement restreinte en Guadeloupe et se limite principalement au dôme de La Soufrière, à son talus, le long de la faille active de La Ty (Allard et al., 1998) et au niveau des sources hydrothermales. De plus, on n'observe actuellement qu'une très faible densité de végétation au niveau de la zone d'activité fumerollienne comparé à la forte densité de végétation sur les flancs de la Soufrière de Guadeloupe. Il est donc raisonnable d'estimer comme très faible la probabilité de retrouver dans les dépôts pyroclastiques un fragment végétal frais ou carbonisé provenant d'une zone d'activité fumerollienne.

d. Le Cannibalisme

Le cannibalisme consiste en l'incorporation par un dépôt volcanique au moment de sa mise en place d'un fragment de bois beaucoup plus ancien. Ce phénomène constitue donc une autre source d'erreur potentielle dans l'interprétation des âges ^{14}C . Cependant, nous pensons que la dynamique rapide des sols des forêts tropicales humides ainsi que la forte dynamique des rivières (notamment pendant les périodes de cyclones ou de tempêtes tropicales) ne permettent pas d'avoir des temps de résidence et/ou de conservation des bois morts sur un sol ou dans les rivières suffisamment longs ; ce qui limiterait cet aspect du cannibalisme en Guadeloupe. Malheureusement, nous avons constaté que les phénomènes volcaniques très érosifs, comme les avalanches de débris, peuvent, en érodant des dépôts antérieurs, incorporer des fragments de bois plus vieux. Cet autre aspect du cannibalisme peut avoir d'importantes conséquences sur l'interprétation de l'âge d'un dépôt volcanique. La datation systématique de différents fragments de bois prélevés dans un même dépôt volcanique ou sur différents sites où affleure le même dépôt volcanique, permet de réduire fortement l'incertitude liée à ce problème (voir par la suite).

e. L'effet Vieux Bois

La méthode de datation par le radiocarbone nécessite l'hypothèse de simultanéité entre la mort de l'organisme et l'arrêt de l'échange avec la biosphère. Cependant, cette hypothèse est parfois discutable. En effet, la croissance d'un arbre s'effectue par augmentation du diamètre de son tronc pour soutenir sa masse végétale et cette croissance donne lieu à la formation d'un cerne de croissance par an (en milieu tempéré). Un certain temps après sa formation, l'anneau de croissance cesse donc d'échanger du dioxyde de carbone avec la biosphère et devient inactif, formant ce qu'on appelle le cœur de l'arbre (le duramen). Seules les parties externes de l'arbre (l'aubier) sont encore actives et échangent avec leur environnement.

Le principe de l'effet vieux bois, très bien connu en archéologie, réside dans l'incertitude sur la partie du tronc que l'on date. En effet, une mesure radiocarbone sur un fragment de bois donne l'âge de ce fragment. Si un arbre a une durée de vie de 1 000 ans, on peut potentiellement avoir 1 000 ans de différence, en plus de l'erreur analytique, entre la partie interne du tronc et sa périphérie.

La distribution des âges des arbres d'une forêt tropicale humide est malheureusement mal contrainte. Nous n'avons donc pas pu obtenir, dans les différents dépôts étudiés (principalement ceux d'avalanches de débris) suffisamment de troncs d'arbres bien conservés et assez larges pour pouvoir faire une étude systématique en échantillonnant et datant à la fois le bord et le cœur de ces troncs. Cette stratégie nous aurait permis de voir si la différence d'âge était significative ou pas entre ces deux parties du tronc. Cependant un essai de datation a tout de même été effectué à titre exploratoire sur la partie centrale (SOU 0831 II C) et sur la partie externe (SOU 0831 II B) d'un tronc de 47 cm de diamètre ; il s'est avéré peu concluant. Même si l'âge obtenu pour le cœur du tronc : $2\ 990 \pm 70$ ans BP (SOU 0831 II C) est plus vieux que celui obtenu pour le bord : $2\ 950 \pm 70$ ans BP (SOU 0831 II B), la différence de 40 ans BP n'est pas significative au regard de l'erreur analytique (± 70 ans BP).

Nous avons donc privilégié une autre approche pour nous permettre de réduire l'incertitude sur l'interprétation de l'âge d'un événement éruptif suite à l'effet vieux bois. Nous avons, dans un premier temps, choisi de dater les bords des troncs lorsque l'on observait des troncs suffisamment grands pour potentiellement poser un problème d'interprétation. Dans un deuxième temps nous avons choisi de multiplier les datations pour un même dépôt éruptif et/ou une même séquence éruptive, sur différents fragments de bois sur un même affleurement, et quand il est possible de le faire, sur plusieurs affleurements, pour la même unité éruptive.

IV. Interprétations et traitements statistiques.

1. Introduction

Depuis plus d'une dizaine d'année, une stratégie d'échantillonnage systématique des fragments de débris de végétaux présents dans les dépôts éruptifs a été adoptée. Nous disposons maintenant d'une importante collection de débris de végétaux (xylothèque), composée principalement de fragments d'arbres plus ou moins carbonisés et très bien préservés provenant de différentes unités volcaniques ainsi que des paléosols intercalés entre différents dépôts volcaniques. Les meilleurs échantillons d'une unité ou des meilleures parties des fragments de bois frais ou carbonisés (e.g., sans évidence de cristallisations secondaires de soufre ou de gypse, de fractures potentiellement polluées) ont été sélectionnés pour obtenir la meilleure résolution possible dans notre mesure du ^{14}C . L'amélioration des techniques de mesure nous a aussi permis d'obtenir des âges également sur de faibles quantités de matière organique.

Lorsque pour un même épisode éruptif, nous disposons d'un nombre assez important de datation ^{14}C , une grande variabilité des âges est systématiquement observée. Hormis les problèmes de contamination et de cannibalisation, cette variabilité dépend de trois paramètres principaux : (1) l'erreur analytique sur la mesure, (2) les barres d'erreur et la forme de la courbe de calibration et (3) la durée de vie des arbres dans la forêt tropicale qui recouvrait les flancs de La Soufrière de Guadeloupe durant la période inter-éruptive.

La méconnaissance de la distribution de la durée de vie des arbres dans une forêt tropicale humide primaire est problématique. En fonction de la position initiale du bois ou du charbon dans le tronc, l'âge ^{14}C obtenu reflètera soit l'âge de l'évènement qui a détruit l'arbre, soit l'âge de formation de l'arbre. Plus l'arbre a une durée de vie importante et plus la variabilité des résultats sera importante.

L'observation d'une dispersion systématique des âges pour une même unité géologique pose d'importants problèmes d'interprétation. L'hypothèse qui vise à associer une éruption pour chaque âge radiocarbone ou groupement d'âges radiocarbone différent amène un biais important dans la qualité de la reconstruction de l'histoire éruptive du volcan et donc dans l'analyse des aléas associés. Elle justifie notre approche systématique dans l'obtention de multiples datations par unité volcanique.

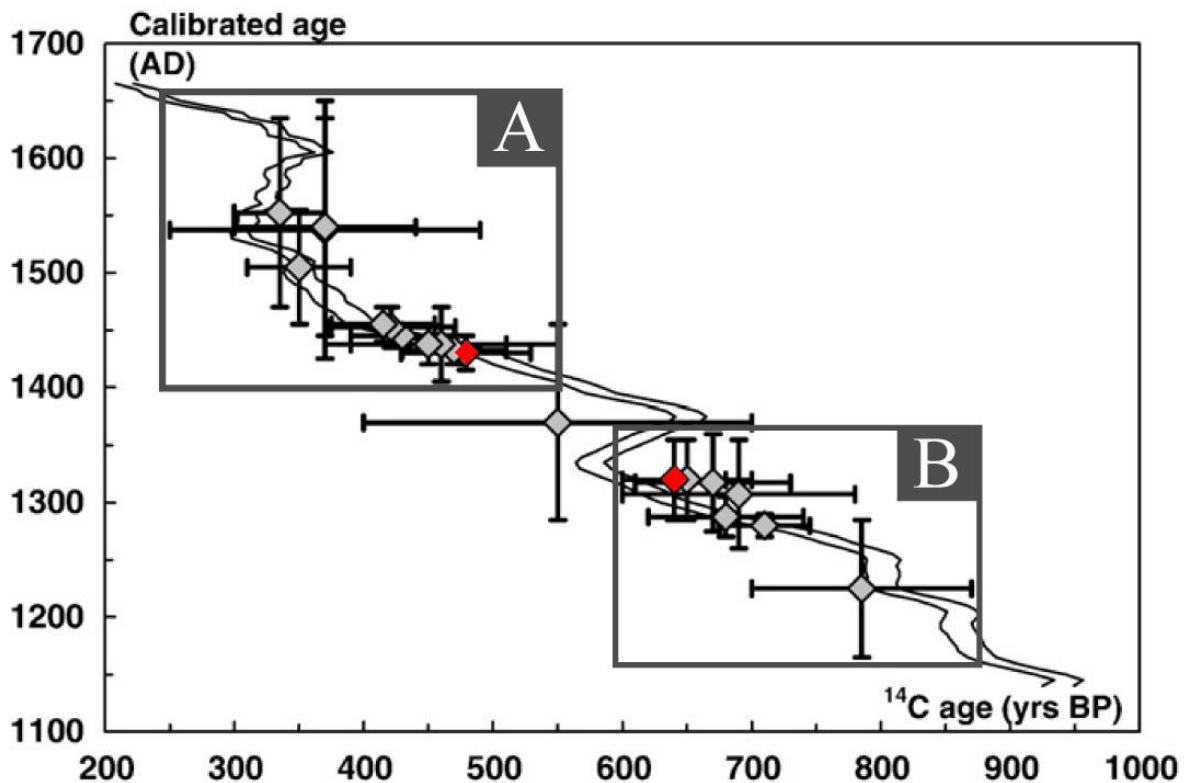


Figure IV.7 : Datations au Carbone 14 des dépôts de la dernière éruption magmatique de La Soufrière de Guadeloupe (modifié d'après Boudon et al., 2008). Les zones A et B représentent les deux groupes de datations sur lesquels se sont basés les premières interprétations définissant deux éruptions différentes (Boudon et al., 1988) : A autour de 1440 AD et B autour de 1280 AD. Ces 2 groupes appartiennent à une seule éruption datée à 1530 AD (Boudon et al., 2008). Courbe de calibration : Reimer et al., 2009 et calibration des âges ^{14}C à 2s.

L'exemple de la dernière éruption magmatique de La Soufrière de Guadeloupe est intéressant à ce titre. Les 19 âges radiocarbone obtenus sur des échantillons de bois prélevés dans des dépôts d'avalanches de débris et des dépôts de coulées pyroclastiques riches en ponces et en scories balayent une très large gamme temporelle avec deux distributions apparentes (Boudon et al., 2008). La figure IV.7 est une représentation graphique de la calibration des données ^{14}C obtenues pour cette éruption. Les deux pôles apparents d'âges ^{14}C (A et B) avaient été interprétés dans un premier temps par Boudon et al. (1988) comme étant deux éruptions différentes : 1440 AD et 1280 AD, avant d'être réinterprétés par Boudon et al. (2008) comme une seule et même éruption. Deux échantillons prélevés dans le même dépôt de coulées pyroclastiques riches en ponces et en scories, et à proximité l'un de l'autre (en losange rouge sur la figure IV.7), ont donné des âges différents : 470 ± 40 ans B.P. et 640 ± 40 ans B.P., et qui pouvaient être interprétés comme associés à deux éruptions différentes en se situant respectivement dans le pôle A et le pôle B. Cette dispersion ne peut pas être attribuée aux seules erreurs analytiques et/ou aux incertitudes dues à la calibration même si on se situe dans une zone complexe (Wiggled zone) de la courbe de calibration du ^{14}C . En revanche elle reflète

bien la distribution des âges dans une forêt tropicale au moment de l'éruption et de la mise en place des dépôts éruptifs.

L'un des objectifs de ces nombreuses datations était de pouvoir obtenir un maximum d'âges sur la même unité éruptive chrono-stratigraphique afin de tendre vers la caractérisation, la plus précise possible, de la distribution des âges radiocarbone au sein d'un même dépôt.

Nous avons considérablement augmenté la résolution temporelle de niveaux éruptifs clés en essayant de quantifier le biais lié aux caractéristiques de longévité de la paléo-forêt, aux conditions de préservation des échantillons, de mise en place et d'affleurement.

L'intégration de toutes les datations obtenues au sein d'une même unité volcanoclastique n'est pas évidente. Il existe différentes approches qui permettent de calculer statistiquement l'âge le plus représentatif d'une unité volcanique. Nous avons utilisé et comparé dans la suite deux modèles différents avec deux approches opposées répondant chacun à des conditions différentes : OXCAL et notre modèle direct ^{14}C .

2. Le programme OXCAL

OxCal est un programme conçu pour faciliter l'analyse de différentes informations chronologiques. Il est développé par le laboratoire de recherche en archéologie de l'Université d'Oxford (Bronk Ramsey, 1995) et permet de prendre en compte les multiples limitations et corrections inhérentes à la méthode de datation par mesure du ^{14}C . Son utilisation permet d'effectuer de nombreuses analyses (de la simple calibration de datation radiocarbone à l'analyse combinée de différents sites archéologiques) avec des outils de traitements statistiques puissants et la possibilité d'y associer d'autres sources d'informations (ie., des données historiques, stratigraphiques et d'autres méthodes de datation).

Développé à l'origine pour la recherche en archéologie, OxCal est maintenant reconnu et très utilisé dans différents domaines scientifiques faisant appel à la datation au ^{14}C et commence à être utilisé en volcanologie (e.g: Ponomareva et al., 2004 ; Lowe et al., 2007 ; Blockey et al., 2008 ; Hidalgo et al., 2008 ; Le Pennec et al., 2008 ; Sevink et al., 2011 ; Lane et al., 2011)

Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé différentes fonctionnalités d'Oxcal et particulièrement le module statistique R_Combine qui permet de combiner un ensemble d'âges ^{14}C (décrit comme étant $r_i \pm s_i$ d'une série de n échantillons allant de $i=1$ à $i=n$) obtenu pour une même unité volcanoclastique dans le but d'obtenir un âge moyen statistiquement représentatif ($r_c \pm s_c$) pour cette unité. Cette fonction permet aussi de tester mathématiquement la variabilité des âges combinés afin d'être statistiquement confiant sur l'appartenance de ces datations à un même sous-ensemble. Il s'agit donc, sous certaines conditions, de déterminer si les échantillons datés peuvent être statistiquement associés à un même événement. Le module R_Combine est juste une fonction qui détermine un âge représentatif par un calcul d'une moyenne pondérée (r_c) ainsi que l'erreur standard (s_c) suivant la méthode décrite par War et Wilson (1978) tel que :

$$r_c = (\sum r_i/s_i^2)/(\sum 1/s_i^2)$$

$$s_c = (\sum 1/s_i^2)^{-1/2}$$

et qui réalise pour caractériser la variabilité des données, un test statistique, dont la valeur T :

$$T = \sum (r_i - r_c)^2 / s_i^2$$

est une distribution χ^2 avec un degré de liberté $n-1$ comme établi par Clark (1975) et discuté par War et Wilson (1978).

Malheureusement pour nous, ce type de calcul ne peut être pris en considération qu'à la condition que la variabilité des âges obtenus au sein d'une même unité stratigraphique ne dépend que des erreurs sur la mesure et des conditions dans lesquelles l'échantillon est analysé. Or dans notre cas, cette variabilité des âges obtenus au sein d'une même unité stratigraphique dépend principalement de la dynamique à long terme d'une forêt tropicale humide, c'est-à-dire de la distribution des âges des arbres dans la forêt au moment de l'éruption et du positionnement dans l'arbre des différents échantillons datés. Et ceci est particulièrement important pour les éruptions récentes, comme celles de la période Holocène, où les barres d'erreurs analytiques sont si faibles qu'elles deviennent négligeables (90% des barres d'erreurs analytiques sont comprises entre 20 et 100 ans B.P.).

La figure IV.8 illustre au travers de 3 exemples pris dans la littérature les cas d'utilisation d'OxCal dans le but d'arriver à obtenir un âge statistiquement précis lorsque l'on dispose pour une même éruption de plusieurs âges radiocarbone. Le contexte d'utilisation d'OxCal est différent du notre puisque nous remarquons que, pour ces exemples, la variabilité des âges ^{14}C

est faible et reste très proche (voire même inférieure) à la variabilité des barres d'erreurs analytiques.

Pour arriver à cette faible dispersion des âges ^{14}C pour une même unité stratigraphique, Ponomareva et al. (2004) n'ont arbitrairement sélectionné que 14 âges radiocarbone, qu'ils estiment être les plus pertinents au regard des 29 âges constitutifs de leur base de données complète. Hidalgo et al. (2008) n'ont pu obtenir que 2 ou 3 âges radiocarbone directement dans le niveau stratigraphique qu'ils souhaitent dater et ne prennent pas en compte les datations provenant des paléosols en justifiant qu'ils ne donnent que des limites supérieures ou inférieures de l'âge de l'éruption.

Références	Datations Carbone 14	Résultats des traitements statistiques		
Ponomareva et al., 2004 A	7530 ± 100 ans BP			
	7540 ± 40 ans BP			
	7540 ± 40 ans BP			
	7550 ± 80 ans BP			
	7570 ± 100 ans BP	Rc	Sc	T
	7590 ± 40 ans BP	7617	14	12,6
	7620 ± 40 ans BP			
	7660 ± 40 ans BP	Δ Ri	Δ Si Maximum	
	7660 ± 50 ans BP	160 ans BP	200 ans BP	
	7670 ± 40 ans BP			
7670 ± 100 ans BP				
7690 ± 50 ans BP				
Hidalgo et al., 2008 B	2220 ± 40 ans BP	Rc	Sc	T
	2230 ± 40 ans BP	2267	17	5,4
	2260 ± 30 ans BP	Δ Ri	Δ Si Maximum	
	2320 ± 30 ans BP	100 ans BP	80 ans BP	
Hidalgo et al., 2008 C	4360 ± 50 ans BP	Rc	Sc	T
	4440 ± 50 ans BP	4400	36	1,3
		Δ Ri	Δ Si Maximum	
		80 ans BP	100 ans BP	

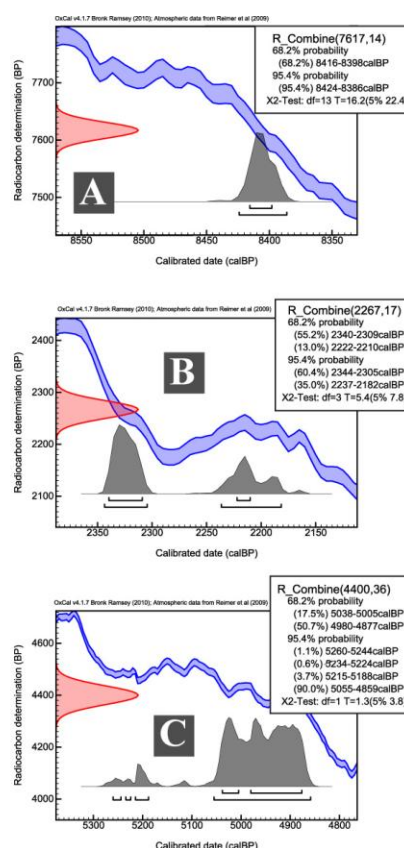


Figure IV.8 : Trois exemples d'applications du programme OxCal dont l'objectif est de déterminer un âge statistique pour des éruptions pour lesquelles on dispose de plusieurs datations radiocarbone. A : Ponomareva et al. (2004), B et C : Hidalgo et al. (2008). Rc (moyenne pondérée), Sc (déviatoin standard) et T (résultat du test du χ^2) ont été directement calculé par OxCal. ΔRi et ΔSi caractérisent respectivement la variabilité des âges radiocarbone et de leurs erreurs analytiques.

Hormis quelques épisodes volcaniques pour lesquels nous ne disposons que de très peu de datations radiocarbone, ces cas issus de la littérature sont différents des nôtres qui se caractérisent par une forte dispersion des datations obtenues au sein du même événement volcanique. Cette variabilité importante ne peut pas s'expliquer seulement par les erreurs

analytiques. Il faut donc prendre en compte la dynamique à long terme d'une forêt tropicale humide dans la détermination d'un âge statistiquement représentatif de l'ensemble des datations obtenues pour une même phase ou un même événement éruptif.

C'est dans cette optique, que Boudon et al. (2008) ont développé pour l'éruption de 1530 AD de La Soufrière de Guadeloupe, un modèle direct de calcul d'âges ^{14}C . Il permet une première approche de la quantification de l'effet d'une distribution d'âges des arbres d'une forêt sur la date (calendaire) de l'éruption et permet d'expliquer la distribution mesurée des âges ^{14}C au sein d'un même événement éruptif.

3. Le modèle direct de calcul d'âges ^{14}C

a. Introduction

La dispersion des âges ^{14}C au sein d'une même phase ou événement éruptif pose des problèmes évidents d'interprétation de l'histoire éruptive d'un volcan. L'exemple de la dernière éruption magmatique de La Soufrière, décrit précédemment (figure IV.7), illustre parfaitement les problèmes d'interprétation auxquels nous sommes confrontés : à savoir déterminer s'il y a une éruption ou deux éruptions distinctes.

Une nouvelle approche de modèle direct a été développée et appliquée à un événement éruptif récent et particulièrement bien contraint de la Soufrière : l'éruption de 1530 AD (Boudon et al., 2008). Les auteurs ont pu montrer que toutes les datations proviennent bien de dépôts éruptifs associés au même événement, bien que la dispersion des âges ^{14}C mesurés soit importante. Elle s'explique si nous considérons qu'un événement catastrophique comme une éruption volcanique est à l'origine de la destruction de différentes populations d'arbres pouvant avoir chacun une large distribution d'âges.

Ce modèle se base sur une distribution de référence des âges pour une forêt tropicale humide obtenue à partir d'observations portées sur différentes forêts tropicales humides (Chambers et al., 1998 ; Baker, 2003 et Becker et Wilson, 2003). Le concept général de ce modèle est d'intégrer cette distribution d'âges calendaire d'une forêt à une courbe de calibration ^{14}C pour obtenir, en fonction de différentes dates d'éruption possible, une distribution en années BP que l'on comparera avec nos données radiocarbones. Cela revient à faire une calibration inverse et de comparer la distribution de référence des âges pour une forêt

tropicale humide en années BP à notre distribution de données ^{14}C en années BP obtenue pour un même événement éruptif.

b. La distribution de la durée de vie des arbres d'une forêt tropicale humide.

Le volcan de la Soufrière est localisé dans une zone tropicale humide qui favorise considérablement le développement de grandes forêts. Il est donc important de connaître la distribution des durées de vie des arbres dans la forêt tropicale humide guadeloupéenne. Aucune étude de ce genre n'a été effectuée sur la forêt primaire de la Basse-Terre. Nous nous sommes donc intéressés aux études portées sur des forêts tropicales humides dans une autre région du monde.

Depuis la découverte d'arbres millénaires au cœur de la forêt tropicale amazonienne (Chambers et al. 1998) le débat sur l'occurrence de ces très vieux arbres et la précision des méthodes d'estimation des âges a fortement évolué (cf. Worbes et Junk 1999; Chambers et Trumore, 1999; Brien, 2005).

Les âges des arbres dans une forêt peuvent être obtenus par différentes méthodes qu'on peut classer en deux catégories, les méthodes directes et les méthodes indirectes. Les méthodes directes se limitent à la dendrochronologie qui consiste à déterminer et compter les anneaux de croissance annuels des arbres et les dater par la méthode au ^{14}C (Stuiver et Becker 1986). Les méthodes indirectes évaluent la longévité des arbres en projetant des taux de croissance à court terme sur des longues périodes de temps de façon déterministe (Clark et Clark 1992 ; Condit et al., 1993) et/ou stochastique (Lieberman et Lieberman, 1985 ; Brien et al., 2006) pour estimer l'âge des arbres en fonction de leur taille.

Brien (2005) fait une comparaison des âges maximum obtenus pour les différentes méthodes pour des forêts tropicales humides et observe une importante variabilité dans la détermination de la longévité des arbres étudiés (Table IV.5). Certaines des évaluations de longévité semblent peu réalistes : par exemple l'obtention par méthode indirecte d'un âge maximal d'environ 4 000 ans pour un arbre australien de 80 cm de diamètre par comparaison avec un autre arbre australien de la même espèce de 58 cm de diamètre, et dont l'âge à 620 ± 100 ans est obtenu par datation radiocarbone (Ogden, 1981). Ces résultats démontrent que les longévités maximales varient énormément entre les différentes espèces d'arbres. Ceci reflète la grande variabilité des durées de vie de ces différentes espèces d'arbres constituant une forêt

tropicale humide. De plus, celles-ci peuvent héberger une grande diversité d'espèces différentes d'arbres ce qui complexifie le problème. En effet, Gentry (1988) a établi que plus de 300 espèces d'arbres peuvent coexister sur un seul hectare de forêt tropicale humide.

Dating method	Mean ages (observed/projected)			Maximum ages (observed/projected)				
	Area	Age(s) (y)	Diameter (cm)	# species	Age(s) (y)	Diameter (cm)	Species	Source
Radiocarbon dating (only >350 yr)								
Central Amazon	370-750	80-180	8	1370 ± 80	180	<i>Cariniana micrantha</i>	Chambers et al (2001)	
Sarawak	625	60-126	1	>> 838 ¹	121	<i>Eusideroxylon zwageri</i>	Kurokawa et al. (2003)	
Brasil	-	-	1	440± 60	233	<i>Bertholletia excelsa</i>	Camargo et al. (1994)	
Eastern Australia	620-630	58-155	2	620 ± 100	58	<i>Xanthophyllum octandrum</i>	Ogden (1981) ²	
Guyana	-	-	1	350	110	<i>Chlorocardium rodiei</i>	Zagt (1997)	
Ring analysis								
Costa Rica	70-416	38-128	5	650 ³	156	<i>Hymenolobium mesoamericanum</i>	Fichtler et al. (2003)	
Cameroon			21	220	-	<i>Celtis zenkeri</i>	Worbes et al. (2002)	
<i>emergents</i>	85-124	> 10	2	124	-			
<i>canopy species</i>	42-91	> 10	12	220	-			
<i>understory sp</i>	41-70	> 10	7	146	-			
Zimbabwe	90,120	~35	1	>200	-	<i>Pterocarpus angolensis</i>	Stahle et al. (1999)	
Thailand	42-257	-	12	257	-	<i>Azelia xylocarpa</i>	Baker, pers comm.	
Bolivia	50-170	60	6	427	180	<i>Bertholletia excelsa</i>	Brienen (2005)	
Projections								
Costa Rica	284-608 92-125 ⁵	100	6	608	100	<i>Lecythis ampla</i>	Clark & Clark (1992)	
Costa Rica	-		45	52-442 ³	Max		Lieberman et al. (1985)	
Ecuador	-		22	54-529 ³	Max		Korning&Balsev (1994)	
Central Amazon	-		93	981 ⁴	Max	<i>Pouteria manaosensis</i>	Laurance et al. (2004)	
<i>Pioneers</i>	-			104±118 ⁴	Max			
<i>Subcanopy sp.</i>	-			326±118 ⁴	Max			
<i>Canopy species</i>	-			320±200 ⁴	Max			
<i>Emergents</i>	-			438±175 ⁴	Max			
Panama								
<i>Fastest growers</i>	32-111 19-69 ⁶	60	15	-			Condit et al. (1993)	
<i>Timber species</i>	140-250; 75-120 ⁶	60	7	-			Condit et al. (1995a)	
Panama	88-205 ⁷	30 m H.	8	-			O'Brien et al (1995)	
Australia	500-3955 253-2594 ³	20-140	11	3955	80	<i>Xanthophyllum octandrum</i>	Ogden (1981)	
Guyana	-		2	450-575	Max		Zagt (1997)	
Mexico	-		7	22-1030 ~600 ⁶	Max	<i>Brosium alicastrum</i>	Martinez-Ramos & Alvarez Buylla (1998)	

¹ Predicted life span is 1207 year; ² Data were presented by Ogden in this paper, but originated from data and projections executed by D.I.Nicholson; ³ Based on a combination of tree ring analysis and projections; ³ life-spans calculated from 10 cm diameter to the max observed diameter; Based on ⁴ above average growth; ⁵ on maximum growth rates; ⁶ on growth +SD; ⁷ at 30 meter height.

Table IV.5 : D'après Brienen (2005) - Evaluation des âges de grands arbres dans différentes forêts tropicales humides. Les âges moyens observés et modélisés ainsi que les âges maximum observés ou projetés sont reportés.

La caractérisation de l'âge maximal des arbres dans une forêt tropicale humide dépend aussi de la méthode utilisée et chacune des méthodes présentées a ses propres limites :

1) La datation au ¹⁴C est onéreuse et malgré le fait que les techniques de mesure et les courbes de calibration ont énormément été améliorées, une incertitude prévaut toujours dans la

communauté scientifique quant à la qualité des datations radiocarbone pour des âges très récents (inférieurs à 200 ans BP ; Stuiver et Becker, 1986).

2) La projection des taux de croissance à court terme sur des périodes de temps importantes se base sur l'hypothèse que la croissance d'un arbre est constante au cours de son développement et qu'au sein d'une même espèce il est égal.

3) Du fait du manque de contraste saisonnier, les cernes de croissance des arbres des forêts tropicales sont faiblement marquées (voire absentes) et ne suivent pas nécessairement un cycle annuel, à l'inverse de ce que l'on peut observer dans les zones tempérées (Ashton, 1981 ; Bormann et Berlyn, 1981). Ceci a pour conséquence de limiter notre compréhension à long terme de la dynamique des forêts tropicales (Baker, 2003).

Cependant, Brienen (2005) définit que la plupart des espèces ne peuvent probablement plus se développer au delà de 500 ans, ce qui serait en accord avec les études menées sur la longévité maximale de la plupart des arbres tempérés à larges feuilles (Loehle, 1988). Certaines espèces avec une densité de bois probablement très élevée et une croissance extrêmement lente (Kurokawa et al. 2003) ou dans des secteurs de faible renouvellement de la forêt (Chambers et Trumore, 1999 ; Vieira et al., 2004 ; Malhi et al., 2004) peuvent croître beaucoup plus longtemps et atteindre une durée de vie de mille ans ou plus.

Malheureusement, si on sait que certaines espèces d'arbres peuvent se développer dans des forêts tropicales humides au delà de 1 000 ans (Chambers et al., 1998) nous n'avons aucune idée de leur représentativité à l'échelle d'une forêt tropicale humide, ni de leur présence ou non sur les flancs du massif de la Grande Découverte – Soufrière en Guadeloupe ou encore de la persistance des espèces au cours de l'Holocène.

c. Application à la Guadeloupe

Le premier modèle direct de calcul d'âges ^{14}C a été établi par Boudon et al. (2008). Il est développé sur l'hypothèse que la variabilité des datations ^{14}C obtenues sur des fragments de bois échantillonnés par l'éruption de La Soufrière est due à la distribution des âges au sein de la forêt tropicale juste avant l'éruption. N'ayant pas d'information sur la répartition des âges des arbres dans une forêt tropicale humide aux Petites Antilles, l'hypothèse est faite que cette distribution n'est pas très différente de celle qui a été définie pour des forêts tropicales humides amazoniennes (Chambers et al., 1998), mexicaines (Becker et Wilson, 2003) ou encore nord-américaines (Baker, 2003), et qui sont les rares sources de données publiées (figure IV.9). Au

vu des âges maximum pour des espèces d'arbres vivant dans des forêts tropicales actuelles (Brinen, 2005) on ne peut pas exclure la possibilité, même avec une faible probabilité, d'avoir des arbres d'âges supérieurs à 250 ans (figure IV.9), contrairement à Boudon et al. (2008).

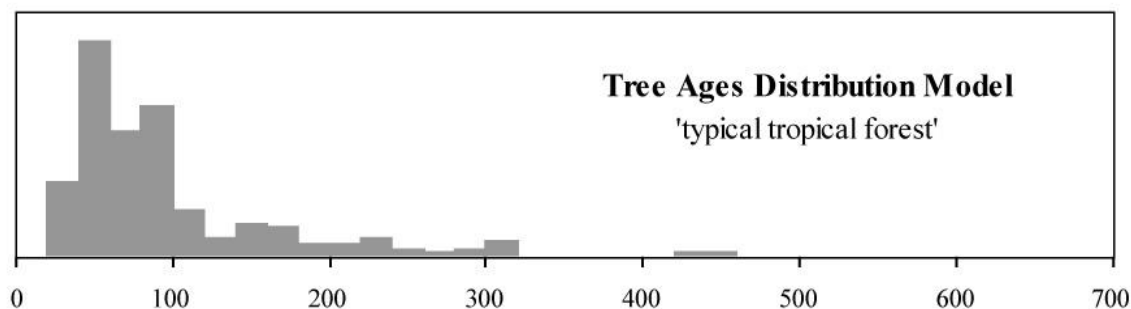


Figure IV.9 : Distribution de référence des âges calendaires des arbres dans une forêt tropicale humide issue de Boudon et al. (2008) d'après les travaux de Chambers et al. (1998), Becker et Wilson (2003) et Baker (2003).

Ce modèle direct nous permet de déterminer, pour une date de destruction donnée (date correspondant à l'éruption) et en fonction de la courbe de calibration INTCAL09 (Reimer et al., 2009), la variabilité attendue des âges de notre forêt de référence (en âge B.P.) pour une même éruption. Le résultat du modèle est comparé mathématiquement, par un calcul des moindres carrés, à notre distribution des datations ^{14}C obtenues pour un même événement volcanique. Différentes distributions sont ainsi obtenues pour différentes dates d'éruption. Du fait des variations particulières de la courbe de calibration, les distributions en âge BP modélisées pour notre forêt de référence sont toutes différentes et couvrent des périodes de temps plus importantes que celle initialement décrite en âge calendaire.

Afin d'appliquer ce modèle direct à d'autres éruptions que celle de 1530 AD, un certain nombre de modifications ont dû être apportées, notamment pour prendre en compte (1) la courbe de calibration IntCAL09 (Reimer et al., 2009) sur 50 000 ans BP, (2) les écarts types sur chaque datation dans le calcul de la distribution des datations ^{14}C , (3) les incertitudes sur notre distribution de référence des âges des arbres dans une forêt, estimé à 50 ans d'après Baker (2003), et (4) les incertitudes liées aux courbes de calibration (Reimer et al., 2009). Le calcul des moindres carrés a aussi été revu et redéfini :

$$\text{MR} = \frac{100}{N} * \sqrt{\sum_{i=1}^N (x_d - x_i)^2}, \text{ où } N \text{ est le nombre de valeur, } x_d \text{ et } x_i \text{ les valeurs issues des}$$

données et des différentes modélisations.

Ce modèle direct et simple permet d'expliquer de façon pertinente la variabilité des datations ^{14}C au sein d'un même épisode éruptif lorsqu'elle dépend principalement de la

distribution des âges des arbres dans la forêt affectée par l'éruption. Il permet, comme dans le cas de l'éruption de 1530 AD (Boudon et al., 2008) de confirmer les conclusions des différentes études de terrain et de laboratoire, sur des critères stratigraphiques, texturaux, sédimentaires, géochimiques et pétrologiques. Cependant l'utilisation de ce modèle direct n'est pertinente que si l'on possède un certain nombre d'âges ^{14}C fiables sur un même dépôt éruptif ou sur différents dépôts associés à la même éruption.

Les résultats de trois modèles directs sont représentés sur la figure IV. 10: (1) le modèle de Boudon et al (2008) (figures IV. 10 A, B, C, D) ; (2) le modèle de Boudon et al (2008) avec la nouvelle approche sur les moindres carrés (figures IV. 10 E, F, G, H) et (3) notre nouveau modèle (figures IV.10 I, J, K, L). Cette comparaison est faite sur le même jeu de données (19 datations ^{14}C) (figures IV. 10 A, E et I) et avec la même distribution d'âges des arbres dans une forêt tropicale (figures IV. 10 B, F et J). A la différence de celle utilisée par Boudon et al. (2008) (figures IV. 10 A et F) notre nouvelle distribution des datations ^{14}C (figure IV. 10 I) tient compte des différents écarts types associés à chaque datation.

La modélisation de Boudon et al (2008) ne permet pas de distinguer mathématiquement une seule date pour l'événement éruptif ($\text{MSRR}=7$ pour 1500 AD et 1530 AD). Les auteurs justifiaient leur choix de 1530 AD plutôt que 1500 AD par une meilleure corrélation graphique entre le résultat de la modélisation pour une éruption datée à 1530 AD et les données ^{14}C . Le nouveau mode de calcul par la méthode des moindres carrés révèle que mathématiquement la date de l'éruption de La Soufrière la plus probable, n'est pas 1530 AD mais plutôt 1500 AD (figures IV. 10 G et H). Ce nouveau calcul des moindres carrés permet de réduire l'incertitude sur la meilleure estimation de l'âge de l'éruption avec un résultat amélioré: 1530 AD ($\text{MR} = 2.92$) contre précédemment : 1500 AD ($\text{MR} = 2.71$).

Notre nouveau modèle direct qui prend en compte les déviations standard des datations ^{14}C et le nouveau mode de calcul par la méthode des moindres carrés montre que notre meilleure estimation de l'âge pour l'éruption de la Soufrière est bien 1530 AD ($\text{MR} = 1.50$) et pas 1500 AD ($\text{MR} = 164$) (figures IV. 10 K et L). Ce résultat permet de confirmer statistiquement l'impression visuelle d'une meilleure corrélation graphique entre le résultat du modèle pour 1530 AD et les données ^{14}C .

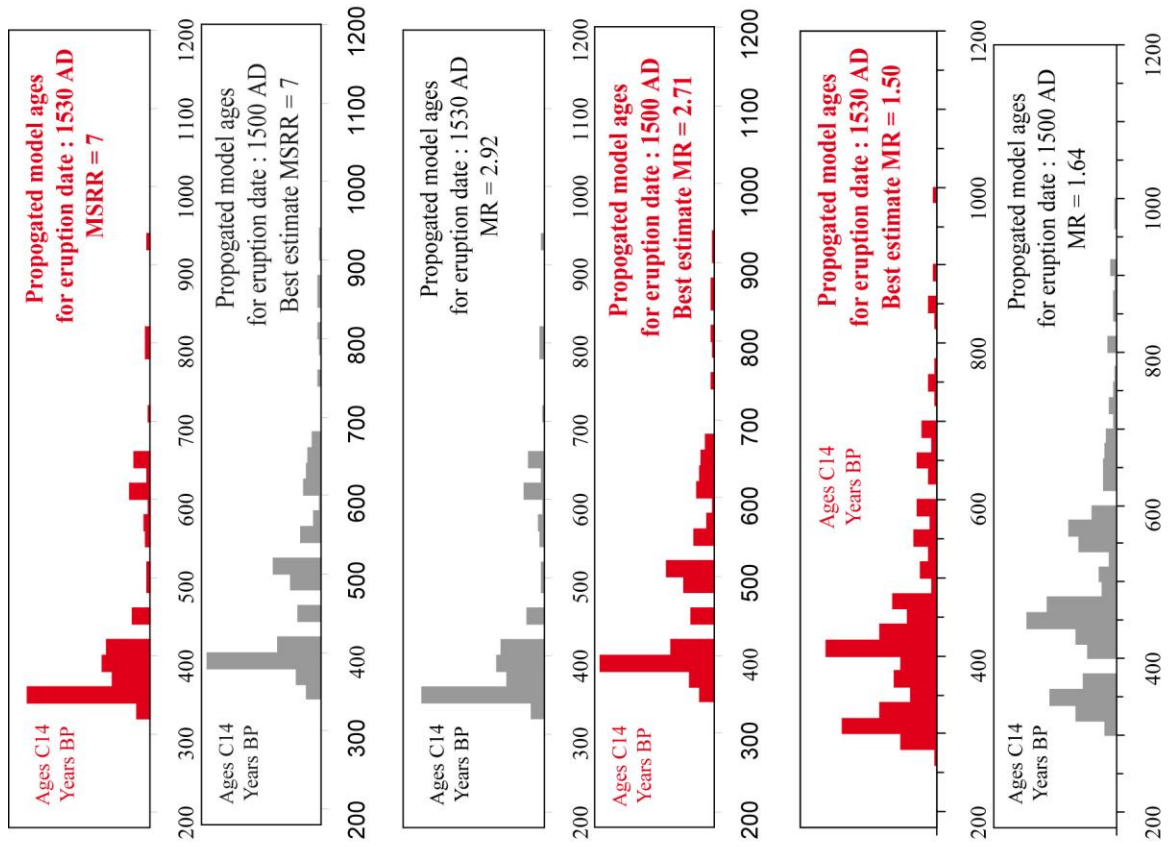
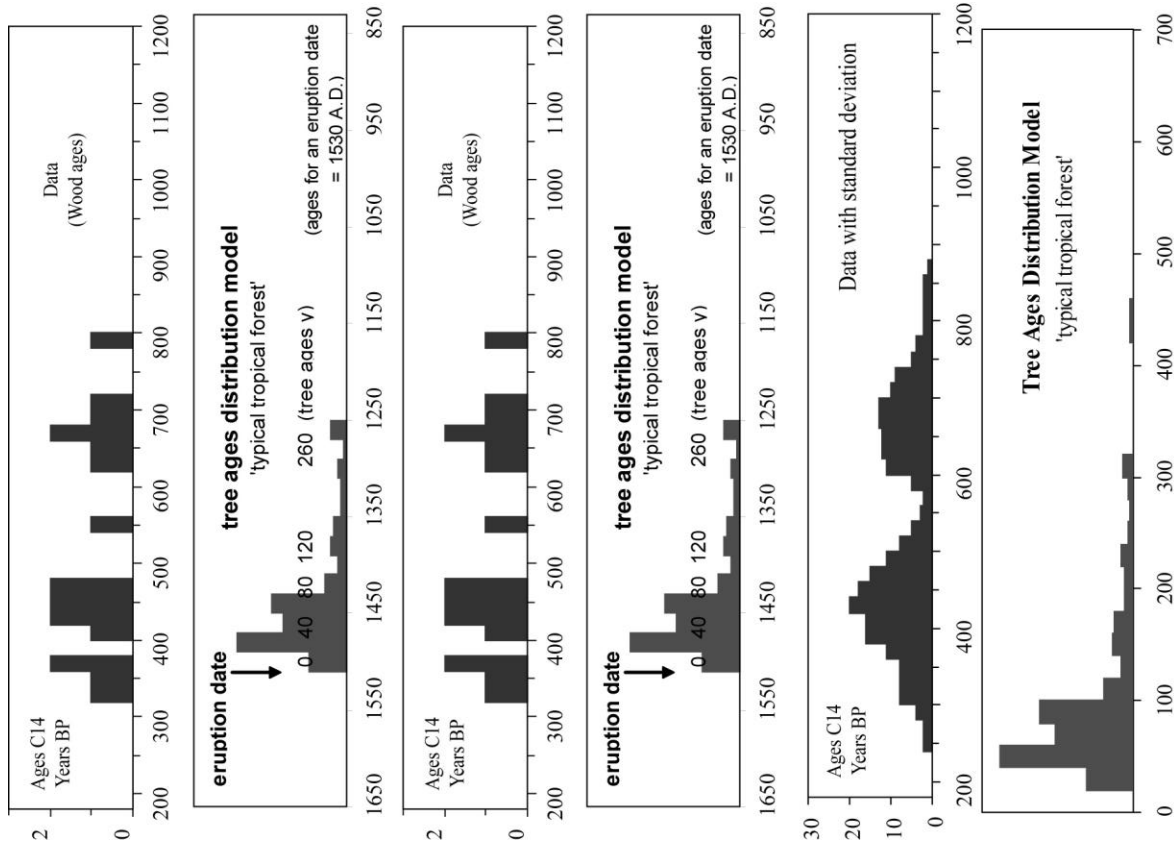


Figure IV.10 : Comparaison entre trois évolutions du modèle 14C, avec le modèle de Boudon et al. (2008) (A, B, C et D) et un nouveau calcul des moindres carrés (E, F, G et H) et notre nouveau modèle (I, J, K, et L). Les éléments A, E et I représentent les distributions des 19 âges 14C pour la dernière éruption de la Soufrière de Guadeloupe. Les éléments B, F et J correspondent aux distributions de référence des arbres dans une forêt tropicale. En rouge sont représentées les meilleures estimations de la date de la dernière éruption de la Soufrière de Guadeloupe.

4. Application du Modèle direct ¹⁴C au complexe de la Grande Découverte – Soufrière

Les études de terrain et les différentes analyses en laboratoire réalisées durant cette thèse nous ont permis de différencier un certain nombre d'épisodes magmatiques pour les 50 000 dernières années d'activité du complexe de La Grande Découverte – Soufrière (voir Chapitre V et VI). Notre objectif, détaillé par la suite, a été d'essayer de dater un maximum d'épisodes éruptifs, pour avoir, comme il est décrit précédemment, plusieurs datations pour un même épisode éruptif. Ceci afin de pouvoir caractériser au mieux la date de l'éruption en s'affranchissant de tous les problèmes de variabilité des datations au sein d'un même dépôt ou des problèmes de cannibalisation et de contamination. Ces datations vont nous permettre d'améliorer considérablement les contraintes temporelles sur l'activité du complexe volcanique de La Grande Découverte – Soufrière, de pouvoir caractériser dans le temps son comportement éruptif et de déterminer un ordre de grandeur des taux de récurrence pour les éruptions magmatiques du massif de La Soufrière.

Chaque événement volcanique est noté EV et est suivi d'une valeur numérique correspondant à son positionnement dans le temps ; 1 étant le proche de nous et 29 le plus éloigné. Les différents critères (e.g., stratigraphie, granulométrie, lithologie, densité des clastes juvéniles vésiculés, micro-textures) que nous avons utilisé pour différencier et caractériser ces événements volcaniques sont détaillés dans le Chapitre VI et dans les annexes (Annexe D).

Nous datons, pour le Sud de la Basse-Terre, un minimum de 29 événements volcaniques distincts sur 50 000 ans. Ces événements ont tous une composante magmatique à l'exception de deux d'entre eux : EV14 et EV17. Ils correspondent, en effet, à des dépôts d'avalanches de débris recouvrant une large zone du sud – ouest de la Basse-Terre et pour lesquels aucune relation n'a pu être établie avec une activité magmatique contemporaine. Pour chaque événement volcanique, les résultats de notre modèle, quand les conditions d'application étaient réunies, ont été comparés aux résultats de la modélisation d'Oxcal. La Table IV.6 récapitule les différents résultats et nous remarquons qu'ils se divisent en 3 périodes temporelles.

	Nombre de Datations		Variabilité des Ages	Moyenne des barres d'erreurs analytiques	Résultat Modèle		Résultat modèle OxCal		Age Radiocarbone	Age Final
	Bois	Paléosol			Direct ¹⁴ C	Age BP	Age AD	Age Cal libré		
EV1	1	1	45 ans BP	55 ans BP	1530 ± 10 Cal AD	239 ± 29 ans BP	1657 ± 24 Cal AD	239 ± 29 ans BP	1657 ± 24 Cal AD	
EV2	26	7	485 ans BP	62 ans BP	1010 ± 10 Cal AD	501 ± 9 ans BP	1425 ± 11 Cal AD	-	1530 ± 10 Cal AD	
EV3	5	6	435 ans BP	66 ans BP	450 ± 10 Cal AD	1264 ± 14 ans BP	731 ± 44 Cal AD	-	1010 ± 10 Cal AD	
EV4	10	6	495 ans BP	61 ans BP	720 ± 10 Cal BC	1683 ± 14 ans BP	372 ± 40 Cal AD	-	450 ± 10 Cal AD	
EV5	11	4	605 ans BP	64 ans BP	1080 ± 10 Cal BC	2523 ± 14 ans BP	669 ± 116 Cal BC	-	720 ± 10 Cal BC	
EV6	55	8	284 ans BP	57 ans BP	1370 ± 10 Cal BC	2966 ± 6 ans BP	1186 ± 34 Cal BC	-	1080 ± 10 Cal BC	
EV7	18	3	390 ans BP	66 ans BP	1870 ± 10 Cal BC	3203 ± 13 ans BP	1468 ± 31 Cal BC	-	1370 ± 10 Cal BC	
EV8	18 (19)	5	670 ans BP	73 ans BP	3300 ± 10 Cal BC	3703 ± 15 ans BP	2087 ± 53 Cal BC	-	1870 ± 10 Cal BC	
EV9	9	2	400 ans BP	66 ans BP	4670 ± 10 ans Cal BC	4593 ± 18 ans BP	3360 ± 14 Cal BC	-	3300 ± 10 Cal BC	
EV10	5	0	1400 ans BP	442 ans BP	-	5511 ± 57 ans BP	4357 ± 104 Cal BC	5511 ± 57 ans BP	4357 ± 104 Cal BC	
EV11	0	1	-	80 ans BP	-	-	-	5690±80 ans BP	4535 ± 171 Cal BC	
EV12	0	1	-	40 ans BP	-	-	-	6380±40 ans BP	5387 ± 84 Cal BC	
EV13	0	1	-	90 ans BP	-	-	-	6770±90 ans BP	5680 ± 164 Cal BC	
EV14	11	0	1015 ans BP	169 ans BP	7250 ± 10 ans Cal BC	8186 ± 18 ans BP	7138 ± 58 Cal BC	8186 ± 18 ans BP	7138 ± 58 Cal BC	
EV15	9	2	1360 ans BP	113 ans BP	11080 ± 10 ans Cal BC	10981 ± 26 ans BP	10873± 154 Cal BC	10981 ± 26 ans BP	10873± 154 Cal BC	
EV16	0	2	-	60 ans BP	-	11647±43 ans BP	11716± 158 Cal BC	11647±43 ans BP	11716± 158 Cal BC	
EV17	5	0	580 ans BP	71 ans BP	11930 ± 10 ans Cal BC	12470 ± 29 ans BP	12651 ± 411 Cal BC	12470 ± 29 ans BP	12651 ± 411 Cal BC	
EV18	5	0	1100 ans BP	160 ans BP	-	13255 ± 66 ans BP	14175 ± 607 Cal BC	13255 ± 66 ans BP	14175 ± 607 Cal BC	
EV19	4 (5)	0	1080 ans BP	302 ans BP	-	13591 ± 85 ans BP	14761 ± 251 Cal BC	13554 ± 80 ans BP	14725 ± 257 Cal BC	
EV20	1	0	-	200 ans BP	-	-	-	14950±200 ans BP	16199± 458 Cal BC	
EV21	1	0	-	400 ans BP	-	-	-	17800± 400 ans BP	19299 ± 993 Cal BC	
EV22	6	1	1060 ans BP	423 ans BP	-	21477 ± 89 ans BP	23670 ± 433 Cal BC	21502 ± 85 ans BP	23704 ± 437 Cal BC	
EV23	7	0	1700 ans BP	520 ans BP	-	23453 ± 212 ans BP	26291 ± 445 Cal BC	23453 ± 212 ans BP	26291 ± 445 Cal BC	
EV24	3	0	735 ans BP	1098 ans BP	-	25621 ± 413 ans BP	28382 ± 735 Cal BC	25621 ± 413 ans BP	28382 ± 735 Cal BC	
EV25	1	0	-	800 ans BP	-	-	-	29 800 ± 800 ans BP	32 399 ± 1943 Cal BC	
EV26	3	0	3115 ans BP	14703 ans BP	-	32 598 ± 767 ans BP	35 700± 1560 Cal BC	32 388 ± 356 ans BP	35 290± 937 Cal BC	
EV27	1	0	-	1700 ans BP	-	-	-	35 000 ± 1700 ans BP	37 623 ± 3212 Cal BC	
EV28	1 (12)	0 (1)	-	1975 ans BP	-	-	-	42 3506 ± 1975 ans BP	44 326 ± 3277 Cal BC	
EV29	3 (5)	1	4590 ans BP	3058 ans BP	-	49676 ± 1202 ans BP	-	49 676 ± 1202 ans BP	-	

Table IV.6 : Synthèse et comparaison des différentes approches (partie grisée de la Table : Modèle Direct 14C & modèle OxCal) utilisées pour calculer un âge représentatif pour chaque événement volcanique (Age Final). La partie gauche recense les différents âges radiocarbone, provenant d'échantillons de bois frais ou carbonisés et de paléosols ou de colluvium ainsi que le nombre total utilisé pour la modélisation des âges statistiques. Les colonnes « Variabilité des âges » et « Moyennes des barres d'erreurs analytiques » permettent de visualiser, pour chaque événement volcanique, la dispersion des âges 14C au sein d'un même événement et la précision moyenne de ces âges.

a. Période I : entre 1657 Cal AD et 3300 Cal BC

La première période, entre EV1 et EV9, est une période d'application parfaite pour notre modèle direct ^{14}C . Les données ^{14}C sont nombreuses et les contraintes stratigraphiques aussi, les erreurs analytiques sont faibles (la moyenne des erreurs analytiques par événement volcanique varie entre 57 ans BP et 73 ans BP) et la dispersion des âges ^{14}C au sein d'un même événement volcanique est relativement faible (inférieure à 700 ans BP au maximum). Notre modèle direct ^{14}C est donc plus pertinent qu'Oxcal, pour lequel il y a presque un facteur 10 entre le maximum des erreurs analytiques (73 ans BP) et le maximum de dispersion des âges ^{14}C (670 ans BP). L'âge le plus probable pour chaque événement volcanique pour lesquels nous disposons de plus de 2 datations radiocarbone (8 événements volcaniques) a été établi sur la base de notre modèle ^{14}C . Pour l'EV 1, pour lequel nous ne disposons que de 2 âges ^{14}C , la moyenne pondérée calculée par OxCal est la seule façon cohérente de calculer un âge statistique. Les deux autres événements volcaniques n'étant contraint que par un seul âge, cette datation à 2σ (95 % d'intervalle de confiance) est la seule contrainte temporelle dont nous disposons.

Les figures IV.11 à IV.18 synthétisent les résultats pour les 8 événements volcaniques de notre modèle direct ^{14}C .

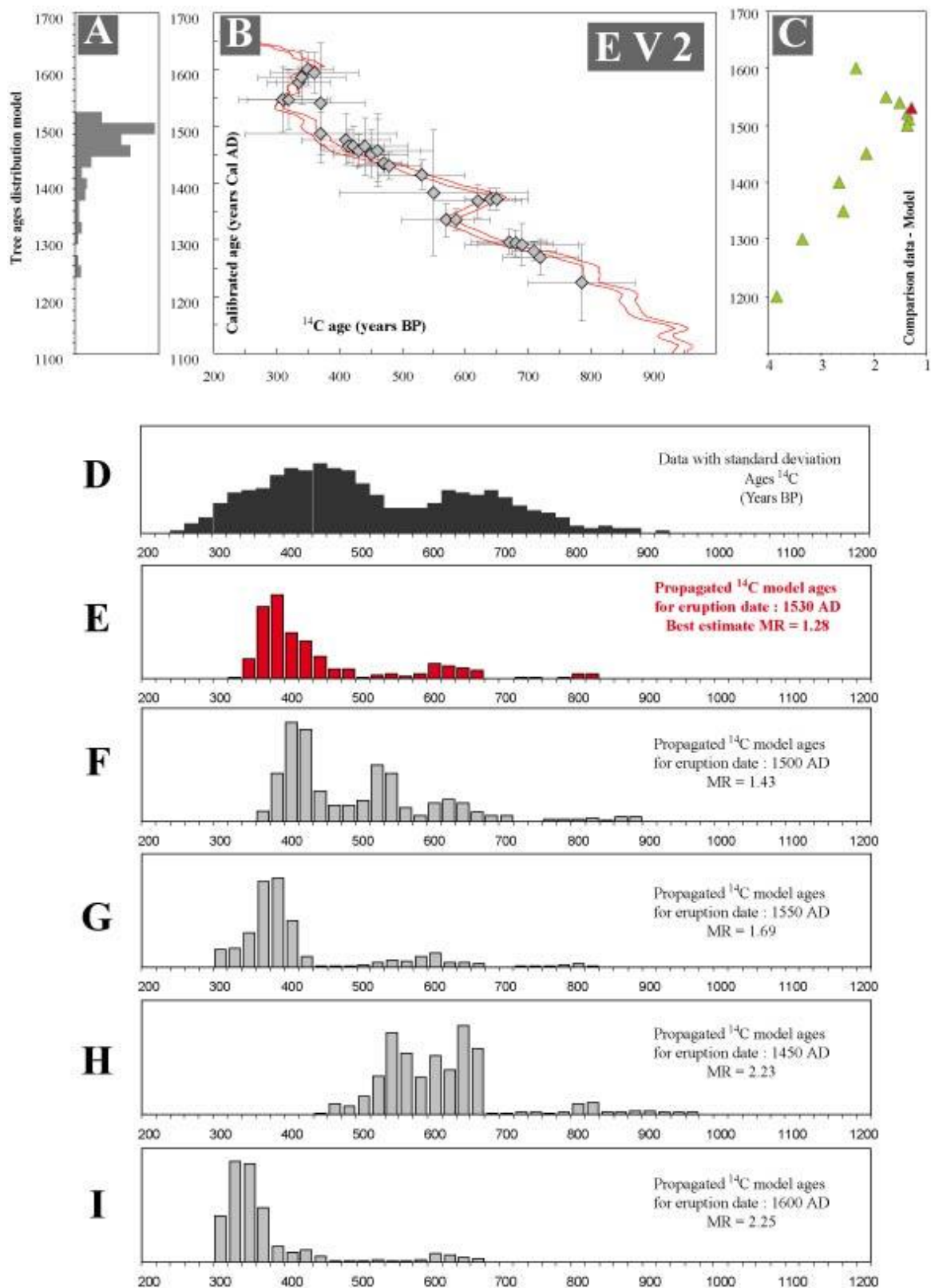


Figure IV.11 : Modélisation de l'âge de l'évènement volcanique EV 2. A : distribution de référence des âges des arbres d'une forêt tropicale ; B et D : données ^{14}C disponibles pour cet évènement ; E, F, G, H, I, J : résultats du modèle ^{14}C pour des éruptions datées respectivement à 1530 AD, 1500 AD, 1550 AD, 1450 AD, 1600 AD. MR correspond au calcul des moindres carrés pour chaque modélisation représenté graphiquement par des triangles verts (C). La modélisation E (en rouge) correspond à l'âge le plus représentatif statistiquement pour l'évènement volcanique EV 2.

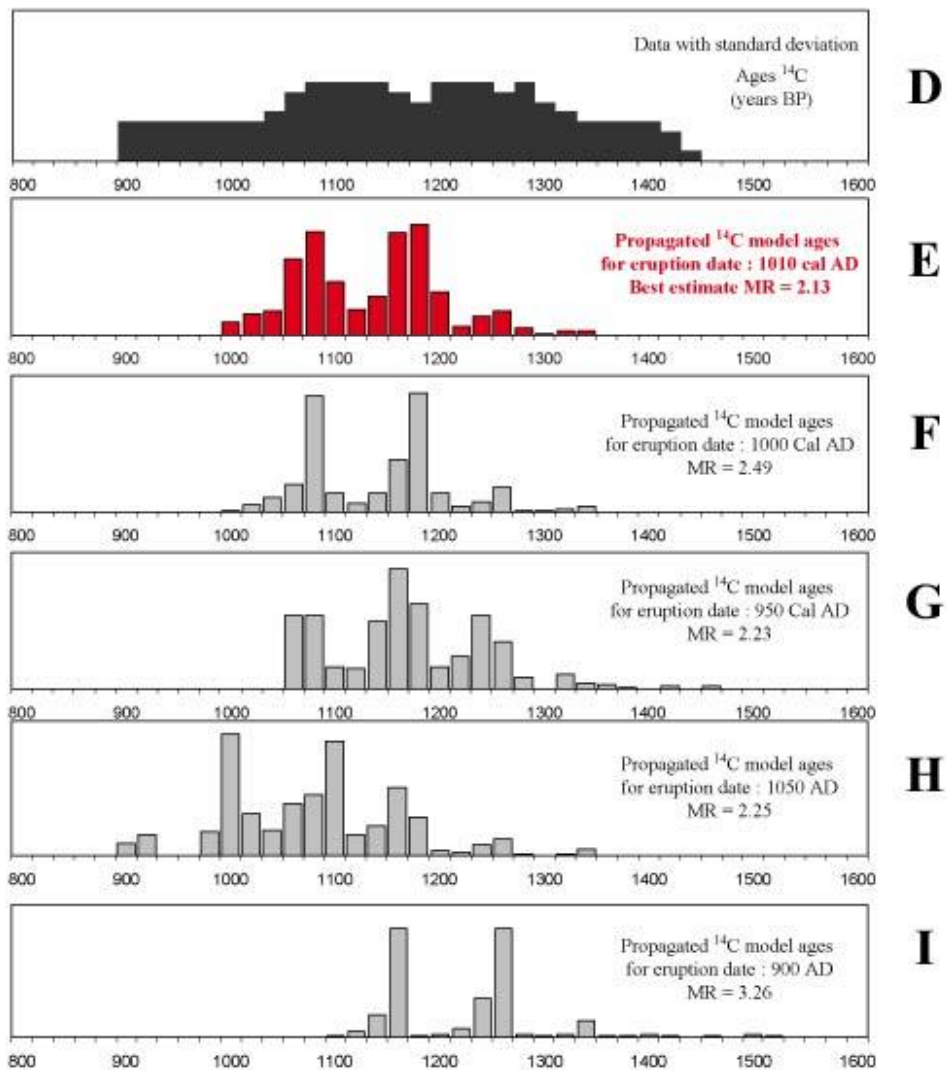
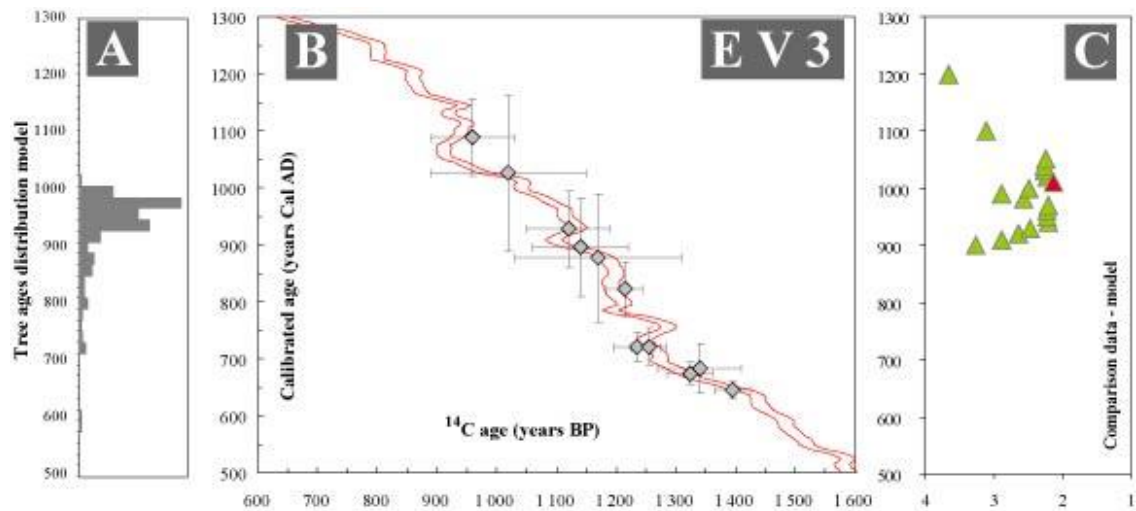


Figure IV.12 : Modélisation de l'âge de l'évènement volcanique EV 3. A : distribution de référence des âges des arbres d'une forêt tropicale ; B et D : données ^{14}C disponibles pour cet évènement ; E, F, G, H, I, J : résultats du modèle ^{14}C pour des éruptions datées respectivement à 1010 AD, 1000 AD, 950 AD, 1050 AD, 1900 AD. MR correspond au calcul des moindres carrés pour chaque modélisation représenté graphiquement par des triangles verts (C). La modélisation B (en rouge) correspond à l'âge le plus représentatif statistiquement pour l'évènement volcanique EV 3.

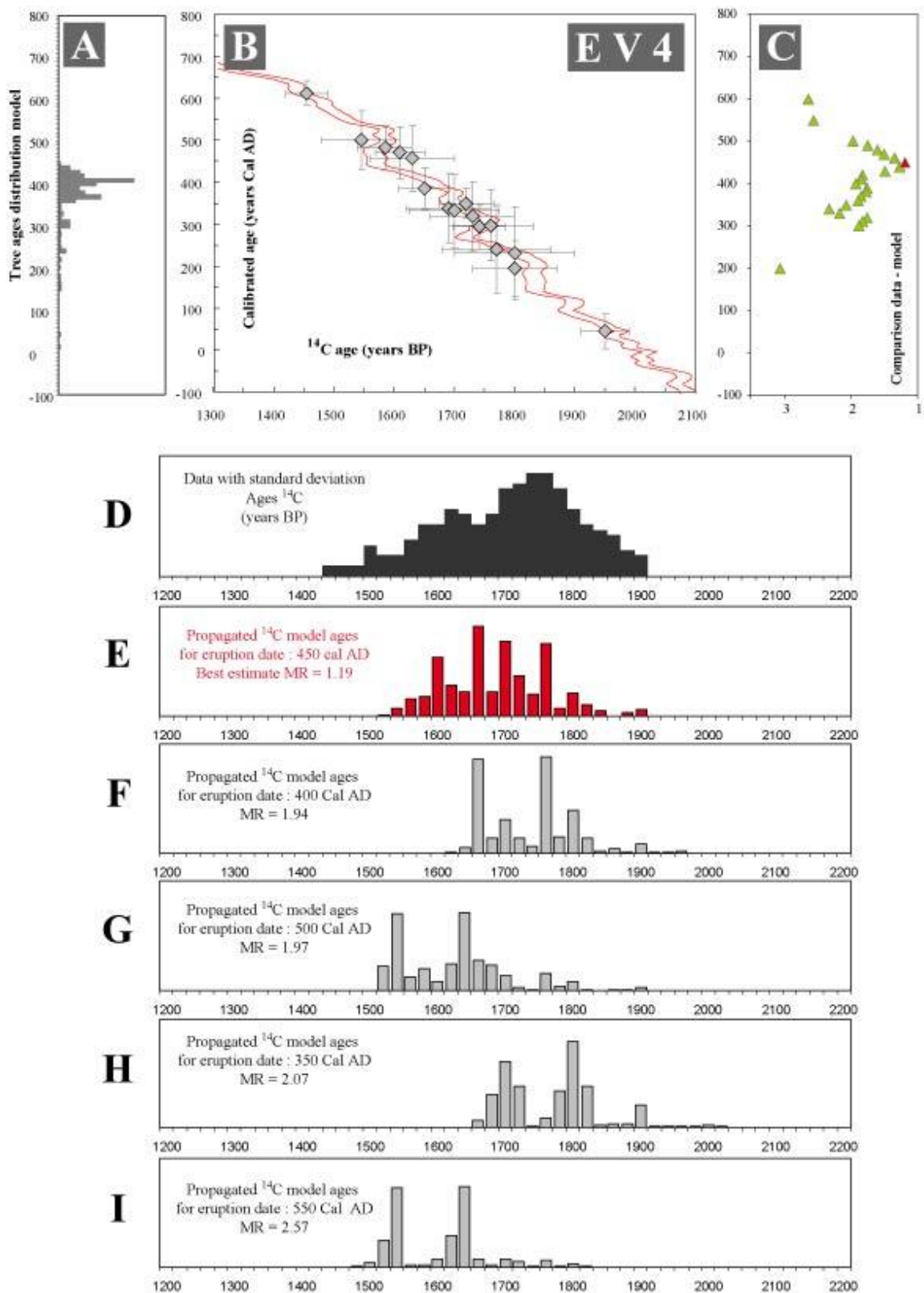


Figure IV.13 : Modélisation de l'âge de l'évènement volcanique EV 4. A : distribution de référence des âges des arbres d'une forêt tropicale ; B et D : données ^{14}C disponibles pour cet évènement ; E, F, G, H, I, J : résultats du modèle ^{14}C pour des éruptions datées respectivement à 450 AD, 400 AD, 500 AD, 350 AD, 550 AD. MR correspond au calcul des moindres carrés pour chaque modélisation représenté graphiquement par des triangles verts (C). La modélisation B (en rouge) correspond à l'âge le plus représentatif statistiquement pour l'évènement volcanique 4.

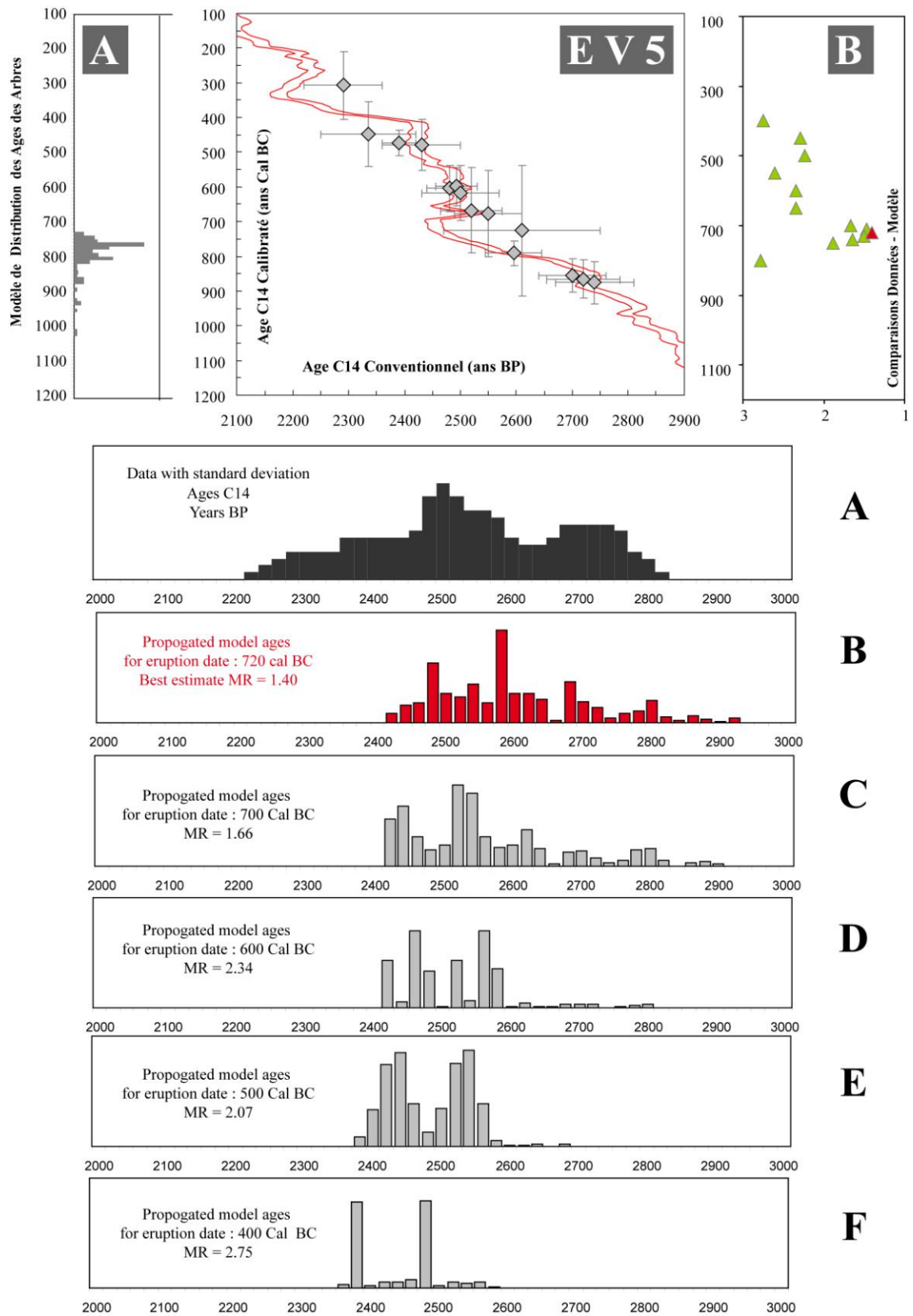


Figure IV.14 : Modélisation de l'âge de l'évènement volcanique EV 5. A : distribution de référence des âges des arbres d'une forêt tropicale ; B et D : données ^{14}C disponibles pour cet évènement ; E, F, G, H, I, J : résultats du modèle ^{14}C pour des éruptions datées respectivement à 720 BC, 700 BC, 600 BC, 500 BC, 400 BC. MR correspond au calcul des moindres carrés pour chaque modélisation représenté graphiquement par des triangles verts (C). La modélisation B (en rouge) correspond à l'âge le plus représentatif statistiquement pour l'évènement volcanique EV 5.

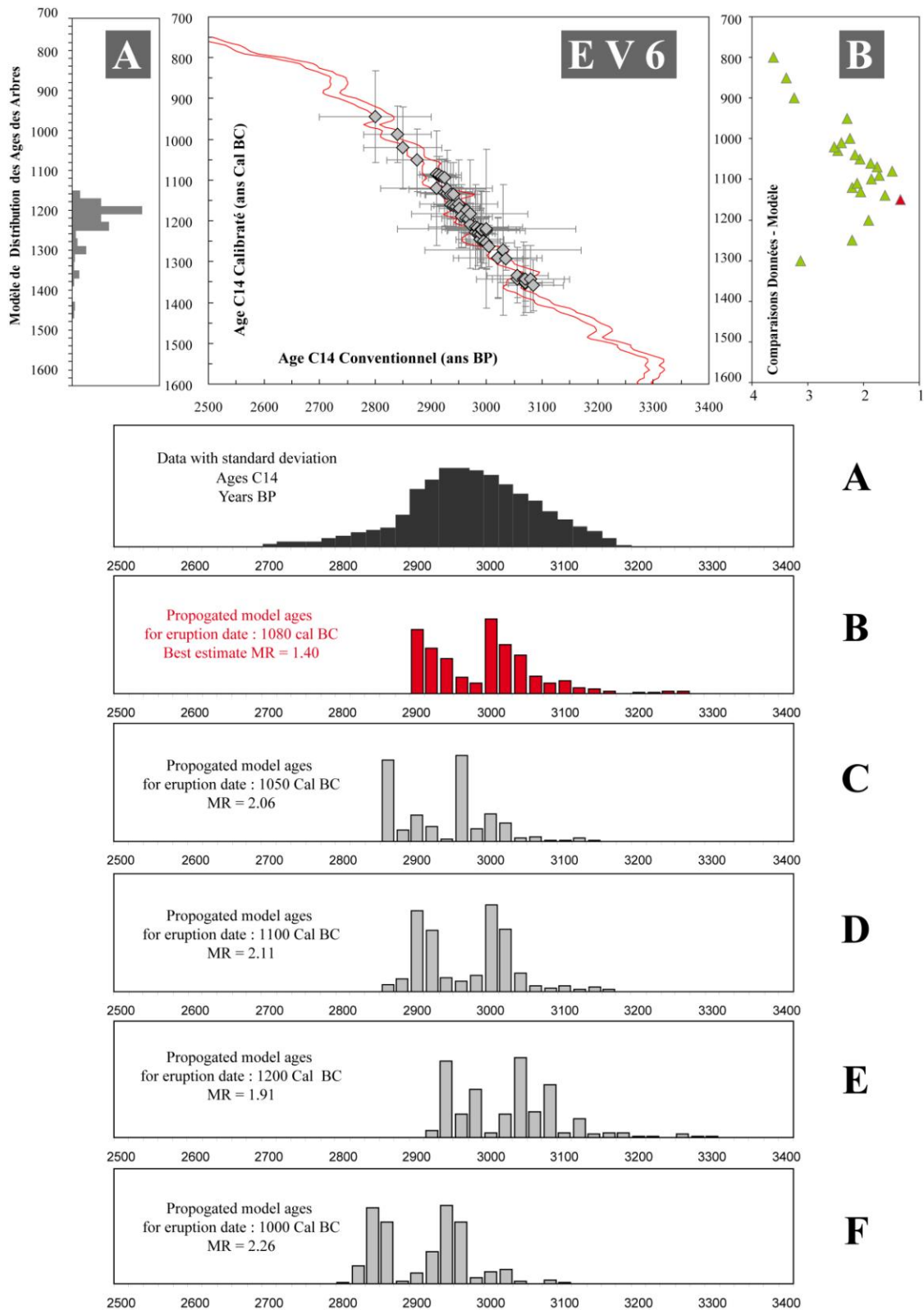


Figure IV.15 : Modélisation de l'âge de l'évènement volcanique EV 6. A : distribution de référence des âges des arbres d'une forêt tropicale ; B et D : données ^{14}C disponibles pour cet évènement ; E, F, G, H, I, J : résultats du modèle ^{14}C pour des éruptions datées respectivement à 1080 BC, 1050 BC, 1100 BC, 1200 BC, 1000 BC. MR correspond au calcul des moindres carrés pour chaque modélisation représenté graphiquement par des triangles verts (C). La modélisation B (en rouge) correspond à l'âge le plus représentatif statistiquement pour l'évènement volcanique EV 6.

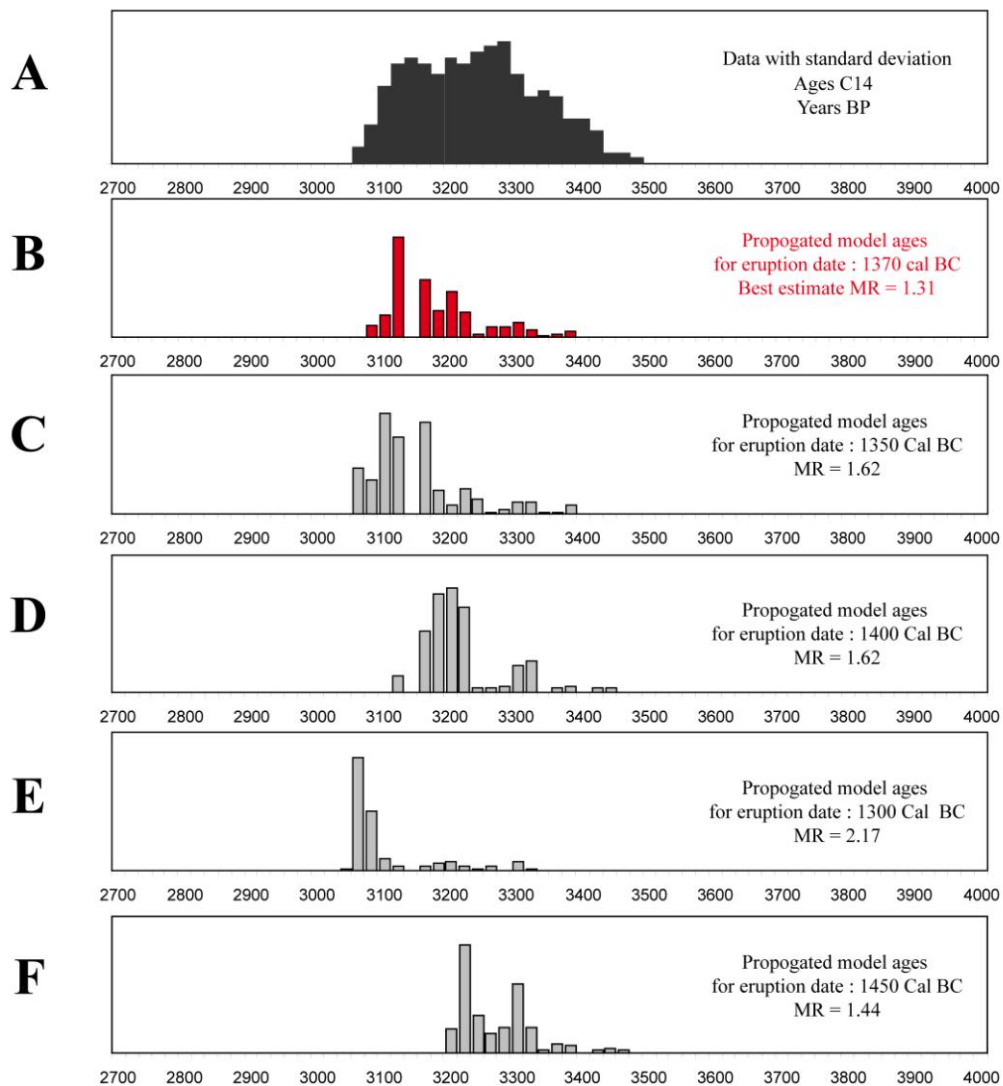
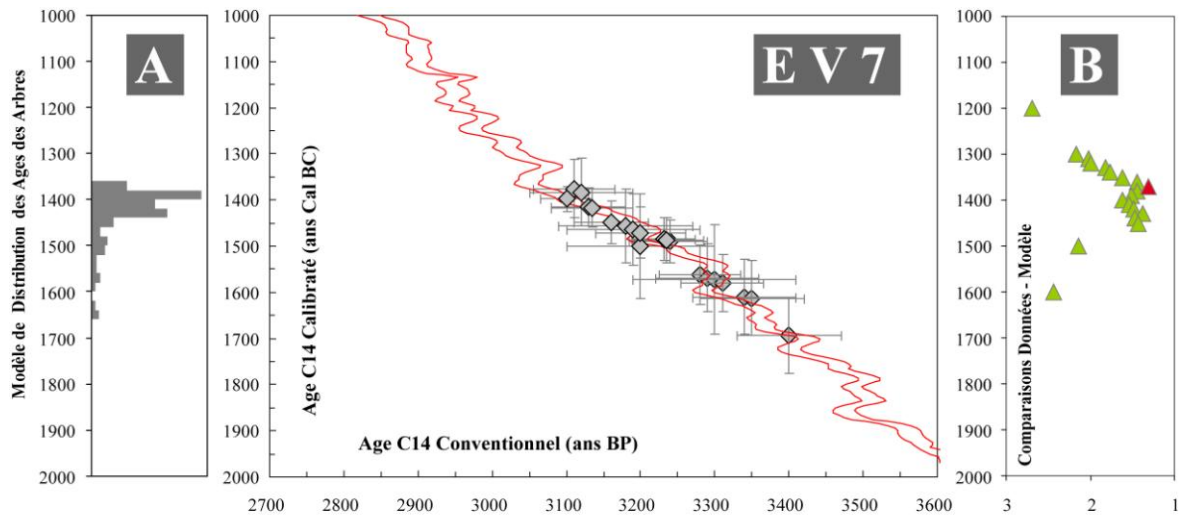


Figure IV.16 : Modélisation de l'âge de l'évènement volcanique EV 7. A : distribution de référence des âges des arbres d'une forêt tropicale ; B et D : données ^{14}C disponible pour cet évènement ; E, F, G, H, I, J : résultats du modèle ^{14}C pour des éruptions datées respectivement à 1370 BC, 1350 BC, 1400 BC, 1300 BC, 1450 BC. MR correspond au calcul des moindres carrés pour chaque modélisation représenté graphiquement par des triangles verts (C). La modélisation B (en rouge) correspond à l'âge le plus représentatif statistiquement pour l'évènement volcanique EV 7.

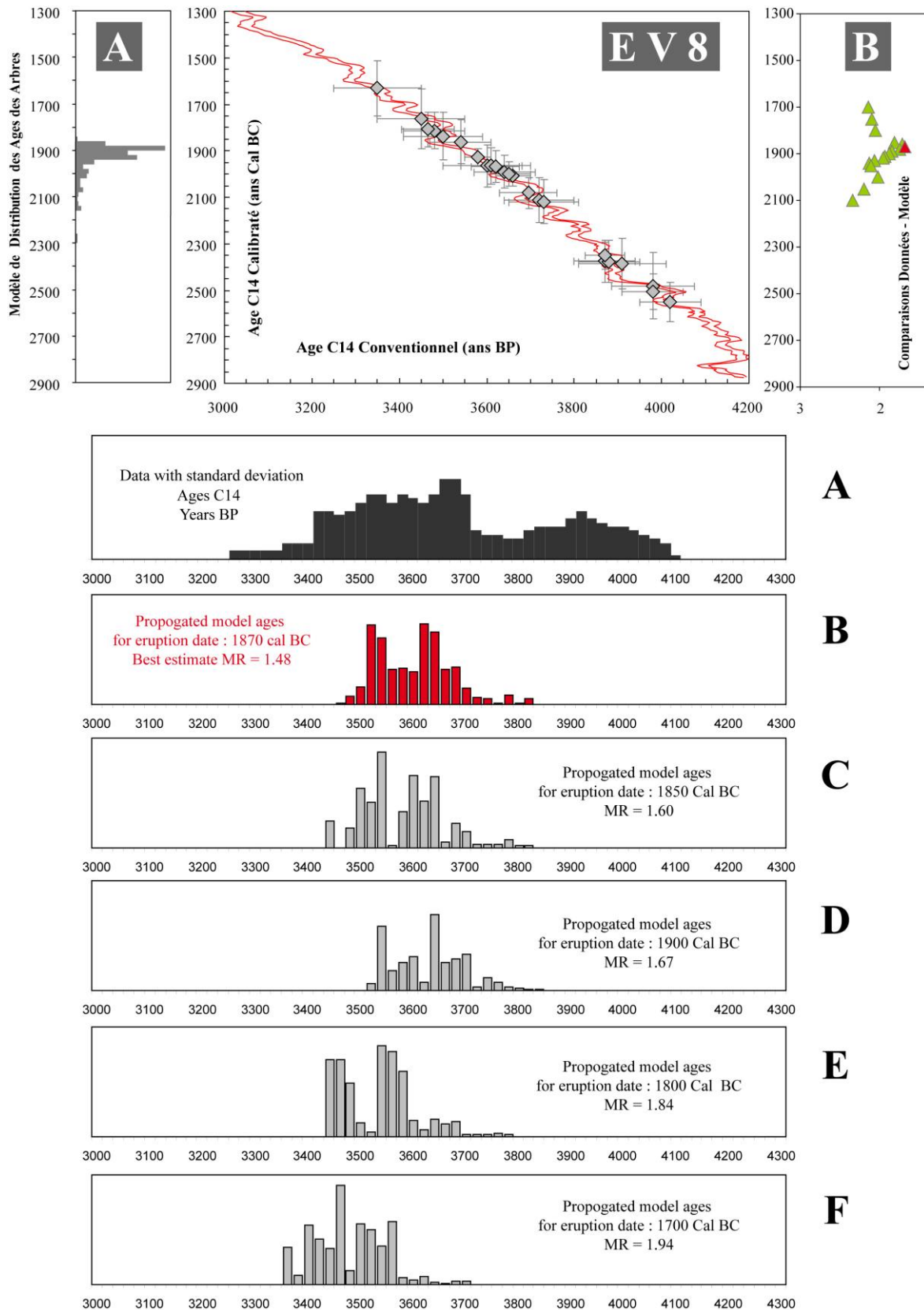


Figure IV.17 : Modélisation de l'âge de l'évènement volcanique EV 8. A : distribution de référence des âges des arbres d'une forêt tropicale ; B et D : données ^{14}C disponibles pour cet évènement ; E, F, G, H, I, J : résultats du modèle ^{14}C pour des éruptions datées respectivement à 1870 BC, 1850 BC, 1900 BC, 1800 BC, 1700 BC. MR correspond au calcul des moindres carrés pour chaque modélisation représenté graphiquement par des triangles verts (C). La modélisation B (en rouge) correspond à l'âge le plus représentatif statistiquement pour l'évènement volcanique EV 8.

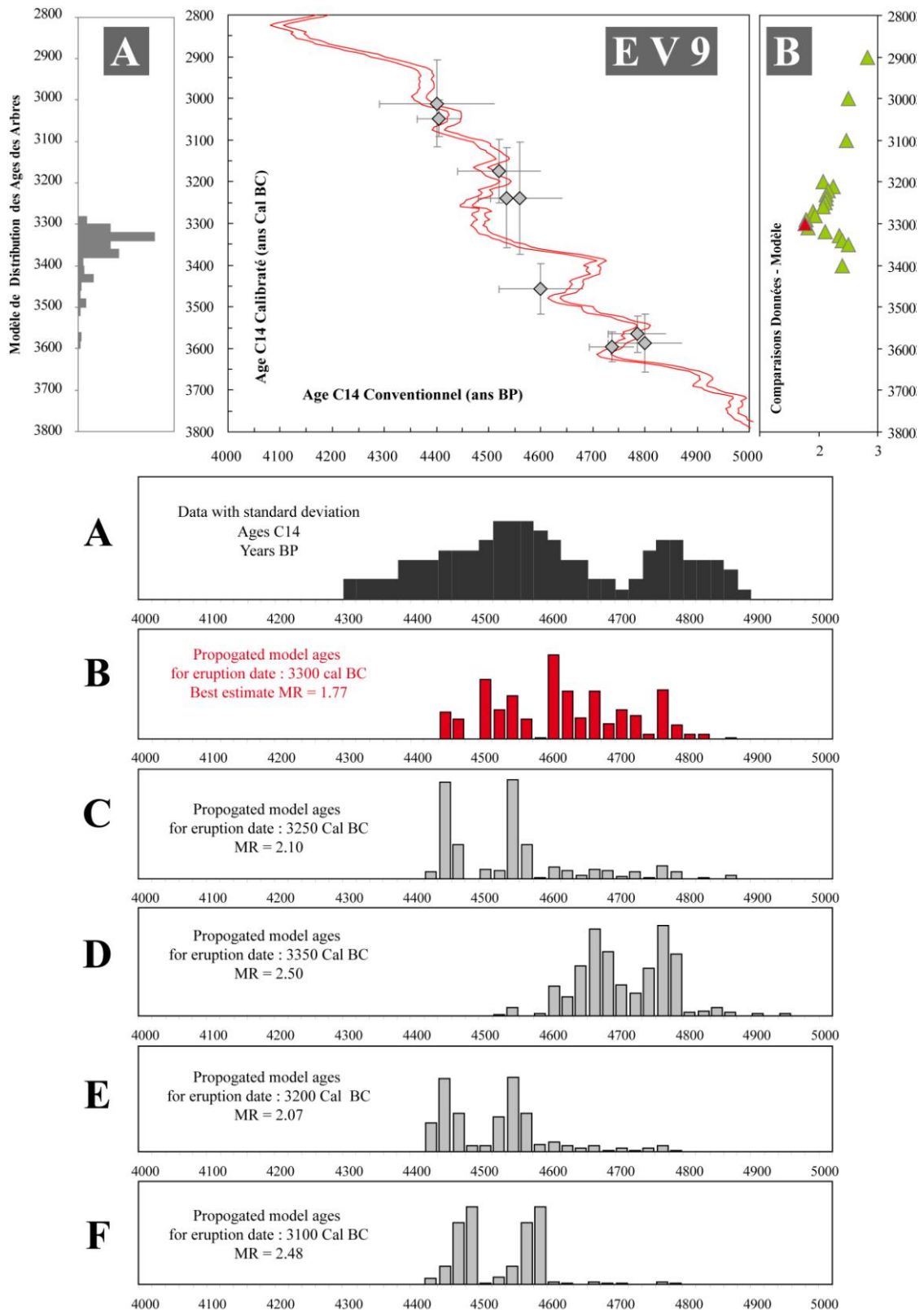
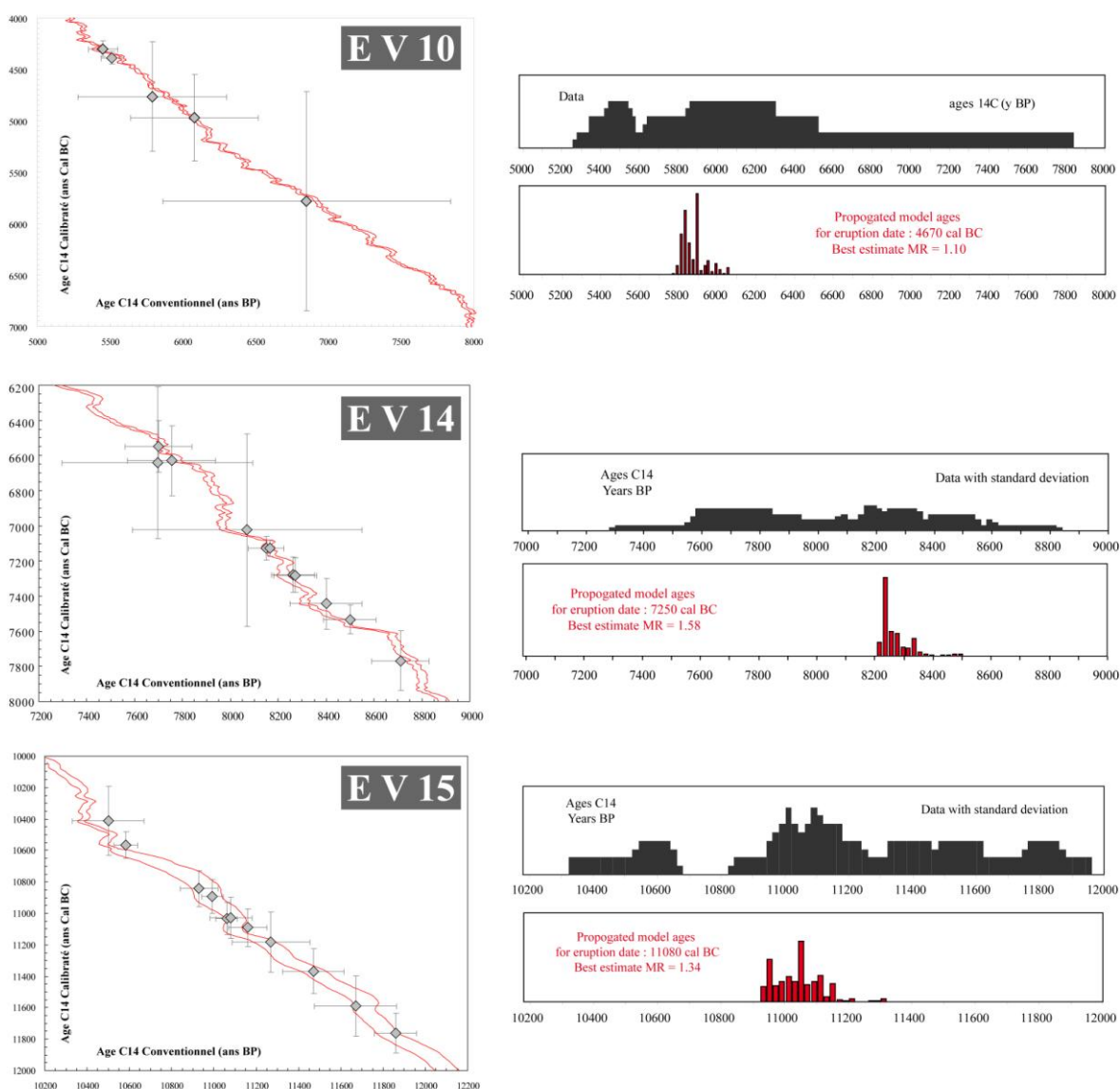


Figure IV.18 : Modélisation de l'âge de l'évènement volcanique EV 9. A : distribution de référence des âges des arbres d'une forêt tropicale ; B et D : données ^{14}C disponibles pour cet évènement ; E, F, G, H, I, J : résultats du modèle ^{14}C pour des éruptions datées respectivement à 3300 BC, 3250 BC, 3350 BC, 3200 BC, 3100 BC. MR correspond au calcul des moindres carrés pour chaque modélisation représenté graphiquement par des triangles verts (C). La modélisation B (en rouge) correspond à l'âge le plus représentatif statistiquement pour l'évènement volcanique EV 9.

b. Période II : entre 4 357 Cal BC et 12 651 Cal BC

La deuxième période, entre EV 10 et EV 17 est une période intermédiaire. Le manque de données ^{14}C et la trop grande dispersion des âges ^{14}C au sein d'un même événement volcanique ne nous permettent pas de modéliser de façon pertinente les âges des éruptions. Les résultats de notre modèle ^{14}C ne sont pas graphiquement concluants (figure IV.19). Il est aussi possible que notre distribution de référence des âges des arbres dans une forêt ne soit plus applicable pour des événements volcaniques aussi vieux.

La figure V.19 représente les résultats de notre modèle ^{14}C pour les 4 événements volcaniques pour lesquels nous disposons de plusieurs datations radiocarbone et la figure IV.20, les résultats du modèle OxCal pour les 4 mêmes événements volcaniques. La détermination des âges statistiquement représentatifs pour chaque événement magmatique semble être le plus appropriée avec le modèle OxCal.



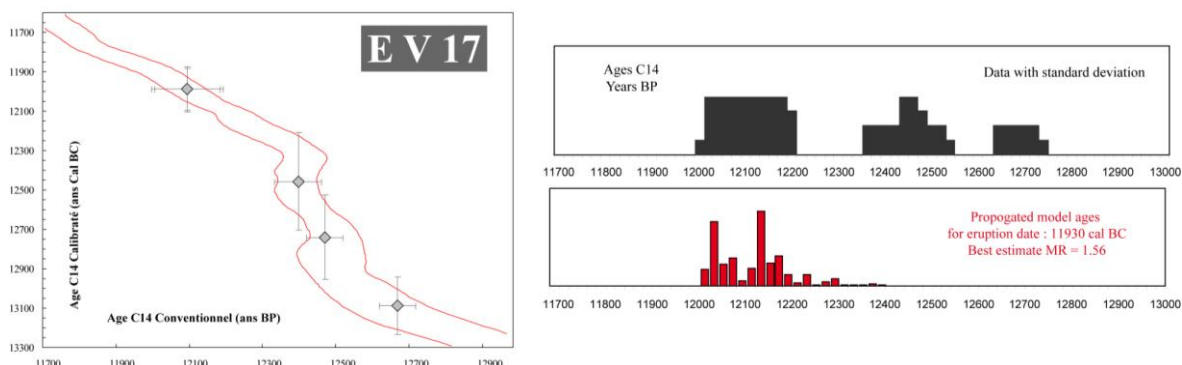


Figure IV.19 : Résultats des modélisations des âges des événements volcaniques EV 10 (4670 Cal BC), EV 14 (7250 Cal BC), EV 15 (11 080 Cal BC) et EV 17 (11 930 Cal BC). Les histogrammes gris foncé représentent la distribution des données ^{14}C disponible pour chaque événement. Les histogrammes rouges correspondent au meilleur résultat de notre modèle ^{14}C chaque événement.

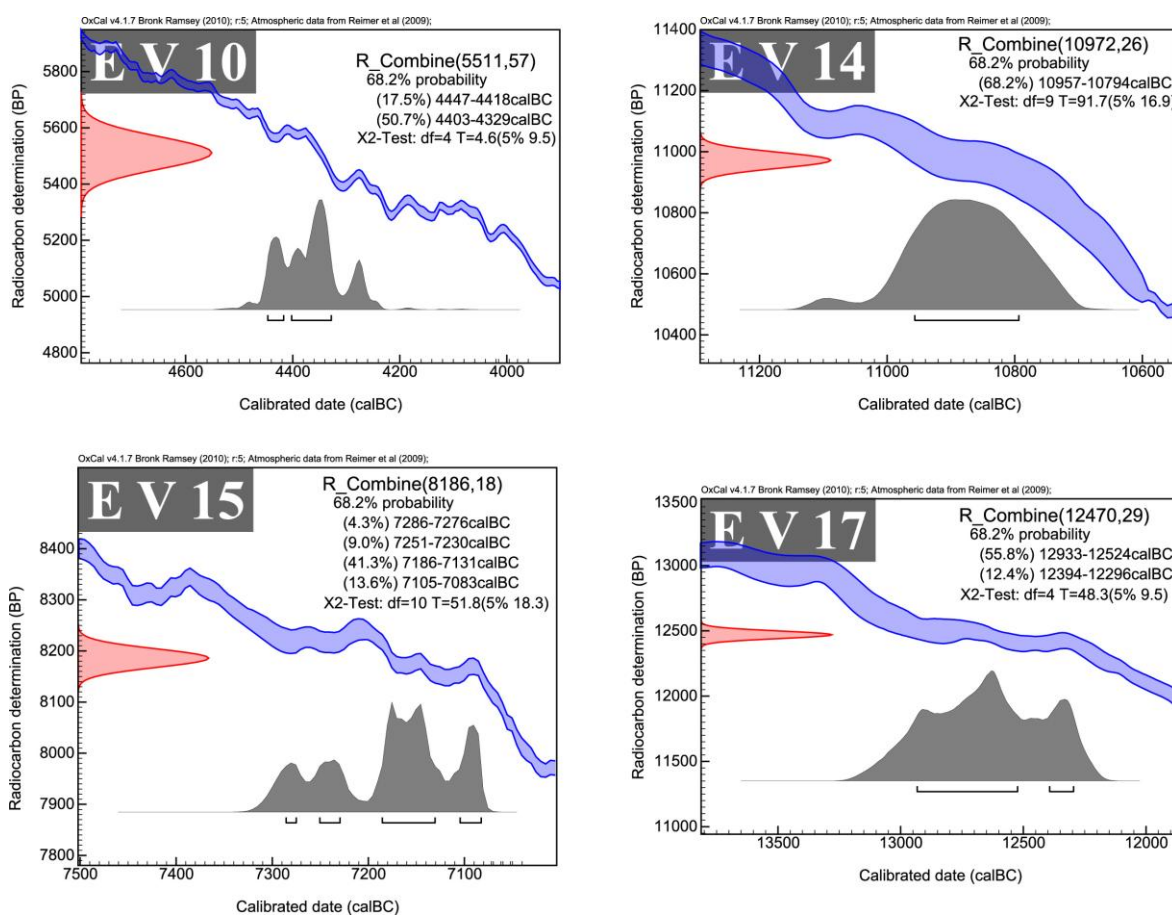


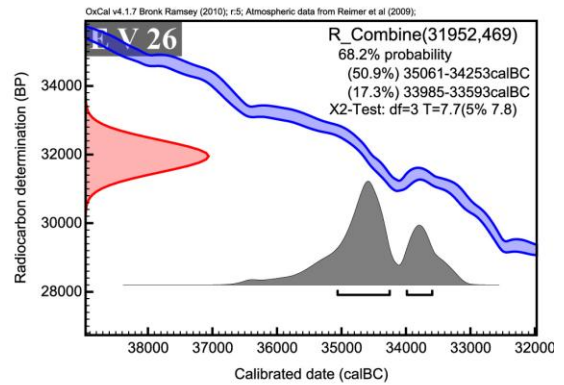
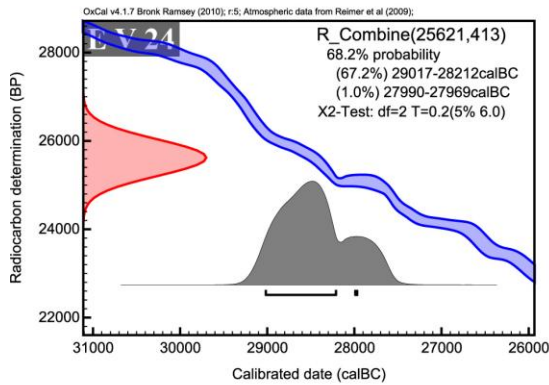
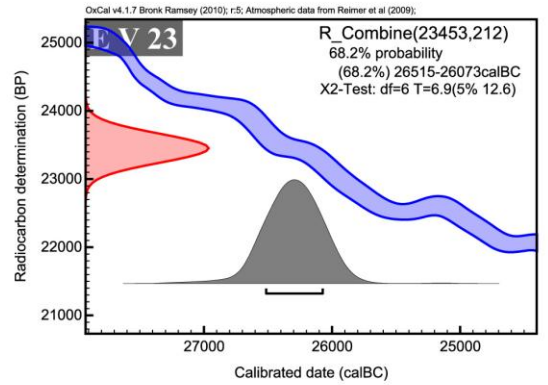
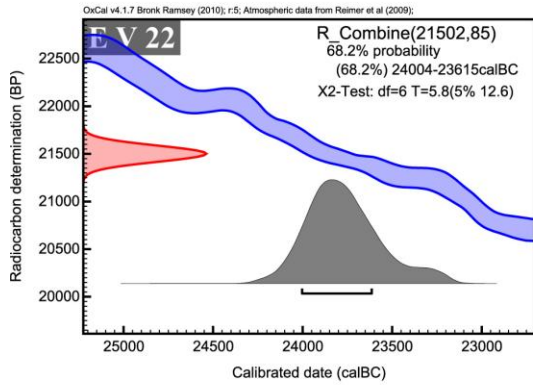
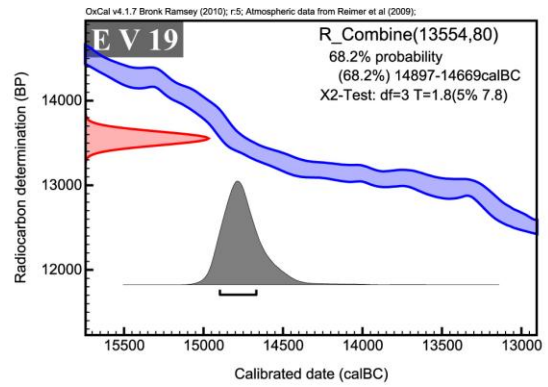
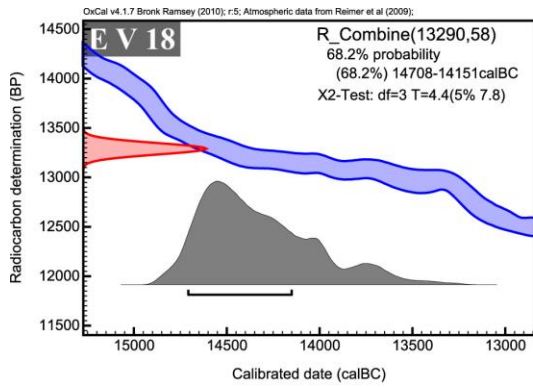
Figure IV.20 : Résultats des différentes modélisations générées par OxCal pour l'âge des événements volcaniques EV 10 (5511 ± 57 ans BP), EV 14 ($10\,972 \pm 26$ ans BP), EV 15 ($8\,186 \pm 18$ ans BP) et EV 17 ($12\,470 \pm 29$ ans BP). En rouge sur l'axe des ordonnées = la distribution normale de la moyenne pondérée calculée par Oxcal pour l'ensemble des datations radiocarbones de chaque évènement. La calibration de l'âge calculé par Oxcal pour chaque évènement est représentée sur l'axe des abscisses avec une distribution de probabilités en gris. La courbe de calibration INTCal 09 (Reimer et al., 2009) est représentée en bleu.

c. Période III : entre 13 196 Cal BC et 46 945 BP

La troisième période, entre EV 18 et EV 29, est une période où l'application du logiciel Oxcal est certainement la plus pertinente. La dispersion des âges ^{14}C au sein d'un même événement volcanique est très importante (> 1000 ans BP pour EV 18, EV 19, EV 22, EV 23, EV 26 et EV 29) et les moyennes des erreurs analytiques aussi (> 1000 ans BP pour EV 24, EV 26, EV 27, EV 28 et EV 29). Le test statistique d'Oxcal est vérifié pour chaque événement magmatique pour lesquels on dispose de plus d'une date radiocarbone. Malgré la difficulté d'obtenir des contraintes stratigraphiques pour des éruptions aussi vieilles et aussi peu préservées, l'importance des barres d'erreurs sur les mesures ^{14}C explique très bien la variabilité des âges obtenus. Le faible nombre de datations par événements volcaniques ne nous permet même pas d'utiliser notre modèle ^{14}C . La détermination d'un âge statistiquement représentatif pour chaque événement magmatique a été obtenue par calcul des moyennes pondérées via le programme OxCal (Bronk Ramsey, 1995).

La figure IV.21 représente les résultats du modèle OxCal pour les 6 derniers événements volcaniques, dont nous disposons d'au moins plus une datation, EV 18, EV 19, EV 22, EV 23, EV 24, et EV 26.

Figure IV.21 : Résultats des différentes modélisations générées par OxCal pour calculer l'âge des événements volcaniques EV 18, EV 19, EV 22, EV 23, EV 24, et EV 26. En rouge, sur l'axe des ordonnées est représentée la distribution normale de la moyenne pondérée calculée par Oxcal pour l'ensemble des datations ^{14}C de chaque événement. La calibration de l'âge calculé par Oxcal pour chaque événement est représentée sur l'axe des abscisses avec une distribution de probabilités en gris. La courbe de calibration INTCal 09 (Reimer et al., 2009) est représentée en bleu.



V. Conclusions

La Figure IV.22 représente la distribution cumulée par ordre croissant des données radiocarbones obtenues pour caractériser les âges des différents évènements volcaniques observés pour le Sud de la Basse-Terre. Les traits verts représentent les âges interprétés pour chaque évènement volcanique.

L'évolution du nombre cumulé de datation ne reflète que partiellement la distribution de l'activité éruptive dans le temps. Il faut aussi tenir compte des épisodes non observés ou non datés soit parce qu'ils n'ont pas engendré de dépôt pyroclastique, soit parce qu'ils ne

contenaient pas de matériel organique datable. Il faut aussi, tenir compte du fait que certains épisodes sont sur-échantillonnés et qu'avec la distribution des âges radiocarbone au sein d'un même évènement volcanique, la distribution des âges ^{14}C peut paraître continue dans le temps. En effet, on observe pour les 8 000 dernières années (pour lesquelles on dispose de plus de 212 datations radiocarbone) une fausse impression d'activité magmatique continue du Complexe volcanique de La Grande Découverte – Soufrière (figure IV.22).

En y superposant les âges de chaque évènement volcanique déterminés par notre modèle direct ^{14}C et/ou par le logiciel OxCAL (lignes vertes - figure IV.22), nous visualisons bien que l'activité magmatique du Complexe de la Grande Découverte – Soufrière, bien qu'intense, n'est pas continue dans le temps.

A l'échelle des 50 000 dernières années, on distingue graphiquement deux grandes périodes d'activité (figure IV.22). La première caractérise la période entre aujourd'hui et 7 000 Cal BC (soit les derniers 9000 ans d'activité du Complexe de la Grande Découverte – Soufrière). Elle est très dense en nombre de datations et en nombre d'évènements volcaniques (14 évènements distincts). La deuxième période, entre 11 000 Cal BC et 50 000 Cal BC a une plus faible résolution en nombre de datations et en nombre d'évènements volcaniques (15 évènements distincts).

Nous expliquons ces observations comme reflétant soit: (1) une intensification du nombre d'évènements volcaniques vers l'actuel et principalement pour les derniers 7 000 ans Cal BC, sans distinction de style, de magnitude et d'intensité éruptive ; soit (2) un manque d'informations disponibles et exploitables pour la période entre 15 000 et 50 000 ans (données ^{14}C et évènements volcaniques distincts). Cette faible fréquence éruptive ne serait alors qu'apparente et liée à un manque d'affleurements et/ou à une mauvaise préservation des dépôts anciens.

Cette problématique a aussi été mise en évidence sur d'autres volcans de la Caraïbe, comme Soufrière Hills, Montserrat (Le Friant et al., 2008) et la Montagne Pelée, Martinique (Duchoiselle, 2003 et Boudon et al., 2004, 2008b). Dans le cas de la Montagne Pelée, les études stratigraphiques de terrain mettent en évidence 10 évènements magmatiques alors que les études téphrochronologiques dénombrent pour la même période 25 niveaux de tephra (Duchoiselle, 2003 et Boudon et al., 2004, 2008b et Le Friant, 2009).

L'activité magmatique récente du sud de la Basse-Terre est dominée par le complexe volcanique de La Grande Découverte – Soufrière et par la succession dans le temps et dans l'espace de trois épisodes majeurs chacun associés à un grand stratovolcan : l'épisode de la Grande Découverte, l'épisode Carmichaël et l'épisode Soufrière.

L'absence d'évidence d'activité volcanique entre 7000 Cal BC et 11 000 Cal BC est significative. Elle caractériserait la période de transition entre les épisodes Carmichaël et Soufrière de l'activité éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. La période Soufrière serait donc initiée vers 7 000 Cal BC alors que l'épisode du Carmichaël se terminerait à 11 000 Cal BC.

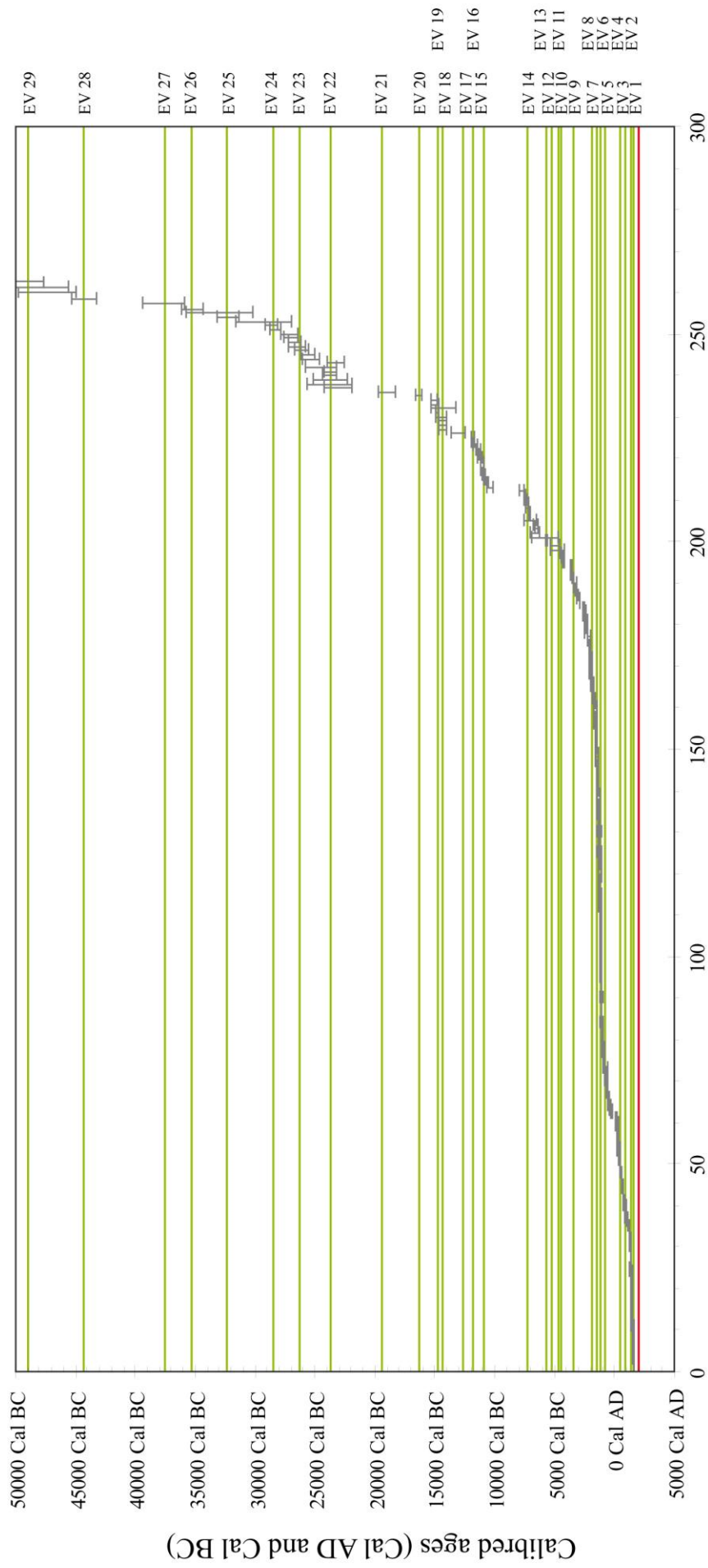
On observe aussi une deuxième période importante (~ 8 000 ans) sans évidence d'activité magmatique entre EV 27 et EV 28. Cette période pourrait correspondre à transition entre l'épisode de la Grande Découverte et l'épisode du Carmichaël déjà mise en évidence par Boudon et al. (1988).

La quantité et la qualité des datations radiocarbone obtenues durant cette thèse est unique et nous permet de contraindre dans le temps la quasi-totalité des événements volcaniques du Complexe de la Grande Découverte - Soufrière. Nous avons démontré qu'à l'instar de l'éruption de la Soufrière datée à 1530 AD (Boudon et al., 2008), toutes les éruptions de la Soufrière de Guadeloupe présentent une variabilité importante des âges ^{14}C .

Cette variabilité dépend de plusieurs facteurs : (1) la distribution des âges dans une forêt tropicale humide, (2) la résolution et de la complexité de la courbe de calibration, (3) la localisation et la superficie de la forêt affectée par l'éruption précédente, (4) la localisation et la superficie de la forêt affectée par la nouvelle éruption et (5) de la période de repos entre 2 événements.

Cette distribution des âges ^{14}C au sein d'un même dépôt ou au sein de différents dépôts associés un même événement éruptif engendre des biais importants dans l'interprétation géologique, malgré des erreurs sur les mesures qui sont faibles. Nous avons montré, que pour la Soufrière de Guadeloupe et certainement pour les volcans en milieu tropical, on ne peut pas s'affranchir d'un modèle de distribution des âges dans une forêt pour caractériser précisément l'âge des événements éruptifs Holocène. Le modèle direct ^{14}C que nous avons fait évoluer au cours de cette thèse permet de prendre en compte cette distribution inhérente à la durée de vie des arbres dans une forêt. Cependant il n'est adapté que pour les événements pour lesquelles nous disposons d'un nombre suffisant de datation et pour lesquelles la variabilité des âges ^{14}C obtenue est plus importante que les erreurs analytiques. Nous n'avons pu utiliser notre modèle que pour les événements éruptifs Holocène du complexe de la Grande Découverte-Soufrière.

Il est donc essentiel d'obtenir plusieurs datations radiocarbone pour un même événement volcanique si nous voulons contraindre avec précision cet événement dans le temps. Le nombre de datation nécessaire dépend à la fois de la durée de la période inter-éruptive et de



Number of radiocarbon datations in order of increasing age

Figure IV.22 : Distribution des âges ^{14}C calibrés en fonction du nombre de datations cumulées par ordre croissant comparé aux différents événements volcaniques datés. En gris = chaque datation radiocarbone ainsi que les barres d'erreur à 1 sigma (68.5% de probabilité) associé. Les traits verts correspondent à chaque événement volcanique pour lequel nous avons un âge et le trait rouge représente l'actuel (2012 AD).

la qualité de notre distribution de référence des âges des arbres dans une forêt tropicale humide. Plus la durée de vie d'une forêt est longue, plus la variabilité des âges radiocarbones mesurés sera importante et plus le nombre de datation nécessaire pour contraindre de façon cohérente ce niveau sera important. De ce qui ressort de notre étude, c'est que 10 datations ^{14}C par évènement éruptifs paraissent être en moyenne le nombre de datation nécessaire pour contraindre avec précision un évènement magmatique dans le temps.

Il nous paraît aussi important d'améliorer notre distribution de référence des âges des arbres dans une forêt tropicale humide. Nous avons tenté de caractériser une distribution propre au massif de la Soufrière de Guadeloupe à partir des datations radiocarbones obtenues sur un niveau éruptif stratigraphiquement bien contraint. Le seul niveau sur lequel nous pouvions réaliser cette analyse est l'évènement volcanique 6 avec 55 datations radiocarbones obtenues sur des fragments de bois carbonisés prélevés dans une unité massive de coulée pyroclastique concentrée et de bois frais prélevés et dans une unité d'avalanche de débris (voir Chapitre VI).

La figure IV.23 montre pour 4 évènements bien contraints les résultats de notre modèle direct ^{14}C avec deux distributions différentes des âges calendaires des arbres dans une forêt tropicale humide. La première (A) est issue de Boudon et al. (2008) d'après les travaux de Chambers et al. (1998), Becker et Wilson (2003) et Baker (2003) alors que la deuxième (B) est déduite des données radiocarbone extraites pour l'évènement EV 6. Les résultats ne sont pas encore très concluants et la qualité de nos modélisations avec cette nouvelle distribution (figure IV.23.B) ne les améliorent pas de façon significative (EV 11 et 12) voire, les rend moins pertinents (EV 2 et 8).

Cela peut s'expliquer par le fait qu'il n'y a que 300 ans de différence entre l'évènement magmatique précédent (EV7) et l'EV 6. Cette distribution obtenue est certainement révélatrice de la variabilité des âges dans la forêt guadeloupéenne mais malheureusement seulement pour une forêt « jeune », qui n'a pas plus de 300 ans de durée de vie. Et nous avons vu précédemment (Table IV.6) que dans la quasi-totalité des cas décrits pour la Soufrière de Guadeloupe, les périodes inter-éruptives sont supérieures à 300 ans. C'est pourquoi nous avons choisi de garder la première distribution des âges des arbres dans une forêt tropicale humide issue de Boudon et al. (2008) d'après les travaux de Chambers et al. (1998), Becker et Wilson (2003) et Baker (2003).

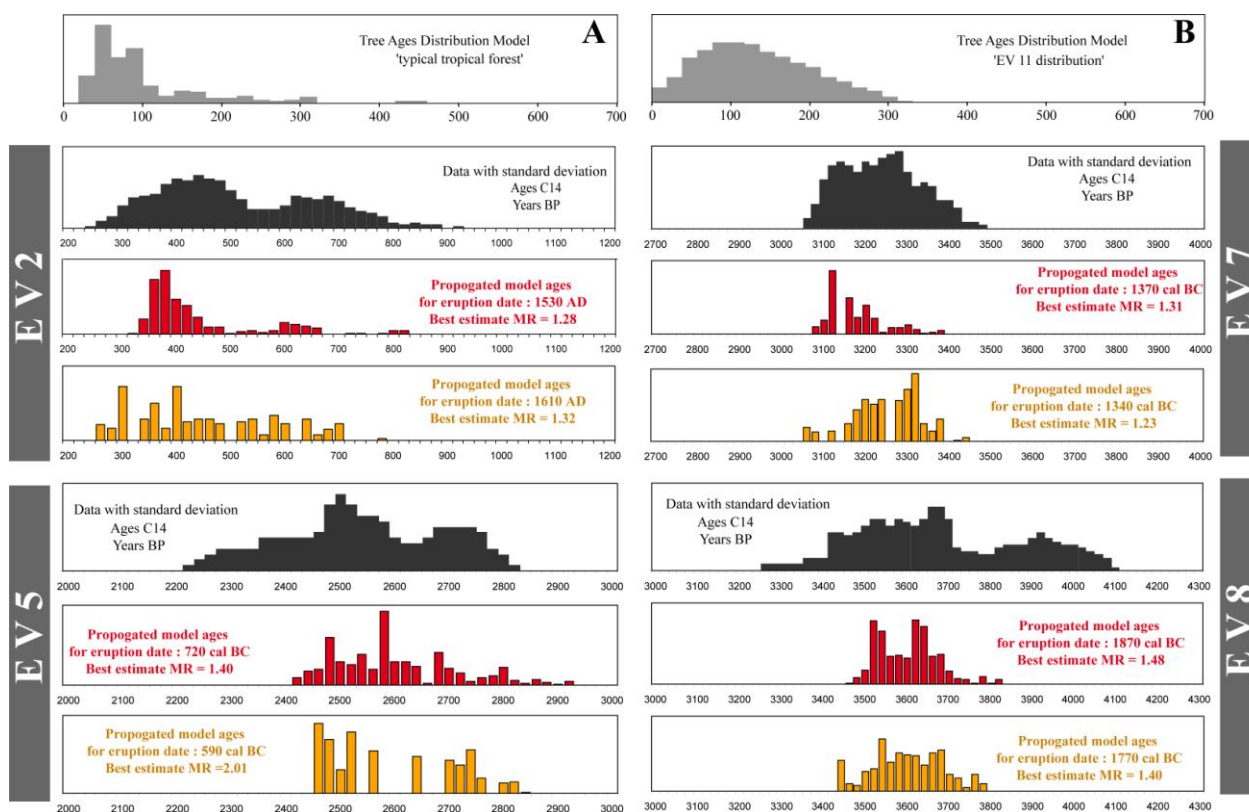


Figure IV.23 : Résultats des modélisations des âges des événements volcaniques EV 2 (1530 AD), EV 5 (7250 Cal BC), EV 7 (1370 Cal BC) et EV 8 (1870 Cal BC). Les histogrammes gris foncé représentent la distribution des données ^{14}C disponible pour chaque événement. Les histogrammes rouges correspondent aux meilleurs résultats de notre modèle ^{14}C pour chaque événement avec notre première distribution théorique des âges des arbres dans une forêt tropicale humide (A). Les histogrammes gris clair correspondent au meilleur résultat de notre modèle ^{14}C chaque événement avec la nouvelle distribution théorique des âges des arbres dans une forêt tropicale humide extraite de nos données ^{14}C obtenue sur l'EV 8 (B).

Nous fournissons ici, pour une forêt tropicale jeune, une très bonne distribution des âges des arbres, extraite directement à partir de nos données de terrain. Sachant que nous ne pouvons pas nous affranchir d'un modèle direct d'injection d'âge d'une forêt pour définir un âge statistique, cohérent pour un événement éruptif, il est nécessaire d'améliorer la distribution de référence. Cette nouvelle distribution est une première étape vers une meilleure distribution des âges des bois dans une forêt guadeloupéenne.

En perspectives il faudrait donc compléter cette nouvelle distribution avec un jeu de données provenant de datation ^{14}C afin de mieux contraindre la variabilité des âges ^{14}C dans un niveau éruptif au delà de 300 ans.

Chapitre V

EVENEMENTS PHREATIQUES RECENTS ET ETUDES DES PHASES EXPLOSIVES MINEURES DE LA SOUFRIERE DE GUADELOUPE.

Ce chapitre décrit une étude spécifique que nous avons menée sur la caractérisation de plusieurs niveaux peu épais de cendres et de lapilli mal préservés dans l'enregistrement géologique et que l'on associe à des phases explosives magmatiques mineures.

Nous nous sommes d'abord intéressés aux événements phréatiques historiques de la Soufrière de Guadeloupe. Leurs dépôts sont très éphémères dans l'enregistrement géologique et leurs distributions spatiales très limitées. Nous avons caractérisé qualitativement leurs caractéristiques granulométrique et lithologique afin de pouvoir les comparer avec les différents niveaux pyroclastiques peu épais et de granulométrie fine mis en évidence sur les flancs de la Soufrière de Guadeloupe au cours de cette étude.

La suite de ce chapitre décrira notre étude stratigraphique de certains affleurements proximaux particulièrement bien préservés qui nous ont permis de mettre en évidence ces niveaux pyroclastiques de cendres et de lapilli que nous associons à des phases éruptives magmatiques et non phréatiques. Nous décrirons ensuite une étude spécifique et originale que nous avons menée pour caractériser l'unité stratigraphique dite des « Cendres Jaunes », interprétée jusque là comme l'accumulation de cendres phréatiques sur plus de 8 000 ans.

Pour décrire de façon cohérente l'évolution de l'activité éruptive dans le temps et les différents dépôts observés sur les flancs du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Même si ces notions seront principalement utilisées dans le Chapitre VI, elles commencent à être abordées dans ce chapitre. Nous commençons donc ce chapitre en détaillant les différentes terminologies et les nomenclatures utilisées.

I. Terminologie de l'activité dans le temps et nomenclature des dépôts éruptifs.

1. Terminologie de l'activité dans le temps.

La terminologie décrivant la succession des événements volcaniques dans le temps est souvent confuse et contradictoire. Le terme éruption, bien que très largement utilisé, est difficile à définir (Simkin et al., 1994), comme l'est aussi la terminologie associée aux différentes échelles de temps d'activité. Nous nous appuyerons sur les études réalisées par Jenkins et al. (2007) et Le Pennec (2009) pour définir une terminologie cohérente utilisant des termes les plus précis possible.

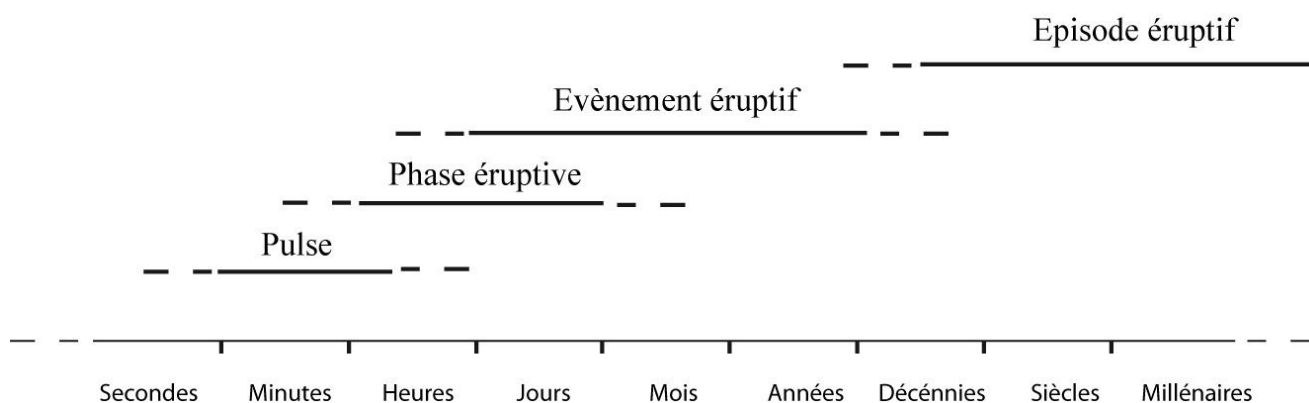


Figure V.1 : Représentation schématique de la terminologie décrivant l'activité éruptive à différentes échelles de temps (modifié d'après Jenkins et al., 2007).

Un **pulse** se caractérise par une durée de quelques minutes à quelques heures et correspond à une unique période d'activité volcanique pour laquelle des produits volcaniques sont émis sans intermittence par un ou plusieurs processus éruptifs. Il forme la base de toute activité volcanique. Le terme de pulse est communément utilisé dans les rapports d'activité des volcans actifs (e.g., rapport de l'observatoire de Montserrat, 1995-2011).

Une **phase éruptive** se caractérise par une durée de quelques heures à quelques semaines et se définit comme une période de temps distincte caractérisée par un style d'activité éruptive prédominant pouvant contenir de courtes périodes de repos. Rassemblées, les phases éruptives permettent de comprendre un évènement éruptif. L'exemple de l'évènement éruptif en cours de Soufrière Hills, à Montserrat, est assez pertinent car il est divisé en 5 phases éruptives

entrecoupées de 5 périodes de pause dans l'activité magmatique, dont celle actuelle (e.g., rapport de l'observatoire de Montserrat, 1995-2011).

Un **événement éruptif** se caractérise par une durée de quelques jours à quelques années voir quelques siècles. Il peut comprendre plusieurs phases (événement polyphasique) qui sont clairement liées et qui peuvent être séparées par des périodes de repos plus ou moins longues. Le terme éruption a été abondamment utilisé et parfois maladroitement mais correspond aux événements éruptifs. L'exemple de l'évènement éruptif en cours de Soufrière Hills, à Montserrat, est aussi assez pertinent car il est polyphasique, divisé en 5 phases éruptives distinctes (e.g., rapport de l'observatoire de Montserrat, 1995-2011). Il serait plus cohérent de définir l'éruption comme un terme général lié à toute expulsion de matériel pyroclastique (juvénile ou non) à la surface de la Terre et faisant suite à des processus volcaniques (e.g., Komorowski, 2003 ; Jenkins et al., 2007).

Tous les événements éruptifs du complexe de La Grande Découverte – Soufrière (GDS) sont associés à une valeur numérique (e.g., GDS 1, GDS 2) qui permet de les différencier dans le temps, GDS 1 correspondant à l'évènement le plus récent et GDS 28, le plus ancien. De la même façon les événements éruptifs du complexe de la Madeleine – Trois-Rivières (M3R) sont associés à une valeur numérique (e.g., M3R 1, M3R 2).

Un **épisode éruptif** se caractérise par une durée de quelques siècles à plusieurs millénaires et traduit des évolutions irréversibles de l'activité volcanique liées soit à des phénomènes éruptifs remarquables et exceptionnels et/ou soit à des changements morphologiques majeurs. Nous avons pour exemple le cas pour le volcanisme de la Basse-Terre, Guadeloupe, où chaque épisode éruptif (c.f., épisode Grande Découverte, épisode Carmichaël et épisode Soufrière) est associé à un changement morphologique important (e.g., formation d'une caldera d'effondrement, de structures d'avalanches importantes). Leur développement dans le temps et dans l'espace constitue un complexe volcanique (c.f., le complexe volcanique de la Grande Découverte – Soufrière).

2. Nomenclature des dépôts éruptifs.

La terminologie des dépôts pyroclastiques est aussi complexe que les phénomènes eux-mêmes. Nous avons choisi de définir ici tous les phénomènes éruptifs, magmatiques ou non, et les dépôts associés, que nous rencontrons sur les flancs du Complexe de La Grande Découverte - Soufrière.

a. Les retombées pyroclastiques

Les dépôts de retombées pyroclastiques se forment à partir de la sédimentation au travers de l'atmosphère de particules fragmentées durant une éruption explosive. Ces particules sont transportées dans un premier temps verticalement à partir d'une colonne éruptive et puis dans un deuxième temps latéralement en fonction des vents dominants avant de sédimenter par gravité. Les dépôts de retombées pyroclastiques présentent généralement une granulométrie bien triée (faible écart type, $\Sigma \phi$ autour de la taille moyenne des fragments, $Md \phi$). En fonction du processus éruptif, de la lithologie, de la taille et de la composition des particules, on distingue différents types de dépôts de retombées (i.e., retombées pliniennes, subpliniennes, vulcaniennes, retombées phréatomagmatiques et retombées de cendres phréatiques). Nous différencions pour le complexe de La Grande Découverte – Soufrière les phases explosives mineures (PEm) de faible magnitude, des phases explosives majeures (PEM) de magnitude modérée à très élevée. Les phases explosives mineures (PEm), comme majeures (PEM) sont associées à une valeur numérique (e.g., PEm 1, PEm 2 ou PEM 1, PEM 2) qui permet de les différencier dans le temps, PEM 1 correspondant à la phase explosive majeure la plus récente et PEM 21, la plus ancienne.

b. Les écoulements pyroclastiques (PMD)

Les écoulements pyroclastiques (PMD) sont des mélanges intimes à haute température de fragments, cendres et de gaz volcanique, plus dense que l'air et qui vont déferler sur les flancs du volcan de façon radiale à la source éruptive (principalement sous l'effet de la gravité et à des vitesses plus ou moins grandes). Les écoulements pyroclastiques constituent le phénomène éruptif le plus dangereux, car ils se forment lors de toute éruption explosive impliquant un magma visqueux et riche en gaz, ainsi que lors de toutes les éruptions à dômes. On distingue plusieurs types d'écoulement pyroclastique en fonction de la concentration en particules solides, de l'origine de la fragmentation, de la granulométrie des fragments et de leur dynamique de transport. Les écoulements pyroclastiques associés à ces phases éruptives à croissance de dôme (PMD) sont associés à une valeur numérique (e.g., PMD 1, PMD 2) qui permet de les différencier dans le temps, PMD 1 correspondant à la phase à croissance de dôme la plus récente et PMD 17, la plus ancienne.

Les écoulements pyroclastiques concentrés

Ce sont des écoulements qui se propagent par gravité sans turbulence et se caractérisent par une concentration en particules supérieure à 10 % du volume, contenue principalement dans la partie basale de l'écoulement. Cette lame basale est la partie de l'écoulement où l'on rencontre les

vitesses d'écoulement maximales : de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres par seconde. Ces écoulements présentent une surface libre au dessus de laquelle la concentration en particules diminue brusquement formant un nuage cendrex très volumineux mais très peu chargé (Wilson et Houghton, 2000). Les dépôts formés par des écoulements pyroclastiques concentrés montrent une grande variabilité dans leur volume, épaisseur, distance d'écoulement et nature des clastes. On observe des structures évidentes de transport dynamique (e.g., surface d'arrachement, érosion basale, incorporation de matériaux arrachés) mais aucune dune unidirectionnelle et aucune stratification entrecroisée (Komorowski, 2003). Les dépôts de coulées pyroclastiques concentrées présentent généralement une granulométrie mal triée (large écart type, $\Sigma \phi$ autour de la taille moyenne des fragments, $Md \phi$) et sont souvent limités au fond des vallées (Boudon et al., 1984). Il existe plusieurs modes de formation qui sont principalement liés : 1) à l'effondrement de colonnes éruptives verticales plus ou moins soutenues (coulées pyroclastiques ponceuses ou scoriacées), 2) à l'effondrement par instabilité gravitaire de la totalité ou d'une partie d'un dôme de lave (coulées pyroclastiques de blocs et de cendres) ou 3) à la sédimentation rapide d'un écoulement pyroclastique dilué et turbulent qui interagit avec la topographie (Druitt et al., 2002).

Les écoulements pyroclastiques dilués et turbulents

Ce sont des écoulements pour lesquels la concentration en particules solides est très faible (entre 0.1 et 1 % du volume) et augmente progressivement vers la base de l'écoulement. Les vitesses d'écoulements sont typiquement de l'ordre de quelques dizaines de mètres par seconde mais peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres par seconde pour les écoulements très dilués et très turbulents (« blast » en anglais) (e.g., Kieffer, 1981 ; Hoblitt et al., 1981 ; Wilson et Houghton, 2000, Belousov et al., 2007). Le profil de vitesse montre qu'elles sont maximales au toit de l'écoulement et diminuent graduellement vers la base (Wilson et Houghton, 2000). Ces écoulements sont turbulents et les particules sont transportées par des processus de suspension et de saltation voire de traction vers la base de l'écoulement (Boudon et Lajoie, 1989 ; Lajoie et al., 1989). Les coulées pyroclastiques continuent leur propagation tant qu'elles sont plus denses que l'air ambiant. Lorsque l'essentiel de la charge solide a sédimenté, il se développe, sous l'effet de la convection thermique un panache secondaire que l'on nomme nuage coignimbrétique. Les dépôts formés par des écoulements pyroclastiques dilués et turbulents ne recouvrent pas le substrat de manière régulière du fait des effets différentiels de la gravité sur les processus de transport et de sédimentation (e.g., Moore and Sisson, 1981 ; Bourdier et al., 1989). On observe des structures évidentes de transport dynamique (e.g., surface d'arrachement, érosion basale, incorporation de matériaux arrachés) ainsi que des dunes unidirectionnelles et une stratification

entrecroisée (Boudon et Lajoie, 1989 ; Komorowski, 2003). Les dépôts de coulées pyroclastiques dilués et turbulents présentent généralement une granulométrie moyenne assez fine (hormis pour les faciès proximaux) mais une large gamme de classement granulométrique (entre les dépôts de retombées et les dépôts de coulées pyroclastiques concentrés). Ils sont de mieux en mieux triés en fonction de l'éloignement à la source (Valentine et Fisher, 2000). La reconnaissance de ces dépôts est assez complexe car on observe des variations de la granulométrie et du faciès en fonction de la distance longitudinale et latérale à la source ainsi que verticalement. Il existe plusieurs modes de formation qui sont principalement liés : 1) à l'effondrement d'une colonne éruptive ou d'une fontaine pyroclastique verticale, 2) à une explosion latéralement dirigée d'un dôme ou crypto-dôme actif (« blast » en anglais), 3) à l'effondrement d'une partie d'un dôme de lave actif provoquant une détente tardive des gaz volcaniques piégés, 4) à l'interaction entre un écoulement pyroclastique concentré et les irrégularités de la topographie (comme nous avons pu l'observer le 3 janvier 2009 à Soufrière Hills, Montserrat ; Komorowski et al., 2010) ou 5) par débordement latéral du nuage de cendres dilué et peu turbulent (« ash clouds surge » en anglais) à partir d'un écoulement concentré qui accélère le long d'une pente et rencontre un changement important du profil de pente ou débouche sur une zone plus ouverte.

c. Les écoulements volcanoclastiques

Les coulées de débris

Le terme javanais lahar est un terme générique pour décrire tous les écoulements rapides composés de débris de roches et saturés en eau, en provenance d'un volcan ou remobilisant des matériaux d'origine volcanique. On distingue toute une gamme d'écoulements en fonction de la proportion eau/sédiments avec des coulées de débris (entre 10 et 25 % d'eau en poids), des coulées intermédiaires (entre 25 et 60 %) et des coulées hyper concentrées (entre 60 et 75 %) (Vallance, 2000). Il existe plusieurs modes de formation qui sont principalement liés à : 1) l'interaction entre des dépôts pyroclastiques chauds et de la neige ou de la glace au sommet de certains volcans, 2) des pluies torrentielles remobilisant des dépôts pyroclastiques encore non indurés, 3) l'entrée d'une coulée pyroclastique dans un lac de petit volume ou par vidange de lacs de cratères ou sous glaciers dans les vallées et 4) l'exurgence de la nappe phréatique (comme cela a été observé à Montserrat lors du réveil de Soufrière Hills en Juillet 1995).

Les avalanches de débris (AD)

Les instabilités de flanc sont des phénomènes très importants dans l'évolution morphologique des édifices volcaniques. L'effondrement d'un flanc de l'édifice amène la

formation d'une dépression en forme d'amphithéâtre au niveau de la zone de déstabilisation et la mise en place d'un dépôt d'avalanche de débris. Ce dépôt, non saturé en eau et non consolidé, est constitué de débris volcaniques provenant de la partie supérieure d'un édifice volcanique associant généralement des blocs de lave non altérés, ainsi qu'un mélange chaotique de fragments de matériaux pouvant être hydrothermalisés. On observe deux faciès caractéristiques aux avalanches de débris : 1) le faciès à blocs, constitués de fragments déformés mais cohérents de l'ancien édifice d'une taille allant du mètre à quelques centaines de mètres, et 2) le faciès mélangé, assemblage chaotique de différentes parties de l'ancien édifice. La fracturation en éclatement « Jigsaw craks » des blocs de lave, est aussi l'une des principales caractéristiques lithologiques des dépôts d'avalanches de débris. Avec la structure de déstabilisation en fer à cheval, la morphologie en « hummocks » est l'une des principales caractéristiques morphologiques des dépôts d'avalanches de débris (e.g., Glicken, 1986 ; Ui et al., 2000). On observe différents modes à l'origine de la formation des avalanches de débris : 1) la présence d'un dôme ou d'un cryptodôme actif (le type Bezymianny ou St Héléns) (e.g., Gorshkov, 1959, 1962 ; Christiansen et Peterson, 1981 ; Glicken, 1996 ; Belousov et al., 2007) dont la dépressurisation brutale des gaz, suite à la déstabilisation, déclenche une explosion latéralement dirigée du dôme ou du cryptodôme, 2) la présence d'un système hydrothermal très actif et développé fragilisant les flancs de l'édifice. Une dépressurisation du système hydrothermal peut avoir lieu engendrant une explosion phréatique latéralement dirigée (type Bandai San) (e.g., Moriya, 1980 ; Siebert et al., 1987) et 3) un forçage extérieur comme un séisme (Type Unzen, Ui, 1985) ou un cyclone (type Casita, VanWyck de Vries et al., 2000).

Les différentes déstabilisation de flanc (AD) sont associés à une valeur numérique (e.g., AD 1, AD 2) qui permet de les différencier dans le temps, AD 1 correspondant à la déstabilisation de flanc la plus récent et AD 17, la plus ancienne.

II. Les événements phréatiques de la Soufrière de Guadeloupe

Nous présentons ci-après une synthèse des différentes chroniques et des données existantes sur ces éruptions phréatiques historiques établie à partir de travaux originaux (e.g. Labat, 1732 ; Hapel-Lachénaie et al., 1798 ; Biot et al., 1837 ; Lherminier, 1837 ; Barabbé et Jolivet, 1958 ; Jolivet, 1958 ; Dorel et Feuillard, 1980 ; Heiken et al., 1980 ; Sheridan, 1980 ;

Westercamp et Tazieff, 1980) ainsi que les synthèses publiées par Feuillard et al. (1983), Barat (1986), Boudon et al. (1988), Adelaide-Merlande et Hervieu, (1996) et Komorowski et al. (2005).

1. Les éruptions phréatiques historiques

a. L'éruption phréatique majeure de 1976 - 1977 AD

La dernière éruption phréatique de La Soufrière de Guadeloupe a été particulièrement violente, longue et complexe. Elle a eu des conséquences économiques, sociales et scientifiques très importantes (Chapitre II). Le déroulement de l'éruption a été décrit en détail par Dorel et Feuillard (1980), Feuillard et al. (1983), Le Guern et al. (1980), Heiken et al. (1980) et Boudon et al. (1988). Une synthèse est donnée par Komorowski et al. (2005) et des documents historiques ont été rassemblés par Beauducel (<http://www.ipgp.fr/~beauclu/soufriere.html>). Nous donnons un aperçu rapide du déroulement de cet événement important, des dernières interprétations scientifiques du phénomène (Villemant et al., 2005 ; Boichu et al., 2008, 2011) et des aléas volcaniques dont il est à l'origine.

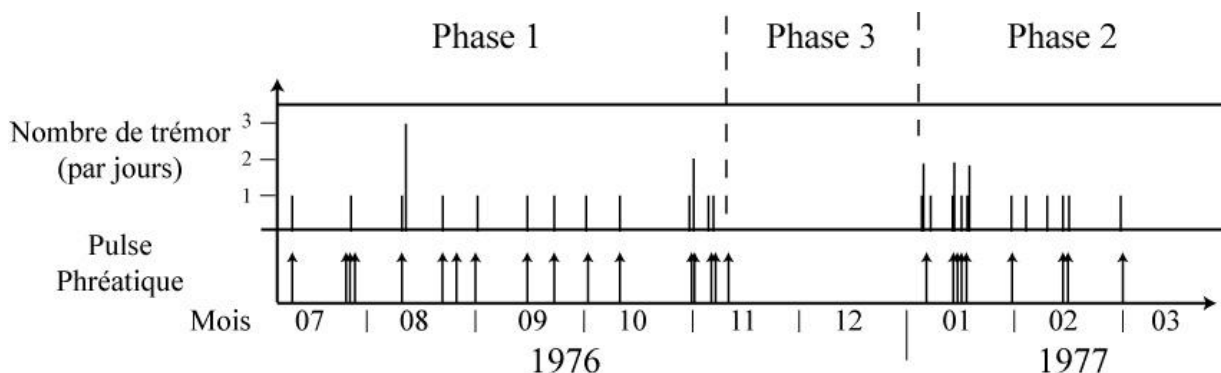


Figure V.2 : Distribution dans le temps des 26 explosions phréatiques et des 35 tremors sismiques enregistrés durant l'éruption phréatique de 1976-1977 AD. La première phase s'étend du 8 juillet au 10 novembre 1976, la seconde phase du 11 novembre 1976 au 4 janvier 1977 et la troisième du 5 janvier au 1 mars 1977 (modifié d'après Feuillard et al, 1983)

La distribution dans le temps des 26 explosions phréatiques et des 35 tremors sismiques enregistrés durant la crise suggère que l'éruption phréatique de 1976-1977 AD comporte 3 phases distinctes (Feuillard et al., 1983) (figure V.2).



Figure V.3 : Photo prise de la Soufrière de Guadeloupe et de son panache éruptif par M. Feuillard en 1976 depuis le Fort Delgrès sur la côte Caribéenne à 9 km du volcan.

a1- La première phase du 8 juillet au 10 novembre 1976.

Cette première phase débute le 8 juillet 1976 par une première explosion phréatique à 8h55. Au total lors de cette première phase on dénombre 17 explosions (24, 25 et 27 juillet, 21, 25 et 30 août, 14 et 22 Septembre, 2, 10 et 30 Octobre, puis 1, 6, 7 et 10 Novembre) et plus de 12 200 séismes. En plus de la réouverture de la fissure Sud-Est de 1956 AD à la suite de l'explosion du 8 juillet 1976, un lahar phréatique prend naissance sur le flanc Est du dôme et atteint la troisième chute du Carbet à une distance de la source d'environ 3.5 km.

L'explosion du 30 août 1976 engendre l'ouverture dans le prolongement de la faille de La Ty et sur plusieurs centaines de mètres de longueur d'une nouvelle fracture au Sud – Sud-Est du dôme jusqu'au Cratère Tarissan. Toujours à la suite de l'explosion du 30 août 1976, on observe la mise en place d'un écoulement pyroclastique froid de blocs et de cendres, qui se canalise dans la ravine Matylis jusqu'à une distance de 1 km et la formation d'un panache explosif qui atteint approximativement une hauteur de 1500 m.

L'explosion du 14 septembre, est à l'origine d'une petite explosion latéralement dirigée d'origine phréatique à partir de la Fracture du 30 août qui a projeté des fragments balistiques jusqu'à une distance de 0.9 km et soufflé la végétation au sud du dôme (Sheridan, 1980). Un volume important de fragments du dôme a aussi été éjecté ce qui a conduit à la formation d'un éboulis et d'une coulée pyroclastique froide de blocs et de cendres qui ont été canalisés dans la rivière Matylis puis la rivière du Galion pour atteindre le Bassin bleu, à une distance d'environ 3.5 km de l'événement.

Au 15 août 1976, compte tenu de l'intensité croissante de la sismicité (6000 séismes enregistrés et 41 ressentis) et de l'incertitude scientifique importante concernant son évolution, le préfet déclenche par principe de précaution la phase 2 du plan ORSEC. Cela implique l'évacuation pour une durée indéterminée de 70 000 personnes, correspondant à la population de l'ensemble du Sud Basse-Terre.

a2- La deuxième phase du 10 novembre 1976 au 4 janvier 1977.

Elle est caractérisée par une diminution marquée de l'activité sismique (pas de trémor sismique, seulement 399 séismes enregistrés en Décembre 1976) et une absence d'explosion. En conséquence, le Préfet déclare la fin de la phase 2 du plan ORSEC le 15 Décembre 1976 autorisant une partie de la population à revenir chez elle.

a3- La troisième phase du 5 Janvier au 1^{er} Mars 1977.

Cette dernière phase de l'éruption est moins importante que la première en termes de volume de matériaux émis et de nombre d'explosions phréatiques ainsi qu'en termes d'intensité et de nombre de séismes. On recense 9 explosions phréatiques les 5, 13, 14, 15, 17 et 29 Janvier 1977, les 13 et 15 Février 1977 et le 1^{er} Mars 1977. L'activité sismique et l'activité fumerolienne décroissent progressivement jusqu'à atteindre un niveau de base considéré comme pré-éruptif en Juin 1977 date de la fin de l'éruption phréatique de 1976-77.

Durant cette crise éruptive (du 8 juillet 1976 au 1 mars 1977), environ 16 000 séismes ont été enregistrés, et 10^6 m³ de matériaux non-juvéniles ont été éjectés. Ce matériel éjecté est principalement constitué de cendres et de lapilli. Les dépôts de retombées phréatiques sont essentiellement constitués de fragments plus ou moins hydrothermalisés provenant du dôme ou d'anciens dépôts pyroclastiques. Dans plusieurs explosions (notamment celles du 8 Juillet, du 30 août et 14 septembre 1976, puis 29 Janvier 1977) des blocs denses non juvéniles provenant du

dôme et d'un diamètre variant entre 0.3 et 1m ont été éjectés balistiquement jusqu'à des distances de 1,5 km. La figure V.4 représente la cartographie des isopachs cumulée (en mm) pour toute l'éruption. La zone où les dépôts de retombées dépassent le centimètre d'épaisseur (zone rouge à bleue) est très faible et allongée vers l'ouest – sud-ouest dans le sens des Alizés. La présence invariable de fragments andésitiques vitreux et inaltérés dans les produits phréatiques rapportée par plusieurs auteurs (Marinelli, 1976; Brousse et al., 1977 ; Heiken et al., 1980) a conduit à une controverse scientifique majeure sur la présence d'un magma en profondeur et à une potentielle transition vers une éruption magmatique. L'augmentation des concentrations en chlore et fluor entre juillet et août 1976 dans certaines sources très proches du volcan est interprétée par Feuillard et al. (1983) comme étant compatible avec la présence d'un magma juvénile à faible profondeur. L'interprétation des données sismologiques et gravimétriques, a permis de proposer que la source des explosions à l'origine de la crise explosive 1976 – 1977 AD se situait à une profondeur de 6 km sous le volcan (Feuillard et al., 1983). Cette profondeur pourrait correspondre à la profondeur de la chambre magmatique de l'éruption de 1530 AD (Komorowski et al., 2005 ; Boudon et al., 2008).

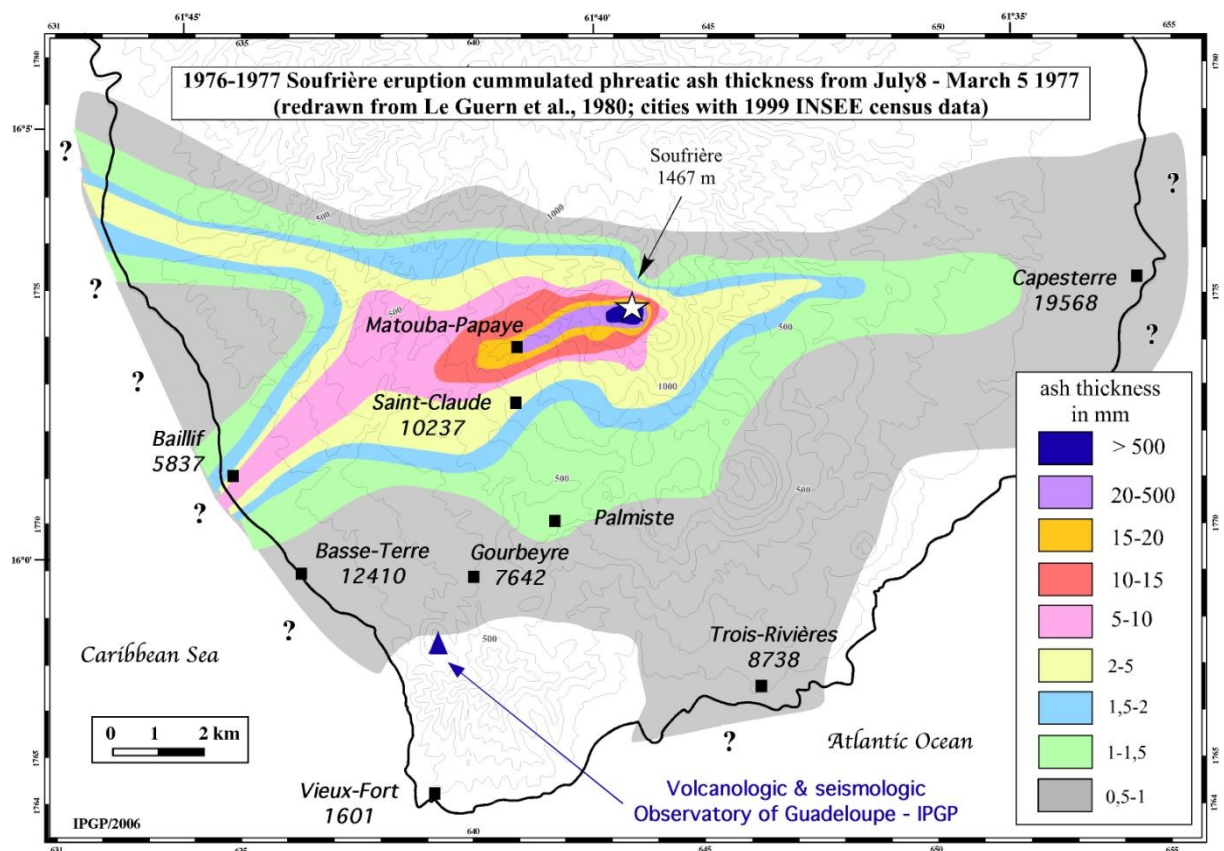


Figure V.4 : Isopachs cumulée (en mm) de la dernière crise volcanique de la Soufrière de Guadeloupe, entre le 8 juillet 1976 et le 5 Mars 1977 (Modifié par JC. Komorowski d'après Le Guern et al., 1980).

Les différentes interprétations, post-éruption, des données sismiques et magnétiques obtenues pendant la crise de 1976 et 1977 (Feuillard et al., 1983) ainsi que l'analyse des teneurs en halogènes dans les sources hydrothermales de La Soufrière de Guadeloupe (Villemant et al., 2005 ; Boichu et al., 2008, 2011) sont compatibles avec l'interprétation de cette crise phréatique par un groupe de scientifiques comme un évènement magmatique avorté (Feuillard et al., 1983 ; Komorowski et al., 2005 ; Villemant et al., 2005 ; Baxter et al., 2008 ; Boichu et al., 2008, 2011). Le scénario d'un évènement magmatique avorté caractérise une activité phréatique explosive importante liée à une intrusion magmatique dans le conduit volcanique mais qui n'atteint pas la surface, suite à son interaction avec le système hydrothermal.

A l'exception de très peu d'affleurements situés directement au sommet (e.g. Gouffre Tarrissan ou Jardin Lherminier) ou sur le talus (e.g. Chemin des Dames) du dôme, il ne reste aujourd'hui plus aucune trace des dépôts de l'éruption de 1976 – 1977. Nous avons cependant pu réaliser des études granulométriques et lithologiques sur un échantillon de retombées de cendres phréatiques provenant de l'une des plus importantes explosions (22 Septembre 1976) et prélevé peu de temps après l'explosion (à la Savane à Mulet, à une distance d'environ 0.5 km au sud du dôme).

La granulométrie de cet échantillon de retombées est particulièrement fine (Md 4.0 ϕ) et moyennement triée pour une explosion phréatique aussi importante. Elle présente des caractéristiques similaires avec le dépôt de retombées de cendres phréatiques de l'explosion du 2 Octobre, lui aussi relativement mal trié et très fin (Md 4.7 ϕ) (Heiken, 1980 et Heiken et Wohletz, 1985). Les études lithologiques montrent une dominance de fragments subarrondies à anguleux, d'andésite ou de dacite dense, vitreuse et microcristallisée. Nous observons aussi de nombreuses évidences d'un système hydrothermal actif grâce à la caractérisation de cristaux cubiques de Pyrite (FeS₂), de polymorphe de la Silice (SiO₂ ; i.e., cristobalite et tridimyte) et d'oxyde de fer et de titane (hématite, magnétite, titanomagnétite). Echantillonnés peu de temps après l'explosion phréatique, l'altération de ces fragments ne peut être liée qu'à l'interaction d'une partie du dôme (ou de son ensemble) avec ce système hydrothermal actif, et nous permet d'interpréter ces fragments comme étant non juvéniles. Nous observons aussi quelques phénocristaux : majoritairement des plagioclases et orthopyroxènes et en plus faible quantité des clinopyroxènes.

b. L'éruption phréatique mineure de 1956 AD

Cet évènement phréatique mineur de la Soufrière de Guadeloupe a débuté dans la nuit du 19 au 20 octobre et a duré jusqu'au 27 octobre 1956. On estime qu'un volume de 10^5 m³ de matériaux a été éjecté (Barabé et Jolivet, 1958). Avant cette crise, très peu de précurseurs sont observés et on note juste l'apparition de 2 fumerolles au cours de l'année précédente : (1) dans le prolongement de la Fente Sud – Est et (2) non loin du cratère Napoléon et une micro-sismicité anormale enregistrée dans le mois précédant.

Les émissions de cendres fines associées à la première explosion (dans la nuit du 19 au 20 octobre) ont atteint Basse-Terre et Baillif. Les retombées de cendres diminuent progressivement au cours des 4 jours suivant jusqu'à n'affecter que les environs du dôme (Jolivet, 1958).

A la suite de la deuxième explosion (24 octobre), un nuage noir et dense, chargé de cendres, qui descend très rapidement vers la mer et qui dépose, en seulement 15 minutes, des cendres fines (entre 3 et 5 cm à Matouba) sur un secteur très étroit entre le volcan et Baillif. Komorowski et al. (2005) interprètent ce nuage de cendres comme ayant été associé à la mise en place d'un écoulement pyroclastique de cendres froides. Il se serait formé suite à l'émission d'un volume important de matériaux à partir d'une fracture éruptive comme ce qui a pu être observé à Montserrat lors des explosions phréatiques de la phase initiale de l'éruption de Soufrière Hills en 1995 (Young et al., 1998).

c. L'éruption phréatique mineure de 1836 - 1837 AD

Après une augmentation des séismes ressentis sur une période d'environ 10 ans depuis 1825, une éruption phréatique mineure débute le 3 décembre 1836 aux alentours de 14h. Pendant plusieurs semaines de fines retombées de cendres affectent l'Ouest de la Soufrière jusqu'à Vieux Habitants sur la cote caribéenne. L'évènement initial se situe au niveau inférieur de la fracture Sud - Est et se propage vers le Nord au niveau des fractures du plateau sommital (Lherminier, 1837). Des observations faites par Biot et al. (1837) laissent à penser, comme ce fut observé lors de l'éruption de 1797 – 1798 AD et lors de l'éruption de 1976 – 1977 AD, qu'une petite explosion latérale dirigée provoquée par l'effondrement d'une partie du dôme ait pu générer un éboulement phréatique de blocs et de cendres qui a certainement évolué en écoulement pyroclastique de blocs et cendres froids, puis en coulée de débris (Komorowski et al., 2005).

L'éruption prend fin le 12 février 1837 après qu'une fracture se soit ouverte dans la partie Nord - Ouest du dôme, libérant un grand volume d'eau (Biot et al., 1837 ; Lherminier 1837). Une coulée de débris s'est formée et s'est canalisée dans la rivière Noire. Elle est décrite comme ayant un volume similaire à la coulée de débris de l'Eboulement Faujas en 1798.



Figure V.5 : Gravure de Daver représentant le démarrage de l'éruption phréatique de la Soufrière le 3 décembre 1836 (Biot et al. 1837).

d. L'éruption phréatique mineure de 1812 AD

D'après les écrits de Lacroix (1904) et Lherminier (1837), une augmentation progressive de l'activité fumerolienne est observée entre 1809 et 1812. Entre le mois d'avril 1812 et le 10 mai 1812 l'augmentation de l'activité fumerolienne devient plus marquée et s'accompagne de formations de nouvelles fractures orientées Ouest – Est lors d'explosions intermittentes qui projettent des fragments de roche et de la cendre fine sur la végétation environnante. Cette activité phréatique reste mineure et n'a pas abouti à une phase paroxysmale.

e. L'éruption phréatique majeure de 1797 - 1798 AD

L'éruption de 1797 – 1798 AD est la première éruption phréatique décrite en détail dans ce qui peut être considéré comme le premier compte-rendu scientifique détaillé sur l'activité de La Soufrière de Guadeloupe.

L'éruption débute le 28 septembre 1797 vers 18h et se finit le 22 avril 1798. Les descriptions historiques ont été réinterprétées pour reconstruire le déroulement de cet événement et le caractériser comme la première éruption phréatique historique majeure de La Soufrière de Guadeloupe, d'une magnitude et d'une intensité similaire à celle de 1976-1977 AD. A la suite de

la première explosion, un panache noir recouvre de cendre toute la zone ouest de la Basse-Terre de Matouba jusqu'à Baillif sur la cote caribéenne et continue à déposer des cendres vers l'ouest pendant 3 jours, jusqu'au 1^{er} octobre. Cette explosion est à l'origine de nombreux changements notables sur le dôme et ses alentours. Une grande partie du Piton de l'Est s'est éboulée. On note l'apparition de 5 à 6 nouveaux cratères actifs à la base du champ fumerollien de Breislack, d'une large fracture (sur une distance de 1 km) s'ouvre vers le nord – nord-ouest autour de laquelle la végétation a été fortement endommagée et recouverte d'épais dépôts de boue, de cendres sulfureuses et de gravier. Il est probable que la majeure partie des produits éruptifs de l'éruption de 1797– 1798 AD ait été émise par la nouvelle fracture nord – nord-ouest.

Plusieurs autres explosions phréatiques de plus faible intensité se produisent jusqu'en avril 1798 mais le 22 avril 1798, une nouvelle explosion violente se produit et s'accompagne de l'ouverture d'une nouvelle fracture quelques mètres en dessous de la fracture nord – nord-ouest active en 1797. Cette fracture de débouillage a éjecté de nombreux blocs métriques et un grand volume de fragments de petite taille à l'origine d'un éboulis, devenu à terme un écoulement pyroclastique non magmatique de blocs et cendres atteignant plusieurs kilomètres dans la rivière Amic. Les flancs Sud du dôme Amic faisant face à la nouvelle fracture ont été décrits comme ayant été dépouillés de leur végétation et labourés, certainement suite au passage d'une unité pyroclastique chargée de blocs du dôme associé à petite explosion latérale dirigée du dôme. La partie haute du cours de la rivière Noire a été endiguée pendant trois jours. Lacroix (1904) suggère, sans préciser, qu'une «nuée ardente» se serait produite au cours de l'éruption 1797 – 1798.

Cette phase constitue un analogue à celle du 14 septembre 1976 décrite par Sheridan (1980) pendant l'éruption phréatique de 1976 - 1977 AD et l'éboulis du 22 avril 1798 et est interprétée maintenant (Komorowski et al., 2005) comme ayant été produit par une explosion latérale dirigée d'une partie (nord – nord-ouest) pressurisée du dôme. La grande quantité de matériaux solides éjectés à faible température aurait formé initialement un éboulis qui se serait transformé en un écoulement pyroclastique froid de blocs et de cendres puis en coulée de débris dans sa partie terminale. Cette nouvelle fracture et les débris associés porte le nom d'éboulement Faujas.

f. L'éruption phréatique mineure de 1690 AD

Dans son histoire détaillée de la Guadeloupe, Ballet (1899) mentionne l'existence d'évidence écrite qu'après un violent tremblement de terre régional en 1680 AD, correspondant plus probablement au tremblement de terre de Magnitude 7 de St. Kitt le 5 avril 1690 AD

(Feuillard 1985; Bernard et Lambert 1988; Feuillet et al., 2002), une partie du Piton Saussure ou du Piton du Nord se soit effondrée. Une nouvelle fissure se serait ouverte au nord - est du dôme, produisant quelques détonations et des projections de cendres et de blocs. Cette description a été interprétée comme la preuve d'une activité phréatique de faible magnitude en 1690 AD probablement semblable dans l'ampleur observée en 1956 AD (Jolivet 1958 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al. 2005).

La description de cette phase phréatique mineure repose sur une seule trace écrite (Ballet, 1899) datée de plus de 200 ans après l'évènement. On note cependant des écrits de J.B Labat (1732) qui, en racontant sa montée au sommet de la Soufrière, le 8 avril 1696, détaille l'intense activité fumerolienne qui s'y déroule, avec de nombreux événements sommitaux actifs dont certains produisent des panaches de gaz fumeroliens et des cendres blanchâtres sentant fort le soufre.

2. Les éruptions phréatiques antérieures

Nous avons pu mettre en évidence sur les flancs sud-ouest du talus du dôme de La Soufrière de Guadeloupe, la présence de différents dépôts de retombées de cendres préservés recouvrant directement une unité d'écoulement pyroclastique concentré liée à la formation du dôme de la Soufrière de Guadeloupe (événement GDS 2 daté à 1530 AD – Chapitre VI). Une unité de paléosol permet de distinguer dans la partie supérieure une unité mesurant entre 15 et 20 cm d'épaisseur et que l'on associe à l'évènement phréatique de 1976 – 1977, d'une séquence de 7 unités mesurant entre 2 et 7 cm d'épaisseur (figure V.6) dans la partie inférieure et que l'on associe à des événements plus anciens.

Nous avons réalisé des études granulométriques et lithologiques sur les deux niveaux les plus grossiers (SOU 0836 2 et SOU 0836 9) de la séquence inférieure. La granulométrie de ces deux dépôts (respectivement Md 0.0ϕ et 0.5ϕ ; taille maximal des fragments -3ϕ et -2ϕ) est relativement fine par rapport à la distance des différentes sources d'émissions possibles (quelques centaines de mètres) et moyennement triée (respectivement Sigma ϕ 2.3 et 2.1). Les observations lithologiques révèlent une concentration assez importante en fragments denses subarrondis à anguleux très altérés que nous considérons comme non juvéniles. On observe aussi des fragments d'origine hydrothermale (e.g., polymorphe de silice et pyrite).

L'absence de hiatus érosionnel ou temporel entre les différentes unités rend difficile l'interprétation de ces niveaux. Il peut s'agir : soit (1) d'une unique séquence de retombées de cendres phréatiques soit (2) de différents événements phréatiques indépendants.

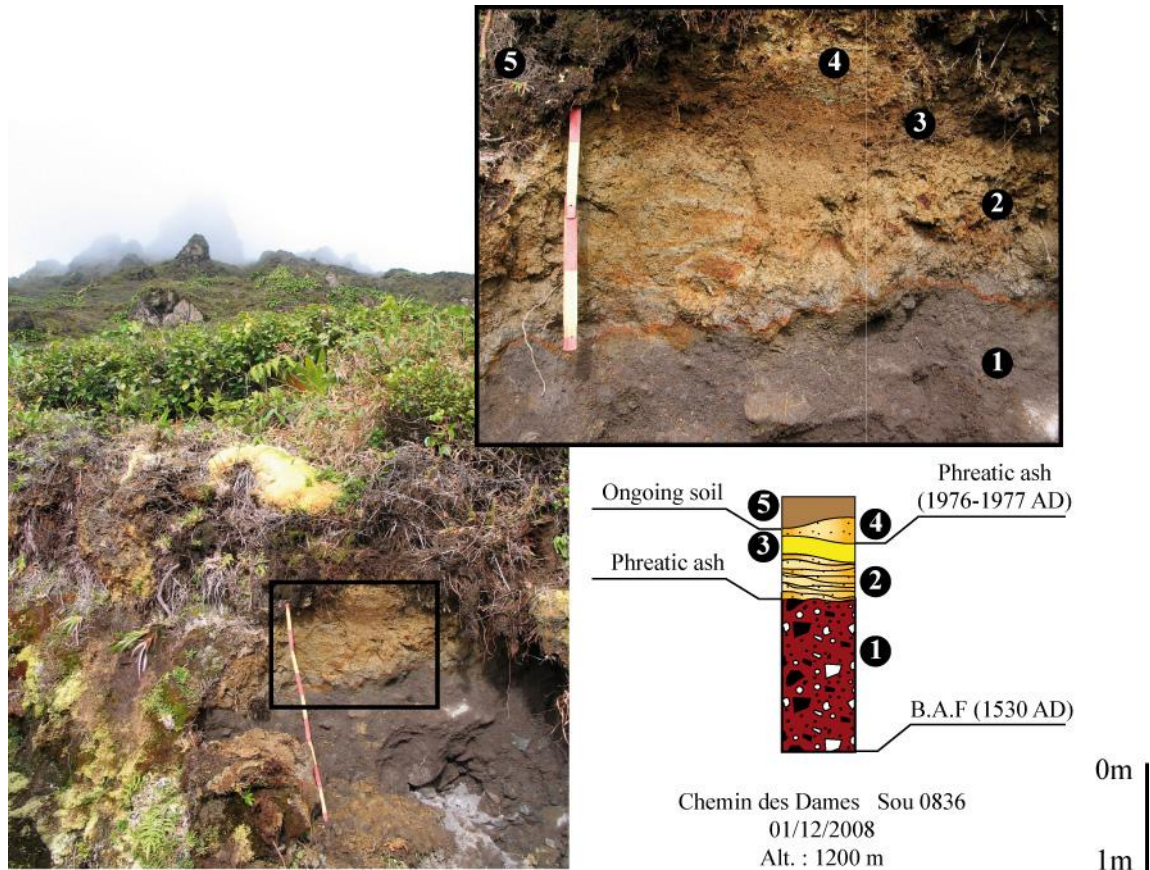


Figure V.6 : Description des niveaux de retombées de cendres des éruptions phréatiques historiques observées sur l'affleurement du Chemin des Dames (SOU 0836).

3. Conclusions sur les éruptions phréatiques historiques

L'étude de ces différents dépôts de retombées de cendres phréatiques, nous montre qu'ils sont systématiquement caractérisés par : (1) une granulométrie extrêmement fine, même proximement, (2) une faible épaisseur et (3) une forte proportion en fragments non-juvéniles et d'origine hydrothermale. La granulométrie fine et les faibles épaisseurs de ces dépôts font qu'ils sont fortement soumis aux différents phénomènes d'érosion, d'altération et à la remobilisation dans les sols. C'est dépôts sont donc très rapidement effacés de l'enregistrement géologique et nous le constatons pour l'évènement récent de 1976-1977 AD, dont les dépôts ne sont encore

visibles que dans peu d'endroit et tous dans des zones très proximales au volcan (< 500 m du dôme).

Au cours de cette étude, nous avons réinterprété l'unité stratigraphique dite des « Cendres Jaunes » (voir par la suite) et de l'ancien événement phréatique de type Bandaï San contraint à 11 500 ans BP (Boudon et al., 1987) (Chapitre VI). Nous ne les associons plus à des phases éruptives d'origine phréatique. Les seules évidences d'événement phréatiques de la Soufrière de Guadeloupe sont donc désormais associées aux différents événements historiques.

III. Les phases magmatiques explosives mineures

Par phases magmatiques explosives mineures (PEm), nous regroupons toutes les phases éruptives ou événements d'explosivité faible (VEI 1 et 2) et d'une faible magnitude (masse totale éruptée entre 10^6 et 10^7 m³). Ces phases sont qualitativement décrites comme appartenant au type éruptif strombolien et vulcanien (Newhall et Self, 1982). L'étude et le suivi de l'éruption en cours de Soufrière Hills à Montserrat et le nombre important d'explosions vulcaniennes (> 100 explosions vulcaniennes) au sein de la même éruption (Druitt et al., 2002 ; Bonadonna et al., 2002 ; Herd et al., 2005 ; Edmonds et al., 2006 ; Loughlin et al., 2007 ; Komorowski et al., 2010 ; Wadge et al., 2010, 2011 et rapports d'activité de Montserrat, 1995-2011) justifient que l'on porte un regard plus précis sur ces événements magmatiques de faible magnitude.

Une loi de puissance pour tous les phénomènes naturels catastrophiques montre que la magnitude et la fréquence (nombre d'évènement par unité de temps) sont inversement proportionnelles (e.g., Sparks et Aspinall, 2004). De ce fait les évènements de faible magnitude (e.g., évènement strombolien et/ou vulcanien) sont statistiquement plus fréquents que les évènements de forte magnitude (e.g., évènement plinien) et doivent être plus représentés dans l'enregistrement géologique. Cependant pour ces éruptions de faible magnitude, l'essentiel de la masse éruptée est accumulée dans des zones proximales du volcan. De plus, la qualité de préservation de ces dépôts est problématique car les zones proximales sont les plus exposées à : (1) l'altération (e.g., forte pluviométrie), (2) la remobilisation (e.g., développement important du couvert végétal) et (3) l'érosion par des écoulements pyroclastiques ou volcanoclastiques volumineux et érosifs (e.g., avalanches de débris, coulées pyroclastiques concentrées). Les dépôts fins de ces événements disparaissent de l'enregistrement géologique. Et en effet peu d'épisodes

stromboliens et aucun vulcanien n'étaient répertoriés dans l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière.

Ces événements plus faibles en termes de magnitude et d'intensité peuvent être tout aussi dommageables pour les populations et les infrastructures se situant dans les zones proximales et en particulier en contexte insulaire (Chapitre II). Il est donc important d'établir une histoire éruptive la plus détaillée et complète possible, afin de pouvoir définir au mieux, dans l'espace et dans le temps, les zones potentiellement affectées par un futur événement explosif mineur (PEm).

1. Les phases éruptives stromboliennes

Nous n'avons pas identifié de nouvelles phases d'activités stromboliennes du complexe Grande Découverte – Soufrière. Nous présentons ci-après une synthèse des quelques données existantes sur ces éruptions ou phases stromboliennes (Boudon et al., 1988 ; Vincent, 1994, Komorowski et al., 2005 et Boudon et al., 2008).

Trois unités de retombées des scories grossières sont décrites par Boudon et al. (2008) comme représentant la phase terminale de la séquence de 1530 AD (GDS 2 - Chapitre VI), juste avant la mise en place du dôme actuel de la Soufrière de Guadeloupe. Ces unités sont interprétées comme des unités de retombées très proximales produites par de violentes fontaines de lave de type strombolien (Boudon et al., 2008). Ces dépôts de retombées de scories ont une extension très limitée où les dépôts sont les plus épais (jusqu'à 5 m d'épaisseur à la source du carbet ~500 m à l'est du dôme). Cette phase strombolienne violente est une des nombreuses phases magmatiques de cette éruption complexe (Chapitre VI). Elle s'est développée entre la phase explosive subplinienne (PEM 2) et la phase de mise en place du dôme de la Soufrière (PMD 1) (Boudon et al., 2008).

Les seules phases connues d'activités stromboliennes du complexe de la Grande Découverte – Soufrière sont associées à la mise en place des cônes de scories de l'Echelle (1397 m d'altitude) et de la Citerne (1150 m d'altitude), sur les bords sud-est du cratère Amic (Boudon et al., 1988 ; Vincent, 1994) (GDS 5 et GDS 6 - Chapitre VI). Les événements de la Citerne et de l'Echelle résultent de l'ascension d'un magma primaire qui n'aurait pas interagi avec la chambre magmatique superficielle, alimentant le complexe de La Grande Découverte-Soufrière (Boudon et al. 1988). La formation de cône de scories est associée à une activité éruptive de style strombolien

impliquant des magmas peu visqueux, de composition basaltique à andésite basaltique (Vespermann et Schmincke, 2000). Les dépôts associés à la formation de ces cônes de scories correspondent à des dépôts de retombées grossières (bombes, blocs à lapillis scoriacés et cendres) entre lesquels on peut observer de petites coulées de lave (Boudon et al., 1988). La phase terminale de l'activité de la Citerne est marquée par l'interaction entre le magma ascendant et une nappe phréatique provoquant une série d'explosions phréatomagmatiques et la formation d'un cratère de 250 m de diamètre (Boudon et al., 1988 ; Vincent, 1994). Tous ces dépôts recouvrent des zones très proximales à la source.

2. Les phases éruptives vulcaniennes

Les explosions vulcaniennes sont une des caractéristiques communes aux volcans andésitiques (Morrissey et Mastin, 2000). Elles sont décrites comme des explosions violentes et soudaines résultant d'une décompression brutale du conduit contenant un magma, plus ou moins vésiculé et sous pression (Morrissey & Mastin 2000 et Druitt et al., 2002). Généralement, seule une partie du magma dans le conduit est fragmentée et évacuée, de façon telle que les éruptions vulcaniennes ne durent seulement que quelques secondes à quelques minutes et produisent moins de 0.1 km³ de magma (Morrissey & Mastin 2000). Les explosions vulcaniennes peuvent produire des ondes de choc dans l'atmosphère (Nairn 1976; Ishihara, 1985), et présentent des vitesses d'éjection à l'évent supérieures à des centaines de mètres par seconde, éjectant des blocs et des bombes jusqu'à 5 km de l'évent (Fagents & Wilson, 1993; Waitt et al 1995; Druitt et al. 2002). Elles peuvent générer des panaches turbulents verticaux, non soutenus, inférieurs à 20 km de haut (Morrissey & Mastin 2000). La courte durée et la nature instable des éruptions vulcaniennes les distinguent des éruptions subplinienne et pliniennes.

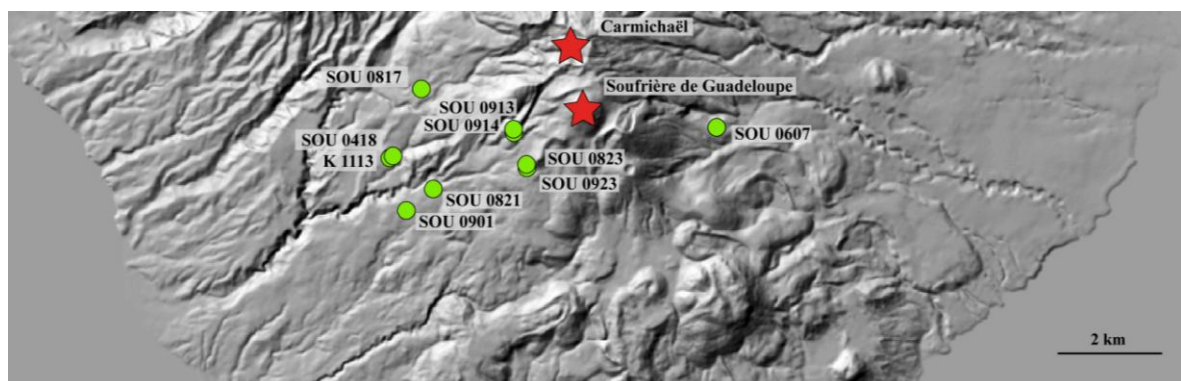


Figure V.7 : Carte des affleurements pour lesquels des dépôts d'éruptions vulcaniennes ont pu être mis en évidence. Tous les affleurements se situent dans une zone inférieure à 4 km de distance de la Soufrière de Guadeloupe dans un secteur ouest – sud-ouest affecté par les vents dominants (les Alizés).

Plusieurs nouveaux affleurements ont été étudiés à moins de 4 km à l'ouest et au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe. Ces affleurements sont situés sous le vent des Alizés et dans des zones bien protégées des différents phénomènes d'érosion. Nous avons identifié et daté (quand cela était possible) plusieurs niveaux fins de retombées. Nous les interprétons ci-après, en nous basant sur un certain nombre de critères tel que l'épaisseur et la granulométrie du dépôt et la lithologie, comme associés à des phases magmatiques explosives mineures de faible magnitude du complexe Grande Découverte – Soufrière.

a. Les études de terrains.

a1- Ravine Roche - SOU 0913 et SOU 0914

Les affleurements (SOU 0913 et SOU 0914) observés dans la ravine Roche sont des affleurements très proximaux, situés à environ 1 km sous le vent de la Soufrière de Guadeloupe. L'affleurement SOU 0913 est situé au niveau d'un bras annexe, abandonné de la ravine alors que l'affleurement SOU 0914 est directement dans le lit actuel de la ravine Roche, à une centaine de mètres en aval de SOU 0913.

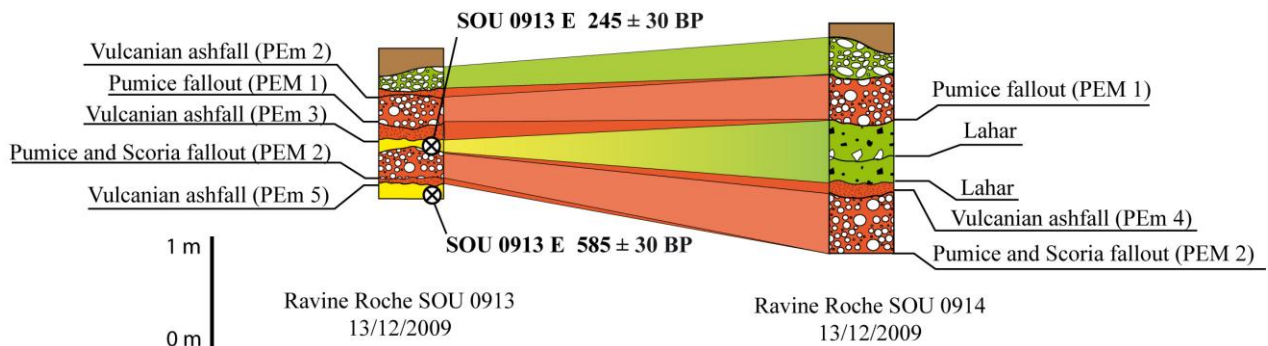


Figure V.8 : Log stratigraphique des affleurements SOU 0913 et SOU 0914 de la ravine Roche et pour lesquels des unités associées à des phases explosives mineures ont été mises en évidence (PEM2 – PEM5). En vert sont représentés les hiatus érosionnels (e.g., lahars, colluvium), en jaune les hiatus temporels (unité de paléosol) et en marron le sol actuel.

Ces deux affleurements (figure V.8) nous permettent d'observer les dépôts ponceux des deux derniers événements magmatiques : PEM 1 (1647±24 Cal AD) et PEM 2 (1530 Cal AD) produits par la Soufrière de Guadeloupe (GDS 1 et GDS 2 - Chapitre VI). Chaque dépôt associé à ces éruptions explosives majeures repose sur un niveau brun riche en matière organique datable (correspondant à un paléosol) ou sur un niveau fin, noir extrêmement riche en matière organique

datable (correspondant à un niveau de paléoincendie) que nous avons pu dater respectivement à 585±30 ans BP (SOU 0913 F) et 245±30 ans BP (SOU 0913 E).

Nous observons aussi 4 niveaux pyroclastiques, d'épaisseur variable (PEm 2 : 7 cm, PEm 3 : 10 cm, PEm 4 : 20 cm et PEm 5 : 5 cm). Ces niveaux sont principalement constitués de lapilli anguleux à subanguleux d'andésite denses, grise et non altérés que nous interprétons comme juvéniles (figure V.9). Nous observons aussi la présence de fragments juvéniles subanguleux, non altérés, vésiculés, de couleur gris clair ainsi que des fragments d'origine hydrothermale et des fragments d'andésite denses, altérés et interprétés comme non-juvéniles (figure V.9). Ces 3 niveaux de retombées (PEm 3, PEm 4 et PEm 5) présentent tous une granulométrie légèrement grossière ($Md \phi = 1.3, 0.8$ et 1.1) et mal triée ($Sigma \phi = 2.5, 2.9$ et 2.2).

La forte proportion de fragments juvéniles ainsi que l'épaisseur et la granulométrie de ces dépôts nous permettent de dissocier ces unités pyroclastiques des dépôts de retombées de cendres phréatiques (voir précédemment). De plus, ces unités sont préservées à des distances où les dépôts des événements phréatiques historiques majeurs n'existent plus. Nous interprétons ces 4 niveaux pyroclastiques comme des dépôts de retombées associées à des phases explosives magmatiques mineures de faible magnitude.

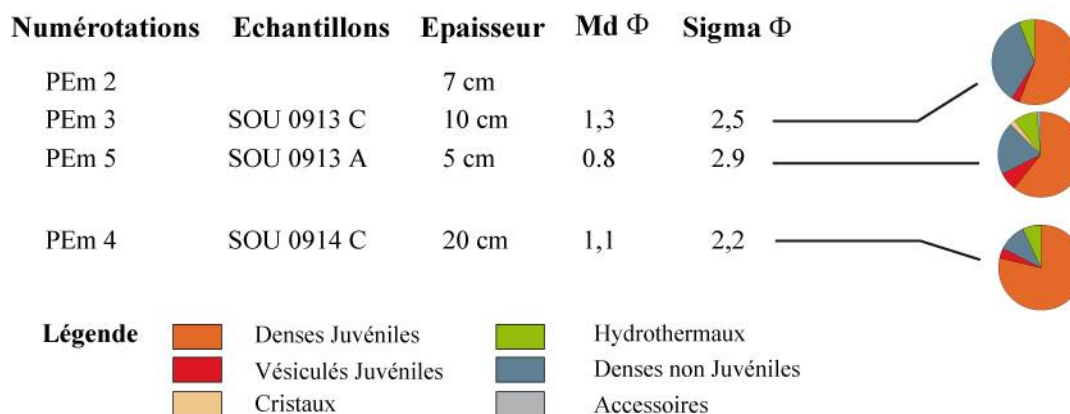


Figure V.9 : Synthèse des études granulométriques et lithologiques effectuées sur les unités pyroclastiques que nous associons à des phases explosives mineures (PEm2 à PEm5) et que nous avons mises en évidence sur les affleurements SOU 0913 et SOU 0914 de la ravine Roche.

Les dépôts de retombées de ponces et de scories PEM 2 et de ponces PEM 1 sont séparés par un niveau de paléoincendie (SOU 0913) et par deux unités de coulées de débris (SOU 0914). Ces unités représentent des hiatus temporel et érosionnel dans l'activité éruptive entre les mises en place des deux dépôts d'éruptions explosives majeures (PEM 2 et PEM 1) (Chapitre VI). Cependant nous n'observons aucune évidence de hiatus érosionnel ou de discontinuité temporelle

entre ces dépôts vulcaniens (PEm2 à PEm 5) et les dépôts d'éruptions explosives majeures (PEM 2 et PEM 1). Nous associons les unités Pem 2 et Pem 3 à la phase explosive majeure PEM 1 et les unités Pem 4 et Pem 5 à la phase explosive majeure PEM 2. Nous interprétons donc ces 4 unités (PEm2 à PEm 5) comme des évidences de phases explosives mineures précurseurs (PEm 3 et PEm 5) et successeurs (PEm 2 et PEm 4) des phases explosives paroxysmales PEM 1 et PEM 2 au sein des événements éruptifs GDS 1 et GDS 2 (Chapitre VI).

a2- Morne Houël (St Claude) - SOU 0821

Le chantier de Morne Houël (SOU 0821), situé à un peu moins de 4 km de la Soufrière de Guadeloupe, nous a permis d'observer deux unités de retombées de ponces (figure V.10) que nous associons à une phase explosive déjà connue PEM 2 (1530 AD soit 320 ans BP) et à une nouvelle phase explosive majeure PEM 3 (1010 Cal AD soit 1050 ans BP) (Chapitre VI).

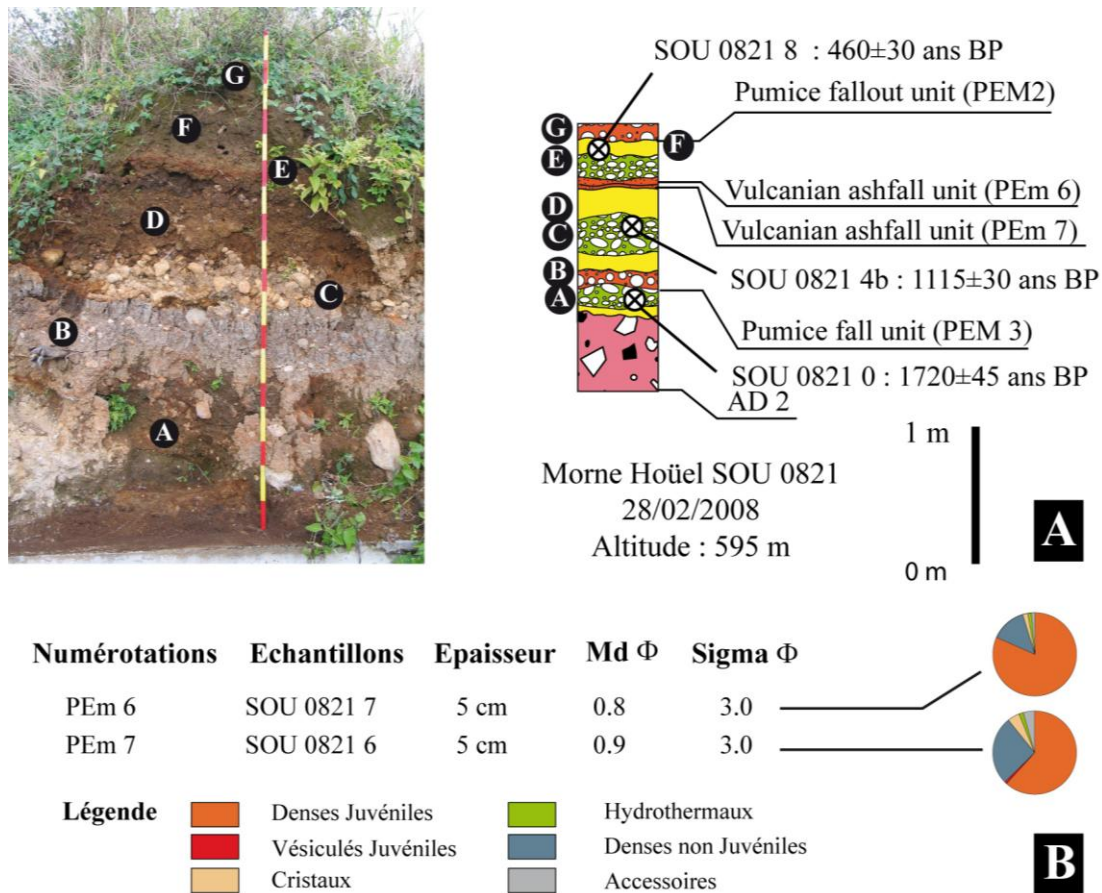


Figure V.10 : **A.** Log stratigraphique de l'affleurement SOU 0821 de Morne Houël et pour lesquels des unités associées à des phases explosives mineures ont été mises en évidence (PEm 6 et PEm 7). En vert sont représentés les hiatus érosionnels (e.g., lahars, colluvium) et en jaune les hiatus temporels (unité de paléosol). **B.** Synthèse des études granulométriques et lithologiques effectuées sur ces unités pyroclastiques (PEm6 et PEm7)

Nous avons aussi pu observer deux unités pyroclastiques (PEm 6 et PEm 7) intercalées entre ces deux unités de retombées de ponces (figure V.10). Elles présentent une granulométrie faiblement grossière (respectivement Md $\phi = 0.8$ et 0.9) et très mal triées (Sigma $\phi = 3.0$ chacune). Ces unités sont constituées de lapilli non altérés anguleux à subanguleux d'andésite dense de couleur grise, que nous interprétons comme juvénile. Nous observons aussi la présence de fragments d'origine hydrothermale et de fragments d'andésite denses altérés, interprétés comme non-juvéniles (figure V.10). Ces niveaux font 5 cm d'épaisseur chacun, ne présentent aucune structure interne et sont séparés par un liseré oxydé ocre. La présence d'un liseré oxydé indique que le niveau inférieur a été exposé à l'air libre un certain temps avant la mise en place du niveau supérieur.

La présence de fragments interprétés comme juvéniles nous permet de définir ces unités comme le résultat de phases explosives magmatiques mineures. Cependant, il est difficile de déterminer s'il s'agit de deux phases éruptives distinctes ou d'une seule séquence avec un minimum de deux explosions. Ces deux unités sont contraintes stratigraphiquement au sommet par un paléosol daté à 460 ± 30 ans BP directement sous un dépôt de retombées de ponces de l'éruption de 1530 AD (PEM 2) et à la base par un paléosol et un colluvium daté à 1115 ± 30 ans BP. Les évidences de hiatus temporels (paléosols) nous permettent d'interpréter ces deux unités comme deux nouveaux dépôts de retombées vulcaniennes certainement liés à un même épisode éruptif de faible magnitude, sans phase paroxysmale connue et qui serait contraint chronologiquement entre 460 ± 30 ans BP et 1115 ± 30 ans BP.

a3- Nord Matouba - SOU 0817

L'affleurement SOU 0817, à plus de 3 km à l'est - nord-est de la Soufrière, est un affleurement complexe, caractéristique de l'unité stratigraphique de cendres très altérées dites des « Cendres Jaunes » (Boudon et al., 1988). Sur une épaisseur de 2m, cette unité est contrainte à son toit par un dépôt de retombées de ponces datant de 1530 AD (PEM 2) dispersées dans le sol actuel et à sa base par une coulée de boue (lahar) datée à 3190 ± 40 ans BP.

Nous avons mis en évidence la présence de quatre différentes unités riches en lapilli dans cette unité de « Cendres Jaunes » (figure V.11).

1) Le premier à 80 cm du sommet (PEm 8), est un niveau non continu, de quelques centimètres d'épaisseur et difficilement échantillonnable. Il se caractérise par une forte proportion en fragments d'andésite dense et en fragments d'origine hydrothermale et contenant aussi des petits fragments de charbon de bois (dont un a pu être daté à 2170 ± 30 ans BP). Malgré une granulométrie fine ($Md \phi = 1.7$), ce dépôt moyennement trié ($Sigma \phi = 1.7$) contient des fragments dont la taille varie entre 8 et 16 mm (-3ϕ).

2) Sur environ 15 cm d'épaisseur, on dénombre six niveaux de laminite rouge – rosée (PEm 9). Un échantillonnage individuel de chaque laminite n'a pas été possible, mais un échantillon global a été observé à la loupe binoculaire. Malgré la présence de fragments hydrothermaux et de fragments denses altérés, un certain nombre de fragments denses anguleux apparaissent frais et sont interprétés comme juvéniles. La granulométrie moyenne obtenue pour ces 6 laminites est celle de cendres ($Md \phi = 2.9$) malgré quelques lapillis entre 8 et 16 mm (-3ϕ) avec un tri moyen ($Sigma \phi = 1.7$). A cette distance du volcan, compte tenu de la granulométrie très fine et le degré d'altération, il est difficile de déterminer si ces cendres et lapilli proviennent d'une ou de plusieurs événements magmatiques (i.e., phases explosives mineures).

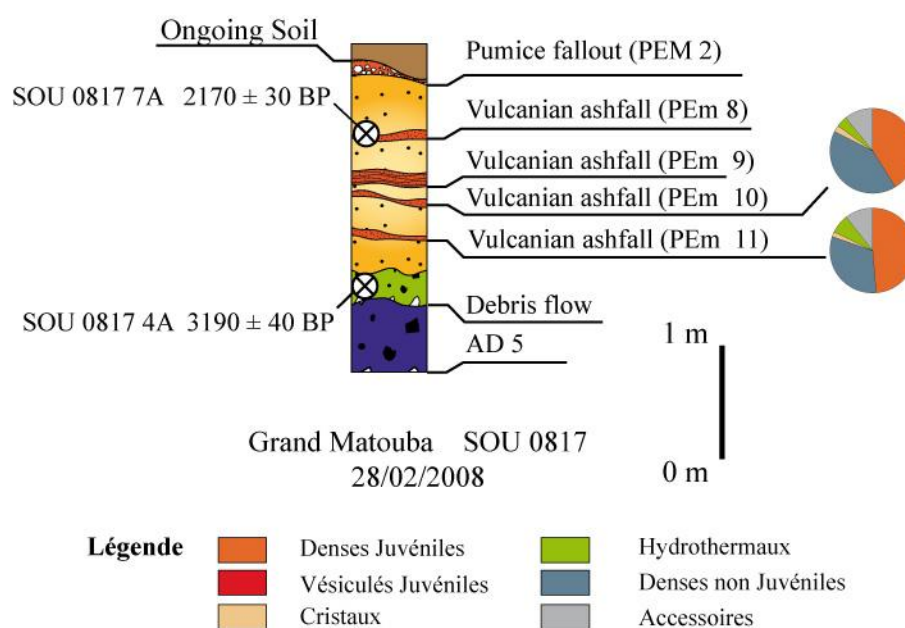


Figure V.11 : Log stratigraphique de l'affleurement SOU 0817 de Grand Matouba et pour lesquels des unités associées à des phases explosives mineures ont été mises en évidence (PEm 8 à PEm 11) et synthèse des études lithologiques effectuées sur les unités pyroclastiques PEm 10 et PEm 11.

3) Directement en dessous de cette séquence de laminites, nous avons mis en évidence un niveau (PEm 10) extrêmement fin ($Md \phi = 3.2$) et relativement mal trié ($Sigma \phi = 0.9$) sur une

épaisseur de quelques centimètres. Nous observons dans cette unité des fragments non altérés et anguleux d'andésite dense et vitreuse de couleur gris clair à gris moyen. Ces fragments sont interprétés comme juvéniles.

4) Enfin, à 20 cm de la base de l'unité dite des « Cendres Jaunes », nous révélons la présence d'un niveau brun (PEm 11) de granulométrie fine ($Md \phi = 1.1$), mal trié ($\text{Sigma } \phi = 2.5$) et contenant des lapillis entre 5 et 10 mm. Cette unité est principalement constituée de lapillis non altérés et subanguleux d'andésite dense de couleur gris foncé. Cette unité contient aussi de très nombreux fragments de charbon qui sont cependant trop petits et mal préservés pour être daté. Cette matrice brune donne l'impression d'être un paléosol très fin, trop peu riche en matière organique pour être daté et qui s'est développé après la mise en place de ce dépôt (participant activement à sa remobilisation). Ces fragments juvéniles d'andésite dense sont dispersés sur une épaisseur d'environ 15 cm, ce qui ne reflète certainement pas l'épaisseur originelle de ce dépôt.

Nous interprétons, sur cet affleurement du Grand Matouba, la présence de quatre unités ou séquences comme étant des évidences de quatre phases explosives magmatiques mineures (PEm 8, PEm 9, PEm 10 et PEm 11) que nous avons contraintes entre 2170 ± 30 et 3190 ± 40 ans BP.

a4- Camp Jacob (St Claude) - SOU 0901

Le chantier du nouveau pôle universitaire de la Basse-Terre, construit sur l'ancien hôpital militaire de Camp Jacob, nous a fourni en plein cœur de St Claude un grand nombre d'affleurements de plusieurs mètres à dizaine de mètres de hauteur. La stratigraphie éruptive observée sur ce site est complexe (figure V.12).

Nous nous focaliserons ici sur un dépôt de retombées de cendres (PEm 12) compacte peu épaisse (4 cm d'épaisseur) et constituée de 3 sous-unités : (1) la première de cendres fines grises (2 cm d'épaisseur), (2) la seconde de cendres à lapilli gris-rouge (1 cm d'épaisseur) et (3) la troisième de lapilli gris (1 cm d'épaisseur). Cette unité de retombées présente une granulométrie fine ($Md \phi = 1.8$) et moyennement triée ($\text{Sigma } \phi = 1.9$) dont les fragments les plus gros atteignent des tailles de 4 à 8 mm. (-2ϕ). Elle est principalement constituée de fragments non altérés anguleux à sub-anguleux d'andésite dense de couleur gris clair à gris foncé.

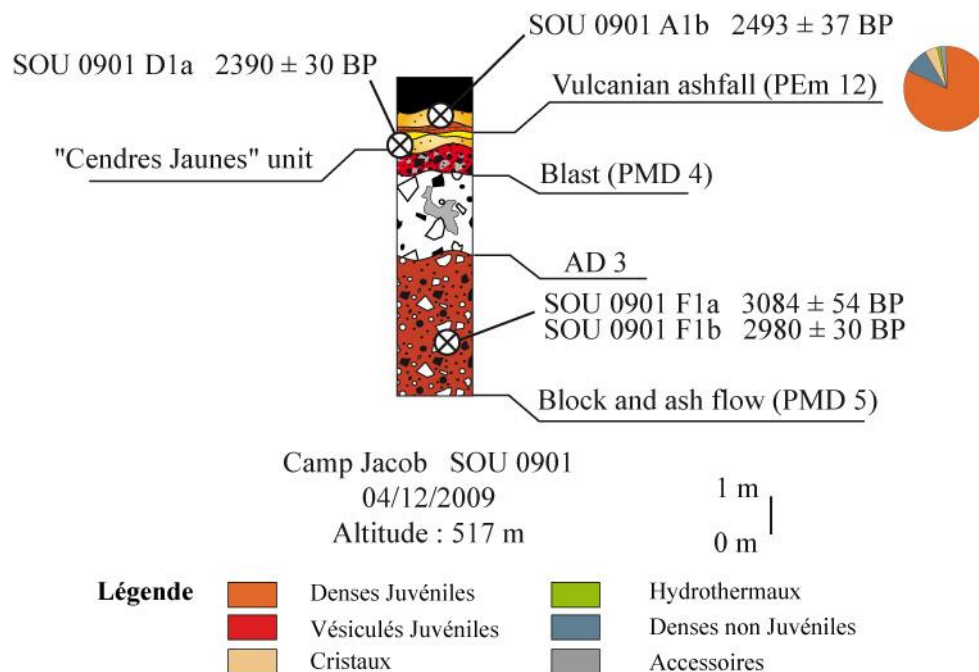


Figure V.12 : Log stratigraphique de l’affleurement SOU 0901 de Camp Jacob et pour lesquels une unité associée à une phase explosive mineure a été mise en évidence (PEm 12) et synthèse de l’étude lithologique effectuée sur cette unité pyroclastique PEm 12.

Ce dépôt repose sur un paléosol fin et peu développé daté à 2390 ± 30 ans BP (SOU 0901 D1a) et est recouvert par une unité de « Cendres Jaunes » de 15 cm, elle-même datée par un fragment de bois carbonisé à 2493 ± 37 ans BP (SOU 0901 A1b).

Nous interprétons cette unité constituée de fragments juvéniles denses comme une séquence de retombées de lapilli marquant l’occurrence d’une phase magmatique explosive mineure (PEm 12) au sein de l’unité dites des « Cendres Jaunes ».

a5- Route de la Soufrière - SOU 0823

Cet affleurement est localisé sur le bas coté de la route d’accès au volcan et est situé à 2 km environ du sommet de la Soufrière. Nous observons sur cet affleurement trois unités stratigraphiques déjà connues qui sont pour nous des repères chrono-stratigraphiques. Le dépôt de retombées de ponces (PEM 2) associé à l’évènement éruptif GDS 2 daté à 1530 AD (Chapitre VI) ainsi que deux dépôts d’écoulements pyroclastiques turbulents et dilués, datés à 720 Cal BC (2460 ans BP - PMD 4) et 1370 Cal BC (3060 ans BP - PMD 6) et associés à des explosions latéralement dirigées du dôme et du cryptodôme de La Soufrière de Guadeloupe (Chapitre VI) (Boudon et al., 1984, 1988, 2007, 2008 ; Komorowski et la., 2005, 2008). Ces 3 niveaux repères nous permettent de contraindre relativement dans le temps 11 dépôts pyroclastiques indépendants.

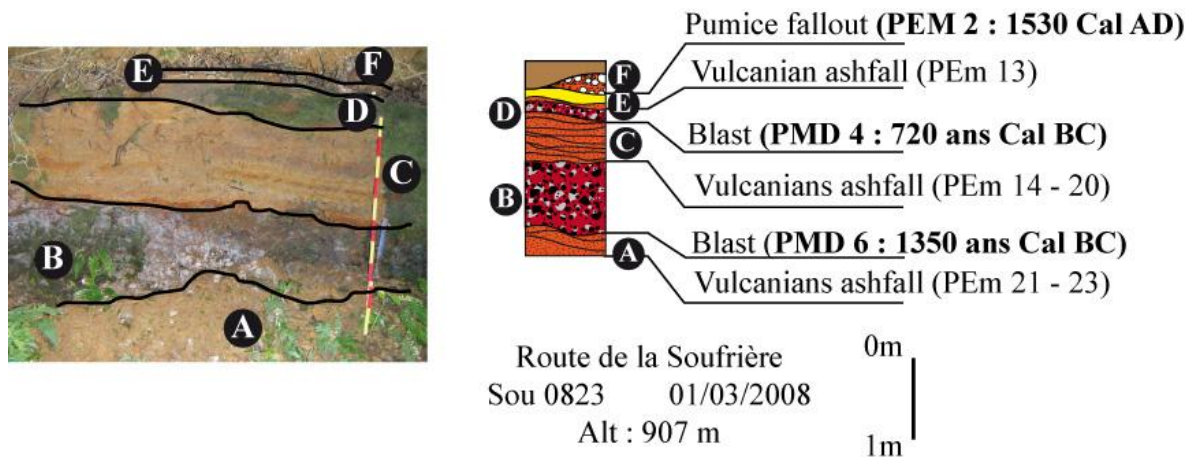


Figure V.13 : Log stratigraphique de l’affleurement SOU 0823 de la route de La Soufrière pour lequel des unités associées à des phases explosives mineures ont été mises en évidence (PEm13 à PEm 23).

Ces 11 dépôts sont individualisés par des liserés oxydés compacts rouge-ocre qui marquent une exposition à l’air libre de l’unité inférieure pendant un certain temps. Malgré des épaisseurs, des granulométries et des classements différents, ces dépôts sont tous principalement constitués de fragments d’andésite dense parfois vitreuse de couleur gris clair à gris foncé. Ces fragments anguleux et non altérés sont interprétés comme juvéniles (figure V.14).

Numérotations	Echantillons	Epaisseur	Md Φ	Sigma Φ	
PEm 13	SOU 0823 L	5 cm	2,1	1,8	
PEm 14	SOU 0823 J	5 cm	1,5	2,3	
PEm 15	SOU 0823 I	8 cm	2,2	1,7	
PEm 16	SOU 0823 H	3 cm	1,1	3,2	
PEm 17	SOU 0823 G	5 cm	1,6	2,0	
PEm 18	SOU 0823 F	4 cm	1,5	1,2	
PEm 19	SOU 0823 E	5 cm	0,5	2,3	
PEm 20	SOU 0823 D	8 cm	2,3	1,8	
PEm 21	SOU 0823 C	8 cm	-0,2	2,3	
PEm 22	SOU 0823 B	11 cm	0,2	2,1	
PEm 23	SOU 0823 A	15 cm	3,1	1,6	

Légende

	Denses Juvéniles		Hydrothermaux
	Vésiculés Juvéniles		Denses NON Juvéniles
	Cristaux		Accessoires

Figure V.14 : Synthèse des études granulométriques et lithologiques effectuées sur les unités pyroclastiques que nous associons à des phases explosives mineures (PEm13 – PEm23) et mises en évidence sur l’affleurement SOU 0823 de la route de La Soufrière.

Mis à part les contacts oxydés entre les niveaux de retombées vulcaniennes qui permettent de les individualiser, il n’y a aucun marqueur d’érosion ou de hiatus temporels prolongés entre ces différentes unités. Il reste difficile de déterminer si ces 11 unités proviennent de trois ou de onze phases/événements magmatiques mineurs distincts. Toutefois il semble que l’on ait une activité quasi continue sur plus de 700 ans BP avec un maximum de 7 phases/événements magmatiques explosifs mineurs intercalés entre deux phases éruptives à croissance de dôme à l’origine de deux explosions latérales dirigées du dôme et du cryptodôme de La Soufrière PMD 4 et PMD 6 (Chapitre VI).

a6- Route de la Soufrière - SOU 0923

SOU 0923 est un deuxième affleurement sur le bas coté de la route de la Soufrière, à un peu plus de 50 m d’altitude plus bas que SOU 0823, mais qui ne présente pas exactement les mêmes unités que celle décrites en SOU 0823. Nous reconnaissons cependant deux de nos unités chrono-stratigraphiques : le dépôt de retombées de ponces associées à l’éruption de 1530 AD (PEM 2) et qui repose sur un paléosol non daté et l’unité inférieure d’écoulement pyroclastique turbulente et diluée contrainte à 1370 ans Cal BC (PMD 6).

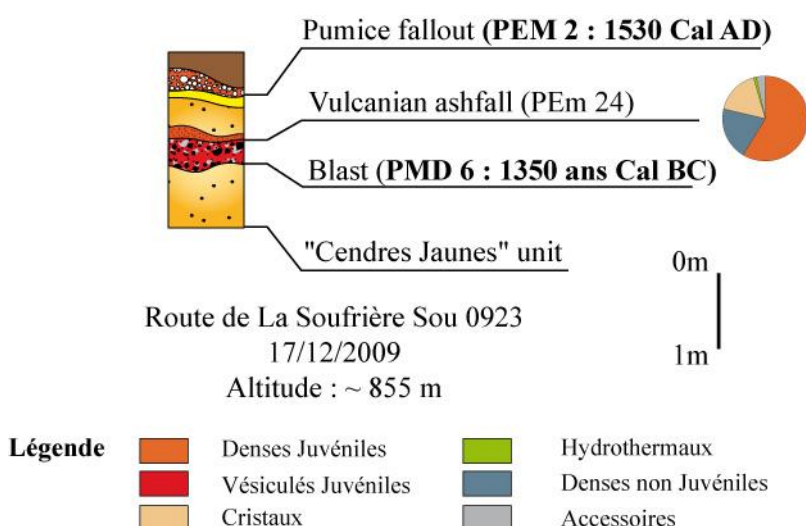


Figure V.15 : Log de l’affleurement SOU 0923 de la route de La Soufrière et pour lequel une unité pyroclastique que nous associons à une phase explosives mineure a été mise en évidence (PEm 24).

Nous caractérisons la présence directement au dessus du niveau PMD 6, d’un niveau de cendres et de lapilli gris ($Md \phi = 0.8$) mal trié ($Sigma \phi = 2.9$) sur une épaisseur de 10 cm (figure

V.15). Ce dépôt est principalement constitué de fragment sub-anguleux d'andésite dense et vitreuse de couleur gris clair que nous interprétons comme juvénile. On observe aussi des phénocristaux et de fragments sub-arrondis altérés d'andésite dense mais non juvéniles. Sans autre contrainte, et sans évidence de hiatus entre les deux unités, il est probable que ce dépôt d'éruption explosive mineure (PEm 24) corresponde à l'un des dépôts de retombées vulcaniennes observé précédemment (en SOU 0823).

a7- Sud Matouba - SOU 0418 et K 1113

L'évolution du décaissement qui a accompagné la construction de l'usine de mise en bouteille d'eau potable de Matouba entre 1997 et 2000 (SOU 9706 et K 1113) ainsi que son extension en 2004 (SOU 0418) a permis d'obtenir de nouveaux affleurements de la séquence des « Cendres Jaunes ». D'après les descriptions de terrain faites par J.-C. Komorowski, deux dépôts distincts de coulées pyroclastiques turbulentes et diluées associées aux explosions magmatiques latéralement dirigées d'un dôme et d'un cryptodôme (PMD 4 et PMD 6) ont pu être identifiés (figure V.16). Il est aussi décrit, à l'intérieur de la séquence des « Cendres Jaunes », un certain nombre de niveaux cendreux riches en lapilli d'andésite grise.

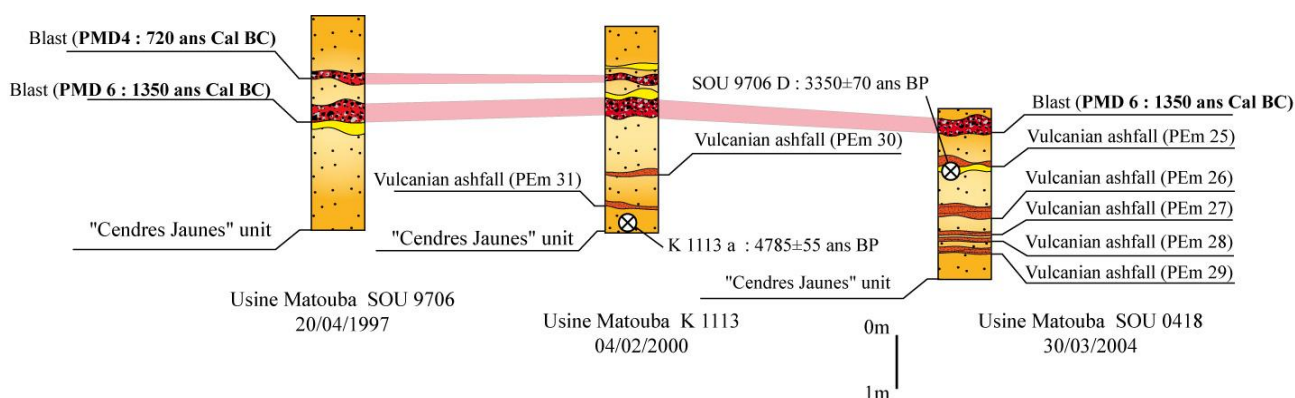


Figure V.16 : Logs stratigraphiques des affleurements de l'usine de Matouba (SOU 9706- K1113- SOU 0418) pour lesquels sept unités pyroclastiques que nous associons à des phases explosives mineures ont été mises en évidence (PEm 25 à PEm 31).

Le premier niveau (PEm 25) est compact, riche en lapilli d'andésite grise et contient probablement quelques fragments vésiculés blancs. Ce dépôt repose sur un paléosol qui a été daté à 3345±30 ans BP et à 30 cm en dessous du dépôt d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué inférieur (PMD6). A la différence des dépôts de retombées vulcaniennes (PEm 21, PEm 22 et PEm 23) observés juste au contact inférieur du dépôt de « Blast » de 3100 ans BP sur la route de la Soufrière, les 30 cm de dépôts de « cendres Jaunes », marque un hiatus temporel (absent à l'affleurement SOU 0823) durant lequel ces « Cendres Jaunes » se sont mises en place. Nous ne

pouvons donc pas corréler PEm 25 avec l'un de ces trois dépôts vulcaniens (PEm 21, PEm 22 et PEm 23).

En dessous de ce niveau de retombées vulcaniennes, on dénombre sur environ 1.60 m, 4 niveaux (PEm 26, PEm 27, PEm 28 et PEm 29) de laminites grises, légèrement ocrées, compactes, d'épaisseurs importantes (respectivement 10 cm, 9 cm, 11 cm et 10 cm). Ces unités sont décrites comme contenant des fragments frais d'andésite dense, que nous interprétons comme juvéniles, ainsi que de nombreux petits fragments de charbon. Malheureusement ces fragments de charbon échantillonnés étaient trop petits et ne contenaient pas assez de ^{14}C pour être datés.

Au niveau de l'affleurement K 1113, deux niveaux lenticulaires discontinus (PEm 30 et PEm 31) sont observés à 1.40m et 1.60 m sous le dépôt d'explosion de dôme latérale et dirigée (PMD 6). Ces niveaux contiennent des fragments juvéniles d'andésite denses de couleur grise disséminés sur quelques centimètres d'épaisseur dans les « Cendres Jaunes ». Ils se caractérisent aussi par une forte densité de petits fragments de charbon, malheureusement trop petits pour pouvoir être datés. La datation d'un fragment de charbon à 4785 ± 55 ans BP a été obtenue à la base de cet affleurement, indépendamment de ces deux niveaux pyroclastiques.

Nous pouvons donc contraindre entre 3345 ± 30 et 4785 ± 55 ans BP les 6 niveaux de lapilli d'andésite denses reconnus sur les différents affleurements de l'usine de Matouba. Ces niveaux riches en lapilli d'andésite denses et en fragments de charbon sont des marqueurs de phases magmatiques explosives mineures au sein de la séquence des « Cendres Jaunes ».

a8- Zone des Carbets - SOU 0607

Lors de l'aménagement de la zone des Carbets qui permet aux touristes un accès facilité et sécurisé aux chutes du Carbet, un affleurement de 2 m de haut a été décrit par J.C. Komorowski et B. Caron en 2006. L'étude de cet affleurement permet de mettre en évidence plusieurs unités magmatiques entre la séquence de dépôts phréatomagmatiques des Maar du Haut Galion (14 175 Cal BC soit 13 255 ans BP) à la base de l'affleurement et l'unité stratigraphique dite des « Cendres Jaunes » qui forme la partie supérieure de cet affleurement (figure V.17). Ces unités magmatiques sont formées de deux séquences pyroclastiques qui encadrent directement, sans évidence de hiatus érosionnel ou temporel, l'unité grossière de retombées de ponces et de scories de 22 cm d'épaisseur que l'on associe maintenant à la phase explosive PEM 13 (Chapitre VI).

La séquence pyroclastique basale est constituée de deux unités de 4 et 4.5 cm d'épaisseur et la séquence pyroclastique sommitale est constituée de trois unités compactes de 3 cm, 5 cm et 6 cm d'épaisseur (figure V.17). Ces unités pyroclastiques sont compactes et présentent une

granulométrie fine et relativement bien triée. Elles sont massives et aucune structure interne n'est décrite mise à part l'unité Pem 35 qui présente un léger granoclassement normal. Elles sont toutes constituées principalement de fragments anguleux, pas à peu altérés, d'andésite dense de couleur grise. Ces fragments, que nous interprétons comme étant des fragments juvéniles, peuvent atteindre des tailles centimétriques dans certaines unités (e.g., Pem 32 et Pem 36). Quelques micro-fragments de charbon observés dans certaines de ces unités (e.g., Pem 33) ont pu être échantillonnés mais étaient trop petits pour être datés avec succès.

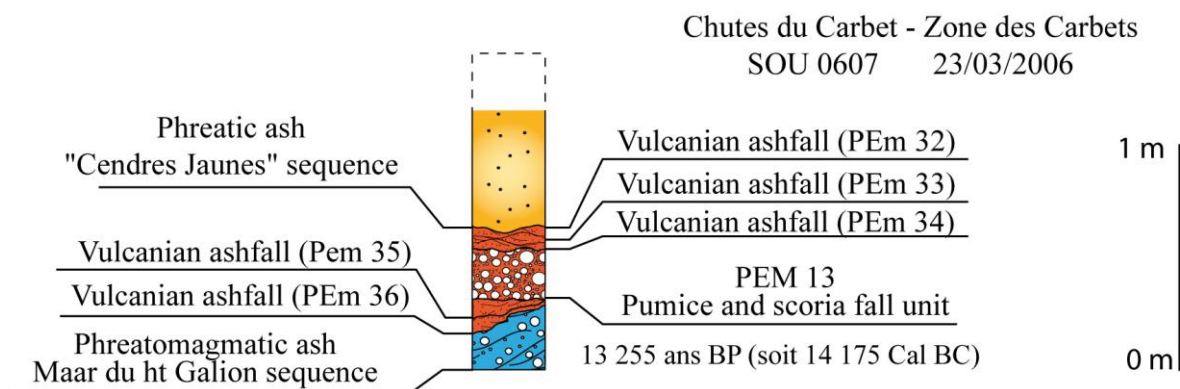


Figure V.17 : Log stratigraphique de l'affleurement SOU 0607 de la zone des Carbets à proximité des chutes du Carbet pour lequel nous mettons en évidence 5 unités que nous associons à des phases explosives mineurs (PEm 32, PEm 33, PEm 34, PEm 35 et PEm 36).

Les descriptions granulométriques et lithologiques de ces différentes unités pyroclastiques sont assez similaires. A l'image de ce que nous avons observé pour les phases explosives majeures récentes et mieux conservées (e.g., PEM 1 et PEM 2), nous associons ces 5 unités pyroclastiques à des phases explosives mineures précédant (PEm 35 et PEm 36) et suivant (PEm 34, PEm 33 et PEm 32) la phase explosive majeure paroxysmale PEM 13 au sein d'un même événement éruptif GDS 17 que nous pouvons contraindre entre 10 870 ans Cal BC (10 990 ans BP) et 13 196±1074 Cal BC (12 700±230 ans BP) (Chapitre VI).

b. L'étude des carottes sédimentaires de Matouba.

Les dépôts des éruptions de magnitude faible à modérée sont éphémères dans l'enregistrement géologique. Et d'autant plus en Guadeloupe où le climat tropical, les fortes pluies, le développement important des sols et l'érosion volcanique contribuent fortement à éliminer les évidences stratigraphiques des éruptions proximales et distales. Cependant, nous émettons ici l'hypothèse que certaines zones particulières, qui ont été abritées des effets d'érosion

et placées à une distance assez proximale du volcan, ont pu préserver un enregistrement géologique plus complet. Pour pallier à la perte d'informations sur l'activité éruptive passée des volcans, et en complément des études de terrain, nous avons développé une méthode de téphrochronologie terrestre (voir Annexe B).

Nous nous sommes attachés à confirmer le caractère magmatique de la séquence dite des « Cendres Jaunes » interprétée jusque là comme étant une accumulation de cendres phréatiques très altérées (Boudon et al., 1988) sur près de 9 000 ans. Nous avons défini comme zone d'étude le site Matouba (figure V.18), pour lequel un certain nombre d'affleurements à proximité ont déjà été étudiés entre 1997 et 2004 (SOU 9705, K1111, K1113 et SOU 0418). Ces affleurements permettaient d'observer la présence, en plus de 2 dépôts distincts associés à des écoulements pyroclastiques turbulents et dilués d'explosion de dôme (PMD 3 et PMD 5 - Chapitre VI), quelques niveaux fins et lenticulaires de lapilli juvéniles d'andésite dense (voir précédemment) intercalés dans la séquence des « Cendres Jaunes ».

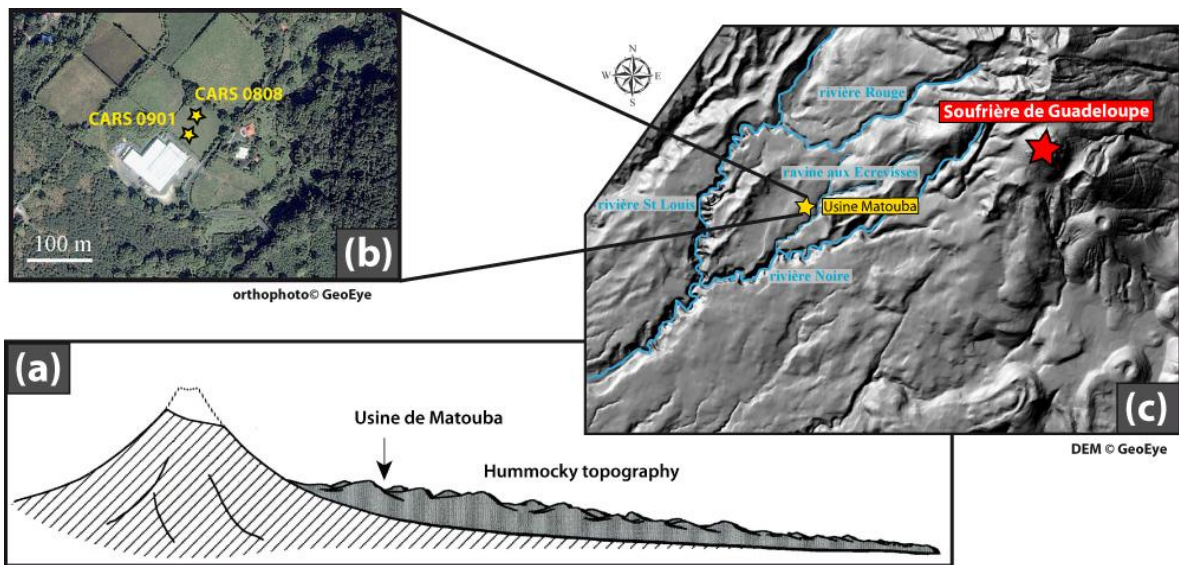


Figure V.18 (a) Schéma théorique en section longitudinale d'un dépôt d'avalanche montrant la morphologie caractéristique en « hummocks ». La taille des « hummocks » diminue progressivement vers la zone distale (modifié d'après Ui et al., 2000). (b) Vue satellite Ikonos (GeoEye) du site de Matouba et emplacement de nos deux sites de carottage CARS 0808 et CARS 0901 (étoiles jaunes). (c) Relief ombré (MNT) de la zone d'étude (Ikonos, GeoEye) avec le volcan de la Soufrière de Guadeloupe (étoile rouge) et le site de carottage de Matouba (étoile jaune), la rivière Noire au sud de Matouba et la rivière des Pères à l'ouest de Matouba.

Nous avons obtenu sur le site de Matouba deux carottes sédimentaires CARS 0808 et CARS 0901 faisant respectivement 6.32 et 6.64 m et distancées d'une vingtaine de mètres (figures VI.18 et VI.19). La caractérisation d'éventuels niveaux de tephra a été établie grâce une étude fine

des propriétés minérales magnétiques et une description détaillée des carottes sédimentaires. Les études granulométriques et lithologiques ainsi que les observations au microscope électronique à balayage nous permettent in fine d'identifier la présence de tephra sur les différents niveaux échantillonnés (voir Annexe B). Nous avons aussi échantillonné et daté des micro-fragments de bois carbonisés et/ou de bois frais pour pouvoir contraindre le plus précisément possible dans le temps nos différents niveaux stratigraphiques. Du fait du mauvais état de conservation et la faible quantité de matière organique exploitable dans ces micro-fragments de bois, seules 7 datations ^{14}C AMS ont pu être obtenues. Les corrélations stratigraphiques que nous avons établies permettent d'éliminer 3 de ces datations C^{14} AMS aberrantes. Les micro-fragments de bois carbonisés ont certainement subi une contamination trop importante pour donner un âge radiocarbone cohérent.

Les résultats de nos analyses sont synthétisés sur la figure V.19. Nous avons mis en évidence 3 niveaux chrono-stratigraphiques déjà connus qui nous permettent de contraindre relativement les deux premiers mètres de nos carottes sédimentaires.

Le premier niveau repère fait environ 4 cm d'épaisseur et se situe dans les premiers centimètres des deux carottes mais est très fortement remobilisé par le sol actuel. Ce niveau riche en fragments vésiculés d'andésite juvénile (dont certains clastes mesurent 2 cm) est associé à l'unité PEM 2 (1530 AD) de l'éruption sub-plinienne de La Soufrière (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008) (Chapitre VI).

Nos deux autres niveaux de référence ont déjà été observés sur les affleurements proches de notre site de carottage (SOU 9705, K1111, K1113 et SOU 0418). Il s'agit de deux niveaux grossiers (Md : -1.5 et -2.2), très épais (18 cm et 22 cm CARS 0808 ; 20 cm et 28 cm CARS 0901) et homolithologiques. Ils sont constitués à plus de 90 Wt% de fragments juvéniles denses d'andésite vitreuse, microcristallisée et de couleur gris clair à gris foncé (Chapitre VI). Ces deux niveaux sont interprétés comme des dépôts d'écoulement pyroclastique turbulents et dilués associés à deux phases d'explosions latéralement dirigées d'un dôme : PMD 3 (720 Cal BC - 2460 ans BP) et d'un cryptodôme : PMD 5 (1370 Cal BC - 3060 ans BP) (Chapitre VI).

Nous identifions dans chaque carotte sédimentaire un grand nombre de niveaux pyroclastiques contenant principalement des fragments non altérés et anguleux d'andésite dense et vitreuse que nous interprétons comme juvéniles (figure V.19). Il est probable que certains de ces niveaux soient identiques à ceux identifiés sur les affleurements de l'usine de Matouba. Cependant, il reste difficile de faire de telles corrélations systématiques à cause du grand nombre de niveaux dans les carottes sédimentaires (12 identifiés dans CARS 0808 et 11 identifiés dans CARS 0901) relativement aux affleurements.

A l'exception des deux unités pyroclastiques d'explosion latéralement dirigée d'un dôme et d'un cryptodôme (PMD 3 et PMD 5), la granulométrie des différentes unités est très fine avec une valeur pour la médiane qui varie entre -0.4ϕ (1,3 mm) et 2.9ϕ (130 μm). Les études lithologiques montrent une certaine ressemblance entre tous ces différents niveaux pyroclastiques. Nous caractérisons une phase lithologique principale comprenant des fragments non altérés et anguleux d'andésite dense parfois vitreuse. Ces fragments sont interprétés comme des fragments juvéniles denses. Nous définissons aussi des phases lithologiques secondaires qui comprennent des fragments très fortement altérés d'andésite dense non juvéniles (présence d'une patine d'altération ocre et des évidences d'oxydation), des fragments d'origine hydrothermale, des cristaux (principalement pyroxène et oxyde de fer), et des fragments accidentels arrondis dont l'origine n'est pas volcanique (figure V.19).

Nous avons aussi mis en évidence 2 autres niveaux contenant des fragments juvéniles vésicules (en plus du niveau associé à l'éruption de 1530 AD, PEM 2) mais représentant une très faible part de la lithologie des différents niveaux.

Nous interprétons ces différents niveaux pyroclastiques comme des évidences de phases éruptives magmatiques dans la séquence des « Cendres Jaunes ». Leur origine pourrait être liée soit à des phases explosives de faible magnitude soit à des nuages co-génétiques d'écoulement pyroclastiques qui se seraient canalisées dans les rivières aux environs du site de Matouba (c.f., la rivière Noire, la rivière St Louis, la rivière Rouge ou encore la ravine aux Ecrevisses) (figure V.18).

Nous caractérisons aussi à la base de chacune des deux carottes sédimentaires, une même unité de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur. Cette unité se caractérise par la présence de fragments hétérolithologiques, entièrement recouverts d'une patine d'altération jaune pâle à orange et très friable, emballés dans une matrice très hydrothermalisée de couleur brune à rouge-violacée. Cette unité se différencie aussi par une valeur moyenne de susceptibilité magnétique plus élevée que celle mesurée sur l'ensemble des carottes sédimentaires. Nous interprétons cette unité comme une unité d'avalanche de débris que nous avons pu dater directement, grâce à deux micro-fragments de bois frais, à 8710 ± 120 ans BP (CARS 0808) et 9644 ± 76 ans BP (CARS 0901). Nous associons cette unité basale à la déstabilisation de flanc AD 9 (Chapitre VI) et que l'on contraint maintenant à 7140 Cal BC (8170 ans BP).

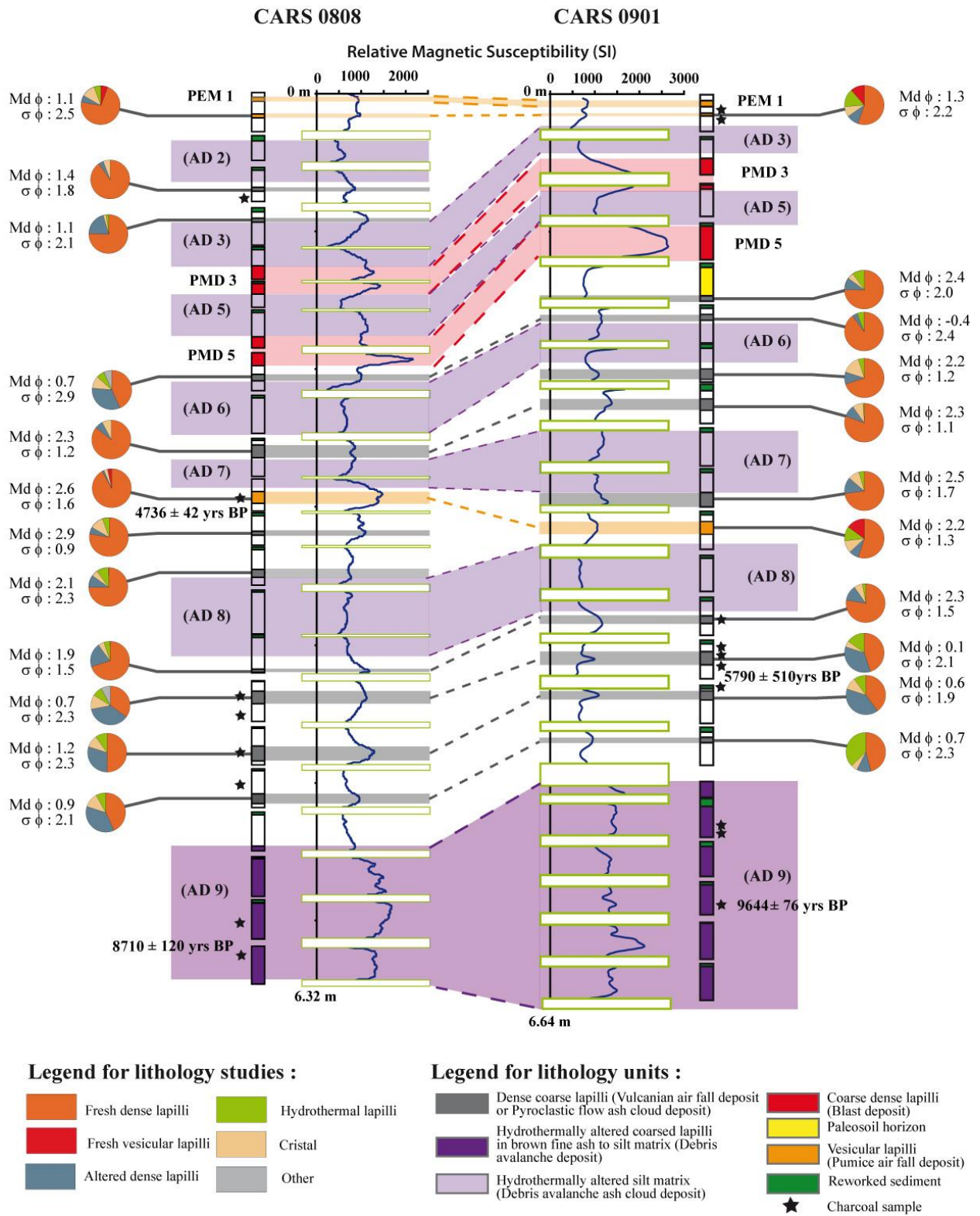


Figure V.19 : Synthèse de l'analyse des carottes sédimentaires (CARS 0808 et CARS 0901) de Matouba pour les derniers 9000 ans BP de l'activité de La Soufrière de Guadeloupe.

Nous caractérisons enfin la présence de plusieurs unités de couleur jaune avec une granulométrie très fine ($< 63 \mu\text{m}$) malgré la présence de quelques lapillis hétérolitologiques entièrement recouverts d'une patine d'altération. Ces unités limoneuses à argileuses très hydrothermalisées de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur sont caractéristiques de la séquence des « Cendres Jaunes ». Nous les associons à la sédimentation de nuages d'avalanches de débris qui se forment au moment où elles se canalisent dans les rivières situées en contre bas du Site de Matouba (c.f., la rivière Noire, la rivière St Louis, la rivière Rouge ou encore la ravine aux Ecrevisses) (figure V.18).

La présence de nos niveaux stratigraphiques repères et les 4 âges ^{14}C nous permettent d'associer chacun de ces niveaux de nuage d'avalanche de débris à des dépôts identifiés sur le terrain (Chapitre VI). Certaines unités d'avalanche de débris comme celles associées à la déstabilisation de flanc de l'éruption de 1530 AD (AD 1) (Boudon et al., 2008) et qui ne se sont pas canalisées dans la rivière Noire ou la rivière St Louis, n'ont pas laissé de trace de nuage au niveau du site de Matouba (figure V.19).

Ces niveaux de nuage d'avalanche de débris correspondent à des niveaux d'argilo-cendreuse très hydrothermalisée. La circulation de fluides météoriques, au travers ces niveaux est à l'origine de la très forte altération des différents niveaux pyroclastiques et volcanoclastiques qui constituent l'unité stratigraphique dite des « Cendres Jaunes » et de son homogénéisation colorimétrique.

3. Conclusions sur les phases magmatiques explosives mineures

La découverte de nouveaux affleurements situés à proximité du volcan, au vent des alizés et bien protégés des différents phénomènes érosifs, nous a permis ici de dénombrer un certain nombre d'unités pyroclastiques constituées de fragments juvéniles d'andésite dense et parfois vésiculée. Ces dépôts ont une granulométrie nettement plus grossière que celle des éruptions phréatiques les plus violentes connues pour la Soufrière de Guadeloupe (e.g., 1976 - 1977 AD) et sont encore observables dans l'enregistrement géologique à des distances où ces mêmes dépôts phréatiques récents n'ont pas été préservés. Ces niveaux éruptifs sont des marqueurs de phases explosives mineures de faible magnitude (probablement de type vulcanien) engendrés par la Soufrière de Guadeloupe.

Nous avons identifié un total de 51 niveaux pyroclastiques : 36 à partir des études de terrain et 15 à partir des études des carottes sédimentaires de Matouba. Ces différents niveaux éruptifs ne sont certainement pas indépendants, mais il est difficile de les corrélés car : (1) les contraintes stratigraphiques sont complexes à établir, (2) les affleurements sont difficilement corrélables et (3) les datations sont malheureusement insuffisantes. Chaque dépôt vulcanien ne peut pas être systématiquement associé à un événement unique. Il est plus probable qu'il s'agisse d'événements magmatiques complexes combinant différents styles éruptifs et dont la phase explosive mineure précède et/ou succède à une phase paroxysmale de magnitude nettement supérieure aux explosions vulcaniennes. Nous avons observé cela à plusieurs reprises comme par exemple pour les deux événements éruptifs les plus récents de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe GDS 1 et GDS 2. Chacun des dépôts de retombées ponceuses (PEM 1 et PEM 2) observé dans la ravine Roche (SOU 0913 et SOU 0914) est encadré par des unités que l'on associe à des phases explosives mineures PEm 1, PEm 2, PEm 3 et PEm 4 (figure V.8).

Avec les différentes contraintes chrono-stratigraphiques et en associant toutes les séquences de plusieurs unités pyroclastiques à une même phase explosive mineure, nous proposons ici un minimum de 23 phases vulcaniennes distinctes au cours des 9000 dernières années (17 à partir des études de terrain et sur 5000 ans BP et 6 à partir des études des carottes sédimentaires de Matouba et entre 5000 ans BP et 9000 ans BP). En associant chaque unité pyroclastique à une même phase explosive mineure distincte, nous pouvons proposer un maximum de 51 phases explosives mineures distinctes au cours des 9000 dernières années.

IV. Résumé des apports de ce travail sur les événements phréatiques et les phases explosives mineures

Les seules évidences d'activité phréatique de la Soufrière de Guadeloupe sont historiques. Les dépôts de retombées de cendres phréatiques ne sont pas préservés dans l'enregistrement géologique. Et même pour le dernier événement phréatique (1976-1977) très récent, les seuls affleurements sont localisés dans des zones très proximales (e.g. sur le dôme et le talus du dôme). Les dépôts phréatiques observés dans ces zones sont peu épais, présentent une granulométrie extrêmement fine et une forte proportion en fragments d'origine hydrothermale, riches en polymorphe de silice et pyrite ainsi qu'en fragments très altérés d'andésite dense non juvénile.

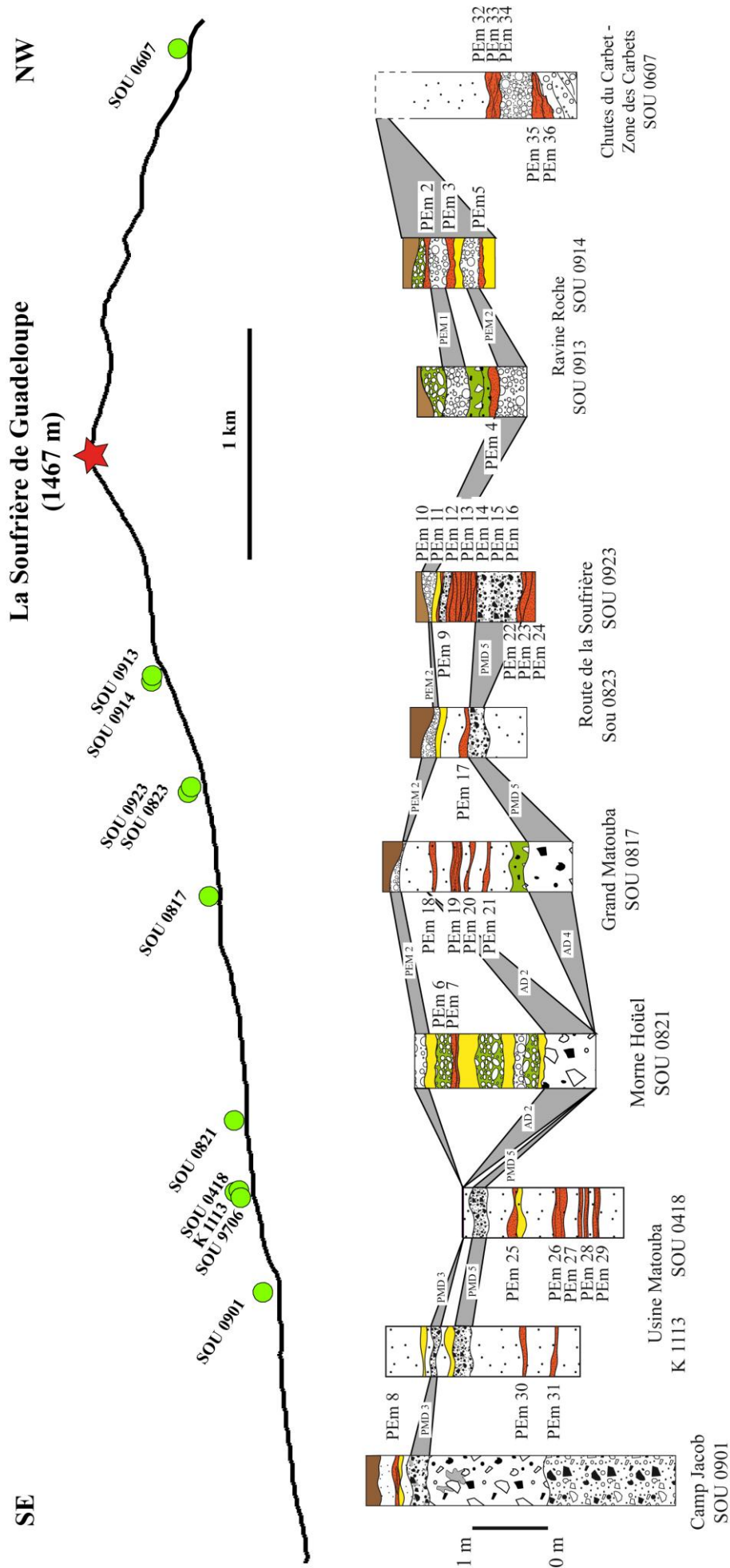


Figure V.20 : Synthèse des données de terrain obtenues pour l'étude des phases explosives magmatiques mineures pour les derniers 9000 ans BP de l'activité de La Soufrière de Guadeloupe. Les niveaux pyroclastiques orange sont associés aux phases explosives magmatiques mineures. Les unités jaunes sont des marqueurs de hiatus temporels (unités de paléosols) et les unités vertes sont des marqueurs hiatus érosionnels (unités de colluvium ou de lahars). Les corrélations stratigraphiques entre les différents affleurements sont représentées en gris (Chapitre VI).

Notre étude spécifique de l'unité stratigraphique des « Cendres Jaunes », suggère une nouvelle interprétation de cette unité de cendres très hydrothermalisées. En effet, elle ne correspondrait pas à une accumulation de retombées phréatiques caractéristiques d'une période d'activité phréatique intense (comme supposé par Boudon et al., 1988). Nous pensons que cette unité de « Cendres Jaunes » correspondrait plutôt à la sédimentation successive de nuages co-génétiques de la mise en place d'avalanches de débris. Cette hypothèse est compatible avec la forte récurrence des événements de déstabilisation de flanc à l'origine de la mise en place de nombreux dépôts d'avalanche de débris sur une large zone au sud-ouest de la Soufrière (Chapitre VI). La large zone couverte par les avalanches de débris expliquerait ainsi la présence sur tout le sud de la Basse Terre de cette unité stratigraphique des « Cendres Jaunes ».

Nous avons aussi identifié de nombreux dépôts pyroclastiques fins de cendres et de lapilli sur plusieurs affleurements et dans nos carottes sédimentaires. Ces niveaux sont associés non pas à des phases phréatiques récentes mais à des phases magmatiques mineures de la Soufrière de Guadeloupe. Nous interprétons tous ces niveaux pyroclastiques comme des traces de phases explosives magmatiques de type vulcanien et/ou de nuages co-génétiques associés au passage de coulées pyroclastiques canalisées. Ces dépôts peu épais sont éphémères dans l'enregistrement géologique de La Soufrière de Guadeloupe et n'ont pu être mis en évidence que sur certains affleurements particuliers bien protégés des différents phénomènes érosifs. Ces évidences d'activités magmatiques pour les derniers 9 000 ans sont associées pour une part aux phases magmatiques explosives majeures (7 phases explosives majeures - Chapitre VI) et pour une autre part aux nombreuses phases éruptives à croissance de dôme (9 phases éruptives à croissance de dôme et/ou de cryptodôme - Chapitre VI). Ces phases de croissance de dôme succèdent aux nombreuses déstabilisations de flanc de la Soufrière de Guadeloupe (9 déstabilisations de flanc – Chapitre VI) et permettent la reconstruction de l'édifice.

Les fragments juvéniles constitués de verre magmatique vésiculé sont les fragments les plus fragiles et les premiers à être soumis à l'altération. L'unité des « Cendres Jaunes » est constituée principalement de cendres extrêmement hydrothermalisées et l'altération post-dépôt au sein de cette unité est particulièrement importante. L'absence dans nos carottes sédimentaires de niveaux riches en fragments vésiculés n'est certainement pas représentative de l'activité magmatique explosive Holocène de la Soufrière de Guadeloupe (7 phases explosives majeures - Chapitre VI) et caractérise plutôt les effets de cette altération sur les dépôts de retombées de ponces.

Chapitre VI

**NOUVELLE CHRONOLOGIE
ERUPTIVE DU SUD BASSE-TERRE
AU COURS DES DERNIERS 50 000
ANS.**

Ce chapitre présente une synthèse complète de l'activité éruptive du sud de la Basse-Terre depuis 50 000 ans. Nous aborderons dans un premier temps la reconstitution de l'histoire éruptive passée du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et dans un deuxième temps la reconstitution de l'histoire éruptive explosive du complexe de la Madeleine – Trois-Rivières.

Ce travail de reconstitution très détaillée de l'histoire éruptive du sud de la Basse-Terre se base en grande partie sur nos nouvelles études stratigraphiques (plus de 250 affleurements) couplées à de très nombreux âges radiométriques (n= 266 datations ^{14}C). Mais s'appuie aussi fortement sur un certain nombre de données déjà publiées (Westercamp, 1979 ; Jérémie, 1980 ; Paterne, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988, 2007, 2008 ; Komorowski et al., 2002, 2008a, 2008b).

La terminologie de l'activité dans le temps et la nomenclature des dépôts éruptifs utilisées dans ce chapitre sont les mêmes que celles décrites dans le chapitre précédent.

Pour rendre la lecture plus facile et plus compréhensible nous avons divisé les 50 000 dernières années d'activité du complexe de la Grande Découverte- Soufrière en six périodes de temps, correspondant chacune à des périodes temporelles significatives dans l'histoire de l'activité éruptive du complexe. Pour limiter les répétitions et rendre la lecture plus agréable les événements éruptifs ne sont pas décrits, au sein de chacune de ces périodes de temps, selon l'ordre chronologique mais selon un ordre qui dépend de la nécessité de décrire certains événements en premier pour en contraindre d'autres par la suite. À la fin de chacune de ces périodes de temps nous faisons une brève conclusion permettant de synthétiser l'ensemble des événements éruptifs dans l'ordre chronologique.

I. Complexe Volcanique de la Grande Découverte – Soufrière

1. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande Découverte - Soufrière au cours de la période : 1657 Cal AD (240 ans BP) à 450 Cal AD (1570 ans BP).

a. Événement éruptif GDS 2 (1530 Cal AD soit 320 ans BP)

L'éruption de la Soufrière, maintenant datée à 1530 AD (Boudon et al, 2008), est l'événement éruptif le plus étudié de toute l'histoire géologique du volcan : Bruet (1950 ; 1953), Bruet et Aubrat (1950), De Reynal de Saint-Michel (1966), Westercamp (1979), Vincent et al. (1979), Semet et al. (1981), Ingrin et Poirier (1986), Boudon et al. (1988 ; 2008), Komorowski et al. (2005 ; 2008), Touboul et al. (2007), Spence et al. (2008). Elle représente le scénario éruptif le plus crédible pour un futur événement magmatique (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008 ; Spence et al., 2008).

Une reconstruction détaillée de la chronologie de l'éruption a été proposée par Boudon et al. (2008) et Komorowski et al. (2008). Le déroulement de l'éruption est assez complexe et s'articule autour de 4 phases principales : (1) une phase d'effondrement partiel du flanc sud du volcan à la suite de la remontée du magma et/ou des premières phases d'activités éruptives, (2) une phase explosive sub-plinienne de magnitude modérée, (3) une phase d'activité explosive de type strombolien violent et (4) une phase magmatique de croissance du dôme actuel de la Soufrière.

La phase de déstabilisation de flanc AD 1 :

Cette avalanche de débris est la plus récente de l'histoire du volcan et est à l'origine de la mise en place d'un dépôt sur une grande partie du sud-ouest de la Basse-Terre. Cette avalanche de débris recouvre une zone estimée à 13,5 km² pour un volume d'environ 0,07 km³ (Komorowski et al., 2002, 2005 ; Boudon et al., 2008) (figure VI.1) avec des épaisseurs canalisées d'au moins 10 m dans la rivière du Galion et des épaisseurs non-canalises pouvant atteindre 2 m hors des vallées.

C'est une unité de brèche chaotique, massive et indurée. Elle se compose d'un assemblage cohérent de blocs de taille parfois métrique, hétérolithologiques, déformés plastiquement dans une matrice orange et grise boueuse, compacte et très hydrothermalisée (Boudon et al., 2008).

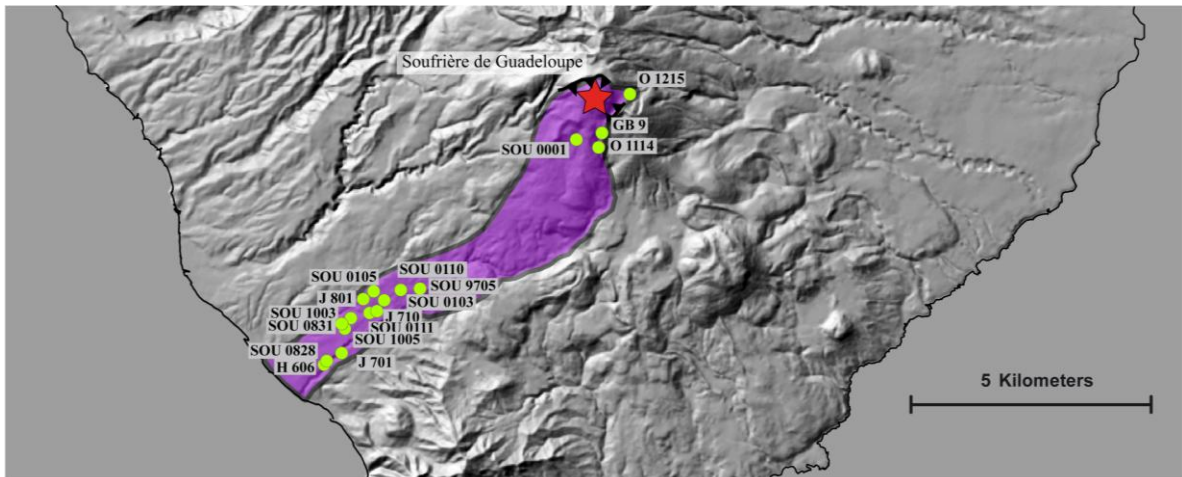


Figure VI.1 : Carte de l'extension de l'avalanche de débris (AD1) d'après Boudon et al. (2008) et des différents affleurements.

La mise en évidence d'un niveau peu épais, contenant des fragments de ponces interprétés comme étant juvéniles, et stratigraphiquement situé sous l'avalanche de débris, suggère l'arrivée du magma proche de la surface avant la déstabilisation de flanc. C'est probablement le début de l'éruption magmatique qui serait à l'origine de cette déstabilisation de flanc (Boudon et al., 2008). Cet effondrement de flanc a engendré la formation du cratère de la Soufrière qui mesure 1.1 km sur 1.1 km, à l'intérieur duquel le dôme actuel de la Soufrière s'est mis en place.

La phase éruptive explosive de type subplinien PEM 2 :

Nous avons mis en évidence les dépôts associés à cette phase éruptive sur 18 nouveaux d'affleurements localisés dans des zones plus distales au volcan (cercles verts - figure VI.2), identifié des dépôts de retombées de ponces jusqu'à 5 km à Grand Val (SOU 0822) et un dépôt d'écoulement pyroclastique, riche en ponces, canalisé dans la rivière Noire (SOU 0804 et SOU 0927) jusqu'à 4.5 km de la zone sommitale. Ces unités pyroclastiques sont associées à la même phase explosive de type sub plinien (PEM 2).

Les dépôts de retombées grossières de ponces et de scories varient en épaisseur et en granulométrie en fonction des affleurements. Ils sont mal triés et présentent un granoclassement normal. Ils contiennent des fragments juvéniles et anguleux d'andésite vésiculée de couleur blanche et grise, d'andésite dense vitreuse ainsi que des fragments non juvéniles, denses qui montrent une patine oxydée jaune à rouge. Trois sous-unités de retombées aériennes associées à cette phase ont pu être identifiées (Boudon et al., 2008). Elles sont séparées par des dépôts de cendres fines liées à la sédimentation d'un nuage associé au

passage à proximité de coulées pyroclastiques canalisées. Ces trois sous-unités et les dépôts intercalés sont caractéristiques de phases répétées d'effondrement de la colonne éruptive qui sont fréquentes lors des événements éruptifs subplinien.

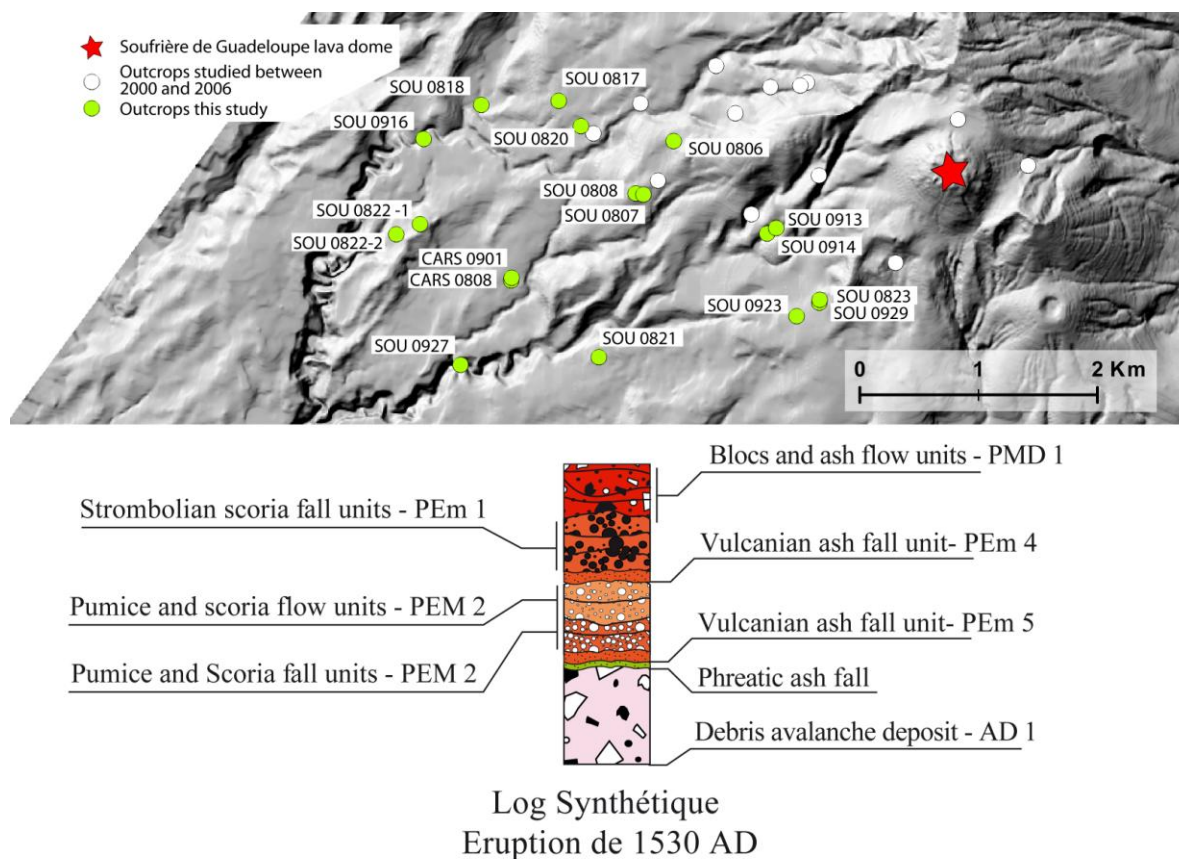


Figure VI.2 : Carte des affleurements de la phase explosive majeure (PEM 2) de l'éruption de 1530 AD et log synthétique de l'éruption de la Soufrière modifié d'après Boudon et al. (2008).

Les études lithologiques réalisées sur ce niveau de retombées de ponces, échantillonnées sur plusieurs affleurements, montrent des caractéristiques très similaires. Cette unité est principalement composée de fragments vésiculés anguleux à sub anguleux, non altérés, de couleur gris clair à gris foncé (51 Wt %). Certains d'entre eux montrent une alternance de « bandes » noires et blanches caractéristique de cette phase éruptive. On observe dans des proportions à peu près similaires, des cristaux (17 Wt %) principalement de pyroxènes et de feldspath plagioclases, des fragments d'andésite denses non altérés, de couleur gris clair à gris moyen (16 Wt%) que l'on interprète comme juvéniles et des fragments d'andésite denses oxydés et altérés (15 Wt%) non-juvéniles.

Les fragments juvéniles ponceux sont très vésiculés et se caractérisent par un verre magmatique pauvre en microlites et par une large gamme de densité comprise entre 0.7 et 1.8 g.cm⁻³ (Boudon et al., 2008). Les vésicules montrent une distribution bimodale avec une sous-

population dominante de petites vésicules (< 20 µm) de forme sphérique à sub-sphérique et une deuxième sous-population de vésicules de plus grande taille, pouvant aller jusqu'à 250 µm, de forme complexe du fait de leur coalescence et présentant une orientation particulière subparallèle (Boudon et al., 2008).

Boudon et al. (2008) et Komorowski et al. (2008) ont déterminé pour cette phase explosive subplinienne une magnitude modérée (VEI 3). Elle est à l'origine de la mise en place d'une colonne éruptive dont la hauteur est contrainte entre 9 km et 12 km pour un volume total érupté estimé à 1.2×10^7 m³. La colonne éruptive se caractérise par de courtes périodes de stabilité et par de nombreux effondrements donnant lieu à des écoulements pyroclastiques concentrés riches en ponces comme ceux observés dans la rivière Noire.

Nous caractérisons dans la ravine Roche (SOU 0913 et SOU 0914) deux niveaux pyroclastiques (PEm 3 et PEm 4) mesurant respectivement 5 cm et 20 cm d'épaisseur. Ils encadrent directement, sans évidence de hiatus érosionnel ou temporel, un dépôt de retombées de ponces, contraint par une unité de paléosol datée à 585 ± 30 BP (SOU 0913 F) et que l'on associe à la phase explosive majeure (PEM 2). Ces deux niveaux massifs présentent une granulométrie fine et bien triée (voir Chapitre V). Ils sont constitués principalement de lapilli anguleux, non altérés, d'andésite dense de couleur grise et contiennent aussi des lapilli vésiculés de couleur blanche (voir Chapitre V). Nous interprétons ces deux types de fragments comme étant des fragments juvéniles. Ces dépôts constituent des évidences de phases explosives mineures certainement de type vulcanien (voir Chapitre V) précédant et succédant directement la phase paroxysmale de type subplinien de l'événement éruptif GDS 2.

La phase éruptive explosive de type strombolien violent :

Les dépôts de retombées de ponces et de scories de la phase explosive subplinienne (PEM 2) sont directement recouverts par une succession de trois unités massives de retombées de scories grossières, mal à moyennement triées et mesurant chacune entre 1.20 m et 2.50 m d'épaisseur. Ces unités de retombées de scories ne sont observées que proximale (< 500 m du dôme de la Soufrière) et sont très localisées sur le flanc est du volcan (O 1215). Elles sont interprétées comme étant associées à une phase explosive mineure de type strombolien violent succédant à la phase explosive majeure subplinienne (PEM 2) (Boudon et al., 2008).

Phase éruptive à croissance de dôme PMD 1 :

La phase terminale (PMD 1) de l'événement éruptif GDS 2 correspond à la mise en place d'un dôme de lave andésitique (0.05 km^3) formant le dôme actuel de la Soufrière de Guadeloupe. La croissance du dôme de La Soufrière a engendré par instabilité gravitaire la mise en place d'écoulements pyroclastiques concentrés de blocs et de cendres.

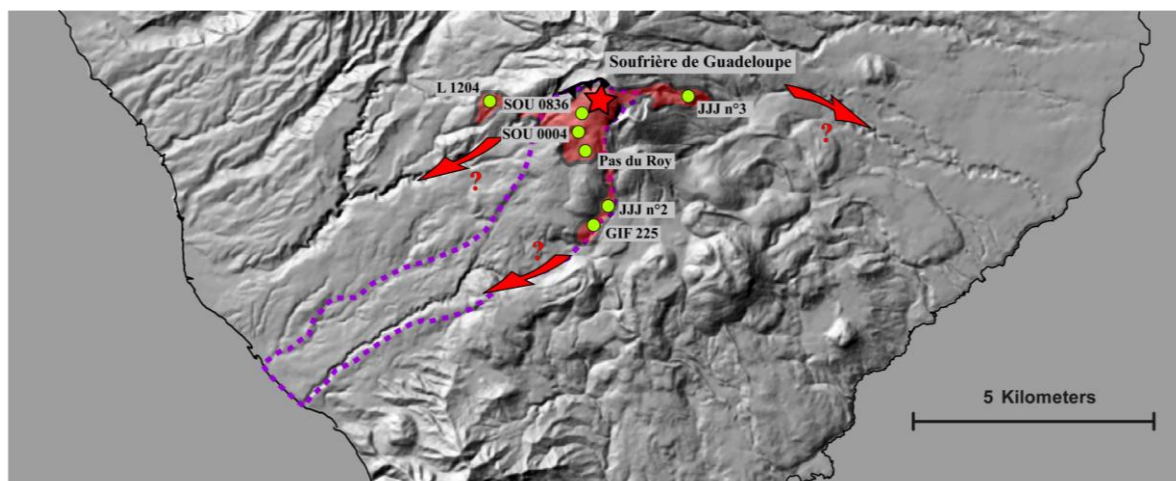


Figure VI.3 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 1 ainsi que son extension déduite (en rouge). En pointillé violet est représentée l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 1.

Les dépôts associés à cette phase éruptive sont visibles sur les flancs du dôme (Chemin des dames : SOU 0836) et sur le chemin du Pas du Roy (1.25 km au Sud - Sud-Ouest du dôme). Les dépôts pyroclastiques de blocs et de cendres sont massifs, mal triés et non stratifiés. Au niveau du Chemin des dames (SOU 0836), le dépôt mesure au moins 1.50 m d'épaisseur et est directement recouvert par une séquence de 80 cm de cendres très altérées que nous interprétons comme des dépôts de retombées de cendres des éruptions phréatiques historiques (voir Chapitre V).

Les études lithologiques des matériaux de ces coulées pyroclastiques concentrées montrent qu'il s'agit d'un dépôt homolithologique, caractérisé par des fragments d'andésite gris foncé à noir (95 Wt%) et des phénocristaux de pyroxènes et de feldspaths (5 Wt%). Ces fragments d'andésite dense à légèrement vésiculée sont sub-arrondis à anguleux, et très microcristallisés. Nous les interprétons comme étant des fragments denses juvéniles bien que certains présentent une légère patine d'altération de couleur orange - rouille et d'autres des microcristaux de pyrite.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 2 daté à 1530 Cal AD (320 ans BP) :

L'événement éruptif GDS 2 est un événement éruptif polyphasique, associant au sein d'un même événement, une phase de déstabilisation de flanc, des phases explosives mineures de type vulcanien et strombolien violent avec une phase explosive majeure de type subplinien (PEM 2) et une phase éruptive à croissance de dôme (PMD 1). Cet événement magmatique se caractérise par une évolution d'un style éruptif explosif avec la mise en place d'une colonne convective subplinienne (PEM 2) vers un style éruptif extrusif avec la croissance d'un dôme de lave (PMD 1).

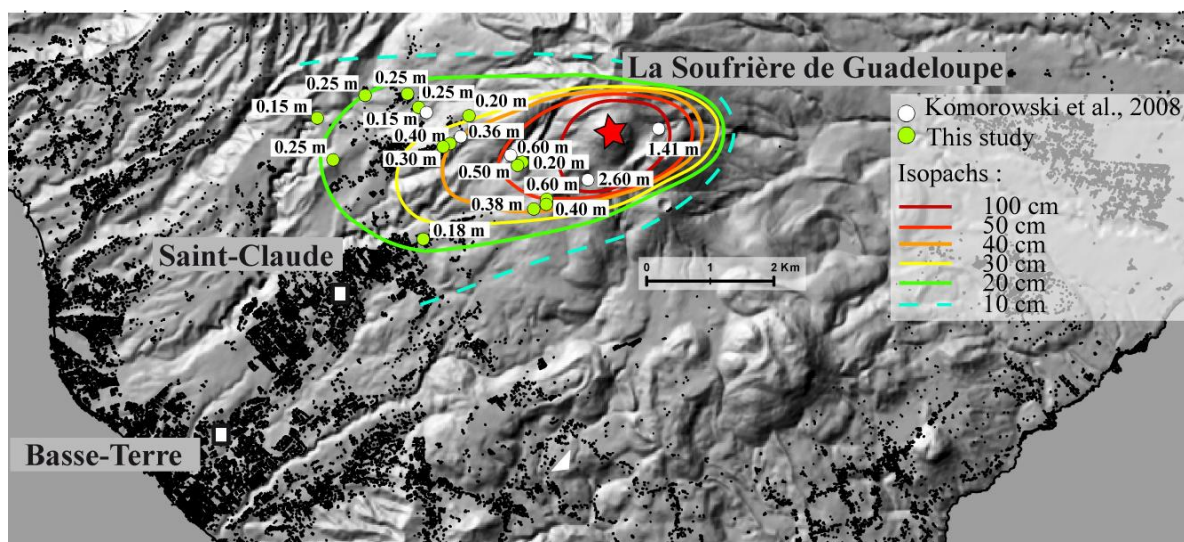


Figure VI.4 : Localisation des principales villes du sud Basse-Terre (© IGN) et carte des isopachs, déduite des observations de terrain, pour la phase explosive PEM 2 associée à l'événement éruptif GDS 2 contraint à 1530 AD.

La découverte de 18 nouveaux affleurements nous permet d'apporter de nouvelles contraintes sur l'étendue spatiale des retombées aériennes (Caron et al., in prep) et de mieux calibrer les modélisations de dispersion, qui avait été établies précédemment à partir de 5 affleurements (Legendre, 2006 ; Komorowski et al., 2008). La phase explosive majeure de cet événement est aussi la mieux contrainte de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Elle nous permet, par comparaison des données granulométriques et des épaisseurs de dépôts, de proposer une magnitude pour des nouvelles phases explosives majeures pour lesquelles les données sont trop peu nombreuses.

Cet événement éruptif représente l'un des scénarii les plus crédibles pour une future éruption magmatique en Guadeloupe (Komorowski et al., 2008 ; Spence et al., 2008). Nous disposons de 24 datations radiocarbones directes obtenues à partir de fragments de bois frais

ou carbonisés, échantillonnés dans des unités d'avalanche de débris, d'écoulements pyroclastiques concentrés et de retombées de ponces et de scories ainsi que de 6 datations radiocarbones indirectes, obtenues à partir d'unités de paléosols et d'unités lahariques. Elles nous permettent de contraindre précisément et statistiquement, grâce à notre modèle ^{14}C (voir Chapitre IV), cette phase éruptive PMD 1 à 1530 ± 10 Cal AD (320 ans BP) (Table VI.1 ; voir Chapitre IV).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 calibré (Cal AD)	
1	Riv. du Galion	O 1114 a	2000	Avalanche de débris	350±40	1546±91	100%
2	Lotissement de Petit Paris	J 710 a	1995	Avalanche de débris	415±40	1473±50	79%
3	Ravine Matylis - alt 1130 m	GB9	1977	Avalanche de débris	460±90	1513±129	88%
4	Chantier Habitation Esperance - St Claude	SOU 1003 IV b	2010	Avalanche de débris	470±30	1434±24	100%
5	Riv du Galion - Rappel Blanchet	J701 Ib	2001	Avalanche de débris	710±35	1281±3	82%
6	Riv du Galion - Rappel Blanchet	J701 Ia	2001	Avalanche de débris	785±85	1175±138	95%
7	Riv. du Galion - alt 600 m	GIF225	1963	Coulée pyroclastique concentrée	370±120	1541±155	85%
8	Matouba-Papaye - alt 650 m	L 1204	1977	Coulée pyroclastique concentrée ??	370±70	1541±112	100%
9	Bassin Bleu (?)	JJJ n° 2	1980	Coulée pyroclastique concentrée	421± 50	1471±57	74%
10	Riv. du Grand Carbet - alt 700 m	JJJ n° 3	1980	Coulée pyroclastique concentrée	479± 50	1450±61	90%
11	Ravine Nez Cassé	SOU 0004 A	2000	Coulée pyroclastique concentrée	570±70	1364±78	100%
12	Riv. du Galion - alt 570 m	SOU 08 18 2B	2008	Retombée de ponces	650± 50	1339±64	100%
13	Fond Bernard	SOU 0817	2008	Retombée de ponces	310±70	1561±120	94%
14	Riv du Galion RG	O 1110	2005	Retombée (?) de ponces et de scories	470±40	1443±46	99%
15	Bassin Bleu, Riv. du Galion - alt 650 m		1953	Retombée (?) de ponces et de scories	550±150	1413±255	100%
16	Grande falaise de la Matylis - alt 1050 m	O 1111 b	2005	Retombée (?) de ponces et de scories	640±40	1340±58	100%
17	Bassin Bleu, Riv. du Galion RD alt 600 m	GGB1	1979	Retombée de ponces	430± 40	1468±54	88%
18	Savane à Mulets	GB49	1979	Retombée de ponces	450± 60	1461±68	79%
19	Riv. du Galion RG - alt 980 m	GS 80.40	1981	Retombée de ponces	670±60	1332±80	100%
20	Riv. du Galion - alt 570 m	GB47a	1979	Retombée de ponces	680±60	1328±77	98%
21	Riv. du Galion - alt 570 m	GB47b	1979	Retombée de ponces	690±90	1296±129	100%
22	Savane à Mulets, SW du Parking	GGB 2	1978	Retombées de ponces Rubannées	335±35	1556±87	100%
23	Morne Savon,	K 1109		??	720±60	1268±62	77%
24	Rivière du Galion	O 1114a	2006	Lahar	350±40	1500±25	43%
	Rivière du Galion	O 1114a	2006	Lahar	350±40	1601±31	53%
25	Lotissement Soleil Couchant - Morin	SOU 01 05 C	2001	Paléosol sous AD 1	620±70	1351±78	100%
26	Ravine Roche	SOU-0913-F	2009	Paléosol sous PEM 2	585±30	1334±35	69%
27	Rivière Noire	SOU 0927 B Humic Acid	2 009	Niveau riche en caarbonate	531±69	1381±95	100%
28	Lotissement Hoüiel	SOU 08 21 8	2008	Paléosol sous PEM 2	460±70	1459±71	73%
29	Riv du Galion - Grand Méandre	H 606 O	2004	Paléosol sous avalanche de débris	440±70	1518±123	98%
30	Riv du Galion - Rappel # 3	SOU 08 28 1	2008	Paléosol sous avalanche de débris	300±70	1563±119	90%

Table VI.1 : Résultats des datations radiocarbones obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 2 à 1530 Cal AD (soit 320 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993;. Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

b. Événement éruptif GDS 1 (1657 Cal AD soit 240 ans BP)

Au cours de cette étude nous avons pu mettre en évidence dans la ravine Roche, à plus de 1 km de la Soufrière de Guadeloupe, une unité de retombées de ponces blanches que nous associons à un événement éruptif GDS 1. Cet événement est plus récent que celui de 1530 AD (GDS 2) qui était jusqu'à maintenant décrit comme l'événement éruptif le plus récent de la Soufrière de Guadeloupe (e.g., Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008). Cet événement éruptif se caractérise par une seule phase éruptive principale : la phase explosive PEM 1.

Phase éruptive explosive PEM 1 :

Un nouvel affleurement proximal dans la ravine Roche (SOU 0913) nous permet de mettre en évidence les dépôts de retombées de ponces associées aux deux phases explosives ponceuses récentes dans l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe (PEM 1 et PEM 2).

Au niveau de l'affleurement de la ravine Roche (SOU 0913), l'unité basale (A) est une unité massive, moyennement triée ($\text{Sigma } \phi = 1.8$) et composée de fragments anguleux grossiers ($\text{Md } \phi = -3.3$). Elle est principalement constituée de fragments juvéniles d'andésite dense de couleur grise et de fragments juvéniles vésiculés de couleur gris clair à gris foncé et dont certains présentent des « bandes » caractéristique de couleur clair et sombre. Cette unité de 20 cm d'épaisseur repose sur un paléosol brun daté à 585 ± 30 BP (SOU 0913 F).

L'unité B est un dépôt lenticulaire mesurant entre 15 cm et 25 cm d'épaisseur. Elle est constituée de fragments anguleux et grossiers ($\text{Md } \phi = -4.0$), présentant un léger granoclassement normal et un classement moyen ($\text{Sigma } \phi = 2.0$). Cette unité, qui se positionne stratigraphiquement au dessus de l'unité A, est séparée de celle-ci par un niveau noir, de 5 à 7 cm d'épaisseur, très riche en matière organique que l'on date à 245 ± 30 BP (SOU 0913 E). Nous interprétons ce niveau noir comme un niveau de paléo-incendie d'une forêt marquant un hiatus temporel. Cette unité B est principalement constituée de fragments anguleux et non altérés d'andésite dense de couleur gris clair (40 Wt%) et vésiculés de couleur blanc (35 Wt%). Nous interprétons ces deux types de fragments comme des fragments juvéniles. La densité des fragments juvéniles vésiculés de ce niveau est comprise entre 0.7 et 1.5 g.cm^{-3} avec un mode principal à 1.1 g.cm^{-3} (32 fragments mesurés, voir Annexe D). Nous caractérisons aussi la présence de phénocristaux de pyroxènes, de feldspaths et d'oxyde de fer (20Wt%) et des fragments accessoires arrondis et très altérés (5 Wt%).

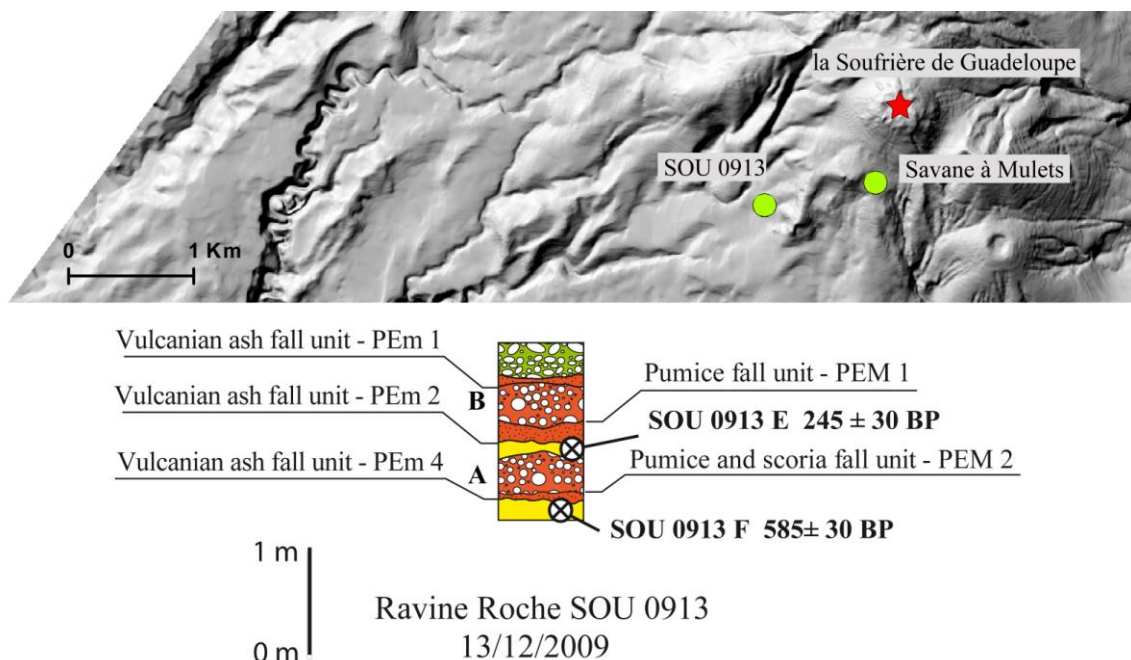


Figure VI.5 : Carte des affleurements de la phase explosive majeure (PEM 1), corrélation et interprétation des logs synthétiques SOU 0913.

Les observations réalisées à la loupe binoculaire et au microscope électronique à balayage sur l'unité SOU 0913 B révèlent des fragments juvéniles non altérés, très vésiculés et contenant peu ou pas de phénocristaux (voir Annexe D). Nous caractérisons deux sous-populations de vésicules. Le premier type, le plus abondant, se caractérise par une grande densité de vésicules de forme plutôt sphériques et de plus petite taille (quelques dizaines de microns en moyenne). Les parois des vésicules mesurent généralement entre 1 et 15 microns mais le verre est très riche en microlites de pyroxène, de plagioclase et d'oxyde de fer et de titane (Annexe D). Le deuxième type montre des vésicules de plus grande taille d'un diamètre allant de quelques dizaines à plusieurs centaines de microns. Les vésicules présentent des formes sphériques à très étirées et sans organisation particulière. Les parois de bulles mesurent généralement entre 1 et 5 microns et le verre magmatique ne présente aucun microlite.

Nous interprétons ces deux unités riches en fragments juvéniles vésiculés grossiers comme des dépôts de retombées proximales associées à des phases éruptives majeures. La mise en évidence d'une unité de paléo-incendie permet d'en déduire un hiatus temporel entre la mise en place de ces deux unités de retombées et de les distinguer. La datation du paléosol inférieur 585 ± 30 BP (SOU 0913 F) et les caractéristiques lithologiques des fragments nous permettent d'associer ce dépôt à la phase explosive PEM 2 (1530 Cal AD). La caractérisation d'un niveau de paléo-incendie et l'obtention d'un âge à 245 ± 30 BP (SOU 0913 E) nous

permettent d'associer l'unité supérieure à une nouvelle phase explosive plus récente PEM 1 que l'on contraint à 245 ± 30 ans BP (1657 Cal AD).

Nous avons identifié aussi, dans la ravine Roche (SOU 0913) deux niveaux pyroclastiques (PEM 1 et PEM 2) mesurant respectivement 7 cm et 10 cm. Ils encadrent directement, sans évidence de hiatus érosionnel ou temporel, le dépôt de retombées de ponces (PEM 1) qui repose sur une unité de paléo-incendie datée à 245 ± 30 BP (SOU 0913 E). Ces deux niveaux massifs présentent une granulométrie fine et moyennement triée (voir Chapitre V). L'unité basale est constituée principalement de lapilli anguleux, non altéré, d'andésite dense de couleur grise et contient aussi des lapilli vésiculés de couleur blanc (voir Chapitre V). Nous interprétons ces deux types de fragments comme étant des fragments juvéniles. Ces dépôts, à l'image de ce que nous observons pour la phase explosive PEM 2 décrite précédemment, sont des évidences de phases explosives mineures, certainement de type vulcanien (voir Chapitre V), précédant et succédant directement la phase explosive paroxysmale de l'événement éruptif GDS 1.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 1 daté à 1657 Cal AD (240 ans BP) :

La présence de ce niveau de paléo-incendie implique le développement d'un couvert végétal important et marque une discontinuité temporelle entre la mise en place de l'unité inférieure (PEM 2 – GDS 2) datée à 585 ± 30 BP (SOU 0913 F) et de l'unité supérieure (PEM 1 – GDS 1) datée à 245 ± 30 BP (SOU 0913 E), ce qui nous permet de dissocier deux phases explosives distinctes. Ce niveau de retombées (PEM 1) est grossier, moyennement trié et constitué de fragments anguleux. Il est caractéristique d'un dépôt de retombées proximales et ne peut être interprété comme étant lié à une remobilisation d'un dépôt antérieur. Ce niveau de retombées supérieures ne contient aucun fragment scoriacé ou fragment ponceux « bariolé » caractéristique des différents niveaux de retombées (PEM 2) de l'événement éruptif GDS 1. Malgré quelques similarités au niveau de la forme et de la taille des vésicules, la présence d'un verre très microcristallisé et des valeurs de densité plus faibles pour les fragments juvéniles vésiculés associés à PEM 1, nous permettent de distinguer au niveau textural ces deux unités de retombées.

Le dépôt de retombées de ponces associé à cette phase éruptive ponceuse PEM 1 n'est visible que sur un seul affleurement. Cependant, un dépôt non consolidé de retombées de ponces blanches faisant entre 80 cm et 1 m d'épaisseur est décrit à la Savane à Mulet (à la base sud du dôme, 1130 m d'altitude) par M. Feuillard. Cette unité a été datée à 200 ± 80 BP (GIF

3033 - Paterne, 1980) et a longtemps posé des problèmes d'interprétation car trop jeune pour être associée à l'éruption de 1530 AD (Boudon et al., 2008), anciennement calibrée à 1440 AD (Vincent et al., 1979 ; Boudon et al., 1988 ; Semet et al., 2002). Nous corrélons l'unité ponceuse observée dans la ravine Roche (SOU 0913 B) à ce dépôt de la Savane à Mulet. Ces unités constituent l'évidence de l'occurrence d'une phase éruptive ponceuse PEM 1 plus récente que l'événement GDS 2 daté à 1530 AD.

Dans son histoire détaillée de la Guadeloupe, Ballet (1899) décrit en 1690 AD une activité sommitale « anormale » que nous interprétons maintenant comme un événement phréatique de faible magnitude probablement semblable à celle observée en 1956 AD (Jolivet, 1958 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005). On retrouve cependant des écrits de J.B Labat (1732) qui, en racontant sa montée au sommet de la Soufrière, le 8 avril 1696, détaille l'intense activité fumerolienne qui s'y déroule, avec de nombreux événements sommitaux actifs dont certains produisent des panaches de gaz fumerolien et des cendres blanchâtres sentant fort le soufre. Même si cette activité sommitale a été interprétée comme étant un « résidu » de l'éruption phréatique de 1690 AD (Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005), elle soulève néanmoins des questions. Comment une explosion phréatique mineure qui a duré 4 jours peut-elle être à l'origine d'une activité résiduelle aussi importante 6 ans plus tard ?

Les données ^{14}C obtenues nous permettent de contraindre cet événement magmatique à 239 ± 29 ans BP soit 1657 ± 25 Cal AD. Les premiers colons français étant arrivés dans la région de Basse-Terre en 1636, aucune trace écrite n'a été retrouvée pour cet événement éruptif GDS 1. Nous proposons deux hypothèses pour expliquer cela : (1) soit l'événement éruptif se serait déroulé avant l'arrivée des premiers colons donc avant 1636 AD, (2) soit la description de l'éruption phréatique de 1690 faite par Ballet (1899) plus de 200 ans après, s'avèrerait incomplète omettant la composante magmatique, ce qui nous permettrait de contraindre l'éruption à 1690 AD.

L'étude de l'éruption en cours de Montserrat permet d'observer un grand nombre de phases explosives vulcaniennes violentes sans que le dôme ne soit ne soit déstabilisé. C'est ce qui a pu être observé en 1997 par Druitt et al. (2002) avec 88 phases explosives vulcaniennes et c'est ce que nous caractérisons aussi avec les phases explosives du 28 Juillet 2008 (1.36×10^6 m³ DRE) et du 3 Janvier 2009 (1.36×10^6 m³ DRE) (Komorowski et al., 2010). Le dôme actuel de la Soufrière de Guadeloupe s'étant mis en place au dernier stade de l'événement éruptif de 1530 AD (Boudon et al., 2008), il est probable que l'événement éruptif GDS 1 décrive une

situation similaire aux différentes phases vulcaniennes observées pour Soufrière Hills. Nous n'avons aucune certitude sur la présence d'un cratère sur les flancs du dôme de la Soufrière de Guadeloupe. Il existe plusieurs gouffres ou fractures importantes sur le dôme de la Soufrière qui ne sont pas reliés à l'activité phréatique historique (e.g., le Gouffre du Tarissan, le Cratère Sud). Une étude de tomographie électrique réalisée sur le dôme de la Soufrière de Guadeloupe montre que la zone du Cratère Sud (zone fumerollienne la plus active) des valeurs de conductivité plus élevée que celles obtenues sur le reste du dôme (Nicollin et al., 2006). Ce contraste est expliqué par les auteurs comme une différence d'état d'altération de cette partie du dôme : le Cratère Sud est moins altéré que le reste du dôme. Nous pouvons supposer qu'au vu de sa taille, de sa profondeur importante et du plus faible degré d'altération de cette partie du dôme, le Cratère Sud est un bon candidat pour être l'événement de l'événement GDS 1.

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 1 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 1 entre 2 et 3 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-3} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

c. Événement éruptif GDS 4 (450 Cal AD soit 1570 ans BP)

La définition de cet événement éruptif GDS 4 se base sur la caractérisation d'un dépôt d'avalanche de débris bien contraint et d'une unité d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué observée sur un seul affleurement (H 606). Nous avons donc assez peu de contraintes stratigraphiques, ce qui implique que notre interprétation du scénario éruptif de cet événement GDS 4 reste plus incertaine que pour les précédents événements éruptifs.

La phase de déstabilisation de flanc AD 2 :

Le dépôt d'une déstabilisation de flanc (AD 2), plus ancienne que l'AD 1, a été mis en évidence sur de nombreux affleurements au sud-est de la Soufrière de Guadeloupe. Cette avalanche de débris recouvre le sud-ouest de la Basse Terre sur environ 22.5 km^2 . C'est un dépôt de petit volume (0.3 km^3), avec des épaisseurs canalisées d'au moins 7 m (H 610) et des épaisseurs non canalisées pouvant aller jusqu'à 4 m (SOU 0116) (figure VI.6).

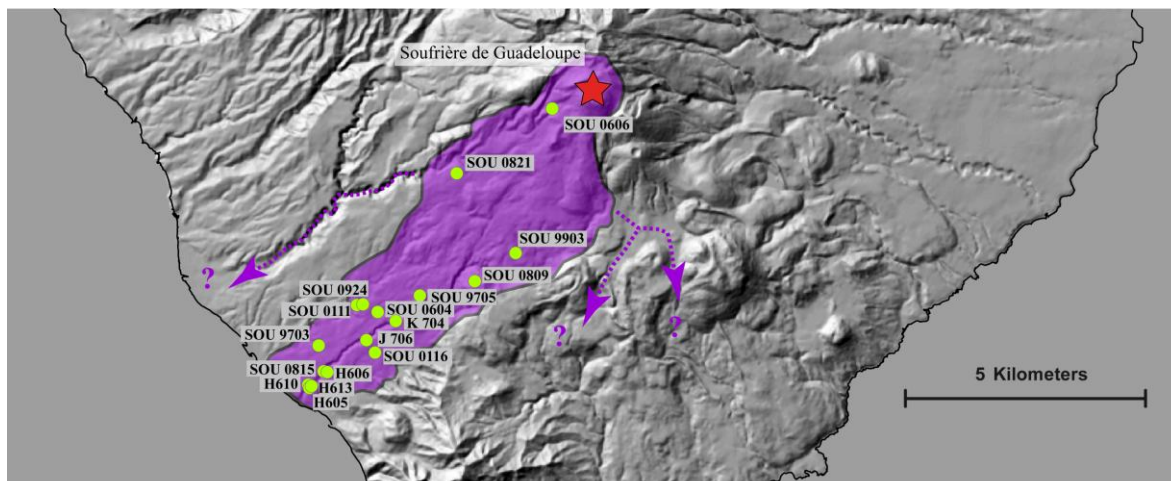


Figure VI.6 : Carte des différents affleurements étudiés de l’avalanche de débris (AD 2) ainsi que son extension déduite.

Le dépôt a un aspect boueux, légèrement induré, très riche en matrice hydrothermalisée de couleur crème avec des passés gris clair et ocre-rouille, contenant des blocs hétérolithologiques de taille allant de plusieurs centimètres à quelques mètres. On observe aussi la présence de panneaux emballés hydrothermalisés de couleur ocre à mauve et des panneaux emballés de coulée pyroclastique homolithologique d’andésite gris clair. Sur plusieurs affleurements et notamment dans la zone Morin – Galéan, nous observons à la base de l’écoulement non canalisé des alignements de « fantômes » de bois, moules de troncs prisonniers dans la matrice de l’avalanche et qui se sont décomposés en laissant une empreinte contenant peu ou pas de matériel organique datable.

Nous n’avons aucune évidence morphologique d’un cratère d’effondrement associé à cette déstabilisation de flanc AD 2. Nous supposons qu’une ancienne structure de glissement, certainement celle associée à la déstabilisation de flanc AD 5 (3060 ans BP soit 1370 Cal BC) (Komorowski et al., 2002) se serait réactivée et serait à l’origine de cette déstabilisation de flanc AD 2.

La phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme PMD 3 :

La mise en évidence de cette nouvelle phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme repose sur l’étude d’un affleurement dans la partie basse de la rivière du Galion (H 606-SOU 0408), à plus de 8 km de distance du volcan.

Cette unité pyroclastique lenticulaire de quelques centimètres d’épaisseur est visible dans la falaise formant le rebord de la vallée du Galion (H606). Elle est intercalée entre une

unité de paléosol et une unité d'avalanche de débris. Cette unité est homolithologique, sableuse ($Md \phi = -0.8$) et mal triée ($Sigma \phi = 3$). Elle est essentiellement constituée de fragments d'andésite dense vitreuse et cristallisée (90 Wt%), anguleux à sub anguleux, de couleur gris clair à gris foncé que nous interprétons comme des fragments denses juvéniles malgré une légère patine d'altération jaune clair. Un morceau de charbon prélevé dans le dépôt pyroclastique a pu être daté à 1730 ± 30 ans BP (H606 G1).

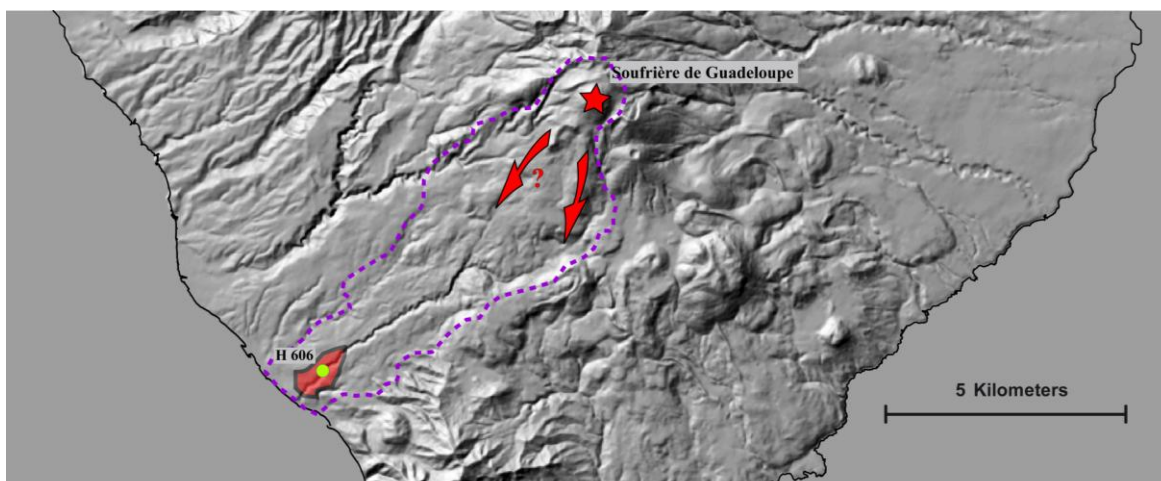


Figure VI.7 : Carte de l'affleurement étudié de la phase PMD 3. En pointillé violet est représentée l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 2.

Les observations réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles (Annexe D) qui constituent le dépôt pyroclastique (H606 G2) montrent des fragments denses, vitreux, sans patine d'altération ou d'oxydation et microcristallisés (clinopyroxènes, orthopyroxènes, feldspaths plagioclases et oxydes de fer et de titane). On observe aussi quelques textures de déstabilisation des oxydes de fer et de titane et des pyroxènes. En ce qui concerne les cristaux de pyroxène, on observe la présence de nano-cristaux d'oxydes de fer et de titane secondaires qui se sont formés à la périphérie et/ou dans leurs micro-fractures. On observe deux textures de verre différentes. La plus représentée correspond à un verre dévitrifié, siliceux, extrêmement riche en microlites de feldspaths plagioclases en baguettes et des oxydes de fer et de titane. Le deuxième est un verre andésitique contenant quelques plages de silice minoritaire et quelques microlites, principalement de feldspaths plagioclases mais aussi de pyroxènes et d'oxydes de fer et de titane.

La préservation de ce niveau distal, que nous interprétons comme une unité d'écoulement pyroclastique turbulente et dilué, nous permet de mettre en évidence

l'occurrence d'une phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme PMD 3 daté directement à 1730 ± 30 ans BP (H606 G1).

Interprétation de l'événement éruptif GDS 4 daté à 450 Cal AD (1570 ans BP) :

Nous avons décrit précédemment les évidences stratigraphiques et chronologiques qui nous permettent de caractériser un épisode de déstabilisation de flanc (AD 2) entre 1455 ± 35 ans BP à 1950 ± 40 ans BP et une phase éruptive avec la mise en place d'un dôme ou d'un cryptodôme (PMD 2) à 1730 ± 30 ans BP. La séquence éruptive observée au niveau de la falaise de la rivière du Galion (H 606) montre que l'avalanche de débris recouvre directement l'unité pyroclastique sans niveaux intercalés marqueurs de hiatus temporel ou érosionnel. De plus, la concordance des âges radiocarbone obtenus nous permet de supposer que la mise en place des dépôts associés à la déstabilisation de flanc AD 2 et à la phase éruptive magmatique PMD 3 sont contemporaines.

Le manque d'affleurement et de contrainte stratigraphique ne nous permet de faire que des hypothèses sur l'origine de l'écoulement pyroclastique turbulent et dilué et sur le scénario éruptif probable :

(1) La première origine serait associée à des déstabilisations gravitaires du dôme actif à l'origine de la mise en place d'un écoulement pyroclastique concentré et canalisé dans la rivière du Galion. Le dépôt pyroclastique, observé actuellement en falaise dans la rivière du Galion, serait associé à un écoulement pyroclastique turbulent et dilué co-génétique de cet écoulement concentré. La présence de ce niveau pyroclastique fin préservé à plus de 9 km du volcan nous permet de supposer que la zone affectée par l'écoulement concentré aurait du être importante or, nous n'avons retrouvé sur le terrain aucune évidence de dépôt d'écoulement pyroclastique concentré contemporain. Dans cette hypothèse, l'activité magmatique (PMD 3) ne serait pas nécessairement à l'origine de cette déstabilisation de flanc (AD 2).

(2) La deuxième origine, qui nous paraît être plus crédible et qui est compatible avec l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe (e.g., Komorowski et al., 2002, 2005 ; Boudon et al., 2007), impliquerait une explosion latéralement dirigée du dôme ou d'un cryptodôme. Un tel scénario éruptif pourrait être analogue à celui de l'éruption du Bézimianny (1956) (e.g., Gorshkov, 1959) ou du Mont St Helens (1980) (e.g., Lipman et Mullinaux, 1981). Dans cette hypothèse l'activité magmatique (PMD 3) serait à l'origine de cette déstabilisation de flanc (AD 2).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 Mesuré (ans BP)	Age C14 Calibré (Cal AD)	
1	Galéan	Sou 01 16 VIIA	2001	Avalanche de débris	1455±35	601±51	100%
2	Riv. du Galion RG - alt 980 m	GS 80.41	1980	Avalanche de débris	1545±65	519±123	100%
3	ZAC de Morin - tronç de l'Obs	SOU-9705-e	1997	Avalanche de débris	1585±45	472±138	99%
4	Galéan	SOU 01 16 VII B	2004	Avalanche de débris	1690±70	375±165	98%
5	ZAC de Morin - tronç de l'Obs	SOU-9705-f	1997	Avalanche de débris	1720±45	322±101	100%
6	Galéan	SOU 01 16 VII C	2004	Avalanche de débris	1770±90	245±192	98%
7	Ravine Chaude - alt 770 m	GB5	1977	Avalanche de débris	1800±100	216±217	99%
8	Galéan	Souf 01 16 Z4	2001	Avalanche de débris	1950±40	44±84	100%
9	Riv. Du Galion - Grand Méandre	H 606 G1	2004	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	1730±70	282±156	98%
10	Cité de la Connaissance	SOU 08 31-VII	2008	Paléosol dans AD	1760±70	271±151	98%
11	Chantier - Camp Jacob	SOU 0901 D1b	2009	Paléosol dans AD	1742±43	31±50	97%
12	Garage du Galion	SOU 08 15 C	2008	Paléosol	1630±70	412±160	100%
13	Riv. De Grande Anse - alt 680 m	GG91	1980	Colluvium	1700±75	341±133	87%

Table VI.2 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 4 à 450 Cal AD (soit 1570 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

Nous disposons de 9 datations radiocarbone directes, obtenues à partir de fragments de bois échantillonnés dans le dépôt d'avalanche de débris et dans l'unité d'écoulement pyroclastique ainsi que de 4 datations radiocarbone indirectes, obtenues à partir d'une unité de paléosol située stratigraphiquement sous le dépôt d'avalanche de débris, de deux unités de paléosols emballées dans le dépôt d'avalanche de débris à deux affleurements distincts et d'une unité de colluvium (Table VI.2 ; voir Chapitre IV). Celles-ci nous permettent de contraindre précisément et statistiquement cet événement éruptif GDS 4 à 450 ± 10 Cal AD (1572 ± 17 ans BP).

d. Événement éruptif GDS 3 (1010 ± 10 Cal AD soit 1050 ans BP)

La définition de ce nouvel événement éruptif polyphasique GDS 3 repose sur la caractérisation de différentes unités pyroclastiques que nous associons à (1) une phase éruptive à croissance d'un dôme ou d'un cryptodôme (PMD 2) et (2) à une phase éruptive explosive (PEM 3). Ces différentes unités sont très mal préservées dans l'enregistrement géologique et ne sont observées que sur très peu d'affleurements du sud-ouest de la Basse-Terre.

La phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme PMD 2

Proximale (affleurement SOU 0510), on observe un dépôt massif, d'une épaisseur de 80 cm (SOU 0510B), de granulométrie faiblement grossière ($Md \phi = -2$), relativement bien trié pour un dépôt aussi proximal ($Sigma \phi = 2.3$). Il s'agit d'un dépôt homolithologique

composé presque exclusivement de fragments denses (90 wt%) d'andésite vitreuse faiblement microcristallisée (orthopyroxènes, clinopyroxènes, feldspaths plagioclases). Ces fragments, que nous interprétons comme juvéniles sont très anguleux, de couleur gris clair à gris foncé, sans patine d'altération ni d'oxydation. Cette unité pyroclastique repose directement sur un paléosol daté à deux reprises sur deux affleurements différents à 1140 ± 35 ans BP (SOU 0510) et à 1170 ± 140 ans BP (SOU 0606A).

Dans la même zone (SOU 0508 et SOU 1008), un niveau très fin de quelques centimètres d'épaisseur, très noir et extrêmement riche en carbone organique a été observé. Nous l'avons daté à 1215 ± 30 ans BP (SOU 1008 II). Nous interprétons ce niveau comme un niveau de paléo-incendie associé au passage de l'écoulement pyroclastique turbulent et dilué, comme décrit par Voight et al. (2002) et Sparks et al. (2002) pour le blast du Boxing Day à Montserrat. Le souffle et la température extrême associés à l'écoulement pyroclastique turbulent et dilué ont provoqué un incendie extrêmement rapide et complet de la forêt, ne laissant comme vestige dans l'enregistrement géologique qu'un niveau fin de quelques millimètres, noir et extrêmement riche en carbone organique.

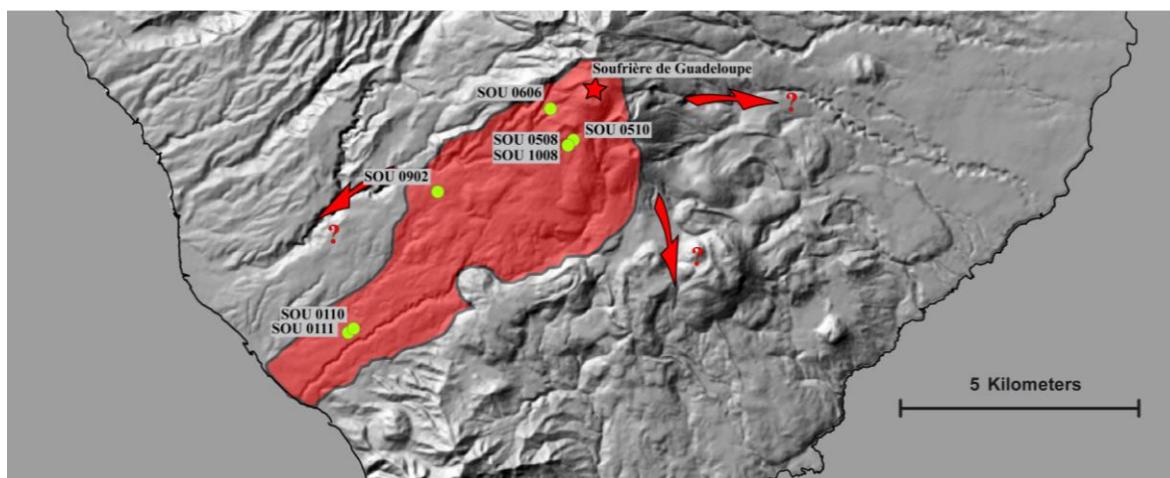


Figure VI.8 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 2 ainsi que son extension déduite (en rouge).

Distalement, (sites SOU 0110 et SOU 011, ravine Bonne Espérance) une unité sableuse de 4 à 5 cm d'épaisseur, intercalée entre deux unités d'avalanche de débris, a été observée. Elle présente de fines lamines ondulées de quelques millimètres d'épaisseur, un contact basal érosif et contient de nombreux micro-charbons de bois malheureusement trop petits pour être datés. Cette unité d'écoulement pyroclastique repose un peu plus loin (SOU 0110) directement sur une unité de paléosol brun bien développé de 45 cm d'épaisseur, daté à 1324 ± 38 ans BP (SOU 0110 B).

Dans une zone intermédiaire (chantier de Camp Jacob : SOU 0902), nous avons daté des fragments de bois carbonisés au contact entre une unité de cendres jaunes de 70 cm d'épaisseur et une unité de paléosol noir de 20 cm d'épaisseur, sans trace de dépôt pyroclastique. Le mode de mise en place de cette unité de cendres jaunes, que nous interprétons maintenant comme résultant de la sédimentation de nuages co-génétiques d'une avalanche de débris (voir Chapitre V), n'est pas compatible avec la formation de fragments de bois carbonisés. Nous interprétons donc la présence de ces fragments de bois carbonisés comme les seuls vestiges du passage d'un écoulement pyroclastique (écoulement pyroclastique à très haute température) dont le dépôt a été complètement remobilisé par le développement d'un sol plus récent et effacé de l'enregistrement géologique et que l'on contraint à 1395 ± 30 ans BP (SOU 0902 B).

Ces différentes observations nous permettent d'interpréter l'existence d'un dépôt pyroclastique associé à un écoulement turbulent et dilué associé à la croissance d'un dôme ou d'un cryptodôme (PMD 2) entre 1140 ± 35 BP (SOU 0510) et 1395 ± 30 BP (SOU 0902 B). Cette phase magmatique est à l'origine d'écoulements turbulents et dilués dont nous estimons la zone recouverte à 22.6 km^2 et le volume de magma mis en jeu à 0.2 km^3 (voir Annexe B).

La phase éruptive explosive PEM 3 :

La définition de cette phase explosive PEM 3 ne repose que sur les études réalisées dans deux zones principales : (1) une zone proximale au nord de St Claude (SOU 0821) à 3 km au sud-ouest de la zone sommitale et (2) une zone plus distale dans la rivière Bonne Espérance (SOU 0110, SOU 0111, SOU 0924).

Dans la zone proximale une unité de retombées aériennes ponceuses (PEM 3) de 10 cm d'épaisseur et de granulométrie grossière ($Md \phi = -4.5$, fragments jusqu'à 4-5 cm) et très bien triée ($\text{Sigma } \phi = 0.9$) a été observée. Elle est principalement constituée de fragments juvéniles vésiculés blancs (60 % wt). Elle est recouverte par un paléosol (figure VI.9.B) qui remanie en partie sa partie supérieure. L'épaisseur mesurée de 10 cm n'est donc qu'une épaisseur minimum. Ce niveau de retombées de ponces est encadré par 2 niveaux de colluvium (figure VI.9) datés respectivement à 1720 ± 70 ans BP (SOU 0821 0) et à 1120 ± 70 BP (SOU 0821 4b).

Au dessus de ces dépôts une autre unité de retombées de ponces de 18 cm d'épaisseur en grande partie remobilisée dans le sol actuel repose sur une unité de paléosol datée à 460 ± 70 BP (SOU 0821-8). Nous associons ce niveau de retombées de ponces à la phase paroxysmale de l'éruption de 1530 AD (PEM 2).

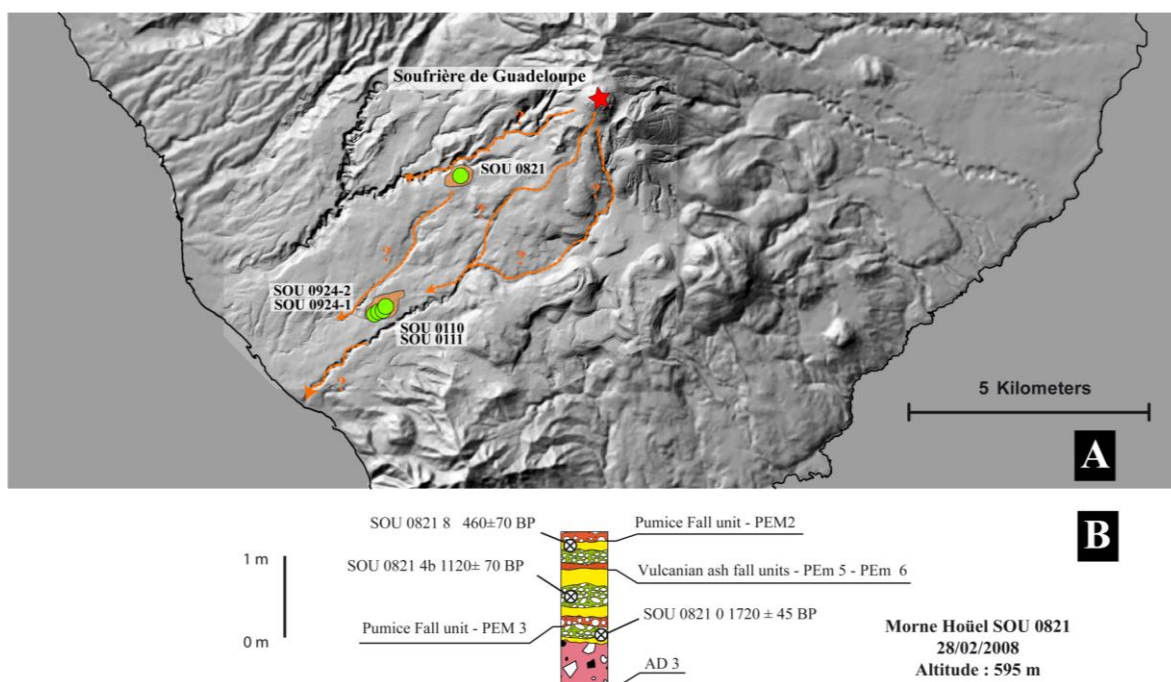


Figure VI.9 : A. Carte des affleurements en vert : ceux étudiés pour décrire la phase explosive majeure PEM 3. B. Log interprétatif de l'affleurement SOU 0821 à Morne Hoüel, St Claude. En vert sont représentés les hiatus érosionnels (colluvium) et en jaune les hiatus temporels (paléosol).

Distalement, sur la base de 4 affleurements de la ravine Bonne Espérance, nous avons pu identifier une séquence éruptive complexe composée de plusieurs unités pyroclastiques appartenant à la phase explosive (PEM 3) et à la phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 2) (figure VI.10). Elle se caractérise de la base au sommet par :

(1) une unité d'écoulement pyroclastique massive, très mal triée, dont l'épaisseur varie de 20 à 130 cm. Elle est principalement constituée de ponces beige à gris clair, arrondies à sub-arrondies très altérées et soudées entre elles, rendant l'échantillonnage impossible. Les ponces les plus grosses ont un diamètre pouvant atteindre 5 cm.

(2) une unité de retombées, dont l'épaisseur varie de 4 à 8 cm. Elle est constituée de ponces, anguleuses à sub-arrondies de couleur beige clair à gris clair (40 wt%) et de fragments anguleux d'andésite dense vitreuse et microcristallisée de couleur gris foncé (35 wt%) que nous considérons aussi comme juvéniles. La densité de l'ensemble de ces fragments (mesurées sur 19 fragments) montre une large gamme comprise entre 0.6 et 1.6 g.cm⁻³ pour un mode principal à 0.8 g.cm⁻³.

(3) une unité sableuse et laminée de 4 à 5 cm d'épaisseur que nous interprétons comme un dépôt d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué pouvant être associé à la phase éruptive à croissance de dôme PMD 2 (voir précédemment).

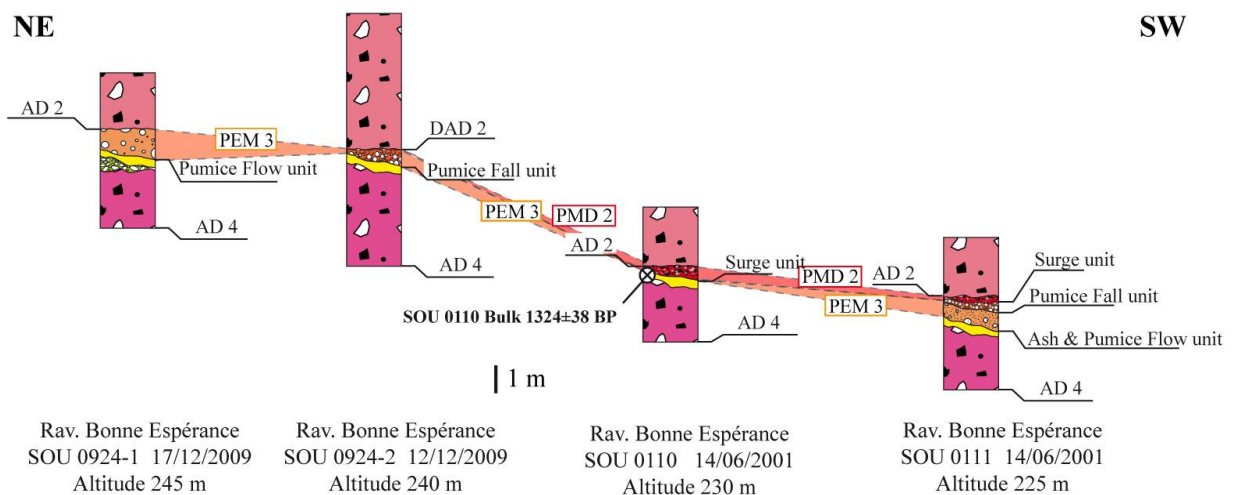


Figure VI.10 : Corrélatons interprétées entre les affleurements de la ravine Bonne Espérance (SOU 0924-1, SOU 0924-2, SOU 0110 et SOU 0111) pour caractériser la phase explosive majeure PEM 3.

Des observations ont été réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles du dépôt de retombées. Deux types de fragments ont été reconnus. Le premier et le plus représenté, est caractérisé par des vésicules de forme sphérique à très étirée, d'un diamètre de quelques dizaines à plusieurs centaines de microns, et au pourtour irrégulier du fait de leur coalescence. Les parois des vésicules sont relativement fines (de l'ordre du micron) et présentent un verre sans microlite. Pour le deuxième type de fragments, les vésicules sont plus nombreuses, de plus petite taille (inférieur à 10 microns) et montrent un pourtour plus régulier et peu de coalescence. Les parois des vésicules sont plus épaisses. Le verre est plus riche en microlites de pyroxènes et d'oxydes de fer et de titane (Annexe D). Le début de l'altération de ces fragments juvéniles est observé par la formation caractéristique d'une carapace d'altération de couleur ocre autour des fragments provoquant un comblement des vésicules par des phases minérales secondaires riches en aluminium et en silice.

Cette séquence éruptive est contrainte à sa base par un paléosol de 25 à 45 cm d'épaisseur que nous avons daté à 1324±38 ans BP. Elle s'intercale entre deux unités d'avalanche de débris que nous interprétons comme étant associées aux déstabilisations de flanc AD 2 (450 Cal AD soit 1570 ans BP) et AD 4 (1080 Cal BC soit 2900 ans BP) (voir Annexe D).

Nous corrélons donc les dépôts de la phase explosive de la séquence pyroclastique observés dans la ravine Bonne Espérance, datés à 1324±38 ans BP, à l'unité de retombée ponceuse proximale décrite à Morne Houel dont l'âge est contraint relativement entre 1120±70 ans BP et 1720±70 ans BP. Ces dépôts de retombées ponceuses et d'écoulement pyroclastiques

ponceux témoignent de l'existence d'une phase éruptive explosive (PEM 3) que nous pouvons contraindre relativement entre les deux phases de déstabilisations de flancs AD 2 (450 Cal AD soit 1570 ans BP) et AD 4 (1080 Cal BC soit 2900 ans BP) et approximativement à 1324±38 ans BP.

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 3 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 3 de 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l'événement éruptif GDS 3 daté à 700 Cal AD (1250 ans BP) :

Les données stratigraphiques et chronologiques décrites précédemment, nous permettent de caractériser une phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme PMD 2 entre 1395±30 BP et 1140±35 BP et une phase éruptive explosive PEM 3 entre 1324±38 ans BP et 1120±70 ans BP.

La concordance des datations radiocarbone et la caractérisation dans la ravine Bonne Espérance, d'une séquence pyroclastique constituée des produits de la phase éruptive PMD 2 et de la phase explosive PEM 3, suggère que la mise en place de ces unités pyroclastiques est contemporaine.

Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 Mesuré (ans BP)	Age C14 Calibré (Cal BC)	
Chantier Campus UAG Camp Jacob	SOU 0902 B	2009	Cendres Jaunes	1395±30	636±35	100%
Rav. Marchand RM3	SOU 06 06 A	2006	Paléosol	1170±140	894±263	100%
Rav. Bonne Espérance	SOU 0110 B bulk	2001	Paléosol	1324±38	690±41	74%
Rav. Tarade	SOU 1008 II	2010	Paléo-Incendie	1215±30	827±62	84%
Lotissement Morne Houel	SOU 08 21 4B	2008	Colluvium	1120±70	898±132	97%
Route de la Savane à Mulet	SOU 05 10 C	2005	Paléosol	1140±80	892±132	91%
Chantier Campus UAG Camp Jacob	SOU-0902-D	2009	Paléosol	1255±30	729±56	83%

Table VI.3 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 3 à 700 Cal AD (1250 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

Nous définissons donc un nouvel événement éruptif GDS 3 de la Soufrière de Guadeloupe à l'origine, dans un premier temps, d'une phase explosive majeure (PEM 3) et ensuite d'une phase à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 2). Les dépôts de cette

phase explosive ne sont préservés que sur deux affleurements, ce qui rend très difficile l'estimation de la dispersion spatiale des produits ainsi que la magnitude et l'intensité de cette phase explosive. Nous disposons de 7 datations radiocarbone, obtenues à partir de deux fragments de bois carbonisés échantillonnés dans différentes unités de paléosol et de colluvium ainsi que dans l'unité dites des « Cendres Jaunes » et de la datation d'un niveau de paléo-incendie, pour contraindre précisément et statistiquement, grâce à notre modèle ^{14}C (voir Chapitre IV), cette phase éruptive PMD 2 à 1010 ± 10 Cal AD (1050 ans BP) (Table VI.3).

e. Conclusion

Au cours de la période éruptive entre 1657 Cal AD (240 ans BP) et 450 Cal AD (1570 ans BP), nous caractérisons une forte activité éruptive de la Soufrière de Guadeloupe avec quatre événements éruptifs distincts en 1217 ans.

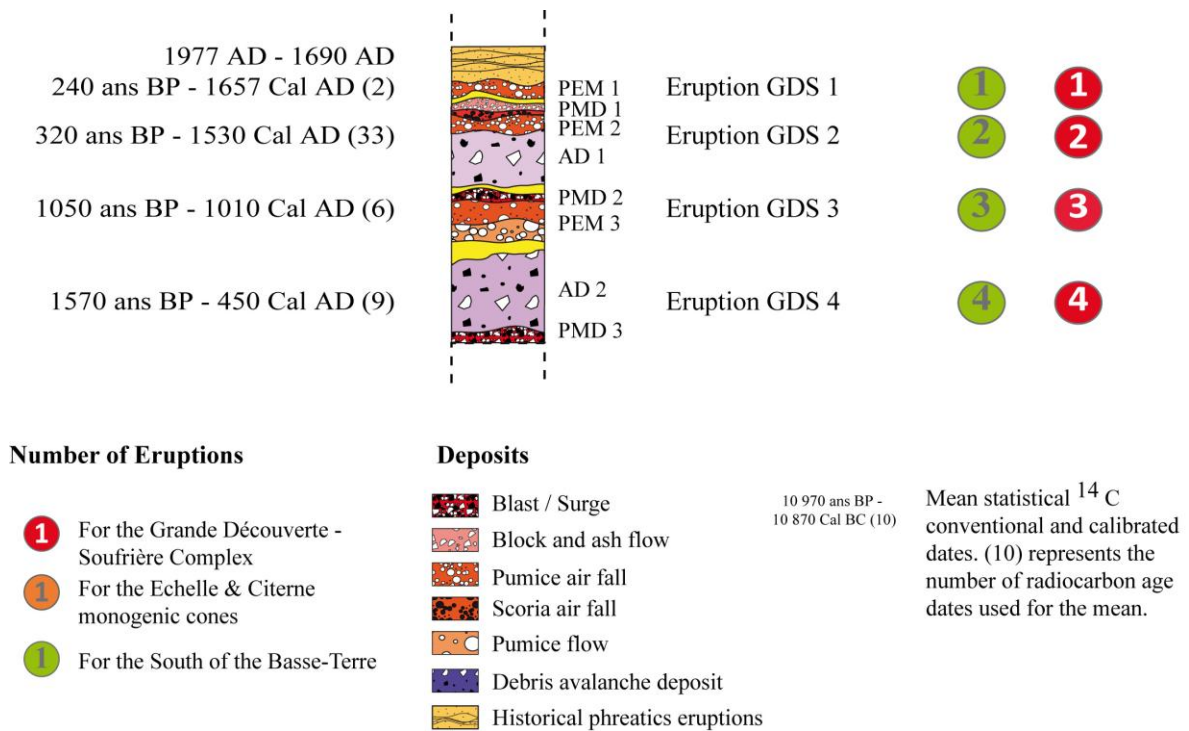


Figure VI.11 : Log synthétique de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe pour la période entre 3300 Cal BC (4485 ans BP) et 7140 Cal BC (8100 ans BP). En jaune sont représentées les unités de paléosols (hiatus temporels) et en vert les unités de colluvium (hiatus érosionels).

Nous recensons sur cette période deux phases de déstabilisation de flanc (AD 1 et AD 2), toutes les deux interprétées comme étant associées à une phase magmatique à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 3) ou à une phase éruptive explosive (PEM 2).

Nous recensons aussi au cours de cette période, trois phases magmatiques à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 8 et PMD 9) à l'origine d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués certainement associés à des explosions latéralement dirigées d'un dôme ou d'un cryptodôme (PMD 2 et PMD 3) et d'écoulements pyroclastiques concentrés associées à des effondrements gravitaires d'un dôme (PMD 1).

Nous recensons enfin, trois phases éruptives majeures (PEM 1, PEM 2 et PEM 3), associées respectivement aux événements éruptifs GDS 1, GDS 2 et GDS 3, les plus récents de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe. Les deux premières phases explosives ont engendré des unités de retombées de ponces blanches (PEM 1) et de ponces et de scories (PEM 2) que l'on observe uniquement proche de la source (< 2 km pour PEM 1 et < 5 km pour PEM 2). La troisième phase est à l'origine d'écoulements pyroclastiques et de retombées de ponces préservés à plus de 7 km. Les deux premières phases explosives sont chacune caractérisées par une magnitude et une intensité modérées alors que la troisième est caractérisée par une magnitude et une intensité plus élevées.

2. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 720 Cal BC (2470 ans BP) et 1870 Cal BC (3500 ans BP).

a. Événement éruptif GDS 10 (1370 Cal BC soit 3060 ans BP)

Cet événement éruptif est certainement, avec celui de 1530 AD (GDS 2), l'événement éruptif le plus étudié et le mieux contraint de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe (Boudon et al., 1984, 1987, 1988 et 1992 ; Besson et Poirier, 1994 ; Le Friant et al., 2006). La caractérisation d'une unité d'avalanche de débris (AD 5), d'une unité d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué résultant d'une explosion latérale dirigée d'un cryptodôme (PEM 6) et la formation (ou l'élargissement) d'un cratère d'avalanche (le cratère Amic) en forme de fer à cheval caractéristique a permis d'interpréter cet événement GDS 10 comme un événement éruptif cataclysmal de type Mont St Helens (1980) (e.g., Lipman et Mullinaux, 1981) (Boudon et al., 1984).

La phase de déstabilisation de flanc AD 5 :

L'avalanche de débris (AD 5) associée à cet événement est la première à avoir été décrite pour la Soufrière de Guadeloupe (Boudon et al., 1984). Elle est associée à la formation du cratère Amic, une structure de glissement en forme de fer à cheval, de 1.7 km sur 1.3 km, ouverte vers le sud. Les dépôts associés à cette déstabilisation de flanc sont très mal triés et

indurés. Ils se caractérisent par une matrice fine blanche à ocre jaune très hydrothermalisée et des blocs hétérolithologiques arrondis à anguleux avec une grande proportion de blocs non altérés d'andésite grise vitreuse, très anguleux présentant des cassures prismatiques caractéristiques. Cette avalanche de débris, riche en bois frais non carbonisés, présente aussi de nombreux panneaux emballés (de taille métrique à décamétrique) de matériel pyroclastique homolithologique riche en andésite gris foncé ainsi que des panneaux emballés hydrothermalisés.

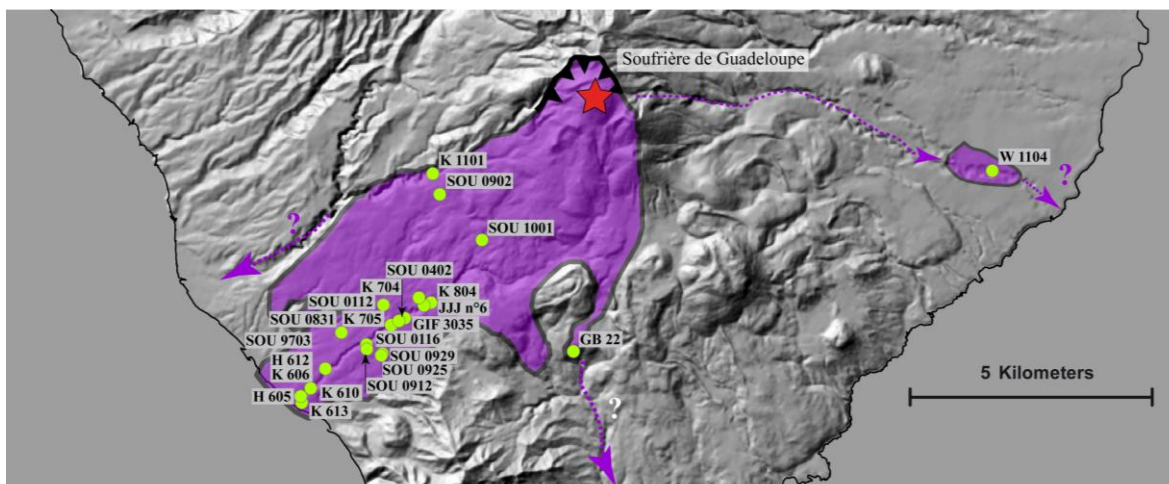


Figure VI.12 : Carte des différents affleurements étudiés de l'avalanche de débris (AD 5) ainsi que son extension déduite.

Les épaisseurs de dépôt sont variables et peuvent atteindre jusqu'à 20 m quand l'avalanche de débris est canalisée (H 612 et K 705) et entre 5 m (SOU 0116-SOU 0912) et 2 m (H 605, SOU 0104) quand l'avalanche de débris déborde de la vallée. Nous n'avons pas observé d'épaisseurs de 100 m ou de 65 m décrites dans la rivière du Galion respectivement par Boudon et al., (1984) et Le Friant et al., (2006). Les observations de terrain confirment l'existence d'une séquence constituée d'unités de plusieurs déstabilisations de flanc dont les dépôts sont très semblables et se superposent. L'avalanche de débris associée à cet effondrement recouvre une grande partie du sud-ouest et du sud-est de la Basse-Terre sur une surface d'environ 32.2 km² pour un volume que nous estimons maintenant à 0.4 km³. Cette valeur est cohérente avec les valeurs de 0.3 km³ estimée par Le Friant et al. (2006) et Boudon et al. (2007) et de 0.5 km³ estimée par Boudon et al. (1984, 1987 et 1988).

La phase éruptive à croissance de cryptodôme PMD 6 :

Une description détaillée de l'unité pyroclastique associée à cette phase éruptive PMD 6 est développée en annexe (Annexe D). Cette unité est homolithologique, elle présente une

granulométrie grossière et bien triée (proximalement) à très bien triée (distalement). Son faciès varie d'un faciès massif à un faciès laminé. Ces lamines sont caractérisées par une granulométrie plus fine, présentent une stratification entrecroisée plus ou moins marquée et contiennent de nombreux fragments de bois carbonisés. Cette unité est interprétée comme un écoulement pyroclastique turbulent et dilué.

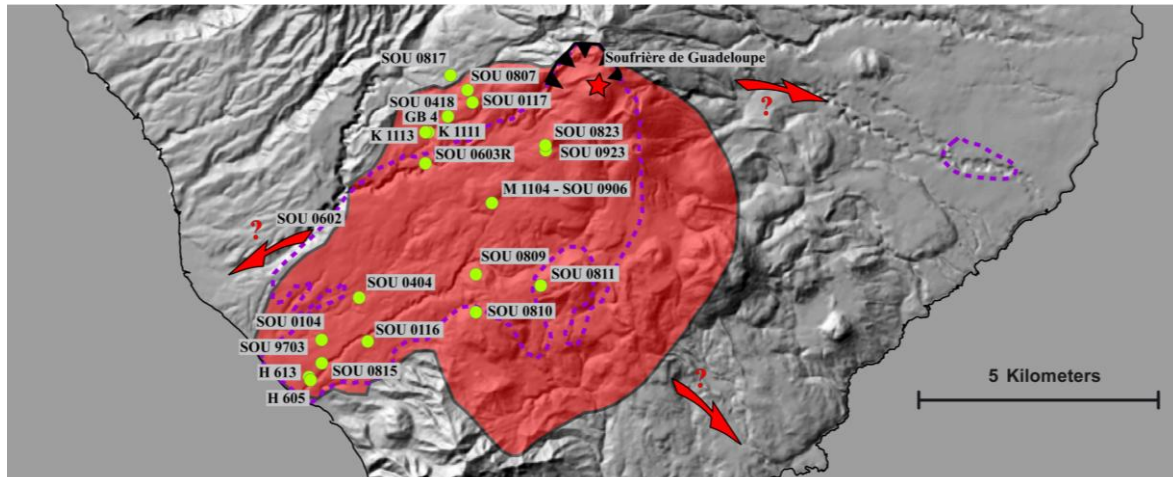


Figure VI.13 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 6 ainsi que son extension déduite et modifiée d'après Boudon et al. (1988), Komorowski et al. (2005) et Le Friant et al. (2006) (en rouge). En pointillé blanc est représentée l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 5.

Cette unité pyroclastique a été largement étudiée et décrite par Boudon et al. (1984, 1987, 1988, 1992) mais principalement dans des zones proximales à la source. Nos travaux ont permis d'identifier et de dater ce dépôt dans une zone plus vaste et notamment jusqu'à Basse-Terre, à 9 km de l'événement (Fort Delgrès).

Cette unité est constituée principalement de fragments non altérés anguleux à sub-anguleux, de lave andésitique vitreuse de couleur majoritairement gris à gris foncé que nous interprétons comme étant juvéniles. Ces fragments juvéniles denses se caractérisent par une faible gamme de densité comprise entre 2.2 et 2.7 g.cm⁻³ et par un mode principal très clairement identifiable à 2.5 g.cm⁻³. Les observations réalisées au microscope électronique à balayage sur des fragments juvéniles (Annexe D) montrent des fragments denses, vitreux, contenant beaucoup de phénocristaux. Nous observons fréquemment des figures de résorption sur les bordures externes des cristaux pyroxènes, des figures de déstabilisation sur les cristaux de feldspaths plagioclases et de pyroxènes ainsi que la présence de multiples nanocristaux d'oxydes de fer et de titane qui forment une coalescence à la périphérie de certains cristaux de pyroxènes. On observe deux textures de verre magmatique différentes. La plus représentée

correspond à un verre siliceux totalement dévitrifié, très riche en microlites de feldspath plagioclase en baguettes, de pyroxène et d'oxyde de fer et de titane. La deuxième est un verre andésitique contenant des microlites essentiellement de feldspaths plagioclases, mais aussi de pyroxènes, ainsi que des nanolithes d'oxydes de fer et de titane.

Cet écoulement pyroclastique turbulent et dilué est interprété comme provenant d'une explosion latéralement dirigée d'un cryptodome (Boudon et al., 1984). Cet écoulement pyroclastique recouvre une très grande partie du sud de la Basse-Terre sur environ 55.8 km² pour un volume que nous estimons maintenant à 0.3 km³. Cette unité pyroclastique qui a été très bien définie dans le temps constitue un niveau stratigraphique repère, nous permettant de contraindre relativement de nombreuses unités sur des affleurements représentatifs de l'activité magmatique récente de la Soufrière de Guadeloupe.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 10 daté à 1080 Cal BC (3060 ans BP) :

Sur de nombreux affleurements du sud-ouest de la Basse-Terre le dépôt d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué (PMD 6) est en contact direct avec l'unité d'avalanche de débris AD5. L'absence de niveaux intercalés marqueurs de hiatus temporel ou érosionnel et la concordance des datations obtenues sur les deux unités pyroclastique et volcanoclastique, nous permettent de supposer des délais très courts entre leur mise en place.

Les vitesses d'écoulement de ces deux unités (pyroclastique et volcanoclastique) sont très différentes, ce qui rend, en fonction de la distance à l'événement, leur relation stratigraphique complexe. Proximement, l'unité pyroclastique est observée systématiquement au-dessus de l'unité volcanoclastique (Boudon et al., 1984) alors qu'à des distances intermédiaires (au niveau de St Claude), elle est très rarement observée avec l'unité d'avalanche de débris. Les fragments juvéniles denses échantillonnés dans le dépôt primaire de l'écoulement pyroclastique turbulent et dilué montrent des similitudes pétrographiques avec les fragments juvéniles denses échantillonnés dans les panneaux pyroclastiques emballés dans l'avalanche de débris. Boudon et al. (1984) émettent l'hypothèse d'un mélange de ces deux unités à partir d'une certaine distance du volcan ; ce que nous corroborons par l'observation de « lambeaux » de cette unité pyroclastique en partie arrachés et emballés dans l'unité d'avalanche de débris (SOU 0809) à moins de 5 km de l'événement. La cohérence entre des datations radiocarbones obtenues sur des fragments de bois échantillonnés dans des panneaux pyroclastiques emballés et dans l'avalanche de débris (SOU 9703) renforce cette hypothèse. À partir d'une certaine distance de l'événement (e.g., au niveau de l'embouchure de la rivière du Galion), nous mettons

systématiquement en évidence cette unité pyroclastique située directement sous l'unité d'avalanche de débris.

Cet événement éruptif GDS 10 associant une déstabilisation de flanc et une explosion latéralement dirigée d'un cryptodome est interprété avec un scénario éruptif similaire à celui de Bézimianny (1956) (e.g., Gorshkov, 1959) et du Mont St Helens (1980) (e.g., Lipman et Mullinaux, 1981) (Boudon et al., 1984).

Nous disposons maintenant de 19 datations radiocarbone directes, obtenues à partir de fragments de bois carbonisés échantillonnés dans le dépôt de coulée pyroclastique turbulent et dilué et dans l'avalanche de débris ainsi que de 3 datations radiocarbone indirectes obtenues sur des unités de paléosols et de « Cendres Jaunes », pour contraindre précisément et statistiquement, grâce à notre modèle ^{14}C (voir Chapitre IV), cet événement éruptif GDS 10 à 1370 ± 10 Cal BC (3054 ± 29 BP) (Table VI.4).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 (ans BP)	Age C14 Calibré (Cal BC)	
1	Fort St Charles entrée Est	H 605 d	1994	Avalanche de Débris	3110±55	-1379±120	99%
2	Riv. du Galion, 270 m	K 804 a	1995	Avalanche de Débris	3130±50	-1396±106	99%
3	Riv. Noire, Pont de Nozières	K 1101	1978	Avalanche de Débris	3135±55	-1401±114	98%
4	Riv. aux Herbes, 180 m	GB22	1978	Avalanche de Débris	3200±60	-1499±123	98%
5	Galéan - St Charles	SOU 0929 B3	2009	Avalanche de Débris	3231±43	-1519±92	100%
6	Riv. Du Galion - Grand Méandre	H 606 e	1995	Avalanche de Débris	3235±50	-1519±103	100%
7	Riv. du Galion RD, Fort St Charles	H 613-7 a	1997	Avalanche de Débris	3240±50	-1525±113	100%
8	Lotissement HLM Desmarais	SOU-9703-III-j	1997	Avalanche de Débris	3280±55	-1564±122	100%
9	Riv. du Galion - alt 300 m	JJJ n° 6	1979-1980	Avalanche de Débris	3300±110	-1633±250	100%
10	Riv. du Galion RG - alt 220 m	K 705 a	1995	Avalanche de Débris	3310±55	-1593±102	93%
11	Riv. Du Galion - Grand Méandre	H 606 J1	2004	Avalanche de Débris	3400±70	-1705±177	100%
12	Riv. du Galion - alt 210 m	GIF3035	1973	Avalanche de Débris	3450±100	-1752±233	98%
13	Riv. du Galion RD - Fort St Charles	H 613-7 b	1997	Avalanche de Débris	3650±50	-2018±125	98%
14	Usine Matouba	SOU 01 17 E	2001	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	3180±90	-1471±213	99%
15	Morne Savon - Matouba	GB4	1977	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	3200±100	-1476±219	98%
16	Matouba Papaye	SOU 01 17 I	2001	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	3290±70	-1567±134	96%
17	Matouba Papaye	SOU 0807 B	2008	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	3340±70	-1614±161	98%
18	Lotissement HLM Desmarais	SOU-9703-III-h1	1997	Panneau emballé de coulée pyroclastique turbulente et diluée dans AD 5	3100±35	-1365±75	98%
19	Lotissement HLM Desmarais	SOU-9703-III-e2	1997	Panneau emballé de coulée pyroclastique turbulente et diluée dans AD 5	3160± 50	-1420±108	100%
20	Fort Delgrès - Rappel # 2	H 613-3	1997	Paléosol	3120±70	-1362±168	100%
21	Riv du Galion - Grand Méandre	H 606 I	2004	Paléosol	3010±80	-1223±205	100%
22	Grand Matouba	SOU 08 17 4B	2008	Cendres Jaunes	3190±90	-1474±214	100%

Table VI.4 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 10 à 1370 ± 10 Cal BC (3064 ± 29 BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et les données de la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

b. Événement éruptif GDS 7 (720 Cal BC soit 2460 ans BP)

L'événement éruptif GDS 7 de la Soufrière de Guadeloupe, associant une déstabilisation de flanc et une explosion latéralement dirigée d'un dôme ou d'un cryptodôme, a été brièvement décrit par Komorowski et al. (2002, 2005), Boudon et al. (2007) et Komorowski (2008) comme suivant un scénario éruptif proche de celui du Bézymianny (1956) (e.g., Gorshkov, 1959) ou du Mont St-Helens (1980) (e.g., Lipman et Mullinaux, 1981). Nous apportons de nouvelles contraintes stratigraphiques et chronologiques sur cet événement.

Phase de déstabilisation de flanc AD 3 :

Le dépôt d'avalanche de débris associée à la déstabilisation de flanc AD 3 a été mis en évidence sur une large zone au sud-ouest, au sud et au sud-est de la Basse Terre (figure VI.14). Ce dépôt est induré, hétérolithologique, très riche en matrice hydrothermalisée ocre dans laquelle on observe des blocs d'andésite vitreuse anguleux à arrondis, recouverts d'une patine blanche à jaune, dont certains présentent une fracturation en « Jigsaw cracks ». On remarque également la présence de quelques panneaux emballés et étirés constitués soit de matériaux très hydrothermalisés soit de matériaux pyroclastiques homolithologiques d'andésite grise.

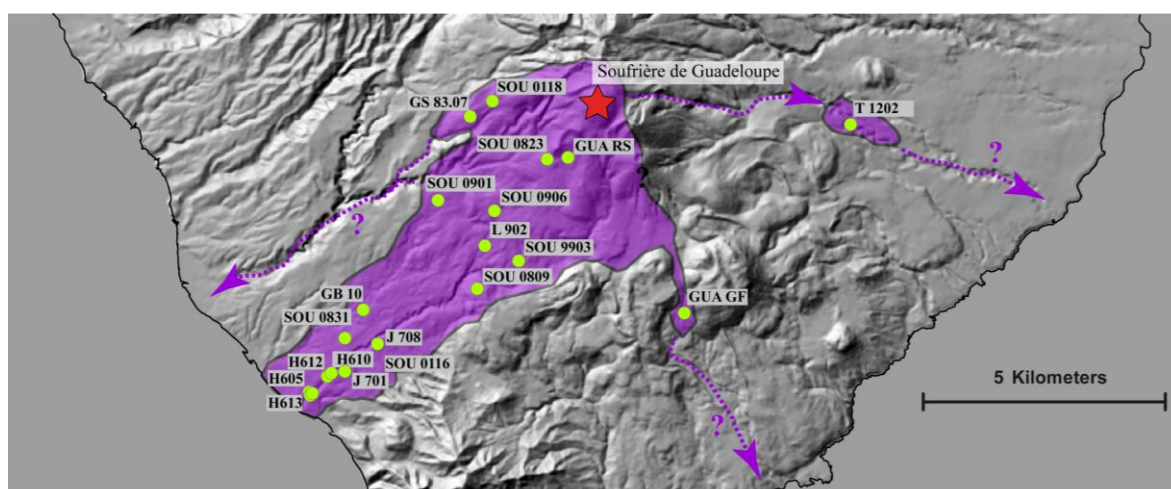


Figure VI.14 : Carte des différents affleurements étudiés de l'avalanche de débris (AD 3) et de son extension déduite.

Lorsqu'elle est canalisée, cette avalanche de débris présente des épaisseurs de dépôt pouvant atteindre plus de 10 m (H 612 et H 701). Les dépôts du faciès de débordement (non canalisé) montrent des épaisseurs entre 1 m (H 605) et 4 m (SOU 0831). Nous estimons que le dépôt d'avalanche de débris recouvre le sud de la Basse Terre sur environ 30.6 km². Le volume de matériel mis en jeu pour cet événement est d'environ à 0.3 km³.

Phase éruptive à croissance de dôme ou d'un cryptodôme PMD 4 :

Nous avons identifié, sur différents affleurements du sud-ouest de la Basse-Terre et notamment à deux reprises à l'embouchure de la rivière du Galion (2 cm d'épaisseur, H 612 et H 606), la présence d'un dépôt d'écoulement pyroclastique (PMD 4) systématiquement en contact direct sous l'unité d'avalanche de débris AD3.

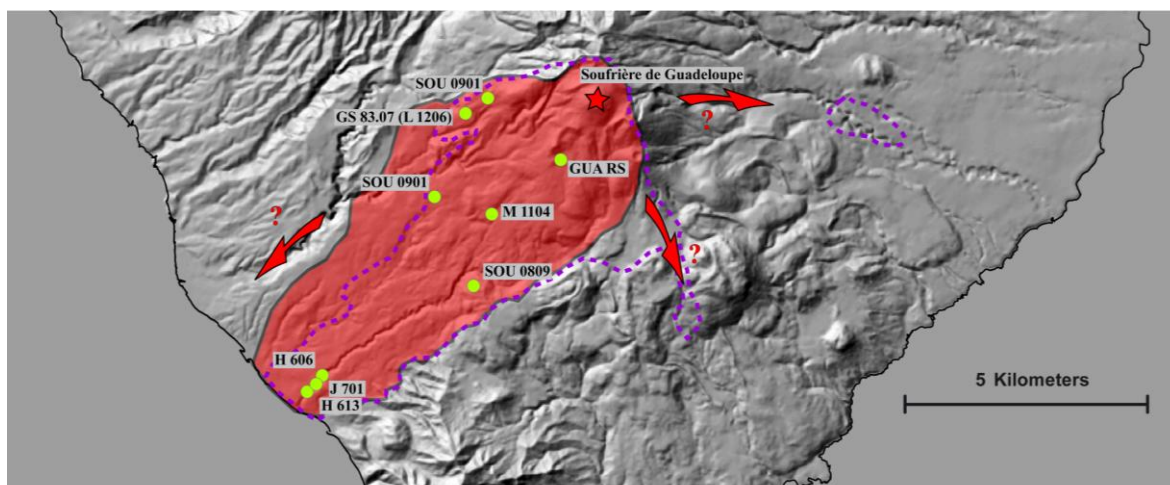


Figure VI.15 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 4 ainsi que son extension déduite (en rouge). En pointillé blanc est représentée l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 3.

Une description détaillée de cette unité d'écoulement pyroclastique est développée en annexe (Annexe D). Cette unité est graveleuse à sableuse, avec une granulométrie moyennement triée (proximalement) à bien triée (distalement) : elle montre un granoclassement inverse. Cette unité homolithologique est constituée principalement de fragments non altérés anguleux à sub-anguleux, de lave andésitique vitreuse de couleur majoritairement gris clair à gris moyen que nous interprétons comme étant des fragments juvéniles. Ces fragments juvéniles denses se caractérisent par une large gamme de densité comprise entre 1.9 et 2.7 g.cm⁻³ mais surtout par un mode principal mal identifiable entre 2.1 et 2.4 g.cm⁻³, ce qui diffère des autres phases éruptives à croissance de dôme (e.g. PMD 5 et PMD 6) de cette période de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe. Les observations réalisées au microscope électronique à balayage sur des fragments juvéniles (Annexe D) montrent des fragments denses, vitreux, contenant beaucoup de phénocristaux, sur lesquels nous ne caractérisons aucune figure de déstabilisation des minéraux à la différence de PMD 6. Nous caractérisons cependant la présence de tridimyte en baguette et de cristobalite, tous les deux polymorphe de la silice, que nous interprétons comme des marqueurs de l'interface avec le système hydrothermal. La matrice vitreuse est andésitique et largement dévitrifiée. Elle est

très riche en microlites de feldspath plagioclase en baguettes, de pyroxène, d'oxyde de fer et de titane et présente parfois des plages de silice.

Cet écoulement pyroclastique interprété comme un écoulement pyroclastique turbulent et dilué recouvre une grande partie du sud-ouest de la Basse-Terre sur environ 32.6 km² pour un volume que nous estimons maintenant à 0.2 km³. Bien que partiellement préservé, cet événement volcanique est aussi l'un de nos niveaux stratigraphiques repères pour le sud-ouest de la Basse-Terre.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 7 contraint à 720 Cal BC (2460 ans BP) :

La caractérisation d'une unité d'avalanche de débris (AD 3) et la mise en évidence d'une unité pyroclastique turbulente et diluée (PMD 4) a permis à Komorowski et al. (2005, 2005) et Boudon et al. (2007) de distinguer ces dépôts précédemment associés à l'événement éruptif de 3100 BP et de les associer à un événement éruptif différent.

L'absence de niveaux intercalés marqueurs de hiatus temporel ou érosionnel, les relations stratigraphiques et la concordance des datations obtenues sur les deux unités pyroclastique et volcanoclastique, nous permettent de supposer des délais très courts entre leur mise en place. L'absence d'évidence d'écoulement pyroclastique concentrée et la caractérisation de l'unité pyroclastique turbulente et diluée loin des vallées des principales rivières du sud Basse-Terre (e.g., SOU 0901 et M 1104) nous permettent de privilégier l'hypothèse d'une explosion latéralement dirigée d'un cryptodôme ou d'un dôme à l'origine de cet écoulement turbulent et dilué, plutôt que d'un écoulement co-génétique d'une coulée pyroclastique. Ces observations corroborent le scénario éruptif de type Bézymianny (1956) ou Mont St Helens (1980) déjà avancé (Komorowski et al., 2002, 2005 ; Boudon et al., 2007 ; Komorowski, 2008).

Nous disposons maintenant de 10 datations radiocarbone directes, obtenues à partir de fragments de bois carbonisés échantillonnés dans le dépôt de coulée pyroclastique turbulent et dilué et dans l'avalanche de débris ainsi que 5 datations radiocarbone indirectes obtenues dans des unités de paléosols ou dans l'unité dite des « Cendres Jaunes ». Celles-ci nous permettent de contraindre précisément et statistiquement cet événement éruptif GDS 7 à 720±10 Cal BC (2456±19 ans BP) (Table VI.5 ; voir Chapitre IV).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 (ans BP)	Age C14 Calibré (Cal BC)	
1	Ravine au Sud du Gros Fougas	GUA-GF	2001	Avalanche de débris	2480±40	-627±143	92%
2	Riv. du Gd Carbet- alt 246 m	T 1202 a	1995	Avalanche de débris	2520±55	-650±149	95%
3	Riv. aux Herbes- alt 10 m	GB10	1977	Avalanche de débris	2550±60	-660±156	97%
4	Ravine Dugommier en contrebas du pont	L 902 a2	1996	Avalanche de débris	2595±50	-787±59	67%
5	Cité Connaissance	SOU 08 31-IX	2008	Avalanche de débris	2610±140	-726±331	99%
6	Riv. du Galion - alt 310 m	GB44	1979	Avalanche de débris	2700±60	-885±95	99%
7	Matouba Papaye	Sou 0118a	2001	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	2335±85	-400±199	84%
8	Route de la Soufrière	GUA-RS	2001	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	2430±70	-536±138	77%
9	Chemin creux de Papaye - alt 785 m	GS 83.07 (L 1206)	1983	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	2720±65	-903±111	100%
10	Chantier Campus UAG Camp Jacob	SOU-0901-D1a	2009	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	2390±30	-468±73	94%
11	Chantier Campus UAG Camp Jacob	SOU 0901 A1b	2009	Cendres Jaunes	2493±37	-645±141	95%
12	Garage du Galion	SOU 08 15 B	2008	Paléosol	2290±70	-355±185	99%
13	Fort Delgrès - Rappel # 2	H 613-2	1997	Paléosol	2740±70	-924±135	100%
14	Riv du Galion - Rappel	H 612-2	1998	Paéosol	2890±70	-1101±199	100%

Table VI.5 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 7 contraint à 720 Cal BC (2460 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et les données de la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

c. Evénements éruptifs GDS 5 et GDS 6 contraints entre 450 Cal BC (1570 ans BP) et 720 Cal BC (2460 ans BP).

Les phases éruptives explosives PEM 4 (La Citerne) et PEM 5 (L'Echelle) :

Les cônes stromboliens de la Citerne et de l'Echelle ont été bien étudiés par Dagain (1981) et Boudon et al., (1988). Ils sont constitués d'une succession de multiples niveaux de retombées scoriacées résultant d'une activité soutenue de fontaine de lave et de projection de scories. Des phases moins explosives ont produit des coulées de lave peu épaisses qui s'intercalent entre les niveaux de retombées. Des épisodes relativement brefs d'interaction entre le magma et les nappes phréatiques sont à l'origine de phases explosives phréatomagmatiques avec notamment la formation d'un anneau pyroclastique autour du cratère de la Citerne (Boudon et al., 1988).

Les scories des dépôts de l'Echelle et de la Citerne ont une composition d'andésite basaltique (Boudon et al., 1988). Elles se distinguent des autres produits récents de la Soufrière de Guadeloupe par leur contenu en cristaux d'olivine. Cette activité éruptive de style strombolien a dû impliquer un magma moins différencié et plus basique que les éruptions de la Soufrière. La position excentrée des cônes de scories par rapport au conduit volcanique présumé de la Soufrière suggère aussi que ce magma moins différencié n'a pas interagi avec la

chambre magmatique superficielle alimentant le complexe de la Grande Découverte - Soufrière en magma plus différencié (Boudon et al., 1988).

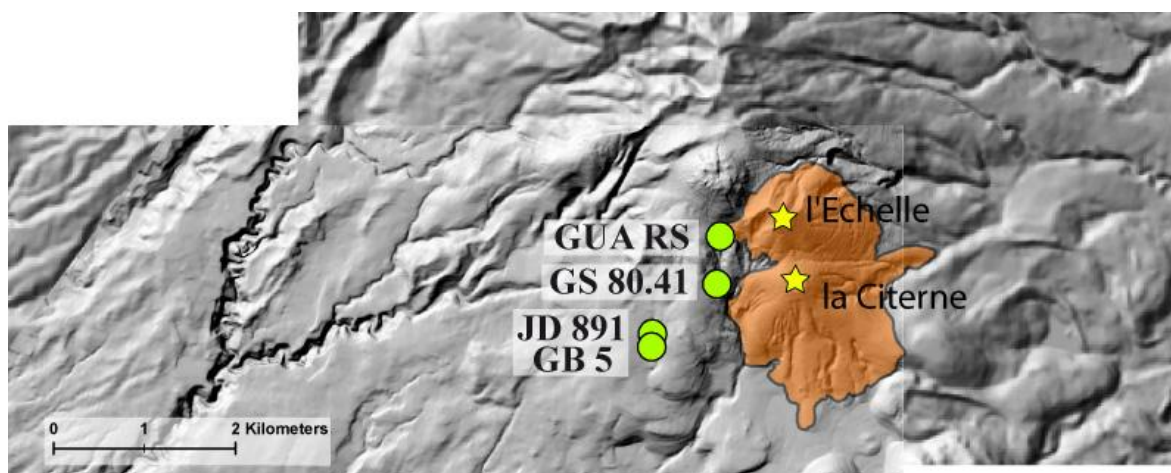


Figure VI.16 : Délimitation de l'extension des dépôts de la Citerne (PEM 4) et de l'Echelle (PEM 5) modifiée de Boudon et al. (1988). En rond vert, la localisation des affleurements qui nous ont permis de contraindre relativement PEM 4 et PEM 5.

Bien que limités dans l'espace, à quelques kilomètres de la source, leurs dépôts caractéristiques en font aussi de bons marqueurs chronostratigraphiques. Afin de pouvoir les comparer et les distinguer d'autres dépôts scoriacés que nous avons découvert au cours de cette étude, nous avons complété les informations existantes par des observations au microscope électronique à balayage sur des échantillons des dépôts de retombées de l'Echelle (P 1125 A, B et C) et de la Citerne (O 1229), prélevés par M. Semet et N. Metrich. Nos observations montrent des fragments assez similaires entre les deux édifices.

Malgré la forte altération, il s'agit de fragments vésiculés riches en microcristaux de pyroxènes, de feldspaths plagioclase, d'oxydes de fer et de titane, contenant en faible proportion des cristaux d'olivine. L'altération des scories a fortement dévitrifié le verre et rempli les vésicules de minéraux d'altération. Malgré cela, on observe les reliques d'une vésicularité importante, avec des vésicules nombreuses, au pourtour irrégulier, de petite taille (de quelques dizaines de microns) montrant des parois larges (entre 10 et 100 microns) sur lesquelles s'est formée une « gaine d'altération ». Les cristaux de feldspath plagioclase montrent des figures de déstabilisation. Nous caractérisons aussi la présence de chlorite que nous interprétons comme le résultat de la déstabilisation partielle ou/et totale des cristaux d'olivine au cours de l'altération, ce qui expliquerait la faible proportion de cristaux d'olivine observée.

Interprétation des événements éruptifs GDS 5 et GDS 6 entre 450 Cal BC (1570 ans BP) et 720 Cal BC (2460 ans BP).

La formation des cônes de l'Echelle et de la Citerne n'est pas contrainte précisément dans le temps mais l'imbrication des produits éruptifs émis par les deux cônes caractérise une édification contemporaine.

Des écoulements volcanoclastiques remaniant leurs produits et contenant des charbons de bois ont été mis en évidence dans les parties hautes des rivières du Galion et de la ravine Chaude (Boudon et al., 1988). Trois âges radiocarbone ont été obtenus : 1800±100 ans BP (GB 5), 1750±100 ans BP (JD 891) et 1545±65 ans BP (GS 80.41) (Boudon et al., 1988). Comme expliqué précédemment, nous interprétons maintenant ces écoulements volcanoclastiques décrits comme des lahars phréatiques (Boudon et al., 1988) comme des unités d'avalanches de débris que nous associons à la déstabilisation de flanc AD 2 (450 Cal AD soit 1570 ans BP). La formation de ces cônes est donc certainement antérieure à 450 Cal AD (soit 1570 ans BP).

Les dépôts d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués d'explosion de dôme caractéristiques des phases PMD 4 (GDS 7) et PMD 6 (GDS 10) datés respectivement à 720±10 Cal BC (2456±19 ans BP) et 1370±10 Cal BC (3054±29 ans BP) ne sont pas présents sur les flancs de l'Echelle et de la Citerne. Nous pouvons en déduire que la formation de ces cônes est certainement postérieure à 720±10 Cal BC (soit 2456±19 ans BP). De nouvelles études de terrain nous ont permis de la mettre en évidence directement sous les dépôts de retombées de scories de l'Echelle et de la Citerne, une unité d'avalanche de débris que nous datons à 2430±70 ans BP (GUA-RS). Nous associons ce dépôt d'avalanche de débris à la déstabilisation de flanc AD 3 que nous contraignons à 720 Cal BC (2460 ans BP).

La formation de la Citerne (GDS 5) et de l'Echelle (GDS 6) est associée à une activité magmatique de type Strombolien viloent (VEI 2) (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988). Les deux événements (GDS 5 et GDS 6) sont contraints relativement entre deux épisodes de déstabilisation des flancs de la Soufrière de Guadeloupe : AD 2 (450 Cal AD soit 1570 ans BP) et AD 3 (720 Cal BC soit 2460 ans BP).

d. Événement éruptif complexe GDS 9 contraint à 1080 Cal BC (2900 ans BP)

Nous avons contraint au cours de cette étude un nouvel événement éruptif polyphasique, intégrant 3 phases volcaniques différentes : (1) une déstabilisation de flanc (AD 4), (2) une phase éruptive à croissance de dôme (PMD 6) et (3) une phase explosive poncéeuse (PEM 4).

Phase de déstabilisation de flanc AD 4 :

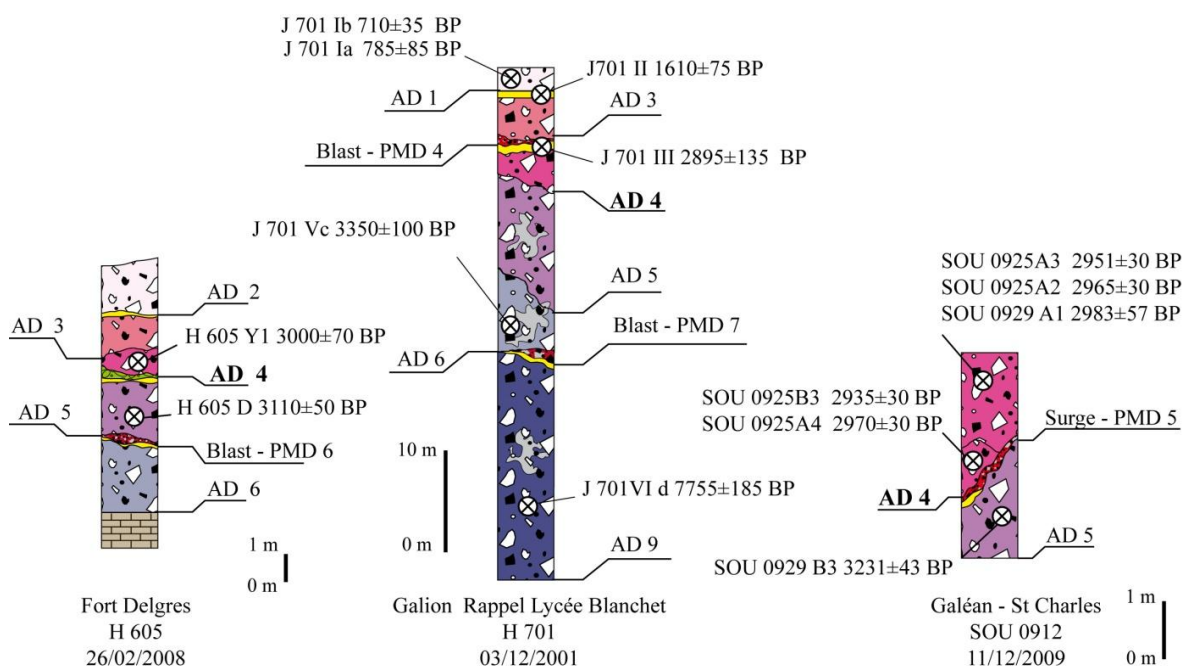


Figure VI.17 : Log stratigraphique de troisaffleurements du sud-ouest de la Basse-Terre mettant en évidence la présence d’une unité d’avalanche de débris AD 4 entre l’AD 3 et l’AD 5. En jaune sont représentées les unités de paléosols (hiatus temporels) et en vert les unités de colluvium (hiatus érosionnels).

Les observations de terrain montrent l’existence d’une nouvelle unité d’avalanche de débris entre celles déjà connues et décrites précédemment : AD 3 (720 Cal BC) et AD 5 (1370 Cal BC) (figure VI.17). Nos nouvelles contraintes stratigraphiques (unités de paléosols et/ou unité de colluvium) et les différentes datations radiocarbone nous permettent de caractériser cette nouvelle phase de déstabilisation de flanc dont les dépôts étaient jusque là associés à l’événement précédent, l’AD 5 (Boudon et al., 1984, 1987, 1988 et 1992 ; Komorowski et al., 2005 ; Le Friant et al., 2006) maintenant contraint à 1370 Cal BC (soit 3060 ans BP).

Cette quatrième phase de déstabilisation de flanc de la Soufrière de Guadeloupe, l’AD 4, a été mise en évidence sur une large zone au sud-ouest et au sud-est de la Basse Terre (figure VI.18).

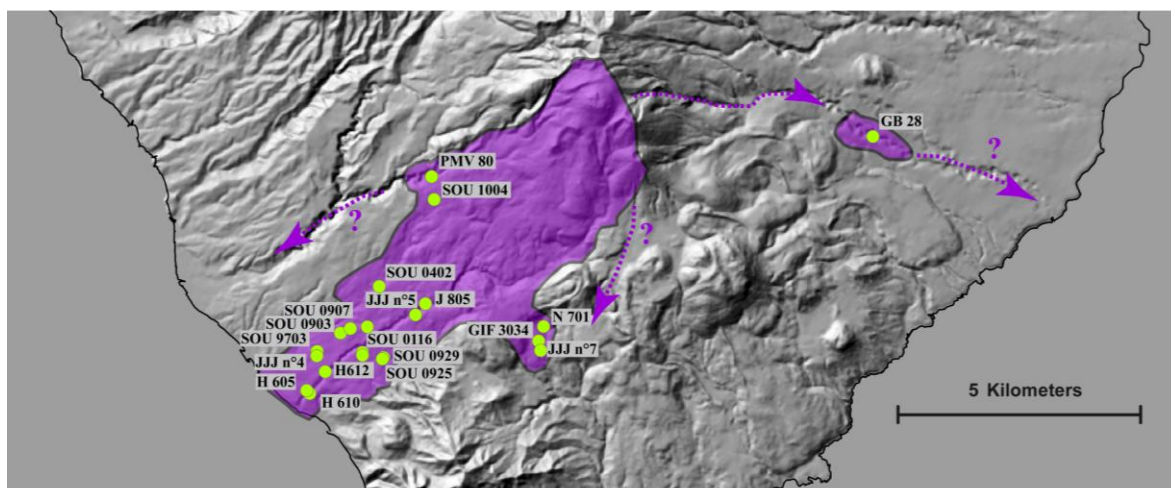


Figure VI.18 : Carte des différents affleurements étudiés de l’avalanche de débris (AD 4) ainsi que son extension déduite.

L’avalanche de débris AD 4 est un dépôt induré, massif constitué de blocs hétérolithologiques subarrondis à subanguleux. Il se caractérise par une importante concentration en panneaux emballés de dépôts d’écoulements pyroclastiques homolithologiques contenant des fragments andésitiques gris légèrement violacés. Ces panneaux, parfois déformés, peuvent atteindre une taille métrique à plus de 7 km de distance de la source. La matrice de l’unité d’avalanche de débris est majoritairement de couleur jaune et est riche en fragments hydrothermalisés présentant des patines oxydées. Certains affleurements révèlent la présence de panneaux hydrothermaux emballés dans les tons ocre jaune.

Les épaisseurs de dépôts associés à cette avalanche de débris sont variables et peuvent atteindre 15 m (H 610), lorsque l’écoulement est canalisé et entre 2 m (J 701, H 605, SOU 9704) et 4 m (SOU 9703) lorsque l’écoulement déborde des vallées. Le dépôt d’avalanche de débris recouvre le sud de la Basse-Terre sur environ 25.8 km². Le volume de matériel mis en jeu pour cet événement est estimé à 0.3 km³.

Phase éruptive à croissance de dôme PMD 5 :

Nous avons pu mettre en évidence, sur différents affleurements au sud-ouest et au sud de la Basse-Terre, une unité d’écoulement pyroclastique que l’on observe systématiquement sous-l’unité d’avalanche de débris AD 4 sans évidence de hiatus temporel ou érosionnel entre les deux unités.

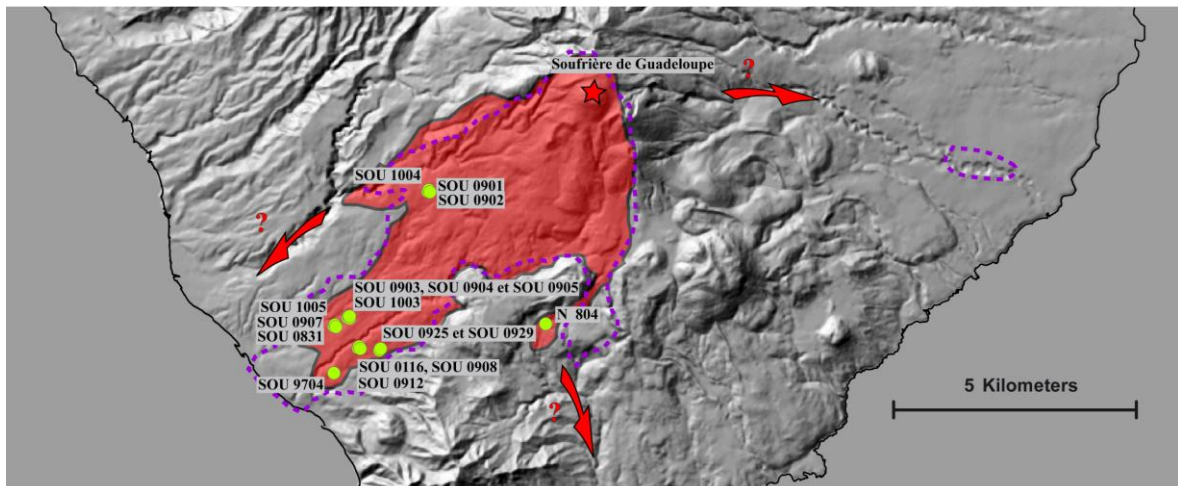


Figure VI.19 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 5 ainsi que son extension déduite (en rouge). En pointillé blanc est représenté l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 4.

Une description détaillée de cette unité d'écoulement pyroclastique est développée en annexe (Annexe D). Nous la décrivons comme massive, très mal triée et sans structure interne. Elle est composée de blocs de lave andésitique vitreuse porphyrique dense dans une matrice de lapilli et de cendres. Cette unité homolithologique se caractérise par une importante fraction de fragments non altérés, anguleux à sub-arrondis, d'andésite dense vitreuse très microcristallisée de couleur grise à grise foncée légèrement violacée que l'on interprète comme des fragments juvéniles. Ces fragments juvéniles sont caractérisés par une faible gamme de densité comprise entre 2.1 et 2.7 g.cm^{-3} et par un mode principal à 2.6 g.cm^{-3} . Les observations réalisées au microscope électronique à balayage sur des fragments juvéniles (Annexe D) montrent des fragments d'andésite dense, vitreuse et riche en phénocristaux. A la différence des observations faites sur les fragments juvéniles de PMD 4, nous caractérisons des figures de résorption sur les bordures externes des phénocristaux de pyroxène et une zonation des phénocristaux de feldspath. La matrice vitreuse est andésitique et largement dévitrifiée. Elle est très riche en microlites de feldspath plagioclase en baguettes, de pyroxène, d'oxyde de fer et de titane et présente souvent des plages de silice. Contrairement à ce que nous avons pu observer sur les fragments juvéniles de PMD 6, nous caractérisons sur ce dépôt la présence de tridymite en baguette (polymorphe de la silice) et surtout de framboïde de pyrite (sulfure de fer) que nous interprétons comme des marqueurs de processus à l'interface avec le système hydrothermal.

Les épaisseurs de ce niveau éruptif varient en fonction de la distance à l'événement. De façon générale, il s'agit d'un dépôt très épais pour lequel nous mesurons distalement (> 7.5 km) des épaisseurs non canalisées qui varient entre 1.5 m (SOU 0116, SOU0908) et 3 m (SOU

0831) de part et d'autre de la rivière du Galion. Nous interprétons ce dépôt comme l'évidence du passage d'une coulée pyroclastique concentrée de blocs et de cendres, associée à la déstabilisation gravitaire d'une partie importante d'un dôme actif. Ce dépôt recouvre un large secteur de l'ouest – sud-ouest au sud de la Soufrière sur environ 25.5 km² pour un volume que nous estimons à 0.4 km³.

Nous avons aussi pu contraindre sur quelques affleurements (e.g., SOU 0116, Sou 0908, SOU 1003 et SOU 0925) une unité érosive, peu épaisse (entre 5 et 13 cm), bien triée, sableuse à cendreuse. Cette unité est en grande partie érodée soit par l'unité de coulée pyroclastique concentrée qui la recouvre directement sur les affleurements d'Habitation Espérance (SOU 1003) soit par l'unité d'avalanche de débris AD 4 qui la recouvre directement sur les affleurements de Galéan (SOU 0116, Sou 0908) et de Galéan – St Charles (SOU 0925). Cette unité est contrainte à sa base par une unité de paléosol que nous datons à plusieurs reprises entre 2910±30 ans BP (SOU 1003 IIa) et 3055±30 ans BP (SOU 1003 IIb) et au sommet soit par l'unité de coulée pyroclastique concentrée, soit par l'unité d'avalanche de débris AD 4, que nous datons entre 2920±30 ans BP (SOU 1003 IIC2) et 2967±38 (SOU 0116 J).

Nous interprétons cette unité comme résultant d'un écoulement pyroclastique turbulent et dilué. Elle a été reconnue uniquement sur des affleurements proches des vallées des principales rivières du sud de Basse-Terre (e.g., rivière du Galion et rivière Aux Herbes) et dans lesquelles l'écoulement pyroclastique concentré s'est canalisé et pour lesquelles nous avons même des évidences de débordement. Ces observations nous permettent de privilégier l'hypothèse d'un écoulement pyroclastique turbulent et dilué co-génétique de l'écoulement pyroclastique concentré plutôt qu'associé à une explosion latéralement dirigée d'un cryptodôme ou d'un dôme.

Phase magmatique explosive PEM 7 :

De nouvelles études stratigraphiques réalisées dans la rivière Noire, nous ont permis de mettre en évidence différentes unités de retombées et de coulées de ponces que nous associons à une même phase éruptive explosive (PEM 7). La stratigraphie de cette phase éruptive est rendue particulièrement complexe par l'importance du couvert végétal et surtout par l'emboîtement de séquences éruptives qui remplissent la vallée de la rivière Noire et appartiennent à deux phases éruptives bien distinctes. La figure VI.21 permet de comprendre les relations stratigraphiques que nous avons mises en évidence.

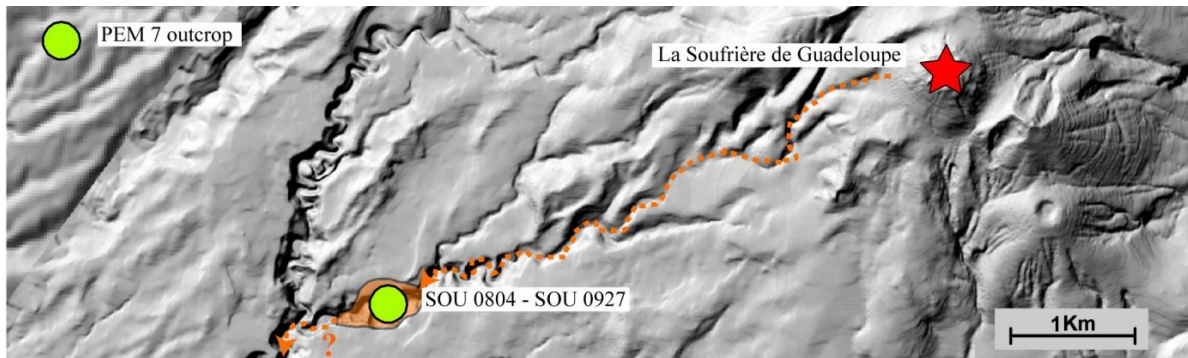


Figure VI.20 : A. Localisation de l’affleurement étudié pour décrire la phase explosive majeure PEM 7.

Les dépôts associés à cette séquence éruptive ont été identifiés en fond de vallée sur une surface de paléo-chenal inclinée dans l’ancien lit de la rivière Noire. Ils reposent directement sur un niveau fin (de 1 à 5 cm d’épaisseur), de couleur noire et très riche en carbone organique (SOU 0804). Nous interprétons ce niveau comme un vestige d’un paléo-incendie de la forêt engendré par le passage d’un écoulement pyroclastique turbulent et dilué probablement associé aux premières phases magmatiques de cet événement éruptif polyphasique mais dont le dépôt n’a pas été préservé dans l’enregistrement géologique.

Directement au-dessus du niveau de paléo-incendie (unité 2 - figure VI.21), on remarque un niveau massif, de 70 cm d’épaisseur ne présentant pas de granoclassement apparent. Cette unité est relativement grossière ($Md \phi = -2.0$) et bien triée ($Sigma \phi = 1.6$). Elle est constituée principalement de fragments vésiculés, non altérés, anguleux, de couleur beige clair à gris clair que l’on interprète comme des fragments juvéniles. Ces fragments juvéniles vésiculés se caractérisent par une large gamme de densité comprise entre 0.6 et 1.7 $g.cm^{-3}$ et par un mode principal très faible à 0.7 $g.cm^{-3}$ (voir Annexe D). Les observations réalisées au microscope électronique à balayage sur ces fragments juvéniles montrent l’existence de deux types de fragments vésiculés. Le premier type de fragments est caractérisé par des vésicules sphériques à ovoïdes, d’un diamètre de plusieurs dizaines à quelques centaines de microns. Les parois des vésicules sont extrêmement fines (de quelques microns) et se caractérisent par un verre sans microlite. Le deuxième type de fragments s’accompagne d’une plus grande densité de vésicules, de plus petite taille, de quelques microns à quelques dizaines de microns, avec des parois de bulles plus épaisses (de quelques dizaines de microns) et une matrice vitreuse avec des cristaux de plagioclases et des microlites de pyroxènes et d’oxydes de fer et de titane (voir Annexe D).

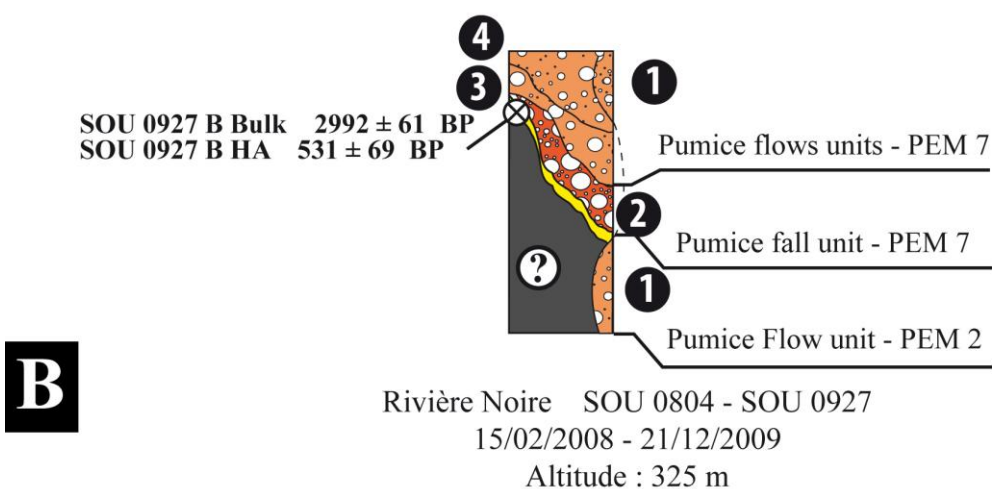
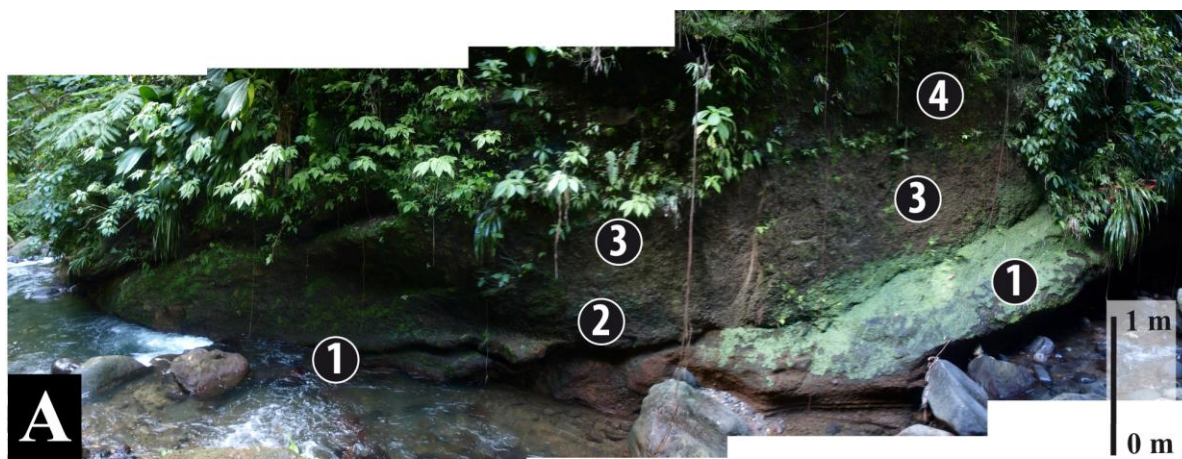


Figure VI.21 : A. Photo interprétée de l’affleurement SOU 0804 - SOU 0927. B. Log interprétatif de l’affleurement SOU 0804 - SOU 0927 dans la rivière Noire. En jaune sont représentés les hiatus temporels (paléosol).

Cette unité de retombées est directement surmontée par deux unités de coulées pyroclastiques riches en ponces (unité 3 et 4 - figure VI.21). Leurs épaisseurs sont variables et comprises entre 60 cm et 1 m. Ces unités sont massives, mal triées et extrêmement indurées ce qui rend l’échantillonnage impossible. La taille moyenne (dans le maximum de l’allongement) calculée pour les 5 plus gros fragments de ponces apparents est de 6 cm. L’absence d’évidence de hiatus temporel ou érosionnel entre ces trois unités nous permet de les intégrer à une même séquence éruptive. Une colonne éruptive convective soutenue est à l’origine de la mise en place de l’unité de retombées de ponces. L’effondrement récurrent de cette colonne a généré ces deux unités d’écoulements pyroclastiques ponceux.

La complexité de cet affleurement est liée à la présence d’un dépôt plus récent de coulée pyroclastique riche en ponces (unité 1 - figure VI.21) dont certaines présentent une alternance de « bandes » noires et gris clair, caractéristique de la phase explosive subplienne

(PEM 2) de l'événement de 1530 AD (GDS 2). Cette unité qui s'est canalisée dans la rivière se retrouve plaquée contre les trois unités (PEM 7) décrites précédemment. Erodé par la rivière, ce dépôt ne laisse apparaître les trois unités de PEM 7 que sur une faible distance (figure VI.21). L'imbrication de ces différents dépôts associés à des phases éruptives différentes rend l'interprétation stratigraphique et chronologique difficile.

Lors de la datation par carbone 14 du niveau noir de paléo-incendie, il a été possible de séparer le carbone le plus ancien (« Bulk », voir Chapitre IV) du carbone le plus récent (« acide humique : HA », voir Chapitre IV) pour les dater séparément. Nous avons obtenu des âges respectifs de 2992 ± 61 ans BP (SOU 0927 Bulk) et de 531 ± 69 ans BP (SOU 0927 HA). Nous interprétons l'âge « Bulk » comme étant l'âge de la mise en place des dépôts associés à cette phase explosive (PEM 7) et l'âge « HA » comme associé à une contamination récente du niveau noir de paléo-incendie à la suite de la canalisation dans la rivière Noire des dépôts d'écoulement pyroclastiques riche en ponces de l'événement éruptif GDS 2 (1530 AD).

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 7 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2, beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 7 de 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l'événement éruptif polyphasique GDS 9 daté à 1080 Cal BC (2900 ans BP) :

La présence systématique d'une unité d'écoulement pyroclastique concentrée à blocs (PM 5) sous l'unité d'avalanche de débris (AD 4) nous permet de déduire que la première unité s'est mise en place avant l'avalanche de débris. L'absence de hiatus temporel ou érosionnel entre les deux unités, la concordance entre les nombreux âges radiocarbone obtenus pour les deux unités et la présence de très nombreux panneaux emballés de cette coulée pyroclastique dans les dépôts d'avalanches de débris, nous permettent d'en déduire que les deux unités se sont mises en place dans des délais relativement courts. Nous pouvons formuler l'hypothèse que la déstabilisation de flanc a eu lieu au cours d'une phase éruptive à croissance de dôme. Un analogue moderne pourrait être l'éruption du « Boxing Day » de la Soufrière Hills de Montserrat, le 26 décembre 1997 où l'effondrement de flanc du volcan est survenu deux ans après le début de l'éruption (e.g., Voight et al., 2002 ; Sparks et al., 2002 ; Ritchie et al., 2002).

Nous n'avons pu mettre en évidence les dépôts d'une phase explosive poncée (PEM 7) que sur un seul affleurement, ce qui rend très difficile l'estimation de la dispersion spatiale de ces dépôts ainsi que la magnitude et l'intensité de cette phase explosive. Nous n'avons établi aucune relation stratigraphique directe entre cette phase explosive et la phase magmatique à croissance de dôme et/ou la déstabilisation de flanc. Cependant, la concordance des datations radiocarbone que nous avons obtenues pour la phase de déstabilisation de flanc (AD 4), la phase éruptive à croissance de dôme (PMD 5) et la phase explosive (PEM 7), nous permet de supposer que ces trois phases sont contemporaines et nous permet également de les regrouper au sein d'un même événement éruptif polyphasique GDS 9, hypothèse la plus probable. Un niveau peu épais mais très bien marqué de paléo-incendie a été identifié dans la rivière Noire. Seul le passage d'un écoulement pyroclastique turbulent et dilué est capable de brûler si soudainement une aussi importante portion de forêt. Nous avons quelques évidences d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués au cours de cet événement éruptif que nous interprétons comme étant très probablement co-génétique de la mise en place de la coulée pyroclastique concentrée. Nous pouvons supposer que cette unité pyroclastique très énergétique qui a potentiellement affecté une zone beaucoup plus large que l'unité pyroclastique concentrée, peut être à l'origine de ce paléo-incendie et de la formation de ce niveau très noir, même si le dépôt pyroclastique n'a pas été préservé.

L'événement éruptif commence par une phase extrusive marquant la croissance d'un dôme dans le cratère Amic. Une partie ou la totalité de ce dôme se déstabilise produisant un important écoulement pyroclastique concentré affectant tout le sud-ouest de la Basse-Terre. La déstabilisation de flanc a lieu par la suite, sans que l'on puisse contraindre les délais entre la mise en place des deux unités et le(s) phénomène(s) déclencheur(s). Le positionnement de la phase explosive au sein de cet événement éruptif est difficile à établir, mais nous faisons l'hypothèse qu'elle a lieu après la phase éruptive à dôme (PMD 5) et la déstabilisation de flanc (AD 4).

Désormais nous disposons de 55 datations radiocarbone, obtenues à partir de fragments de bois échantillonnés directement dans le dépôt de coulée pyroclastique concentré ou dans le dépôt d'avalanche de débris ainsi que 9 datations radiocarbone indirectes obtenues sur des unités de paléosols/paléo-incendie. Ceci nous permet de contraindre précisément et statistiquement à 1080 Cal BC (2900 ans BP) cet événement éruptif complexe GDS 5. Cet âge obtenu pour la déstabilisation de flanc AD 4 est cohérent avec celui des deux autres déstabilisations de flanc (AD 3 et AD 5) qui l'encadrent et qui sont contraints respectivement à 720 Cal BC (2460 ans BP) et 1370 Cal BC (3060 ans BP) (Table VI.6 ; voir Chapitre IV).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 (ans BP)	Age C14 C (Cal BC)
1	Morne Dolé - alt 340 m	GIF3034	1973	Avalanche de débris	2800±100	-1009±211
2	Riv. du Grand Carbet - alt 230 m	GB28	1978 - 1979	Avalanche de débris	2850±70	-1028±186
3	Riv. du Galion un peu en aval du pont RN 1	H 610 b	1994	Avalanche de débris	2875±55	-1063±152
4	Riv. du Galion - alt 250 m	JJJ n° 5	1979-1980	Avalanche de débris	2910±100	-1142±247
5	Chantier cité de la Connaissance - St Claude	SOU-1005-I-b	2009	Avalanche de débris	2910±30	-1110±102
6	Galéan	SOU-0912-A2	2010	Avalanche de débris	2910±30	-1110±102
7	Chantier Cité de la Connaissance	SOU-0907-B2	1995	Avalanche de débris	2925±30	-1117±98
8	Route de Choisy vers Morin, alt. 210 m	J 709 a	2009	Avalanche de débris	2925±50	-1138±158
9	Cité de la Connaissance	SOU 08 31-XI	2008	Avalanche de débris	2930±70	-1144±175
10	Galéan - St Charles	SOU 0925 B3	2009	Avalanche de débris	2935±30	-1151±110
11	Chantier Campus UAG Camp Jacob - St Claude	SOU-1004-I-a	2001	Avalanche de débris	2940±30	-1155±109
12	Galéan	Sou 01-16 IVe	2010	Avalanche de débris	2940±50	-1158±156
13	Chantier Cité de la Connaissance	SOU-0907-B1	2009	Avalanche de débris	2945±30	-1157±109
14	Cité Connaissance	SOU 08 31-IV	2008	Avalanche de débris	2950±70	-1152±175
15	Cité de la Connaissance	SOU 08 31-IIB	2008	Avalanche de débris	2950±70	-1152±175
16	Galéan - St Charles	SOU 0925 A3	2009	Avalanche de débris	2951±36	-1171±126
17	Riv. du Galion RD - alt 250 m	K 805 a	1995	Avalanche de débris	2955±55	-1164±154
18	Chantier Cité de la Connaissance	SOU 1005 Ia	2010	Avalanche de débris	2962±43	-1178±139
19	Galéan - St Charles	SOU-0925-A2	2009	Avalanche de débris	2965±30	-1206±95
20	Galéan	SOU 0116 J	2001	Avalanche de débris	2967±38	-1183±132
21	Pont de Nozières	PMV 80	1980	Avalanche de débris	2970±105	-1175±255
22	Galéan - St Charles	SOU 0925 A4	2009	Avalanche de débris	2970±30	-1211±100
23	Pont Riv. Grande Anse 100 m Est	N 701 b1	1983	Avalanche de débris	2980±85	-1198±220
24	Galéan - St Charles	SOU 0929 A1	2009	Avalanche de débris	2983±57	-1219±173
25	Chantier Campus UAG Camp Jacob - St Claude	SOU-1004-I-b	2010	Avalanche de débris	2985±30	-1219±97
26	Galéan	SOU 0912 A1	2009	Avalanche de débris	2988±43	-1218±107
27	Galéan	SOU-0912-A5	2009	Avalanche de débris	2990±30	-1221±95
28	Riv. Du Galion - Fort Delgrès	H 605 Y1	2008	Avalanche de débris	3000±160	-1185±353
29	Riv. du Galion - alt 1000 m	JJJ n° 4	1979-1980	Avalanche de débris	3000±50	-1254±143
30	Chantier cité de la Connaissance - St Claude	SOU-0903-A3	2009	Avalanche de débris	3005±30	-1255±68
31	Galéan	SOU 01 16 VIII B	2004	Avalanche de débris	3020±80	-1229±205
32	Pont Riv. Grande Anse 100 m Est	N 701 b2	1983	Avalanche de débris	3030±140	-1222±317
33	Gros Morne Dolé ?	JJJ n° 7	1979-1980	Avalanche de débris	3066±84	-1305±195
34	Riv. du Galion un peu en aval du pont RN 1	H 610 a	1994	Avalanche de débris	3070±50	-1325±118
35	Galéan	SOU 01 16 V F	2004	Avalanche de débris	3070±70	-1295±168
36	Riv. aux Herbes - alt 240 m	SOU 04 02	2004	Avalanche de débris	3070±70	-1295±168
37	Galéan	SOU 01 16 V G	2004	Avalanche de débris	3080±70	-1342±155
38	Morne Désiré, alt 605 m	N 804 d	1980	Coulée pyroclastique concentrée	2800±100	-1009±211
39	Pont piétonnier de Blanchet	SOU 9704 Ib	1997	Coulée pyroclastique concentrée	2840±60	-989±146
40	Cité de la Connaissance - St Claude	SOU 0831 B1	2008	Coulée pyroclastique concentrée	2850±70	-1028±186
41	Habitation Esperance - St Claude	SOU-0904-A2	2009	Coulée pyroclastique concentrée	2910±30	-1110±102
42	Camp Jacob - Basse-Terre	SOU-0902-A	2009	Coulée pyroclastique concentrée	2915±30	-1113±101
43	Habitation Esperance - St Claude	SOU-1003-III-C2	2010	Coulée pyroclastique concentrée	2920±30	-1115±100
44	Habitation Esperance - St Claude	SOU 1003 III C5	2010	Coulée pyroclastique concentrée	2930±49	-1151±154
45	Cité de la Connaissance - St Claude	SOU 08 31-IIB	2008	Coulée pyroclastique concentrée	2950±70	-1152±175
46	Camp Jacob - Basse-Terre	SOU-0901-F1b	2009	Coulée pyroclastique concentrée	2980±30	-1217±100
47	Cité de la Connaissance - St Claude	SOU 0831 B1	2008	Coulée pyroclastique concentrée	2990±70	-1216±192
48	Habitation Esperance - St Claude	SOU-1003-III-C6	2010	Coulée pyroclastique concentrée	2995±30	-1223±95

49	Cité de la Connaissance - St Claude	SOU 0831 B1	2008	Coulée pyroclastique concentrée	3020±70	-1239±185
50	Habitation Esperance - St Claude	SOU 1003 III C8	2010	Coulée pyroclastique concentrée	3035±30	-1306±94
51	Camp Jacob - Basse-Terre	SOU 0901 F1a	2009	Coulée pyroclastique concentrée	3084±54	-1334±125
52	Cité de la Connaissance - St Claude	SOU-0903-B3	2009	Panneau pyroclastique emballé dans AD 5	2910±30	-1110±102
53	Cité de la Connaissance - St Claude	SOU 0903 B2	2009	Panneau pyroclastique emballé dans AD 5	2945±44	-1156±142
54	Galéan	SOU 01 16 III B	2001	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	2990±70	-1216±192
55	Lotissement HLM Desmarais	SOU-9703-III-e1	1997	Panneau pyroclastique emballé dans AD 5	3056±55	-1311±123
56	Habitation Esperance - St Claude	SOU-1003-II-b	2010	Paléosol sous PMD 5	2910±30	-1110±102
57	Galéan	Sou 01 16 I	2001	Paléosol sous PMD 5	2915±40	-1132±129
58	Cité de la Connaissance - St Claude	SOU 0907 A2	2009	Paléosol sous PMD 5	2935±44	-1141±133
59	Habitation Esperance - St Claude	SOU-1003-II-a	2010	Paléosol sous PMD 5	3055±30	-1335±75
60	Chantier Cité de la Connaissance	SOU-0907-A1	2009	Paléosol sous PMD 5	3070±30	-1340±74
61	Grand Méandre du Galion	H 606 I	2004	Paléosol sous AD 3	3010±80	-1223±205
62	Cité de la Connaissance	SOU-0907-A1	2009	Paléosol sous AD 3	3070±30	-1340±74
63	Riv du Galion - Rappel Blanchet	J701 III	2001	Paléosol sous AD 3	2895±135	-1113± 296

Table VI.6 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 9 à 1080 Cal BC (soit 2900 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et les données de la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

e. Événement éruptif GDS 11 contraint à 1870 Cal BC (3500 ans BP)

La définition de cet événement éruptif GDS 11 se base sur la caractérisation d'un dépôt d'avalanche de débris et d'unités d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué observés sur une large zone du sud-ouest de la Basse-Terre. Nous avons cependant moins de contraintes que pour les événements éruptifs GDS 7, GDS 9 et GDS 10 ce qui implique que notre interprétation du scénario éruptif de cet événement demeure plus incertaine.

Phase de déstabilisation de flanc AD 6 :

Ce sixième épisode de déstabilisation de flanc de la Soufrière de Guadeloupe, l'AD 6 a été mis en évidence sur une large zone au sud-ouest, au sud et au sud-est de la Basse Terre (figure VI.22). Déjà observé par Komorowski et al. (2002, 2005) et Boudon et al. (2007), nous apportons de nouvelles contraintes stratigraphiques et chronologiques sur cet épisode.

Cette déstabilisation de flanc se caractérise par des dépôts mal triés, modérément indurés mais massifs, constitués d'une matrice fine hydrothermalisée de teinte beige et de nombreux blocs hétérolithologiques subarrondis à subanguleux hydrothermalisés. On observe la présence de panneaux hydrothermaux ainsi que la présence de panneaux emballés d'une

unité d'écoulement pyroclastique homolithologique d'andésite gris foncé. Des structures de cisaillement sont présentes à la base du dépôt d'avalanche de débris attestant de la dynamique érosive de l'écoulement sur le substratum. De plus, de nombreux fragments de bois frais ainsi que des « fantômes » de bois sont observés dans le dépôt et ont pu être datés (Table VI.7).

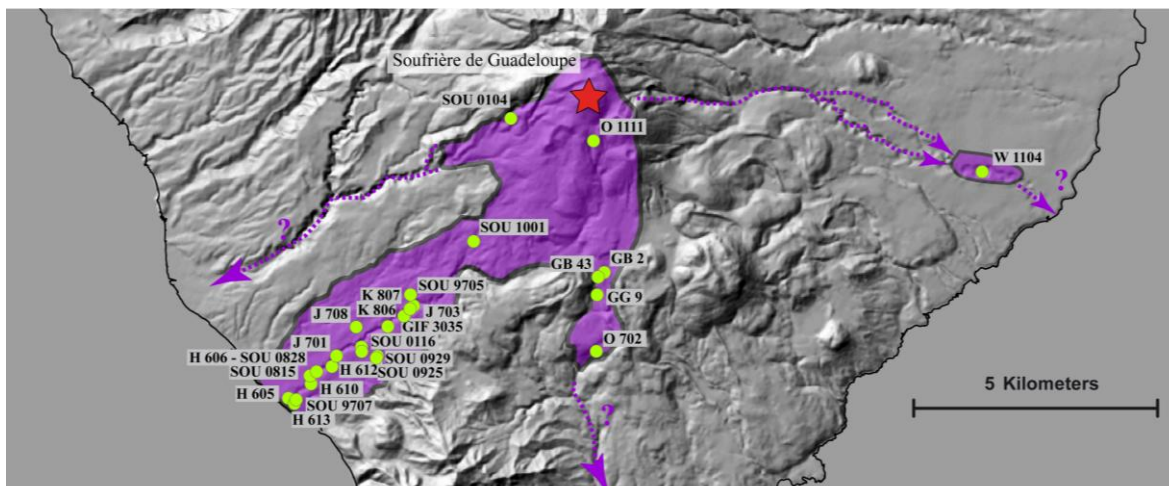


Figure VI.22 : Carte des différents affleurements étudiés de l'avalanche de débris (AD 6) ainsi que son extension déduite.

Cette avalanche de débris présente des épaisseurs de 20 m (J 706 et J 708) lorsque le dépôt est canalisé, principalement dans la rivière du Galion et jusqu'à 2 m d'épaisseur (H 605) hors des vallées. Cette unité d'avalanche de débris recouvre le sud de la Basse-Terre sur environ 26.2 km², mettant en jeu un volume de matériel que nous estimons à 0.3 km³.

Phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme PMD 7 :

Les évidences de cette phase d'activité magmatique impliquant la mise en place d'un dôme ou d'un cryptodôme sont peu nombreuses et reposent principalement sur l'interprétation de quatre affleurements : à Circonvallation (SOU 0104), à proximité de la rivière aux Herbes, dans la partie basse de la rivière du Galion (H 606 et J 701) et à l'embouchure de la rivière du Carbet (GB 14).

Nous identifions sur les trois affleurements du sud-ouest de la Basse-Terre un dépôt pyroclastique fin, cendro-sableux dont l'épaisseur varie de 0.5 à 4 cm. Cette unité, très bien triée et riche en fragments d'andésite grise à légèrement rosâtre, est laminée et présente une légère stratification entrecroisée (H606). Elle contient de nombreuses petits fragments de bois carbonisés et repose sur une unité de paléosol dont le contact est marqué par un liseré très noir.

Nous interprétons ces différentes observations comme des évidences d'une unité d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué (écoulement très dynamique et de très haute température) qui serait à l'origine de la carbonisation de la végétation (liseré noir et brindilles carbonisées). Ce dépôt a pu être daté directement par deux bois carbonisés, prélevés dans la rivière du Galion, à 3870 ± 45 ans BP (H 606 c) et à 3980 ± 70 ans BP (H 606 a) et indirectement par une unité de paléosol à 3535 ± 30 ans BP (SOU 0104 D2). Sur tous nos affleurements, ce niveau pyroclastique fin est en partie érodé par une unité d'avalanche de débris qui la recouvre directement. Cette unité d'avalanche de débris supérieure a pu être datée à plusieurs reprises à Circonvallation à 3720 ± 80 ans BP (SOU 0104 E), et dans la rivière du Galion à 3870 ± 70 ans BP (H 606 M1), à 3880 ± 70 ans BP (H 606 H5) et à 3350 ± 100 ans BP (J 701 Vc).

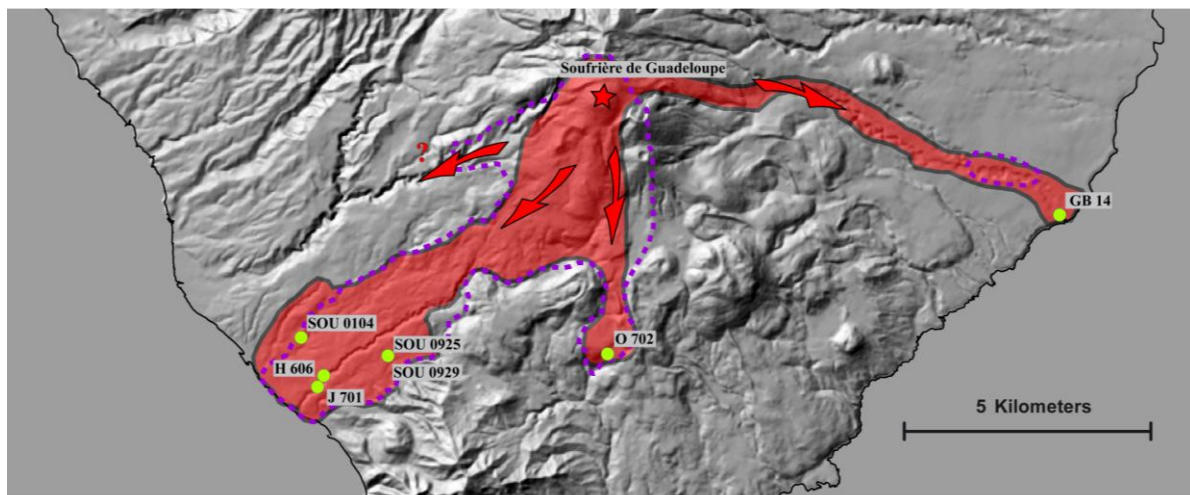


Figure VI.23 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 7 ainsi que son extension déduite (en rouge). En pointillé violet est représentée l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 6.

Dagain (1981) décrit, sur un affleurement à l'embouchure de la rivière du Grand Carbet, un niveau fin de cendres grises argilisées et riches en morceaux de charbon. Ce dépôt a été daté à 3480 ± 70 ans BP (GB 14) (Dagain, 1981 ; Paterne, 1980). La présence de fragments de charbon dans ce dépôt implique nécessairement une température très élevée, compatible avec la température de mise en place des écoulements pyroclastiques magmatiques. La granulométrie très fine et l'âge radiocarbone obtenues pour cette unité sont compatibles avec nos observations et notre interprétation d'une unité d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué.

Toutes ces observations nous permettent d'établir l'occurrence d'une phase d'activité magmatique à mise en place d'un dôme (PMD 7) à l'origine d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués, qui ont recouvert une vaste zone que nous estimons être supérieure à 22,1

km² et qui a atteint à la fois la côte caraïbe et la côte atlantique à plus de 9 km de distance de l'événement, pour un volume estimé de 0.2 km³.

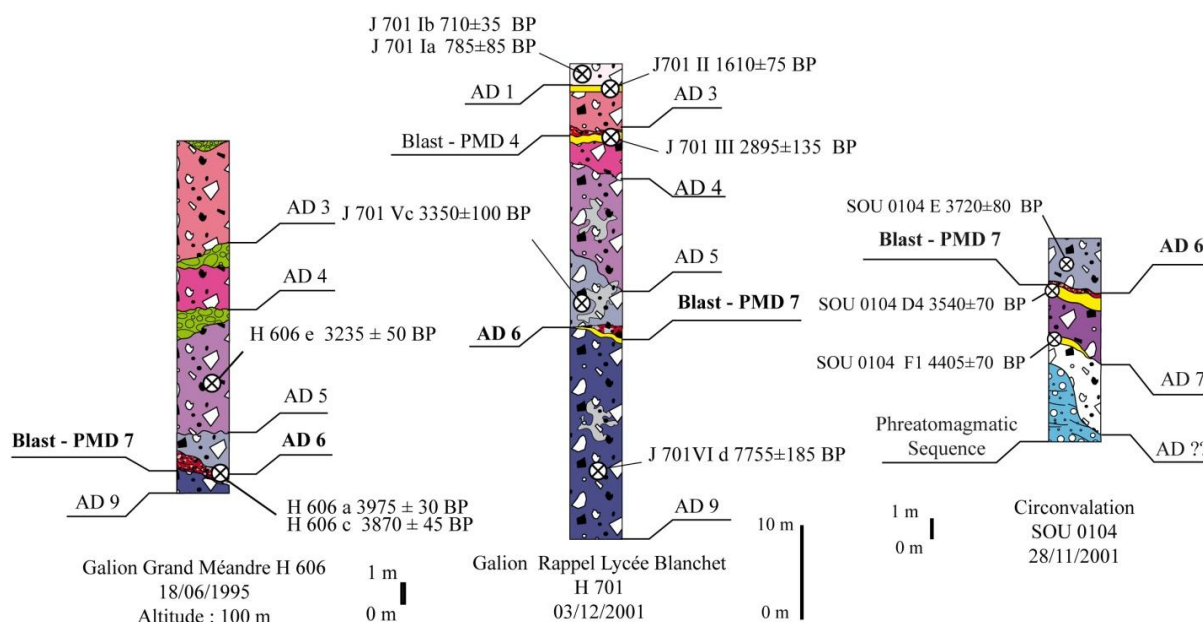


Figure VI.24 : Logs stratigraphiques des affleurements sur lesquels nous avons identifié l'unité d'avalanche de débris AD 6 et les unités d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué associées à PMD 7. En jaune sont représentées les unités de paléosols (hiatus temporels) et en vert les unités de colluvium (hiatus érosionnels).

Interprétation de l'événement éruptif GDS 11 daté à 1870 Cal BC (3495 ans BP) :

Les données stratigraphiques et chronologiques décrites précédemment nous permettent de caractériser une phase de déstabilisation de flanc (AD 6) entre 3350±100 ans BP (J 701 Vc) et 3980±95 ans BP (W 1104 B) (sur la base de 14 datations radiocarbone directes) et une phase éruptive avec la mise en place d'un dôme (PMD 7) entre 3465±60 ans BP (O 702) et 3980±70ans BP (H 606 a) (sur la base de 5 datations radiocarbone directes).

Compte tenu de la position stratigraphique de ce dépôt pyroclastique par rapport à l'unité d'avalanche de débris, de l'absence de niveaux intercalés marqueurs de hiatus temporel ou érosionnel et la concordance des datations obtenues pour ces deux unités, on peut considérer que la mise en place des deux phases (AD 6 et PMD 7) est contemporaine.

Au vu de la zone affectée par les dépôts d'écoulements pyroclastiques, de l'absence de dépôt d'écoulement pyroclastique concentré canalisé dans les vallées et de la distance entre certains affleurements (e.g., SOU 0104) et les vallées des principales rivières du sud Basse-Terre, l'hypothèse la plus probable implique une explosion latéralement dirigée du dôme ou d'un cryptodôme. Dans ce cas précis et comme pour les événements éruptifs GDS 4 et GDS 6,

l'activité magmatique (PMD 7) pourrait être à l'origine de cette déstabilisation de flanc (AD 6).

Nous disposons de 18 datations radiocarbone directes obtenues dans l'unité d'avalanche de débris ou dans les niveaux pyroclastiques et 5 datations radiocarbone indirectes obtenues dans des unités de « Cendres Jaunes » et de paléosols (Table VI.7 ; voir Chapitre IV) pour contraindre précisément et statistiquement cet événement éruptif à 1870 Cal BC (3495 ans BP).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 Calibré (Cal BC)	
1	Riv du Galion - Rappel Blanchet	J701 Vc	2001	Avalanche de Débris	3350±100	-1660±227	100%
2	Riv. du Galion - alt 210 m	GIF 3035	1973	Avalanche de Débris	3450±100	-1752±233	98%
3	Riv. Grande Anse - alt 640 m	GB2	1977	Avalanche de Débris	3500±90	-1826±218	98%
4	Riv. Grande Anse - alt 500 m	GB43	1979	Avalanche de Débris	3600±100	-1949±260	99%
5	Riv. Grande Anse - alt 640 m	GG9j	1978	Avalanche de Débris	3600±100	-1949±260	99%
6	Galéan	SOU 0116 VIIIIC	2004	Avalanche de Débris	3610±70	-1956±188	99%
7	Riv. du Galion RG - alt 240 m	K 807 a	1995	Avalanche de Débris	3620±55	-2009±133	97%
8	Riv. Du Galion - Grand Méandre	SOU 08 28 5	2008	Avalanche de Débris	3640±70	-2038±167	96%
9	Grande falaise de la Matylis - alt 1050 m	O 1111 a2	2000	Avalanche de Débris	3660±40	-2033±108	99%
10	Riv. du Galion RG - 250 m	K 806 a	1995	Avalanche de Débris	3695±65	-2073±162	96%
11	Circonvallation	SOU 0104 E	2001	Avalanche de Débris	3720±80	-2121±227	99%
12	Riv. Du Galion - Grand Méandre	H 606 M1	2004	Avalanche de Débris	3870±70	-2316±177	98%
13	Riv. Du Galion - Grand Méandre	H 606 H5	2004	Avalanche de Débris	3880±70	-2344±152	93%
14	Riv du Carbet - alt 85 m	W 1104 B	2005	Avalanche de Débris	3980±95	-2456±253	91%
15	rappel Rivière du Galion	H 606 H1	2004	Paléosol sous AD 6	3730±80	-2133±218	97%
16	Riv. Du Galion - Grand Méandre	H 606 H2	2004	Paléosol sous AD 6	4020±70	-2551±210	92%
17	Galéan - St Charles	SOU 0929 B4	2009	Panneau de coulée pyroclastique dans AD 6	3580±30	-1953±75	98%
18	Embouchure du Grand Carbet	GB14.2	1979	niveau pyroclastique cendreux	3480±70	-1801±176	100%
19	Talus D5 RG, Grand Fond, 465 m	O 702	1983	Cendres Jaunes	3465±60	-1781±151	100%
20	Riv. Du Galion - Grand Méandre	H 606 c	2004	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	3870±45	-2368±100	86%
21	Riv. Du Galion - Grand Méandre	H 606 a	2004	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	3980±70	-2482±198	95%
22	Circonvallation	SOU 01 04 D2	2001	Paléosol sous PMD 7	3540±70	-1864±174	99%

Table VI.7 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 11 à 1870 Cal BC (3495 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et les données de la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

f. Événement éruptif GDS 8 contraint entre 720 Cal BC (2460 ans BP) et 1080 Cal BC (2900 ans BP)

Phase magmatique explosive PEM 6 :

Les affleurements liés au chantier de construction des lotissements de l’Ilet Morin, à 7 km de la Soufrière de Guadeloupe entre la rivière aux Herbes et la ravine Bonne espérance, ont révélé la présence de deux niveaux de retombées de lapilli noirs assez grossiers et faiblement vésiculés (J 801). Ces deux unités, que nous interprétons comme des retombées de scories et qui reposent sur une unité de paléosol, sont intercalées entre deux unités distinctes d’avalanches de débris.

L’unité de retombées de scories inférieure mesure 8 cm d’épaisseur et présente un granoclassement normal; l’unité de retombées de scories supérieure mesure 43 cm d’épaisseur et présente un granoclassement inverse. Il n’y a aucune évidence de niveaux de hiatus temporel ou érosionnel intercalés entre ces deux unités de retombées de scories. Nous interprétons ces deux unités comme une séquence pyroclastique appartenant à une même phase explosive.

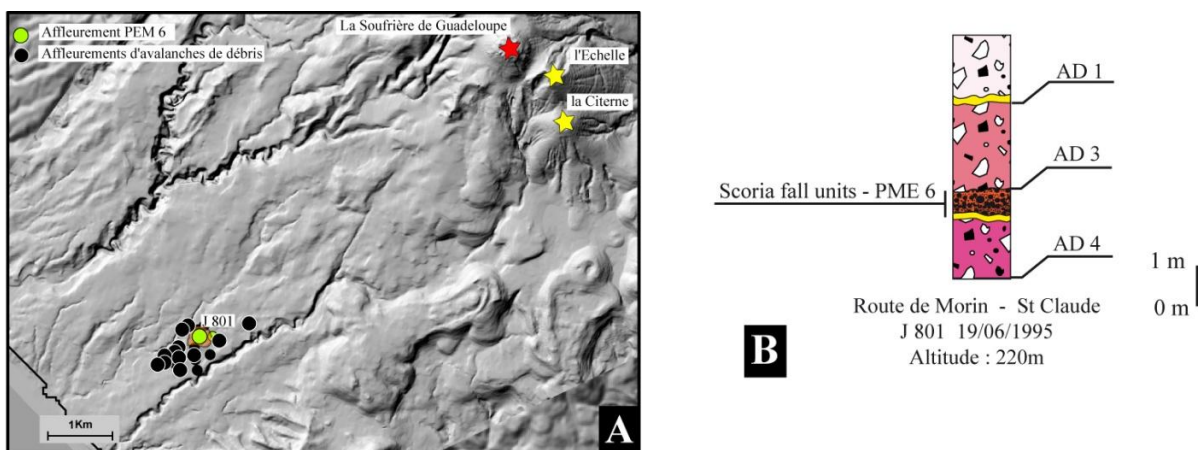
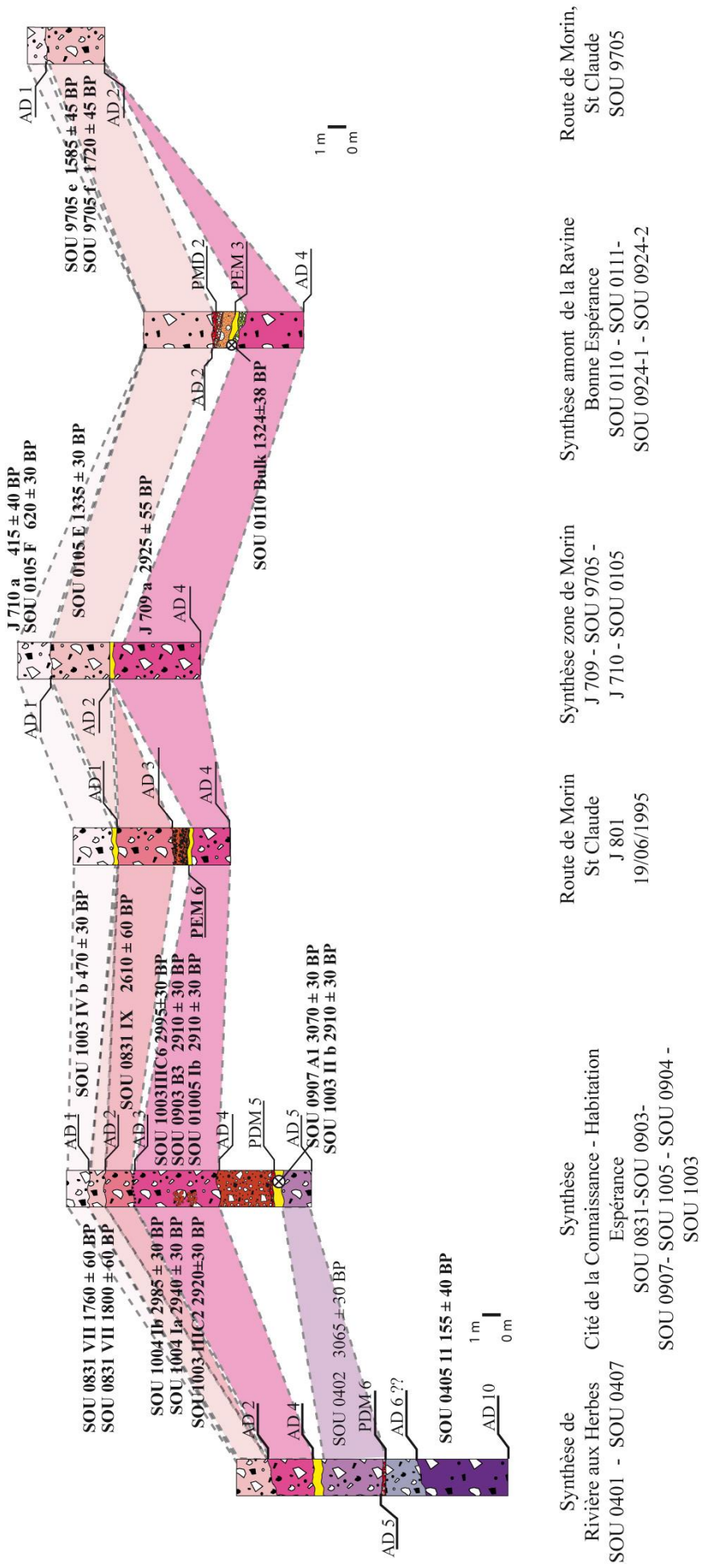


Figure VI.25 : A. Carte des affleurements étudiés pour décrire la phase explosive majeure PEM 6. B. Log interprétatif de l’affleurement J 801 sur la route de Morin, St Claude. En jaune sont représentés les hiatus les hiatus temporels (paléosol).

Ces deux unités de retombées de scories marquent donc l’occurrence d’un nouvel événement éruptif explosif dans l’histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière mais que nous ne pouvons pas contraindre directement. Nous n’avons pas pu dater directement cette séquence de retombées de scories ou les unités d’avalanches de débris qui l’encadrent.

Notre interprétation des nombreuses études réalisées sur les dépôts d’avalanche de débris affleurant à proximité de la zone de Morin (figure VI. 25 ; voir Annexe D) suggère que cette séquence de retombées de scories repose sur une unité d’avalanche de débris basale



Synthèse de Rivière aux Herbes SOU 0401 - SOU 0407	Synthèse Cité de la Connaissance - Habitation Espérance SOU 0831-SOU 0903- SOU 0907- SOU 1005 - SOU 0904 - SOU 1003	Route de Morin St Claude J 801 19/06/1995	Synthèse zone de Morin J 709 - SOU 9705 - J 710 - SOU 0105	Synthèse amont de la Ravine Bonne Espérance SOU 0110 - SOU 0111- SOU 0924-1 - SOU 0924-2	Route de Morin, St Claude SOU 9705
--	--	--	--	---	--

Figure VI.26 : Logs et corrélations interprétées des différents affleurements étudiés autour de la zone de Morin. L'affleurement J 801 est au centre. En jaune sont représentées les unités de paléosols et en vert, les unités de colluvium.

(figure VI.25) associée à la déstabilisation de flanc AD 4 contrainte à 1080 Cal BC (soit 2900 ans BP). Nous interprétons l'unité d'avalanche de débris qui recouvre directement la séquence de retombées de scories comme étant associée à la déstabilisation de flanc AD 3 (720 Cal BC soit 2460 ans BP). Nous contraignons donc la séquence de retombées de scories (PEM 6) soit entre 720 Cal BC et 1080 Cal BC (entre 2460 ans BP et 2900 ans BP).

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 6 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 6 de 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l'événement éruptif GDS 8 contraint soit entre 720 Cal BC et 1080 Cal BC (entre 2460 ans BP et 2900 ans BP).

Des dépôts de retombées de scories sont rares dans la stratigraphie éruptive récente de la Guadeloupe et nous avons peu de contrainte pour décrire précisément ce nouvel événement éruptif. Nos interprétations demeurent donc incertaines.

La description faite des produits émis, est compatible avec un magma plus primaire et peu différencié, similaire à ceux qui ont alimenté La Citerne (GDS 5) et l'Echelle (GDS 6). Cependant, la présence de ces deux unités de retombées de scories présentant un granoclassement normal puis inverse, à 6 km de La Citerne et de l'Echelle, implique la mise en place d'une colonne éruptive soutenue dans le temps. Ceci n'est pas compatible avec la dynamique éruptive stromboliennne décrite pour les événements éruptifs GDS 5 et GDS 6 à l'origine de la formation des cônes de scories de l'Echelle et de La Citerne. D'autant plus que la formation des cônes de scories de La Citerne (GDS 5) et de l'Echelle (GDS 6) est contrainte entre 450 Cal BC (1570 ans BP) et 720 Cal BC (2460 ans BP) alors que ce nouvel événement éruptif GDS 8 est contraint entre 720 Cal BC et 1080 Cal BC (entre 2460 ans BP et 2900 ans BP).

De plus, les études réalisées sur des éruptions stromboliennes violentes comme l'éruption du Paricutin de 1943 à 1952, que l'on pourrait considérer comme des analogues de GDS 5 (Echelle) et de GDS 6 (Citerne), montrent bien qu'au delà de 5 km de distance de

l'évent, l'épaisseur des différentes unités de retombées est très faible (entre quelques millimètres et quelques centimètres), que la granulométrie est très fine et décrite comme cendreuse (e.g., Pioli et al., 2008 et Erlund et al., 2010). L'importante épaisseur préservée (51 cm au total) de ces deux unités de retombées de scories à cette distance de l'évent, suggère une intensité et une magnitude élevée pour cette phase explosive (PEM 6).

Nous avons observé à plusieurs reprises la présence de scories dans les dépôts de la Soufrière de Guadeloupe. Les événements GDS 2 et GDS 15 (voir par la suite) montrent des mélanges entre des magmas à différents stade de différenciation qui se retranscrit par la présence dans les dépôts éruptifs de fragments ponceux et scoriacés. Nous avons aussi pu caractériser un nouvel événement éruptif GDS 14 (voir par la suite) dont les dépôts de retombées et d'écoulement sont exclusivement composés de scories. Nous interprétons donc la Soufrière de Guadeloupe comme le probable événement éruptif à l'origine de cet événement explosif GDS 8.

g. Conclusion

Avec sept événements éruptifs distincts en 1150 ans, cette période entre 720 Cal BC (2470 ans BP) et 1870 Cal BC (3500 ans BP) présente la plus forte activité éruptive de la Soufrière de Guadeloupe et du Complexe de la Grande Découverte - Soufrière.

Nous recensons sur cette période quatre phases de déstabilisation de flanc (AD 3, AD 4, AD 5 et AD 6) dont trois (AD 3, AD 5 et AD 6) sont interprétées comme étant déclenchées par une phase magmatique à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 4, PMD 6 et PMD 7). Deux phases magmatiques (PMD 5 et PEM 7) sont associées à la quatrième déstabilisation de flanc (AD 4) au sein d'un même événement éruptif (GDS 9) mais nous manquons de contraintes stratigraphiques pour établir une relation directe entre ces phases magmatiques et le déclenchement de la déstabilisation de flanc.

Nous recensons aussi au cours de cette période, 4 phases magmatiques à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 4, PMD 5, PMD 6 et PMD 7). Ces quatre phases éruptives ont généré des écoulements pyroclastiques turbulents et dilués et pour trois d'entre eux (PMD 4, PMD 6 et PMD 7) à la suite d'une explosion latéralement dirigée d'un dôme ou d'un cryptodôme. Pour la phase éruptive PMD 5, les écoulements pyroclastiques turbulents et dilués sont interprétés comme co-génétiques d'un important écoulement pyroclastique concentré.

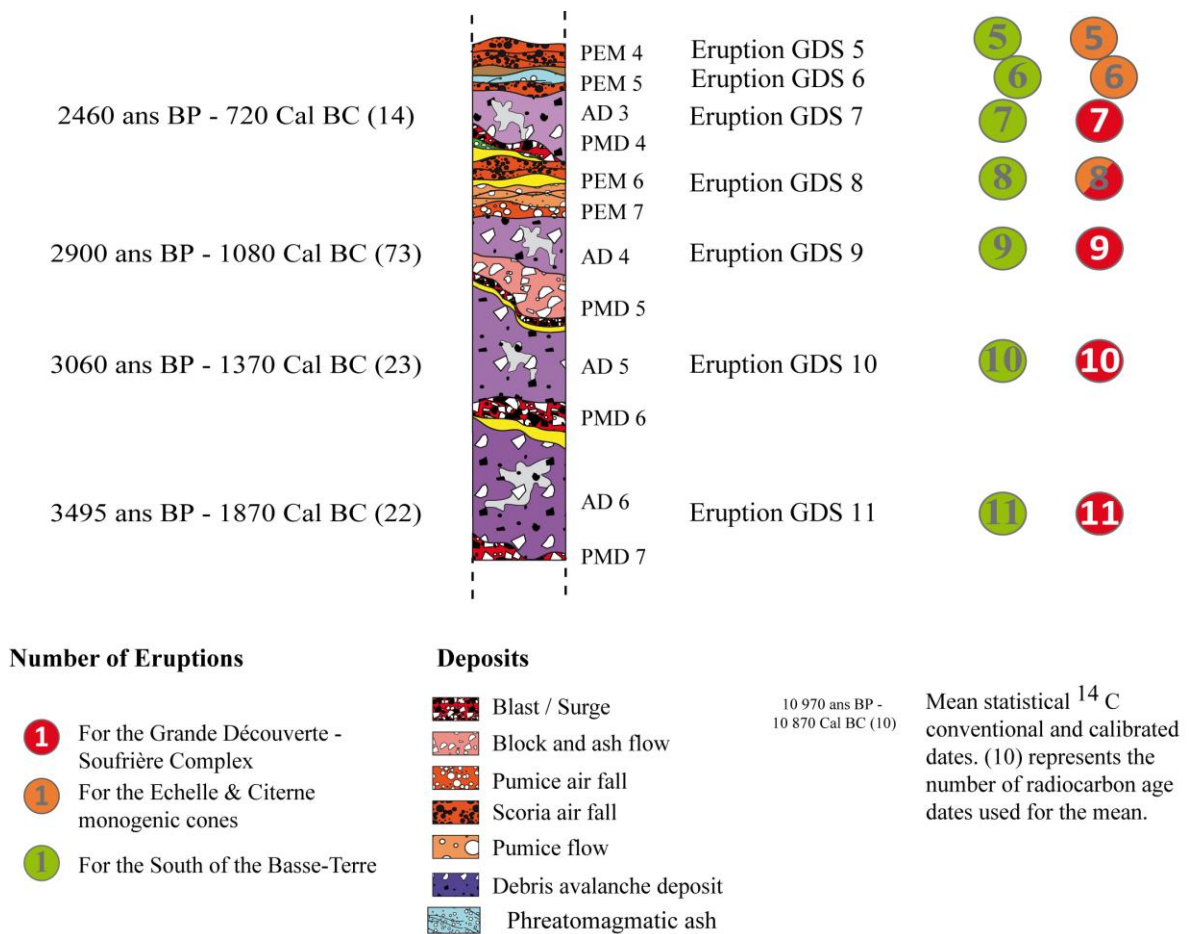


Figure VI.27 : Log synthétique de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe pour la période entre 720 Cal BC (2470 ans BP) et 1870 Cal BC (3500 ans BP). En jaune sont représentées les unités de paléosols (hiatus temporels) et en vert, les unités de colluvium (hiatus érosionels).

Nous recensons enfin au cours de cette période, deux phases éruptives mineures associées à la formation des cônes stromboliens de la Citerne et de l'Echelle (GDS 5 et GDS 6) et deux phases explosives majeures : PEM 6 et PEM 7, associées aux événements éruptifs GDS 8 et GDS 9.

3. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 3300 Cal BC (4485 ans BP) et 7140 Cal BC (8170 ans BP).

a. Événement éruptif GDS 12 contraint à 3300 Cal BC (4485 ans BP)

La définition de cet événement éruptif GDS 12 se base sur la caractérisation d'un dépôt d'avalanche de débris et d'unités d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués observées sur quelques affleurements du sud-ouest de la Basse-Terre. Nous avons donc assez peu de

contraintes stratigraphiques ce qui implique que notre interprétation du scénario éruptif de cet événement GDS 12 reste encore incertaine.

Caractérisation de la déstabilisation de flanc AD 7 :

Les affleurements qui nous ont permis de caractériser ce dépôt d'avalanche de débris associé à cette septième déstabilisation de flanc de la Soufrière de Guadeloupe sont localisés au sud-ouest du volcan (figure VI.28).

Au niveau des affleurements de Circonvallation (SOU 0104) et du chantier de construction du nouveau Service Départemental d'Incendie et de Secours de Basse-Terre (SDIS) (SOU 1101), nous avons pu mettre en évidence un dépôt d'avalanche de débris non canalisé faisant entre 3 à 4 m d'épaisseur. Cette unité massive et très indurée est principalement constituée d'une matrice fine très hydrothermalisée de couleur beige clair ou jaune. Elle contient de nombreux blocs hétérolithologiques ainsi que des panneaux emballés d'écoulements pyroclastiques homolithologiques d'andésite grise anguleuse. Sur les deux affleurements, cette unité d'avalanche de débris est contrainte à la base par une unité de paléosol bien développée datée à 4520 ± 80 ans BP (SOU 0104 F1) et 4790 ± 30 ans BP (SOU 1101 IIIb) et, au toit, par un autre dépôt d'avalanche de débris plus jeune que nous avons pu dater sur l'affleurement de Circonvallation (SOU 0104) à 3715 ± 35 ans BP (AD 6).

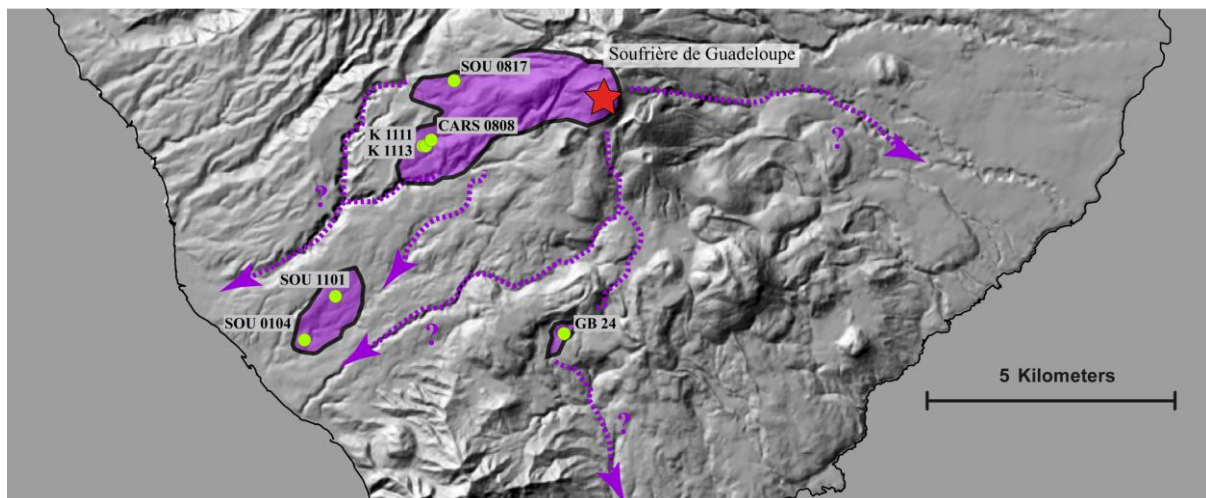


Figure VI.28 : Distribution spatiale des différents affleurements de l'avalanche de débris (AD 7).

Nous avons démontré précédemment que l'unité stratigraphique dite des « Cendres Jaunes » est constituée d'une accumulation de plusieurs unités limoneuses à argileuses ($< 63 \mu\text{m}$) très hydrothermalisées et contenant des lapilli hétérolithologiques entièrement recouverts d'une patine d'altération. Nous interprétons maintenant cette séquence dite des « Cendres

Jaunes » comme le résultat de la sédimentation de différents nuages co-génétiques associés à la mise en place des unités d'avalanches de débris (voir Chapitre V). Au cours de notre étude spécifique de l'unité des « Cendres Jaunes » au niveau de la zone de Matouba (voir Chapitre V), nous avons daté un fragment de bois frais à 4736 ± 42 ans BP (CARS 0808 K3) dans une carotte sédimentaire. Ce fragment de bois a été échantillonné à la base d'une unité que l'on interprète comme un niveau de nuage co-génétique de la mise en place d'une avalanche de débris (voir Chapitre V). D'autres études plus anciennes menées sur différents sites proches de nos sites de carottage (c.f., les affleurements de Matouba : K 111, K 1113 et SOU 0817), ont permis d'échantillonner plusieurs fragments de bois non carbonisés dans cette séquence de « Cendres Jaunes » et que nous datons respectivement à 4560 ± 80 ans BP, 4785 ± 55 ans BP et 4405 ± 43 ans BP.

Au niveau de l'affleurement à proximité de Gros Morne Dolé, J. Dagain (1981) décrit une unité supérieure très altérée et composée d'argiles beige à cailloutis polygéniques. Nous proposons de réinterpréter ce dépôt argileux hétérolithologique comme la bordure latérale d'un dépôt d'avalanche de débris. Cette unité a pu être datée à 4400 ± 110 ans BP (GB 24) (Paterne, 1980 ; Dagain, 1981).

Toutes ces observations sont cohérentes avec notre hypothèse d'une phase de déstabilisation de flanc (AD 7) que l'on contraint entre 4400 ± 110 ans BP (GB 24) et 4790 ± 30 ans BP (SOU 1101 IIIb). Nous manquons cependant de contraintes stratigraphiques pour pouvoir estimer la superficie recouverte et le volume de matériel mis en jeu par l'avalanche de débris.

Phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme PMD 8 :

La reconnaissance de cette phase éruptive, s'appuie principalement sur notre étude de la falaise de la rivière Noire (SOU 0603 R) et des affleurements du chantier du SDIS (SOU 1101) ainsi que sur la réinterprétation d'un affleurement au niveau de « la nouvelle route » à proximité de Gros Morne Dolé (GB 24, GB 25) décrit par Dagain (1981).

L'étude de la falaise de la rivière Noire, à proximité du pont de Nozières (SOU 0603 R), nous a permis d'identifier un dépôt de plusieurs centimètres d'épaisseur, très friable, lenticulaire et présentant une légère stratification. Il s'agit d'un dépôt sableux ($Md \phi = -0.9$), moyennement trié ($\Sigma \phi = 2.3$) et homolithologique. Il est principalement constitué de

fragments d'andésite dense vitreuse et microcristallisée (95 Wt%). Nous interprétons ces fragments anguleux à sub-anguleux, sans patine d'altération ni d'oxydation, de couleur gris clair à gris foncé comme des fragments denses juvéniles. Cette unité pyroclastique est contrainte entre deux unités de paléosols dont l'unité inférieure a été datée à 4534±30 ans BP (SOU 0603 R6).

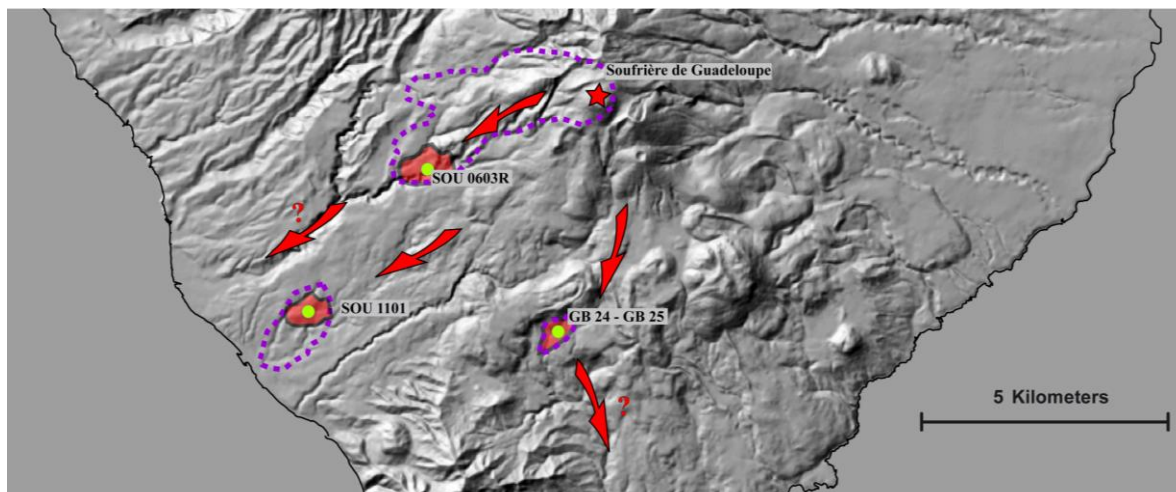


Figure VI.29 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 8 ainsi que son extension déduite (en rouge). En pointillé violet sont représentés les pourtours des affleurements de l'avalanche de débris AD 7.

Les observations réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles qui constituent le dépôt pyroclastique (SOU 0603 R5) montrent des fragments très denses à légèrement vésiculés. Ces fragments sont vitreux, sans patine d'altération ou d'oxydation et très microcristallisés : clinopyroxène, orthopyroxène, feldspath plagioclase et oxyde de fer et de titane (Annexe D). On observe des figures de résorption sur les cristaux de pyroxène et de déstabilisation à la fois sur des cristaux de feldspath plagioclase et de pyroxène. Pour ces derniers, nous caractérisons la présence de multiples nano-cristaux d'oxyde de fer et de titane qui forment une coalescence à la périphérie et remplissent les fractures. On observe deux textures de verre magmatique différentes. La plus représentée correspond à un verre siliceux totalement dévitrifié, très riche en néo-microlites de feldspath plagioclase en baguette, de pyroxène et d'oxyde de fer et de titane. La deuxième est un verre andésitique contenant essentiellement des microlites de feldspaths plagioclases (mais aussi de pyroxènes) ainsi que des nanolithes d'oxydes de fer et de titane. Ces fragments sont donc semblables aux fragments juvéniles de la phase à croissance de cryptôdome PEM 6 daté à 1080 Cal BC (soit 3060 ans BP). Nous notons toutefois que sur les fragments juvéniles associés à la phase PMD 8, une

proportion relativement importante de « fantôme » de phénocristaux (les feldspaths plagioclase principalement) que nous associons à une altération plus prononcée.

Nous avons pu mettre en évidence sur certains affleurements étudiés lors du chantier de construction du SDIS la présence d'une unité pyroclastique intercalée entre l'unité d'avalanche de débris AD 7 et l'unité de paléosol datée à 4790 ± 30 ans BP (SOU 1101 IIIb). Bien que cette unité pyroclastique ait été en grande partie érodée par l'unité d'avalanche de débris, elle peut mesurer jusqu'à 5 cm lorsque que le dépôt est particulièrement bien préservé. Elle est alors caractérisée par une granulométrie très fine ($Md \phi = 2.6$) et bien triée ($\text{Sigma } \phi = 1.3$). Elle est constituée de fragments anguleux à sub-anguleux d'andésite dense et vitreuse, sans patine d'altération ni d'oxydation, de couleur gris clair à gris foncé que nous interprétons comme juvéniles. Cependant elle contient une très grande proportion de fragments hydrothermaux et de fragments non juvéniles qui ont probablement été hérités de l'avalanche de débris. Nous observons aussi des fragments végétaux complètement pétrifiés (e.g., brindilles, branches) entre 1 cm et 3 cm ainsi qu'un certain nombre de micro-fragments de bois carbonisés qui n'ont cependant pas pu être datés.

Au niveau de l'affleurement de Gros Morne Dolé, Dagain (1981) décrit une unité basale cendreuse dont le toit est légèrement oxydé et qui contient des lapilli d'andésite bicolore porphyrique. Cette unité est riche en fragments de bois carbonisés dont l'un d'entre eux a été daté à 4600 ± 80 ans BP (Paterne, 1980 ; Dagain, 1981). Elle a été interprétée comme un nuage de nuée ardente explosive (i.e., écoulement pyroclastique turbulent et dilué) du même type que celle de l'éruption de la Montagne Pelée, 1902. Elle est directement recouverte par l'unité constituée d'argiles beiges à cailloutis polygéniques, décrite précédemment et que nous interprétons maintenant comme la bordure latérale d'une unité d'avalanche de débris datée à 4400 ± 110 ans BP (GB 24) (Paterne, 1980 ; Dagain, 1981).

Toutes ces observations nous permettent d'établir l'occurrence d'une phase d'activité magmatique associée à la mise en place d'un dôme ou d'un cryptodôme (PMD 8) à l'origine d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués observés. Nous manquons cependant de contraintes stratigraphiques pour pouvoir estimer la superficie recouverte par ces dépôts et le volume de matériel mis en jeu.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 12 daté à 3300 Cal BC (4485 ans BP) :

Nous avons décrit précédemment les évidences stratigraphiques et chronologiques qui nous permettent de caractériser un épisode de déstabilisation de flanc (AD 7) entre 4405±45 ans BP (SOU 0104 F1) et 4785±55 ans BP (K 1113) (sur la base de 6 datations radiocarbone directes) et une phase éruptive avec la mise en place d'un dôme ou d'un cryptodôme (PMD 7) entre 4534±30 ans BP (SOU 0603 R6) et 4790±30 ans BP (SOU 1101) (sur la base de 3 datations radiocarbone directes). Notre étude portée sur l'affleurement distal SOU 1101 et notre réinterprétation de l'affleurement à proximité de Morne Dongo décrit par Dagain (1981), mettent en évidence que l'avalanche de débris recouvre directement l'unité pyroclastique. L'absence de niveaux intercalés marqueurs de hiatus temporel ou érosionnel nous permet de supposer des délais très courts entre la mise en place de ces deux unités. Deux hypothèses peuvent être envisagées pour l'origine de l'écoulement pyroclastique turbulent et dilué et sur le scénario éruptif probable. Il pourrait être :

(1) associé à la déstabilisation gravitaire du dôme actif et à la mise en place de coulées pyroclastiques concentrées canalisées dans la rivière Noire, la rivière du Galion et la rivière aux Herbes.

(2) associé à une explosion latéralement dirigée du dôme ou d'un cryptodôme qui serait ainsi à l'origine de cette déstabilisation de flanc (AD 7).

Nous manquons de contraintes stratigraphiques pour privilégier l'un ou l'autre des scénarii éruptifs. Cependant, aucun dépôt d'écoulement pyroclastique concentré contemporain de l'événement GDS 12 n'a été retrouvé. De plus, la distance entre certains affleurements (e.g., SOU 1101) et la rivière Aux Herbes (rivière principale du sud Basse-Terre la plus proche de l'affleurement) est trop importante (> 500 m) pour que l'unité d'écoulement turbulent et dilué observée soit co-génétique d'un écoulement concentré qui aurait été canalisé dans cette rivière sans laisser de trace de débordement. Nous notons de fortes ressemblances au niveau lithologique et textural entre les fragments juvéniles associés à PMD 8 (cette phase) et les fragments juvéniles associés à PMD 6 (GDS 10 – 1370 Cal BC soit 3060 ans BP). Nous notons aussi des similitudes au niveau de l'épaisseur et de la granulométrie des ces dépôts pyroclastiques distaux avec les autres unités d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués d'explosion latérale de dôme ou de cryptodôme observés sur les flancs de la Soufrière de Guadeloupe (e.g., PEM 4 – GDS 7 et PEM 6 – GDS 9). La deuxième hypothèse nous semble être le scénario éruptif le plus crédible pour cet événement éruptif GDS 12.

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 Calibré (Cal BC)	
1	Morne Dolé - alt 308 m	GB24	1978	Avalanche de débris	4400±100	-3117±254	98%
2	Grand Matouba	SOU 0817 1a	2008	Cendres Jaunes	4405±43	-3014±104	86%
3	Circonvallation	SOU 01 04 F1	2001	Paléosol sous AD 7	4420±80	-3191±187	91%
4	Rivière Noire - Petit Parc	SOU 0603 R5	2006	Paléosol sous PMD 8	4534±30	-3172±68 -3335±27	66% 25%
5	Morne Savon - alt 525 m	K 1111	1985	Cendres Jaunes	4560±80	-3271±251	100%
6	Gros Morne Dongo	GB 25	1978	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	4600±30	-3466±35 -3358±23	47% 47%
7	Carotte - Usine Matouba	CARS 0808 K3	2008	Cendres Jaunes	4736±42	-3567±70	70%
8	Usine Matouba	K 1113 a	2000	Cendres Jaunes	4785±55	-3578±81	85%
9	Chantier du SDIS	SOU 1101	2011	Paléosol sous PMD 8	4790±30	-3566±45	82%

Table VI.8 : Résultats des datations radiocarbones obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 12 à 3300 Cal BC (4485 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et les données de la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

Nous disposons de 2 datations radiocarbones directes obtenues dans l'unité d'avalanche de débris et dans le dépôt d'écoulement pyroclastique et de 7 datations radiocarbones indirectes obtenues dans des unités de « Cendres Jaunes » et de paléosols (Table VI.8 ; voir Chapitre IV) pour contraindre précisément et statistiquement cet événement éruptif à 3300 Cal BC (4485 ans BP).

b. Événement éruptif GDS 15 contraint à 5680 Cal BC (6770 ans BP)

Cet événement éruptif GDS 15 se caractérise par une phase explosive PEM 9 dont les dépôts ont été observés sur trois affleurements localisés au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe : La Manade (SOU 0614) et le chantier de construction du nouveau Service Départemental d'Incendie et de Secours de Basse-Terre (SDIS) (SOU 1101) situés à plus de 7 km de la Soufrière de Guadeloupe et en falaise dans la rivière Noire (SOU 0603 R) située à plus de 4 km de l'évent.

Phase explosive PEM 9 :

Cette phase éruptive explosive PEM 9 est définie par une séquence éruptive complexe constituée de trois unités pyroclastiques. L'absence d'évidence de hiatus temporel et érosionnel entre ces trois dépôts pyroclastiques, nous permet de les associer à une même phase explosive que nous avons pu contraindre proximale dans la partie haute de la rivière Noire (SOU 0603 R) et distalement au nord de Basse-Terre (SOU 0614 et SOU 1101).

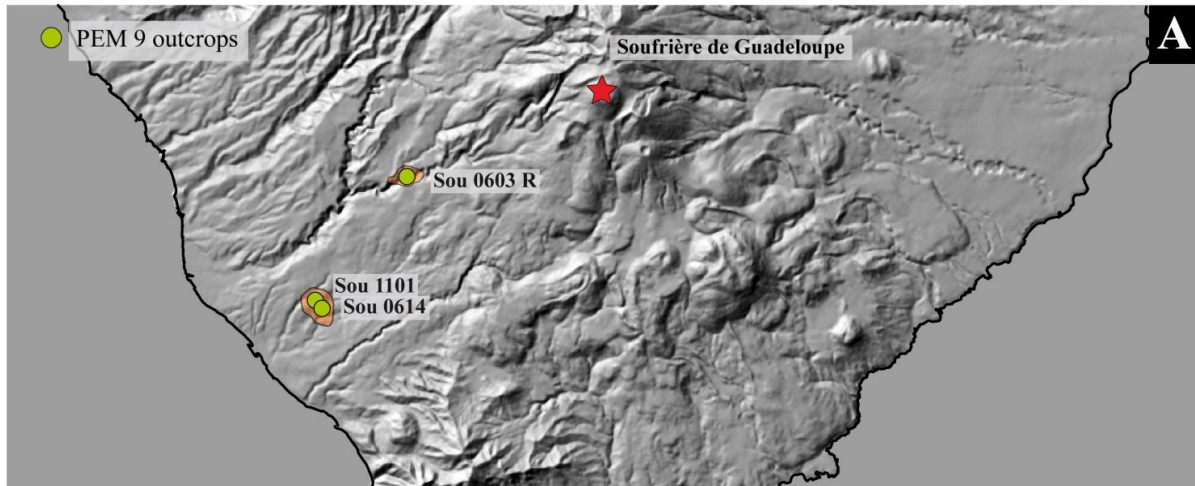


Figure VI.30 : A. Carte des affleurements étudiés pour décrire la phase explosive majeure PEM 9.

Proximalement (SOU 0603 R, dans la falaise de la rivière Noire), nous observons une séquence éruptive complexe composée de plusieurs unités pyroclastiques sur près de 3m d'épaisseur. Elle se caractérise de la base au sommet par :

(1) une unité de retombées dont l'épaisseur mesure environ 1.5 m. La granulométrie est assez grossière ($Md \phi = -2.4$), bien triée ($Sigma \phi = 1.3$) et présente un granoclassement inverse. Cette unité de retombées de scories est principalement constituée de fragments anguleux à sub-anguleux et peu altérés que nous considérons comme juvéniles. Ce sont des fragments faiblement à moyennement vésiculés de couleur gris foncé à noir (60 Wt%) et des fragments denses gris foncé à noir (30 Wt %).

(2) une unité d'écoulement de granulométrie plus fine ($Md \phi = -0.5$), très bien triée ($Sigma \phi = 0.9$). Son épaisseur varie localement et atteint un maximum de 0.5 m. Cette unité intermédiaire présente une stratification plane à légèrement ondulante, typique des unités d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués.

(3) une unité supérieure de retombées massive, faisant 0.85 m d'épaisseur et présentant une granulométrie grossière ($Md \phi = -2.6$) et bien triée ($Sigma \phi = 1.3$). Cette unité de retombées de scories est principalement constituée de fragments juvéniles anguleux à sub-anguleux et peu altérés. Ces fragments faiblement à moyennement vésiculés de couleur gris foncé à noir (75 Wt%) et des fragments denses gris foncé à noir (16 Wt %).

La séquence pyroclastique PEM 9 est contrainte au sommet par une unité d'avalanche de débris que nous associons à la déstabilisation de flanc AD 8 (5550 ans BP soit 4357 Cal BC). Un contact anormal à la base de cette séquence pyroclastique marque un hiatus érosionnel, et donc une pause dans l'activité éruptive, avec l'unité pyroclastique inférieure

(fig., VI.31-D). Cette unité d'écoulement concentré inférieure est daté à 21 150±240 ans BP (SOU 0603 R8 II) et est associée à la phase PMD 13 (fig., VI.31-D).

Distalement (Sou 0614, site de La Manade et SOU 1101, site du chantier du SDIS), nous avons pu observer cette même séquence éruptive complexe. Elle présente des épaisseurs plus faibles variant entre 20 cm et 45 cm et se caractérise de la base au sommet par :

(1) une unité de retombées bien triée (Sigma $\phi = 1.2$ et 1.5) et relativement grossière (Md $\phi = -2$ et -1.2). Elle mesure entre 9 cm et 5 cm d'épaisseur et montre un léger granoclassement inverse. Elle est principalement constituée de fragments anguleux à sub-anguleux que nous considérons comme juvéniles malgré la présence d'une fine patine d'altération ocre. Ces fragments sont soit faiblement à moyennement vésiculés, de couleur gris foncé à noir (entre 65 Wt% et 56 Wt%) et dont la taille moyenne maximale est de 1.9 cm (mesuré sur les 5 plus gros fragments échantillonnés) ; soit denses, de couleur gris foncé à noir (entre 33 Wt % et 38 Wt%) et dont la taille moyenne maximale est de 2.0 cm (mesuré sur les 5 plus gros fragments échantillonnés).

(2) une unité d'écoulement pyroclastique massive, visible uniquement sur le site de la Manade (SOU 0614). Les affleurements du chantier du SDIS (SOU 1101) sont certainement trop éloignés (> 500 m) de la rivière Aux Herbes pour qu'une unité d'écoulement pyroclastique ait pu se déposer et/ou être préservée. Cette unité mesure 20 cm d'épaisseur et présente une granulométrie très fine (Md $\phi = 0.9$) et mal triée (Sigma $\phi = 2.2$). Elle est principalement constituée de fragments anguleux à sub-anguleux et peu altérés, que nous considérons comme des fragments juvéniles. Ces fragments sont soit faiblement à moyennement vésiculés et de couleur gris foncé à noir (42 Wt%) soit denses et de couleur gris foncé à noir (49 Wt %).

(3) une unité de retombées en partie érodée et dont l'épaisseur mesurant entre 6 cm et 13 cm. Elle est bien triée (Sigma $\phi = 1.5$ et 1.2), présente une granulométrie fine à légèrement grossière (Md $\phi = -0.8$ et -2.2) et un léger granoclassement normal. Elle est principalement constituée de fragments anguleux à sub-anguleux, eux aussi recouverts d'une fine patine d'altération que nous considérons comme juvéniles. Ces fragments sont soit moyennement à fortement vésiculés et de couleur gris foncé à noir (entre 74 Wt% et 86 Wt%) soit denses et de couleur gris foncé à noir (entre 19 Wt % et 10 Wt%). Nous interprétons ces deux types de fragments comme juvéniles malgré un début d'altération.

Les observations réalisées au microscope électronique à balayage sur ces fragments juvéniles vésiculés montrent de très fortes similitudes entre les trois dépôts de la séquence et entre les trois affleurements. Il s'agit de fragments juvéniles microvésiculés, avec des vésicules de petite taille de quelques microns à quelques dizaines de microns, de forme sphérique à subsphérique du fait de leur coalescence. Les parois des vésicules sont épaisses (quelques dizaines de microns) et présentent un verre très riche en microlites de pyroxènes et d'oxydes de fer et de titane. Les phénocristaux observés sur ces fragments juvéniles vésiculés sont principalement des phénocristaux de plagioclases mais on observe aussi des pyroxènes et des oxydes de fer et de titane et en très faible quantité des phénocristaux d'olivine (Annexe D).

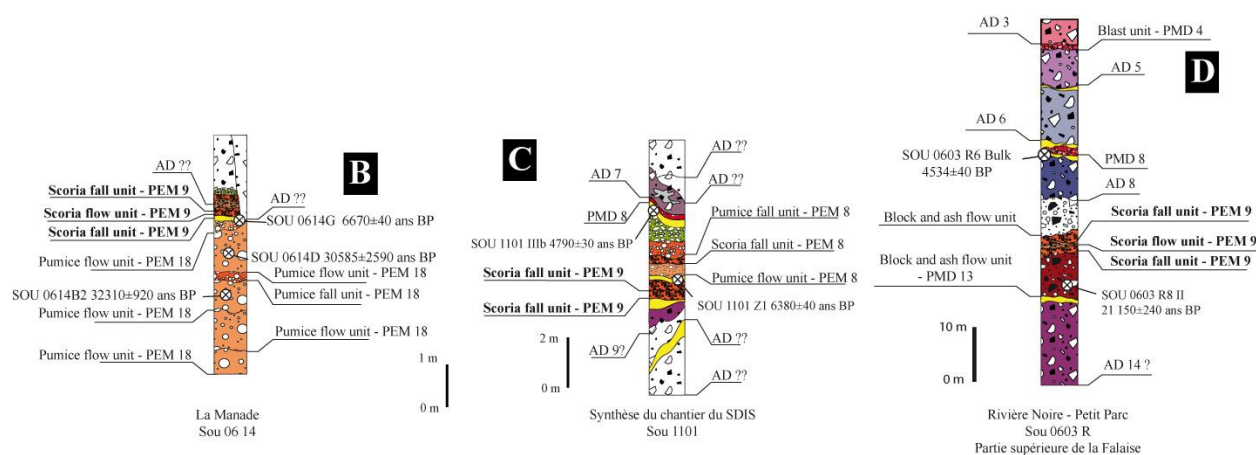


Figure VI.31 : B-C-D. Log des différents affleurements où les dépôts de PEM 9 ont pu être observés. SOU 0614 : La Manade, SOU 1101 : chantier du SDIS, Basse-Terre et SOU 0603 R : Rivière Noire, St Claude. En jaune sont représentés les hiatus les hiatus temporels (paléosol) et en vert les hiatus érosionnels (colluvium).

Cette séquence pyroclastique repose au niveau de l'affleurement de La Manade sur une unité de paléosol que nous avons pu dater à 6670 ± 40 ans BP (SOU 0614 0). Cette séquence est aussi contrainte au niveau du chantier du SDIS. Elle est directement recouverte par une unité de paléosol que nous avons pu dater à 6380 ± 40 ans BP (SOU 1101 Z1)

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 9 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 9 de 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l'événement éruptif GDS 15 daté à 5680 Cal BC (6770 ans BP) :

Les dépôts de retombées scoriacées contenant même en très faible proportion des cristaux d'olivine sont rares dans la stratigraphie récente de la Soufrière de Guadeloupe. Les caractéristiques stratigraphiques, sédimentaires et lithologiques des dépôts de la falaise de la rivière Noire (SOU 0603 R) à Petit Parc sont très semblables à celles décrites pour la séquence éruptive décrite à la Manade (SOU 0614) et sur le chantier du SDIS (SOU 1101). Nous interprétons ces différentes unités comme faisant partie d'une même phase éruptive explosive (PEM 9). Cette phase explosive PEM 9 correspond à la plus ancienne phase magmatique de la période éruptive de La Soufrière de Guadeloupe (10 900 ans BP – actuel). L'hypothèse la plus crédible implique la mise en place d'un panache vertical soutenu, capable de former des dépôts de retombées de scories sur une large zone du sud-ouest de la Basse Terre. Le dépôt d'écoulement pyroclastique riche en scories, identifié à plusieurs reprises et jusqu'à une distance de 7 km de La Soufrière, indique que cette colonne éruptive était instable et qu'elle s'est effondrée au moins 1 fois.

La faible concentration en cristaux d'olivine nous renseigne sur un magma plus primaire, moins différencié, similaire à ceux qui ont alimenté La Citerne et l'Echelle. Cependant, la présence de deux unités de retombées distales de 9 cm et 6 cm (La Manade) et de 5 cm et 13 cm (Chantier du SDIS) ainsi que d'une unité d'écoulement pyroclastique de 20 cm (La Manade) à plus de 7 km de la Soufrière de Guadeloupe n'est pas cohérente avec la dynamique éruptive strombolienne, même violente, établie pour l'Echelle et la Citerne. La dynamique des éruptions stromboliennes ne permet pas la mise en place d'un panache vertical soutenu à l'origine des deux unités de retombées et dont seul son effondrement serait capable de produire ces écoulements pyroclastiques riches en scories à de telles distances de la source. L'épaisseur significative et la granulométrie relativement grossière des unités de retombées de scories observées dans la partie haute de la rivière Noire, ainsi qu'au niveau de la Manade et du chantier du SDIS, respectivement à 4 et 7 km au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe, suggèrent une phase éruptive explosive (PEM 9) d'une intensité et une magnitude élevées pour cet événement explosif que l'on contraint maintenant à 5680 Cal BC (soit 6670±40 ans BP).

c. Événement éruptif GDS 13 contraint à 4357 Cal BC (5550 ans BP)

La définition de cet événement éruptif GDS 13 repose sur l'observation d'une phase de déstabilisation de flanc de la Soufrière de Guadeloupe (AD 8) et d'une phase éruptive à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 9). Les évidences de ces phases sont

malheureusement peu nombreuses et la caractérisation de cet événement repose principalement sur deux affleurements : à Capesterre, à proximité de la rivière du Pérou (SOU 0109) et à Basse-Terre dans la rivière du Galion (H 611), à plus de 9 km respectivement à l'est et au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe.

Caractérisation de la déstabilisation de flanc AD 8 :

Cette unité d'avalanche de débris a été reconnue sur très peu d'affleurements, mais elle est néanmoins corrélée sur une très large zone allant de Capesterre-Belle-Eau (SOU 0109) à l'ouest de St Claude (SOU 0603) (figure VI.32).

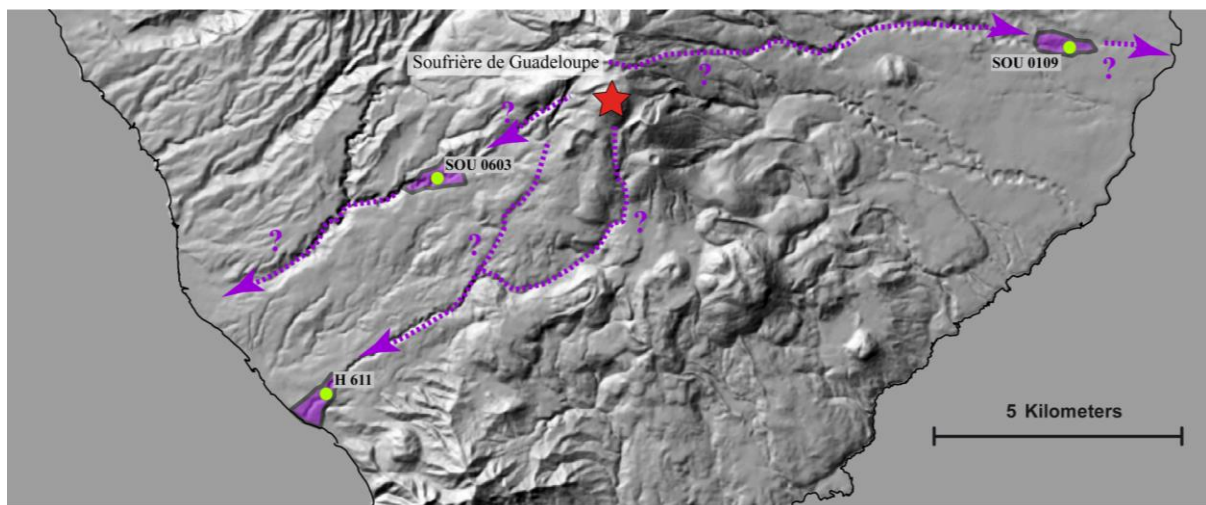


Figure VI.32 : Distribution spatiale des différents affleurements de l'avalanche de débris (AD 8).

Au niveau de l'affleurement SOU 0109 à proximité de la rivière du Pérou, nous caractérisons une unité hétérolithologique d'une épaisseur variant de 2 à 7 m. Cette unité est constituée d'une matrice peu indurée avec des évidences d'altération hydrothermale et de fragments de lave altérée, arrondis à subanguleux, pouvant atteindre un diamètre de 60 cm. Nous l'interprétons comme une unité d'avalanche de débris non canalisée présentant un faciès mixte de débordement. Cette unité repose directement avec un contact basal horizontal sur une unité de paléosol de 40 cm. La datation d'un charbon de bois dans ce paléosol, nous permet de contraindre cet événement à 5445 ± 45 ans BP (SOU 0109 A).

Au cours de notre étude de la falaise de la rivière noire (SOU 0603 R), nous avons caractérisé en milieu de falaise, une unité massive et très indurée mesurant entre 2 et 3 m d'épaisseur. Elle est constituée d'une matrice fine très hydrothermalisée grise et de nombreux blocs hétérolithologiques. Nous interprétons cette unité comme une unité d'avalanche de

débris. Cette unité d'avalanche de débris est encadrée au sommet par une unité de paléosol datée à 4534 ± 50 ans BP (soit 3230 ± 141 Cal BC - SOU 0603 R6) et à la base par la séquence éruptive de retombées et de coulées de scories associée à l'événement éruptif GDS 15 que l'on contraint maintenant à 5680 Cal BC (6770 ans BP).

La mise en évidence à deux reprises, à l'est et à l'ouest du volcan, d'une nouvelle unité d'avalanche de débris, nous permet de faire l'hypothèse d'une nouvelle phase de déstabilisation de flanc (AD 8) que l'on contraint maintenant à 4357 Cal BC (5550 ans BP). Nous manquons de contraintes stratigraphiques pour pouvoir estimer la superficie recouverte et le volume de matériel mis en jeu par l'avalanche de débris. Cependant, la localisation de certains de ces affleurements à plus de 9 km au sud-ouest et à l'est de l'évent, ainsi que les épaisseurs observées (7 m – SOU 0109), nous permettent d'en déduire que le volume de cette avalanche de débris et la superficie recouverte sont importants.

Caractérisation de la phase éruptive à croissance de dôme PMD 9 :

La reconnaissance de cette phase magmatique repose sur l'étude et l'interprétation de seulement deux affleurements dans la rivière du Galion (H 611) et à proximité de la rivière du Pérou (SOU 0109).

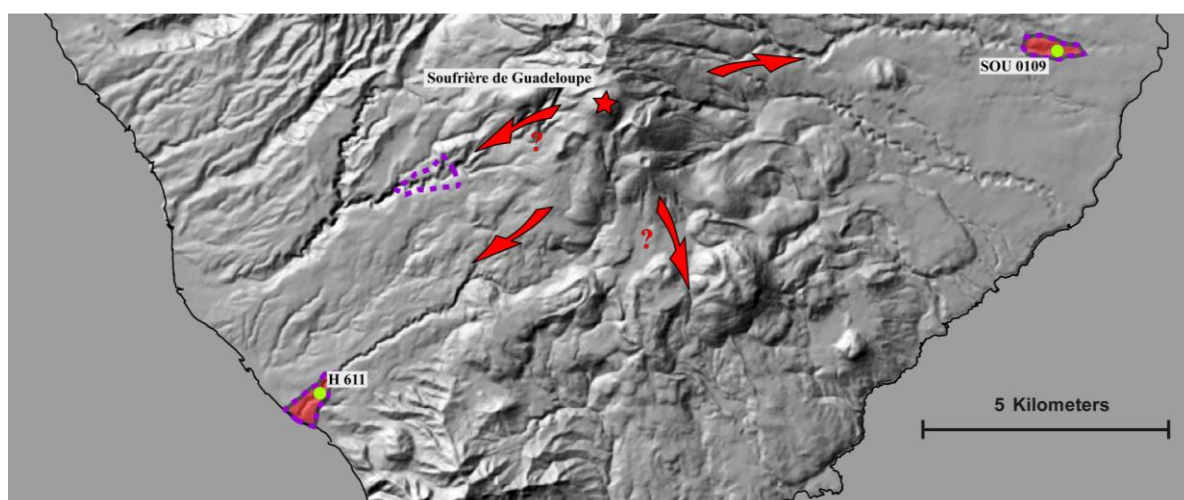


Figure VI.33 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 9 ainsi que son extension déduite (en rouge). En pointillé violet sont représentés les pourtours des affleurements de l'avalanche de débris AD 8.

Dans la rivière du Galion, à quelques centaines de mètres en amont de l'embouchure, un affleurement (H 611), qui n'est plus visible actuellement, permettait de décrire un emboîtement de quatre dépôts d'avalanches de débris. Intercalé entre deux unités d'avalanche

de débris, à la base de l’affleurement, J.-C. Komorowski caractérise un niveau fin, sableux, induré, de quelques centimètres d’épaisseur et composé de lapilli d’andésite grise. Cette unité pyroclastique est riche en brindilles de bois carbonisées dont l’une a pu être datée à 5505±30 ans BP (H 611 B). J.-C. Komorowski (communication personnelle) interprète cette unité comme résultant du passage d’un écoulement pyroclastique turbulent et dilué.

Nous avons identifié l’avalanche de débris (AD 8) sur un affleurement au sud-est de la Soufrière (SOU 0109) à proximité de la rivière du Pérou. L’unité AD 8 surmonte directement une unité de paléosol bien développée. La présence de plusieurs fragments de charbon bien préservés dans ce paléosol et échantillonnés à la base de cette unité d’avalanche de débris nous a permis d’obtenir un âge radiocarbone de 5450±100 ans BP (SOU 0109). La présence de ces fragments de bois carbonisés dans l’unité de paléosol n’est pas compatible avec la mise en place d’un dépôt d’avalanche de débris qui est un écoulement volcanoclastique que l’on peut caractériser « de froid ». Compte tenu de l’activité de la Soufrière de Guadeloupe et de ce que l’on a décrit précédemment au niveau de la rivière du Galion (H 611), nous faisons l’hypothèse que ces charbons ont été formés par le passage d’un écoulement magmatique avec une température de mise en place très élevée. Le dépôt pyroclastique, probablement peu épais à cette distance de l’évent (10 km), aurait été érodé par la mise en place de l’unité d’avalanche de débris.

Bien que peu nombreuses, les différentes observations et datations obtenues sur ces deux affleurements suggèrent une nouvelle phase magmatique à mise en place d’un dôme ou d’un cryptodôme (PMD 9) entre 5450±100 ans BP (SOU 0109) et 5505±30 ans BP (H 611 B).

Interprétation de l’événement éruptif GDS 12 daté à 3300 Cal BC (4485 ans BP) :

Nous avons décrit précédemment les évidences stratigraphiques et chronologiques qui nous permettent de caractériser une nouvelle phase de déstabilisation de flanc AD 8 et une nouvelle phase éruptive avec la mise en place d’un dôme ou d’un cryptodôme PMD 9.

La définition de ce nouvel événement éruptif GDS 12 ne repose que sur l’interprétation de trois affleurements : SOU 0603 R, H 606 et SOU 0109. Le manque d’affleurement ne nous permet pas de contraindre précisément le processus à l’origine de cet écoulement pyroclastique turbulent et dilué, ni même sa relation stratigraphique avec l’unité d’avalanche de débris. Il est très difficile de conclure s’il s’agit (1) d’une unité d’écoulement pyroclastique turbulent et dilué co-génétique d’un écoulement pyroclastique concentré résultant de l’effondrement

gravitaire d'un dôme de lave ou (2) d'une unité d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué qui serait associée à la décompression explosive d'un dôme, ou cryptodôme, pressurisé.

Nous disposons de trois datations radiocarbone obtenues dans deux unités de paléosol et dans l'unité d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué pour contraindre cet événement éruptif à 4357 Cal BC (5550 ans BP).

d. Événement éruptif GDS 14 contraint à 5390 Cal BC (6380 ans BP)

Les travaux de construction, débutés en 2010, du nouveau Service Départemental d'Incendie et de Secours de Basse-Terre (SDIS) nous ont permis d'obtenir de nouveaux affleurements (SOU 1101) au sud-ouest de la Basse-Terre, à près de 7 km de la Soufrière de Guadeloupe et de définir une nouvelle phase éruptive explosive (PEM 8) associée à un nouvel événement éruptif (GDS 14).

Caractérisation de la phase explosive plinienne PEM 8 :

Les dépôts associés à cette phase éruptive explosive (PEM 8) n'ont pu être mis en évidence que distalement sur l'affleurement du chantier du SDIS (SOU 1101). Dans la partie intermédiaire de l'affleurement nous mettons en évidence deux séquences éruptives distinctes : PEM 9 associée à GDS 15 datée à 6670±40 ans BP à La Manade (voir précédemment), à quelques centaines de mètres au sud, et PEM 8 que l'on associe à un nouvel événement éruptif GDS 14.

Une unité de paléosol datée à 6380±40 ans BP (SOU 1101 Z1) sépare ces deux séquences éruptives et marque un hiatus temporel entre la mise en place des dépôts associés à la phase explosive PEM 9 (GDS 15) et des dépôts associés à la phase explosive PEM 8 (GDS 14).

Directement au-dessus de l'unité de paléosol datée à 6380±40 ans BP, nous observons trois unités pyroclastiques différentes, sans évidence de hiatus temporel et érosionnel. Nous interprétons ces 3 unités comme une séquence pyroclastique associée à une même phase éruptive explosive PEM 8.

L'unité basale est massive, compacte, très érosive, d'une épaisseur de 25 cm. Elle se caractérise par une granulométrie relativement fine. Elle est principalement composée de

fragments vésiculés blancs à gris clair arrondis à sub-arrondis. Nous interprétons cette unité comme la bordure d'un dépôt de coulée pyroclastique riche en ponces.

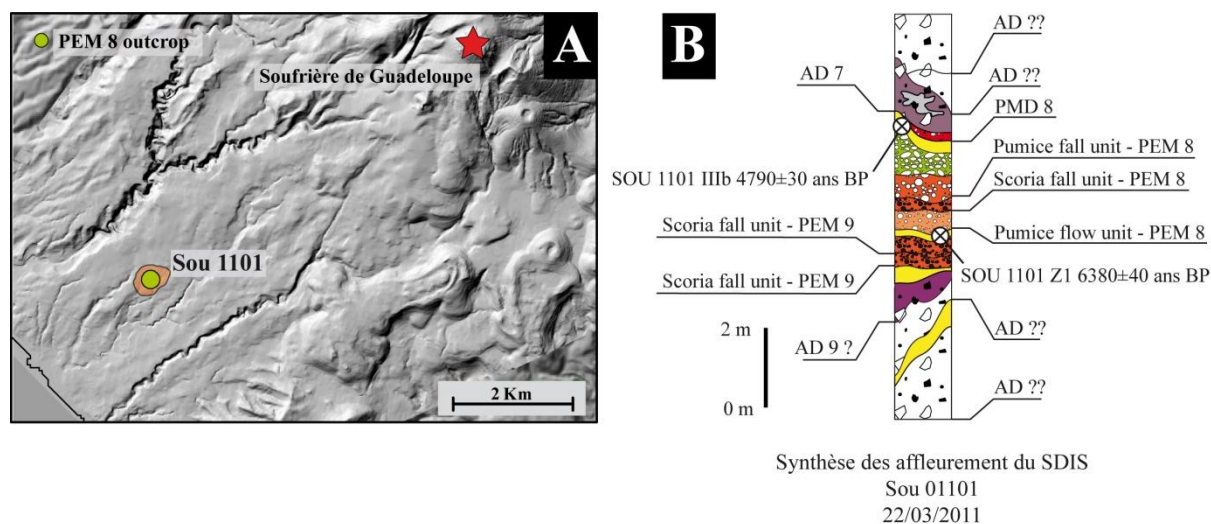


Figure VI.34 : A. Carte des affleurements étudiés pour décrire la phase explosive majeure PEM 8. B. Log interprétatif des différents affleurements SOU 1101 situés au niveau du chantier du SDIS, Basse-Terre. En jaune sont représentés les hiatus temporels (paléosol) et en vert les hiatus érosionnels (colluvium).

L'unité intermédiaire est une unité de retombées de scories faisant jusqu'à 9 cm d'épaisseur au maximum. Elle est très bien triée ($\text{Sigma } \phi = 1.0$), présente un granoclassement inverse et une granulométrie faiblement grossière ($\text{Md } \phi = -0.6$). Les mesures effectuées sur le terrain montrent que la taille moyenne des 5 plus gros fragments juvéniles est de 1.3 mm. Cette unité se compose principalement de fragments anguleux à sub-anguleux, moyennement à fortement vésiculés, de couleur gris clair à gris foncé (68 Wt%), que nous définissons comme juvéniles. On observe aussi des fragments anguleux denses de couleur gris foncé (22 Wt%), interprétés eux aussi comme juvéniles.

L'unité supérieure est une unité de retombées de ponces et de scories faisant jusqu'à 26 cm d'épaisseur au maximum. Elle est bien triée ($\text{Sigma } \phi = 1.8$), présente un léger granoclassement normal et une granulométrie faiblement grossière ($\text{Md } \phi = -0.7$). Cette unité reste plus grossière que la précédente (l'unité intermédiaire) puisque les mesures effectuées sur le terrain montrent que la taille moyenne des 5 plus gros fragments juvéniles vésiculés est de 2.2 mm et des 5 plus gros fragments juvéniles denses est de 2.9 mm. Cette unité se compose principalement de fragments anguleux à sub-anguleux, moyennement à fortement vésiculés, de couleur gris clair à gris foncé (90 Wt%), que nous définissons comme juvéniles. On observe

aussi des fragments anguleux denses de couleur gris foncé (7 Wt%), interprétés eux aussi comme juvéniles.

Une unité de colluvium et une unité de paléosol bien développée recouvrent directement, sur 70 cm d'épaisseur, cette séquence pyroclastique. Ces deux unités marquent un hiatus temporel et érosionnel entre la mise en place des unités de cette séquence pyroclastique PEM 8 et la mise en place des unités supérieures interprétées comme des unités d'avalanche de débris et dont l'unité basale est associée à la déstabilisation de flanc AD 7. Nous avons pu dater à 4790 ± 30 ans BP (SOU 1101 IIIb) la matière organique contenue dans cette unité de paléosol supérieure (35 cm d'épaisseur).

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 8 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 8 de 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l'événement éruptif GDS 14 de 5390 Cal BC (6380 ans BP).

L'étude des différents affleurements observés sur le chantier du SDIS, montre clairement que cette séquence éruptive est distincte de l'événement éruptif GDS 15 décrit précédemment contraint à 5680 Cal BC (soit 6770 ans BP). Les caractéristiques stratigraphiques, lithologiques et sédimentaires des différentes unités ainsi que les âges radiocarbones obtenus sur chacune des unités de paléosols observées directement sous : 6380 ± 40 ans BP (SOU 1101 Z1) et au dessus : 4790 ± 30 ans BP (SOU 1101 IIIb) de la séquence éruptive nous permettent de la distinguer de toutes les autres phases éruptives connues pour la Soufrière de Guadeloupe.

Nous datons cet événement éruptif GDS 14 à 6380 ± 40 ans BP (SOU 1101 Z1) correspondant à la datation radiocarbone obtenue pour l'unité de paléosol inférieure sur laquelle reposent les différentes unités de la phase éruptive explosive PEM 8. Cet événement éruptif est certainement associé à la mise en place d'un panache vertical soutenu à l'origine de la mise en place de différentes unités de retombées de scories et de ponces au sud-ouest de la Basse Terre. L'effondrement précoce de cette colonne convective serait à l'origine d'un important écoulement pyroclastique riche en ponces dont on retrouve le dépôt, jusqu'à 7 km de La Soufrière, à la base de la séquence.

L'épaisseur significative (26 cm à 7 km de l'événement) et la granulométrie relativement grossière des unités de retombées de ponces et de scories observées au niveau du chantier du SDIS, à 7 km au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe indique que l'intensité et la magnitude sont significative pour cette phase éruptive explosive majeure (PEM 8) et caractéristique d'un dynamisme plinien.

e. Événement non-éruptif contraint à 7140 Cal BC (8170 ans BP)

Cet événement non-éruptif résulte de la caractérisation d'une déstabilisation de flanc de La Soufrière de Guadeloupe sur une large zone au sud-ouest de la Basse-Terre sans qu'aucune évidence d'activité éruptive magmatique ne puisse y être associée. Cet événement de déstabilisation de flanc a été précédemment contraint à 8500 ans BP (moyenne des premières datations radiocarbone obtenues) (Komorowski et al., 2002 et 2005) puis à 7700 ans BP (plus jeune datation radiocarbone obtenue) (Boudon et al., 2007). Nous apportons de nouvelles contraintes stratigraphiques et chronologiques sur cet événement.

La phase de la déstabilisation de flanc AD 9 :

Le dépôt associé à cette déstabilisation de flanc (AD 9) a été mis en évidence dans les principales rivières à l'ouest et au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe : la rivière du Galion, la rivière Aux Herbes, la rivière Noire, la rivière St Louis et la ravine Aux Ecrevisses (figure VI.35) (Komorowski et al., 2005 ; Salaün et al., 2011). Les épaisseurs de cette avalanche de débris sont importantes et peuvent atteindre jusqu'à 20 m dans la rivière du Galion (J 701, H 614 et H 612) et être supérieures à 15 m à son embouchure (H 613). La zone recouverte par cette avalanche de débris a été estimée à environ 22.2 km². Le volume est estimé à 0.4 km³, ce qui en fait l'avalanche de débris la plus importante de la période Holocène.

Cette avalanche de débris se caractérise par une matrice extrêmement altérée de couleur ocre-rouge et par la présence de blocs de lave très altérés et oxydés pouvant atteindre de 1 à 2 m de diamètre à plus de 8 km de distance de la source. Nous observons, sur certains d'entre eux, des textures caractéristiques de « jigsaw fit » et surtout une forte concentration de panneaux hydrothermaux emballés, parfois très étirés dans le sens de l'écoulement et dont les couleurs, très variées (e.g., rouge, blanc, jaune-orange ou gris), reflètent les différentes phases d'altération hydrothermale (Salaün et al., 2011). A la base de l'avalanche se concentrent des

fragments fluviatiles complètement arrondis, issus de la paléo-rivière, incorporés dans l'avalanche de débris au moment de sa mise en place et qui s'alignent suivant le sens de l'écoulement.

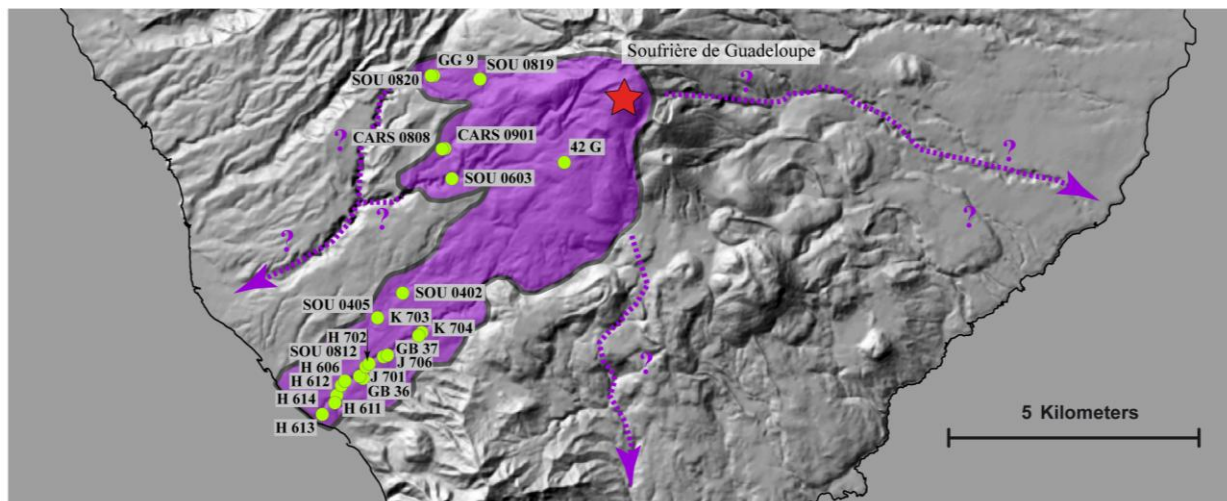


Figure VI.35 : Distribution spatiale des différents affleurements de l'avalanche de débris (AD 9) et cartographie de son extension.

Interprétation de l'événement non-éruptif de 7140 Cal BC (8170 ans BP).

De nombreux affleurements sur tout le sud-ouest de la Basse-Terre nous permettent de caractériser cette neuvième déstabilisation de flanc (AD 9) de la Soufrière de Guadeloupe. Cependant, aucun panneau emballé de coulées pyroclastiques n'a été observé dans les différents dépôts de cette avalanche de débris. De plus, nous n'avons identifié aucun dépôt d'écoulement pyroclastique associé à une activité magmatique synchrone à cette déstabilisation. Malgré le volume important de cette avalanche de débris, c'est la première déstabilisation de flanc AD 9 de la Soufrière de Guadeloupe pour laquelle aucune évidence d'une origine magmatique n'a pu être observée.

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 calibré (Cal BC)	
1	Riv. du Galion alt 210 m	K 703 b	1995	Avalanche de débris	7695±400	-6683±847	100%
2	Riv. du Galion - alt 90 m	GB36	1979	Avalanche de débris	7700±140	-65878±259	90%
3	Riv du Galion - Rappel Blanchet	J701VI d	2001	Avalanche de débris	7755±185	-6656±426	100%
4	Route de la Soufrière- alt 850 m	42G	1980	Cendres Jaunes	8070±480	-7139±1092	100%
5	Riv. du Galion - alt 150 m	J 706 a	1995	Avalanche de débris	8150±75	-7199±174	94%
6	Riv. du Galion - alt 210 m	K 703 a	1995	Avalanche de débris	8165±20	-7151±349	99%
7	Riv. du Galion - alt 110 m	H 702 b	1995	Avalanche de débris	8260±90	-7288±214	100%
8	Riv. Du Galion - alt 115 m	SOU 08 12	2008	Avalanche de débris	8270±90	-7294±215	100%
9	Saut d'Eau du Matouba	GG9d	1984	Avalanche de débris	8400±150	-7395±334	100%
10	Riv. du Galion - alt 100 m	GB 37	1979	Avalanche de débris	8500±110	-7541±253	98%
11	Carotte Matouba	CARS 0808 V3	2008	Cendres Jaunes	8710±120	-7798±225	85%

Table VI.9 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement non éruptif et la déstabilisation de flanc AD 9 à 7140 Cal BC (8170 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et les données de la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

Nous disposons maintenant de 11 datations radiocarbone (Table VI.9 ; voir Chapitre IV) pour contraindre précisément et statistiquement grâce à notre modèle cette déstabilisation de flanc AD 9 à 7140 Cal BC (8 170 ans BP).

f. Conclusion

Au cours de la période entre 3300 Cal BC (4485 ans BP) et 7140 Cal BC (8100 ans BP), quatre événements éruptifs distincts et un événement non-éruptif ont été identifiés en 3840 ans pour la Soufrière de Guadeloupe.

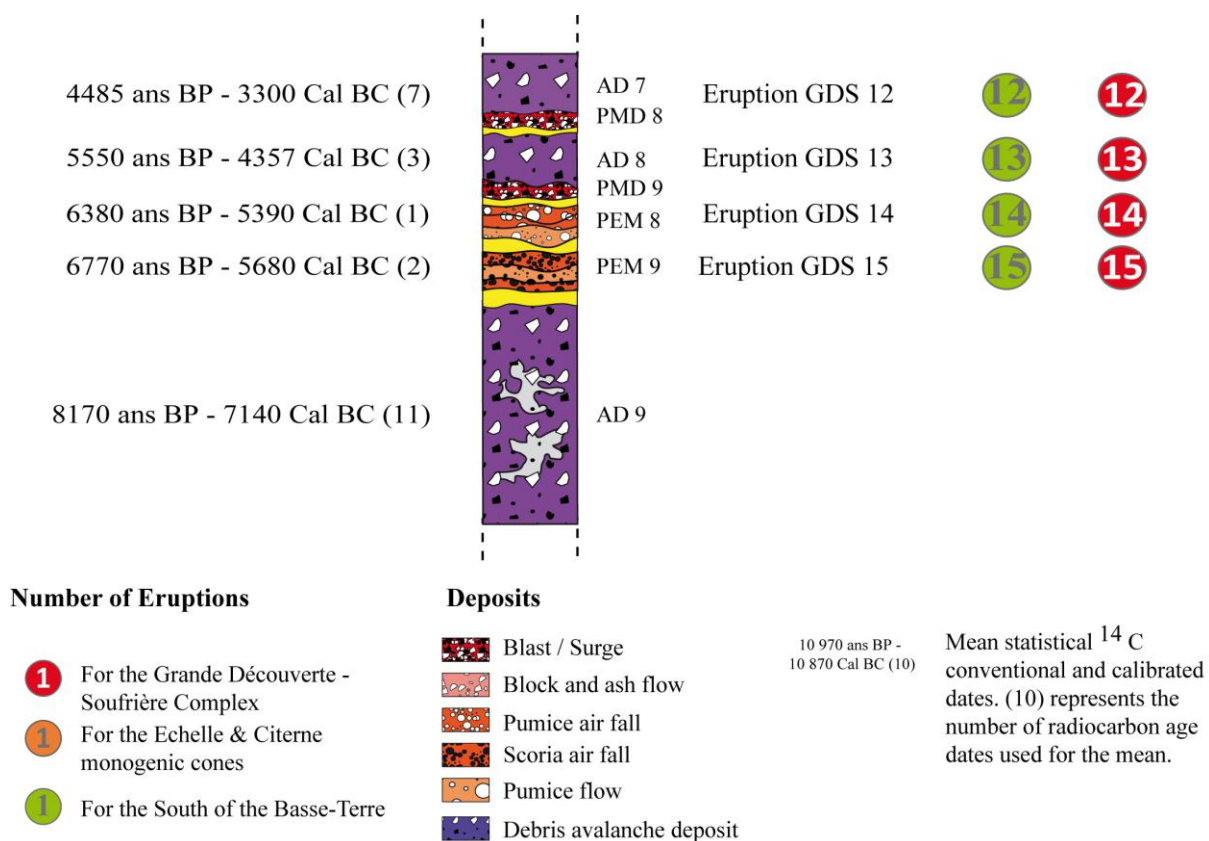


Figure VI.36 : Log synthétique de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe pour la période entre 3300 Cal BC (4485 ans BP) et 7140 Cal BC (8100 ans BP). En jaune sont représentées les unités de paléosols (hiatus temporel) et en vert, les unités de colluvium (hiatus érosionnel).

Nous recensons sur cette période trois phases de déstabilisation de flanc, (AD 7, AD 8 et AD 9) dont deux (AD 7 et AD 8) sont interprétées comme étant associées à une phase

magmatique à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 8 et PMD 9). Les différentes études menées sur la déstabilisation de flanc AD 9 ne montrent aucune relation stratigraphique ou temporelle entre l'unité d'avalanche de débris et des unités éruptives.

Nous recensons donc au cours de cette période, 2 phases magmatiques à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD 8 et PMD 9) à l'origine d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués très probablement associés à des explosions latéralement dirigées d'un dôme ou d'un cryptodôme.

Nous recensons enfin, deux phases éruptives majeures, PEM 8 et PEM 9, associées respectivement aux événements éruptifs GDS 8 et GDS 9. Elles sont à l'origine de retombées, de ponces grises (PEM 8) et de scories (PEM 9) dont les dépôts ont été préservés à plus de 7 km de la Soufrière de Guadeloupe et d'écoulements pyroclastiques concentrés.

4. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 10 870 Cal BC (10 980 ans BP) à 16 200 Cal BC (14 950 ans BP).

a. Evènement éruptif GDS 16 (10 873±154 Cal BC soit 10 981±26 ans BP).

De nouvelles données de terrain obtenues dans la rivière Noire (SOU 0602, SOU 0603-SOU0928 et SOU 0604) suggèrent une nouvelle interprétation de l'évènement phréatique de type Bandaï San décrit par Boudon et al. (1987). Cet évènement éruptif GDS 16 repose sur l'interprétation : (1) d'une avalanche de débris (Boudon et al., 1987) ; (2) d'une unité d'écoulement pyroclastique concentrée et (3) d'unités d'écoulements ponceux.

La phase de déstabilisation de flanc AD 10 :

Décrite pour la première fois par Boudon et al. (1987), l'avalanche de débris AD 10 est associée à la formation du cratère Carmichaël, une structure de glissement en forme de fer à cheval, de 1.5 km sur 1.2 km, ouverte vers le sud-ouest et dont les parois au nord et à l'est atteignent 100 m de hauteur. Les nouvelles données de terrain permettent de reconnaître ce dépôt canalisé dans la rivière Noire et dans la rivière Aux Herbes en plus des affleurements de la rivière St Louis et de la rivière des Pères (Boudon et al. 1987). L'épaisseur canalisée de cette avalanche de débris est importante et atteint plusieurs dizaines de mètres dans la rivière du St Louis (Boudon et al., 1987, 1988 et 1992). Nous avons des évidences de ce dépôt non canalisé hors des vallées à Circonvallation (SOU 0104) entre la rivière Des Pères et la rivière du Galion sur une épaisseur de 2.5 m. La zone recouverte par cette avalanche de débris est déduite à 18.3

km² (figure VI.37) et son volume est estimé à environ 0.3 km³ (valeur similaire à celle déduit par Boudon et al. (1992).

Le dépôt d'avalanche de débris est un dépôt induré, hétérolithologique et très riche en matrice fine, très hydrothermalisée de couleur violet à blanc. Il contient aussi de gros blocs arrondis à subarrondis de lave andésitique très altérée, pouvant atteindre une taille de plus de 5 m de diamètre à 7 km de distance de la source, et présentant pour certains d'entre eux des figures d'altération en pelure d'oignon caractéristique. L'AD 10 présente une forte concentration de panneaux hydrothermaux emballés avec des couleurs variant du jaune au violet et quelques panneaux emballés de coulées pyroclastiques d'andésite gris foncé (SOU 0602). La partie médiane de l'écoulement a la particularité d'avoir été préservée et d'avoir gardé des évidences de sa morphologie en hummocks (Boudon et al., 1987).

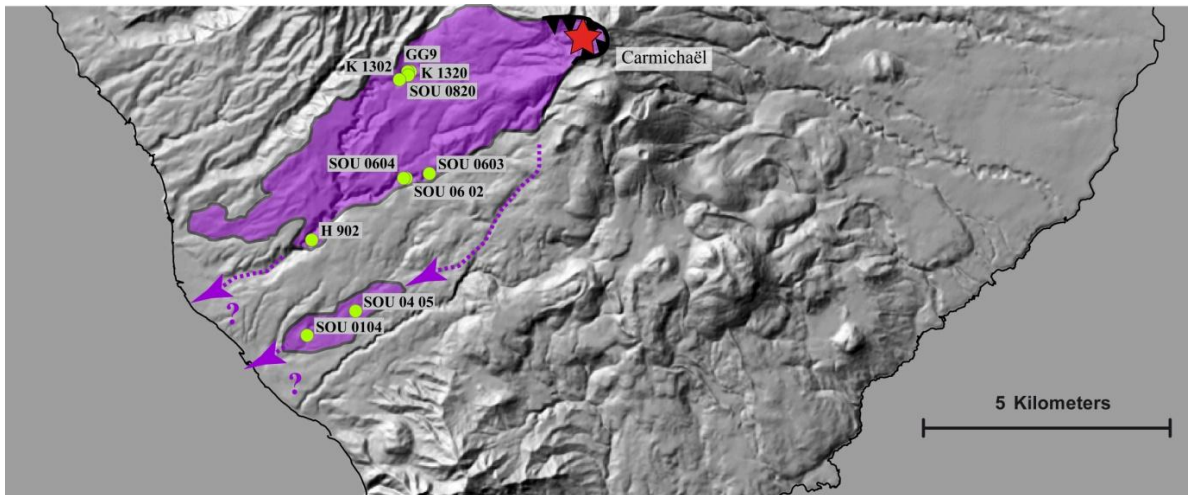


Figure VI.37 : Carte des différents affleurements étudiés de l'avalanche de débris (AD 10) ainsi que son extension.

Nous réinterprétons l'âge de cette phase de déstabilisation de flanc précédemment datée à 11 500 ans BP (Boudon et al., 1987, 1988, 1992 et 2007 et Komorowski et al., 2002 et 2005). La mise en évidence d'une nouvelle phase de déstabilisation plus ancienne (AD 11) (voir par la suite) et la réinterprétation des données radiocarbone, nous permettent de contraindre cette déstabilisation de flanc AD 10 entre 10 993±51 ans BP (SOU 0604 I) et 11 670±195 ans BP (H 902b).

La phase éruptive à croissance de dôme PMD 10 :

Les affleurements étudiés dans la partie haute de la rivière Noire, mettent en évidence à plusieurs reprises la présence dans l'unité d'avalanche de débris AD 10 de panneaux emballés

d'unités d'écoulements pyroclastiques concentrés très mal triées. Ces unités sont homolithologiques et sont principalement constituées de fragments non altérés anguleux à sub-arrondis d'andésite dense et vitreuse très microcristallisée (90 Wt%). Ces fragments juvéniles denses se divisent en deux sous-ensembles. Un premier dont les fragments sont vitreux de couleur gris clair à gris foncé (85 Wt%) et un deuxième dont les fragments sont légèrement vésiculés, très riches en cristaux de feldspaths, de couleur noire (15 Wt%).

La présence de fragments de bois carbonisés dans ces panneaux pyroclastiques emballés nous a permis de dater cette unité d'écoulement concentré à 10 930±90 ans BP (SOU 0602 A). Cela nous permet, même si nous n'avons pas pu mettre en évidence le dépôt primaire de cet écoulement pyroclastique concentré, de supposer l'occurrence d'une phase éruptive à croissance de dôme PMD 10 que nous datons à 10 930±90 ans BP (SOU 0602 A).

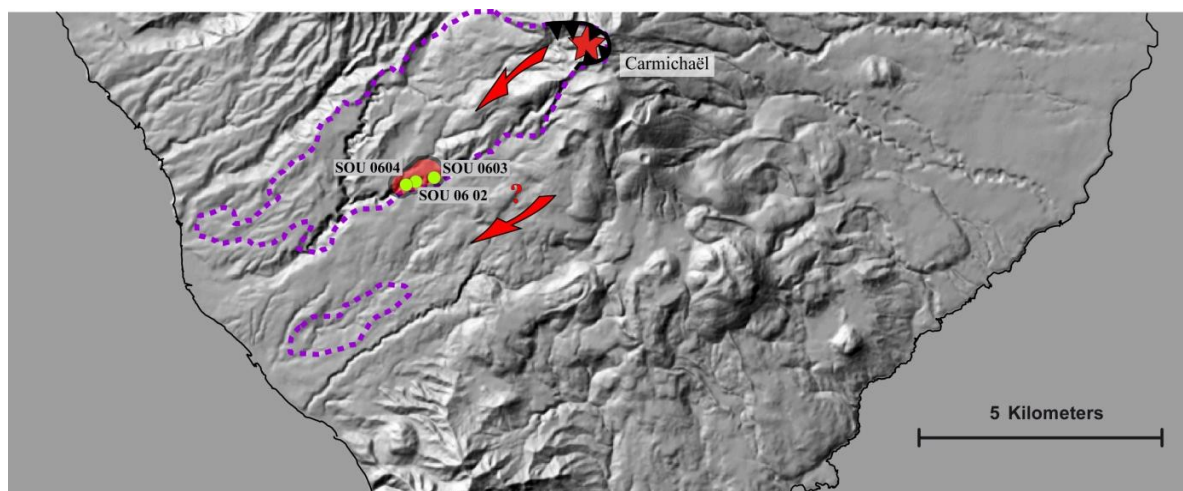


Figure VI.38 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 10. En pointillé violet est représentée l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 10.

La phase éruptive explosive PEM 11 :

Au cours de nouvelles études stratigraphiques réalisées dans la rivière Noire, nous observons, à presque 3 m au dessus du lit actuel de la rivière, une unité d'écoulement pyroclastique riche en ponces sur plusieurs mètres d'épaisseur. Cette unité est massive, présente une granulométrie assez grossière ($Md \phi = -2.7$) et très mal triée ($Sigma \phi = 3.2$). Elle est principalement constituée de fragments juvéniles non altérés et arrondis à sub-arrondis qui sont soit très vésiculés et de couleur beige clair à gris clair (40Wt%) soit denses et vitreux et de couleur gris clair à gris foncé (45Wt%).

Les observations réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles vésiculés montrent qu'ils contiennent assez peu de phénocristaux et qu'ils présentent deux types de verre magmatique (Annexe D). Le premier type, le plus abondant, est constitué de fragments très grossièrement vésiculés, avec des vésicules de forme sphérique à extrêmement allongée, d'un diamètre de quelques dizaines à plusieurs centaines de microns. Ces vésicules sont caractérisées par des parois très fines (< au micron) de verre sans microlite (Annexe D). Le deuxième type se caractérise par une plus grande densité de vésicules de forme subsphérique à légèrement étirée du fait de leur coalescence. Elles ont des tailles plus petites, mesurant quelques microns à quelques dizaines de microns. Les parois de vésicules sont plus épaisses de l'ordre de la dizaine de micron et sont constituées un verre légèrement dévitrifié contenant quelques microlites de pyroxènes, de plagioclases et d'oxydes de fer et de titane (Annexe D).

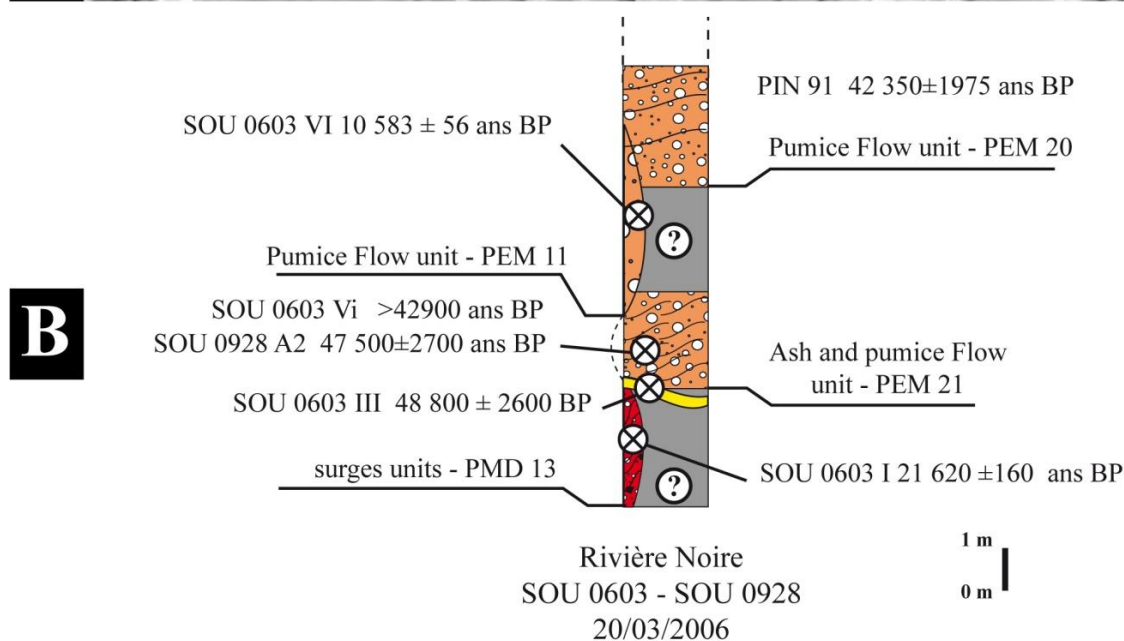
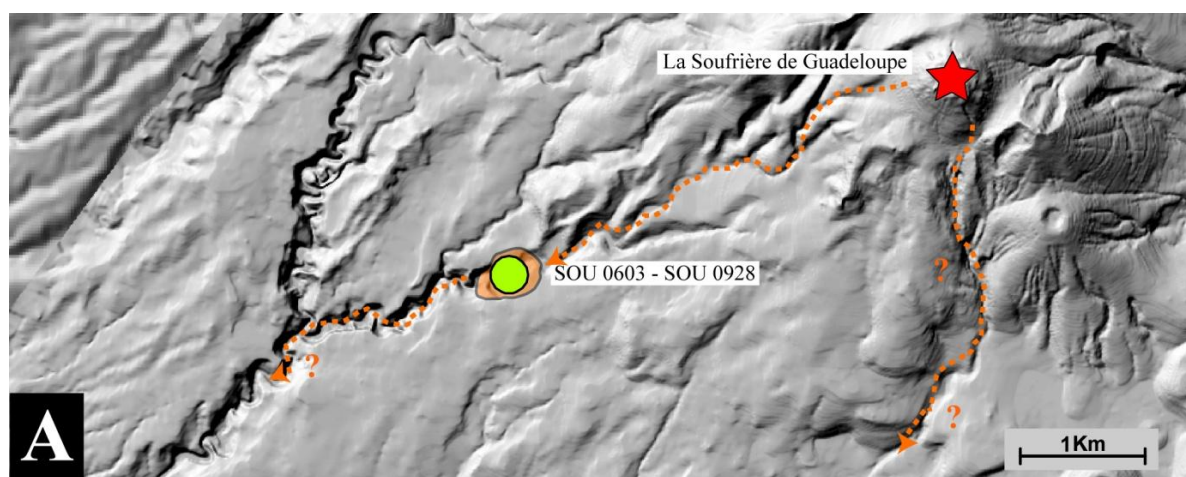


Figure VI.39 : A. Carte des affleurements étudiés pour décrire la phase explosive majeure PEM 11.
B. Log interprétatif de l’affleurement SOU 0603 – SOU 0928 situé dans la rivière Noire. En jaune est représenté le hiatus temporel (unité de paléosol).

Des fragments de bois partiellement carbonisés ont été prélevés directement dans l’unité d’écoulement ponceuse et ont pu être datés à $10\ 583\pm 56$ ans BP (SOU 0603 IV). Ce dépôt d’écoulement pyroclastique concentré riche en ponces est associé à une phase explosive PEM 11 que nous datons à $10\ 583\pm 56$ ans BP (SOU 0603 IV).

L’estimation du volume de cette phase explosive c’est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 11 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). Nous estimons l’indice d’explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 11 de 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km³ (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l’événement éruptif GDS 16 contraint à $10\ 873\pm 154$ Cal BC ($10\ 981\pm 26$ ans BP) :

Les nouvelles contraintes stratigraphiques et chronologiques obtenues dans la partie haute de la rivière Noire nous permettent de mettre en évidence deux nouvelles phases magmatiques PMD 10 et PEM 11 et proposer une nouvelle interprétation de l’événement éruptif de 11 500 ans BP (Boudon et al., 1987, 1988, 1992 et 2007 ; Komorowski et al., 2002 et 2005).

Boudon et al. (1987) interprètent cet événement éruptif comme une éruption phréatique de type Bandaï-san (1888) (Boudon et al., 1987, 1988, 1992, 2007 ; Komorowski et al., 2002, 2005). Les auteurs se basent sur une absence de dépôt d’origine magmatique et sur la présence d’un dépôt de cendres et de lapilli non-juvéniles, très altérés et de couleur jaune, recouvrant directement l’unité d’avalanche de débris AD 10.

Nous n’avons pas pu observer directement le dépôt primaire de l’écoulement pyroclastique concentré PMD 10 ni établir de relation stratigraphique directe entre les dépôts de ces différentes phases. Cependant la forte concordance des différentes datations radiocarbone obtenues pour chacune des phases : AD 10 : entre $10\ 993\pm 51$ ans BP (SOU 0604 I) et 11670 ± 195 ans BP (H 902 b), PEM 11 : $10\ 930\pm 90$ ans BP (SOU 0602 A) et PMD 10 : $10\ 583\pm 56$ ans BP (SOU 0603 IV) suggère que les unités d’avalanche de débris, d’écoulement pyroclastique concentré et d’écoulement ponceux se soient mises en place de

façon contemporaines. L'hypothèse la plus crédible est d'associer ces trois phases (PMD10, PEM 11 et AD 10) en un même événement magmatique polyphasique GDS 16 plutôt qu'en trois événements éruptifs distincts.

De plus, notre interprétation actuelle de cette unité de cendres très altérées recouvrant l'unité d'avalanche de débris AD 10 est différente. Nous avons démontré précédemment (voir Chapitre V) que l'unité stratigraphique dite des « Cendres Jaunes » est constituée d'une accumulation de plusieurs unités limoneuses à argileuses (< 63 µm) très hydrothermalisées et contenant des lapilli hétérolitologiques entièrement recouverts d'une patine d'altération. Nous savons maintenant que cette séquence dite des « Cendres Jaunes » correspond à une accumulation de différents nuages co-génétiques associés à la mise en place des différentes unités d'avalanches de débris au cours de l'Holocène (voir Chapitre V). Nous interprétons donc cette unité de cendre très altérée, mise en évidence par Boudon et al. (1987) qui recouvre directement l'unité d'avalanche de débris AD 10, comme faisant partie de la séquence dite des « Cendres Jaunes » et nous l'associons à un nuage co-génétique de la mise en place de l'avalanche de débris AD 10 ou d'autres plus récentes.

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 Calibré (Cal BC)	
1	Riv. Noire	SOU 0604 I	2006	Avalanche de Débris	10993±51	-6432±4694	100%
2	Riv. Noire	SOU-0604-II	2006	Avalanche de Débris	11060±50	-10974±184	100%
3	Riv. Noire	SOU 06 02 II	2006	Avalanche de Débris	11080±100	-10981±242	100%
4	Riv. Aux Herbes	SOU 04 05	2004	Avalanche de Débris	11160±90	-11067±244	100%
5	Riv. St. Louis RG - alt 520 m	K 1320 inf	1984	Avalanche de Débris	11270±185	-11132±383	100%
6	Riv. St. Louis RG - alt 520 m	K 1302 c1	1984	Avalanche de Débris	11470±145	-11442±304	100%
7	Riv. des Pères - alt 140 m	H 902 b	1984	Avalanche de Débris	11670±195	-11584±377	100%
8	Saut d'Eau du Matouba	GG9a	1984	Colluvium	10500±170	-10310±453	100%
9	Riv. St Louis	SOU 08 20 2B	2008	Colluvium	11860±100	-11732±240	100%
10	Riv. Noire	SOU 0603 IV	2006	Coulée pyroclastique concentrée dans AD 10	10583±56	-10577±180	100%
11	Riv. Noire sous SOU 0603 R (Rappel)	SOU 0602 A	2006	Coulée de ponces	10930±90	-10861±118	93%

Table VI.10 : Résultats des datations radiocarbones obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 16 à 10 870±10 Cal BC (10 980 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

Cet événement éruptif polyphasique GDS 16 est la dernière évidence d'activité magmatique de la période Carmichaël (42 350 ans BP – 10 990 ans BP) et annonce le début de la période Soufrière. Nous disposons de 9 datations radiocarbones directes obtenues dans l'unité d'avalanche de débris, dans l'unité d'écoulement pyroclastique concentré et dans l'unité d'écoulement ponceux ainsi que 2 datations radiocarbones indirectes obtenues dans des unités

de colluvium (Table VI.10 ; voir Chapitre IV). Elles nous permettent de contraindre précisément et statistiquement cet événement éruptif GDS 16 à $10\,870 \pm 10$ Cal BC (10 980 ans BP).

b. Evènement non-éruptif de $12\,470 \pm 10$ Cal BC (12 650 ans BP)

Nos études de terrain dans la rivière St Louis (SOU 0828 et SOU 0830) et dans la ravine aux Ecrevisses (SOU 0919) ainsi que sur une nouvelle interprétation de la base de données de datations radiocarbone nous ont permis de mettre en évidence une nouvelle phase de déstabilisation (AD 11) reposant sur l'étude de nouveaux affleurements.

La phase de déstabilisation de flanc AD 11 :

Ce dépôt d'avalanche de débris est un dépôt induré, chaotique et hétérogène. Il est très mal trié et constitué de blocs et d'une matrice très fine hydrothermalisée dans les couleurs ocre à gris. On observe aussi, emballés dans la matrice de cette unité, la présence de panneaux de cendres grises, très hydrothermalisées et riches en sulfure d'hydrogène. Ces panneaux hydrothermaux ont permis la préservation, notamment dans la ravine aux Ecrevisses, d'un grand nombre de fragments de bois « frais » dont certains ont pu être datés à $12\,480 \pm 50$ ans BP (SOU 0919 A3), $12\,680 \pm 50$ ans BP (SOU 0919 A2) et $12\,406 \pm 66$ ans BP (SOU 0919 A4).

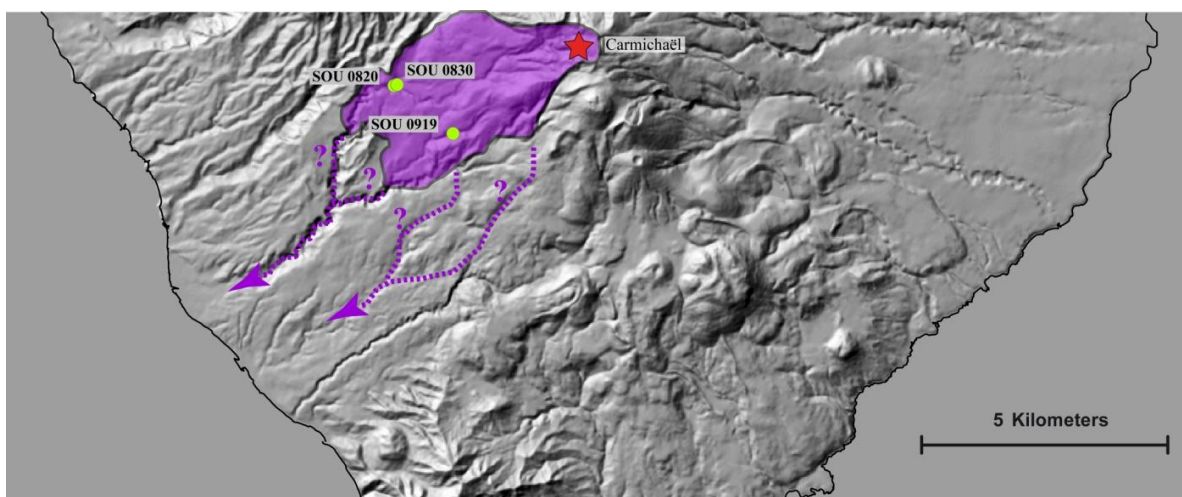


Figure VII.40 : Carte des différents affleurements étudiés de l'avalanche de débris (AD 11) ainsi que son extension déduite.

La stratigraphie de la falaise de la rivière St Louis est complexe et une description plus détaillée de cet affleurement est en annexe (Annexe D). Une étude en rappel, réalisée en 2008

(SOU 0838) nous a permis d'identifier l'unité d'avalanche de débris AD 11 (unité 6 - figure VI.40) au sein d'un emboîtement complexe de quatre unités d'avalanches de débris. Cette unité d'avalanche de débris intermédiaire (unité 6 - figure VI.40) faisant 5 à 6 m d'épaisseur, a pu être directement datée à 12095±45 ans BP (SOU 0820 3A) et est encadrée de deux séquences de dépôts fluviatiles (unité 7 et 5 - figure VI.40) datées à 11 860±45 ans BP (SOU 0820 2A) et à 12 100±40 ans BP (SOU 0820 1A).

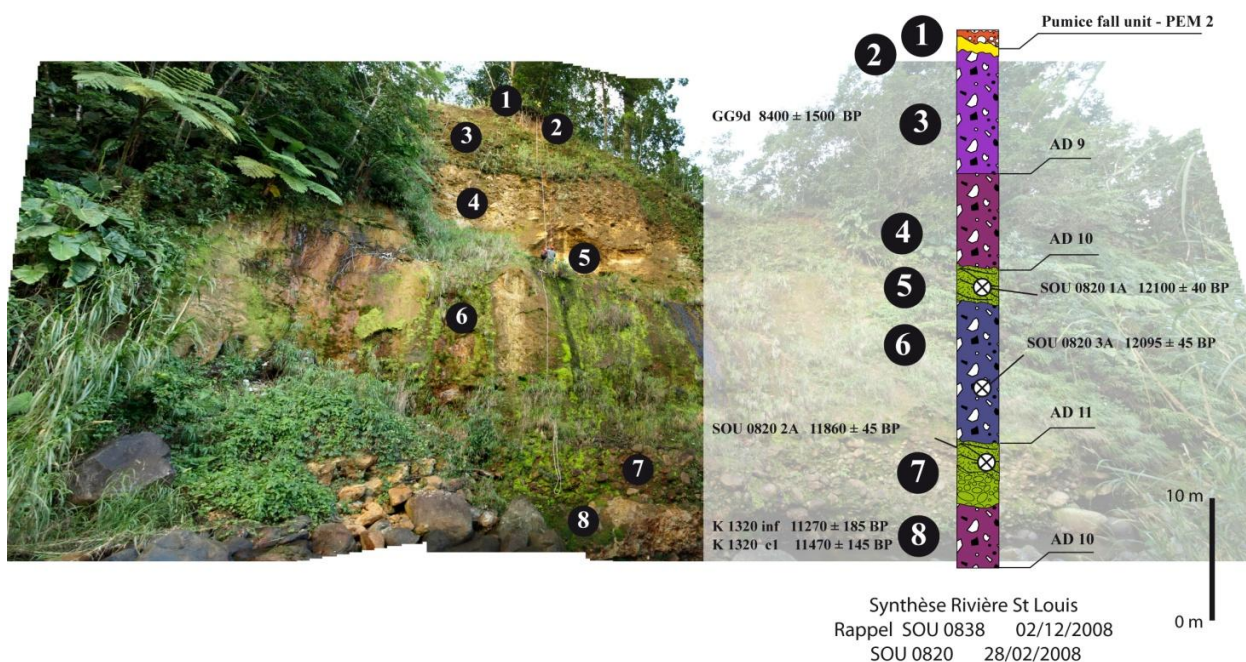


Figure VII.23 : Photographie et log synthétique et interprétatif de la falaise de la rivière St Louis au niveau des affleurements SOU 0820 et SOU 0838. Nous interprétons l'unité 4 comme la partie non canalisée de l'AD 10 que l'on retrouve en fond de vallée et qui se situerait en limite de débordement sur les « épaules » de la vallée (voir Annexe D).

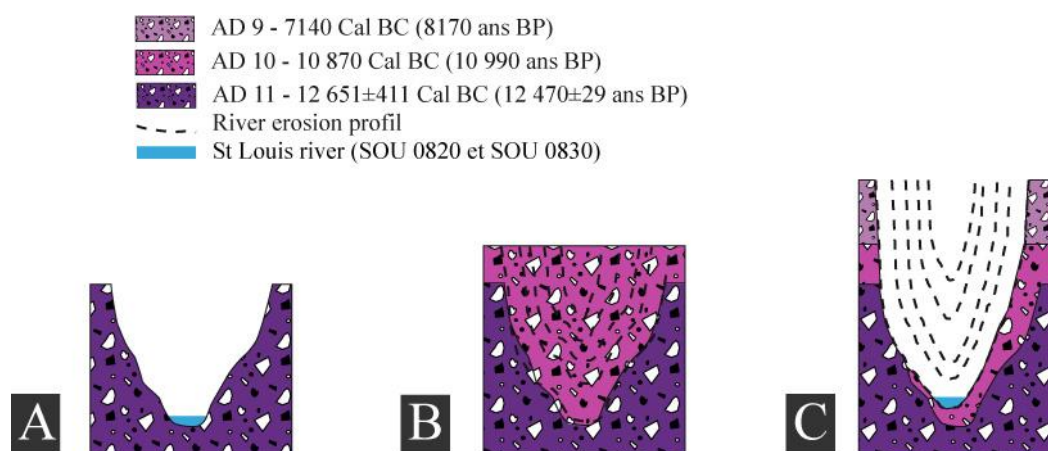


Figure VI.41 : Schémas montrant l'évolution de la vallée de la rivière St Louis : A. juste avant la mise en place de l'avalanche de débris AD 10, B. juste après la mise en place de l'avalanche de débris AD 10 et C. maintenant, 9000 ans après la mise en place de l'avalanche de débris AD 9.

La base de cet affleurement est caractérisée par une unité d'avalanche de débris (unité 8 - figure VI.40) qui a pu être datée à $11\,270 \pm 185$ ans BP (K 1320 inf.) et à $11\,470 \pm 145$ ans BP (K 1320 c1) par Boudon et al. (1984). Nous associons cette unité d'avalanche de débris à la déstabilisation de flanc AD 10 maintenant contrainte à 10 870 Cal BC (10 990 ans BP) (figure VI.40). Cette unité est très volumineuse (0.4 km^3) et nous avons des évidences de ce faciès de débordement pour cette unité à Circonvallation (SOU 0104) entre la rivière Des Pères et la rivière du Galion. Il est donc fort probable que l'unité d'avalanche de débris est débordée au niveau de la Rivière St Louis. Les données stratigraphiques et les âges radiocarbone montrent que des deux unités supérieures, l'unité inférieure correspond probablement à l'AD 10 que l'on retrouve en fond de vallée. Sa position stratigraphique particulière suggère que l'on caractérise la limite de débordement de l'écoulement que l'on situerait au niveau des « épaulés » de la vallée (figure VI.41). L'unité supérieure serait donc associée à l'AD 9 que l'on date un peu plus bas dans la rivière St Louis à $8\,450 \pm 150$ ans BP (GG9d).

Interprétation de l'événement non-éruptif contraint à $12\,470 \pm 10$ Cal BC (12 650 ans BP) :

La réinterprétation de données radiocarbone obtenues pour contraindre l'avalanche de débris à 11 500 ans BP (Boudon et al., 1987 ; 1988 ; 1992) et la découverte de deux nouveaux affleurements dans la rivière St Louis (SOU 0820 et SOU 0838) et dans la ravine aux Ecrevisses (SOU 0919, nous permettent de distinguer l'unité d'avalanche de débris AD 10 (10 870 Cal BC soit 10 990 ans BP) de cette nouvelle unité d'avalanche de débris AD 11.

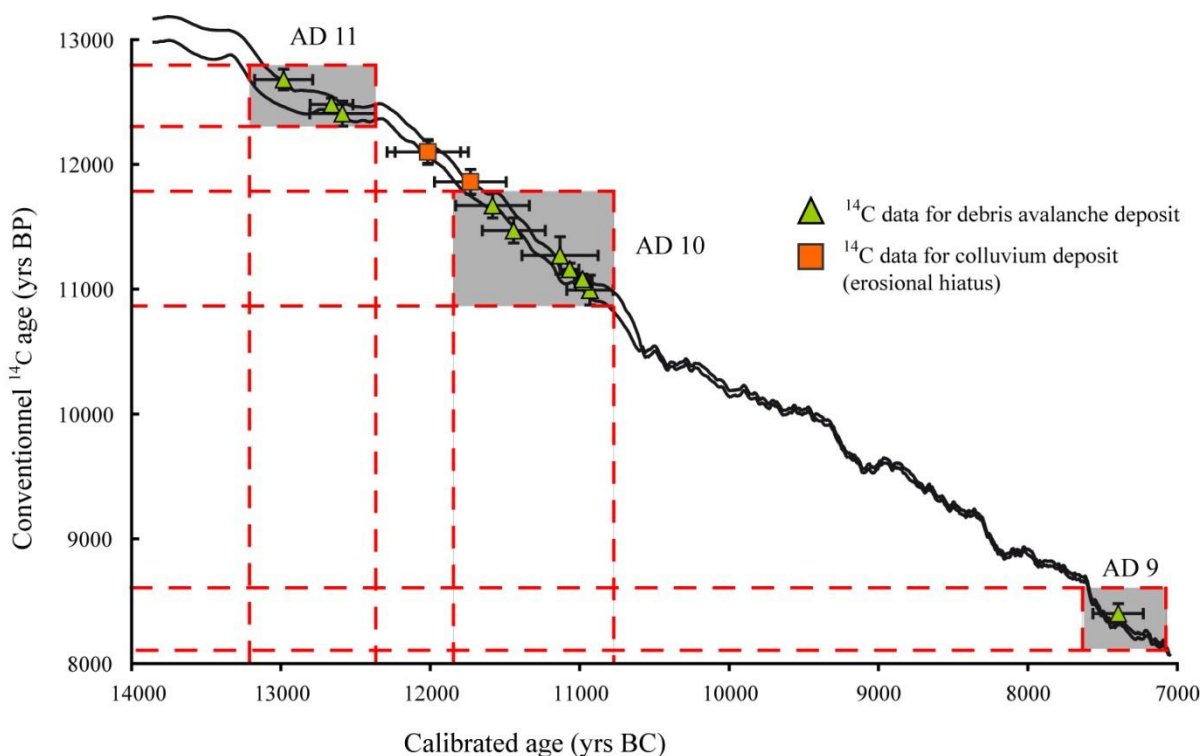


Figure VII.42 : Représentation graphique des datations au Carbone 14 obtenues pour les avalanches de débris AD 9, AD 10 et AD 11 dans la rivière St Louis et dans la ravine aux Ecrevisses. En noir est représentée la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009). Nous mettons en évidence 3 groupes d'âges. Le premier âge à 8450 ± 150 ans BP (GG9d) a été obtenu dans une unité d'avalanche de débris au niveau du Saut d'eau du Matouba (Boudon et al., 1984). Nous interprétons maintenant cette unité comme étant associée à la déstabilisation de flanc AD 9 maintenant contrainte à 7140 Cal BC (8170 ans BP). Le deuxième groupe correspond à des âges obtenus dans des unités d'avalanches de débris échantillonnées dans les rivières Noire (3), aux Herbes (1), St Louis (2) et des Pères (1). Nous interprétons ces unités comme étant associées à la déstabilisation de flanc AD 10 maintenant contrainte à 10 870 Cal BC (10 990 ans BP) (voir précédemment). Le troisième groupe correspond à des âges obtenus dans une unité d'avalanche de débris échantillonnée dans la ravine aux Ecrevisses (3). Nous interprétons maintenant cette unité comme étant associée à la déstabilisation de flanc AD 11 contrainte à $12\,651 \pm 411$ ans Cal BC ($12\,470 \pm 29$ ans BP).

Nous n'avons relevé aucune évidence d'activité magmatique ou phréatique contemporaine de cette déstabilisation de flanc. Nous associons donc cette nouvelle déstabilisation de flanc AD 11 à un nouvel événement non-éruptif.

Nous disposons de 3 datations radiocarbones directes obtenues à partir de fragments de bois échantillonnés dans l'unité d'avalanche de débris et de datations radiocarbones indirectes obtenues à partir de fragments de bois échantillonnés dans les différentes unités fluviales. Elles nous permettent de contraindre cet événement non-éruptif. Le modèle OxCal (Bronk Ramsey, 2009) nous permet de définir un âge statistique pour cet épisode à $12\,651 \pm 411$ ans Cal BC soit $12\,470 \pm 29$ ans BP (Table VI.11 ; voir Chapitre IV).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 calibré (Cal BC)	
1	Riv. St Louis	SOU 08 20 2A	2008	Colluvium	11860±100	-12018±272	100%
2	Riv. St Louis	SOU 08 20 1A	2008	Colluvium	12100±90	-12017±219	100%
3	Ravine aux Ecrevisses	SOU-0919-A3	2009	Avalanche de débris AD 11	12480±50	-12662±426	100%
4	Ravine aux Ecrevisses	SOU-0919-A2	2009	Avalanche de débris AD 11	12680±50	-12982±318	97%
5	Ravine aux Ecrevisses	SOU-0919-A4	2009	Avalanche de débris AD 11	12406±66	-12588±438	100%

Table VI.11 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement non éruptif AD 11 à 12 470 Cal BC (soit 12 650 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

c. Evènement éruptif GDS 17 contraint entre 10 870 ans Cal BC (10 990 ans BP) et 13 196±1074 Cal BC (12 700±230 ans BP)

Le chantier lié à l'aménagement de la zone des Carbets a permis d'obtenir de nouveaux affleurements à l'est du volcan du Carmichaël et de caractériser les dépôts d'une nouvelle phase éruptive explosive (PEM 13) associée à un nouvel événement éruptif (GDS 17).

La phase éruptive explosive PEM 13.

La caractérisation de cette nouvelle phase explosive PEM 13 repose sur la mise en évidence d'une unité de retombées de ponces et de scories sur un affleurement proximal (< 3 km) à l'est du volcan du Carmichaël. Cette unité mesure 22 cm d'épaisseur, se caractérise par une granulométrie grossière (Md-Phi : -4.7), très bien triée (Sigma-Phi : 1.3) et présente un léger granoclassement inverse. Elle est principalement constituée de fragments vésiculés sub-anguleux à sub-arrondis (60 Wt%) présentant fort degré d'altération avec une patine d'altération de couleur ocre mais que nous considérons quand même comme des fragments juvéniles. Ces fragments peuvent être divisés en deux sous-types : (1) un premier, très majoritaire, de couleur gris clair et très altérés (87 Wt%) et (2) un deuxième de couleur gris foncé à noir et un peu moins altérés (13 Wt%). La densité des fragments juvéniles vésiculés de ce niveau a été définie grâce à des mesures effectuées sur 41 fragments (Annexe D). Elle se caractérise par une gamme de densité comprise entre 0.9 et 1.5 g.cm⁻³ et par un mode principal à 1.3 g.cm⁻³.

Des observations ont été réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles vésiculés de l'unité de retombées de ponces et de scories (SOU 0607 B). Les fragments sont très altérés. Lorsque le verre est encore visible, il est complètement dévitrifié et riche en microlites de pyroxène et d'oxyde de fer et de titane. La morphologie des

vésicules a été modifiée par la présence d'une « gaine d'altération » et la formation de minéraux secondaires. Elles présentent un diamètre moyen d'une dizaine de microns. Les parois de bulles sont relativement fines et leur épaisseur varie dans une gamme allant du micron et la dizaine de microns. Sur la fraction des fragments vésiculés gris foncé à noir, on observe, sans pouvoir le quantifier précisément, une très faible proportion de phénocristaux d'olivine (Annexe D).

Sur le même affleurement nous caractérisons deux séquences pyroclastiques qui encadrent directement, sans évidence de hiatus érosionnel ou temporel, le dépôt de retombées de ponces et de scories que l'on associe maintenant à la phase explosive (PEM 13). La séquence pyroclastique basale est constituée de deux unités de 4 cm et de 4.5 cm d'épaisseur et la séquence pyroclastique sommitale est constituée de trois unités compactes de 3 cm, de 5 cm et de 6 cm d'épaisseur. Ces unités pyroclastiques sont compactes, présentent une granulométrie très fine et très bien triée. Elles sont constituées principalement de lapilli anguleux, peu altérés, d'andésite dense de couleur gris et contiennent aussi des lapilli vésiculés de couleur blanc (voir Chapitre V). Nous interprétons ces deux types de fragments comme étant des fragments juvéniles. Les similitudes avec ce que nous avons observé pour les phases explosives récentes et mieux conservées (e.g., PEM 1 et PEM 2) sont très importantes et nous associons ces unités pyroclastiques à des phases explosives mineures précédant et suivant la phase explosive majeure paroxysmale PEM 13 (voir Chapitre V).

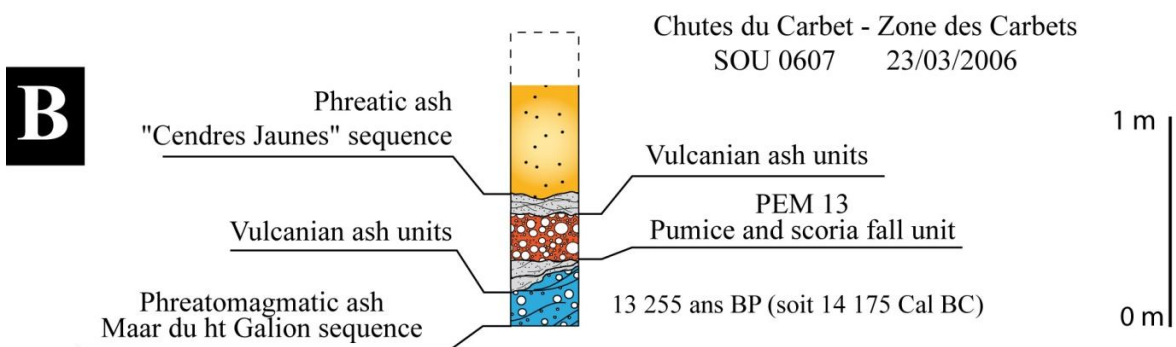
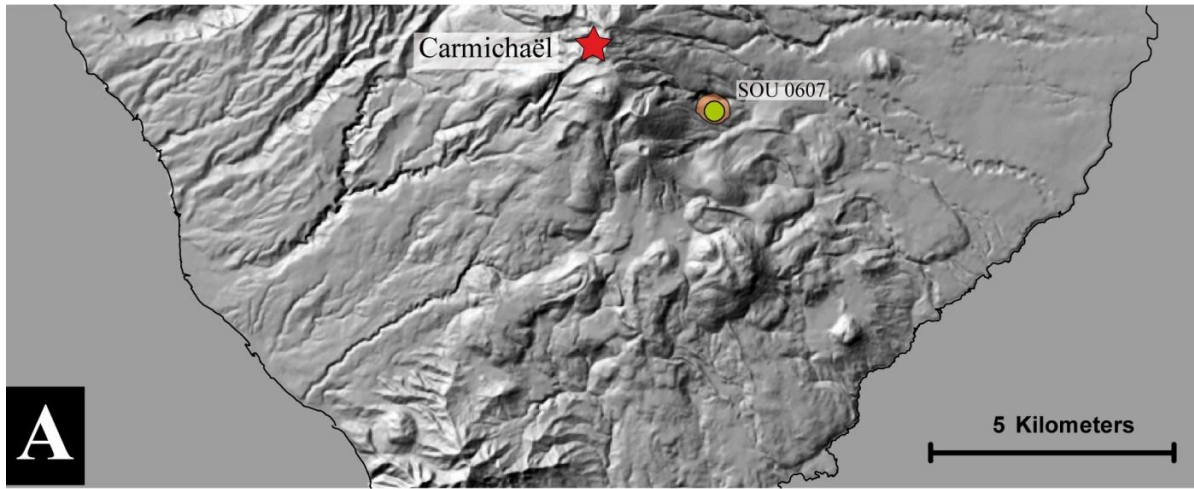


Figure VI.43 : **A** Carte du sud Basse-Terre localisant l’affleurement de référence (SOU 0607) de la phase explosive PEM 13. **B** log interprétatif de l’affleurement SOU 0607.

L’estimation du volume de cette phase explosive c’est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 13 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). Nous estimons l’indice d’explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 13 entre 3 et 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-2} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l’événement éruptif GDS 14 contraint entre 10 870 ans Cal BC (10 990 ans BP) et 14 175±1074 Cal BC (12 700±230 ans BP) :

Nous mettons en évidence à 3 km au sud-est du volcan du Carmichaël une séquence éruptive d’au moins six unités de retombées. Les deux unités basales et les trois unités terminales sont associées à des phases explosives mineures, de faible magnitude et de faible intensité, probablement de type vulcanien (voir Chapitre V). Ces unités encadrent une unité grossière de retombées de ponces de couleur gris clair très altérées et de scories noires caractérisées par la présence de cristaux d’olivine. Cette unité est associée à la phase explosive paroxysmale de l’événement éruptif GDS 14.

La présence de cette unité de retombées grossière à 3 km à l'est - sud-est du Carmichaël et l'absence (ou la non-observation) d'autres affleurements au sud-ouest du volcan du Carmichaël laisse supposer un régime des vents inverse aux Alizés, soufflant exceptionnellement de l'ouest vers l'est.

La présence, même en faible proportion, de scories contenant quelques cristaux d'olivine est importante et suggère la coexistence d'un magma différencié prédominant de composition andésitique avec un magma moins différencié et certainement de composition andésite-basaltique dans la chambre magmatique. Cet apport de magma basique, non différencié, dans la chambre magmatique alimentant le complexe de la Grande Découverte – Soufrière pourrait être le déclencheur de cette phase explosive PEM 13 et de cet événement éruptif GDS 14. Un scénario éruptif similaire a déjà été décrit par Boudon et al. (2008) pour l'événement éruptif GDS 2 contraint à 1530 AD.

Les dépôts de cette phase éruptive explosive reposent directement sur une séquence pyroclastique laminée de plusieurs unités sableuses et compactes. Cette séquence pyroclastique est associée à la phase explosive de type phréatomagmatique du Maar du Haut Galion (voir par la suite) que nous contraignons maintenant à 14 175 Cal BC (13 255 ans BP).

Au sommet de l'affleurement on observe sur plus d'1 m d'épaisseur l'unité dite des « Cendres Jaunes » que nous interprétons maintenant comme l'accumulation de plusieurs unités de nuages co-génétiques associés à la mise en place des différentes unités d'avalanches de débris au cours de l'Holocène (voir Chapitre V). Nous déduisons un âge maximal pour cette unité de « Cendres Jaunes » (sur cet affleurement) de 10 870 ans Cal BC (10 990 ans BP), correspondant à l'âge de la dernière avalanche de débris de la période Holocène (AD 10).

Les données stratigraphiques et les âges radiocarbone obtenus nous permettent de contraindre relativement cette phase explosive PEM 13 que nous associons à l'événement éruptif GDS 14 entre 14 175 Cal BC (soit 13 255 ans BP) et au moins 10 870 ans Cal BC (10 990 ans BP).

d. Evènement éruptif GDS 18 contraint à 14 730 Cal BC (13 550 ans BP).

La définition de cet événement éruptif GDS 18 se base sur la caractérisation d'un dépôt d'avalanche de débris et d'unités d'écoulements pyroclastiques turbulentes et diluées observées sur quelques affleurements au sud et au sud-est du Carmichaël.

La phase éruptive à croissance de dôme PMD 11

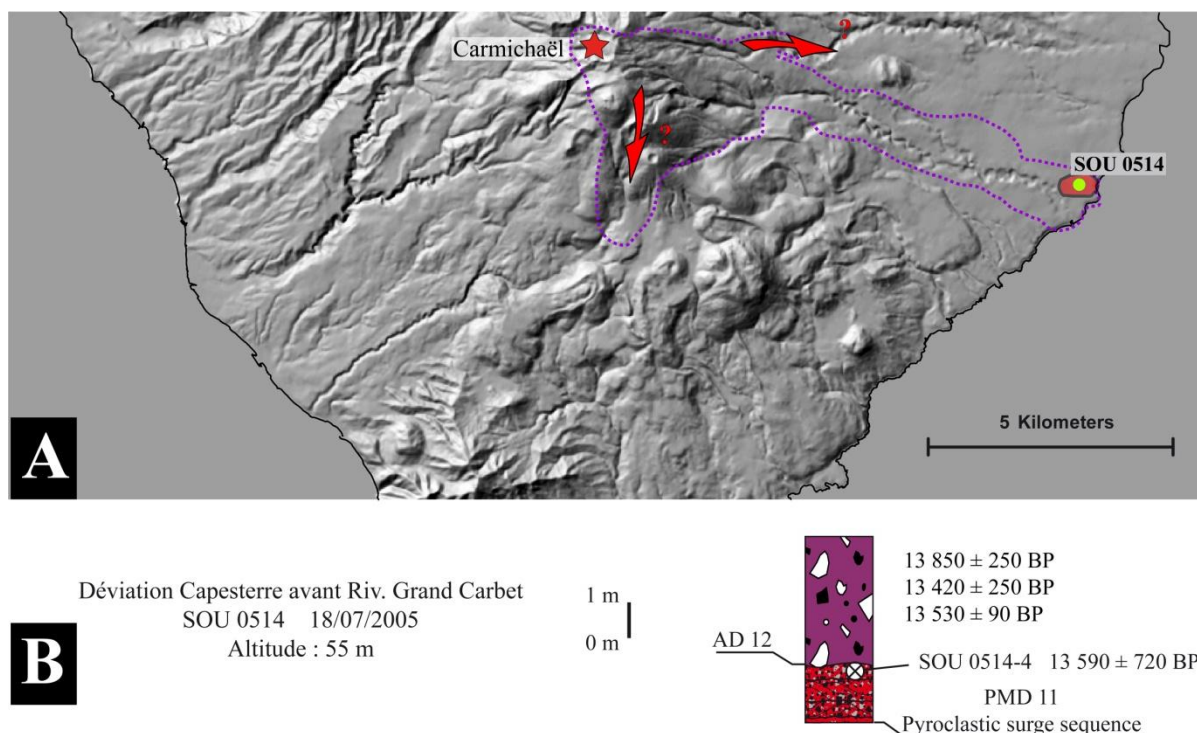


Figure VI.44 : A Carte de l'affleurement étudié pour décrire la phase PMD 11. En pointillé violet est représenté l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 12. B. Log interprétatif de l'affleurement SOU 0514 situé dans la rivière du Grand Carbet.

Positionnée directement sous une unité d'avalanche de débris, nous mettons en évidence une séquence pyroclastique à proximité de la rivière du Grand Carbet (SOU 0514). Cette séquence observable sur une épaisseur d'environ 0.6 m est constituée d'au moins 3 unités pyroclastiques présentant chacune une légère stratification ondulante caractéristique. Ces unités pyroclastiques présentent une granulométrie relativement fine à très fine (respectivement $Md \phi = 0.5, 0.6$ et 1.7) et bien triée (respectivement $Md \phi = 1.7, 1.7$ et 1.6). Ces trois unités d'épaisseur similaire (du bas de la séquence vers le haut : 15 cm, 23 cm et 20 cm) montrent des structures internes différentes : l'unité inférieure présente localement un granoclassement inverse, l'unité intermédiaire un granoclassement normal alors que l'unité supérieure est massive. Le contact entre cette dernière unité pyroclastique et l'unité d'avalanche de débris supérieure est subhorizontal et peu érosif (figure VI.44). Ces unités

pyroclastiques sont interprétées comme des dépôts d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués.

Nous n'observons aucune évidence de hiatus érosionnel ou temporel entre ces différentes unités pyroclastiques. Nous interprétons ces différentes unités comme une séquence éruptive comprenant au moins trois écoulements pyroclastiques turbulents et dilués. Un fragment de bois carbonisé a été échantillonné au niveau de l'unité supérieure et nous permet de contraindre cette séquence pyroclastique à $13\,590 \pm 720$ ans BP (SOU 0514 4).

Cette séquence éruptive marque l'occurrence d'une nouvelle phase à croissance de dôme du volcan du Carmichaël datée à $13\,590 \pm 720$ ans BP (SOU 0514 4).

La phase de déstabilisation de flanc AD 12.

Définie initialement comme un dépôt de lahar phréatique (Boudon et al., 1988), cette unité est elle aussi réinterprétée comme un dépôt d'avalanche de débris (Komorowski et al., 2002 ; 2005 et Boudon et al., 2007).

Ce dépôt est massif, chaotique, non trié, riche en matrice hydrothermalisée. Cette unité contient de nombreux panneaux hydrothermalisés ainsi que des panneaux emballés d'unités d'écoulement pyroclastique concentré de couleur gris clair.

Au niveau de l'affleurement SOU 0514 à proximité de la rivière du Grand Carbet, une unité d'avalanche de débris recouvre directement la séquence pyroclastique PMD 11 datée à $13\,590 \pm 720$ ans BP (SOU 0514 4). La présence d'un contact subhorizontal, légèrement ondulé et la préservation de plusieurs unités de granulométrie fine et peu épaisse suggèrent que la mise en place de cette unité d'avalanche de débris a été peu érosive. L'absence de hiatus temporel ou érosionnel entre la séquence pyroclastique PMD 11 et l'unité d'avalanche de débris AD 12, indique que leur mise en place a été contemporaine.

Les épaisseurs de cette avalanche de débris sont importantes et peuvent atteindre jusqu'à 2.5 m pour les parties distales (> 9 km) non-canalises (SOU 0514). Cette unité d'avalanche de débris a été observée proximale au niveau de la Parabole dans la partie haute de la rivière du Galion et dans la rivière Grosse Corde et a pu être datée directement à $13\,420 \pm 250$ ans BP (GB11.1), $13\,850 \pm 250$ ans BP (GB 11.2) et à $13\,530 \pm 90$ ans BP (R 1202). La zone recouverte par cette avalanche de débris a été estimée à environ 20.7 km^2 et le volume de matériel mis en jeu est estimé à un minimum de 0.2 km^3 .

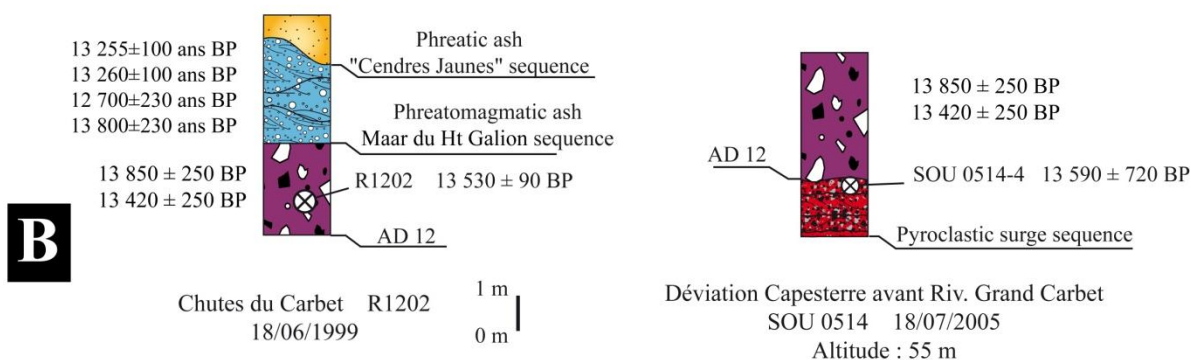
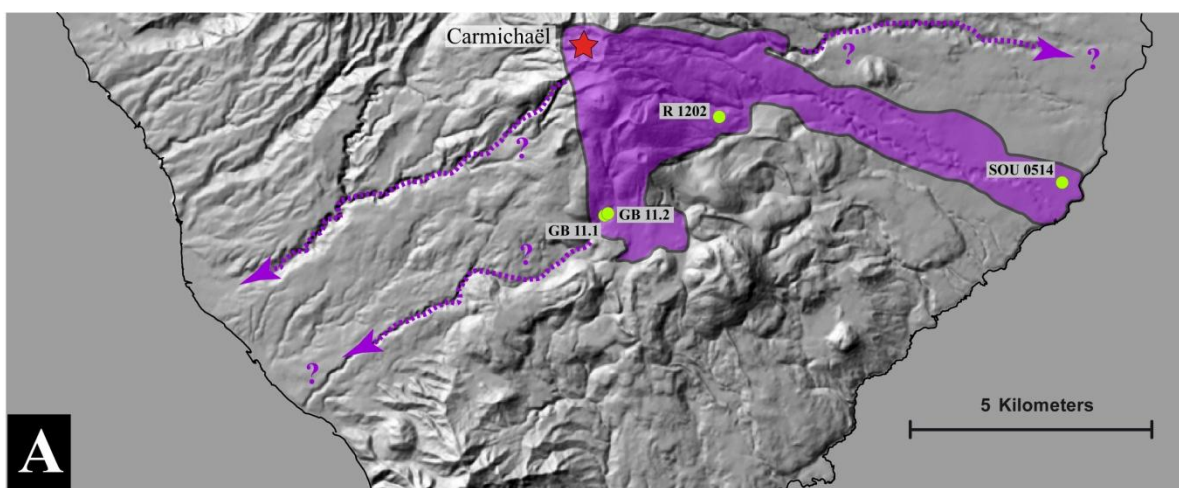


Figure VI.45 : **A.** Carte des affleurements étudiés pour décrire l’avalanche de débris AD12 et caractériser son extension. **B.** Log interprétatif des affleurements R1202 et SOU 0514 situés à proximité de Morne Dongo et dans la rivière du Grand Carbet.

Interprétation de l’événement éruptif GDS 18 contraint à 14 730 Cal BC (13 550 ans BP)

Nous avons décrit précédemment les évidences stratigraphiques et chronologiques qui nous permettent de caractériser un épisode de déstabilisation de flanc (AD 12) contraint entre 13 420±250 ans BP (GB11.1), 13 850±250 ans BP (GB 11.2) (sur la base de 3 datations radiocarbone directes) et une phase éruptive avec la mise en place d’un dôme (PMD 11) daté à 13 590±720 ans BP (SOU 0514 4).

Notre interprétation de l’affleurement distal SOU 0514 et la concordance des datations obtenues pour chacune des phases, suggère la contemporanéité de la mise en place des dépôts de ces deux phases. Le manque de contrainte stratigraphique ne nous permet que de proposer des hypothèses sur l’origine de la séquence d’écoulements pyroclastiques turbulents et dilués. Elles peuvent être soit (1) associées à la déstabilisation gravitaire d’un dôme actif, soit (2) associées à une explosion latéralement dirigée du dôme.

Aucun dépôt d'écoulement pyroclastique concentré canalisé contemporain de l'événement GDS 18 n'a été retrouvé. Cependant dans les zones distales et hors des vallées, les épaisseurs (entre 15 cm et 25 cm) des trois unités d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués associés à cette nouvelle phase éruptive PMD 11 diffèrent de celles des dépôts distaux (entre 1 cm et 5 cm) d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués associés à des explosions latérales d'un dôme ou d'un cryptodôme (e.g., PMD 4 – GDS 7 et PMD 6 – GDS 9). La première hypothèse nous semble être le scénario éruptif le plus crédible pour cet événement éruptif GDS 18 d'autant plus que l'affleurement SOU 0514 est très proche (< 200 m) de la vallée de la rivière du Grand Carbet. Cette nouvelle séquence pyroclastique d'écoulements turbulents et dilués (PMD 11) se serait détachée d'un écoulement pyroclastique concentré canalisé dans la rivière du Grand Carbet.

	Localisation	Référence	Date	Type de dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 calibré (Cal BC)	
1	Riv. du Galion, 670 m	GB11.2	1977	Avalanche de débris	13420±250	-14147±844	100%
2	Riv. du Galion, 670 m	GB11.1	1977	Avalanche de débris	13850±250	-15014±716	100%
3	Riv. Carbet - Grosse Corde	R 1202	1999	Avalanche de débris	13530±90	-14688±302	100%
4	Déviation Capesterre	SOU 0514 4	2005	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	13590±720	-14118±1995	99%

Table VI.12 : Résultats des datations radiocarbones obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 18 à 14 730 ans Cal BC (13 550 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

Nous disposons de 4 datations radiocarbones directes obtenues dans l'unité d'avalanche de débris et dans le dépôt d'écoulement pyroclastique (Table VI.12 ; voir Chapitre IV) pour contraindre précisément et statistiquement cet événement éruptif GDS 18 à 14 725±257 ans Cal BC soit 13 554±80 ans BP.

e. Evènement éruptif GDS 19 daté à 16 200 Cal BC (14 950 ans BP)

L'interprétation de ce nouvel événement éruptif (GDS 19) ne repose que sur la réinterprétation d'un âge radiocarbone obtenu en 1973 par M. Feuillard sur un ancien affleurement de la Carrière de Pintade. Nous n'avons aucune description stratigraphique précise, ce qui rend l'interprétation de cet événement éruptif très délicat et donc incertain.

La phase éruptive explosive PEM 15

La carrière du lieu-dit Pintade est l'une des carrières situées sur la côte caribéenne entre Baillif et Basse-Terre et au niveau de laquelle l'éruption explosive majeure, dite de Pintade (PEM 20), a été définie (Dagain, 1981, Boudon et al., 1988). Une étude a été réalisée par M. Feuillard en 1973 dans cette carrière pour étudier les nombreuses unités d'écoulements pyroclastiques ponceuses. Un fragment de charbon échantillonné dans l'une de ces unités dites « de Pintade » a été daté à $14\,950 \pm 200$ ans BP (GIF 3015) (Paterne, 1980 ; Daguain, 1981 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005).

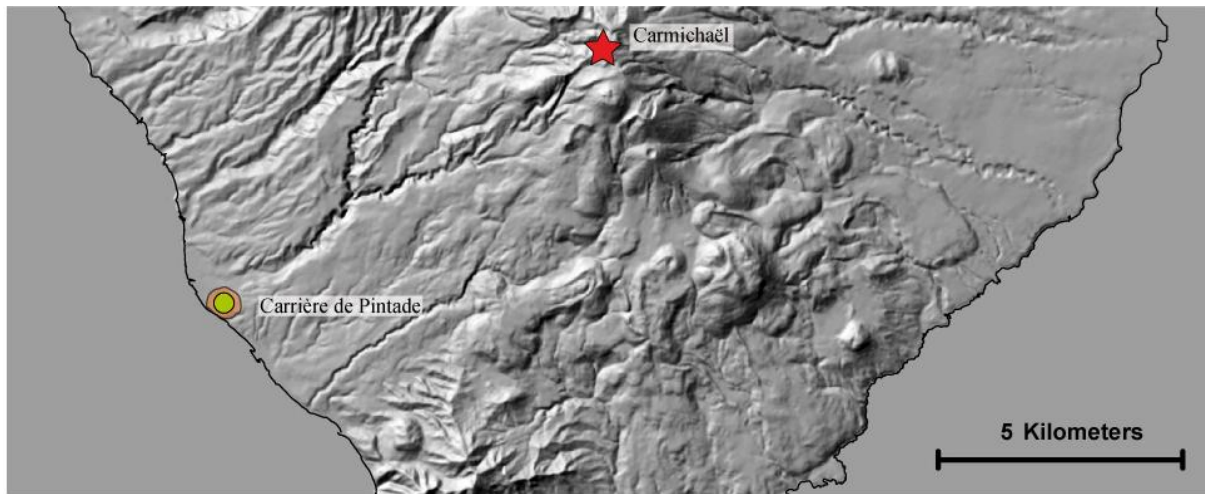


Figure VI.46 : Carte du sud Basse-Terre localisant l'affleurement caractéristique de la phase explosive majeure PEM 15.

Paterne (1980) et Dagain (1981) interprètent cette datation comme étant non significative au vu des âges plus vieux des coulées ponceuses de l'éruption de Pintade datées sur le même site (e.g., $> 35\,000$ ans BP et $> 37\,400$ ans BP). Notre interprétation est différente. La carrière se situe sur le littoral, où la pluviométrie est moins importante et la végétation beaucoup moins développée que sur les flancs du Massif de la Soufrière. La grande différence entre les deux datations (environ $25\,000$ ans BP) ne peut pas être imputée à la seule contamination du fragment charbon (voir Chapitre IV). Cette datation radiocarbone a été obtenue par le laboratoire de datation ^{14}C du centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette en même temps qu'au moins 3 autres datations (GIF 3013, GIF 3014 et GIF 3016) dont tous les résultats sont cohérents avec nos données récentes (Paterne, 1980). Cela limite la possibilité d'une erreur ou d'une pollution lors de la mesure du carbone 14. Cette datation radiocarbone obtenue à partir d'un fragment de bois carbonisé échantillonné dans une unité d'écoulement ponceux suggère une nouvelle phase explosive du Carmichaël que l'on contraint à $14\,950 \pm 200$ ans BP (GIF 3015).

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). La présence (et la conservation) à 9 km de l'évent d'un dépôt ponceux important, suppose que la phase explosive PEM 15 soit nettement plus importante que PEM 2. Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 1 de 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l'événement éruptif GDS 19 daté à 16 200 Cal BC (14 950 ans BP).

Le front exploité dans la carrière de Pintade en 1973 était très différent de celui observé maintenant. D'après ce que l'on a pu observer sur d'autres carrières ou sur les grands chantiers du sud Basse-Terre, il est très probable que l'unité ponceuse canalisée (PEM 15) qui affleurait en 1973, ait progressivement disparue au fur et à mesure que le front de carrière avançait, faisant affleurer les dépôts de l'éruption de Pintade (PEM 20) dans lesquelles notre unité s'était canalisée.

Nous n'avons aucune contrainte stratigraphique, cependant, la caractérisation d'unité ponceuse sur un seul affleurement est malheureusement habituel dans cette zone de la Basse-Terre au cours de l'histoire éruptive du Carmichael comme le montrent les événements éruptifs GDS 16, GDS 17, GDS 22, GDS 25 et GDS 26. Les deux événements éruptifs les plus proches de ce nouvel événement à l'origine de ce dépôt de ponces sont GDS 17 dont l'âge est inférieur à $12\,700 \pm 230$ ans BP (soit inférieur à $13\,196 \pm 1074$ Cal BC) et GDS 22 $23\,450$ ans BP (soit $26\,290$ Cal BC). Ce dépôt daté à $14\,950$ ans BP est important car il ne peut être associé à aucune autre phase magmatique contemporaine.

L'interprétation de cette nouvelle phase éruptive est très incertaine mais nous suggérons, comme Komorowski et al. (2005) que la datation de cette unité d'écoulement pyroclastique riche en ponces à $14\,950 \pm 200$ ans BP révèle potentiellement une phase explosive majeure (PEM 15). La formation d'une colonne éruptive et son effondrement sont à l'origine de la formation de cette unité d'écoulement pyroclastique concentré, riche en ponces et qui s'est certainement canalisé dans la paléo-rivière des Pères dont l'embouchure se situait au niveau de la carrière de Pintade.

Nous manquons de données pour pouvoir approximer la magnitude et l'intensité de cette phase explosive PEM 15 ainsi que la répartition spatiale des produits émis mais la préservation, jusqu'en 1973, à 9 km de distance du Carmichaël, d'un dépôt de coulée de ponces, nous permet, de supposer une magnitude et une intensité importantes pour cet événement éruptif explosif GDS 19.

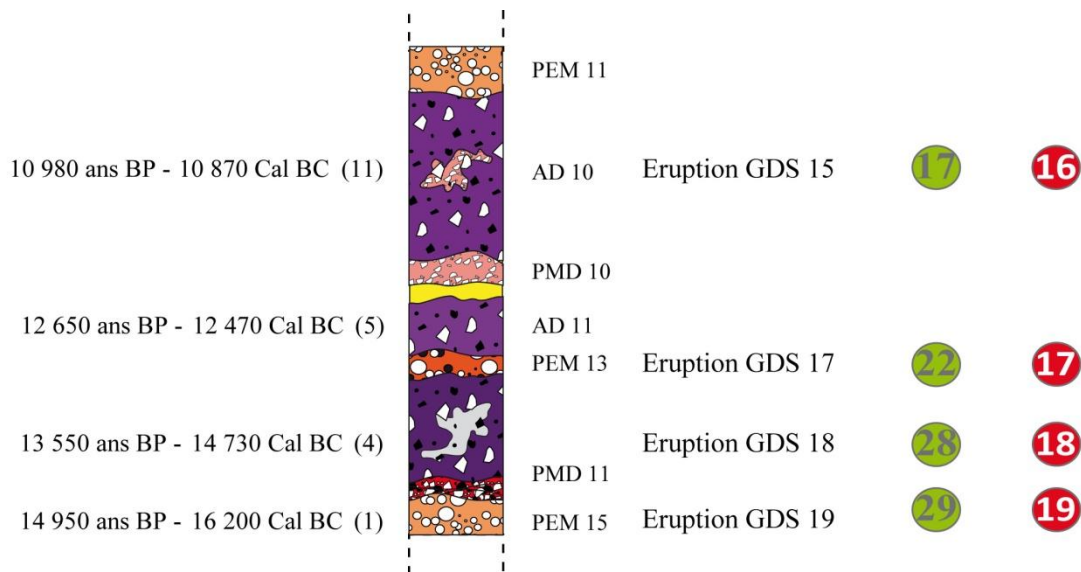
f. Conclusions

Au cours de la période entre 10 870 Cal BC (10 980 ans BP) et 16 200 Cal BC (14 950 ans BP), nous caractérisons quatre événements éruptifs distincts et un événement non-éruptif en 8430 ans.

Nous recensons sur cette période trois phases de déstabilisation de flanc, (AD 10, AD 11 et AD 12) dont deux (AD 10 et AD 12) sont associées à une ou plusieurs phases magmatiques (PMD 10 et PEM 9, et PMD 11). Les différentes études menées sur la déstabilisation de flanc AD 11 ne montrent aucune relation stratigraphique ou temporelle avec des unités pyroclastiques. Cette déstabilisation de flanc est la deuxième de l'histoire du complexe de la Grande Découverte – Soufrière à ne pas être associée à une phase éruptive.

Nous recensons aussi au cours de cette période, deux phases magmatiques à croissance de dôme (PMD 10 et PMD 11) à l'origine d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués, et concentrés que nous associons associés à des effondrements gravitaires d'un dôme actif.

Nous dénombrons enfin, trois phases éruptives majeures, PEM 11, PEM 13 et PEM 15, associées respectivement aux événements éruptifs GDS 16, GDS 17 et GDS 19. Elles sont caractérisées par une magnitude et une intensité élevées et sont à l'origine d'écoulements pyroclastiques concentrés de ponces (PEM 11 et PEM 15) et de retombées de ponces et de scories (PEM 13).



Number of Eruptions

- 1 For the Grande Découverte - Soufrière Complex
- i For the South of the Basse-Terre

Deposits

- Blast / Surge
- Block and ash flow
- Pumice and scoria air fall
- Pumice flow
- Debris avalanche deposit

10 970 ans BP -
10 870 Cal BC (10)

Mean statistical ¹⁴C
conventional and calibrated
dates. (10) represents the
number of radiocarbon age
dates used for the mean.

Figure VI.47 : Log synthétique de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe pour la période entre 10 870 Cal BC (10 980 ans BP) et 19 300 Cal BC (17 800 ans BP). En jaune sont représentées les unités de paléosols (hiatus temporels) et en vert, les unités de colluvium (hiatus érosionels).

5. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 19 300 Cal BC (17 800 ans BP) à 32 170 Cal BC (29 800 ans BP).

a. Evènement éruptif GDS 20 daté à 19 300 Cal BC (17 800 ans BP)

Nous interprétons cet événement éruptif GDS 20 à partir des données de terrain obtenues par D. Westercamp en 1977 dans la rivière du Grand Carbet.

La phase éruptive à croissance de dôme PMD 12

D. Westercamp décrit dans la rivière du Grand Carbet, à une altitude de 70 m, une unité pyroclastique qu'il interprète comme un dépôt de nuée gris foncé et qu'il date à 17 800±400 (GIF4347) (Westercamp, 1979 Paterne, 1980 et Boudon et al., 1988). Cette unité de plus de 1.5 m d'épaisseur constituée de blocs, parfois métriques, emballées dans une matrice

cendreuse (Dagain, 1981), est interprétée maintenant comme un dépôt de coulée pyroclastique concentré, qui s'est canalisé dans la rivière du Grand Carbet jusqu'à plus de 7 km du volcan du Carmichaël.

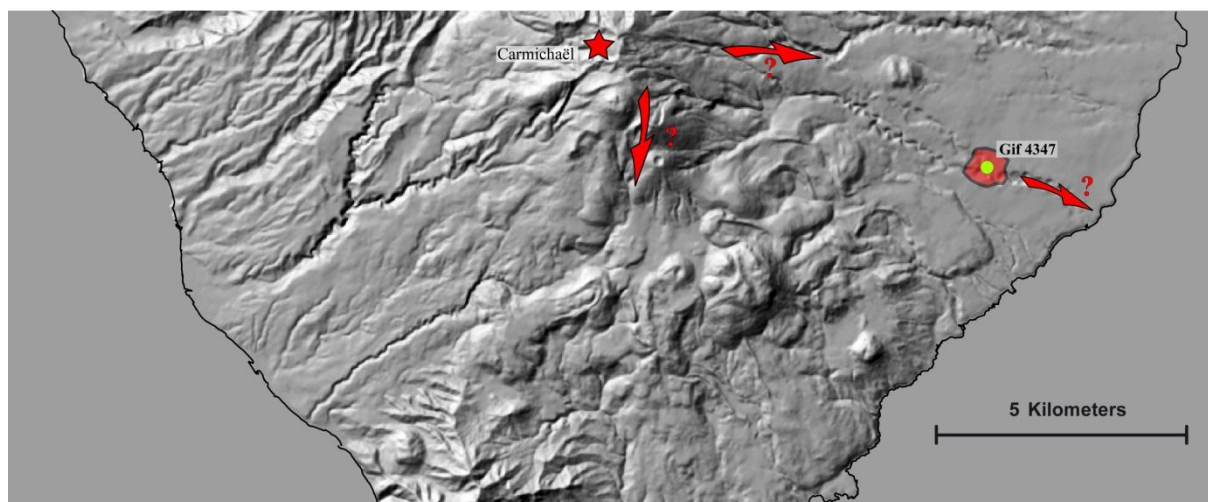


Figure VI.48 : Carte de l'affleurement permettant l'interprétation de la phase PMD 12.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 20 daté à 19 300 Cal BC (17 800 ans BP).

Les observations de terrain de Westercamp (1977) dans la rivière du Grand Carbet, permettent l'occurrence d'une nouvelle phase à croissance de dôme du volcan du Carmichaël datée à $17\,800 \pm 400$ (GIF4347) (SOU 0514 4).

Nous n'avons identifié aucun autre dépôt éruptif que l'on pourrait associer à cette phase éruptive PMD 12 du volcan du Carmichaël. Cet événement éruptif GDS 20 est lié à la reconstruction du Carmichaël après la déstabilisation de flanc AD 13 contrainte à $23\,704 \pm 437$ Cal BC ($21\,502 \pm 85$ ans BP) (voir par la suite). La déstabilisation gravitaire du dôme du Carmichaël a certainement impliqué un important volume de matériel compte tenu de la présence à plus de 7 km de l'évent d'un dépôt pyroclastique épais et encore préservé.

b. Evènement éruptif GDS 21 contraint à 23 700 Cal BC (21 500 ans BP)

Les données stratigraphiques et chronologiques obtenues au cours de nouvelles études de terrain ainsi que des descriptions d'anciens affleurements (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988) nous permettent de définir une nouvelle phase éruptive à croissance de dôme PEM 13.

Nous supposons aussi l'existence d'un dépôt d'avalanche de débris contemporain de cette phase éruptive, définissant l'événement éruptif GDS 21.

La phase de déstabilisation de flanc AD 13 :

La caractérisation de cette nouvelle phase de déstabilisation de flanc AD 13 repose sur la découverte en 2004 d'un affleurement de 150 m de long à proximité du pont de la rivière du Carbet, à Capesterre-Belle-Eau.

Nous caractérisons une unité très chaotique, massive, indurée et affleurant sur 4 m d'épaisseur. Cette unité est mal triée avec des blocs hétérolithologiques, anguleux et sub-anguleux, présentant une patine d'altération et une matrice fine hydrothermalisée. Nous observons à la base de l'unité d'avalanche de débris, un panneau emballé d'une unité de paléosol que nous avons pu dater à 21 530±120 ans BP (SOU 0411 IB).

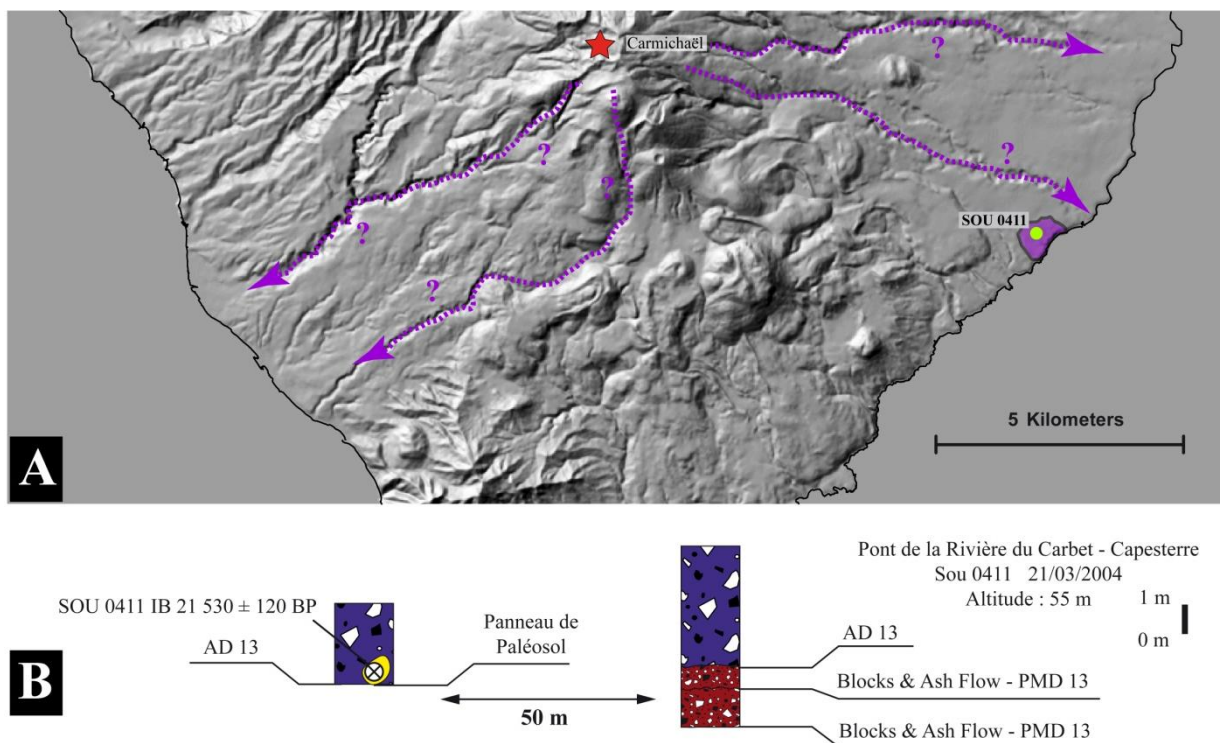


Figure VI.49 : A Carte de l'affleurement caractéristique de l'avalanche de débris AD 13. B Log interprétatif de l'affleurement SOU 0411 situé à proximité de la rivière du Grand Carbet.

Les unités d'avalanche de débris sont des unités d'écoulements volcanoclastiques érosives ayant permis à des lambeaux de paléosol anté-avalanche d'être arrachés au substratum et intégrés à l'avalanche de débris au moment de sa mise en place. En l'absence d'autres

dépôts plus récents, l'âge obtenu pour cette unité de paléosol peut donc être interprété comme âge maximal de l'âge de mise en place de cette unité d'avalanche de débris.

La phase éruptive à croissance de dôme PMD 13 :

Les études stratigraphiques de J. Dagain (1979), M. Semet et N. Vatin-Pérignon (1980), M. Feuillard (1973) et M. Semet et J. Daguain (1985) et des données radiocarbone (Paterne, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988) nous ont permis d'identifier plusieurs dépôts pyroclastiques similaires et contemporains (Annexe D). Ces descriptions proviennent des études de terrain qui décrivent, exclusivement dans la rivière du Grand Carbet, à l'est – sud-est du Carmichaël, des unités d'écoulements pyroclastiques concentrés datées à quatre reprises entre 20 900± 450 ans BP (GB 30.1) et 21 960±420 ans BP (V 1120).

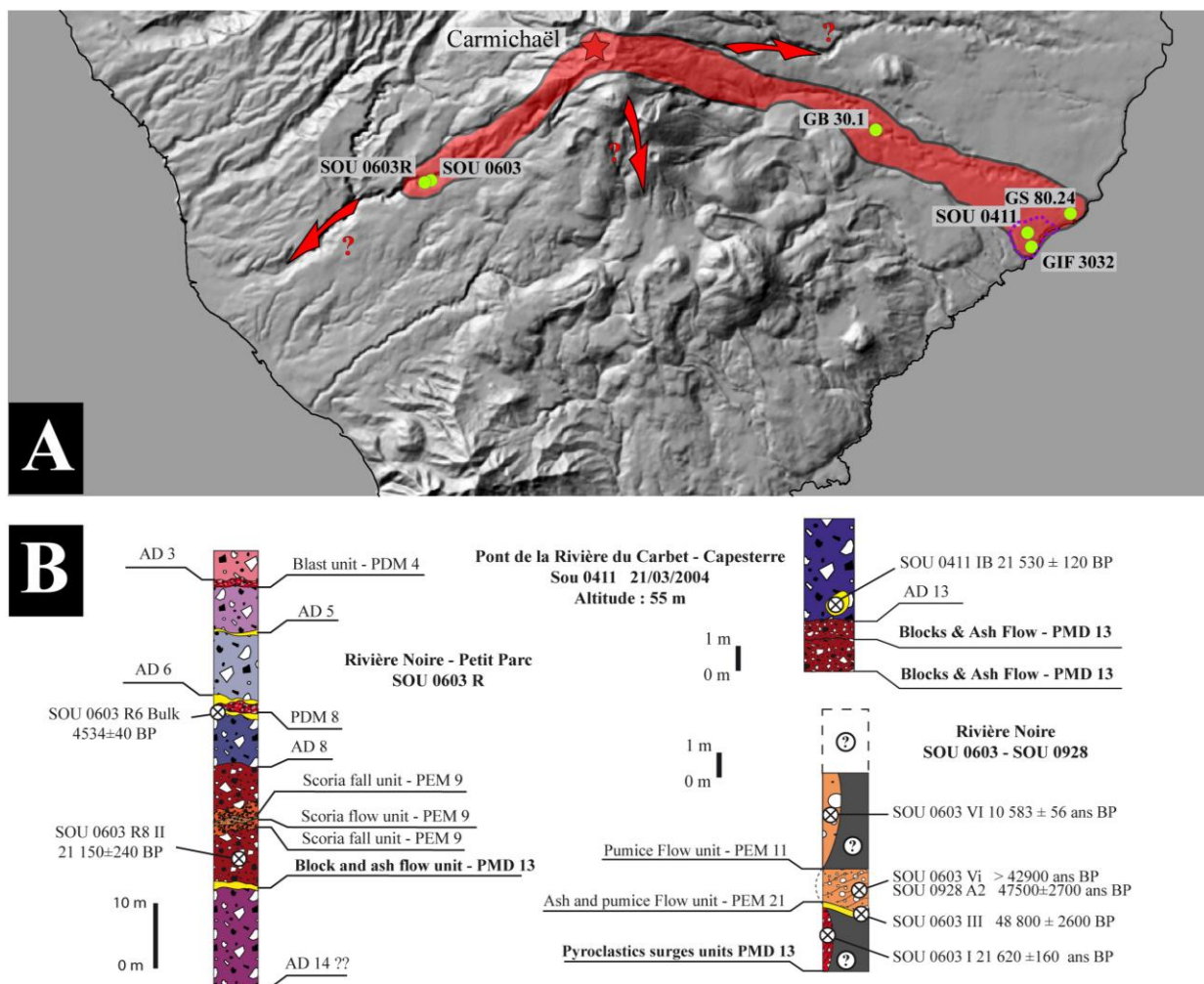


Figure VI.50 : A Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 13 ainsi que son extension déduite (en rouge). En pointillé violet est représentée la zone d'affleurement de l'avalanche de débris AD 13. B. Log interprétatif des affleurements SOU 0603 R, SOU 0603-SOU 0928 et SOU 0411 situés dans la rivière Noire et à proximité de la rivière du Grand Carbet.

De nouveaux affleurements étudiés au niveau du pont de la rivière du Grand Carbet à proximité de Capesterre (SOU 0411) et dans la rivière Noire (SOU 0603 et SOU 0603R), ainsi que l'obtention de nouvelles datations radiocarbone confirment l'existence de cette phase éruptive à croissance de dôme entre 20 900± 450 ans BP (GB 30.1) et 21 960±420 ans BP. Nous mettons en évidence plusieurs unités d'écoulements pyroclastiques concentrés de 3 m (SOU 0603-SOU 0928) à 6 m (SOU 0603 R) d'épaisseur à un peu plus de 5 km de l'événement et d'un peu plus de 1 m d'épaisseur, à 10 km (SOU 0411). Les études réalisées sur les unités échantillonnées au niveau de l'affleurement distal SOU 0411 montrent deux unités d'écoulements pyroclastiques concentrées compactes et massives. Elles mesurent 50 cm et 57 cm d'épaisseur et se caractérisent par des granulométries fines ($Md \phi = 0.7$ et 0.9) et mal triées ($\text{Sigma } \phi = 2.1$ et 2.7). Ces unités pyroclastiques sont homolithologiques. Elles sont presque exclusivement constituées de fragments anguleux à sub-arrondis d'andésite dense parfois vitreuse et parfois légèrement vésiculée de couleur gris clair à gris foncé (92 Wt% et 96 Wt%) que l'on interprète comme des fragments juvéniles.

Cette séquence d'écoulements pyroclastiques concentrés a pu être directement datée à 21 620±160 (SOU 0603 I) et à 21 150±240 ans BP (SOU 0603R 8II) dans la rivière Noire. Nous n'avons pas pu dater directement cette séquence au niveau de l'affleurement SOU 0411 mais elle est directement recouverte par l'unité d'avalanche de débris que nous contraignons à un âge maximal de 21 530±120 ans BP (SOU 0411 IB). La proximité géographique (figure VI.50) de ce dernier affleurement et de ceux décrits par Feuillard (1973) et Dagain (1981) à l'embouchure du Grand Carbet ainsi que les similitudes dans les descriptions des affleurements (unité d'avalanche de débris directement sous séquence pyroclastiques de 2 à 3 m d'épaisseur) nous permet d'associer cette séquence pyroclastique observée en SOU 0411 à celles datées à 21 340±550 (GIF 3022) et 21 960±420 (V 1120) (Paterne, 1980 ; Dagain, 1981).

Ces unités pyroclastiques constituent des évidences d'une phase à croissance de dôme PMD 13 du Carmichaël). Les unités d'écoulements pyroclastiques concentrées associées à cette phase éruptive ont affecté une zone d'au moins 13.4 km² pour un volume minimum que nous estimons à 0.2 km³.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 21 contraint à 23 700 Cal BC (21 500 ans BP) :

Les contraintes stratigraphiques et chronologiques nous permettent d'interpréter une phase éruptive à croissance (PMD 13) du Carmichaël que nous pouvons contraindre par six datations radiocarbone entre 20 900± 450 ans BP (GB 30.1) et 21 960±420 ans BP (V 1120).

Nos études de terrain ainsi que la réinterprétation de celles de Dagain (1981) (voir Annexe D) permettent d'observer une unité d'avalanche de débris AD 13 recouvrant directement la séquence d'écoulement pyroclastique PMD 13 (SOU 0411 et GIF 3032). Cette unité d'avalanche de débris est contrainte uniquement par un âge maximal à 21 530±120 ans BP (SOU 0411 IB). Aucune autre unité d'avalanche de débris entre 21 530±120 ans BP (SOU 0411 IB) et l'AD 12 contrainte à 13 550 ans BP (soit 14 730 Cal BC) n'a été identifiée. Ceci suggère que l'âge maximal pour l'AD 13 est potentiellement très proche de l'âge « vrai » de la mise en place de cette unité d'avalanche de débris. La relation stratigraphique entre l'unité d'avalanche de débris et la séquence de dépôts pyroclastique ainsi que la concordance des datations radiocarbone suggèrent une contemporanéité de la mise en place de ces dépôts.

Nous associons cette phase de croissance de dôme et cette phase de déstabilisation de flanc à un nouvel événement éruptif GDS 21 du volcan du Carmichaël. Avec ces 7 âges radiocarbone (table VI.13), le modèle OxCal (Bronk Ramsey, 2009) nous permet de définir à 23 704±437 Cal BC (soit 21 502±85 ans BP) l'âge statistique de cet événement éruptif GDS 21 (voir Chapitre IV).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 Mesuré	Age C14 Calibré	
1	Rivière du Grand Carbet	GB 30.1	1979	Coulée pyroclastique concentrée	20900± 450	-23058±1141	100%
2	Embouchure de la Riv. du Grand Carbet	GS 80.24	1980	Coulée pyroclastique concentrée	21210±720	-23477±1721	97%
3	Embouchure de la Riv. du Grand Carbet	GIF3032	1973	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	21340±550	-23575±1499	100%
4	Rivière Noire	SOU 06 03 I	2006	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	21620±160	-23796±592	98%
5	Rivière du Grand Carbet	V 1120	1985	Coulée pyroclastique concentrée	21960±420	-24486±1261	100%
6	Rivière Noire - Rappel Petit Parc	SOU 0603 R8 II	2006	Coulée pyroclastique concentrée	21150±240	-23300±695	100%
7	Pont de la Rivière du Carbet-Capesterre	SOU 0411 IB	2004	Matière organique dans panneaux de paléosol	21530±120	-23733±484	100%

Table VI.13 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 21 à 23 704±437 Cal BC soit 21 502±85 ans BP. La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

c. Evènement éruptif GDS 22 de 26 290 Cal BC (23 450 ans BP)

La définition de ce nouvel évènement éruptif polyphasique GDS 22 se base sur la réinterprétation de données de terrain et de datations radiocarbone obtenues par J. Dagain D. Westercamp et J.J. Jérémie (Paterne, 1980 ; Jérémie, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988). Nous distinguons, au sein de cet évènement éruptif, 3 phases volcaniques : (1) une phase déstabilisation de flanc (AD 14), (2) une phase éruptive explosive (PEM 16) et (3) une phase à croissance de dôme (PMD 14).

La phase de déstabilisation de flanc AD 14 :

La caractérisation de cette avalanche de débris se base sur une réinterprétation de certaines données existantes sur des unités lahariques observées, entre 1978 et 1979, dans une ravine proche du Morne Dongo à 270 m d'altitude et dans la Rivière du Grand Carbet (Dagain, 1981). Comme nous l'avons décrit précédemment, les anciens dépôts interprétés comme des dépôts de lahars phréatiques (Jérémie, 1979, Dagain 1981 et Boudon et al., 1988) sont, de par leur texture et de par la présence de faciès canalisés et non-canalisisés, des dépôts d'avalanches de débris. Nous interprétons aussi la présence du dépôt de cette avalanche de débris dans la partie supérieure de la falaise de la rivière Noire (SOU 0603R). Ce dépôt est directement recouvert par une unité de paléosol, qui marque un hiatus dans l'activité éruptive avec l'unité pyroclastique supérieure associée à la phase PMD 13 et daté à 21 150±240 ans BP (SOU 0603 R8 II). Ce même dépôt est contraint à la base par une séquence pyroclastique très épaisse (> 60 m) que l'on associe à l'évènement très important de Pintade (PEM 20) contraint à 47 990 ans BP (voir dans la suite de ce chapitre et en annexe C).

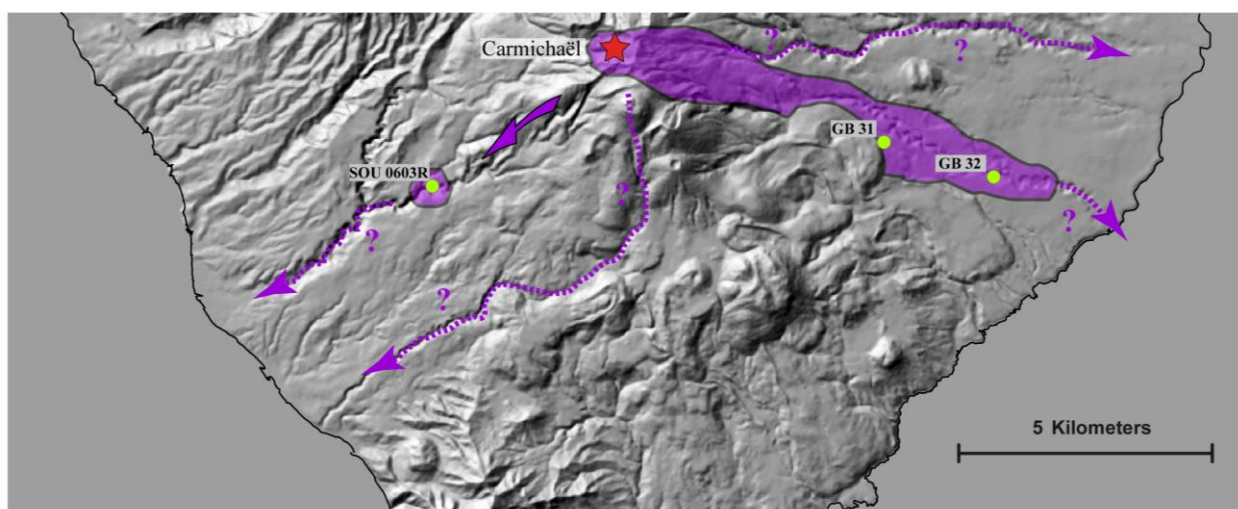


Figure VI.51: Carte de l'affleurement caractéristique de l'avalanche de débris AD 14 ainsi que son extension déduite.

Ce dépôt d'avalanche de débris, contient des panneaux emballés de coulées pyroclastiques concentrées. Il a pu être daté à deux reprises à $23\,450 \pm 600$ ans BP (GB31) et à $23\,800 \pm 500$ ans BP (GB27). Nous observons cette unité d'avalanche de débris sur très peu d'affleurements et seulement au sud-est du volcan du Carmichaël, à proximité ou dans la rivière du Grand Carbet. Nous avons estimé que cette avalanche de débris recouvre une surface minimum de 9.3 km^2 pour un volume d'au moins à 0.1 km^3 (voir Annexe B).

La phase éruptive à croissance de dôme PMD 14 :

D'après les observations et les données radiocarbone publiées (Westercamp, 1979 ; Jérémie, 1980 ; Paterne, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988) nous recensons une nouvelle fois un certain nombre de dépôts pyroclastiques avec des descriptions et des âges radiocarbone similaires (voir Annexe D). Au cours de différentes études de terrain D. Westercamp (1977), J. Dagain (1978) et J.J. Jérémie (1980) décrivent, à proximité et dans la rivière du Grand Carbet, des unités de nuées d'andésite grise et des unités de nuage de nuées d'andésite grise (i.e., écoulements pyroclastiques concentrés d'andésite grise et nuages co-génétiques d'écoulements concentrés d'andésite grise). Ces unités pyroclastiques ont pu être datées à quatre reprises entre $22\,600 \pm 650$ ans BP (GB30.2) et $24\,300 + 680 / - 800$ ans BP (GB20).

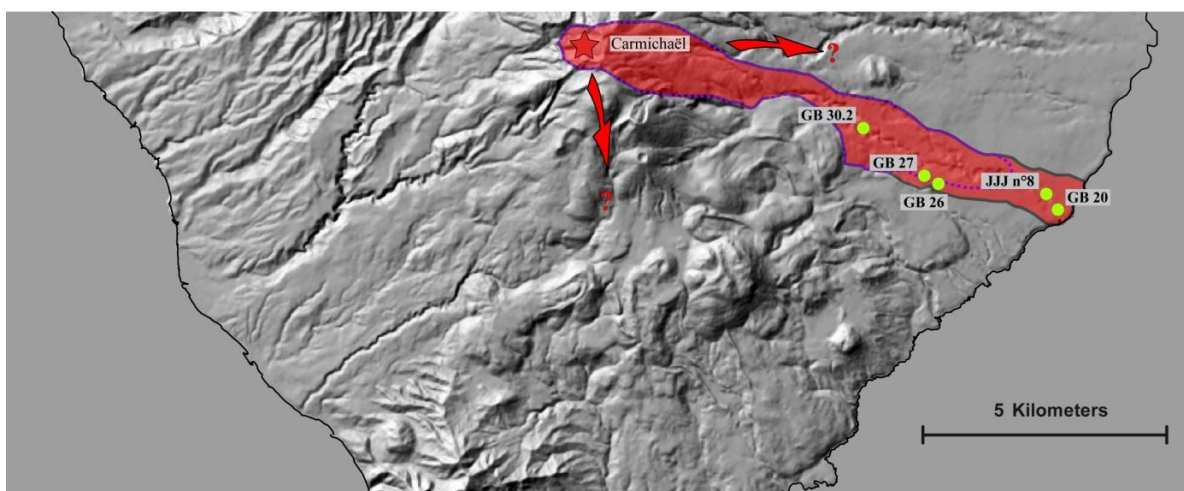


Figure VI.52 : Carte des différents affleurements étudiés de la phase PMD 14 ainsi que son extension déduite (en rouge). En pointillé blanc est représentée l'extension déduite de l'avalanche de débris AD 14.

L'identification et la datation de dépôts d'écoulements pyroclastiques concentrés sur différents sites à proximité et dans la rivière du Grand Carbet est compatible avec l'occurrence d'une nouvelle phase d'activité éruptive à croissance de dôme du volcan du Carmichaël entre

22 600 ans BP et 24 300 ans BP. Les écoulements pyroclastiques concentrés associés à cette phase éruptive ont affecté une zone d'au moins 11.5 km² pour un volume minimum que nous estimons à 0.1 km³.

La phase éruptive explosive PEM 16 :

Lors d'une étude de terrain en 1978, J. Dagain identifie une unité légèrement remaniée de ponces claires porphyriques dans la rivière Grande Anse à 60 m d'altitude. La datation d'un fragment de bois carbonisé dans ce dépôt a permis de contraindre cette unité à 23 200±600 ans BP (GB34) (Paterne, 1980). La présence de ce fragment de bois carbonisé est probablement liée à la mise en place de cette unité ponceuse (du faite de la haute température de l'écoulement) plutôt qu'à son remaniement. Il est fort probable qu'il s'agisse d'une unité d'écoulement pyroclastique ponceuse qui se serait canalisée un peu plus en amont dans la rivière Grande Anse, au sud du volcan du Carmichaël, et avant de subir un remaniement dans la rivière Grande Anse.

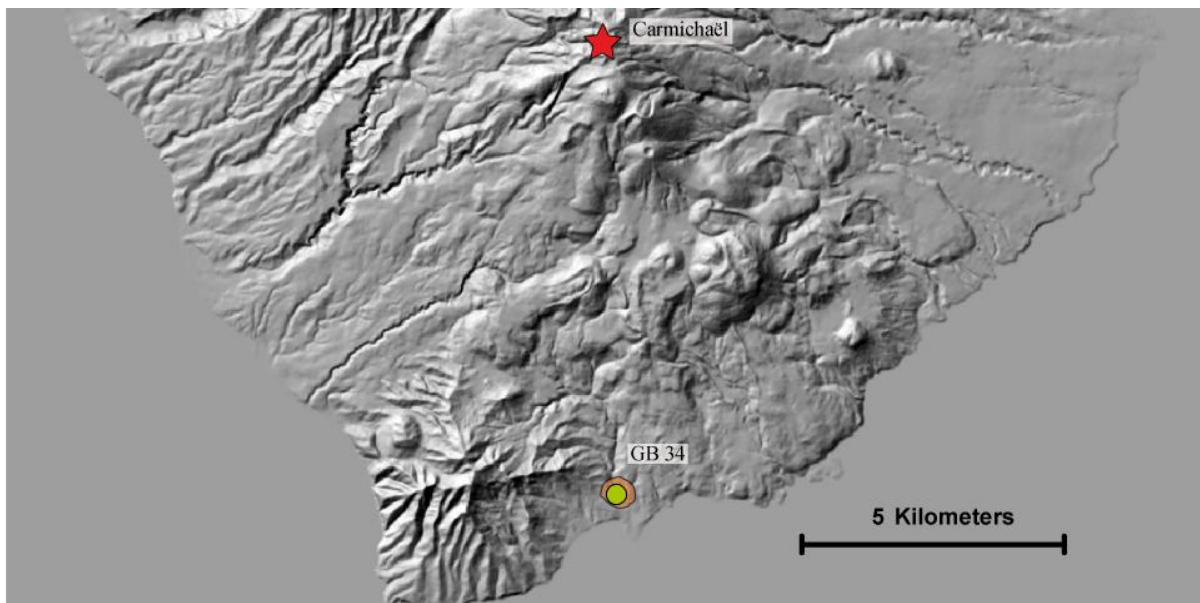


Figure VI.53 : Carte du sud Basse-Terre localisant l'affleurement caractéristique de la phase explosive majeure PEM 16.

Bien que non-primaire, nous supposons tout de même que ce dépôt d'écoulement pyroclastique ponceux marque l'occurrence d'une phase explosive (PEM 16) du complexe de la Grande Découverte – Soufrière que l'on date à 25 970 Cal BC (soit 23 200 ans BP). L'incertitude sur cette unité est importante mais (1) la présence de ce charbon dans ce dépôt, (2) la différence d'âge de zones affectées entre les phases explosives PEM 15 (16 200 Cal BC) et PEM 17 (28 790 Cal BC) et (3) la localisation des affleurements : ouest et sud-ouest pour

PEM 15 et PEM 17 et sud pour PEM 16, argumentent notre hypothèse. Sans autre information il est difficile d'interpréter cette phase éruptive en termes d'intensité et de magnitude.

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3), beaucoup mieux contrainte (voir Annexe B). La présence (et la conservation) à plus de 8 km de l'évent d'un dépôt ponceux, suppose que la phase explosive PEM 16 soit nettement plus importante que PEM 2. Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 1 de 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

Interprétation de l'événement éruptif GDS 22 contraint à 26 291±445 ans Cal BC (23 453±212 ans BP) :

Nous avons décrit précédemment les évidences stratigraphiques et chronologiques qui nous permettent de caractériser une phase de déstabilisation de flanc (AD 14) que l'on date à 23 450±600 ans BP (GB31) et à 23 800±500 ans BP (GB27), une phase éruptive explosive (PEM 16) que l'on date à 23 200±600 ans BP (GB34) et une phase éruptive avec la mise en place d'un dôme (PMD 14) que l'on contraint entre 22 600 ans BP et 24 300 ans BP (sur la base de 4 datations radiocarbone directes).

Mis à part la présence de panneaux pyroclastiques emballés dans l'unité d'avalanche de débris qui pourrait potentiellement être associée à la phase à croissance de dôme PMD 14 (mais qui pourrait aussi être plus ancienne), nous n'avons établi aucune relation stratigraphique directe entre les dépôts de ces trois phases volcaniques. Cependant la concordance des différentes contraintes chronologiques suggèrent que les dépôts de ces trois phases se sont mis en place dans des délais très courts. Il nous paraît plus probable d'associer ces trois phases à un même événement éruptif GDS 22 polyphasique plutôt qu'à trois événements distincts.

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 calibré (Cal BC)	
1	Rivière du Grand Carbet	GB 30.2	1978	Coulée pyroclastique concentrée	22 600±650	-25 058±1633	100%
2	Embouchure rivière du Grand Carbet	JJJ n° 8	1978	Coulée pyroclastique	22 911±403	-25 611±989	99%
3	Rivière du Grand Carbet	GB26	1978	Coulée pyroclastique concentrée	24 200± 600	-27 131±1213	100%
4	Embouchure rivière du Grand Carbet	GB20	1977	Coulée pyroclastique concentrée	24 300 +680 / - 800	-27 219±1533	100%
5	Riv. Grande Anse, alt. 60 m	GIF 4721 - GB 34	1978	unité de ponces claires remaniées	23 200±600	-25 969±1397	98%
6	Ravine proche du Morne Dongo, alt. 270 m	GIF 4718 - GB 31	1978	avalanche de débris	23 450±600	-26 162±1410	100%
7	Riv. Du Grand Carbet, alt. 120 m	GIF 4715 - GB 27	1978	avalanche de débris	23 800±500	-26 667±1058	99%

Table VI.14 : Résultats des datations radiocarbones obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 22 à 26 291±445 ans Cal BC (23 453±212 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

A l'exception de l'unité d'écoulement ponceux, observée à plus de 9 km au sud du Carmichaël, la majeure partie des dépôts associés à cet événement éruptif a été observée au sud-est de la Basse-Terre dans la rivière du Grand Carbet. Avec ces 7 âges radiocarbones (Table VI.14), le modèle OxCal (Bronk Ramsey, 2009) nous permet de définir à 26 291±445 ans Cal BC (23 453±212 ans BP) l'âge statistique de cet événement éruptif GDS 22 (voir Chapitre IV).

d. Evènement éruptif GDS 23 de 28 380 Cal BC (25 620 ans BP)

La définition de cet événement éruptif polyphasique GDS 23 repose sur la caractérisation d'une phase éruptive explosive décrite pour la première fois par Jérémie (1980) et sur l'interprétation d'une phase éruptive à croissance de dôme (PMD 15) à partir de données de terrain et de datations radiocarbones obtenues par J. Dagain et M. Feuillard (Paterne, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988).

La phase éruptive explosive plinienne PEM 17 :

Les dépôts associés à cette phase explosive majeure du Carmichaël n'ont pu être identifiés que sur un affleurement de Basse-Terre, au lieu-dit de St Phy. Observé et décrit pour la première fois par Jérémie (1980), la séquence éruptive de St Phy a pu être datée à 26 235±2008 ans BP (JJJn°9). Nous avons pu re-examiner les dépôts de cette séquence sur le même affleurement (SOU 0420). Elle se caractérise de la base au sommet par :

(1) une unité d'écoulement pyroclastique ponceux massive, mal triée et mesurant 1m d'épaisseur.

(2) une unité de retombées, de 17 cm d'épaisseur. Elle se caractérise par une granulométrie très grossière ($Md \phi = -4,1$), bien triée ($Sigma \phi = 1,5$) et présente un granoclassement inverse. Elle est constituée de fragments juvéniles anguleux, très vésiculés (25 Wt%) de couleur blanc à gris clair avec quelques passées jaunes et roses liées à des débuts d'altération et d'oxydation. Elle contient aussi des fragments juvéniles et anguleux d'andésite dense vitreuse de couleur gris clair à gris moyen (18 Wt%) et beaucoup de cristaux de pyroxène et de feldspath plagioclase (46 Wt%). La densité de l'ensemble de ces fragments (mesurées sur 31 fragments) montre une gamme comprise entre 0.5 et 1.2 $g.cm^{-3}$ pour un mode principal à 0.9 $g.cm^{-3}$.

(3) une unité d'écoulement pyroclastique ponceux massive d'1.50 m d'épaisseur. Elle présente une granulométrie moyennement grossière ($Md \phi = -0,5$) et très mal triée ($Sigma \phi = 2,95$). Elle est principalement constituée de fragments vésiculés subarrondis de couleur beige à gris moyen (29 Wt%), de fragments denses vitreux subanguleux de couleur gris moyen à gris foncé (31 Wt%) et de cristaux de feldspath plagioclase et de pyroxène (32 Wt%).

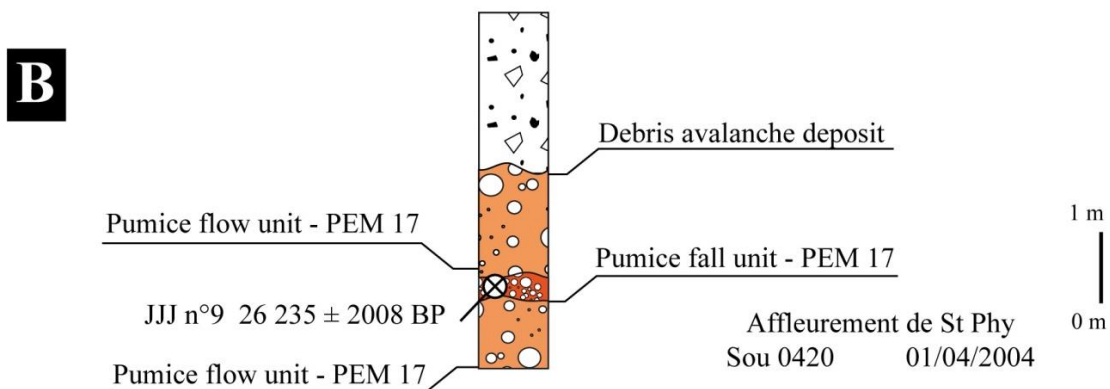
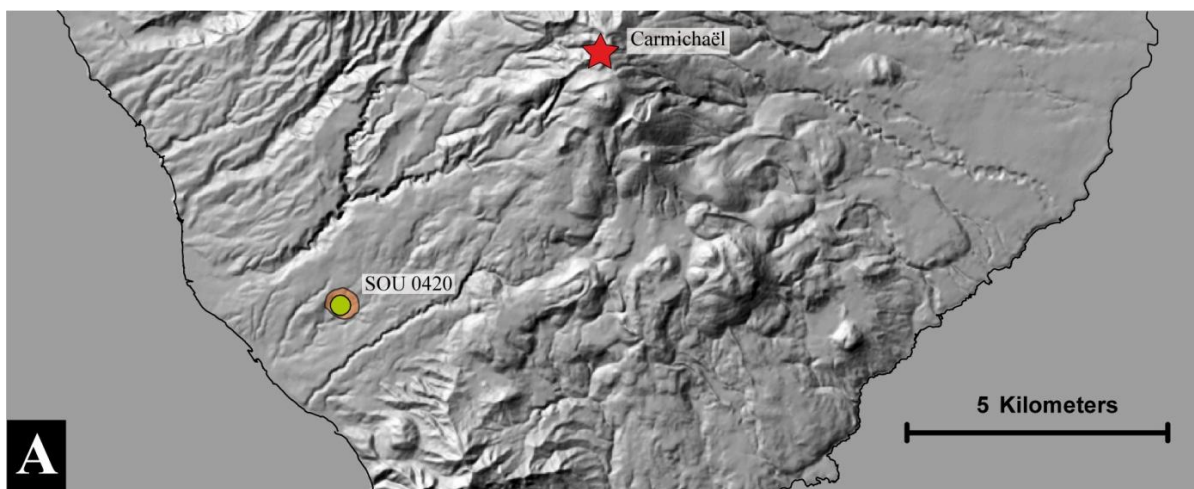


Figure VI.54 : **A.** Carte du sud Basse-Terre localisant l’affleurement caractéristique de la phase explosive majeure PEM 17. **B.** Log interprétatif de l’affleurement SOU 0420 à St Phy, Basse-Terre.

Des observations ont été réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles vésiculés de l’unité de retombées ponceuses (SOU 0420 II). Les fragments sont peu altérés et se caractérisent par une très faible proportion en phénocristaux (voir Annexe D). Les vésicules sont subsphériques à légèrement allongées du fait de leur coalescence. Elles présentent un diamètre moyen de quelques dizaines de microns et une épaisseur de parois qui varie du micron et la dizaine de microns. Le verre ne présente aucune microlite ou évidence de dévitrification (voir Annexe D).

Nous interprétons cette séquence éruptive ponceuse de St Phy, comme l’évidence d’une phase explosive du Carmichaël que l’on date à $26\,235 \pm 2008$ ans BP (JJN°9). La présence d’un niveau de retombées de ponces intercalé entre ces deux unités d’écoulement indique que cette phase explosive implique la mise en place d’une colonne éruptive verticale qui s’est déstabilisée à au moins deux reprises et dont les dépôts se sont au minimum canalisés dans la paléo-rivière aux Herbes. La distribution spatiale de cette séquence éruptive est limitée à ce seul affleurement (SOU 0420), ce qui rend difficile l’estimation de la magnitude et de l’intensité de cette phase explosive PEM 17.

L’estimation du volume de cette phase explosive c’est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 17 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3) et pour la phase explosive PEM 20 (VEI 5), beaucoup mieux contraintes (voir Annexe B). Nous estimons l’indice d’explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 17 à 4 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B)

La phase éruptive à croissance de dôme PMD 15 :

D’après les données publiées (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988), M. Feuillard en 1973 et J. Dagain en 1979, ont observé et daté des dépôts pyroclastiques respectivement à Anse à la Fontaine (GIF 3016) et à l’embouchure de la rivière du Grand Carbet (GIF 4739 – GB 14.1), que nous interprétons maintenant comme des dépôts d’écoulements pyroclastiques turbulents et dilués (Annexe D).

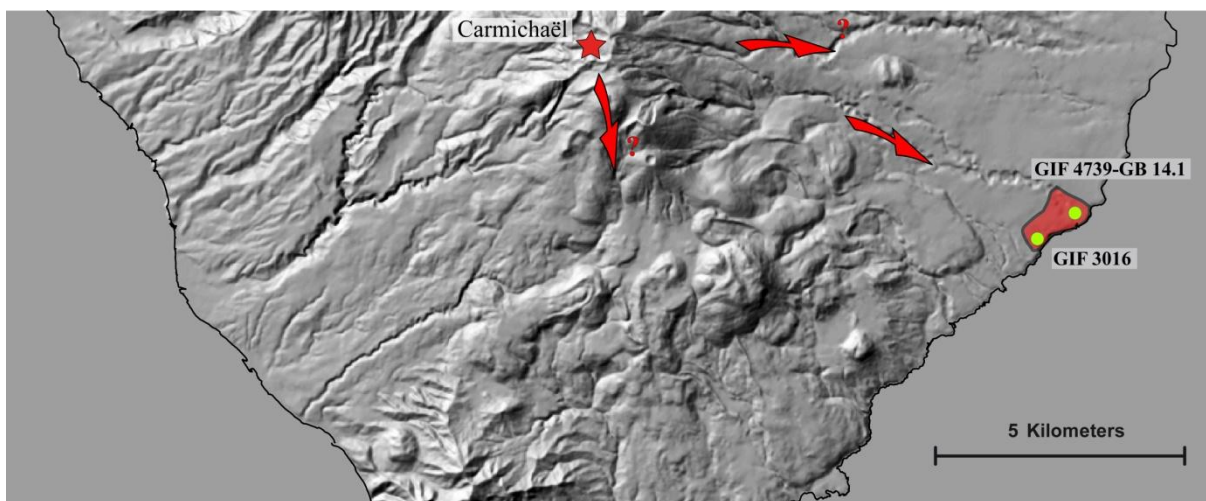


Figure VI.55 : Carte du sud Basse-Terre localisant les différents affleurements étudiés de la phase PMD 15.

Ces deux unités ont pu être datées à $25\,500 \pm 500$ ans BP (GIF 3016) et à $25\,800 \pm 785$ ans BP (GIF 4739-GB 14.1) (Paterne, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988). La description et la datation de ces deux unités pyroclastiques turbulentes et diluées à l'est du Carmichaël mettent en évidence l'occurrence d'une phase éruptive à croissance de dôme du volcan du Carmichaël que nous datons à $25\,500 \pm 500$ ans BP et à $25\,800 \pm 785$ ans BP.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 23 de 28 380 Cal BC (25 620 ans BP) :

Nous avons des évidences stratigraphiques et chronologiques d'une phase éruptive explosive majeure (PEM 17) que l'on date à $26\,235 \pm 2008$ ans BP (JJJn°9) et d'une phase éruptive avec la mise en place d'un dôme (PMD 14) que l'on date à $25\,500 \pm 500$ ans BP et à $25\,800 \pm 785$ ans BP.

Nous n'avons pu établir aucune relation stratigraphique directe entre les dépôts pyroclastiques associés à ces deux phases éruptives. Ces phases pourraient être distinctes et donc être associées à des événements éruptifs différents mais la concordance des différentes contraintes chronologiques (et les barres d'erreurs sur la datation de la séquence de St Phy) suggèrent que la mise en place des dépôts de ces différentes phases éruptives est contemporaine.

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 calibré (Cal BC)	
1	Anse à la Fontaine (Capesterre)	GIF 3016	1973	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	$25\,500 \pm 500$	$-28\,318 \pm 834$	100%
2	Embouchure du Grand Carbet	GIF 4739 - GB 14.1	1979	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	$25\,800 \pm 785$	$-28\,254 \pm 1329$	100%
3	St-Phy, Basse-Terre	JJJ n° 9	1980	Retombées de ponces	$26\,235 \pm 2008$	$-28\,788 \pm 4163$	100%

Table VI.15 : Résultats des datations radiocarbones obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 23 à $28\,382 \pm 735$ Cal BC (25621 ± 413 ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

Nous proposons que ces deux phases éruptives, PEM 17 et PMD 14 soient associées à un seul et même événement éruptif polyphasique GDS 23. Sur la base de ces 3 datations radiocarbones, le modèle OxCal (Bronk Ramsey, 2009) nous permet de définir un âge statistique à $28\,382 \pm 735$ Cal BC (25621 ± 413 ans BP) pour l'épisode éruptif GDS 23 (voir Chapitre IV).

e. Evènement éruptif GDS 24 de $32\,400$ Cal BC ($29\,800$ ans BP)

Nous interprétons cet événement éruptif GDS 24 à partir des données de terrain obtenues par Westercamp (1979) dans la rivière du Grand Carbet.

La phase éruptive à croissance de dôme PMD 15 :

Cette phase magmatique à croissance de dôme PMD 15 repose sur la caractérisation en 1977 d'une unité de nuée ardente d'andésite grise décrite dans la rivière du Grand Carbet (alt 50 m) par D. Westercamp. Cette unité qui correspond à un dépôt d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué a pu être daté grâce un fragment de bois carbonisé à $29\,800 \pm 800$ ans BP (GB 15) (Westercamp, 1979 ; Boudon et al., 1988).

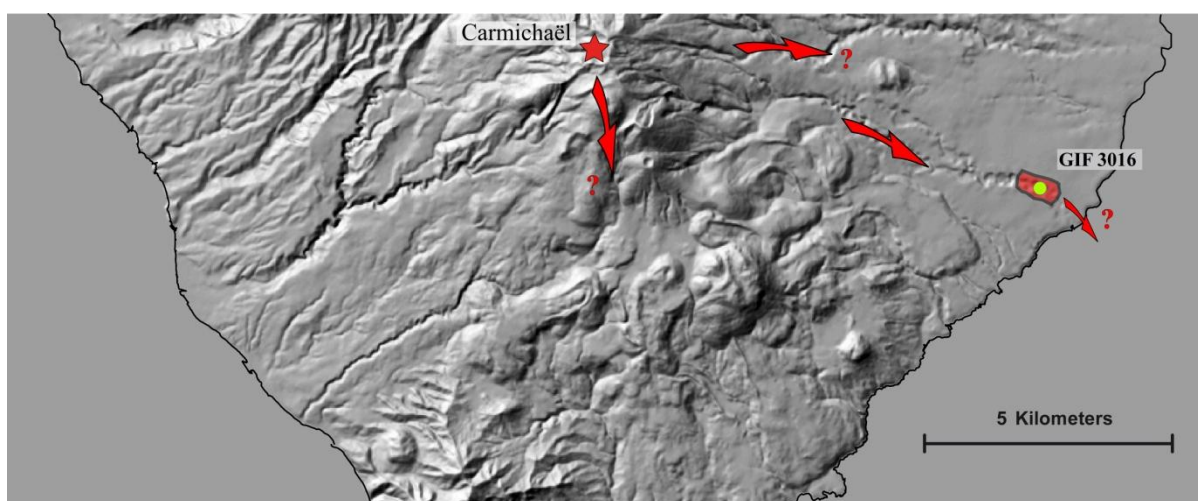


Figure VI.56 : Carte du sud Basse-Terre localisant l'affleurement caractéristique de la phase PMD 16.

Ceci suggère qu'une nouvelle phase éruptive à croissance de dôme (PMD 15) datée à 29 800±800 ans BP (GB 15) est responsable de la mise en place de cette unité d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué dans la rivière du Grand Carbet.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 24 contraint à 32 400 Cal BC (29 800 ans BP) :

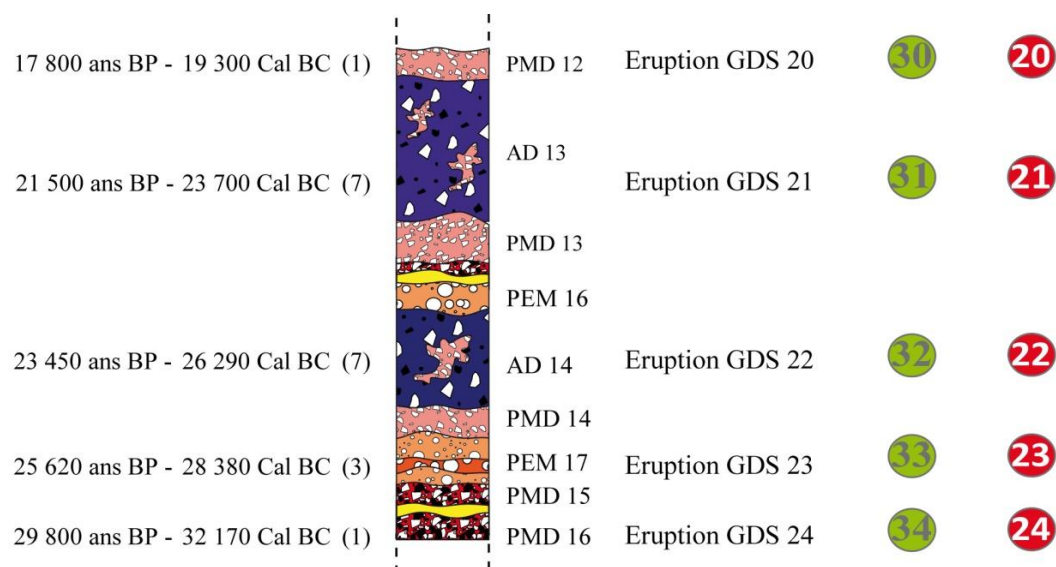
Aucun autre dépôt éruptif n'a pu être associé à cette phase éruptive à croissance de dôme du volcan du Carmichaël. Cette phase magmatique à croissance de dôme PMD 16 nous permet de définir un nouvel événement éruptif GDS 24 du Carmichaël, que l'on date à 32 170 Cal BC (29 800 ans BP).

Le manque de contrainte stratigraphique ne nous permet pas de proposer avec certitude un scénario éruptif probable sur l'origine de ces écoulements pyroclastiques turbulents et dilués. Ils pourraient être soit (1) associés à la déstabilisation gravitaire d'un dôme actif et à la mise en place de coulées pyroclastiques concentrées canalisées dans la rivière du Grand Carbet, soit (2) associés à une explosion latéralement dirigée du dôme.

f. Conclusions

Au cours de la période entre 23 700 Cal BC (21 500 ans BP) et 32 170 Cal BC (29 800 ans BP), nous caractérisons au moins quatre événements éruptifs distincts en 8470 ans.

Nous recensons sur cette période deux phases de déstabilisation de flanc, (AD 13 et AD 14) qui sont toutes les deux associées à des phases éruptives (PMD 13 et, PEM 16 et PMD 14) au sein d'un même événement éruptif (GDS 21 et GDS 22).



Number of Eruptions

- 1 For the Grande Découverte - Soufrière Complex
- 1 For the South of the Basse-Terre

Deposits

- Blast / Surge
- Block and ash flow
- Pumice and scoria air fall
- Pumice flow
- Debris avalanche deposit

10 970 ans BP -
10 870 Cal BC (10)

Mean statistical ¹⁴C
conventional and calibrated
dates. (10) represents the
number of radiocarbon age
dates used for the mean.

Figure VI.57 : Log synthétique de l'histoire éruptive du Carmichaël pour la période entre 23 700 Cal BC (21 500 ans BP) et 32 170 Cal BC (29 800 ans BP). En jaune sont représentées les unités de paléosols (hiatus temporels) et en vert, les unités de colluvium (hiatus érosionels).

Nous recensons au cours de cette période, quatre phases magmatiques à croissance de dôme (PMD 13, PMD 14, PMD 15 et PMD 16). Les dépôts pyroclastiques associés à ces différentes phases éruptives sont presque exclusivement observés sur le flanc est du Carmichaël dans la rivière du Grand Carbet. Ces différentes phases éruptives à croissance de dôme font partie de l'ensemble pyroclastique du Grand Carbet défini par Boudon et al. (1988) et sont associées à l'activité du volcan du Carmichaël (Komorowski et al., 2005).

Nous recensons enfin, deux phases éruptives majeures, PEM 16 et PEM 17, associées respectivement aux événements éruptifs GDS 22 et GDS 23.

6. Les événements magmatiques du Complexe de la Grande – Découverte - Soufrière au cours de la période : 35 700 Cal BC (32 600 ans BP) à 49 80 ans BP.

a. Evènement éruptif GDS 25 de 35 700 Cal BC (32 600 ans BP)

De nouvelles données de terrain et de nouvelles datations radiocarbone obtenues pour la première fois sur l’affleurement de La Manade (SOU 0614), à la limite entre St Claude et Basse-Terre, à quelques centaines de mètres de l’affleurement de St Phy (SOU 0420), nous permettent de mettre en évidence une nouvelle séquence éruptive complexe et de définir un nouvel événement éruptif GDS 25 du volcan Carmichaël.

La phase éruptive explosive PEM 18 :

Nous observons sur l’affleurement de La Manade (SOU 0614) plusieurs unités d’écoulements pyroclastiques riches en ponces et d’une unité de retombées ponceuses caractérisant la phase explosive PEM 18 (figure VI.58). L’absence de hiatus temporel et érosionnel entre ces différentes unités nous permet de les associer à une même séquence éruptive complexe que l’on nommera la séquence de La Manade. Cette séquence affleure sur près de 5 m d’épaisseur et se caractérise de la base vers le sommet par une succession de coulées pyroclastiques ponceuses (figure VI.58 - unités A, B, C, E et F) et d’un niveau intercalé de retombée de ponces (figure VI.58 - unité D).

Les différentes unités d’écoulements pyroclastiques concentrées riches en ponces mesurent entre 0.52 cm et 1.30 m d’épaisseur et montrent des caractéristiques granulométriques et lithologiques similaires (voir Annexe D). Elles présentent une granulométrie légèrement grossière à très grossière ($Md \phi$ entre -0.2 et -3.9) et un très mauvais classement ($\Sigma \phi$ entre 2.8 et 3.8). Elles sont constituées principalement de fragments juvéniles subarrondis qui sont soit denses et vitreux, de couleur gris moyen à gris foncé (entre 45 Wt% et 55 Wt%), soit vésiculés, de couleur gris clair à légèrement rosé (entre 20 Wt% et 35 Wt%).

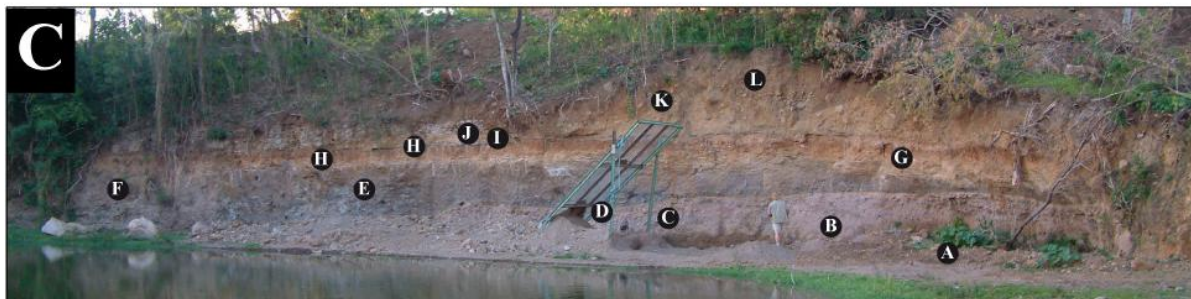
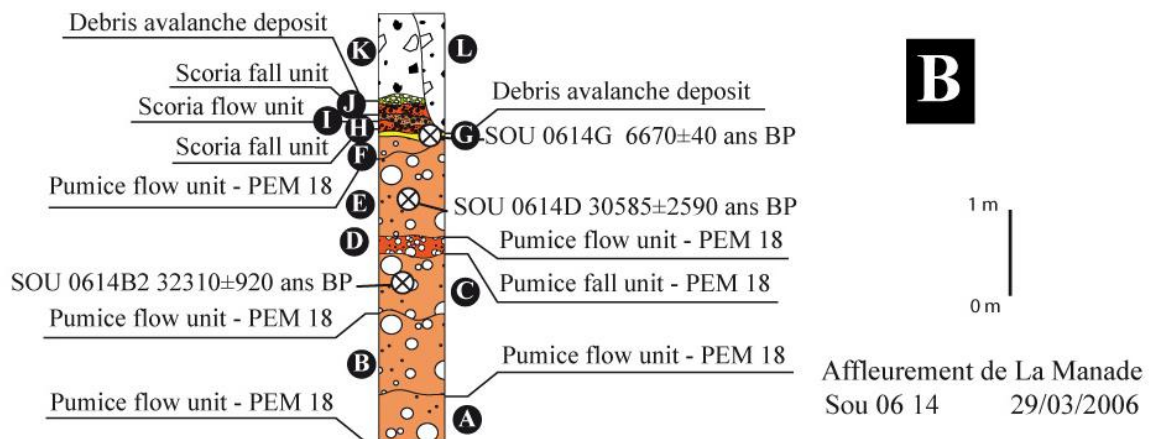
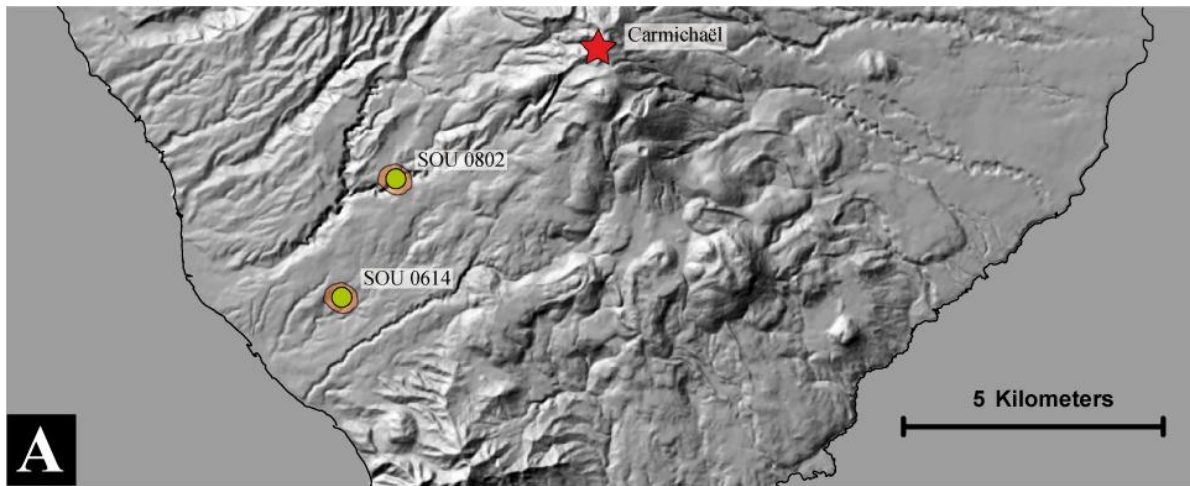


Figure VI.58 : A. Carte de l’affleurement étudié pour décrire la phase explosive majeure PEM 18. B. Log interprétatif de l’affleurement SOU 0614 situé à la Manade, Basse-Terre. En jaune sont représentés les hiatus temporels (paléosol) et en vert les hiatus érosionel (colluvium). C. Photo interprétée de l’affleurement SOU 0614.

Partiellement érodée par l’une des unités d’écoulements supérieures (unité E - figure VI.58), l’unité D (figure VI.58) est lenticulaire et affleure localement avec une épaisseur maximum de 15 cm. Cette unité présente une granulométrie très grossière ($Md \phi = -3.4$) et moyennement triée ($\text{Sigma } \phi = 3.0$). Le mode de mise en place de cette unité a permis de préserver un dépôt sous-jacent de granulométrie fine et peu épais interprété comme le nuage co-génétique associé à la mise en place de l’unité d’écoulement ponceuse précédente (unité D - figure VI.58). Cette unité est interprétée comme une unité de retombées de ponces. Elle est

constituée principalement de fragments juvéniles subarrondis denses et vitreux, de couleur gris moyen à gris foncé (60 Wt%) et de fragments juvéniles subarrondis vésiculés, de couleur gris clair (25 Wt%). La présence de fragments vésiculés légèrement rosés caractérise un début d'oxydation de ces fragments. La densité des fragments juvéniles vésiculés du niveau de retombées de ponces, mesurée sur 25 fragments (voir Annexe D), est comprise entre 0.9 et 1.6 g.cm⁻³ avec deux modes peu marqués à 1.0 et 1.4 g.cm⁻³.

Des observations ont été réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles vésiculés de l'unité de retombées ponceuses (SOU 0614 D). Les fragments sont non altérés et présentent une faible proportion en phénocristaux (voir Annexe D). Les vésicules sont principalement de forme subsphérique mais peuvent aussi être extrêmement allongées. Les diamètres des vésicules varient de la dizaine de microns à la centaine de microns. Les parois des vésicules ont des épaisseurs variables allant du micron et la dizaine de microns et sont constituées d'un verre magmatique sans microlite ou autre évidence de dévitrification.

Cette séquence éruptive est bien contrainte avec deux âges radiocarbone obtenus à partir de deux fragments de bois carbonisés échantillonnés dans deux unités d'écoulements pyroclastiques ponceuses (unités E et C - figure VI.58) datés respectivement à 30 585±2590 ans BP (SOU 0614 D) et à 32 310±920 ans BP (SOU 0614 B2) (figure VI.58)

Nous avons aussi des évidences dans la rivière Noire (SOU 0802), à proximité de la cascade aux Ecrevisses, d'une unité canalisée d'écoulement pyroclastique ponceux. Cette unité est complètement indurée, compacte et n'est malheureusement pas échantillonnable. Elle repose sur un paléosol marquant un hiatus temporel avec l'unité d'avalanche de débris identifiée en dessous. Des fragments de bois carbonisés, liés à la mise en place de l'unité ponceuse, ont été échantillonnés au contact avec un paléosol et ont pu être datés à 33 700±1600 ans BP (SOU 0802 C). Sur la petite portion d'affleurement visible, cette unité d'écoulement pyroclastique est épaisse et affleure sur au moins 3 m d'épaisseur. Cette unité est constituée de fragments très grossiers, pouvant atteindre des diamètres déca-centimétriques, emballés dans une matrice fine. Elle présente donc une granulométrie apparente très grossière et un très mauvais tri. Elle est principalement constituée de fragments juvéniles vésiculés de couleur gris clair à légèrement rosé.

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 17 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3) et pour la phase explosive PEM 20 (VEI 5), beaucoup mieux contraintes (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 18 entre 4 et 5 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B).

Interprétation de l'événement éruptif GDS 25 contraint à 35 700 Cal BC (32 600 ans BP) :

La concordance dans les datations et les similitudes dans les descriptions, nous permettent de caractériser les dépôts de cette nouvelle phase explosive PEM 18 sur les affleurements de La Manade et de la rivière Noire. Les différentes unités d'écoulement pyroclastique riche en ponces, canalisées dans la rivière Noire et dans la rivière aux Herbes, sont associées à des phases de déstabilisation d'une colonne éruptive. La proportion importante de fragments juvéniles denses et la densité élevée (entre 1.0 et 1.4 g.cm^{-3}) mesurée sur les fragments juvéniles vésiculés du dépôt de retombées confirment que la colonne éruptive n'a pas pu être soutenue dans le temps et qu'elle ait pu générer un nombre important d'unités d'écoulements pyroclastiques de cette séquence explosive. Cependant bien qu'une seule unité de retombée de ponces ait pu être identifiée, les écoulements pyroclastiques concentrés sont érosifs et ne sont pas propices à la préservation d'unités de retombées de ponces. La présence à près de 8 km de l'évent d'une séquence pyroclastique de 5 m d'épaisseur et d'une unité assez grossière de retombées de ponces faisant 15 cm d'épaisseur, suggère une magnitude et une intensité élevées pour cette phase explosive majeure du Carmichaël.

La caractérisation de la séquence éruptive de La Manade nous permet de mettre en évidence l'occurrence d'un nouvel événement éruptif du Carmichaël GDS 25. Nous disposons de trois datations radiocarbone directement obtenues à partir de fragments de bois carbonisés dans des unités d'écoulements pyroclastiques ponceux et dans une unité de paléosol. Elles nous permettent de contraindre statistiquement, grâce au model Oxcal, cet événement éruptif GDS 25 à 35 700 Cal BC (32 600 ans BP).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 calibré (Cal BC)	
1	La Manade	SOU 06 14 D	2006	Coulée pyroclastique ponceuse	30 585±2590	-32 930±4436	100%
2	La Manade	SOU 06 14 B2	2006	Coulée pyroclastique ponceuse	32 310±920	-34 982±1972	100%
3	Riv. Noire	SOU 0802 C	2008	paléosol	33 700±1600	-36 413±3206	100%

Table VI.16 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif GDS 25 à $35\,700 \pm 1560$ Cal BC ($32\,598 \pm 767$ ans BP). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

b. Evènement éruptif GDS 27 ($44\,326 \pm 3277$ Cal BC soit 42350 ± 1975 / -1585 ans BP).

L'évènement éruptif GDS 27 est décrit comme le plus important, en termes de magnitude et d'intensité, du complexe de la Grande Découverte – Soufrière (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988, 2007 ; Komorowski et al., 2005). Cet évènement est interprété comme la dernière manifestation éruptive du volcan de la Grande Découverte. Le grand volume de produits émis serait à l'origine de la formation de la caldeira de La Grande Découverte, d'un diamètre de 3 km mais dont les bords sont largement recouverts par les dépôts récents du Carmichaël et de la Soufrière (Boudon et al., 1988)

La phase éruptive explosive PEM 20:

La séquence éruptive de Pintade a été mise en évidence sur de nombreux affleurements sur les flancs est et sud-est du volcan de la Grande Découverte (figure VI.59). Komorowski et al. (2005) estiment à plus de 120 km^2 la surface recouverte par les produits de cette phase explosive PEM 20. Les meilleurs affleurements de la séquence de Pintade sont situés sur la côte caraïbe, à l'embouchure de la rivière Des Pères, au niveau des carrières de Pintade, de Calebassier et de Danois.

Une unité de retombées de ponces constitue la base de cette séquence pyroclastique alors qu'une multitude d'épaisses unités d'écoulements ponceux forment la suite de cette séquence pyroclastique.

Au niveau de la carrière de Danois et dans la carrière de Calebassier, l'unité de retombée de ponces mesure respectivement 32 cm (F 803) et 35 cm (SOU 0832). Les

observations réalisées sur un échantillon prélevé dans la carrière de Danois, caractérisent cette unité de retombées de ponces par une granulométrie grossière ($Md \phi = -3.6$) et bien triée ($Sigma \phi = 1.6$), avec un granoclassement normal. Cette unité est principalement constituée de fragments anguleux juvéniles très vésiculés de couleur gris clair présentant un léger début d'oxydation et pouvant prendre une teinte rose pale (40 Wt%). On observe aussi des phénocristaux (de feldspaths, d'oxyde de fer et surtout de pyroxènes) (33 Wt%) ainsi que des fragments juvéniles, non altérés et anguleux d'andésite dense, parfois vitreuse de couleur gris moyen à gris foncé (18 Wt%). La densité des fragments juvéniles vésiculés de ce niveau a été déterminée grâce à des mesures effectuées sur 100 fragments (voir Annexe D). Elle se caractérise par une gamme de densité comprise entre 0.5 et 1.0 $g.cm^{-3}$ et par un mode très marqué à 0.9 $g.cm^{-3}$.

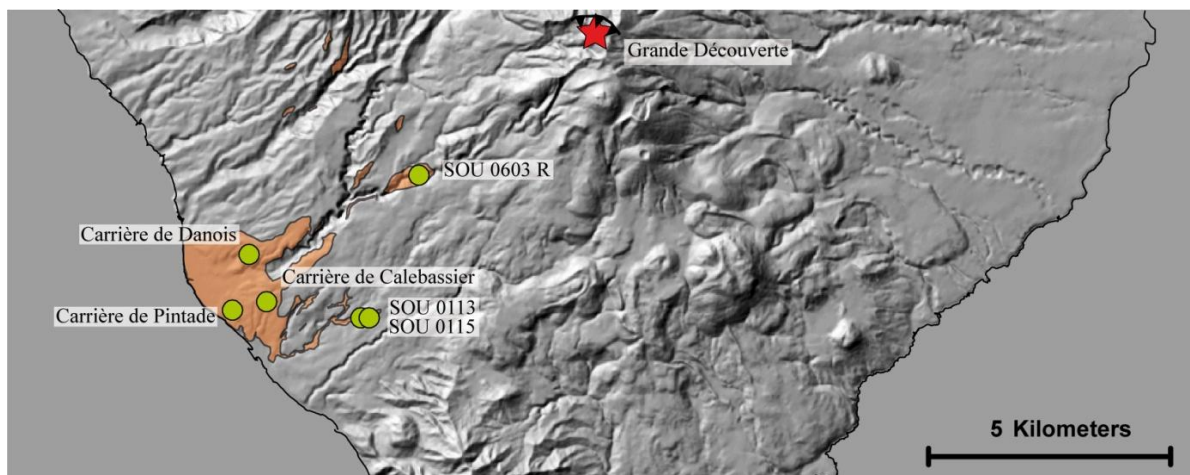


Figure VI.59 : Carte du sud Basse-Terre localisant les affleurements caractéristiques de la phase explosive majeure PEM 20 modifiée d'après Boudon et al., (1988). Les ronds verts représentent les affleurements observés au cours de cette étude.

Directement au-dessus de l'unité de retombées de ponces, la séquence de Pintade est définie par une succession de plusieurs unités d'écoulements ponceux métriques à décimétriques. Cette séquence éruptive est très épaisse et totalise distalement sur un certain nombre d'affleurements, des épaisseurs allant de 15 m à 30 m. Nous interprétons aussi la présence d'unités d'écoulements pyroclastiques ponceux et scoriacés que nous associons à la séquence de Pintade, proximatement, en falaise dans la rivière Noire (SOU 0603 R) sur environ 60 m d'épaisseur et distalement dans la partie basse de la ravine Bonne Espérance sur une épaisseur qui varie entre 1 m (SOU 0113) et 5 m (SOU 0115).

Des observations ont été réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles vésiculés de l'unité de retombées poncées (F 803 F3) (voir Annexe D). Les fragments sont non altérés et se caractérisent par une plus large proportion en phénocristaux (feldspath plagioclase, pyroxène, oxyde de fer et de titane). Nous caractérisons deux principaux types de vésicules. Le premier se définit par des grandes vésicules de forme subsphérique à allongée, d'un diamètre de plusieurs dizaines de microns avec des parois de bulles très fines inférieur au micron. Le deuxième type se caractérise par de plus petites vésicules de forme sphérique à subsphérique, d'un diamètre allant de quelques microns à une dizaine de microns avec des parois de bulles plus épaisses de quelques microns. Le verre ne présente aucun microlite ou autre évidence de dévitrification.

Toute la séquence de Pintade repose sur une unité de paléosol qui nous permet de distinguer la mise en place de la séquence de Pintade (PEM 20) et la mise en place de l'unité d'avalanche de débris inférieure (AD 16) contrainte maintenant à $46\,964 \pm 3924$ Cal BC ($47\,990 \pm 1727$ ans BP) et associée à l'événement éruptif GDS 28 (voir par la suite). Un fragment de bois carbonisé échantillonné en 1987 dans la carrière de Pintade par M. Semet a permis de contraindre cette séquence éruptive à $42\,350 +1975/-1585$ ans BP (Komorowski et al., 2005 ; Boudon et al., 2007).

Interprétation de l'événement éruptif GDS 27 contraint à $44\,326 \pm 3277$ Cal BC ($42350+1975/-1585$ ans BP) :

Cet événement éruptif est certainement le plus important de l'histoire éruptive récente du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et représente le scénario éruptif extrême (ou le « pire » des scénarii) pour une future éruption de la Soufrière de Guadeloupe. Les dépôts de retombées de ponces ont affecté tout le sud de la Basse-Terre et ont recouvert une très large zone estimée à plus de 120 km^2 (Komorowski et al., 2005). La caractérisation d'une séquence éruptive dont les épaisseurs canalisées peuvent faire jusqu'à 30 m d'épaisseur à 10 km du volcan de La Grande Découverte, implique une phase explosive d'une intensité et d'une magnitude très élevée. Le volume total DRE de cette phase explosive a été estimé entre $1\text{-}3\text{ km}^3$ (Komorowski et al., 2005) et peut être 10 km^3 (Boudon et al., 1988). Le grand volume de produit émis est à l'origine de l'effondrement de la partie sommitale du volcan de la Grande Découverte et de la formation d'une caldeira d'un diamètre d'environ 3 km. Les activités récentes des volcans du Carmichaël et de la Soufrière de Guadeloupe ont effacé, en grande partie, les limites de cette caldeira. D'après les travaux de Newhall et Self (1982) nous pouvons déduire pour cet événement éruptif un indice d'explosivité d'au moins 5, du même

ordre de grandeur que celui obtenue pour l'éruption du Vésuve (79 AD) mais inférieur à celui du Pinatubo (1991).

c. Evènement éruptif GDS 26 daté à 37 620 Cal BC (35 000 ans BP)

La définition de ce nouvel évènement éruptif repose sur la réinterprétation d'un affleurement au nord-ouest de Basse-Terre et sur la réinterprétation d'une datation radiocarbone obtenue dans la carrière de Calebassier par M. Semet et N. Vatin-Pérignon en 1982. Cet évènement éruptif GDS 26 est un évènement complexe associant une phase de déstabilisation de flanc et une phase éruptive explosive.

La phase éruptive explosive PEM 19 :

Nous avons pu mettre en évidence une unité de retombées de ponces sur un affleurement situé au niveau de la distillerie Bologne (SOU 0413 et SOU 1007), au nord-ouest de Basse-Terre et à proximité de la carrière de Calebassier. Cette unité de retombées de ponces anciennement associée à la séquence de Pintade (PEM 20), repose directement sur une unité d'avalanche de débris.

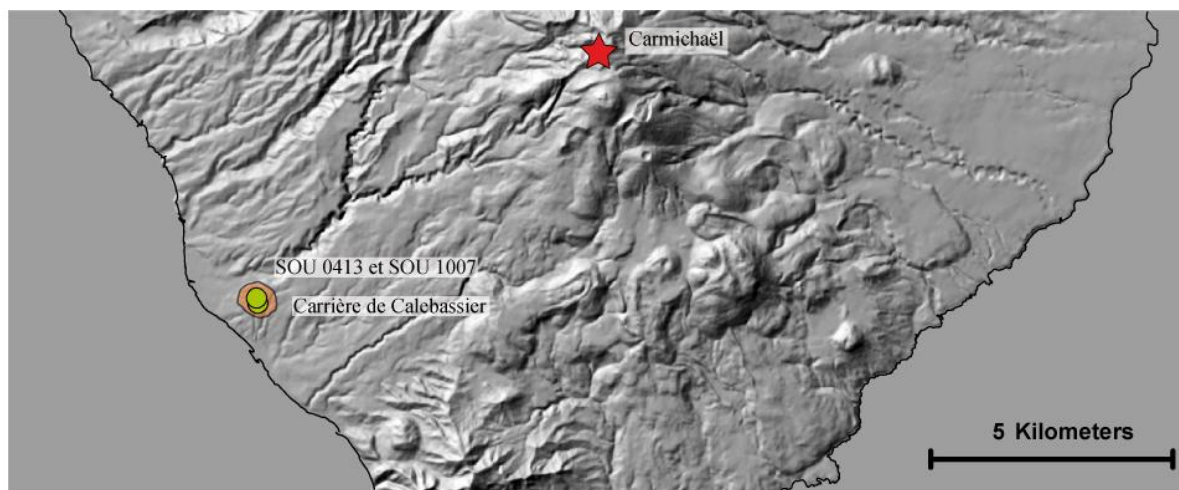


Figure VI.60 : Carte du sud Basse-Terre localisant les affleurements caractéristiques de la phase explosive majeure PEM 19.

Cette unité de retombées de ponces mesure 80 cm d'épaisseur, se caractérise par une granulométrie assez grossière ($Md \phi = -2.2$) et bien triée ($Sigma \phi = 1.5$) et présente un granoclassement normal. Elle est principalement composée de fragments juvéniles anguleux denses, parfois vitreux de couleur gris moyen à gris foncé (36 Wt%) et de fragments juvéniles subanguleux vésiculés de couleur blanc à beige clair (25 Wt%). On note aussi la présence de

phénocristaux et principalement de pyroxène (22 Wt%). La densité des fragments juvéniles vésiculés de ce niveau a été définie grâce à des mesures effectuées sur 100 fragments (voir Annexe D). Elle se caractérise par une gamme de densité comprise entre 0.5 et 1.2 g.cm⁻³ et par un mode principal bien marqué à 0.7 g.cm⁻³ (Annexe D).

Des observations ont été réalisées au microscope électronique à balayage sur les fragments juvéniles vésiculés de cette unité de retombées ponceuses (SOU 0413) (voir Annexe D). Les fragments sont non altérés et contiennent peu de phénocristaux. Les vésicules sont principalement de forme subsphérique à allongée voire très allongée avec un diamètre allant de quelques microns à quelques dizaines de microns. Les parois de bulles ont des épaisseurs qui varient du micron à la dizaine de micron. Le verre se présente sous deux types différents. Le premier, qui est le plus représentatif, ne contient aucun microlite ou autre évidence de dévitrification alors que le second est riche en microlites de feldspath plagioclase, de pyroxène et d'oxyde de fer et de titane. Ces fragments juvéniles ont la particularité de présenter de nombreuses petites dépressions sphériques (< 1µm) sur les parois de verre de l'intérieur des vésicules. Nous les interprétons comme des dépressions de dissolution du verre par les condensats acides adsorbés sur les fragments lors du transport dans le panache éruptif (e.g., Komorowski, 1991 ; Heiken et Wohletz, 1985).

	Séquence	Epaisseur	Md ϕ	Sigma ϕ	Granoclassement
	St Phy	17 cm	-4,1	1,5	Inverse
	La Manade	15 cm	-3,4	2,9	Aucun
	Bologne	80 cm	-2,2	1,5	Normal
	Pintade	32 cm	-3,6	1,6	Normal
	Juveniles vésiculés	Juveniles denses	Cristaux	Gamme de densité (mode)	Verre Magmatique
	25 Wt %	20 Wt %	50 Wt %	0,5 à 1,2 (0,9)	Un type sans microlithe
	25 Wt %	60 Wt %	10 Wt %	0,9 à 1,6 (1,0 et 1,4)	Un type sans microlithe
	25 Wt %	35 Wt %	20 Wt %	0,5 à 1,2 (0,7)	deux types sans microlithe et avec microlithes
	40 Wt %	20 Wt %	35 Wt %	0,5 à 1,3 (0,8)	Un type sans microlithe

Table VI.17 : Tableau comparatif des principales propriétés granulométriques et lithologiques obtenues pour les unités de retombées des différentes phases explosives majeures des volcans du Carmichaël et de la Grande Découverte : PEM 17 (25 621 ± 413 ans BP (soit 28 382±735 Cal BC), PEM 18 (32 598±767 ans BP (soit 35 700±1560 Cal BC), PEM 19 et PEM 20 (42350+1975/-1585 ans BP (soit 44 326±3277 Cal BC)).

Les caractéristiques granulométriques, lithologiques et micro-texturales des fragments juvéniles vésiculés (Table VI.17) montrent que l'unité de retombées ponceuses de Bologne (PEM 19) est très différente de celle de la Manade (PEM 18) contrainte à $32\,598 \pm 767$ ans BP (soit $35\,700 \pm 1560$ Cal BC), de celle de St Phy (PEM 17) datée à $25\,621 \pm 413$ ans BP (soit $28\,382 \pm 735$ Cal BC) et de celle de Pintade (PEM 20) datée à $42\,350 + 1975 / - 1585$ ans BP (soit $44\,326 \pm 3277$ Cal BC). L'affleurement de Bologne est positionné topographiquement et stratigraphiquement au-dessus des dépôts connus de la séquence de Pintade (PEM 20) que l'on identifie dans les trois carrières avoisinant l'affleurement de Bologne. Cela suggère que cette phase explosive majeure (PEM 19) est plus récente que celle de Pintade ($42\,350 + 1975 / - 1585$ ans BP).

Nous n'avons pas pu dater cette phase explosive PEM 19. Cependant en 1982, au cours d'une étude dans la carrière de Calebassier (à 300 m environ de l'affleurement de Bologne) M. Semet et N. Vatin-Pérignon datent une unité ponceuse dites « de Pintade » à $35\,000 \pm 1700$ ans BP (N 804 d) (Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005). Cette datation radiocarbone ne permet pas d'associer cette unité ponceuse à la séquence de Pintade et la différence d'âge entre cette datation radiocarbone et l'âge de la séquence de Pintade ne peut pas être imputée à la seule contamination du fragment de charbon (voir précédemment PEM 15- Événement GDS 19 et Chapitre IV). Cette unité n'est plus visible maintenant du fait de l'exploitation de la carrière et du développement de la zone artisanale mais nous suggérons que cette unité ponceuse observée dans la carrière de Calebassier par M. Semet et N. Vatin-Pérignon marque l'occurrence d'une même phase explosive du volcan Carmichaël à $35\,000 \pm 1700$ ans BP (N 804 d). Nous faisons l'hypothèse que l'unité de retombées de ponces que nous avons décrite à l'affleurement de Bologne très proche, soit associée à cette nouvelle phase explosive PEM 19.

L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 17 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3) et pour la phase explosive PEM 20 (VEI 5), beaucoup mieux contraintes (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 19 entre 4 et 5 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10^{-1} km^3 (Chapitre VII ; voir Annexe B).

La phase de déstabilisation de flanc AD 15 :

L'unité de retombées de ponces (PEM 19), mise en évidence sur l'affleurement de Bologne (SOU 0413 et SOU 1007), repose directement sur une unité massive, de 2 m

d'épaisseur. Nous interprétons cette unité hétérolithologique et riche en matrice fine hydrothermalisée comme un dépôt d'avalanche de débris. La mise en place d'une unité de retombées de ponces n'est pas érosive à la différence des unités d'écoulements pyroclastiques et surtout volcanoclastiques. La localisation de l'affleurement (hors-vallées) et l'absence d'unité marqueur d'un hiatus temporel ou érosionnel entre l'unité d'avalanche de débris et l'unité de retombées de ponces de Bologne suggèrent donc que leur mise en place est contemporaine.

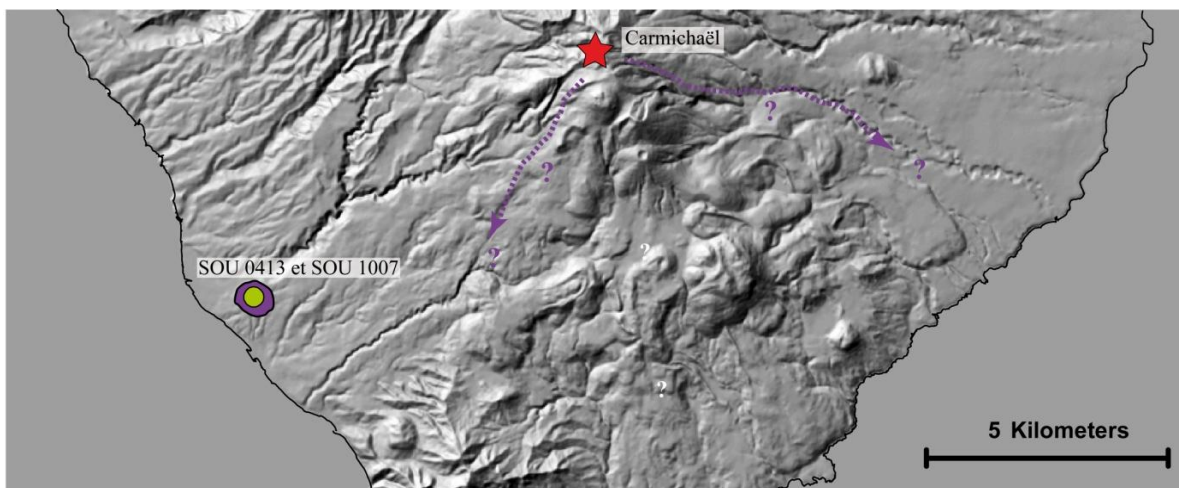


Figure VI.61 : Carte de l'affleurement caractéristique de l'avalanche de débris AD 15 ainsi que son extension déduite.

Cette avalanche de débris est donc plus récente que la déstabilisation de flanc AD 16 contrainte à $47\,990 \pm 1727$ ans BP qui est elle même antérieure à la phase explosive majeure de Pintade. Cependant aucune déstabilisation de flanc n'a été reconnue dans l'enregistrement géologique entre l'AD 14 ($23\,453 \pm 212$ ans BP soit $26\,291 \pm 445$ ans Cal BC) et l'AD 16 ($47\,990 \pm 1727$ ans BP soit $46\,964 \pm 3924$ Cal BC). Nous proposons donc que cette unité d'avalanche de débris corresponde à une nouvelle déstabilisation de flanc, AD 15, du volcan du Carmichaël.

Interprétation de l'événement éruptif GDS 26 daté à 37 620 Cal BC (35 000 ans BP) :

Notre interprétation de l'affleurement de Bologne ainsi que la réinterprétation de l'étude a été réalisée par M. Semet et N. Vatin-Pérignon dans la carrière de Calebassier, nous permettent de mettre en évidence une nouvelle phase explosive PEM 19 que l'on date à $35\,000 \pm 1700$ ans BP (soit $37\,623 \pm 3212$ Cal BC). En supposant que la mise en place de cette avalanche de débris est contemporaine de la mise en place de l'unité de retombées de ponces

(PEM 19), nous pouvons contraindre à $37\,623 \pm 3212$ Cal BC ($35\,000 \pm 1700$ ans BP) (N 804 d) l'âge de cette déstabilisation de flanc du Carmichaël.

Notre interprétation de l'affleurement de Bologne suggère donc l'occurrence d'un nouvel événement éruptif GDS 26 contraint à $37\,620$ Cal BC ($35\,000$ ans BP) associant une phase explosive PEM 19 et une phase de déstabilisation de flanc AD 15.

d. Evènement éruptif GDS 28 contraint à $49\,676 \pm 1202$ ans BP

Au cours de cette étude, nous avons pu contraindre un nouvel et dernier événement éruptif du volcan de la Grande Découverte au cours des 50 000 dernières années. Cet événement polyphasique (GDS 28) associe (1) une phase de déstabilisation de flanc AD 16, (2) une phase éruptive explosive PEM 21 et (3) une phase éruptive à croissance de dôme PMD 17.

La phase de déstabilisation de flanc AD 16 :

Le dépôt de cette avalanche de débris a été observé pour la première fois dans les carrières de Danois, de Pintade et de Calebassier (Boudon et al., 1988). Cette unité se situe stratigraphiquement sous les dizaines de mètres de dépôts pyroclastiques de la séquence de Pintade associés à l'événement éruptif GDS 27. La caractérisation sur tous les affleurements d'une unité de paléosol entre l'unité d'avalanche de débris (AD 16) et la séquence éruptive de Pintade (PEM 20) marque l'évidence d'un hiatus temporel entre la mise en place de ces deux unités (Boudon et al., 1988, 2007 ; Komorowski et al., 2002).

Cette unité est définie comme une unité massive, extrêmement indurée avec des blocs de lave altérée hétérolithologique d'un diamètre pouvant dépasser le mètre. Elle contient de nombreux panneaux hydrothermalisés de couleurs variées (e.g., gris clair, ocre, blanc, rose, au rouge) (Salaün et al., 2011). La matrice est fine, compacte, très hydrothermalisée et de couleur ocre brun. L'unité mesure jusqu'à 5m d'épaisseur dans la carrière de Calebassier.

Des études récentes nous ont permis de mettre en évidence à la base de la falaise de la rivière Noire (SOU 0803 et SOU 0928) cette unité d'avalanche de débris. Elle présente proximale de nombreux panneaux emballés d'écoulements pyroclastiques concentrés. La présence de fragments de bois carbonisés dans les panneaux d'écoulements pyroclastiques

emballés (SOU 0803) nous a permis d'obtenir pour cette avalanche de débris un âge maximal à $50\,500 \pm 1600$ ans BP (SOU 0803 2). Toujours dans la rivière Noire, ce dépôt de déstabilisation de flanc est directement recouvert sans évidence de hiatus temporel ou érosionnel par une unité d'écoulement ponceux que l'on date à $47\,500 \pm 2700$ ans BP (SOU 0928 A2) et que l'on associe à la phase explosive PEM 21.

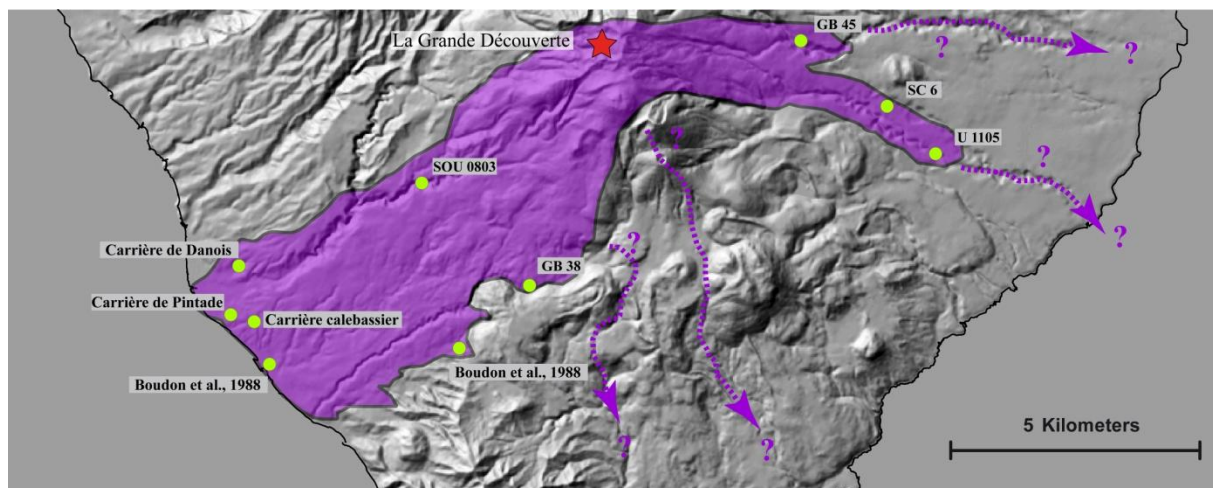


Figure VI.62 : Carte des affleurements caractéristiques (ronds verts) de l'avalanche de débris AD 15 ainsi que son extension déduite. Les deux ronds verts labélisés « Boudon et al., 1988 » correspondent aux zones que nous n'avons pas pu observer et pour lesquelles nous n'avons pas d'âge radiocarbone mais où cette avalanche de débris a été interprétée par Boudon et al. (1988).

Dans les zones distales, cette unité d'avalanche de débris est recouverte par les dépôts pyroclastiques de la séquence de Pintade contrainte à $42\,350 + 1975 / - 1585$ ans BP (soit $44\,326 \pm 3277$ Cal BC) mais une unité de paléosol marque un hiatus érosionnel entre la mise en place des dépôts de ces deux phases. Ces datations nous permettent de contraindre cette avalanche de débris entre $50\,500 \pm 1600$ ans BP (SOU 0803 2) et $42\,350 + 1975 / - 1585$ ans BP (soit $44\,326 \pm 3277$ Cal BC). Ce qui est en adéquation avec la seule datation radiocarbone directe pour cette unité d'avalanche de débris obtenue par Boudon et Semet (1995) dans la rivière du Grand Carbet à $45\,910 + 5330 / - 3180$ ans BP (U 1105b) (Boudon et Semet, 1995 ; Komorowski et al., 2002, 2008b ; Boudon et al., 2007).

Le dépôt de cette avalanche de débris recouvre une très large zone du sud Basse-Terre, que nous estimons à 43 km^2 . Nous estimons aussi à 0.5 km^3 le matériel mis en jeu par cette déstabilisation de flanc, ce qui en fait la plus importante du complexe de la Grande Découverte – Soufrière au cours des derniers 50 000 ans.

La phase éruptive explosive PEM 21:

Nous avons pu mettre en évidence sur deux affleurements différents (SOU 0603 et SOU 0928), distants de quelques dizaines de mètres l'un de l'autre, une même unité pyroclastique. Cette unité sableuse de couleur gris – brun mesure entre 1.5 m (SOU 0603) et 2 m (SOU 0928). Elle est bien triée, massive et extrêmement indurée, rendant impossible son échantillonnage. Elle présente un litage fin, ondulé avec un léger pendage caractéristique des dépôts d'écoulement pyroclastique. La caractérisation de fragments ponceux à la base (SOU 0603), puis dans toute l'unité (SOU 0928) nous permet d'interpréter cette unité comme résultant d'un ou de plusieurs écoulements pyroclastiques riches en ponces.

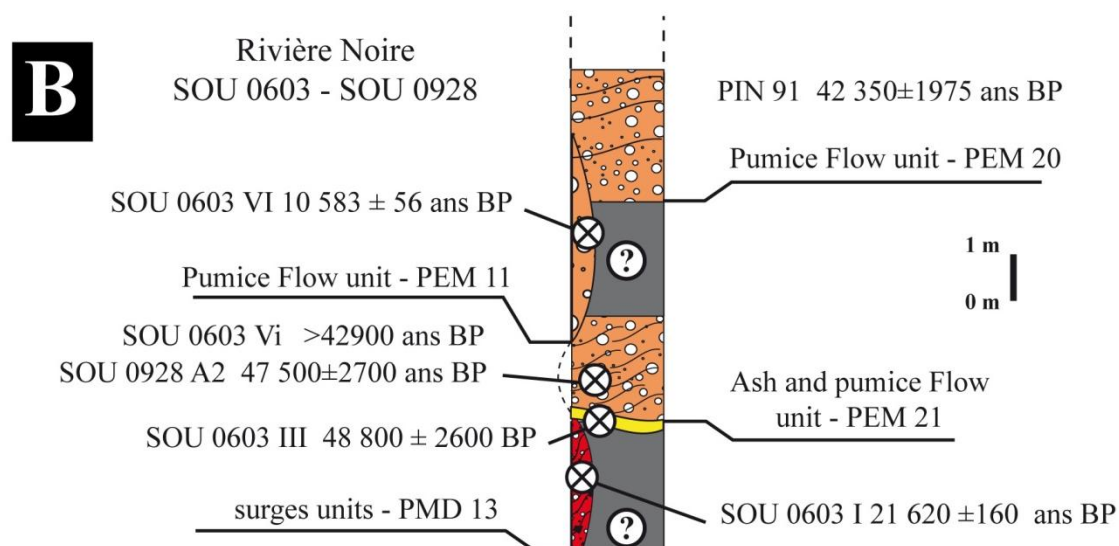
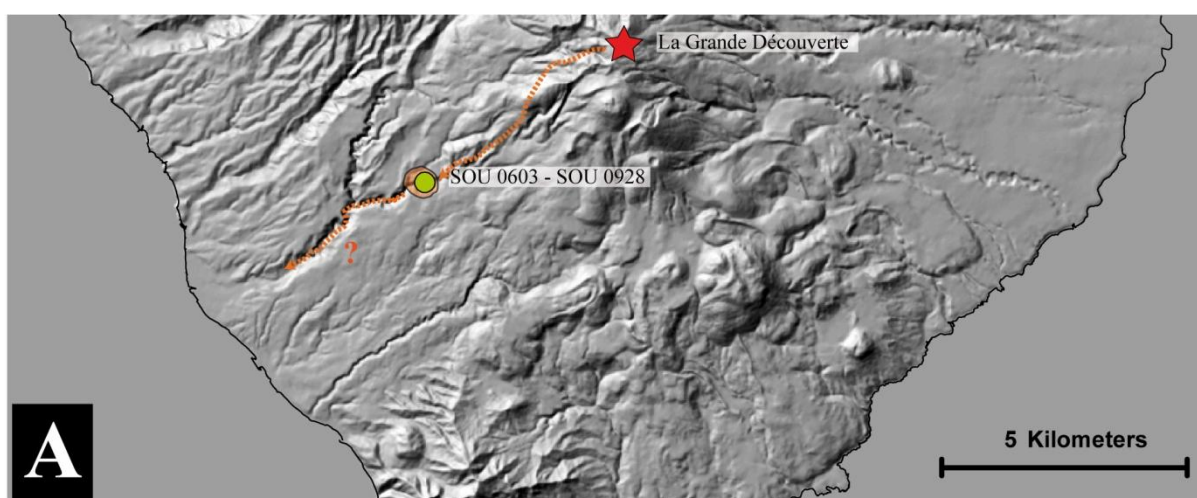


Figure VI.63 : **A.** Carte du sud Basse-Terre localisant l'affleurement caractéristique de la phase explosive majeure PEM 21. **B.** Log interprétatif de l'affleurement SOU 0603-SOU 0928 dans la rivière Noire.

Deux fragments de bois carbonisés échantillonnés en 2006 et en 2009 dans cette unité pyroclastique ont pu être datés comme > 42 900 ans BP (SOU 0603 Vx) et à 47500±2700 ans BP (SOU 0928 A2). Cette unité d'écoulement ponceux a été mise en évidence reposant (1) sur une unité de paléosol datée grâce à un fragment de bois carbonisé à 48 800±2600 ans BP (SOU 0603 III) et (2) sur l'affleurement SOU 0803, sur une unité d'avalanche de débris. Cette unité d'avalanche de débris, dont un panneau pyroclastique emballé a pu être daté à 50 500 ± 1600 ans BP (SOU 0803 2), est associée à la déstabilisation de flanc AD 16 datée à 45 910 +5330/-3180 ans BP (U 1105b). Les incertitudes sur la datation de l'unité d'avalanche de débris sont très importantes ce qui valide notre hypothèse que l'unité d'écoulement ponceux daté à 47500±2700 ans BP (SOU 0928 A2) repose directement sur une unité d'avalanche de débris « plus jeune » datée à 45 910 +5330/-3180 ans BP (U 1105b).

Nous interprétons cette unité présente sur deux affleurements différents comme l'évidence d'une phase explosive majeure que l'on date à 47 500±2700 ans BP (SOU 0928 A2). L'estimation du volume de cette phase explosive c'est fait par comparaison et extrapolation des données de terrain obtenues pour la phase PEM 17 avec celles établies pour la phase explosive PEM 2 (VEI 3) et pour la phase explosive PEM 20 (VEI 5), beaucoup mieux contraintes (voir Annexe B). Nous estimons l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de cette phase PEM 21 entre 4 et 5 (Newhall et Self, 1982). Nous pouvons donc en déduire un volume minimum de 10⁻¹ km³ (Chapitre VII ; voir Annexe B).

La phase éruptive à croissance de dôme PMD 17 :

Nous avons mis en évidence dans la rivière Noire (SOU 0803) que l'unité d'avalanche de débris AD 16 présentait un certain nombre de panneaux emballés d'écoulements pyroclastiques concentrés. Cette unité d'avalanche de débris est associée à la déstabilisation de flanc AD 16 datée à 45 910 +5330/-3180 ans BP (Boudon et Semet, 1995 ; Komorowski et al., 2002, 2008 ; Boudon et al., 2007). Un fragment de bois carbonisé échantillonné dans l'un de ces panneaux pyroclastiques emballés a pu être daté à 50 500 ± 1600 ans BP (SOU 0803 2).

Même si nous n'avons pas pu mettre en évidence le dépôt primaire, la caractérisation et la datation de ces panneaux d'écoulements pyroclastiques concentrés dans l'unité d'avalanche de débris AD 16 nous permettent d'interpréter l'occurrence d'une nouvelle phase éruptive à croissance de dôme PMD 17 du volcan de la Grande Découverte. Malgré les limites de la datation au carbone 14, il a été possible de contraindre cette phase éruptive à croissance de dôme PMD 17 à 50 500±1600 BP.

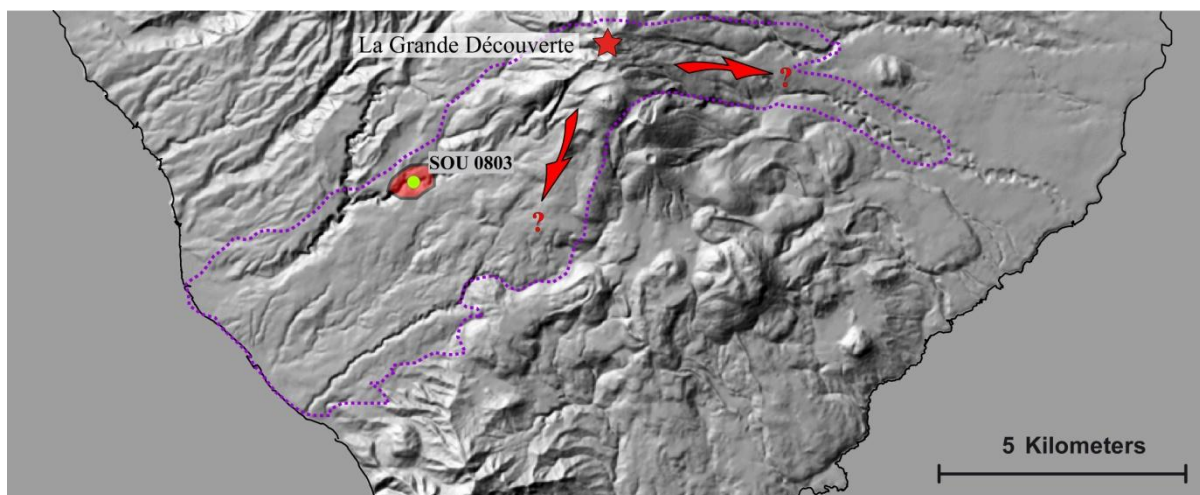


Figure VI.64 : Carte du sud Basse-Terre localisant l’affleurement caractéristique de la phase PMD 17. En pointillé violet est représentée l’extension déduite de l’avalanche de débris AD 16.

Interprétation de l’événement éruptif GDS 28 contraint à $49\,676 \pm 1202$ ans BP :

Nous avons décrit précédemment nos contraintes stratigraphiques et chronologiques qui nous permettent de définir (1) une phase de déstabilisation de flanc AD 16 datée par Boudon et Semet (1995) à $45\,910 +5330/-3180$ ans BP, (2) une phase éruptive explosive PEM 21 que nous datons à $47\,500 \pm 2700$ ans BP (SOU 0928 A2) et à $48\,800 \pm 2600$ ans BP (SOU 0603 III) et (3) une phase éruptive à croissance de dôme PMD 17 que nous datons à $50\,500 \pm 1600$ ans BP (SOU 0803 2). La concordance des différentes datations radiocarbones obtenues et leurs barres d’erreur nous permettent d’interpréter la mise en place des dépôts de ces trois phases comme contemporaine. L’hypothèse d’un événement éruptif polyphasique GDS 28 associant ces trois phases plutôt que trois événements éruptifs distincts, nous paraît, dans l’état actuel de nos connaissances, plus crédible que trois événements distincts.

Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)
Rivière Noire	SOU 08 03 1	2008	Panneaux pyroclastique dans avalanche de débris	> 31110
Rivière Noire	SOU 08 03 2	2008	Panneaux pyroclastique dans avalanche de débris	50500 ± 1600
Rivière du Grand Carbet	U 1105 b	1995	Avalanche de débris	$45910+5330/-3180$
Rivière du Galion	GB38	1979	Avalanche de débris	> 38500
Rivière du Pérou	GB 45	1979	Avalanche de débris	≥ 38500
Dumanoir	SC 6	2005	Avalanche de débris	> 39410
Rivière Noire	SOU 0928 A2	2009	Coulée de cendres et de ponces	47500 ± 2700
Rivière Noire	SOU 0603 VX	2006	Coulée de cendres et de ponces	> 42900
Rivière Noire	SOU 0603 III	2006	paléosol	48800 ± 2600

Table VI.18 : Résultats des datations radiocarbones obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l’événement éruptif GDS 28 à $49\,676 \pm 1202$ ans BP. La calibration en âge

calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration InCal09 (Reimer et al, 2009). Datations.

Nous disposons de 5 datations radiocarbone exploitables obtenues dans les unités d'avalanches de débris AD 16, dans les panneaux pyroclastiques (PMD 17) emballés dans l'avalanche de débris et dans l'unité d'écoulement de cendres et de ponce (PEM 21) pour contraindre cet événement éruptif GDS 28 à $49\,676 \pm 1202$ ans BP (voir Chapitre IV). Les limites de la courbe de calibration InCal 09 (Reimer et al., 2009) nous permettent d'obtenir un âge calendaire pour cet événement éruptif.

e. Conclusions

Au cours de la période entre 32 600 ans BP (35 700 Cal BC) et 49 676 ± 1202 ans BP, nous caractérisons au moins quatre événements éruptifs distincts en 17 076 ans (BP).

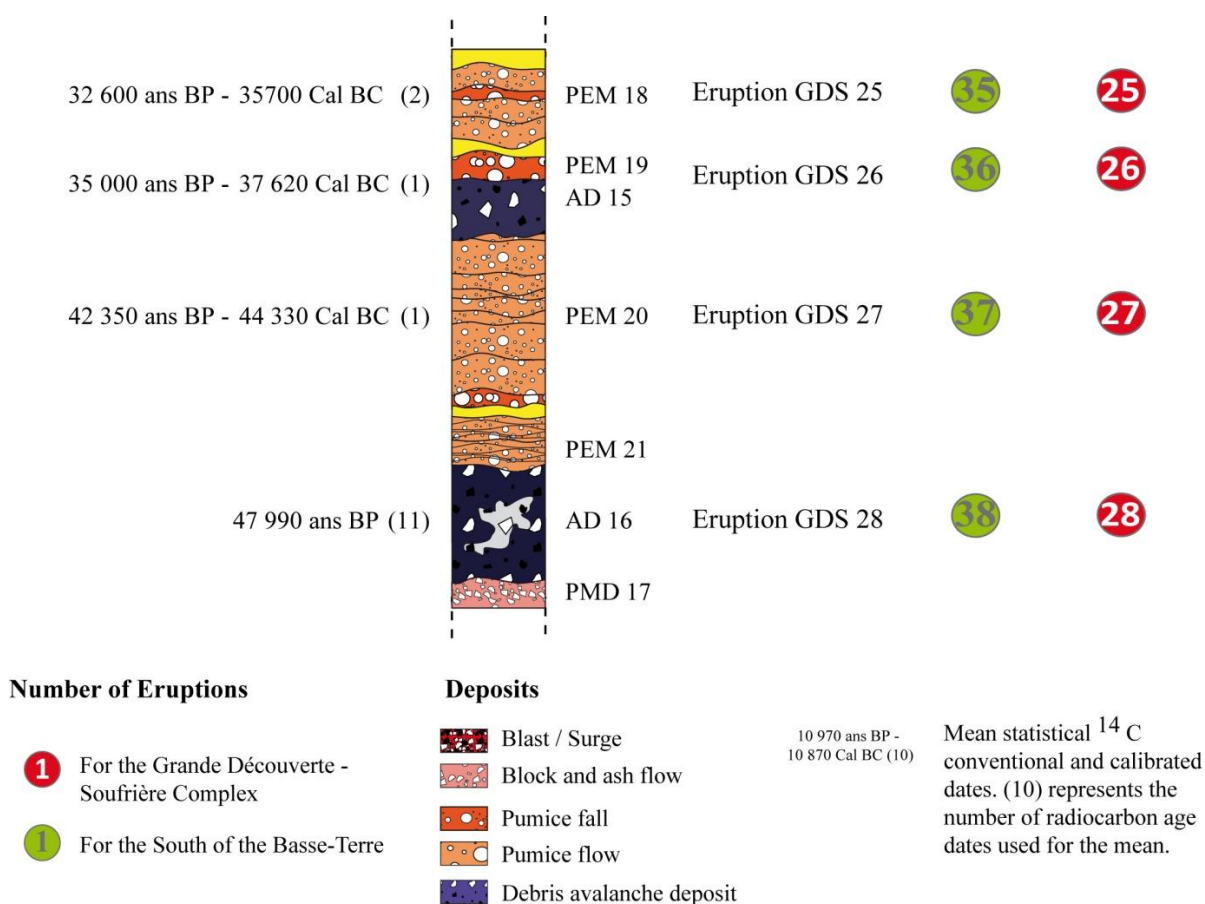


Figure VI.65 : Log synthétique de l'histoire éruptive des volcans du Carmichaël et de la Grande Découverte pour la période comprise entre 32 600 ans BP (35 700 Cal BC) et 47 990 ans BP. En jaune sont représentées les unités de paléosols (hiatus temporels) et en vert, les unités de colluvium (hiatus érosionels).

Nous recensons sur cette période deux phases de déstabilisation de flanc, (AD 15 et AD 16) qui sont toutes les deux associées à des phases éruptives (PEM 19, et PEM 21 et PMD 17) au sein d'un même événement éruptif (GDS 21 et GDS 22).

Nous recensons aussi au cours de cette période, une seule phase magmatique à croissance de dôme (PMD 17).

Nous recensons enfin, quatre phases éruptives majeures, PEM 18, PEM 19, PEM 20 et PEM 21, associées respectivement aux événements éruptifs GDS 25, GDS 26, GDS 27 et GDS 28. Le nombre important de phases éruptives explosives ainsi que leur intensité et leur magnitude élevée à très élevée rendent cette période de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière remarquable.

II. Complexe Volcanique Madeleine – Trois Rivières

1. Introduction.

Le complexe de la Madeleine – Trois-Rivières est un champ volcanique essentiellement effusif produisant de volumineuses et épaisses coulées de lave (> 100 m d'épaisseur) ainsi que d'importants dômes visqueux et dômes-coulées (Daguain, 1981 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005 ; Samper et al., 2009). Il s'est développé au sud – sud-est de la Basse-Terre (figure VI.66). On dénombre cependant quelques phases explosives mineures à l'origine de coulées pyroclastiques riches en scories, des coulées pyroclastiques de blocs et de cendres et des coulées pyroclastiques diluées non dirigées associées aux extrusions de dômes (Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005) (voir Chapitre III.).

L'activité terminale du Complexe Madeleine – Trois-Rivières n'est pas encore bien contrainte mais de nombreuses études (Daguain, 1981 ; Boudon et al., 1988 ; Feuillet et al., 2002 et Komorowski et al., 2005) indiquent que la formation de dômes de Morne Lenglet et du Gros Fougas est associée aux derniers stades d'activité de ce complexe. La mise en place de ces dômes et cônes de scories daterait du Pléistocène supérieur entre 128 000 ans BP et 11 700 ans BP (Feuillet et al., 2002) (voir Chapitre III.).

L'étude géochronologique récente de Samper et al. (2009) suggère l'existence d'une activité effusive plus récente que 15 000 ans pour la phase terminale du complexe Madeleine Trois Rivières (voir Chapitre III.). Les morphologies très émoussées de Morne Liquin (0 ± 20 ka) et des coulées de lave de la Coulisse (6 ± 6 ka) et de l'Habituée (< 10 ka : Blanc, 1983) ne sont pas en accord avec les âges jeunes obtenus par la datation K-Ar Cassignol-Gillot. La caractérisation d'une coulée de lave datée à 0 ± 1 ka située à la base du dôme de la Madeleine qui a été datée par les mêmes auteurs à 62 ± 5 ka, est difficilement explicable. Nous pensons, sur la base de ces constats morphologiques, que ces 4 datations ne sont pas assez convaincantes pour définir la phase terminale du complexe Madeleine Trois Rivières entre 15 ka et l'actuel.

Cependant, des observations géologiques et stratigraphiques ainsi que l'obtention de nouvelles datations radiocarbone montrent que le Complexe de la Madeleine – Trois Rivières a eu des phases d'activités magmatiques explosives au cours des derniers 50 000 ans et même au cours de la période Holocène. Différents affleurements étudiés dans la carrière de Trois-Rivières et sur le plateau du Palmiste, nous permettent de mieux contraindre la phase explosive

du complexe de la Madeleine - Trois-Rivières et de proposer un âge pour contraindre la fin de son activité explosive.

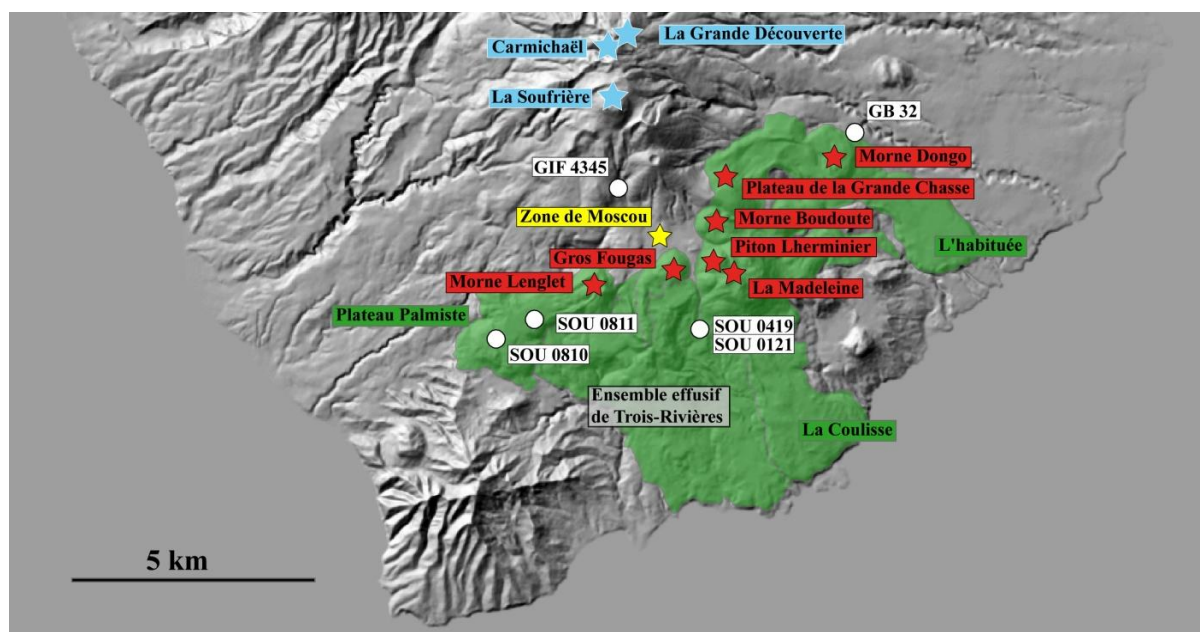


Figure VI.66 : Carte du sud Basse-Terre représentant en vert l'étendue du complexe volcanique de Madeleine – Trois-Rivières. Les étoiles rouges représentent les événements connus du complexe de la Madeleine – Trois rivières et les étoiles bleues les principaux édifices du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. En blancs sont représentés les affleurements qui ont permis de contraindre les phases explosives du Complexe de la Madeleine – Trois-Rivières et en jaune la zone de Moscou, zone où serait localisée l'événement éruptif M3R 3 (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988).

2. Les éruptions explosives du Complexe de Madeleine – Trois Rivières au cours des 50 000 dernières années.

a. Événement éruptif M3R 3 (14 175 Cal BC soit 13 255 ans BP)

Les premières évidences d'activité explosive du complexe de la Madeleine - Trois-Rivières sont associées à l'importante phase explosive de type phréatomagmatique dite du Maar du Haut Galion (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988).

La phase éruptive explosive de type phréatomagmatique PEM 14

Les affleurements caractéristiques du Maar du Haut Galion sont situés dans la partie haute de la rivière du Galion en aval de la cascade de la Parabole (GIF 4345). Dagain (1981) et Boudon et al. (1988) décrivent des alternances entre des niveaux cendreaux présentant une stratification fine et très ondulée (figures de dunes et d'anti-dunes) et parfois entrecroisée, avec

des niveaux de lapilli accrétonnés plus grossiers et des niveaux de retombées de scories et de lapilli noirs, cassants et très vitreux.

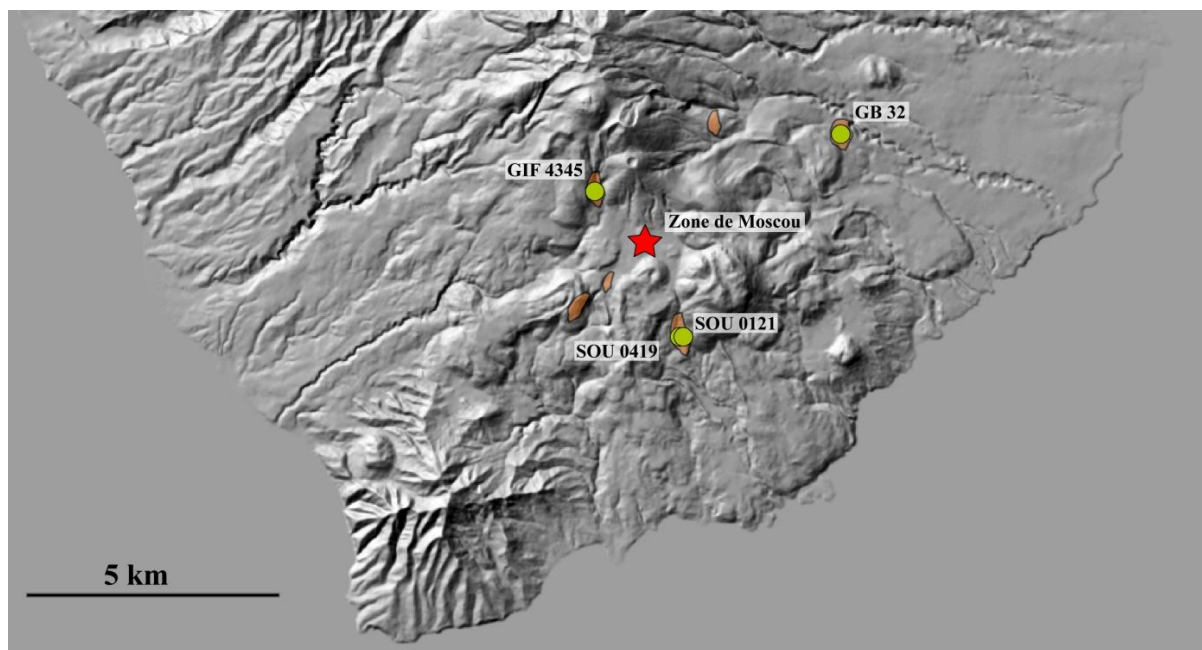


Figure VI.67 : Carte du sud Basse-Terre localisant les affleurements caractéristiques de la phase explosive majeure PEM 14. L'étoile rouge représente la zone de Moscou, zone où serait localisé l'événement de l'événement éruptif M3R 3 (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988).

Cette séquence du Maar du Haut Galion, a aussi été mise en évidence par Boudon et al. (1988) dans la rivière Grande Anse, sur le plateau Zimbimbe, à proximité du Morne Dongo (GB 32) et à l'embouchure de la rivière du Grand Carbet. Des fragments de bois carbonisés échantillonnés dans la rivière du Galion et à proximité de Morne Dongo ont permis de contraindre cette séquence pyroclastique entre $12\,700 \pm 230$ ans BP (GIF 4345) et $13\,800 \pm 230$ ans BP (GB 32) (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005).

De nouvelles études réalisées par Jean-Christophe Komorowski en 2001 (SOU 0121) et en 2004 (SOU 0419) dans la carrière Trois-Rivières, permettent d'apporter de nouvelles contraintes sur les dépôts de cette phase explosive phréatomagmatique PEM 14.

Cette séquence pyroclastique mesure entre 5.50 m (SOU 0419) et 6 m (SOU 0121). Elle est principalement constituée d'unités de cendres et de lapilli compactes, de couleur gris à rose et faisant entre 50 cm et 1.5 m d'épaisseur chacune. La présence de laminations et les variations de granulométrie entre les bancs sont caractéristiques des séquences éruptives liées à des phases explosives de type phréatomagmatique. Trois unités de retombées de scories sont

observées, intercalées entre les unités de cendres stratifiées. Elles mesurent entre 31 cm et 48 cm et présentent chacune un granoclassement normal. Nous associons ces différentes unités de retombées de scories à de brèves phases explosives marginales de type hawaïen ou strombolien lorsque l'interaction eau-magma était plus faible.

Sur l'affleurement SOU 0419, nous datons directement cette séquence pyroclastique à deux reprises à 13 255±100 ans BP (SOU 0419 G3) et à 13 260±100 ans BP (SOU 0419 G4). Nous associons cette séquence pyroclastique à la séquence du Maar du Haut Galion précédemment contrainte entre 12 700±230 ans BP (GIF 4345) et 13 800±230 ans BP (GB 32) (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005). Cette séquence phréatomagmatique est contrainte directement au sommet soit par une unité de paléosol que l'on date à 11 940±60 ans BP (SOU 0121 D) sur le premier affleurement de la carrière de Trois-Rivières SOU 0121 soit par une succession, sur 30 m d'épaisseur, de niveaux de colluvium et d'unités d'écoulement pyroclastiques concentrés que nous associons aux différentes phases éruptives à croissance de dôme Holocène de la Soufrière de Guadeloupe, sur le deuxième affleurement de la carrière de Trois-Rivières SOU 0419,.

Interprétation de la phase éruptive PEM 14 contrainte à 14 175 Cal BC (13 255 ans BP)

Les dépôts associés à cette phase phréatomagmatique sont les premières évidences d'activités explosives du complexe de Madeleine – Trois-Rivières. Grâce à l'obtention de trois nouvelles datations radiocarbone nous pouvons contraindre statistiquement cette phase phréatomagmatique à 13 255±66 ans BP (soit 14 175±607 Cal BC).

	Localisation	Référence	Date	Type de Dépôt	Age C14 mesuré (ans BP)	Age C14 calibré (Cal BC)	
1	Riv. Du Galion, alt. 680 m	GIF 4345	1977	dépôts de maar	12700±230	-13196±1074	100%
2	Carrière de Trois-Rivières	SOU 0419 G3	2004	coulées pyroclastiques	13260±100	-14162±665	100%
3	Carrière de Trois-Rivières	SOU 0419 G4	2004	coulées pyroclastiques	13260±110	-14162±665	100%
4	Carrière de Trois-Rivières	SOU 0419 G4	2004	coulées pyroclastiques	13260±100	-14148±683	100%
5	Morne Dongo	GB 32	1979	coulées pyroclastiques	13800±260	-14841±833	100%

Table VI.19 : Résultats des datations radiocarbone obtenues pour contraindre précisément et statistiquement (voir Chapitre IV) l'événement éruptif M3R 3 à 13 255±66 ans BP (soit 14 175±607 Cal BC). La calibration en âge calendaire à 2σ de précision a été obtenue en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver et al, 2005) et la courbe de calibration Incal09 (Reimer et al, 2009).

Malgré la mise en évidence de cette séquence éruptive dans la carrière Trois-Rivières, il est assez difficile de contraindre précisément la position de l'événement et l'étendue des dépôts de cette phase éruptive.

Les épisodes phréatomagmatiques résultent de l'interaction explosive entre un magma ascendant et les eaux superficielles. Ce type de phase explosive nécessite donc des volumes d'eau superficielle importants que l'on peut expliquer par la mise en place d'un lac suffisamment conséquent. La répartition des dépôts semble indiquer la zone de Moscou comme lieu d'origine pour cette phase phréatomagmatique (figure VI.67). La morphologie relativement plane de cette zone pourrait marquer la présence d'un paléolac. La formation de ce lac serait certainement associée à la mise en place dans cette zone d'un dépôt d'avalanche de débris qui pourrait être à l'origine d'un barrage naturel. Cette hypothèse est cohérente avec nos études sur les avalanches de débris du volcan du Carmichaël. Nous avons mis en évidence un épisode de déstabilisation de flanc AD 12, que l'on contraint maintenant à 13 550 ans BP (14 730 Cal BC), et que nous avons pu dater à deux reprises (GB 11.1 et GB 11.2) dans la partie haute de la rivière du Galion, à proximité de la zone de Moscou (voir précédemment).

L'interaction du magma ascendant avec de l'eau superficielle augmente l'explosivité de la phase éruptive. Même si l'affleurement permettant de définir cette phase phréatomagmatique reste localisé proche de l'événement (< 2 km), la caractérisation de dépôts associés à cette phase à 5 km au nord-est de la zone de Moscou (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988) suggère une magnitude et une intensité modérées pour cette phase éruptive du complexe de la Madeleine – Trois-Rivières.

White et Houghton (2000) ont réalisé un recensement des données concernant les principales éruptions phréatomagmatiques historiques. Cette compilation montre que tous les événements phréatomagmatiques associés à la présence d'un lac ou d'un lac de cratère (e.g., Taal, 1965 ; Karymskoye lake, 1996 ; Soufrière St Vincent, 1979 ; Ruapehu, 1945, 1995-1996) ont produit un volume de matériel juvénile compris entre 10^7 m³ et 10^8 m³, correspondant à des indices d'explosivité (VEI) de 2 et 3 (White et Houghton, 2000).

b. L'événement éruptif M3R 2 contraint à 11 520 Cal BC (11 650 ans BP).

Nous avons mis en évidence à trois reprises sur des affleurements différents au niveau du plateau du Palmiste (SOU 0810 et SOU 0811) et dans la carrière Trois-Rivières (SOU

0121), deux unités de retombées de scories reposant chacune directement sur une unité de paléosol. La caractérisation de ces unités de retombées de scories et la datation des niveaux de paléosols nous permettent de définir deux nouveaux événements explosifs (M3R 1 et M3R 2) du Complexe de la Madeleine – Trois-Rivières. Nous associons l'unité basale à la phase explosive PEM 12 et à l'événement éruptif M3R 2 du complexe de Madeleine – Trois-Rivières.

La phase éruptive explosive PEM 12.

Nous interprétons l'unité inférieure de retombées de scories comme étant une phase éruptive explosive (PEM 12) que nous associons à l'événement éruptif M3R 2 du complexe Madeleine – Trois-Rivières.

Très proximale dans la carrière Trois-Rivières (SOU 0121) Jean-Christophe Komorowski décrit une unité grossière de retombées de scories basale. Cette unité mesure environ 1.10 m d'épaisseur et repose, elle aussi, sur une unité de paléosol de 90 cm d'épaisseur. Cette unité de paléosol marque un hiatus temporel entre la mise en place de cette unité de retombées de scories et la séquence phréatomagmatique inférieure des Maar du Haut Galion contrainte maintenant à $13\,255 \pm 66$ ans BP (soit $14\,175 \pm 607$ Cal BC). La datation de cette unité de paléosol nous permet de contraindre cette unité de retombées de scories à $11\,940 \pm 60$ BP (SOU 0121 D).

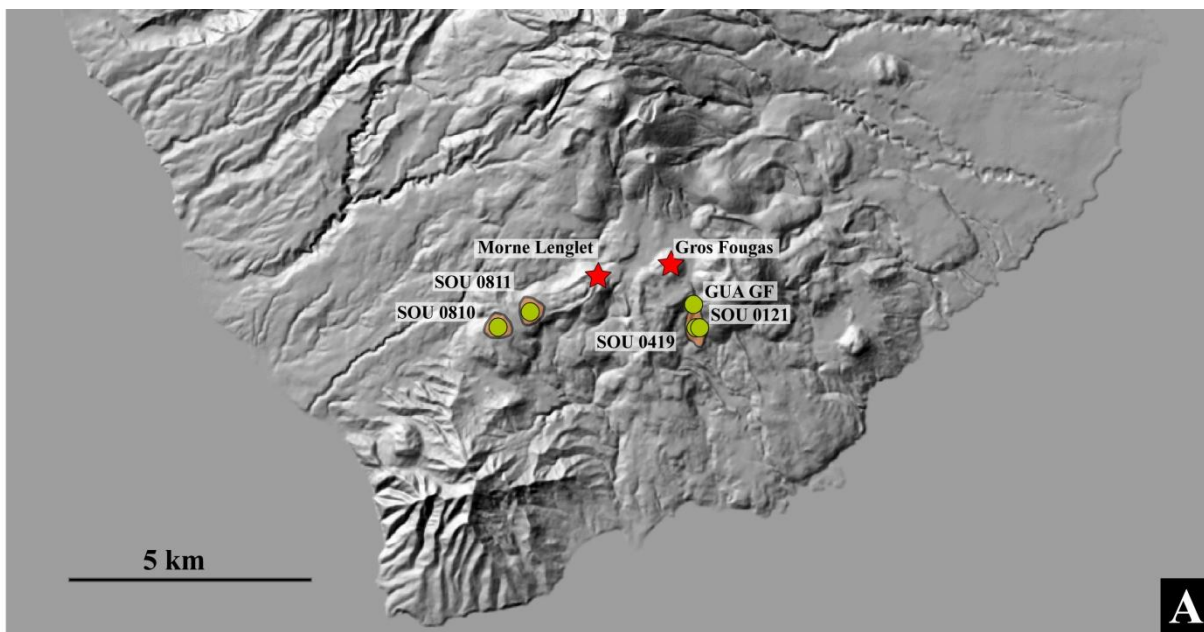


Figure VI.68 : Carte du sud Basse-Terre localisant les affleurements caractéristiques de la phase explosive majeure PEM 12. L'étoile rouge représente l'événement probable de l'événement éruptif M3R 2.

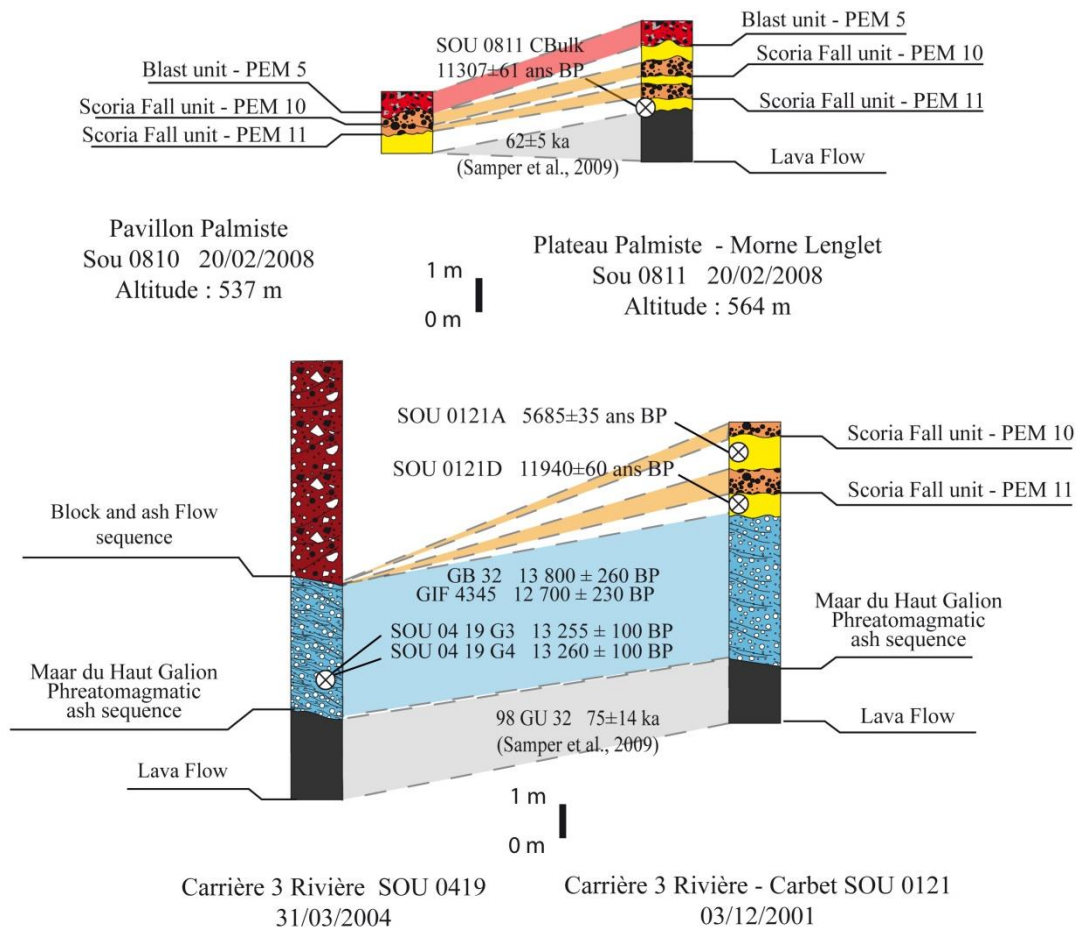


Figure VI.69 : Logs interprétatifs et corrélations entre les affleurements : **B.** SOU 0810 et SOU 0811 situés sur le plateau Palmiste et **C.** SOU 0419 et SOU 0121 situés dans la carrière Trois-Rivières.

Au niveau du plateau du Palmiste, nous observons cette unité de retombées de scories basale à deux reprises reposant sur une unité de paléosol que nous avons pu dater à 11 307±61 ans BP (soit 11261±120 Cal BC) :

(1) sur l’affleurement SOU 0810, le plus distal, cette unité mesure 20 cm. Elle est bien triée (Sigma ϕ à 1.6), relativement grossière (Md ϕ à -2.0) et présente un granoclassement normal.

(2) sur l’affleurement SOU 0811, un peu plus proche du Gros Fougas, cette unité mesure entre 20 cm et 30 cm. Elle est moyennement triée (Sigma ϕ à 2.1), relativement grossière (Md ϕ à -2.6) et présente un granoclassement normal.

Les études lithologiques montrent une grande similitude entre les unités basales identifiées sur les affleurements SOU 0810 et SOU 0811. Cette unité inférieure est principalement constituée de fragments scoriacés de couleur gris foncé à marron clair sub-anguleux à sub-arrondis, finement vésiculés (60Wt%). Malgré la présence d'une carapace d'altération et d'oxydation de couleur rouille, ces fragments constituent la fraction juvénile de ce dépôt primaire. Cette unité contient aussi des fragments juvéniles, denses et vitreux, de forme anguleuse à sub-arrondie et de couleur gris foncé (20Wt%).

Les observations au microscope électronique à balayage, nous permettent de caractériser la forte altération qu'ont subie les fragments constitutifs de ces unités (voir Annexe D). Le verre est complètement dévitrifié, les vésicules sont déformées par la présence d'une « gaine d'altération » et la formation de minéraux secondaires. On observe, sans pouvoir le quantifier précisément, la présence de cristaux d'olivine. L'importante altération des phénocristaux se remarque par la formation de « fantôme de cristaux », empreintes des cristaux déstabilisés dans le verre, ainsi que par la présence de figures de déstabilisations sur des cristaux d'olivines et de pyroxènes. La présence de chlorite est due à la déstabilisation partielle ou/et totale des cristaux d'olivine au cours de l'altération.

Interprétation de l'événement éruptif M3R 2 daté à 11 650 Cal BC (11 520 ans BP).

Nous mettons en évidence sur trois affleurements différents, à proximité de Morne Lenglet (SOU 0810 et SOU 0811) et du Gros Fougas (SOU 0121) la présence d'une unité de retombées de scories que nous datons à 11 940±60 BP (soit 11 848±173 Cal BC - SOU 0121 D) et à 11 307±61 ans BP (soit 11 261±120 Cal BC – SOU 0811 C). Malgré le faible nombre d'affleurements caractéristiques de ces unités, la cohérence des datations radiocarbone suggère qu'une même phase explosive (PEM 12) en soit à l'origine.

Nous l'avons décrit précédemment, de nombreuses études (e.g., Daguain, 1981 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005 ; Samper et al., 2009) suggèrent que la phase terminale du Complexe de Madeleine –Trois Rivières est associée à la mise en place de ces deux édifices volcaniques du Morne Lenglet et du Gros Fougas. Le premier est un dôme obstruant le point de sortie des coulées de lave du Plateau Palmiste (Boudon et al., 1988), et le deuxième un cône de scories.

D'après les différentes observations et descriptions, l'épaisseur maximale (1.10 m) et la granulométrie la plus grossière (Jean-Christophe Komorowski, communication personnelle) ont été observées pour cette unité de scories (PEM 12) au niveau de l'affleurement SOU 0121 de la carrière Trois-Rivières. Ces observations et la proximité de cet affleurement par rapport au Gros Fougas suggèrent qu'il est probablement l'événement de ce nouvel événement explosif M3R 2 du Complexe Madeleine Trois-Rivières que nous datons à $11\,518 \pm 158$ Cal BC soit $11\,647 \pm 43$ ans BP

c. L'événement éruptif M3R 1 daté à 4535 Cal BC (5690 ans BP).

Nous avons mis en évidence à trois reprises sur des affleurements différents au niveau du plateau du Palmiste (SOU 0810 et SOU 0811) et dans la carrière Trois-Rivières (SOU 0121), deux unités de retombées de scories reposant chacune directement sur une unité de paléosol. Nous avons associé l'unité basale à l'événement éruptif M3R 2 et nous interprétons maintenant l'unité sommitale comme un nouvel événement éruptif explosif (M3R 1) du complexe de Madeleine – Trois-Rivières.

Phase éruptive explosive PEM 8

Très proximale dans la carrière Trois-Rivières (SOU 0121) Jean-Christophe Komorowski décrit une unité supérieure de retombées de scories grossières. Cette unité mesure entre 50 et 70 cm d'épaisseur et recouvrant directement une unité de paléosol très développée mesurant près de 1.5 m d'épaisseur. Cette unité de paléosol marque un hiatus temporel entre la mise en place de cette unité de retombées de scories supérieures (PEM 8) et l'unité de retombées de scories inférieure (PEM 12) et à pu être datée à 56850 ± 35 BP (soit 4533 ± 84 Cal BC - SOU 0121 A).

Au niveau du plateau du Palmiste, nous observons cette même unité de retombées de scories supérieure à deux reprises :

(1) sur l'affleurement SOU 0810, le plus distal, cette unité mesure 40 cm. Elle est bien triée (Sigma $\phi = 2$), relativement grossière (Md $\phi = -2.5$) et présente un granoclassement normal.

(2) sur l'affleurement SOU 0811, un peu plus proche du Gros Fougas, cette unité mesure 50 cm. Elle est moyennement triée (Sigma $\phi = 2.2$), relativement grossière (Md $\phi = -3$) et présente aussi un granoclassement normal.

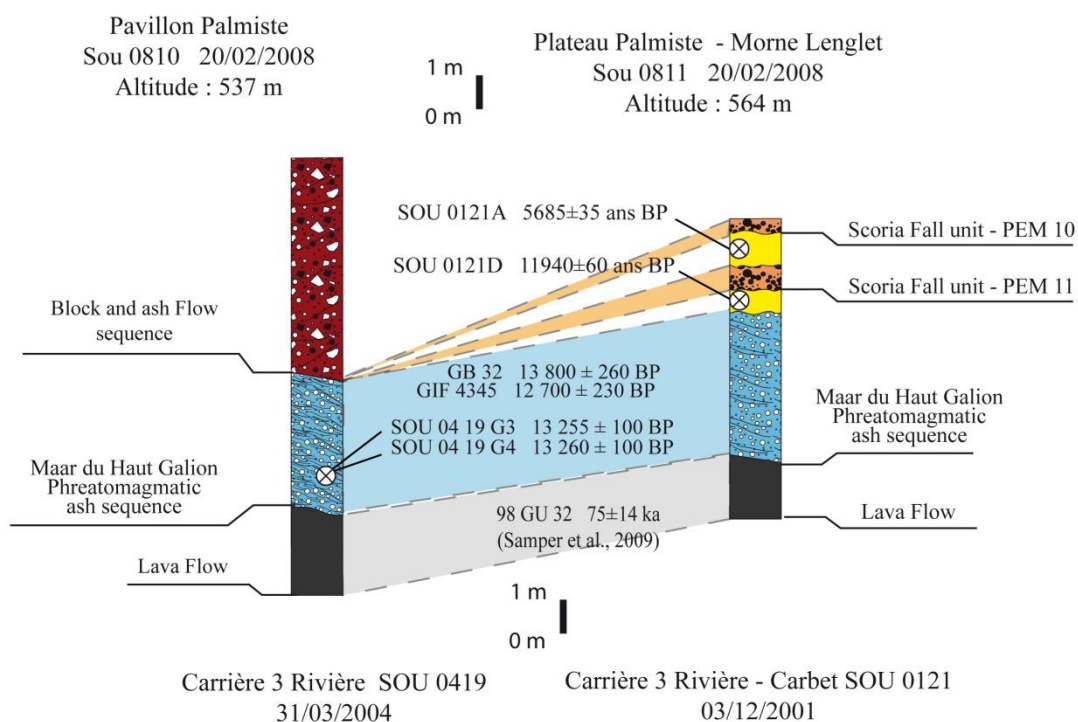
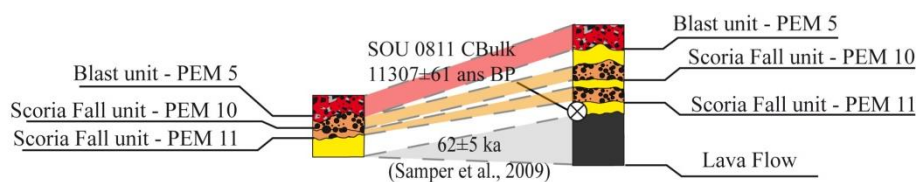
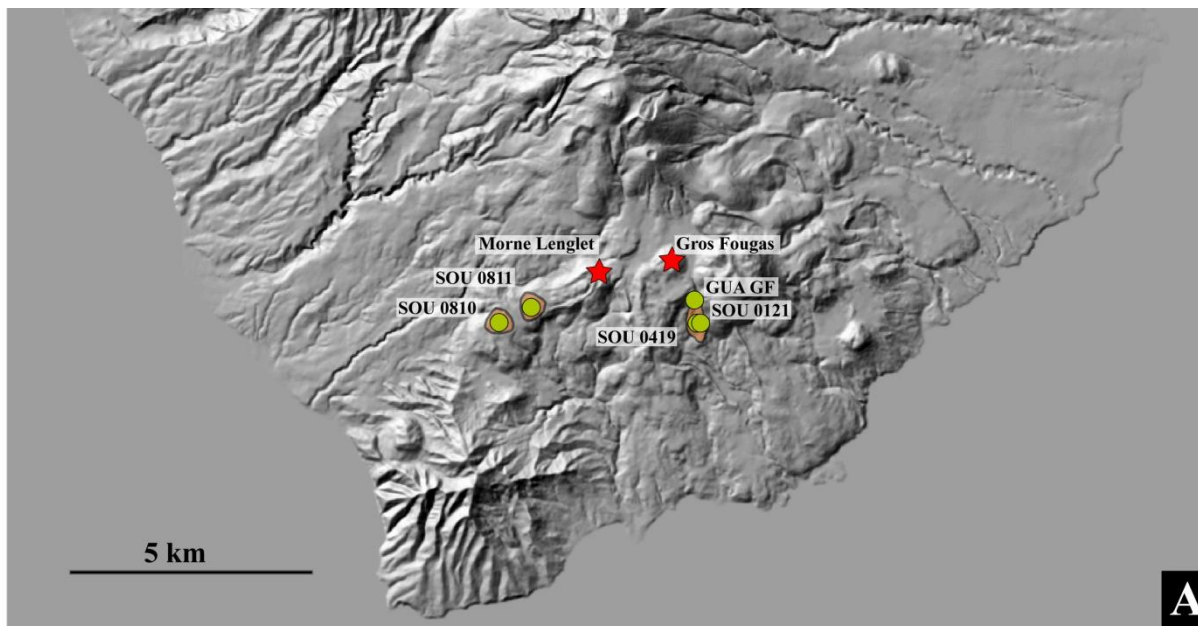


Figure VI.70 : A. Carte du sud Basse-Terre localisant les affleurements caractéristiques de la phase explosive majeure PEM 12. L'étoile rouge représente l'événement probable de l'événement éruptif M3R 1. **B.** Logs interprétatifs et corrélations entre les affleurements SOU 0810 et SOU 0811 situés sur le plateau Palmiste. **C.** Logs interprétatifs et corrélations entre les affleurements SOU 0419 et SOU 0121 situés dans la carrière Trois-Rivières.

Cette unité de retombées de scories supérieure est directement encadrée par deux unités de paléosols. Le premier marque un hiatus temporel avec l'unité de retombées de scories inférieure (PEM 12) contrainte à 11 650 ans BP (soit 11520 Cal BC) et le deuxième marque un hiatus temporel avec l'unité d'écoulement pyroclastique turbulent et dilué que nous associons à la phase éruptive à croissance de cryptodôme PMD 5 datée à 1370 Cal BC (soit 3060 ans BP) (figure VI.70).

De la même façon que pour l'événement M3R 2, les études lithologiques montrent une grande similitude entre l'unité de retombées de scories sommitale identifiée sur les affleurements SOU 0810 et SOU 0811. Elle est principalement constituée de fragments scoriacés marron sub-anguleux à sub-arrondis, finement vésiculés (40Wt%). Malgré la présence d'une carapace d'altération et d'oxydation de couleur rouille à violet foncé, ces fragments constituent la fraction juvénile de ce dépôt primaire. Cette unité contient aussi des fragments juvéniles, denses et vitreux (45Wt%). Ils sont de forme anguleuse à sub-arrondie, de couleur gris moyen à gris foncé et contiennent des cristaux de pyroxènes et de plagioclases.

Les observations au microscope électronique à balayage illustrent bien l'importante altération subie par les fragments juvéniles vésiculés (voir Annexe D) et montrent une forte ressemblance avec les fragments juvéniles vésiculés de la phase éruptive précédente PEM 12. Le verre est complètement dévitrifié, les vésicules sont déformées, entourées d'une « gaine d'altération » et comblées par des minéraux secondaires. On observe aussi une altération importante des cristaux qui a engendré la formation de « fantôme de cristaux », empreintes des cristaux déstabilisés dans le verre ainsi que la présence de figures de déstabilisations sur des cristaux d'olivine et de pyroxène. On observe, sans pouvoir le quantifier précisément, que les fragments vésiculés sont relativement riches en phénocristaux d'olivine par rapport au nombre de phénocristaux encore présents.

Interprétation de l'événement éruptif M3R 1 daté à 4535 Cal BC (5690 ans BP)

Comme pour l'événement explosif M3R 2, nous mettons en évidence la présence d'une unité de retombées de scories supérieure, sur trois affleurements différents (SOU 0810, SOU 0811 et SOU 0121).

Les caractéristiques stratigraphiques et sédimentaires des unités de retombées de scories (40 cm – SOU 0810, 50 cm – SOU 0811 et entre 50 cm et 70 cm – SOU 0121) ainsi

que l'absence d'autre dépôt éruptif explosif dans cette zone entre 11 518±158 Cal BC (soit 11647±43 ans BP) et 1370 Cal BC (soit 3060 ans BP), nous permettent de corréliser l'unité de retombées de scories supérieure datée à 5685±35 BP (soit 4533±84 Cal BC) dans la carrière Trois –Rivières aux unités de retombées de scories supérieures observées sur le plateau du Palmiste.

De plus, M. Semet et N. Metrich identifient en 2001, dans une ravine au sud du Gros Fougas, une unité de retombées de scories directement sous une unité d'avalanche de débris datée à 2480±140 ans BP (soit 628±277 Cal BC) et que nous associons à la déstabilisation de flanc AD 3 (720±10 Cal BC soit 2456±19 ans BP). On observe aussi sur les flancs de Morne Dolé (308 m et 304 m d'altitude) que les dépôts pyroclastiques associés aux phases explosives du Gros Fougas sont recouverts par les dépôts récents de la Soufrière de Guadeloupe et notamment un dépôt d'écoulement pyroclastique concentré daté à 4600± 80 (GB 25) et différents dépôts d'avalanche de débris datés à 4400±110 (GB 24), à 2800±100 (GIF 3034) et à 3066±84 (JJJ n°7). L'activité explosive du Gros Fougas est donc plus ancienne que 4600 ans BP.

Nous n'observons aucun dépôt de phase explosive plus récent sur les affleurements du plateau Palmiste et de la carrière Trois-Rivières, il est fort probable que cette unité de retombées, observée par M. Semet et N. Metrich, soit associée à la même phase éruptive (PEM 8) que les unités de retombées de scories supérieures mises en évidence sur le plateau du Palmiste et dans la carrière Trois-Rivières. Ces dernières unités constituent un nouvel événement éruptif M3R 1 du Complexe de la Madeleine Trois-Rivières que l'on date à 4533 ± 84 Cal BC (soit 5685±35 BP - SOU 0121 A). Aucune unité de retombées de scories plus récente n'a été identifiée sur les affleurements du plateau Palmiste et de la carrière Trois-Rivières. Cet événement éruptif M3R 1 représente donc la dernière phase d'activité explosive du Complexe de la Madeleine – Trois-Rivières.

3. Conclusions

Le complexe de la Madeleine - Trois-Rivières est un champ volcanique essentiellement effusif qui s'est développé au sud – sud-est de la Basse-Terre (figure VII.66). Les coulées très épaisses (coulées de lave de Trois-Rivières) qui constituent la base de ce complexe ont pu être datées entre 100 ka et 70 ka par Samper et al. (2009). L'activité effusive du complexe de Madeleine – Trois-Rivières se poursuit avec la mise en place entre 70 ka et 48 ka d'un

alignement de dômes et de coulées de lave orienté est – ouest, nommé Madeleine - Gros Fougas – Palmiste (Samper et al., 2009).

Avec les datations de Morne Liquin à 0 ± 20 ka, des coulées de lave de la Coulisse à 6 ± 6 ka, de l'Habituée (<10 ka : Blanc, 1983) et d'une autre sur le flanc est du dôme de la Madeleine à 0 ± 1 ka, Samper et al. (2009) suggèrent l'existence d'une activité effusive plus récente que 15 ka du complexe de la Madeleine - Trois-Rivières. Cependant, Morne Liquin était jusque là associé au volcanisme de la Chaîne de Bouillante comme Petite Montagne (216 ± 7 ka) et Morne Laffite (314 ± 12 ka) (Boudon et al., 1988). Sa morphologie très émoussée, comme celle de la coulée de l'Habituée (<10 ka : Blanc, 1983), n'est pas compatible avec un âge très récent. Les datations de coulées de lave à 6 ± 6 ka (la Coulisse) et à 0 ± 1 ka, qui semblent partir de la base du dôme de la Madeleine, contraintes à 62 ± 5 ka, sont difficilement explicables. La présence de levées bien préservées est utilisée par les auteurs comme un argument pour confirmer l'âge récent de la coulée de lave de la Coulisse. Cependant, nous observons aussi des levées très marquées pour certaines des coulées de lave anciennes comme celle du Plateau de la Grande Chasse datée à 77 ± 4 ka (Samper et al., 2009). Ces différents constats morphologiques, mettent quelque peu en doute la définition d'une phase d'activité effusive entre 15 ka et l'actuel du complexe Madeleine Trois Rivières.

Nous démontrons ici que le Complexe Volcanique de la Grande Découverte – Soufrière a eu, par le biais de deux centres éruptifs potentiels (le Gros Fougas et la zone de Moscou), une activité au cours de la période Holocène avec 3 éruptions explosives dans les derniers 15 000 ans. Le fort degré d'altération, la mauvaise conservation des dépôts et le manque d'affleurements ne nous permettent pas de remonter plus loin dans l'histoire éruptive explosive du complexe de la Madeleine – Trois-Rivières. Celle-ci est surtout marquée par une phase explosive phréatomagmatique importante (Maar du Haut Galion) contrainte à 14 175 Cal BC (13 255 ans BP) et qui coïncide avec la mise en place au sud du Carmichaël d'une avalanche de débris contrainte à $13\,554\pm 80$ ans BP ($14\,725\pm 257$ ans Cal BC). Cette avalanche de débris (AD 12) serait à l'origine de la formation d'un lac de barrage localisé au niveau de la zone de Moscou (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988 et Komorowski et al., 2005). Cette phase phréatomagmatique résulterait de l'interaction explosive entre un magma ascendant et les eaux superficielles de ce lac de barrage.

Les dépôts de ces différentes phases explosives (PEM 8, PEM 12 et PEM 14) sont très localisés dans l'espace et n'affleurent principalement que dans un rayon de 2 km autour des deux événements du Gros Fougas et de la zone de Moscou. Les deux événements les plus récents M3R 2 et M3R 1, contraints respectivement à 11 650 Cal BC (soit 11 520 ans BP) et 4535 Cal

BC (soit 5690 ans BP) sont interprétés comme des événements éruptifs de magnitude et d'intensité faibles de type strombolien violent.

Nous proposons que l'événement éruptif (M3R 1) à 4535 Cal BC (soit 5690 ans BP) marque la fin de l'activité explosive du Complexe de La Madeleine – Trois-Rivières. Le nombre d'événements explosifs et le volume des produits émis est très faible comparé à l'activité explosive du complexe de la Grande-Découverte – Soufrière. Cependant, la caractérisation de cet événement magmatique à 4535 Cal BC (soit 5690 ans BP) rend le complexe toujours « vivant » selon la définition utilisée par le Global Volcanic Program du Smithsonian Institute.

Chapitre VII

SYNTHESE ET DISCUSSIONS.

Dans ce chapitre, nous synthétisons l'état des connaissances actuelles sur l'activité éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et du complexe de la Madeleine – Trois-Rivières. Nous avons travaillé à différentes échelles depuis l'étude des dépôts à l'affleurement jusqu'à la définition d'événements éruptifs polyphasiques et plus largement d'épisodes et de complexe éruptif.

Nous présentons tout d'abord l'ensemble des observations et des résultats majeurs de ce travail, qui nous ont permis d'améliorer considérablement notre connaissance de l'histoire éruptive sur 50 000 ans du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Nous avons défini un certain nombre de points importants que nous aborderons et que nous discuterons par la suite:

- (1) l'estimation de la perte de l'information géologique,
- (2) l'évolution de l'activité éruptive au cours du temps,
- (3) l'analyse des périodes inter-éruptives du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et comparaison à celle actuelle,
- (4) l'activité éruptive de la Soufrière de Guadeloupe à l'échelle de l'arc des Petites Antilles,
- (5) la distribution des phases éruptives dans le temps,
- (6) l'importance du caractère polyphasique de l'activité éruptive à l'échelle du complexe comme à l'échelle de la Soufrière de Guadeloupe.

Nous intégrons ensuite ces données à une synthèse plus globale sur les différents scénarii éruptifs et sur les différents aléas attendus pour la Soufrière de Guadeloupe dans le cadre d'une future réactivation magmatique du volcan.

I. Reconstitution de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière au cours des 50 000 dernières années.

La reconstitution de l'histoire éruptive d'un volcan se base sur différentes études complémentaires, comme l'étude de documents historiques, de la stratigraphie des dépôts à terre et des dépôts en mer, pour pouvoir approcher une connaissance de l'enregistrement géologique la plus précise possible.

1. Les documents historiques.

Dans le cas de La Soufrière de Guadeloupe, la période temporelle couverte par des documents historiques est extrêmement courte (i.e., depuis 1635 AD). Elle nous renseigne uniquement sur des événements phréatiques mineurs et sur des événements magmatiques avortés qui se sont manifestés par des phases phréatiques majeures de magnitude bien supérieure à celles précédemment décrites. Cette période n'est pas suffisamment longue pour être significative sur le mode de fonctionnement de la Soufrière de Guadeloupe et du complexe de la Grande Découverte - Soufrière à l'échelle des temps géologiques.

2. Les études de téphrochronologie marine.

La bathymétrie à l'ouest et au sud de la Basse-Terre se caractérise par des flancs sous-marins très raides et un très grand système d'entonnoir formé de nombreux canyons sous-marins très marqués. Bien que la plupart des dépôts des phases éruptives explosives, des phases à croissance de dômes et/ou de cryptodôme et des phases de déstabilisations de flanc, aient atteint la mer, plusieurs vallées majeures de la Basse-Terre alimentent ce système sous-marin et ont ainsi probablement contribué au transport et à la remobilisation des produits émis par le complexe de la Grande Découverte – Soufrière dans le bassin arrière-arc de Grenade jusqu'à des profondeurs et des distances importantes (Boudon et al., 2007).

A la différence des autres îles de l'arc de la Caraïbe (e.g., Montserrat, Dominique, Martinique, St Lucie et St Vincent) aucun dépôt d'avalanche de débris n'a été reconnu au large des côtes de la Basse-Terre au cours des campagnes en mer AGUADOMAR et CARAVAL (IPGP/IFREMER) (Deplus et al., 2001 ; Boudon et al., 2007). Les flancs sous-marins très raides et entaillés par de nombreux canyons ne permettent pas de disposer de sites optimums pour obtenir des carottes dédiées à la téphrochronologie (i.e., site topographiquement élevé et de faible pente pour limiter le remaniement et les dépôts de turbidites, et localisées sous les vents dominants pour avoir un enregistrement le plus représentatif possible). Au cours de la

campagne CARAVAL (IPGP/IFREMER) une carotte a pu être obtenue à plus de 60 km au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe. Les études de téphrochronologie marine réalisées sur plusieurs carottes sédimentaires prélevées au large de Montserrat (Le Friant et al., 2008), de la Martinique (Duchoiselle, 2003), de la Guadeloupe (Vennat, 2004 et Machault, 2008) et de la Dominique (Machault, 2008) au cours de la campagne océanographique CARAVAL (IPGP/IFREMER) ont montré la sous-estimation systématique du nombre d'événements magmatiques explosifs à partir des données de terrain. Ainsi au large de la Martinique, Duchoiselle (2003) a mis en évidence 21 niveaux de tephra en 15 000 ans pour seulement 10 événements éruptifs explosifs reconnus à terre (Westercamp et Traineau, 1983) et au large de la Guadeloupe, Vennat (2004) reconnaît 12 niveaux de tephra en 240 000 ans pour seulement 4 événements éruptifs explosifs reconnus à terre avant cette étude (Boudon et al., 1988, Komorowski et al., 2005).

Les études téphrochronologiques (Vennat, 2004 et Machault, 2008) réalisées sur cette carotte obtenue à plus de 60 km de la Soufrière de Guadeloupe montrent seulement 2 pics d'abondance de verre pour les premiers 50 000 ans. Pour le premier pic d'abondance à 24 100 ans, les analyses de la composition chimique du verre des tephra obtenues par microsonde électronique ne permettent pas d'associer ce niveau au volcan du Carmichaël (Machault, 2008). Il serait plus probablement associé soit à l'événement éruptif de Belfond, Ste Lucie (entre 20 900 ans BP et 34 000 ans BP), soit à l'un des nombreux événements éruptifs de la Dominique avec l'événement de Micotrin (entre 25 370 ans BP et 26 500 ans BP), l'événement de Grand Fond Rosalie (entre 19 500 ans BP et 34 600 ans BP), l'événement du Roseau (entre 26 400 ans BP et 46 000 ans BP) ou encore l'événement de Grand Bay (entre 27 200 ans BP et 38 890 ans BP) (Machault, 2008 ; Lindsay et al., 2005b).

Pour le deuxième pic d'abondance à 47 000 ans, les analyses de la composition chimique du verre des tephra obtenues par microsonde électronique permettent d'associer ce niveau au volcan de la Grande Découverte (Machault, 2008) (figure VII.1). Ce niveau n'avait pas pu être corrélé avec un événement à terre. Notre étude apporte désormais des évidences de l'occurrence d'un événement éruptif polyphasique GDS 28 avec une importante phase éruptive explosive (PEM 21) que l'on contraint maintenant entre 45 910 +5330/-3180 ans BP et à 48 800±2600 ans BP. Nous pouvons donc corréler en fonction de l'âge le niveau de tephra dans la carotte marine à l'événement éruptif polyphasique GDS 28.

Dans cette carotte marine, il y a potentiellement un troisième pic d'abondance de verre observé entre 41 100 ans et 42 300 ans et qui n'a jamais été étudié. Ce niveau de tephra pourrait être associé à un autre événement éruptif important de la Grande

Découverte avec la phase explosive de Pintade (PEM 20) daté à 42 350+1975/-1585 ans BP. Il faudrait analyser la composition chimique du verre des tephra de ce niveau pour pouvoir le comparer à ce que l'on connaît de l'histoire du Complexe de la Grande Découverte – Soufrière et déterminer son origine. Il pourrait aussi être associé, comme le premier pic d'abondance en verre reconnu (figure VII.1), à l'un des événements éruptifs du Roseau (Dominique), contraint entre 26 400 ans BP et 46 000 ans BP.

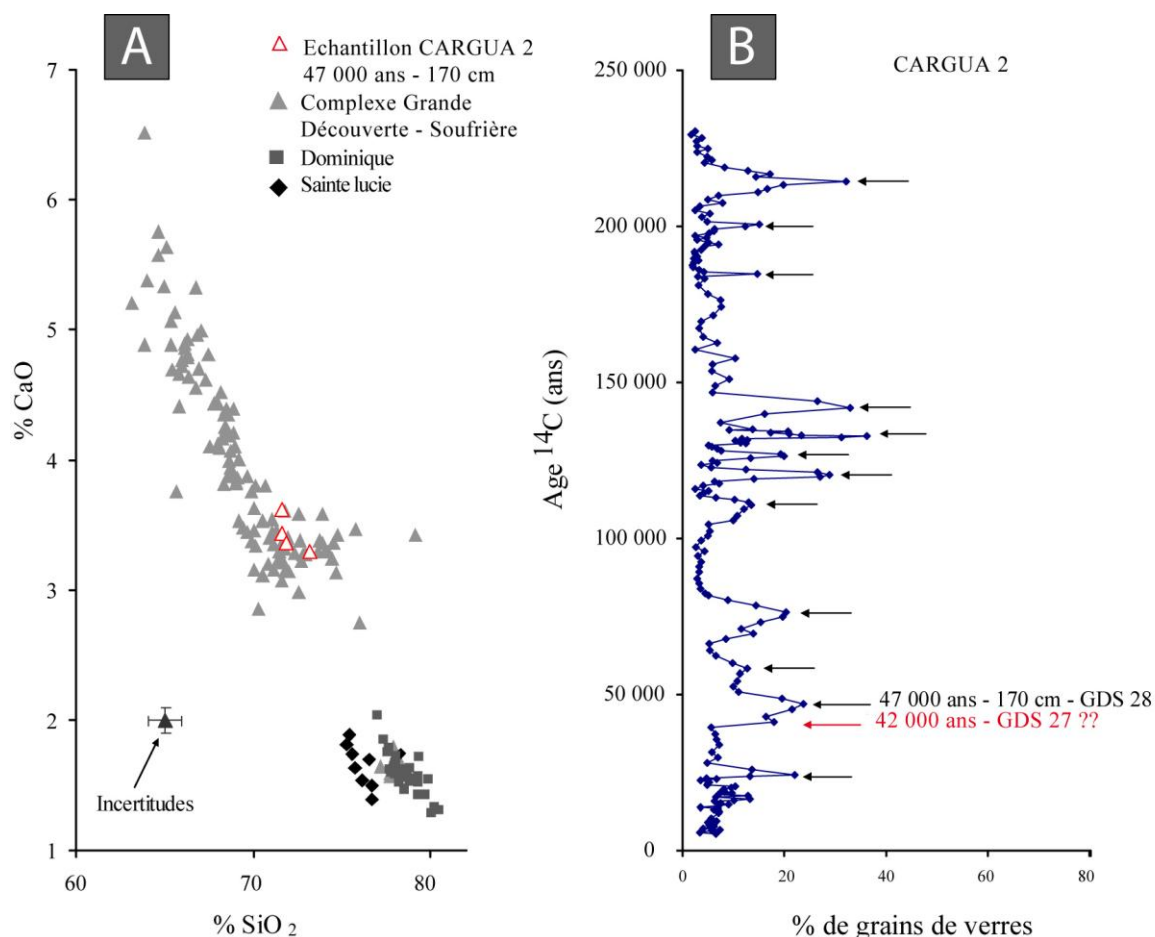


Figure VII.1 : **A.** Digramme CaO en fonction de SiO₂ obtenu pour les produits éruptifs échantillonnés sur la Soufrière de Guadeloupe (triangle gris clair), en Dominique (carré gris moyen) et de St Lucie (losange noir) (modifié d'après Vennat, 2004 ; Machault, 2007 ; Machault, 2008). Sont représentés par des triangles blancs aux bords rouges les différentes analyses faites sur le niveau de retombées (170) extrait de la carotte marine CARGUA et daté à 47 000 ans. Nous interprétons ce niveau comme une évidence distale (> 60 km) de la phase explosive majeure (PEM 21) de l'événement GDS 28 contraint à 47 990 ans BP. **B.** Courbe représentant l'âge ¹⁴C en fonction du pourcentage de grains de verres comptés dans la carotte CARGUA 2 (modifié d'après Vennat, 2004 et Machault, 2008). Les flèches noires représentent les différents niveaux déjà étudiés. Seul le pic d'abondance contraint à 47 000 ans peut être associé au complexe de la Grande Découverte – Soufrière et à l'événement GDS 28. le pic d'abondance en verre (en rouge) qui n'a pas encore été étudié pourrait être associé à l'événement le plus important du complexe : l'événement de Pintade daté à 42 350 ans BP.

L'analyse des travaux de Vennat (2004) et de Machault (2008) nous permet d'interpréter dans la seule carotte marine étudiée au large de Basse-Terre seulement un ou peut-être deux événements éruptifs importants de la Grande Découverte. Ce sont les deux événements les plus anciens et certainement les deux phases explosives les plus importantes (magnitude et intensité) de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Cependant nous avons identifié au cours de cette étude entre 12 et 14 phases explosives importantes que l'on contraint avec un indice d'explosivité volcanique supérieur ou égal à 4.

Différents facteurs pourraient expliquer l'absence d'autres niveaux de tephra que l'on pourrait associer à l'activité explosive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Des évolutions possibles de la direction principale et l'intensité des vents ainsi que de l'axe de dispersion majeur des tephra qui est un peu excentré par rapport au site de carottage, peuvent expliquer l'épaisseur très faible ou l'absence de niveaux de tephra à 60 km au sud-ouest de la Soufrière de Guadeloupe. De plus le très faible taux de sédimentation estimé à 2.8 cm/1000 ans par Vennat (2004), est à l'origine d'un mauvais enregistrement géologique qui rend complexe l'identification et la dissociation de tous ces niveaux potentiels. A cela s'ajoute que les premières dizaines de centimètres de la carotte sont les moins bien préservées et ne peuvent pas être étudiées car les sédiments sont non compactés. Cette partie de la carotte contient la période Holocène de l'activité de la Soufrière de Guadeloupe impliquant qu'une grande partie des événements éruptifs récents n'a pu être observée lors de l'étude dans la carotte.

3. Les études chronostratigraphiques à terre.

Reconstruire, sur la base d'études chronostratigraphiques fines, le passé éruptif d'un volcan comme la Soufrière de Guadeloupe présente un certain nombre de défis compte tenu que :

(1) l'altération particulièrement rapide et importante sous un climat tropical humide rend les dépôts friables et plus facilement érodables ;

(2) la végétation tropicale humide en Guadeloupe est dense et importante, ce qui réduit encore plus l'exposition des dépôts ;

(3) le développement important des sols remanie fortement les dépôts jusqu'à effacer complètement ceux qui sont relativement fins (e.g., retombées de cendres ou de ponces, coulées pyroclastiques diluées et turbulentes) ;

(4) la paléo-topographie qui reste souvent peu connue contrôle de façon significative les variations latérales des dépôts aussi bien au niveau des épaisseurs qu'au niveau des faciès et de la granulométrie ;

(5) la forte récurrence des écoulements pyroclastiques et surtout des avalanches de débris, qui sont des écoulements très érosifs participe elle aussi activement à rendre certains de ces dépôts éphémères dans l'enregistrement géologique ;

(6) enfin, la multiplicité de centres éruptifs distribués au sud de la Basse-Terre successivement et/ou simultanément actifs, rend la stratigraphie particulièrement complexe.

Les différentes études stratigraphiques (plus de 200 nouveaux affleurements) et chronologiques (181 nouvelles datations ^{14}C) réalisées au cours de cette thèse ainsi que l'interprétation et/ou la réinterprétation d'anciennes données (e.g., Jérémie, 1980 ; Paterné, 1980 ; Dagain, 1981, Boudon et al., 1988) nous ont permis d'affiner de manière significative notre connaissance du passé éruptif explosif du sud de la Basse au cours des derniers 50 000 ans.

Nous identifions maintenant un minimum de 31 événements magmatiques explosifs pour le sud de la Basse-Terre que nous associons au complexe de la Grande Découverte – Soufrière (n= 28 événements éruptifs explosifs) et au complexe de Madeleine – Trois-Rivières (n= 3 événements éruptifs explosifs) (voir chapitre VI).

L'événement éruptif (M3R 1) à 4535 Cal BC (soit 5690 ans BP) marque la fin de l'activité explosive du Complexe de La Madeleine – Trois-Rivières. Bien que le Complexe de La Madeleine – Trois-Rivières soit toujours « vivant » selon la définition utilisée par le Global Volcanic Program du Smithsonian Institution (Simkin et al., 1994 ; <http://www.volcano.si.edu/index.cfm>), le nombre d'événement explosif et le volume des produits émis est très faible et la suite de ce chapitre ne concernera que l'activité éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière.

	Age statistique	Complexe Volcanique	Event	Nom de l'événement	Déstabilisation de flanc	phase éruptive explosive	déstabilisation du dôme	Explosion dirigée du dôme	Volume minimum estimé (km ³)
1	240 ans BP	1657 Cal AD	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 1	x			0.001
2	320 ans BP	1530 Cal AD	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 2	x	x		0.09
3	1050 ans BP	1010 Cal AD	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 3	x	? ←	⊗	0.20
4	1570 ans BP	450 Cal AD	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 4	x	? ←	⊗	0.17
5			Grande Découverte - Soufrière	Citerne	Evénement GDS 5	x			0.001
6			Grande Découverte - Soufrière	Echelle	Evénement GDS 6	x			0.001
7	2460 ans BP	720 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 7	x		x	0.20
8			Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 8	x			0.10
9	2900 ans BP	1080 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 9	x	x		0.39
10	3060 ans BP	1370 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 10	x		x	0.26
11	3495 ans BP	1870 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 11	x	? ←	⊗	0.19
12	4485 ans BP	3300 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 12	x	? ←	⊗	0.10
13	5550 ans BP	4357 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 13	x	? ←	⊗	0.10
14	6300 ans BP	5387 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 14	x			0.10
15	6770 ans BP	5680 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe	Evénement GDS 15	x			0.10
16	8170 ans BP	7140 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Soufrière de Guadeloupe		x			
17	10 970 ans BP	10 870 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 16	x	x		0.20
18	12 650 ans BP	12470 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël		x			
19			Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 17	x			0.10
20	13 550 ans BP	14 730 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 18	x	? ←	⊗	0.11
21	14 950 ans BP	16 200 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 19	x			0.10
22	17 800 ans BP	19 300 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 20	x	x		0.10
23	21 500 ans BP	23 700 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 21	x			0.18
24	23 450 ans BP	26 290 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 22	x			0.18
25	25 620 ans BP	28 380 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 23	x	? ←	⊗	0.20
26	29 800 ans BP	32 170 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 24	x	? ←	⊗	0.10
27	32 600 ans BP	35700 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 25	x			0.10
28	35 000 ans BP	37 620 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	Carmichaël	Evénement GDS 26	x			0.10
29	42 350 ans BP	44 330 Cal BC	Grande Découverte - Soufrière	La Grande Découverte	Evénement GDS 27	x			1.00
30	47 990 ans BP		Grande Découverte - Soufrière	La Grande Découverte	Evénement GDS 28	x	x		0.20

Table VIII.1 : Tableau synthétique et récapitulatif de tous les événements éruptifs du complexe de la Grande Découverte – Soufrière jusqu'à 50 000 ans. Sont détaillées les différentes phases des événements polyphasiques et le volume total minimum estimé pour chacun des événements.

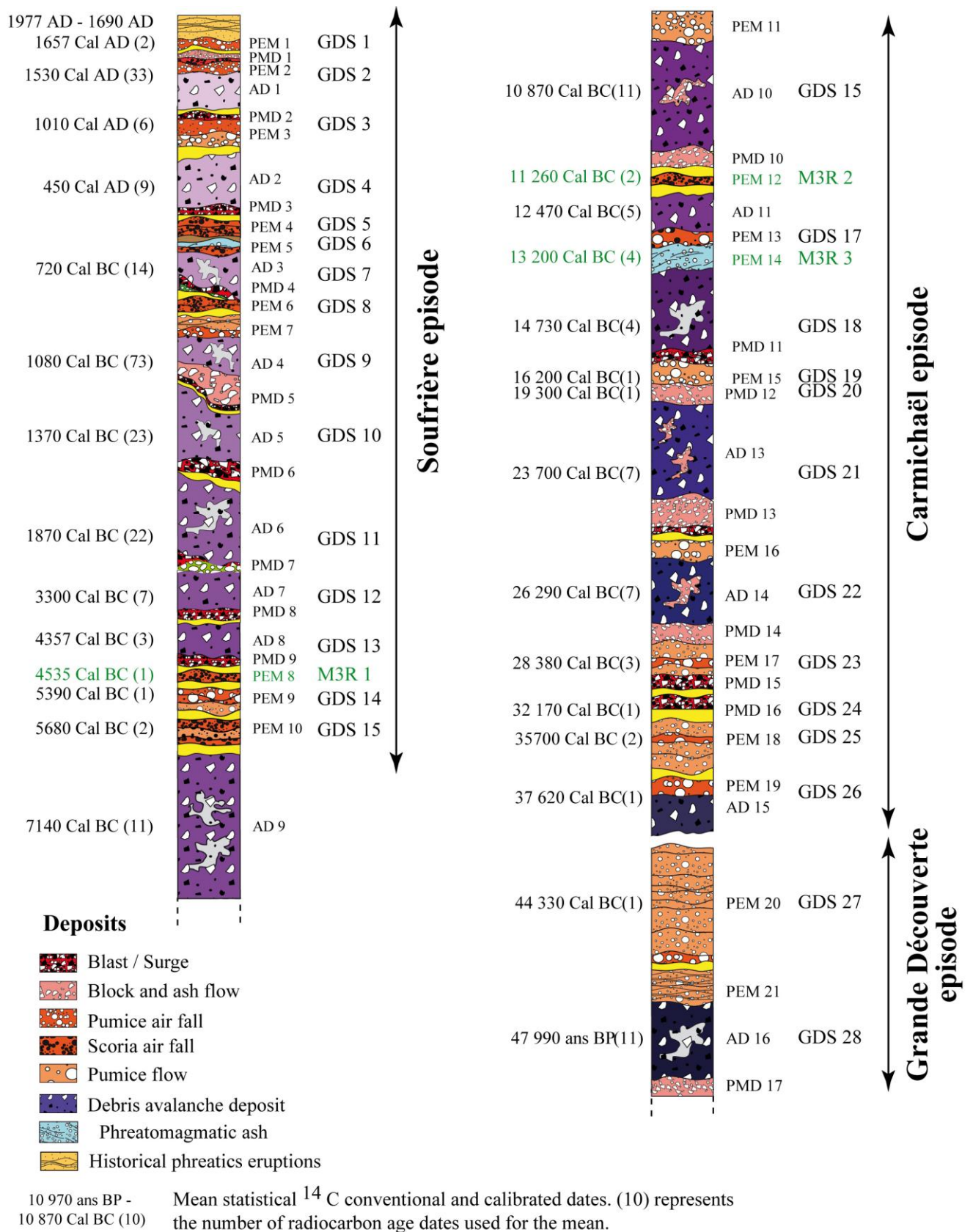


Figure VII.2 : Log synthétique de la stratigraphie éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière depuis 50 000 ans. Sont représenté en vert les trois événements explosifs du complexe de la Madeleine – Trois-Rivières.

II. Description intégrée/conceptuelle de chacun des épisodes du complexe de la Grande Découverte – Soufrière.

Le complexe de la Grande Découverte-Soufrière, est composé de trois stratovolcans calco-alcalins qui se sont construits sur les dernières coulées de lave du volcan composite du Sans Toucher, au Sud de la Chaîne Axiale (e.g., Boudon et al., 1988, Komorowski et al., 2005, Samper et al., 2009). L'activité du complexe est caractérisé par une alternance de phases de construction et de phases de destruction à l'origine de trois épisodes majeurs avec les édifices de la Grande Découverte, du Carmichaël et de la Soufrière qui se sont succédés dans le temps et dans l'espace.

1. L'épisode de la Grande Découverte (entre 0.455 Ma et 44 330 Cal BC)

L'épisode de la Grande Découverte est l'épisode le plus important en terme de volumes émis du complexe et correspond à la construction de l'essentiel du volume du massif actuel de La grande Découverte – Soufrière (Boudon et al., 1988). L'activité éruptive est à dominante effusive, mais on lui associe cependant quelques événements éruptifs explosifs majeurs comme l'éruption d'Anse des Pères (140 ± 14 ka - Blanc, 1983), l'éruption de Montval (108 ± 10 ka - Blanc, 1983), l'événement éruptif GDS 28 (47 990 Cal BC – Chapitre VI) et l'éruption de Pintade (44 330 Cal BC - Chapitre VI).

Pour toute la phase Grande Découverte (près de 400 ka) seules 3 déstabilisations de flancs ont été contraintes (Boudon et al., 2007) : la première à un âge inférieur à 140 ka, la deuxième entre 140 et 45 ka et la troisième (AD 16) datée maintenant à 46 990 Cal BC. Ce faible nombre de déstabilisations de flancs caractérise une certaine stabilité de l'édifice de la Grande Découverte principalement liée à sa construction qui repose sur une accumulation de coulées de lave plus résistantes et plus compactes que des dépôts pyroclastiques. Les études géochronologiques de Samper et al. (2009) réalisées sur un certain nombre de coulées de lave du complexe de la Grande Découverte – Soufrière, ont permis de distinguer et de dater par la méthode de datation K/Ar Cassagnol Gillot, 13 coulées de lave d'andésite basaltique entre 445 ± 6 ka et 65 ± 3 ka.

L'absence d'évidence d'événements effusifs entre 65 et 42ka et la caractérisation des événements éruptifs GDS 28 (46990 Cal BC – voir chapitre VI) et GDS 27 (44330 Cal BC) semble montrer une évolution de l'activité de la Grande Découverte vers la fin de son activité, d'un dynamisme éruptif principalement effusif vers un dynamisme éruptif plutôt explosif.

Nous constatons aussi que c'est dans cette même période, entre 70 ka et 48 ka, que se met en place au sud - sud-est de la Grande Découverte l'alignement Madeleine – Palmiste du complexe effusif de madeleine – Trois Rivières (Samper et al., 2009). L'homogénéité des compositions chimiques obtenues pour des coulées de laves du complexe de Madeleine - Trois-Rivières et du complexe de la Grande Découverte-Soufrière est interprétée par Samper et al. (2009) comme la résultante d'une même source magmatique.

La courte période de temps (8000 ans) sur laquelle nous avons pu étudier la fin de l'épisode de la Grande Découverte (entre 50 000 BP et 42 350 ans BP) n'est pas représentative de l'activité de la Grande Découverte. Cependant cette courte période de temps nous permet tout de même d'observer les deux plus importants événements de l'histoire éruptive sur 50 000 ans du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Ces deux événements éruptifs : GDS 27 (44 330 Cal BC) et GDS 28 (47 990 Cal BC) sont à l'origine des deux phases explosives les plus intenses en terme de magnitude (PEM 20 et PEM 21) et de l'avalanche de débris AD 16 que l'on interprète (malgré les difficultés liées à sa mauvaise exposition) comme la plus vaste et la plus volumineuse des 50 000 dernières années d'activité du complexe.

Au regard de l'étude de Vennat, (2004) et de Machault, (2008), nous supposons maintenant la présence de niveaux de tephra associés à ces deux événements éruptifs (PEM 20 et PEM 21) dans la carotte CARGUA2 prélevée en mer à 60 km au sud-ouest de la Grande Découverte. Le dernier événement éruptif de la Grande Découverte l'événement de Pintade (GDS 27), est le plus volumineux de l'histoire du complexe de la Grande Découverte – Soufrière (> 1 km³). Il a engendré la formation de la grande caldeira de la Grande Découverte (environ 3 km de diamètre) (Boudon et al., 1988). Cet événement éruptif présente le scénario éruptif maximal attendu dans le cas d'une future réactivation magmatique de la Soufrière de Guadeloupe (voir par la suite). L'événement de Pintade marque à la fois la fin de l'activité de la Grande Découverte et le début de l'épisode Carmichaël avec la construction du volcan du Carmichaël au centre de la caldeira de la Grande Découverte.

2. L'épisode Carmichaël (44 330 Cal BC – 10 870 Cal BC)

L'activité magmatique de l'épisode Carmichaël est composée de plusieurs événements effusifs (Boudon et al., 1988) dont un seul a pu être mis en évidence et daté, au niveau du Nez Cassé (34±4 ka ; Samper et al., 2009). Les événements éruptifs explosifs sont nettement plus représentés que dans l'épisode Grande Découverte. Nous dénombrons dans ce travail 7 phases

éruptives à dômes et 6 phases explosives majeures pour un total de 11 événements éruptifs polyphasiques distincts.

L'événement éruptif de Bologne GDS 26 daté à 37 620 Cal BC constitue la plus ancienne évidence d'activité magmatique explosive du volcan du Carmichaël. La caractérisation d'une phase de déstabilisation de flanc (AD 15) associée à cet événement éruptif GDS 26 et la datation à 34 ± 4 ka d'une coulée de lave (Samper et al., 2009) au sommet du Carmichaël indiquent que le volcan du Carmichaël s'était déjà édifié. L'absence de dépôts pyroclastiques pour cette période entre 44 330 Cal BC et 37 620 Cal BC suggère que l'activité éruptive était principalement de type effusif. Les coulées de lave associées, en l'absence d'autre contrainte, aux 7000 premières années d'activité du Carmichaël seraient à l'origine de la construction du volcan, permettant une assise relativement stable. En effet, bien que le volcan du Carmichaël se soit mis en place dans une zone de faible résistance et instable (i.e., la caldeira de la Grande Découverte) nous ne répertorions pour ce volcan que 6 phases de déstabilisations de flancs en 33 460 ans d'activité (voir chapitre VI).

A partir de 37 620 Cal BC (GDS 26), une évolution de l'activité éruptive du Carmichaël est observée depuis un dynamisme principalement effusif vers un dynamisme explosif et ce jusqu'à la fin de l'épisode contraint maintenant à 10 870 Cal BC. Le volcan du Carmichaël se construit alors par superposition des dépôts pyroclastiques associés aux sept phases éruptives à croissance de dômes et aux sept phases explosives majeures identifiées. Les dépôts pyroclastiques associés aux différentes phases éruptives à croissance de dômes ont été identifiées à l'est du volcan, dans la rivière du Carbet (voir Chapitre VI). Elles correspondent à ce que Boudon et al. (1988) définissaient comme l'ensemble des dépôts pyroclastiques du Grand Carbet. Par contre, à l'exception d'un événement explosif (GDS 17 – PEM 13) qui repose sur un affleurement (SOU 0607), la plupart des dépôts d'écoulements ponceux et de retombées de ponces associées aux phases explosives majeures, ont été quand à eux mis en évidence au sud et au sud-ouest du Carmichaël.

La superposition de plusieurs dômes de lave (au moins 7 - Chapitre VI) augmente brutalement la pente des flancs du volcan, favorisant son instabilité. La présence de dômes de lave permet d'entretenir une température élevée au sommet du Carmichaël, facilite la circulation de fluides hydrothermaux et le développement d'un système hydrothermal. La proportion élevée de produits d'altération hydrothermale dans les dépôts d'avalanche de débris et notamment depuis 15 000 ans suggère en effet que le Carmichaël a été affecté par une

altération hydrothermale intense sur des périodes de temps prolongées (Komorowski et al., 2002, 2005 ; Boudon et al., 2007 ; Salaün et al., 2011). Ceci est cohérent avec l'augmentation du nombre de phases de déstabilisation de flancs que nous observons pour la fin de l'épisode du Carmichaël, avec notamment 3 déstabilisations distinctes en 4 000 ans (AD 10, AD 11 et AD 12 entre 14730 Cal BC et 10 870 Cal BC) alors que le décompte total sur 33 000 ans est de 6. C'est aussi dans cette même période, entre 14 840 Cal BC et 11 000 Cal BC que se mettent en place deux des trois phases d'activité de type explosif marquant l'activité terminale du complexe volcanique de la Madeleine – Trois Rivières.

L'événement éruptif polyphasique GDS 16, que l'on contraint maintenant à 10 870 Cal BC, marque la fin de l'activité du volcan du Carmichaël et de l'épisode du même nom. Débute alors l'épisode Soufrière du complexe de la Grande Découverte – Soufrière avec l'édification du volcan de la Soufrière de Guadeloupe que l'on localise à la fois sur le flanc sud-est du volcan du Carmichaël et sur la bordure sud – sud-est de la caldeira de la Grande Découverte.

3. La phase Soufrière (7140 Cal BC Cal BC à aujourd'hui)

L'événement éruptif GDS 15 daté à 5680 Cal BC (soit 6770 ans BP), est la plus ancienne évidence d'activité magmatique explosive du volcan de la Soufrière. Aucun dépôt magmatique n'a été identifié entre 10 870 Cal BC (fin de l'activité du Carmichaël) et 5680 Cal BC hormis une coulée de lave de faible volume datée par Samper et al. (2009) à 6 ± 2 ka. Cette coulée de lave canalisée dans la rivière Noire présente une morphologie qui semble être contrôlée par une structure de déstabilisation de flanc importante qui affecte le flanc sud-est du volcan du Carmichaël. Nous associons cette structure à l'importante déstabilisation de flanc (0.4 km^3 - AD 9) datée à 7140 Cal BC (soit 8170 ans BP) et pour laquelle aucun dépôt éruptif n'est associé. Il semble donc que l'activité magmatique de l'épisode Soufrière débute par une phase effusive à l'intérieur de cette structure de déstabilisation sur le flanc sud-est du volcan du Carmichaël. Nous proposons donc un âge maximal pour le début de l'épisode Soufrière à 7140 Cal BC (soit 8170 ans BP) qui est plus récent que celui de 11 500 ans jusque la proposé (Komorowski et al., 2005, 2008 ; Boudon et al., 2007, 2008). Le volcan de la Soufrière se retrouve décentré par rapport au centre de la caldeira de la Grande Découverte défini par Boudon et al. (1988) et au volcan du Carmichaël.

La caractérisation de cette coulée de lave de faible volume et de composition andésite basaltique (Samper et al., 2009) au début de la phase de la Soufrière suggère, comme pour

l'épisode du Carmichaël, un début d'activité principalement de type effusif de la Soufrière de Guadeloupe. Cependant à la différence du Carmichaël, l'évolution d'un dynamisme effusif vers un dynamisme explosif se fait très rapidement avec le premier événement explosif de la Soufrière GDS 15 daté à 5680 Cal BC (soit 6770 ans BP).

Nous avons pu identifier pour l'épisode de la Soufrière 15 événements éruptifs polyphasiques distincts associant 9 phases éruptives à dôme, 9 phases explosives majeures et 8 phases de déstabilisation de flanc. La mise en place de dômes de lave ($n \geq 9$) successifs favorise l'augmentation de la pente des flancs du volcan ainsi que le développement d'un système hydrothermal pour le volcan de la Soufrière. Les structures tectoniques, les relations morphologiques entre les différents volcans du complexe ainsi que la présence d'une activité hydrothermale intense et prolongée (Komorowski et al., 2002, 2005, 2008 ; Boudon et al., 2007; Salaün et al., 2011) représentent les principaux facteurs qui contrôlent la récurrence des déstabilisations de la Soufrière de Guadeloupe ($n= 8$ déstabilisations en 6000 ans).

Au delà de la très forte récurrence des déstabilisations de flancs, nous avons montré dans cette étude qu'elles sont toutes associées à une activité magmatique. Nous avons pu associer directement six déstabilisations de flancs à des écoulements pyroclastiques turbulents et dilués. L'origine de ces écoulements est complexe à déterminer mais pourraient résulter d'explosions latéralement dirigées du dôme ou d'une partie du dôme. Notre reconstitution de l'histoire éruptive de la Soufrière de Guadeloupe laisse supposer que dans 75 % des cas cette activité magmatique pourrait s'être manifestée par une explosion latéralement dirigée du dôme ou d'un cryptodôme. Un tel scénario éruptif pourrait être analogue à celui de l'éruption du Bézimianny (1956) (e.g., Gorshkov, 1959), du Mont St Helens (1980) (e.g., Lipman et Mullinaux, 1981) ou encore de l'éruption en cours de Soufrière Hill à Montserrat (e.g., Ritchie et al., 2002 ; Sparks et al., 2002 ; Voight et al., 2002).

Des neuf phases explosives majeures qui caractérisent l'activité explosive de la Soufrière de Guadeloupe, nous observons quatre phases explosives à l'origine de la mise en place de dépôts de scories, deux phases explosives générant des dépôts de ponces et de scories et seulement trois phases explosives ponceuses. Boudon et al. (2008) interprètent la présence de scories dans la phase explosive (PEM 2) de l'événement de 1530 AD (GDS 2) comme une évidence de la coexistence dans la chambre magmatique plus superficielle d'un magma de composition andésitique et d'un magma de composition andésite-basaltique. Pour les auteurs, l'intrusion de ce faible apport de magma moins différencié dans la chambre magmatique serait

le déclencheur de l'éruption. Nos observations suggèrent, que ce modèle impliquant l'interaction entre une intrusion de magma d'origine profonde et moins différencié et une chambre magmatique contenant un magma plus différencié, pourrait être compatible avec d'autres phases explosives de la Soufrière de Guadeloupe. Lorsque l'intrusion magmatique n'interagit pas avec la chambre magmatique superficielle, elle peut remonter jusqu'à la surface et engendrer des phases explosives plus ou moins importantes (10^{-1} km^3 à 10^{-3} km^3) à l'origine de dépôts de retombées de scories et de la formation des cônes de scories de l'Echelle (PEM 5) et de la Citerne (PEM 4).

III. Estimation de la perte de l'information géologique.

L'altération et le développement du couvert végétal sont très importants sous un climat tropical humide. Ils participent très activement au remaniement, à l'érosion et/ou l'altération des dépôts pyroclastiques. La forte récurrence des écoulements pyroclastiques et surtout des avalanches de débris, qui sont des écoulements très érosifs, participe elle aussi activement à rendre certains de ces dépôts éphémères dans l'enregistrement géologique. Cette perte d'information géologique peut engendrer des biais dans notre reconstitution de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte - Soufrière et rendre complexe son interprétation en termes d'aléas et de risques volcaniques. Ce biais est donc fortement corrélé à l'intensité et à la magnitude de l'activité éruptive ainsi qu'à sa typologie.

Nous avons pu observer au cours de nos études de terrain que la perte de l'information géologique n'est pas linéaire en fonction du temps. Elle affecte différemment les dépôts pyroclastiques en fonction de leur épaisseur, granulométrie et lithologie ainsi que les zones géographiques où ils se sont mis en place (c.f., environnement de dépôt, récurrence des dépôts érosifs).

1. Les dépôts associés aux phases éruptives à croissance de dômes

Les dépôts des phases éruptives à croissance de dômes sont mal préservés dans l'enregistrement géologique. Bien que très épaisse, la partie canalisée de ces écoulements pyroclastiques est très vite remobilisée par les rivières et/ou par les nombreuses unités d'avalanches de débris qui s'y canalisent. Des observations récentes faites sur les flancs du

volcan du Mérapi sont de parfaits exemples (e.g., Lavigne, 2001 ; communication personnelle J.-C. Komorowski – voir Annexe B). Il a été estimé que plus de 60 % des matériaux pyroclastiques (associés à un même événement) ont été remobilisés et érodés au cours des 6 premiers mois (Lavigne, 2001 – voir Annexe B). La partie non canalisée de ces écoulements pyroclastiques (quand elle existe) est beaucoup moins épaisse et présente une granulométrie plus fine. Elle est fortement soumise à l'érosion et/ou l'altération et est donc difficilement préservée dans l'enregistrement géologique. C'est le constat que l'on peut faire pour les dépôts des événements de 1902 et de 1928-1929 de la Montagne Pélée (c.f., G. Boudon, communication personnelle), pour le dépôt de l'écoulement turbulent et dilué du Voxing Day (26 décembre 1997) associé à une explosion latérale du dôme de Soufrière Hills (Montserrat) ou encore pour les dépôts de l'événement du Mérapi, Indonésie, en 2010 (Komorowski et al., in prep).

Les nombreuses phases de destruction des édifices (16) répertoriées en 50 000 ans impliquent une reconstruction systématique des édifices volcaniques. Cependant le volume minimal estimé pour l'ensemble des phases de déstabilisations de flanc du complexe de la Grande Découverte – Soufrière est de 4.2 km^3 alors qu'il est estimé à 2.3 km^3 pour l'ensemble des phases à croissance de dôme. Comme la contribution effusive à ces reconstructions des édifices est très faible ($\ll 0.5 \pm 0.3 \text{ km}^3$ Lahitte et al., 2012), cette importante différence de volume signifie soit (1) que nous sous-estimons fortement les volumes éruptés pour chacune des phases à croissance de dômes, soit (2) que nous sous-estimons le nombre de ces phases magmatiques. Malgré la reconnaissance de 17 phases éruptives à croissance de dômes, le manque d'affleurement et la perte d'information géologique font que nous considérons sous-estimer le nombre de phases éruptives à croissance de dôme du complexe de la Grande Découverte – Soufrière.

2. Les dépôts associés aux phases de déstabilisation de flanc.

A la différence de la phase éruptive précédente, les dépôts observés pour les différentes avalanches de débris sont importants à la fois dans les vallées (entre 10 et 40 m pour les faciès canalisés) et hors des vallées (entre 1 et 10 m pour les faciès non-canalises) et sont mieux préservés. Il est donc moins probable maintenant que nous ayons perdu ou manqué d'autres phases de déstabilisation de flanc dans l'enregistrement géologique. Cependant, le manque d'affleurement, les successions des différentes paléo-topographies et les évolutions géomorphologiques des vallées des principales rivières, rendent l'interprétation de la

stratigraphie complexe et font que nous sous-estimons très certainement la superficie de la zone affectée et les volumes de ces avalanches de débris. Ceci est particulièrement le cas pour les déstabilisations de flancs anciennes, contraintes au delà de 15 000 ans BP.

3. Les dépôts associés aux phases explosives majeures.

Les phases explosives de magnitude faible à modérée (VEI 2-3) ne laissent que des dépôts fins et éphémères. Bien que ces événements soient supposés être plus fréquents ils ne sont pas, ou très mal, préservés dans l'enregistrement géologique (Chapitres I, II et VI).

Les phases explosives majeures, caractérisées par un indice de VEI supérieur ou égal à 4, produisent des dépôts qui affectent une large zone du sud Basse-Terre et qui sont épais dans une zone distale à l'événement (> 6-7 km). Tous les dépôts des phases explosives associées à un indice de VEI supérieur ou égal à 4 ont été mis en évidence dans cette zone distale. Cette zone se caractérise par un environnement différent de celui existant sur les flancs de la Soufrière de Guadeloupe, plus propice à préserver les dépôts pyroclastiques dans l'enregistrement géologique. Nous pouvons donc supposer que pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière, les phases explosives majeures de VEI 4 (entre 10 et 13 phases) et de VEI 5 (entre 1 et 4 phases) sont mieux préservées dans l'enregistrement géologique que les phases explosives de VEI 2 (entre 2 et 3 phases) et 3 (entre 1 et 3 phases).

La taille des événements éruptifs est communément quantifiée par un indice logarithmique directement relié à la masse ou au volume érupté (e.g., Tsuya, 1955 ; Newhall et Self, 1982 ; Pyle, 1995, 2000 ; Pyle et al., 1996). En s'appuyant sur la base de données des éruptions explosives historiques (Smithsonian Institution/SEAN 1989 ; Simkin, 1993 ; Simkin et al., 1994 ; Pyle, 1995), Pyle et al. (1996) suggère que, pour les événements explosifs dont la magnitude est comprise entre un indice d'explosivité (VEI) de 2 et de 6, la relation entre la fréquence éruptive et la magnitude est donnée par $\log(f) = -0.79 m + 2.83$, où f est la fréquence éruptive annuelle par phases explosive et m la magnitude de la phase explosive dont le VEI est un bon proxy.

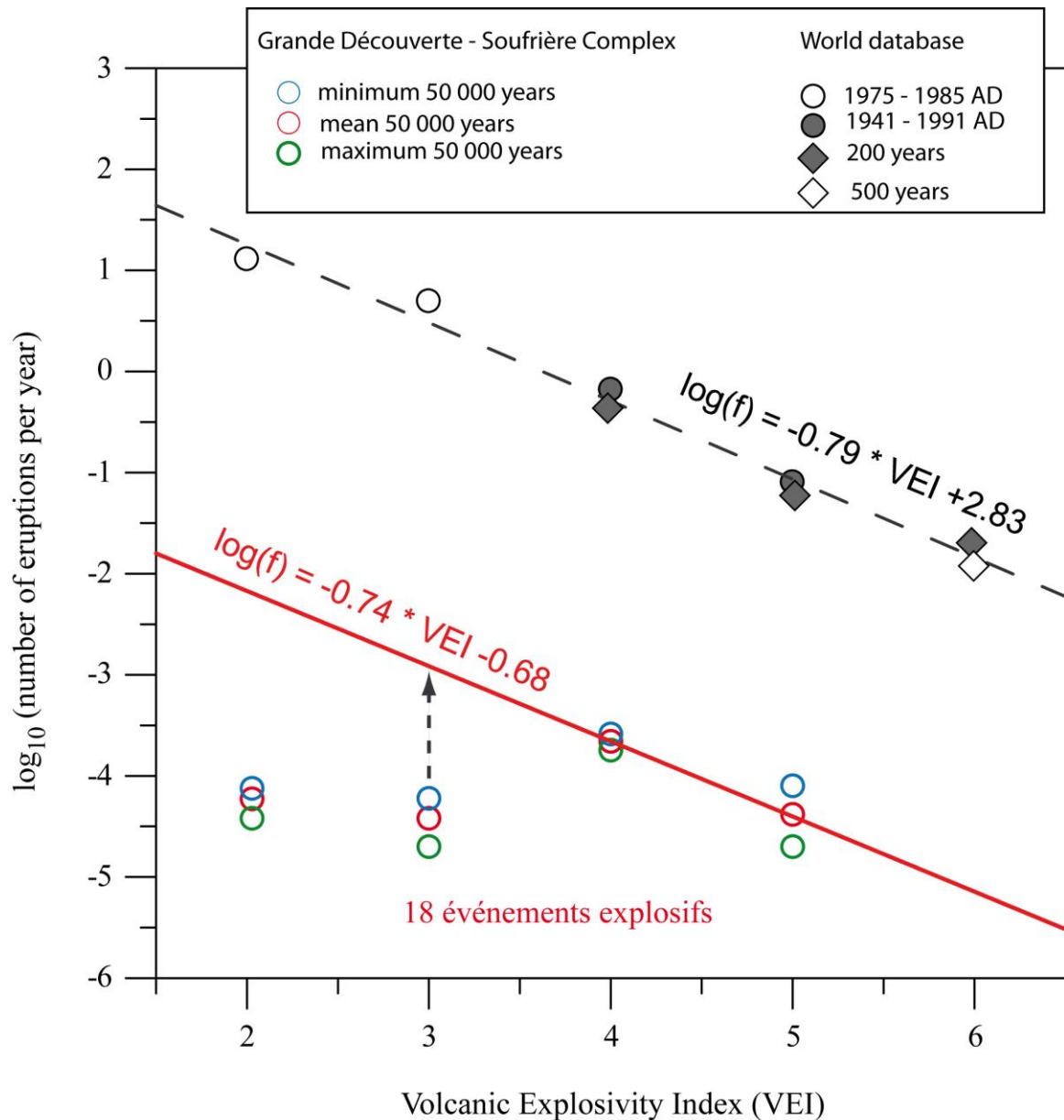


Figure VII.3 : Représentation du nombre d'événements éruptifs en fonction de leur magnitude. L'indice d'explosivité volcanique est quantitativement similaire à la magnitude d'après Newhall et Self, (1982) et Pyle et al. (1996). En noir et gris sont représentées les données obtenues sur 10 ans, 50 ans, 200 ans et 500 ans et utilisées par Pyle et al. (1996). Les ronds de couleur correspondent aux événements éruptifs que nous avons pu interpréter pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière. La droite rouge décrit la relation entre le nombre d'événements éruptifs et la magnitude pour le complexe pour des VEI de 4 et de 5.

Nous avons reporté sur la figure VII.3 les logarithmes du nombre d'événements explosifs par an en fonction de l'indice de VEI obtenus (1) pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière et (2) à partir de la base de données des éruptions explosives historiques. Les données extraites de notre reconstitution de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière pour les points d'abscisses VEI 4 et VEI 5 décrivent une loi exponentielle de pente négative (-0.74) qui est très similaire à celle établie (-0.79) à partir de la

base de données des éruptions explosives historiques (Smithsonian Institution/SEAN 1989 ; Simkin, 1993 ; Simkin et al., 1994 ; Pyle, 1995 ; Pyle et al., 1996).

Bien qu'il existe tout de même des incertitudes sur la détermination des indices d'explosivité volcanique de chacune des phases explosives, nous obtenons la même relation exponentielle entre le nombre de phases explosives de VEI 4 et de VEI 5 à l'échelle du complexe de la Grande Découverte – Soufrière que celui qui définit la loi pour des phases explosives de VEI 2 à 7 d'un volcan «type» à l'échelle mondiale. Cela suggère que notre reconstitution de l'histoire éruptive explosive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière au niveau des phases explosives de magnitude et d'intensité élevées (VEI 4 et 5) est crédible et représentative.

En revanche, cette relation ne décrit pas le comportement du complexe de la Grande Découverte – Soufrière pour les phases explosives de VEI 3 (figure VII.3). Si nous considérons cette loi exponentielle établie à partir des VEI 4 et des VEI 5 nous n'aurions pas du observer entre 1 et 3 phases explosives de VEI 3 mais près de 50 pour les 50 000 dernières années d'activité du complexe.

Cette perte d'information géologique pose d'importants problèmes en termes d'aléas et de risques volcaniques. Bien que de magnitude et d'intensité faible à modérée, l'impact de tels événements éruptifs explosifs est très important en milieu insulaire où une grande partie de la population vit directement sur les flancs du volcan (e.g., Baxter et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008 ; Spence et al., 2008). Cette étude montre que nous sous-estimons fortement le nombre d'événements de magnitude faible à modérée qui ont eu lieu au cours des derniers 50 000 ans de l'activité du Complexe de la Grande Découverte – Soufrière.

IV. Evolution de l'activité éruptive au cours du temps

Les données chronologiques et stratigraphiques que nous avons obtenues au cours de cette étude montrent clairement une augmentation du nombre d'événements éruptifs pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière au cours du temps (figure VII.4). Si l'on considère une magnitude élevée ($\geq 0.1 \text{ km}^3$), le nombre d'événements éruptif est comparable entre l'épisode Soufrière (11-12) et l'épisode Carmichaël (10-11) mais sur des périodes de temps qui ne sont pas du tout comparables. Elles sont respectivement de 9150 ans et de 33 000 ans. Cette constatation doit être nuancée par le fait que la qualité de la reconstitution de

l'histoire éruptive dépend principalement de la préservation des dépôts et du nombre d'affleurements disponibles. Il est plus difficile d'observer des dépôts anciens (> 15 000 ans) que des dépôts récents de la période Soufrière et donc plus complexe d'obtenir un enregistrement géologique précis et complet au delà de 15 000 ans.

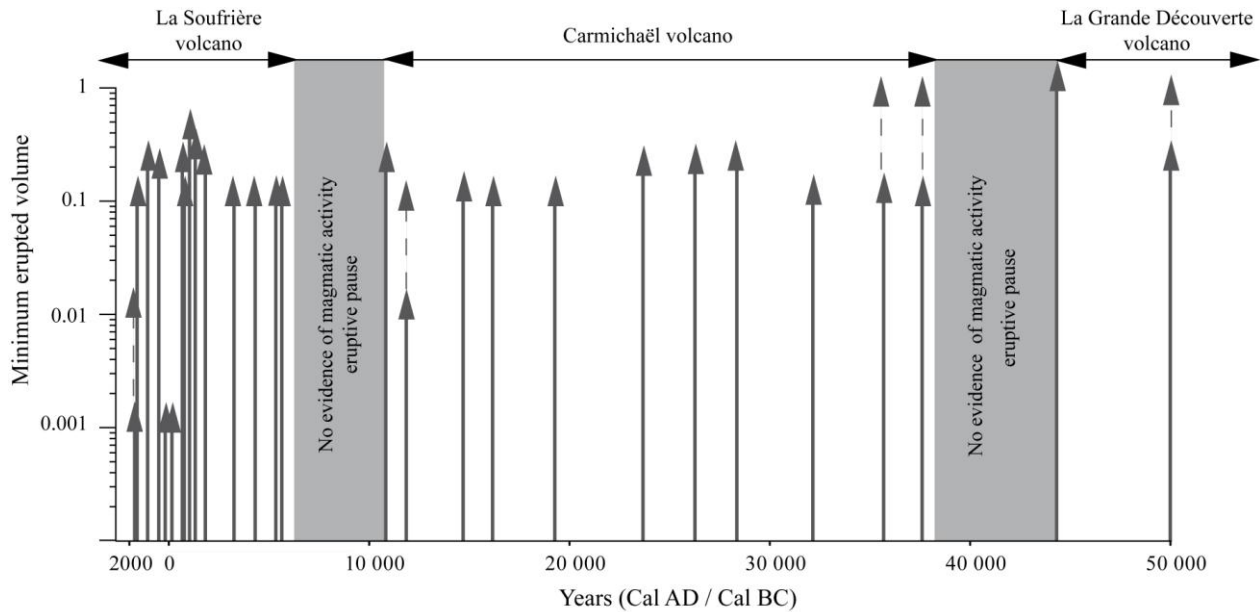


Figure VII.4 : Représentation de la distribution des événements éruptifs en fonction du temps et de leur volume minimum éruptif. En grisé sont représentées les deux périodes de pause dans l'activité du complexe entre les épisodes Grande Découverte et Carmichaël et entre les épisodes Carmichaël et Soufrière. Les flèches en pointillé représentent les incertitudes sur la détermination des indices VEI de certaines phases explosives et l'influence que cela pourrait avoir sur l'estimation minimal du volume éruptif.

Cependant pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière, l'une des principales sources d'érosion et de mauvaise préservation des dépôts pyroclastiques dans l'enregistrement géologique est la forte récurrence des avalanches de débris. Les trois quarts des déstabilisations de flanc (12 sur 16 déstabilisations de flanc) observées sont plus récentes que 15 000 ans. Il est donc plus difficile d'observer les dépôts de la Soufrière de Guadeloupe que ceux du Carmichaël. Bien qu'il soit probable que la reconstitution de l'histoire éruptive de l'épisode Carmichaël soit moins complète que l'épisode Soufrière, nous considérons que la différence du nombre d'événements de même magnitude ($\geq 0.1 \text{ km}^3$) entre les deux épisodes est concrète et ne résulte pas du seul biais de préservation des archives géologiques.

V. Analyse des périodes inter-éruptives du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et comparaison à celle actuelle.

La reconstruction de l'histoire éruptive passée d'un volcan ou d'un complexe volcanique nous permet aussi d'obtenir de plus amples informations sur les relations entre la magnitude des événements éruptifs passés et le temps écoulé entre un événement éruptif et le suivant. Cette période temporelle est généralement considérée comme le temps de repos entre deux événements. A l'inverse d'autres volcans très bien étudiés comme la Somma-Vésuve (e.g., Cioni et al., 2008), nous n'établissons, pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière, aucune relation entre la durée du temps de repos et la magnitude de l'événement éruptif. De même, l'homogénéité de la composition des magmas émis (Boudon et al., 1988, 2008 ; Komorowski et al., 2005 ; Samper et al., 2009) ne permet pas de déceler de relation avec la magnitude des événements éruptifs ou la durée du temps de repos.

Cependant, l'analyse de ce temps de repos entre deux événements éruptifs nous permet aussi d'obtenir d'autres informations importantes en termes de risque volcanique. La caractérisation du temps de repos d'un événement éruptif dépend bien évidemment de la qualité de la reconstruction de l'histoire éruptive. Nous avons donc choisi de ne considérer que les événements éruptifs dont le volume total estimé était assez important ($\geq 0.1 \text{ km}^3$) et pour lesquels nous pensons contraindre relativement bien leur nombre à la différence des événements de magnitude et d'intensité faibles à modérées ($< 0.1 \text{ km}^3$). La période inter-éruptive actuelle pour ce genre d'événement correspond à celle entre l'événement GDS 3 contraint à 1010 Cal AD et maintenant (2012), soit 1002 ans. Elle est représentée en rouge sur les figures VII.5 et VII.6.

Nous ne considérons pas ici l'événement éruptif GDS 2 (1530 AD), bien que son volume estimé soit proche de 0.1 km^3 . Cet événement est caractérisé par une phase paroxysmale explosive de magnitude modéré (VEI 3) et par une phase à croissance de dôme dont une très large partie du volume érupté (60%) est associée au volume du dôme actuel de la Soufrière de Guadeloupe (information géologique que nous ne pouvons pas obtenir pour les autres événements éruptifs). Ce type d'événement est fortement sous-estimé dans l'enregistrement géologique aussi bien pour l'épisode Soufrière (au delà de 1530 AD) que pour les épisodes du Carmichaël et de la Grande Découverte. Nous contraignons mal le nombre d'événements éruptifs de ce type, ce qui a un impact direct sur le calcul des temps de repos. C'est pourquoi nous ne considérons ici que les événements ayant au moins une phase éruptive dont le volume érupté est supérieur ou égal à 0.1 km^3 .

Nous avons comparé la durée du temps de repos actuel de la Soufrière de Guadeloupe aux autres temps de repos associés aux événements éruptifs observés dans un premier temps pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière (figure VII.5) puis dans un deuxième temps pour l'épisode de la Soufrière (figure VII.6).

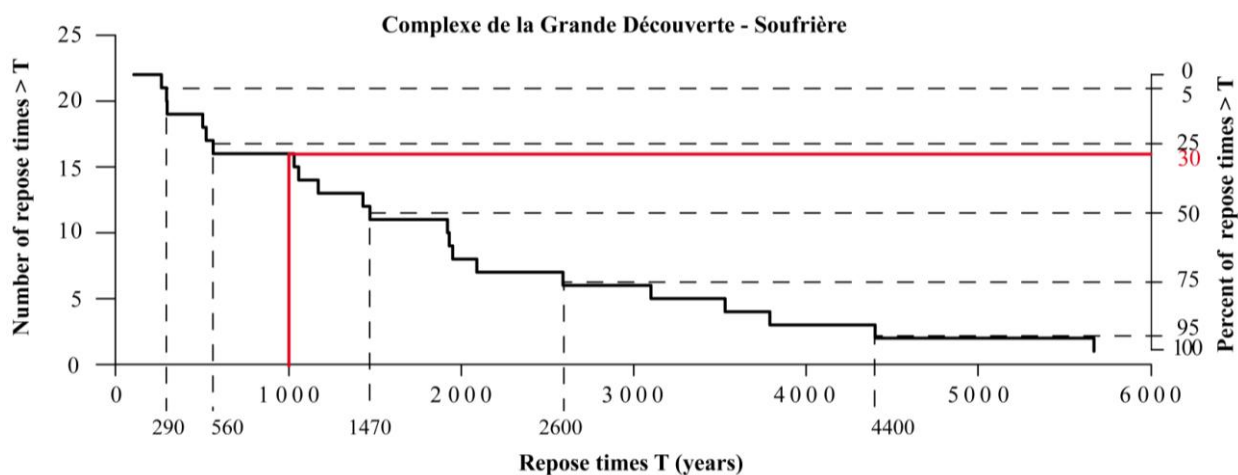


Figure VII.5 : Représentation pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière du nombre cumulé de période de repos en fonction de la durée de la période de temps. La période de repos actuelle (pour les événements considérés de magnitude élevée) est représentée en rouge.

Si l'on considère l'enregistrement géologique obtenu pour le complexe de la Grande Découverte - Soufrière, nous remarquons que 30% des événements éruptifs de magnitude élevée ($\geq 0.1 \text{ km}^3$) mis en évidence sont associés à des temps de repos inférieurs ou égaux à celui observé actuellement pour la Soufrière de Guadeloupe.

Si nous considérons, cette fois-ci, uniquement l'épisode de la Soufrière, épisode volcanique correspondant à l'activité éruptive de la Soufrière de Guadeloupe, la période actuelle est supérieure ou égale à 65% des temps de repos observés depuis 9 150 ans.

L'importante différence du pourcentage d'événements dont la période de repos est inférieure ou égale à celle actuelle suivant que l'on considère l'activité sur 50 000 ans ou sur 9150 ans reflète plus la difficulté d'obtenir une bonne résolution dans la reconstitution de l'histoire éruptive du volcan sur de longues périodes de temps plutôt qu'un comportement éruptif différent du volcan de la Soufrière de Guadeloupe par rapport à l'ensemble du complexe de la Grande Découverte - Soufrière.

Les deux tiers des événements éruptifs majeurs de la Soufrière de Guadeloupe ont un temps de repos inférieur ou égal à celui actuellement observé. Contrairement à ce qui était supposé jusque là, les nouvelles contraintes chrono-stratigraphiques apportées par notre étude

montrent très clairement que la probabilité d'avoir pour la Soufrière de Guadeloupe un événement éruptif de magnitude élevée ($\geq 10^{-1} \text{ km}^3$) dans le futur est très significative.

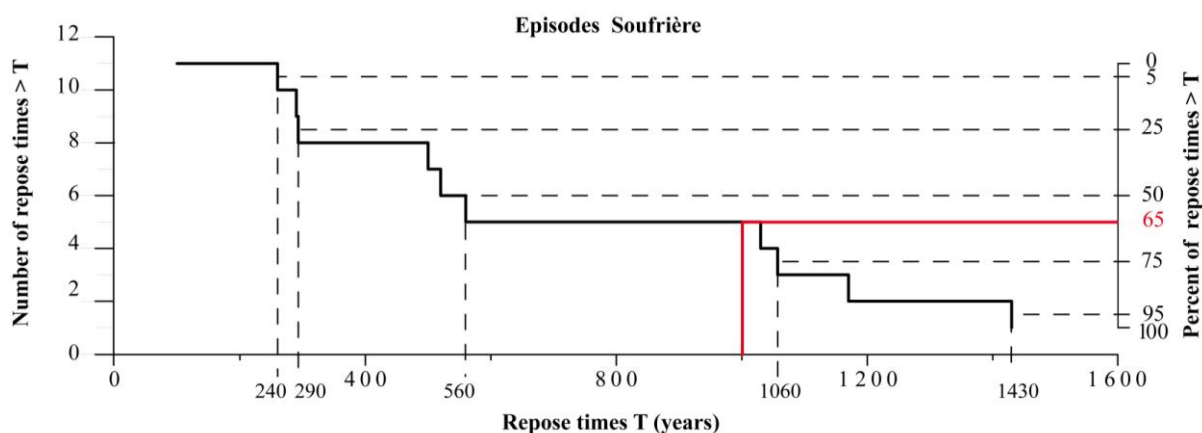


Figure VII.6 : Représentation pour l'épisode de la Soufrière du nombre cumulé de période de repos en fonction de la durée de la période de temps. La période de repos actuelle (pour les événements considérés de magnitude élevée, $> 0.1 \text{ km}^3$) est représentée en rouge.

VI. Comparaison avec d'autres volcans de l'arc des Petites Antilles.

Les différentes données accumulées au cours de cette étude nous permettent d'identifier un nombre d'événements éruptifs pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière bien supérieur à ce qui était connu avec notamment 28 événements éruptifs en 50 000 ans dont 15 événements magmatiques (sans distinction de style éruptif) pour l'épisode de la Soufrière dans les derniers 9150 ans. Les deux seuls volcans pour lesquels des études stratigraphiques ont permis de reconstruire de façon assez précise l'histoire éruptive du volcan, sont, au niveau de l'arc des Petites Antilles, la Soufrière Hills de Montserrat et la Montagne Pelée de Martinique. Même si les événements les plus importants des différents volcans de la Dominique et de l'île de Grenade, du complexe de la Soufrière Ste Lucie ou de la Soufrière St Vincent sont connus, il n'existe pas encore d'études chrono-stratigraphiques assez détaillées pour comparer, à l'échelle de l'arc des Petites Antilles, nos résultats obtenues sur la Soufrière de Guadeloupe.

La stratigraphie du volcan de Soufrière Hills, Montserrat est très nettement dominée par des dépôts d'écoulements pyroclastiques concentrés de type coulées de blocs et de cendres (MacGregor, 1938 ; Robson et Tomblin, 1966 ; Rea, 1970, 1974 ; Baker, 1985 ; Wadge et Isaacs, 1988 ; Roobol et Smith, 1998 ; Harford et al., 2002.). Aucun dépôt explosif n'a pu être

associé à l'activité éruptive de Soufrière Hills (Wadge et Isaacs, 1988), ce qui confirme nos hypothèses sur la conservation des phases explosives de magnitudes faibles à modérées pour la Soufrière de Guadeloupe.

Malgré plus de quarante de datations radiocarbone (Robbol et Smith, 1998), il n'est pas possible de définir des événements éruptifs distincts mais seulement une période de plusieurs phases éruptives à croissance de dôme entre 31 000 ans BP et 16 000 ans BP (Wadge et Isaacs, 1988 ; Robbol et Smith, 1998). Le dôme de Perches est daté à 24 ± 2 ka (Harford et al., 2002) et celui de Castle, situé dans une structure de déstabilisation de flanc en forme de fer à cheval, est contraint à 3950 ± 70 ans BP (Robbol et Smith, 1998). Entre 16 000 ans BP et 4000 ans BP, aucun dépôt pyroclastique n'a été mis en évidence suggérant une période de pause dans l'activité éruptive de Soufrière Hills (Robbol et Smith, 1998). Les dépôts plus récents que 4 000 ans BP sont très fins et n'affleurent que très peu (Robbol et Smith, 1998). Les dernières évidences d'activité magmatique sont contraintes entre 770 ans BP et 200 ans BP dans « English's Crater » (Robson et Tomblin, 1966 ; Wadge et Isaacs, 1988 ; Robbol et Smith, 1998).

La faible distance entre le volcan et la côte (~4 km) ne facilite pas la préservation des dépôts éruptifs à la différence de la Guadeloupe ou de la Martinique. Des estimations récentes ont été faites sur l'éruption actuelle de Soufrière Hills et montrent qu'entre 75% (Le Friant et al., 2004 ; 2009 ; 2010) et 90 % (Wadge et al., 2009, 2010) de la production pyroclastique de ce volcan (au cours de cette éruption) a finie en mer. La pause éruptive entre 16 000 ans BP et 4000 ans BP rend l'enregistrement géologique de Soufrière Hills beaucoup moins riche que celui du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. A la différence du complexe de la Grande Découverte – Soufrière, Soufrière Hills de Montserrat ne présente pas de phase explosive dans son enregistrement géologique. Seulement, l'éruption toujours en cours et qui se caractérise principalement par une phase à croissance de dôme, s'accompagne d'un très grand nombre de phases explosives secondaires de type vulcanien. L'enregistrement géologique ne renseignait en aucun cas sur un possible caractère polyphasique d'une future éruption. L'étude de cette éruption nous confirme que les dépôts associés à ces phases explosives de magnitude faible à modérée sont éphémères dans l'archive géologique et c'est certainement pour cela que les deux seuls événements éruptifs de ce type pour la Soufrière de Guadeloupe sont aussi les deux plus récents (GDS 1 daté à 1657 AD et GDS 2 daté à 1530 AD).

La néo-Montagne Pelée est l'épisode le plus récent du complexe de La Montagne Pelée, complexe volcanique actif de la Martinique, et est contraint entre 14 000 ans BP et l'actuel (Vincent et al., 1989). Son histoire éruptive est certainement celle qui est la mieux connue de l'arc des Petites Antilles (e.g., Roobol et Smith, 1975, 1976a, 1976b ; Smith et Roobol, 1976, 1990 ; Traineau, 1982 ; Traineau et al., 1989 ; Westercamp et Traineau, 1983a, 1983b ; Bardintzeff et al., 1989 ; Vincent et al., 1989 ; Westercamp et al., 1990 ; Boudon et al., 1992, 2005). Les différentes études stratigraphiques réalisées sur les flancs du volcan montrent une activité éruptive intense avec un minimum de 28 événements éruptifs sans distinction de style éruptif depuis 16 000 ans (Traineau, 1982 ; Westercamp et Traineau, 1983 ; Vincent et al., 1989 ; Westercamp et al., 1990 ; Boudon et al., 1992, 2005).

Si l'on compare la fréquence éruptive de la néo-Montagne Pelée et celle de la Soufrière de Guadeloupe sur l'ensemble de la durée de l'épisode magmatique actuel (respectivement 16 000 ans et 9000 ans), le comportement des deux volcans est similaire. On observe 1 événement éruptif tous les 570 ans pour la néo-Montagne Pelée et nous caractérisons maintenant 1 événement tous les 600 ans pour la Soufrière de Guadeloupe.

VII. Distribution des phases éruptives dans le temps.

La plupart des événements éruptifs identifiés au cours des 50 000 dernières années d'activité du complexe de la Grande Découverte – Soufrière sont des événements complexes, polyphasiques, associant différentes phases magmatiques et/ou volcanoclastiques comme (1) les phases explosives majeures (PEM), (2) les phases de déstabilisations de flancs (AD) et (3) les phases éruptives à croissance de dôme ou de cryptodôme (PMD) (Tables VII.2, VII.3 et VII.4).

(1) Au cours de cette étude nous avons identifié 12 nouvelles phases explosives, ce qui porte à 17 le nombre minimum de phases explosives (PEM) distinctes associées aux derniers 50 000 ans d'activité du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Ces différentes phases explosives n'ont laissé que très peu de traces dans l'enregistrement géologique, car les dépôts associés sont particulièrement sensibles aux différents phénomènes d'altération et d'érosion. Nous manquons de contraintes stratigraphiques pour pouvoir caractériser l'étendue de ces dépôts et mieux en estimer précisément la magnitude et l'intensité.

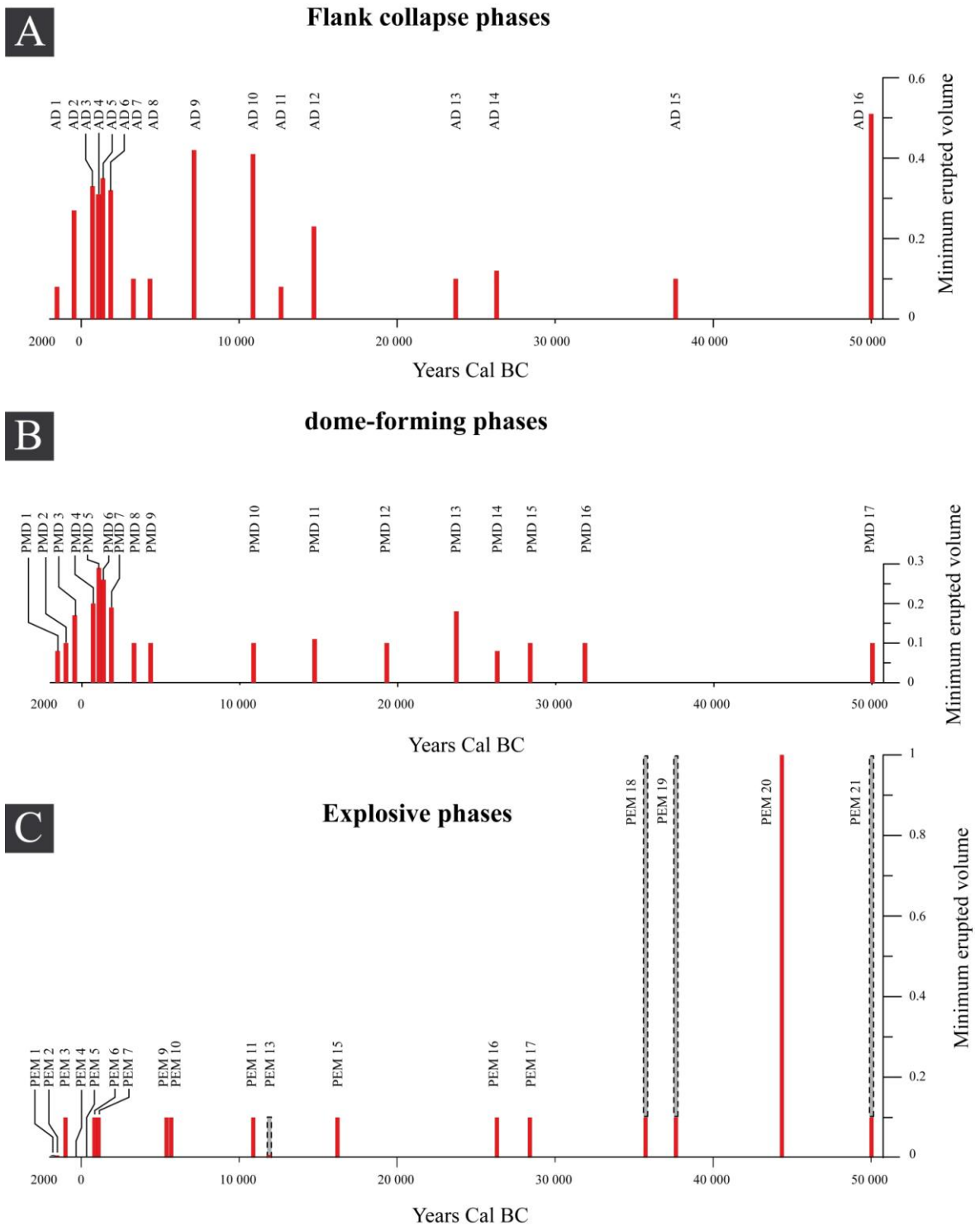


Figure VII.7 : Distribution des différentes phases de déstabilisation de flanc (A), phases à croissance de dôme (B) et phases explosives majeures (C) en fonction du temps et en fonction des volumes minimum interprétés pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière. En pointillé et en gris sont représentées les incertitudes sur la détermination des indices VEI de certaines phases explosives et l'influence que cela pourrait avoir sur l'estimation minimal du volume érupté.

Nous avons cependant pu estimer l'ordre de grandeur des volumes de matériel juvénile éruptés lors de ces phases explosives en extrapolant par comparaison avec la phase explosive d'un événement éruptif de référence très bien contraint (phase PEM 2 de l'événement éruptif GDS 2 contraint à 1530 AD - Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008). La comparaison a été faite au niveau de l'épaisseur des unités de retombées ainsi qu'au niveau de l'épaisseur et de la distance atteinte par les coulées pyroclastiques des différentes phases explosives (voir Annexe B). Ces phases explosives sont à l'origine de dépôts de retombées et de coulées pyroclastiques riches en ponces et/ou scories qui ont recouvert une grande partie du sud de la Basse-Terre.

Age statistique ans BP	Cal AD/BC	Event	Evenement éruptif	phase éruptive	Style(s) éruptif(s)	Distance atteinte par les écoulements (km)	VEI interprété	Volume minimum érupté (km ³)	Hauteur de la colonne éruptive (km)
240 ans BP	1657 Cal AD	La Soufrière	GDS 1	PEM 1	Vulcanien - Subplinien	?	2-3	10 ⁻³	1 - 15
320 ans BP	1530 Cal AD	La Soufrière	GDS 2	PEM 2	Subplinien	5	3	10 ⁻²	3 - 15
1050 ans BP	1010 Cal AD	La Soufrière	GDS 3	PEM 3	Plinien	7	4	10 ⁻¹	10 - 25
		Citerne	GDS 5	PEM 4	Strombolien	-	2	10 ⁻³	1 - 15
		Echelle	GDS 6	PEM 5	Strombolien	-	2	10 ⁻³	1 - 15
		La Soufrière	GDS 8	PEM 6	Plinien	?	4	10 ⁻¹	10 - 25
2900 ans BP	1080 Cal BC	La Soufrière	GDS 9	PEM 7	Plinien	> 5	4	10 ⁻¹	10 - 25
6300 ans BP	5387 Cal BC	La Soufrière	GDS 13	PEM 9	Plinien	?	4	10 ⁻¹	10 - 25
6770 ans BP	5680 Cal BC	La Soufrière	GDS 15	PEM 10	Plinien	7	4	10 ⁻¹	10 - 25
10 970 ans BP	10 870 Cal BC	Carmichaël	GDS 16	PEM 11	Plinien	9	4	10 ⁻¹	10 - 25
		Carmichaël	GDS 17	PEM 13	Subplinien - Plinien	?	3-4	10 ⁻²	3 - 25
14 950 ans BP	16 200 Cal BC	Carmichaël	GDS 19	PEM 15	Plinien	9	4	10 ⁻¹	10 - 25
23 450 ans BP	26 290 Cal BC	Carmichaël	GDS 22	PEM 16	Plinien	9	4	10 ⁻¹	10 - 25
25 620 ans BP	28 380 Cal BC	Carmichaël	GDS 23	PEM 17	Plinien	> 7	4	10 ⁻¹	10 - 25
32 600 ans BP	35700 Cal BC	Carmichaël	GDS 25	PEM 18	Plinien - Ultraplilien	> 7	4-5	10 ⁻¹	10 - 25
35 000 ans BP	37 620 Cal BC	Carmichaël	GDS 26	PEM 19	Plinien - Ultraplilien	?	4-5	10 ⁻¹	10 - 25
42 350 ans BP	44 330 Cal BC	Grande Découverte	GDS 27	PEM 20	Ultraplilien	> 10	5	10 ⁻⁰	> 25
47 990 ans BP		Grande Découverte	GDS 28	PEM 21	Plinien - Ultraplilien	> 4	4-5	10 ⁻¹	10 - 25

Table VII.2 : Tableau synthétique des différentes phases explosives majeures du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et de leurs paramètres éruptifs.

Nous démontrons ainsi que l'activité éruptive explosive est beaucoup plus importante et complexe que ce que l'on supposait jusque là. Elle est caractérisée par des phases explosives balayant une large gamme d'indices d'explosivité volcanique (VEI) et de styles éruptifs. Nous montrons que la Soufrière de Guadeloupe est capable de produire d'importantes phases explosives (> 0.1 km³) de manière récurrente. Nous montrons aussi que le volcan Carmichaël a eu d'autres phases explosives que l'événement de St Phy (GDS 23). Certaines de ces nouvelles phases explosives sont à l'origine de dépôts très épais lorsqu'ils sont préservés (e.g., PEM 17, PEM 18, PEM 19 et PEM 21). Cela implique que les nombreuses unités décrites comme des unités « dites de Pintade » (e.g., Jérémie, 1980 ; Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988) ne peuvent plus, en dehors de données chrono-stratigraphiques, être simplement associées par défaut à l'événement de Pintade (GDS 27 - PEM 20).

Notre étude spécifique de la séquence des « Cendres Jaunes » et l'étude de certains affleurements proximaux nous ont permis d'interpréter entre 23 et 51 phases explosives mineures (indice d'explosivité de 2 - dynamisme certainement de type vulcanien) que nous associons aux différentes phases explosives majeures et aux différentes phases à croissance de dôme et/ou de cryptodôme de la Soufrière de Guadeloupe (Chapitre V).

Si l'on considère l'enregistrement géologique de l'épisode Soufrière et si l'on ne tient pas compte de la magnitude, la fréquence d'occurrence des phases explosives est de 1 phase explosive tous les 920 ans. La dernière phase éruptive explosive est contrainte à 1657 AD, il y a 360 ans. Les paramètres éruptifs que nous avons pu contraindre pour les différentes phases explosives majeures du complexe de la Grande Découverte - Soufrière sont résumés dans la table VII.2.

(2) Nous identifions maintenant un minimum de 17 phases distinctes d'activité magmatique à croissance de dôme à l'origine d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués et d'écoulements pyroclastiques concentrés. Nous avons pu estimer les volumes minimums de matériel pyroclastique émis pour chacune de ces phases éruptives pour lesquelles nous avons assez de contraintes stratigraphiques (voir Annexe B). Ces volumes minimums sont du même ordre de grandeur et estimés entre 0.1 km^3 et 0.3 km^3 (table VII.3).

Les écoulements pyroclastiques concentrés mis en évidence sur les flancs du complexe de la Grande Découverte – Soufrière sont associés à la déstabilisation gravitaire d'un dôme au cours de phases éruptives à croissance de dôme. Par contre pour les écoulements pyroclastiques turbulents et dilués, le manque de contraintes stratigraphiques et la grande variabilité à la fois longitudinalement, latéralement et verticalement des caractéristiques granulométriques et sédimentaires rendent très complexe la détermination de leur origine. Cependant nous pouvons envisager deux hypothèses. Ils peuvent être associés (1) à la déstabilisation gravitaire du dôme actif et à la mise en place de coulées pyroclastiques concentrées et canalisées dans les principales vallées du sud Basse-Terre (cf. PMD 5) ; ou (2) à une explosion latéralement dirigée du dôme ou d'un cryptodôme (cf. PMD 4, PMD 6). L'absence dans l'enregistrement géologique d'écoulements pyroclastiques concentrés contemporains et la distance des différents affleurements aux principales vallées du massif volcanique de la Soufrière, nous permettent de privilégier dans certains cas la deuxième hypothèse. Nous interprétons maintenant un total de 10 phases éruptives impliquant une

explosion latéralement dirigée d'un dôme pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière dont 7 pour l'épisode Soufrière et qui sont presque toutes associées (6 phases éruptives sur 7 observées) à une phase de déstabilisation de flanc.

Age statistique		Event	Événement éruptif	phase éruptive	Produits éruptifs	Zone(s) affectée(s)	Distance atteinte (km)	Etendue déduite (km ²)	Volume estimé (km ³)
ans BP	Cal AD/BC								
320 ans BP	1530 Cal AD	La Soufrière	GDS 2	PMD 1	C. P. concentrées	O-S-E	3	> 3,2	0,08 ± 0,02 *
1050 ans BP	1010 Cal AD	La Soufrière	GDS 3	PMD 2	C. P. turbulentes et diluées	SO	> 9	22,6	0,17 ± 0,05
1570 ans BP	450 Cal AD	La Soufrière	GDS 4	PMD 3	C. P. turbulentes et diluées	SO	9	?	~ 0.1 **
2460 ans BP	720 Cal BC	La Soufrière	GDS 7	PMD 4	C. P. turbulentes et diluées	SO	> 9	32,6	0,20 ± 0,07
2900 ans BP	1080 Cal BC	La Soufrière	GDS 9	PMD 5	C. P. turbulentes et diluées	SO-S	9	25,5	0,29 ± 0,09
3060 ans BP	1370 Cal BC	La Soufrière	GDS 10	PMD 6	C. P. turbulentes et diluées	SO-S-SE	> 9	55,8	0,26 ± 0,09
3495 ans BP	1870 Cal BC	La Soufrière	GDS 11	PMD 7	C. P. turbulentes et diluées	SO-S-SE	> 10	24,7	0,19 ± 0,07
4485 ans BP	3300 Cal BC	La Soufrière	GDS 12	PMD 8	C. P. turbulentes et diluées	SO-S	5	?	~ 0.1 **
5550 ans BP	4357 Cal BC	La Soufrière	GDS 14	PMD 9	C. P. turbulentes et diluées	SO-E	9	?	~ 0.1 **
10 970 ans BP	10 870 Cal BC	Carmichaël	GDS 16	PMD 10	C. P. concentrées	SO	5	?	~ 0.1 **
13 550 ans BP	14 730 Cal BC	Carmichaël	GDS 18	PMD 11	C.P. turbulentes et diluées	SE	10	?	~ 0.1 **
17 800 ans BP	19 300 Cal BC	Carmichaël	GDS 20	PMD 12	C.P. concentrées	SE	8	?	~ 0.1 **
21 500 ans BP	23 700 Cal BC	Carmichaël	GDS 21	PMD 13	C.P. turbulentes et diluées et C.P. concentrées	SO-SE	> 10	13,4	0,18 ± 0,08
23 450 ans BP	26 290 Cal BC	Carmichaël	GDS 22	PMD 14	C.P. turbulentes et diluées	SE	> 10	11,5	0,11 ± 0,06
25 620 ans BP	28 380 Cal BC	Carmichaël	GDS 23	PMD 15	C.P. turbulentes et diluées	SE	10	?	~ 0.1 **
29 800 ans BP	32 170 Cal BC	Carmichaël	GDS 24	PMD 16	C.P. turbulentes et diluées	SE	9	?	~ 0.1 **
47 990 ans BP		Grande Découverte	GDS 28	PMD 17	C.P. concentrées	SO	?	?	~ 0.1 **

Table VII.3 : Tableau synthétique des différentes phases à croissance de dôme du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et de leurs paramètres éruptifs.

Si l'on ne considère que l'activité éruptive de l'épisode Soufrière, la fréquence d'occurrence des phases éruptive à croissance de dôme est de 1 phase tous les 1020 ans. La dernière phase éruptive à croissance de dôme est contrainte à 1530 AD, il y a 480 ans. Les paramètres éruptifs que nous avons pu contraindre pour les différentes phases éruptives à croissance de dôme du complexe de la Grande Découverte - Soufrière sont résumés dans la table VII.3.

(3) Notre étude apporte de nouvelles contraintes temporelles sur les dépôts d'avalanche de débris. Celles-ci nous permettent de dater toutes les déstabilisations de flanc du complexe de la Grande Découverte – Soufrière de ces 50 000 dernières années (Chapitre VI). Nous mettons en évidence un total de 16 déstabilisations de flanc pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Nous augmentons d'un tiers, et essentiellement pour l'épisode Carmichaël, le nombre déjà très important de déstabilisations de flanc mis en évidence pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière (11 déstabilisation de flancs en 50 000 ans - Komorowski et al., 2002, 2008b ; Boudon et al., 2007).

La majeure partie des déstabilisations de flanc (14 déstabilisations de flanc sur un total de 16), mises en évidence depuis 50 000 ans, sont associées à une ou plusieurs phases magmatiques précédant ou succédant la déstabilisation au sein d'un même événement éruptif. La présence de dépôts éruptifs associés à ces avalanches nous permet de leur conférer une origine magmatique. Même si l'absence d'évidence ne constitue pas une évidence d'absence, seules deux unités d'avalanches de débris (AD 9 et AD 11) ne sont pas associées à une phase éruptive magmatique contemporaine.

Si l'on considère l'enregistrement géologique de l'épisode Soufrière, la fréquence d'occurrence des phases de déstabilisations de flanc est de 1 phase tous les 1140 ans. La dernière déstabilisation de flanc est contrainte à 1530 AD, il y a 480 ans. Les caractéristiques des différentes phases de déstabilisation de flanc du complexe de la Grande Découverte - Soufrière sont résumées dans la table VII.4.

Age statistique ans BP	Cal AD/BC	Event	Evénement éruptif	Phase volcanique	Zone(s) affectée(s)	Structure, taille (km)	Distance atteinte (km)	Etendue déduite (km ²)	Volume estimé (km ³)
320 ans BP	1530 Cal AD	La Soufrière	GDS 2	AD 1	SO	1.1 x 1.1	> 9	13,5	0,08 ± 0,04
1570 ans BP	450 Cal AD	La Soufrière	GDS 4	AD 2	SO	?	> 9	22,5	0,27 ± 0,09
2460 ans BP	720 Cal BC	La Soufrière	GDS 7	AD 3	O-SO-S-SE	?	> 9	30,6	0,33 ± 0,15
2900 ans BP	1080 Cal BC	La Soufrière	GDS 9	AD 4	SO-SE	?	> 9	28,8	0,31 ± 0,12
3060 ans BP	1370 Cal BC	La Soufrière	GDS 10	AD 5	SO-S-SE	1.7 x 1.3	> 9	35,5	0,35 ± 0,11
3495 ans BP	1870 Cal BC	La Soufrière	GDS 11	AD 6	SO-S-SE	?	> 9	26,3	0,32 ± 0,08
4485 ans BP	3300 Cal BC	La Soufrière	GDS 12	AD 7	O-SO-S	?	9	?	~ 0,20*
5550 ans BP	4357 Cal BC	La Soufrière	GDS 14	AD 8	SO-SE	?	9	?	~ 0,20*
8170 ans BP	7140 Cal BC	La Soufrière	-	AD 9	O-SO	?	> 9	25,8	0,42 ± 0,13
10 970 ans BP	10 870 Cal BC	Carmichaël	GDS 16	AD 10	O-SO	1.5 x 1.2	10	18,4	0,41 ± 0,13
12 650 ans BP	12 470 Cal BC	Carmichaël	-	AD 11	O-SO	?	5	10,9	> 0,08 ± 0,03
13 550 ans BP	14 730 Cal BC	Carmichaël	GDS 18	AD 12	S-SE	?	> 10	20,8	0,23 ± 0,08
21 500 ans BP	23 700 Cal BC	Carmichaël	GDS 21	AD 13	SE	?	10	?	~ 0,20*
23 450 ans BP	26 290 Cal BC	Carmichaël	GDS 22	AD 14	SE	?	8	9,4	0,12 ± 0,03
35 000 ans BP	37 620 Cal BC	Carmichaël	GDS 26	AD 15	SO	?	9	?	~ 0,20*
47 990 ans BP		Grande Découverte	GDS 28	AD 16	SO-S-SE	?	> 10	43,1	0,51 ± 0,16

Table VII.4 : Tableau synthétique des différentes phases de déstabilisation de flanc du complexe de la Grande Découverte – Soufrière et de leurs caractéristiques.

VIII. Événements éruptifs polyphasiques du complexe de la Grande Découverte - Soufrière.

Un des résultats majeurs de cette étude concerne la reconnaissance du caractère polyphasique de l'activité éruptive du Complexe de la Grande Découverte – Soufrière. La reconstruction de l'histoire éruptive en est plus complexe car ceci implique qu'un événement éruptif soit constitué d'une séquence de phénomènes et/ou de phases éruptives (c.f., déstabilisations de flancs, phases explosives majeures, phases à croissance de dômes et phases explosives mineures) qui se succèdent dans le temps et dans l'espace et dont la magnitude, l'intensité et la durée peuvent changer de manière significative au cours du temps (chapitre II).

Cette complexité éruptive a déjà été décrite pour d'autres volcans de l'arc des Petites Antilles, comme la Montagne Pelée avec l'événement éruptif P1 (650 ans BP – Boudon et al., 1998 ; Villemant et Boudon., 1998 ; Carazzo et al., in review), Soufrière Hills de Montserrat avec l'événement éruptif en cours (e.g., Bonadonna et al., 2005 ; Komorowski et al., 2008 ; Cole et al., in press) et même la Soufrière de Guadeloupe avec l'événement éruptif GDS 2 (1530 AD) (Boudon et al., 2008). L'activité éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière est remarquable car cette caractéristique polyphasique de l'activité éruptive est dominante avec 18 événements éruptifs polyphasiques pour 10 événements éruptifs monophasiques.

Les événements monophasiques sont principalement et largement représentés (80 %) par des événements explosifs dont la magnitude varie dans une très large gamme avec des indices d'explosivité (VEI) de 2-3 (GDS 1) à 5 (GDS 27). Les deux autres événements éruptifs monophasiques sont des événements à croissance de dôme GDS 20 (19 300 Cal BC) et GDS 24 (32 170 Cal BC) et sont associés à l'épisode Carmichaël. On note aussi, bien qu'ils n'impliquent pas de magma, deux événements volcaniques non-éruptifs monophasiques associés à deux déstabilisations de flanc : AD 9 (7140 Cal BC) et AD 11 (12 470 Cal BC).

Les phases de déstabilisation de flanc et les phases à croissance de dôme interviennent dans respectivement 80% et 85% des événements polyphasiques et les phases explosives dans 55% de ces événements éruptifs. Sans distinction chronologique, les événements éruptifs polyphasiques du complexe de la Grande Découverte – Soufrière sont principalement des événements associant soit (1) une phase de déstabilisation de flanc et une phase de croissance de dôme (45% des cas) soit (2) une phase de déstabilisation de flanc, une phase de croissance

de dôme et une phase explosive majeure (30% des cas). Les autres événements polyphasiques associent (3) une phase explosive majeure et une phase à croissance de dôme (10% des cas) ; (4) des phases explosives stromboliennes et phréatomagmatiques avec des phases d'émissions de coulées de lave (10% des cas) ; et (5) une phase explosive majeure et une phase de déstabilisation de flanc (5% des cas).

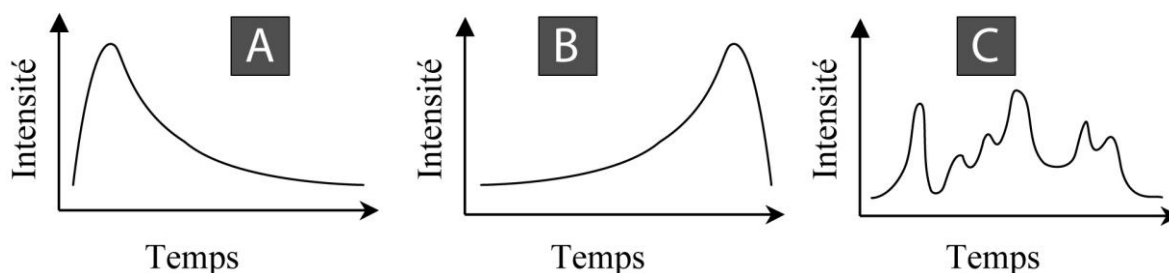


Figure VII.8 : Scénarii de l'évolution temporelle de l'intensité éruptive au sein d'une même éruption. Le scénario (A) représente le cas le plus fréquent, avec un maximum d'intensité au début de l'éruption (e.g., 1902 Montagne Pelée, Martinique), le deuxième scénario (B) correspond à un maximum d'intensité éruptive à la fin de l'éruption (e.g., 1980 Mont St Helens, USA) et le scénario (C) est un scénario complexe avec plusieurs maxima d'intensité éruptive entrecoupés de nombreuses périodes d'accalmies sans production magmatique (e.g., éruption en cours de Soufrière Hills, Montserrat).

Nous ne pouvons pas définir, à partir de notre reconstitution de l'activité éruptive, l'intervalle de temps entre le début de l'événement éruptif et son point culminant, la phase paroxysmale (figure VII.8). Il est aussi très difficile, pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière, de pouvoir définir précisément l'évolution temporelle de l'intensité et du style éruptif au sein de chaque événement polyphasique. Cependant nous avons démontré, au moins pour les événements récents, qu'ils soient polyphasiques (e.g., GDS2) ou monophasiques (e.g., GDS 1) que les phases éruptives paroxysmales (phases explosives) sont précédées et suivies de phases explosives de faible intensité (chapitre VI). Les dépôts associés à ces phases mineures sont éphémères dans l'enregistrement géologique et nous ne pouvons plus les observer pour les autres événements polyphasiques.

Nous montrons aussi que dans tous les événements polyphasiques associant une phase éruptive à croissance de dôme et une phase de déstabilisation de flanc, la phase magmatique précède (e.g., PMD 6) ou est simultanée (e.g., PMD 5 et PMD 7) à la phase de déstabilisation de flanc (respectivement AD 5, AD 4 et AD6). Par contre la mauvaise préservation des dépôts ponceux et le manque d'affleurements ne nous permet pas d'établir une chronologie éruptive pour les événements éruptifs polyphasiques impliquant une phase explosive majeure.

Les évolutions temporelles de l'intensité éruptive et du style éruptif au sein d'un même événement polyphasique complexifient l'évaluation des aléas volcaniques dans l'espace et dans le temps et augmentent considérablement le risque volcanique (figure VII.8). Cependant nous pouvons nous appuyer sur des études récentes qui ont été réalisées sur des événements éruptifs historiques (Simkin et Siebert, 2000 ; Jenkins et al., 2007) et pour lesquels il est plus facile d'extraire cette information. Les événements polyphasiques représentent un peu plus de la moitié des événements éruptifs historiquement observés (Jenkins et al., 2007). De plus la phase paroxysmale de l'événement est atteinte lors du premier jour pour 52% des événements éruptifs considérés (Simkin et Siebert, 2000). Cette constatation à l'échelle mondiale est cohérente avec le comportement du complexe de la Grande Découverte – Soufrière où depuis 50 000 ans, 65% des événements observés sont polyphasiques. Jenkins et al. (2007) observent que la probabilité que la phase éruptive la plus volumineuse se développe au cours d'un laps de temps correspondant à 10% de la durée totale de l'événement est trois fois plus importante que pour le reste de l'événement. Ces mêmes auteurs décrivent que 75% des phases explosives pour les événements éruptifs considérés se développent au cours des 5.5 jours qui suivent le début de l'événement. A l'échelle mondiale, la phase paroxysmale des événements polyphasiques semble donc se mettre en place très rapidement après le début de l'événement. Il est donc important de prendre en compte dans les scénarii éruptifs l'évolution temporelle de l'intensité éruptive.

IX. Scénarii crédibles de séquences éruptives.

La nouvelle interprétation de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière, nous permet de définir des scénarii éruptifs crédibles et d'en estimer les fréquences et les probabilités d'occurrence. Ceci est fondamental pour l'évaluation des aléas et des risques volcaniques. En effet la notion de scénario éruptif permet d'intégrer non seulement le concept d'une variabilité dans la nature et l'intensité des phénomènes éruptifs au cours du temps mais aussi l'existence de transitions entre les différents styles. Pour le calcul des probabilités d'occurrence nous avons utilisé une méthode statistique « traditionnelle » de calcul de récurrence :

$$\text{Probabilité d'occurrence} = 100 \times (1 - e^{-t/m})\% \quad (1),$$

avec t , la période actuelle de retour et m , la période moyenne de retour (e.g., Dibble et al., 1985 ; Baker, 1985 ; Wadge et Isaacs, 1988). Nous avons calculé les probabilités d'occurrence uniquement pour les scénarii éruptifs 5 et 7, pour lesquels nous disposons d'un

enregistrement relativement complet pour l'épisode Soufrière. En Nouvelle-Zélande par exemple, un scénario éruptif devient crédible et doit être considéré sérieusement lorsque sa probabilité d'occurrence est supérieure à 20% (Dibble et al., 1985 ;).

Description Scénario éruptif	Nombre d'événements éruptifs identifiés	Phase principale	Phases annexes	Temps de retour (Soufrière de Guadeloupe)	Evenement éruptif le plus récent
Scénario 1 Déstabilisation de flanc non-magmatique	2 (AD 9 et AD 11)	Phase de déstabilisation de flanc	-	25 000 ans **	AD 9 7140 Cal BC
Scénario 2 Événement phréatique mineur	4* (1690, 1812, 1836-1837 et 1956)	Phase phréatique mineure	-	94 ans *	1956 AD
Scénario 3 Événement magmatique avorté	2* (1797-1798 et 1976-1977)	Phase phréatique majeure	-	188 ans *	1976-1977 AD
Scénario 4 Événement éruptif explosif excentré.	2 - 5 (GDS 5 et GDS 6; M3R1, M3R2 et M3R3)	Phase explosive faible de type strombolien (< 0.01 km ³)	Phase effusive, phase explosive phréatomagmatique	-	GDS 5 et GDS 6 entre 450 Cal AD et 720 Cal BC
Scénario 5 Événement éruptif à croissance d'un dôme	9-12 (GDS 4, GDS 7, GDS 9?, GDS 10, GDS 11, GDS 12, GDS 13, GDS 16?, GDS 18, GDS 21, GDS 22? et GDS 24)	Phase à croissance de dôme (≥ 0.1 km ³)	Phase explosive majeure, phase de déstabilisation de flanc, phases explosives mineurs, ...	Entre 1520 ans et 1300 ans	GDS 3 450 Cal AD (il y a 1560 ans)
Scénario 6 Événement éruptif explosif de magnitude modérée	2-3 (GDS 1, GDS 2 et GDS 17?)	Phase explosive vulcanienne à subplinienne (0.01 < - > 0.1 km ³)	Phase à croissance de dôme, phase de déstabilisation de flanc, phases explosives mineurs, ...	Entre 4575 ans et 3050 ans	GDS 1 1657 Cal AD (il y a 355 ans)
Scénario 7 Événement éruptif explosif magnitude élevée	9-13 (GDS 3, GDS 8, GDS 9?, GDS 13, GDS 15, GDS 16?, GDS 17?, GDS 19, GDS 22?, GDS 23, GDS 25, GDS 26, et GDS 28)	Phase explosive plinienne (0.1 < - > 1 km ³)	Phase à croissance de dôme, phase de déstabilisation de flanc, phases explosives mineurs, ...	Entre 2285 ans et 1830 ans	GDS 3 1010 Cal AD (il y a 1000 ans)
Scénario 8 Événement éruptif explosif magnitude très élevée	1-4 (GDS 25?, GDS 26?, GDS 27 et GDS 28?)	Phase explosive plinienne (1 < - > 10 km ³)	Phase à croissance de dôme, phase de déstabilisation de flanc, phases explosives mineurs (?), ...	Entre 50 000 ans et 12 500 ans **	GDS 25 - 35 720 Cal BC (il y a 37 730 ans) ou GDS 27 - 44 330 Cal BC (il y a 46 340 ans)

Table VII.5 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des différents scénarii éruptifs crédibles pour une future réactivation magmatique de la Soufrière de Guadeloupe.* Données évaluées sur la période historique, la seule pour laquelle nous avons des informations géologique. ** Données évaluées sur la période de 50 000 ans du complexe puisqu'aucun événement de ce type n'a été observé au cours de l'épisode de la Soufrière.

1. Scénario 1 : Déstabilisation de flanc non-magmatique.

Ce scénario est déduit de la reconnaissance dans l'enregistrement géologique de la Soufrière de Guadeloupe de deux phases de déstabilisation de flancs AD 9 et AD 11 contraintes respectivement à 7140 Cal BC et 12470 Cal BC, qui ne sont associées à aucune activité magmatique contemporaine, contrairement aux 14 autres déstabilisations de flanc. Il est possible que nous n'ayons pas encore pu mettre en évidence les dépôts éruptifs ou qu'ils ne sont plus préservés dans l'enregistrement géologique mais il existe aussi plusieurs facteurs

déclencheurs non magmatiques à l'origine des déstabilisations de flancs volcaniques (Ui et al., 2000) que nous résumons rapidement ici :

(1) les déclencheurs volcaniques associés à l'activité hydrothermale (e.g., événement phréatique de Bandai San, 1888 (e.g., Moriya, 1980 ; Siebert et al., 1987)) ;

(2) les déclencheurs sismiques associés à des séismes régionaux importants (e.g., l'événement du Mont Unzen, 1792 (Ui, 1985)) ;

et (3) les déclencheurs météorologiques associés à des cyclones ou autres événements de forte pluviométrie (e.g., l'événement du Casita, 1997 (VanWyck de Vries et al., 2000)).

Ces deux avalanches de débris sont semblables à toutes celles observées pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Elles sont de petit volume (entre 0.1 km² et 0.4 km²) et affectent une zone de 10 km² à 25 km². Malgré la présence d'un système hydrothermal très développé et très actif au sommet de la Soufrière de Guadeloupe et la très forte récurrence des déstabilisations de flancs de la Soufrière de Guadeloupe, nous n'observons pas de déstabilisation de flanc non magmatique au cours de l'épisode de la Soufrière. La fréquence d'occurrence de ce type de scénario est donc très faible avec 1 événement tous les 25 000 ans. La dernière déstabilisation de flanc non magmatique (AD 9) a eu lieu il y a 9150 ans et précède le début de l'épisode Soufrière.

2. Scénario 2 : Événement phréatique mineur.

Les événements phréatiques mineurs représentent 4 des 6 événements phréatiques observés historiquement depuis 1635 AD : 1690, 1812, 1836-1837 et 1956. Compte tenu de la connaissance historique de l'activité de la Soufrière de Guadeloupe, ce scénario est certainement le plus probable pour une future réactivation de la Soufrière de Guadeloupe. Ceci est compatible avec le fait que tout événement magmatique débute par une phase phréatique même si l'inverse n'est pas systématique (i.e. toutes les phases phréatiques n'évoluent pas vers des phases magmatiques).

Les événements phréatiques mineurs sont généralement de courte durée (quelques jours à quelques semaines). Bien qu'ils n'impliquent pas de magma, les événements phréatiques peuvent néanmoins présenter un certain risque, non négligeable, pour la population vivant à quelques kilomètres de l'événement. En effet, ces événements peuvent impliquer des phases explosives violentes, accompagnées d'émission de gaz acides et/ou toxiques (e.g., H₂S, HCl, HF, CO, CO₂), et de cendres fines qui peuvent parfois contenir des concentrations de minéraux

hydrothermaux (e.g., sulfates, sulfures, polymorphes de la silice) et dont la taille des particules pourraient atteindre la fraction respirable.

Compte tenu des observations historiques faites sur ces événements à la Soufrière de Guadeloupe (voir chapitre VI), les effets directs restent très proximaux et sont limités à une zone inférieure à 2 km autour de l'événement. Dans cette zone, on peut s'attendre à des projections de fragments balistiques et à l'accumulation de retombées de lapillis et de cendres sur plusieurs centimètres d'épaisseur et en particulier dans les zones sous le vent. Comme lors de l'événement de 1836-1837, la montée du niveau d'eau de la nappe phréatique, risque de générer des coulées de débris saturées en eau (lahars). Grace aux observations de Lherminier (1837) et Biot et al. (1837), on peut déduire que de petites explosions de parties pressurisées du dôme ont projeté latéralement des matériaux à l'origine d'écoulements pyroclastiques froids (Komorowski et al., 2005), composés de blocs et de cendres, pouvant atteindre un kilomètre de distance et qui évoluent rapidement en coulée de débris riche en eau.

Les événements phréatiques peuvent s'accompagner de phases de déstabilisation de flanc et de la mise en place d'une avalanche de débris de faible volume extrêmement riche en matériaux fortement hydrothermalisés. Cependant la fréquence d'occurrence de ce phénomène volcanique reste très faible, puisque qu'aucune déstabilisation de flanc n'a eu lieu au cours de ces 4 événements phréatiques mineurs historiques. Sur une plus longue période de temps, nous avons identifié, au cours de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière, seulement deux déstabilisations (AD 9 et AD 11) sur les 16 reconnues qui ne sont associées à aucune activité magmatique et qui pourraient donc potentiellement correspondre à ce scénario.

La déstabilisation de flanc pourrait également déclencher une dépressurisation brutale et explosive d'un système hydrothermal en surpression à l'origine d'un important écoulement pyroclastique turbulent et dilué latéralement dirigé, comme cela a été observé au Mont Bandai San (Japon) en 1888 AD (e.g., Moriya, 1980 ; Siebert et al., 1987). Cependant nous n'avons pas d'évidence de ce type de phénomène en Guadeloupe. Ces deux évolutions extrêmes de ce scénario sont crédibles mais doivent être considérées comme des phénomènes extrêmement rares.

Si l'on considère la période historique pour laquelle l'enregistrement éruptif est supposé être complet, la fréquence d'occurrence de ce scénario phréatique mineur est estimée à 1 événement tous les 94 ans. Le dernier événement phréatique mineur a eu lieu en 1956 AD, il y a 56 ans.

3. Scénario 3 : Événement magmatique avorté.

A la différence du scénario précédent (scénario phréatique mineur), les événements magmatiques avortés impliquent la présence de magma à faible profondeur. Ce scénario provient directement de la réinterprétation de la crise de la Soufrière de Guadeloupe en 1976-1977 (Feuillard et al., 1983 ; Komorowski et al., 2005 ; Villemant et al., 2005 ; Boichu et al., 2008, 2011 – Chapitre I). Le scénario d'un événement magmatique avorté se caractérise par une activité phréatique explosive intense et prolongée (plusieurs mois) liée à une intrusion magmatique dans le conduit volcanique mais qui n'atteint pas la surface, suite à son interaction avec le système hydrothermal. D'après les descriptions faites par Hapel-Lachênaie et al. (1798) et Barat (1986), Komorowski et al. (2005) interprètent aussi l'événement phréatique majeur de 1797-1798 comme un événement magmatique avorté.

De la même façon que pour le scénario 2, ces événements peuvent impliquer des phases explosives, accompagnées d'émission de gaz acides et/ou toxiques, et de cendres fines et dont la taille des particules pourraient atteindre la fraction respirable. Cependant la magnitude et l'intensité de ces explosions phréatiques sont plus élevées que dans le cas du scénario 2 et l'émission de ces cendres peut poser des problèmes pour l'aviation civile et l'agriculture du sud Basse-Terre. Sur la base des différentes observations passées (voir chapitre VI), ces événements magmatiques avortés peuvent représenter un risque important pour la population vivant dans une zone inférieure à 10 km de l'événement. Les effets directs sont principalement limités à une zone d'environ 2-3 km autour de l'événement et jusqu'à 5 km à proximité des principales rivières qui drainent la base du dôme (Komorowski et al., 2005). Dans cette zone très proximale on peut s'attendre à des projections de fragments balistiques, des petits écoulements pyroclastiques turbulents et dilués associés à des petites explosions de parties en surpression du dôme et l'accumulation de retombées de lapillis et de cendres sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur et en particulier dans les zones sous le vent. Des écoulements froids et concentrés composés de blocs et de cendres et riches en eau peuvent être canalisés dans les rivières et atteindre jusqu'à 5 km de distance. Les événements de 1797-1798 et 1976-1977 montrent que la montée du niveau d'eau de la nappe phréatique, risque de générer des coulées de débris saturées en eau (lahars) directement depuis l'événement, qui se canalisent dans les rivières jusqu'à des distances de 5 km (Komorowski et al., 2005).

Comme pour le scénario 2, l'évolution extrême de ce scénario pourrait conduire à une déstabilisation de flanc et à la mise en place d'une avalanche de débris de faible volume

extrêmement riche en matériaux fortement hydrothermalisés. Cette déstabilisation pourrait aussi être à l'origine d'une dépressurisation brutale et explosive d'un système hydrothermal en surpression et de la mise en place d'un important écoulement pyroclastique turbulent et dilué latéralement dirigé (e.g., Moriya, 1980 ; Siebert et al., 1987). Ces deux évolutions extrêmes de ce scénario sont crédibles mais ces phénomènes n'ont jamais été observés pour la Soufrière de Guadeloupe et doivent donc être considérés comme des phénomènes extrêmement rares.

Ce scénario décrit 2 des 6 événements phréatiques observés historiquement depuis 1635 AD : 1797-1798 et 1976-1977 en Guadeloupe mais aussi ailleurs dans le monde comme par exemple pour les volcans Mount Baker en 1975 (Crider et al., 2011), Akutan et Iliamna en 1996 en Alaska (Lu et al., 2000 ; Power et al. 2004 ; Roman et al. 2004 ; Roman and Power, 2011), Iwate au Japon en 1998 (Nishimura and Ueki, 2011), Parícutin au Mexique en 2006 (Gardine et al., 2011) et Fourpeaked en 2006 en Alaska (Gardine et al. 2010). Si l'on considère seulement la période historique de l'activité de la Soufrière de Guadeloupe, la fréquence d'occurrence de ce type de scénario éruptif est estimée à 1 événement tous les 188 ans. Le dernier événement magmatique avorté a eu lieu en 1976 AD, soit il y a 36 ans.

4. Scénario 4 : Événement éruptif explosif excentré.

Ce scénario éruptif explosif excentré est déduit de la reconnaissance dans l'enregistrement géologique du complexe de la Grande Découverte - Soufrière de phases explosives scoriacée de faible magnitude qui ont conduit à la formation de cônes de scories comme ceux de La Citerne et de l'Echelle (GDS 5 et GDS 6 datés respectivement entre 720 Cal BC et 450 Cal AD).

Le scénario d'un événement éruptif explosif excentré caractérise la remontée rapide d'un magma peu différencié, de composition chimique andésite basaltique (présence de cristaux d'olivine). Le magma remonte vers la surface en utilisant des réseaux de fractures ne permettant pas d'interaction avec la chambre magmatique superficielle qui alimente le complexe de la Grande Découverte – Soufrière en magma plus différencié, de composition chimique andésitique à dacitique (Boudon et al., 1988). L'alimentation de ce nouveau réseau de fractures a pour conséquence une sortie du magma légèrement excentrée du dôme de la Soufrière de Guadeloupe, comme le montre l'exemple des cônes de scories de l'Echelle et de la Citerne sur les flancs sud-est de la Soufrière de Guadeloupe.

Ce scénario éruptif est associé à une activité explosive paroxysmale de type strombolien et à la mise en place de fontaines de lave intenses. D'après les observations faites

sur le terrain, l'extension spatiale des dépôts associés à ce type de scénario éruptif est très faible et se résume principalement à un rayon de 2 km autour de l'événement. Les études récentes réalisées sur des événements éruptifs similaires observés sur d'autres volcans comme le Parícutín (e.g., Pioli et al., 2008 ; Erlund et al., 2010) et le Xitle (Cervantes et Wallace, 2003) au Mexique, le Cerro Negro (e.g., Connor et al., 1993 ; Hill et al., 1998) au Nicaragua et le Lathrop Wells, aux Etats Unis (Valentine et al., 2007), montrent une décroissance importante et rapide de l'épaisseur et de la granulométrie des dépôts en fonction de la distance à l'événement. Les épaisseurs de dépôts sont pluri-métriques sur les flancs du cône mais ne mesurent plus que quelques centimètres au delà de 3-4 km de l'événement. A ces distances, les dépôts de retombées ne sont plus constitués que de cendres. Cependant, ces événements montrent aussi l'occurrence de phases explosives plus intenses lors desquelles une colonne éruptive soutenue peut disperser de grandes quantités de cendres sur de grandes distances, allant jusqu'à, pour l'événement du Parícutín en 1943, atteindre les 320 km (Fries, 1953). La formation de ces cônes résulte de l'accumulation très proximale de scories grossières, dans lesquelles s'intercalent des coulées de lave peu épaisses et des produits de phases phréatomagmatiques (Dagain, 1981 ; Boudon et al., 1988).

Nous ne mettons en évidence que 2 événements de ce type au cours de l'épisode de la Soufrière associés à la formation des cônes de l'Echelle et de la Citerne, contraints entre 450 Cal AD (soit 1570 ans BP) et 720 Cal BC (soit 2460 ans BP). Avec seulement deux événements de ce type observés au cours de l'épisode Soufrière et pour tout le complexe de la Grande Découverte – Soufrière durant ces 50 000 dernières années, la fréquence d'occurrence de ce type de scénario éruptif est très faible.

5. Scénario 5 : Événement éruptif à croissance d'un dôme

Les événements éruptifs à croissance de dôme constituent le scénario éruptif le plus fréquent dans la Caraïbe pour le siècle dernier. Ce scénario a été décrit, étudié et suivi à plusieurs reprises au cours de la période historique sur les volcans de la Montagne Pelée (Martinique), de la Soufrière (Saint-Vincent) et plus récemment à Soufrière Hills (Montserrat).

Les principaux aléas associés à ce scénario sont directement liés à la mise en place d'un dôme ou d'un cryptodôme au sommet du volcan et correspondent à la formation d'écoulements pyroclastiques concentrés et d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués, liés à des instabilités gravitaires et/ou à des explosions du dôme (ou cryptodôme). Des phases explosives de type vulcanien (magnitudes faibles à modérées) liées à l'ascension rapide du

magma pourraient également être engendrées en surface. Cependant dans ce scénario, ces phases explosives resteraient mineures en termes de magnitude et d'intensité.

Nos différentes études de terrain montrent que les dépôts d'écoulements associés à ces événements éruptifs sont volumineux (entre 0.1 km^3 et 0.4 km^3) et affectent de larges zones du sud Basse-Terre (entre 10 km^2 et 60 km^2) aussi bien sur le flanc ouest que sur les flancs sud et est des volcans du Carmichaël et de la Soufrière. Les phénomènes d'effondrement gravitaire de dôme et d'explosion latéralement dirigée de dôme engendrent des aléas très différents.

Les écoulements pyroclastiques concentrés associés à un effondrement gravitaire du dôme sont canalisés dans les principales vallées des rivières du sud Basse-Terre et peuvent atteindre des distances de plus de 9 km. En fonction de leur volume et de leur interaction avec la topographie, des écoulements pyroclastiques turbulents et dilués peuvent affecter des zones plus larges (entre 10 km^2 et 30 km^2) mais bordant cependant les vallées où la majeure partie de l'écoulement s'est canalisée.

Les écoulements pyroclastiques turbulents et dilués associés à des explosions latéralement dirigées d'un secteur du dôme (ou cryptodôme) pressurisé sont extrêmement mobiles. Ils interagissent moins avec la topographie ce qui les rend dévastateurs à l'instar de l'événement du 8 mai 1902 de la Montagne Pelée (e.g., Lacroix, 1904 ; Fisher et Heiken, 1982 ; Westercamp et Traineau, 1983 ; Bourdier et al., 1989 ; Boudon et Lajoie, 1989 ; Charland et Lajoie, 1989 ; Lajoie et al., 1989 ; Boudon et al., 1990 ; Tanguy, 1994). Ces écoulements pyroclastiques affectent des zones beaucoup plus importantes (entre 20 km^2 et 60 km^2) que les écoulements pyroclastiques concentrés. Ils peuvent atteindre la cote située à plus de 9 km et se propager sur plusieurs kilomètres à la surface de la mer (événement en cours de Soufrière Hills de Montserrat).

Notre étude montre une relation très forte entre événements éruptifs à croissance de dôme et déstabilisations de flanc. En effet sur tous les événements éruptifs considérés en 50 000 ans (entre 10 et 14), 8 à 11 de ces événements sont associés à des déstabilisations de flancs. Pour le seul épisode de la Soufrière, tous les événements éruptifs de ce type de scénario sont associés à une déstabilisation de flanc. Ces avalanches de débris restent de petit volume (entre 0.1 km^2 et 0.4 km^2) et affectent une zone de 10 km^2 à 40 km^2 .

Nous observons pour la Soufrière de Guadeloupe 6 dépôts distincts d'écoulements pyroclastiques turbulents et dilués associés chacun à une déstabilisation de flanc et affleurant systématiquement à la base de chacune des unités d'avalanches de débris. En l'absence d'évidence de dépôts d'écoulement pyroclastiques concentrés, nous proposons d'interpréter

ces écoulements pyroclastiques turbulents et dilués comme déclenchés par des explosions latéralement dirigées d'un dôme (Chapitre VI). De nombreux exemples historiques ont été décrits en détails au Bézimianny (1956) (e.g., Gorshkov, 1959), au Mont St Helens (1980) (e.g., Lipman et Mullinaux, 1981) et à Soufrière Hills à Montserrat (e.g., Ritchie et al., 2002 ; Sparks et al., 2002 ; Voight et al., 2002). De tels écoulements pyroclastiques turbulents et dilués sont particulièrement mobiles et pourraient affecter tout le sud de la Basse-Terre sur une zone pouvant atteindre jusqu'à 60 km² (Boudon et al., 1984, 1988, 1992 ; Komorowski et al., 2005 ; cette thèse).

Les différentes déstabilisations de flancs au cours des derniers 15 000 ans ont conduit à la formation ou à l'extension de cratères d'effondrement orientés sud – sud-ouest, dans la direction des zones densément peuplées de Saint Claude et de Basse-Terre. Toute l'activité éruptive à croissance de dôme de la Soufrière s'est développée au sein de ces structures et tous les dépôts associés aux différents écoulements pyroclastiques ont été observés principalement dans ces zones au sud – sud-ouest de la Soufrière. Les futurs écoulements pyroclastiques concentrés et/ou turbulents et dilués affecteraient majoritairement ces mêmes zones peuplées au sud – sud-ouest de la Soufrière.

Les risques volcaniques associés à ce type de scénario sont très importants pour les villes de Saint-Claude, de Basse-Terre, et de Gourbeyre au sud-ouest du volcan. Plusieurs vallées profondes permettront une canalisation des coulées pyroclastiques concentrées sur des distances très importantes et très proches des zones habitées. En effet, nous avons des évidences de débordements sur des épaisseurs importantes d'écoulements pyroclastiques concentrés au niveau des villes de Basse-Terre, St Charles ou encore St Claude. Les écoulements pyroclastiques turbulents (dilués et concentrés) peuvent atteindre la côte caraïbe, à des distances de plus de 9 km.

Bien que les écoulements pyroclastiques puissent aussi se canaliser jusque dans les parties basses de la rivière Grande Anse et de la Rivière Petit Carbet, au sud de la Soufrière de Guadeloupe, le relief topographique du complexe volcanique de Madeleine - Trois-Rivières (dôme de la Madeleine et plateau du Palmiste) offre une certaine protection naturelle à la ville de Trois-Rivières. La ville de Capesterre, située à plus de 10 km à l'est du volcan, n'est en revanche pas protégée par un relief significatif. Cette zone est donc exposée à des risques volcaniques importants dans le cas où des écoulements affecteraient la rivière du Grand Carbet comme cela a été le cas pour tous les événements à croissance de dôme et de l'épisode Carmichaël et pour un seul des événements éruptifs de la Soufrière de Guadeloupe, l'événement éruptif GDS 11 (1870 Cal BC soit 3495 ans BP).

Au cours de l'épisode Soufrière nous mettons en évidence entre 6 et 7 événements éruptifs correspondants à ce type de scénario. La fréquence d'occurrence pour de ce type de scénario éruptif est comprise entre 1 événement tous les 1520 ans et 1 événement tous les 1310 ans. Le dernier événement éruptif étant l'événement GDS 3 contraint à 450 Cal AD (soit 1570 ans BP), il y a 1560 ans. Ce scénario éruptif a une période de retour moyenne qui est inférieure à la période actuelle et nous calculons, d'après l'équation (1), entre 65% et 70% la probabilité d'occurrence de ce type de scénario éruptif. Il est donc considéré comme le ou l'un des plus probables pour un futur événement magmatique de la Soufrière de Guadeloupe.

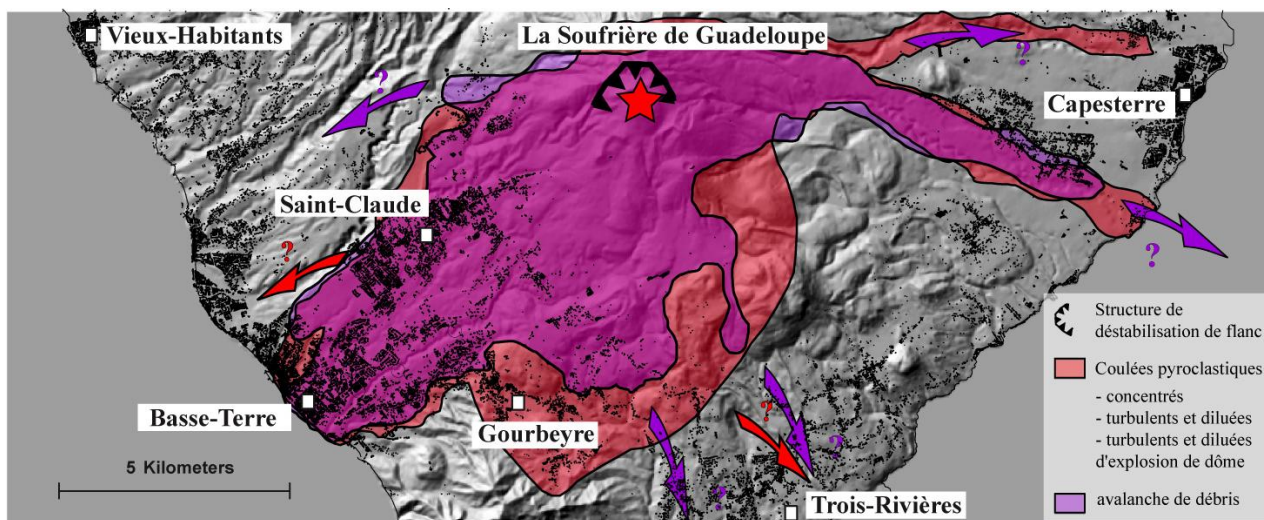


Figure VII.9 : Cartographie interprétée des zones impactées par les dépôts associés au scénario 5 au cours de l'histoire de la Soufrière de Guadeloupe.

6. Scénario 6 : Événement éruptif explosif de magnitude modérée.

Ce scénario éruptif est directement liée à la réinterprétation de la phase explosive subplinienne de l'événement éruptif GDS 2 contraint à 1530 Cal AD (soit 320 ans BP) (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008). Cet événement était considéré comme le scénario le plus crédible pour un futur événement magmatique de la Soufrière de Guadeloupe (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008 ; Spence et al., 2008). Ce scénario éruptif regroupe les événements magmatiques explosifs de magnitude décrite par Newhall et Self, (1982) comme modérée (VEI 2 et VEI 3) et dont les volumes varient entre 10^{-3} km³ et 10^{-1} km³. L'événement éruptif de 1530 AD est l'événement éruptif le plus étudié de la Soufrière de Guadeloupe (Chapitre III et VI). Il constitue la référence de ce type de scénario éruptif. Cependant, malgré nos nombreuses études de terrain, nous n'avons que très peu de contraintes stratigraphiques sur d'autres événements éruptifs correspondants à ce scénario 6.

Les aléas volcaniques associés à ce scénario dépendent principalement de la phase explosive. Elle est à l'origine de la mise en place d'une colonne éruptive pouvant atteindre 15 km d'altitude (Newhall et Self, 1982), générant des retombées de ponces et/ou de scories ainsi que des écoulements pyroclastiques qui se canalisent dans les vallées des principales rivières du massif de la Soufrière. D'autres phases de type et de style éruptifs différents peuvent être associées à cette phase explosive pour former un événement polyphasique. Cependant dans un tel scénario, ces autres phases éruptives restent moins importantes en termes de magnitude et d'intensité.

Boudon et al. (2008) associent à l'événement éruptif GDS 2 une phase de déstabilisation de flanc (AD 1) déclenchée par la remontée du magma dans le conduit. Cette déstabilisation est de faible volume ($>0.1 \text{ km}^3$) mais affecte une zone de 13.5 km^2 et a atteint la côte caraïbe au niveau de Basse-Terre. Pour ce type de scénario, l'occurrence d'une phase de déstabilisation de flanc est donc possible. La présence d'un système hydrothermal très développé et très actif au sommet de la Soufrière de Guadeloupe et la superposition des différentes structures de déstabilisations associées au 8 déstabilisations de flancs de la Soufrière de Guadeloupe, rendent cette extrême évolution de ce scénario crédible.

La reconstitution de l'événement éruptif GDS 2 (1530 AD) (Boudon et al., 2008) et la modélisation numérique de cette phase explosive subplinienne (Komorowski et al., 2008) nous permettent de mieux appréhender la zone impactée. Des risques volcaniques importants liés aux retombées de ponces menacent les villes de Saint-Claude (entre 1 et 5 cm) et de Basse-Terre ($< 1 \text{ cm}$) au sud-ouest du volcan. Les différentes rivières du massif de la Soufrière (e.g., rivière Noire, rivière du Galion et rivière du Grand Carbet) seront certainement affectées par des écoulements pyroclastiques liés aux effondrements de colonne éruptive sur des distances supérieures à 5 km et donc proches des premières zones habitées.

Les dépôts associés à ce type d'événement éruptifs sont très facilement altérés et/ou érodés et disparaissent de l'enregistrement géologique. Nous pensons que la fréquence d'occurrence de ce type de scénario éruptif est biaisée par la perte de l'information géologique. Ce scénario est peut être moins bien contraint dans le temps que les autres scénarii éruptifs, cependant la caractérisation de deux événements éruptifs en moins de 500 ans fait qu'il reste considéré comme l'un des plus probables pour un futur événement magmatique de la Soufrière de Guadeloupe (Boudon et al., 2008 ; Komorowski et al., 2008 ; Spence et al., 2008).

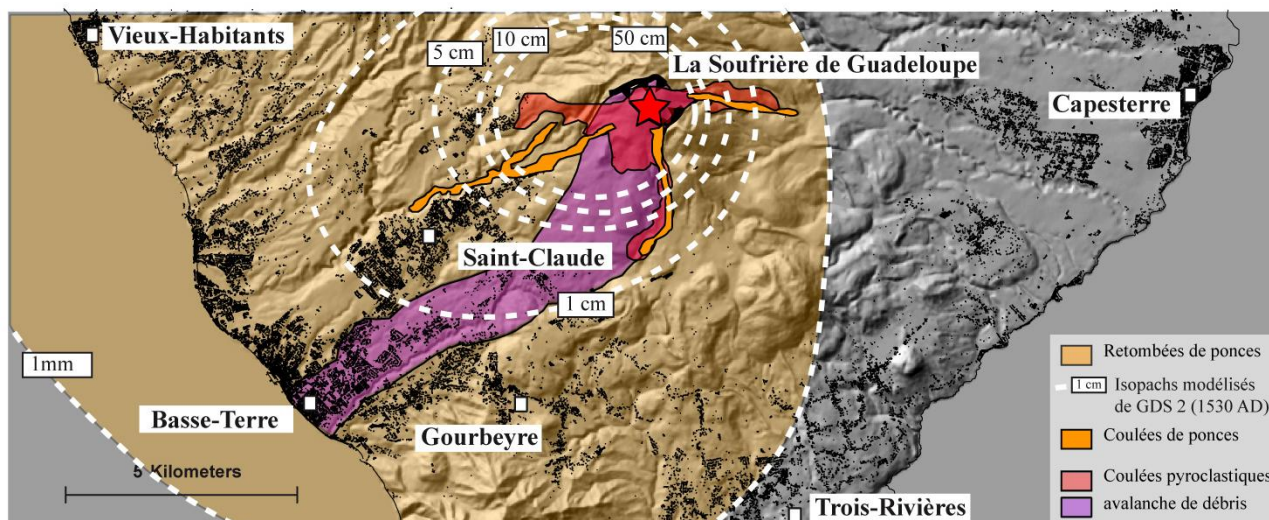


Figure VII.10 : Cartographie interprétée des zones impactées par les dépôts associés au scénario 6 au cours de l'histoire de la Soufrière de Guadeloupe.

7. Scénario 7 : Événement éruptif explosif de magnitude élevée.

Ce scénario regroupe les événements magmatiques explosifs de magnitude décrite par Newhall et Self, (1982) comme élevée (VEI 4) et dont les volumes varient entre 10^{-1} km^3 et 10^0 km^3 . Ce scénario éruptif prend en compte des évolutions dans le temps de la dynamique et du style éruptif de ces événements éruptifs complexes, polyphasiques. Cependant dans ce scénario, ces autres phases (e.g., phases explosives mineures, phases à croissance de dôme) restent mineures en termes de magnitude et d'intensité.

Les aléas volcaniques associés à ce scénario dépendent principalement de la phase explosive de type plinien, à l'origine de la mise en place d'une importante colonne éruptive, mesurant entre 10 et 25 km (Newhall et Self, 1982) et pouvant atteindre la stratosphère. Elle est à l'origine de retombées de ponces et/ou de scories sur une large zone et d'écoulements pyroclastiques qui se canalisent dans les vallées des principales rivières du massif de la Soufrière (e.g., rivière Noire, rivière St Louis, rivière Aux Herbes, rivières du Galion, rivière Grande Anses, rivière du Grand Carbet et rivière du Pérou).

L'étendue spatiale des dépôts de retombées est directement influencée par la direction et la vitesse des vents au moment de l'éruption. L'architecture verticale particulière de l'atmosphère tropicale (les alizés, les contre-alizés et les supra-alizés – Komorowski et al., 2008 ; Annexe D) nous permet de supposer que les zones au vent seront directement impactées par les retombées de ponces (Komorowski et al., 2008 et Legendre, 2006) et c'est aussi ce que l'on observe dans l'enregistrement géologique (voir chapitre VI). Cependant sur de courtes périodes et avec une faible probabilité, la direction des vents est inversée et toute la zone à l'est

et au nord-est de la Soufrière de Guadeloupe serait potentiellement affectée. Des modélisations réalisées avec ces régimes de vents particuliers montrent que Pointe à Pitre (à plus de 25 km au nord-est de la Soufrière de Guadeloupe) pourrait subir des nuisances avec 1 à 10 mm d'épaisseur de retombées (Komorowski et al., 2008).

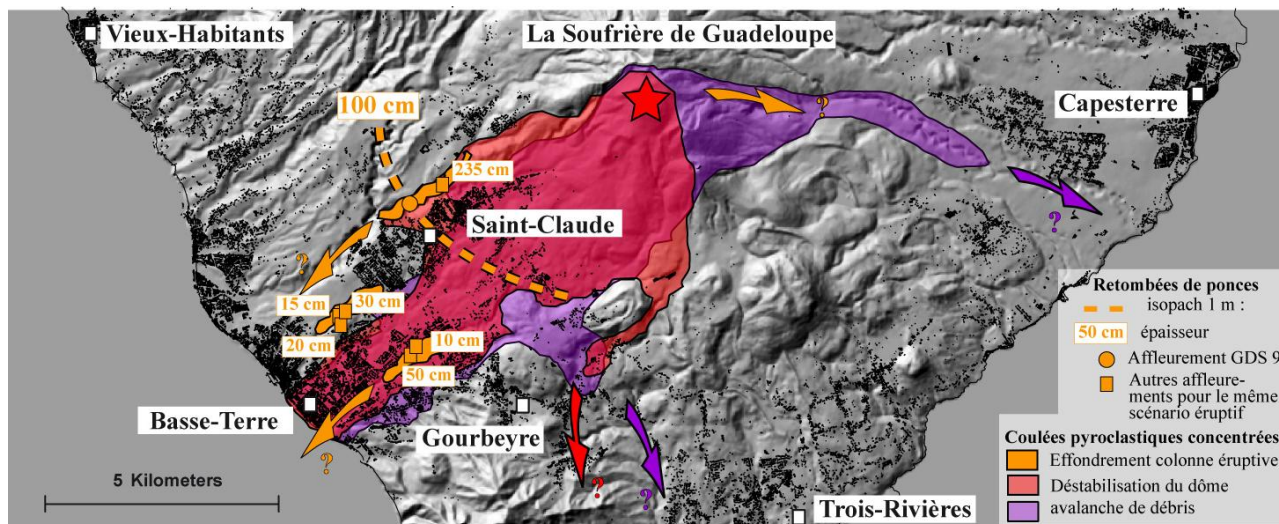
Les grandes structures de glissement observées au cours de la phase Soufrière sont toutes orientées vers le sud-ouest. Ces barrières morphologiques vont limiter les écoulements ponceux vers le nord et l'est et favoriser leur mise en place vers le sud-ouest. Les écoulements pyroclastiques associés à ces événements éruptifs sont très volumineux, peuvent remplir les vallées des principales rivières du massif et atteindre la côte caraïbe à plus de 9 km de distance de la Soufrière.

Sans modélisations numériques, nous ne pouvons pas réellement déduire la zone impactée par les retombées de ponces et les coulées pyroclastiques riches en ponces lors des événements de magnitude élevée. Cependant, nous savons que ces événements peuvent engendrer, à plus de 7 km de l'événement, des dépôts de retombées de ponces et/ou de scories qui font entre 15 cm et 35 cm d'épaisseur et des dépôts de coulées de ponces qui font entre 1 m et 4 m d'épaisseur. Les villes de Saint-Claude (de 4 km à 6 km de l'événement) et de Basse-Terre (de 7 km à 9 km de l'événement) sont donc exposées à des risques volcaniques très importants. La topographie du complexe volcanique de Madeleine - Trois-Rivières offre une certaine protection naturelle à la ville de Trois-Rivières. En revanche, la ville de Capesterre qui est située à plus de 10 km à l'est du volcan et qui n'est protégée par aucun relief significatif, peut elle aussi être exposée à des risques volcaniques importants dans le cas où des écoulements affecteraient les rivières du Grand Carbet et du Pérou.

Notre étude montre une relation entre événements éruptifs de magnitude élevée et déstabilisations de flanc, même si elle est moins marquée que pour le scénario éruptif n°5. En effet sur 50 000 ans, entre 4 et 5 événements éruptifs, sur tous les événements éruptifs considérés (entre 11 et 13) sont associés à des déstabilisations de flancs. Ces avalanches de débris restent de petit volume (entre 0.1 km² et 0.5 km²) et affectent une zone de 10 km² à 45 km².

Nous avons pu caractériser entre 9 et 13 événements éruptifs explosifs de magnitude élevée pour les derniers 50 000 ans d'activité du complexe de la Grande Découverte – Soufrière, dont 4 à 5 pour le seul épisode Soufrière. La fréquence d'occurrence des événements explosifs majeurs est donc contrainte pour l'épisode de la Soufrière entre 1

événement tous les 2285 ans et 1 événement tous les 1830 ans. Le dernier événement éruptif explosif majeur est contraint à 1010 Cal AD, il y a 1002 ans. Nous calculons entre 35% et 45% la probabilité d'occurrence de ce type de scénario pour un futur événement de la Soufrière de Guadeloupe.



8. Scénario 8 : Événement éruptif explosif magnitude très élevée.

Le scénario éruptif maximal attendu pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière est un événement éruptif explosif extrême (VEI 5) pouvant impliquer entre 10^0 km³ et 10^1 km³ de magma. Ce type d'événement implique des volumes de magma tellement importants que les tephra sont injectés dans la haute atmosphère et sont à l'origine de perturbations à l'échelle régionale. Ils recouvrent une très large zone du sud de la Basse-Terre avec des épaisseurs préservées pouvant aller jusqu'à 80 cm à des distances de plus 9 km de l'événement. Notre nouvelle stratigraphie amène de nouvelles interprétations de la carotte CARGUA2 prélevée en mer à 60 km au sud-ouest de la Grande Découverte. Ces interprétations nécessitent d'être en partie confirmées mais elles permettent de mettre en évidence la présence de 1 à 2 de ces événements éruptifs. Les écoulements pyroclastiques riches en ponces associés aux différentes phases d'effondrement de la colonne éruptive, se canaliseront sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (jusqu'à 60 m dans la partie haute de la rivière Noire pour l'événement éruptif GDS 27 de Pintade) dans toutes les principales vallées du sud Basse-Terre (e.g., rivière Noire, rivière St Louis, rivière Aux Herbes, rivières du Galion, rivière Grande Anses, rivière du Grand Carbet et rivière du Pérou). L'arrivée en mer d'écoulements pyroclastiques volumineux engendrerait un tsunami dont les effets seraient ressentis à l'échelle régionale (c.f., les volcans du Krakatoa et de Santorin).

Nous avons pu caractériser entre 1 et 4 événements éruptifs de ce type (VEI 5) dans l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Une caldeira d'effondrement, la caldeira de la Grande Découverte, est même associée à l'événement éruptif de Pintade GDS 27 daté à 42 350 ans BP (soit 44 330 Cal BC). En considérant l'état actuel de nos connaissances de l'histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière sur 50 000 ans, la fréquence d'occurrence de ce type de scénario éruptif est estimée entre 1 événement tous les 12 500 ans et 1 événement tous les 50 000 ans. Le dernier événement éruptif de cette dimension est contraint soit à 35 720 Cal BC (GDS 25), il y a presque 38 000 ans, soit à 44 330 Cal BC (GDS 27), il y a 46 000 ans. De plus, Simkin et al. (1994) observent à l'échelle mondiale et au cours de la période Holocène un rapport de ~ 3 entre le nombre d'éruptions de magnitude croissante (nombre total d'événements éruptifs de VEI 3 = 869, de VEI 4 = 278, et de VEI 5 = 84 - Smithsonian Institute). Si le comportement éruptif à l'échelle de l'épisode Soufrière de Guadeloupe reste cohérent au cours du temps et est expliqué par la relation établie par Simkin et al. (1994), nous devrions enregistrer entre un et deux événements éruptifs explosifs de VEI 5 (nous observons entre 4 et 5 événements explosifs de VEI 4, scénario 7). Bien que la Soufrière de Guadeloupe n'ait pas engendré d'événements éruptifs de cette magnitude, ce scénario éruptif extrême est un scénario crédible qu'il faut prendre en compte pour un futur événement éruptif de la Soufrière de Guadeloupe.

Il n'y a aucune évidence d'événement explosif de VEI 6 (entre 10^1 km³ et 10^2 km³) au cours des derniers 50 000 ans. Cependant au moins deux événements explosifs extrêmes que l'on pourrait contraindre par des indices d'explosivités de 6 : l'événement de Montval 108 000 \pm 10 000 ans et l'événement d'Anses des Pères 140 000 \pm 14 000 ans (Blanc, 1983 ; Boudon et al., 1988 ; Komorowski et al., 2005) ont été mis en évidence au cours de l'épisode de la Grande Découverte. L'absence d'événement explosif de VEI 6 au cours des derniers 50 000 ans d'activité du complexe de la Grande Découverte – Soufrière reflète certainement des périodes de retour très longues et supérieure à 50 000 ans pour ce type d'événement explosif. Si l'activité éruptive actuelle de la Soufrière est comparable à celle de la Grande Découverte, un scénario éruptif impliquant une phase explosive de VEI 6 pourrait donc être crédible mais ce phénomène qui n'a plus été observé pour le complexe de la Grande Découverte – Soufrière depuis 100 000 ans doit donc être considéré comme un phénomène extrêmement rare.

**CONCLUSIONS GENERALES
ET PERSPECTIVES.**

Cette étude apporte de nouvelles contraintes stratigraphiques et chronologiques sur les deux complexes volcanologiques actifs du Sud Basse-Terre : le complexe Madeleine – Trois-Rivières mais surtout celui de la Grande Découverte – Soufrière. Nous faisons ressortir de ce travail plusieurs conclusions majeures :

(1) Nous mettons tout d’abord en évidence, pour toutes les éruptions de la Soufrière de Guadeloupe, une variabilité importante des âges ^{14}C qui dépend principalement de la distribution de l’âge des arbres d’une forêt (Chapitre IV). Pour prendre en compte cette distribution et obtenir des âges statistiquement représentatifs nous avons notamment amélioré le modèle direct ^{14}C (Boudon et al., 2008). Nous datons ainsi 27 des 31 événements éruptifs observés sur 50 000 ans.

(2) Pour l’activité la plus récente de la Soufrière, l’étude de nouveaux affleurements proximaux couplée à notre approche innovante de l’étude des carottes sédimentaires, permettent une réinterprétation de l’unité des « Cendres Jaunes » (Chapitre V), auparavant interprétée comme une accumulation sur près de 8000 ans de cendres phréatiques. Nous suggérons que cette unité corresponde plutôt à une succession de dépôts de nuages co-génétiques des avalanches de débris Holocène entre lesquelles s’intercalent de multiples unités pyroclastiques associées à plusieurs événements magmatiques distincts.

(3) Nos études chrono-stratigraphiques nous ont permis de mettre en évidence que l’activité magmatique du Complexe de la Grande Découverte – Soufrière est beaucoup plus importante que ce qui avait pu être déterminé auparavant. Dans le détail nous avons mis en évidence un rythme éruptif très élevé avec 28 événements éruptifs sur 50 000 ans mais surtout 15 événements éruptifs sur 9000 ans pour le volcan de la Soufrière (Chapitre VI). Cette activité magmatique intense présente un caractère éruptif polyphasique très marqué associant, au sein d’un même événement éruptif, différentes phases éruptives de magnitudes et d’intensités différentes (Chapitre VII). La fréquence éruptive de la Soufrière de Guadeloupe (1 événement tous les 610 ans) est similaire à celle de la néo-Montagne Pelée, considérée comme l’un des volcans les plus actifs de l’arc des Petites Antilles et à l’origine de deux événements éruptifs importants distincts au XX^{ème} siècle (1902-1905 et 1929-1932).

(4) Notre interprétation de l’histoire éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière nous permet d’évaluer la fréquence d’occurrence de chacune des phases volcaniques (e.g., déstabilisations de flanc, phases explosives majeures, phases à croissance de dôme) et différents scénarii réalistes attendus pour un futur événement magmatique de la Soufrière de Guadeloupe (Chapitre VII). Nous définissons ainsi 8 scénarii éruptifs crédibles et calculons leur probabilité d’occurrence. Le scénario éruptif le plus probable implique une phase

dominante à croissance de dôme (voir scénario n°5 dans Chapitre VII). La reconnaissance du caractère polyphasique de l'activité éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière, et plus particulièrement pour les événements à croissance de dôme, nous permet de faire l'hypothèse d'un futur événement éruptif associant d'autres phases magmatiques secondaires (i.e., phases explosives phréatiques, phases explosives mineures, phase explosives majeures, déstabilisation de flanc). Pour les 6 ou 7 événements éruptifs identifiés décrivant ce scénario au cours de l'épisode Soufrière, tous sont associés à des déstabilisations de flancs dont les volumes mis en jeu sont faibles (entre 0.1 km³ et 0.4 km³). Nous montrons aussi pour la Soufrière de Guadeloupe, que les phases à croissance de dôme associées à ce scénario se caractérisent par une importante explosivité et par la mise en place d'écoulements pyroclastiques et turbulents associés à des explosions latéralement dirigées (6 événements).

Plusieurs perspectives de recherche se dégagent de ce travail :

(1) Il est important d'améliorer l'évaluation des aléas et des risques volcaniques. Ce travail a permis de constituer une base de données très détaillée sur l'activité éruptive passée de la Soufrière de Guadeloupe. Il est donc désormais possible de faire évoluer l'arbre décisionnel de la Soufrière de Guadeloupe tel que défini dans Komorowski et al. (2008) vers un arbre décisionnel probabiliste. Nous pourrions aussi développer des modélisations probabilistes des écoulements pyroclastiques et de la dispersion des tephra, calibrées à partir de nos nouvelles données. Cela permettra d'aboutir à une évaluation quantitative des aléas et des risques volcaniques et de développer des outils pertinents pour une future gestion de crise.

(2) Un des objectifs reste l'amélioration de la qualité de notre connaissance de l'histoire éruptive passée du complexe de la Grande Découverte – Soufrière. Il serait donc important d'acquérir de nouvelles données de téphrochronologie lacustre sur les flancs de la Soufrière (i.e., Grand Etang, Roche, As de Pic et Etang Madère) ou encore de téphrochronologie marine en utilisant des « box-cores » qui permettent de préserver la partie récente et non-consolidée des dépôts marins. Cependant, malgré tous ces efforts, la perte d'information géologique par érosion est inévitable et comportera un degré d'incertitude. Il serait donc intéressant d'essayer de développer une approche permettant de quantifier la perte d'information géologique et de la prendre en compte dans les différentes estimations des fréquences et probabilités d'occurrence.

(3) Les contraintes chronologiques, stratigraphiques et phénoménologiques que nous apportons à l'activité éruptive du complexe de la Grande Découverte – Soufrière constituent un travail de base qui, couplé à de nouvelles études pétrologique et géochimique pourrait permettre d'apporter un éclairage nouveau sur des questions de premier ordre : Quels sont les paramètres qui contrôlent l'explosivité et les volumes éruptés de la Soufrière de Guadeloupe ?

Quelles sont les conditions pré-éruptives qui favorisent ces éruptions ? Sur quelle(s) durée(s) de temps ces processus se mettent-ils en place (Druitt et al., 2012)? Quel est la distribution de la production magmatique dans le temps et quel est son lien avec le contexte géodynamique ? L'injection de magma basaltique dans la chambre superficielle est-elle le moteur des éruptions de la Soufrière de Guadeloupe, comme cela a été observé pour l'événement actuel de Soufrière Hills de Montserrat (e.g., Chapitre II) et pour l'événement GDS 2 de la Soufrière (Boudon et al., 2008) ? Quel rôle joue le système hydrothermal sur l'instabilité de flanc et la dynamique éruptive de la Soufrière de Guadeloupe ?

Ce travail fourni aussi des pistes pour une optimisation des réseaux de surveillance existant sur la Soufrière de Guadeloupe. Ils doivent : (1) être cohérents avec les différents scénarii éruptifs polyphasiques définis, (2) permettre d'établir les relations causales entre les signes précurseurs profonds et les processus volcaniques qui peuvent aboutir à une manifestations en surface et (3) être capable de s'adapter à l'évolution dans le temps de la typologie et de l'intensité éruptive (e.g., événement en cours de Soufrière Hills, Montserrat).

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

- Adelaïde-Merlande J, Hervieu J-P (1996) Les volcans dans l'histoire des Antilles. Editions Karthala, Paris. 1-229.
- Allard P, Hammouya G, Parello F (1998) Dégazage magmatique diffus à la Soufrière de Guadeloupe, Antilles. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth & Planetary sciences 327, p.315-318.
- Anderson T. et Flett J.S., 1903. Report on the eruption of the Soufrière of Saint-Vincent in 1902 and on a visit to montagne Pelée in Martinique, Philos. Trans. R. Soc. London, 200, p.353-553.
- Arnold J. R. et Libby, W. F. (1949). "Age Determinations by Radiocarbon Content: Checks with Samples of Known Age". Science 110 (2869). p. 678–680.
- Aspinall W.P., Sigurdsson, H., Shepherd JB. (1973) Eruption of the Soufrière Volcano on St. Vincent Island, 1971-1972. Science 181, 1,17-24.
- Aspinall W.P., Loughlin, S.C., Michael, F.V., Miller, A.D., Norton, G.E., Rowley, K.C., Sparks, R.S.J. and Young, S.R., (2002) The Montserrat Volcano Observatory: its evolution, organisation, role and activities. In: Druitt, T.H. & Kokelaar, B.P. (Editors) The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoir, p. 71–91.
- Aspinall W. P., Woo, G., Voight, B., & Baxter, P. J. (2003). Evidence-based volcanology: application to eruption crises. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 128(1-3), p.273-285.
- Aspinall W.P., (2006) Structured elicitation of expert judgment and its use for probabilistic hazard and risk assessment in volcanic eruptions. In: Mader, H.M., Coles, S.G., Connor, C.B., Connor, L.J. (Eds.), Statistics in Volcanology. Geological Society of London, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, IAVCEI Publications, London, p. 1–268.
- Aspinall W.P., Chigama, A., Connor, C., Godoy, A., Hill, B., Komorowski, J-C., Nakada, S., Pasquaré, G., Uchiyama, Y., (2007) Volcanic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Power Plants, Draft safety guide DS405, IAEA Safety Standards, International Atomic Energy Agency, Vienna, p. 1-73.
- Ashton PS (1981) The need for information regarding tree age and growth in tropical forests. In: Bormann FH, Berlyn G (eds) Age and growth rate of tropical trees; new directions for research. Yale University: School of Forestry and environmental Studies. Bulletin No. 94, p 3-6.
- Balcone-Boissard, H., Boudon, G., Villemant, B. (2011) Textural and geochemical constraints on eruptive style of the 79 ad eruption at Vesuvius. Bulletin of Volcanology, 73 (3), p.279-294.
- Baker P.E. (1985) Volcanic hazards on St Kitts and Montserrat, West Indies. Journal of the Geological Society, London, 142, p.279-295.
- Baker P. J. (2003) Tree age estimation for the tropics: a test from the southern appalachians. Ecological Applications, 13(6), p.1718-1732.
- Ballet J. (1899) La Guadeloupe: Renseignements sur l'histoire, la flore, la faune, la géologie, la minéralogie, l'agriculture, le commerce, l'industrie, la législation, l'administration, 1890-1899; 5 volumes, Basse-Terre, Guadeloupe, Imprimerie du Gouvernement.
- Barabé L., et Jolivet J. (1958) Les récentes manifestations d'activité de la Guadeloupe (Petites Antilles). Bull. Volcanol. 19:143-158

- Barat A (1986) 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, Document du BRGM N°115, Eds. BRGM.
- Barberi F. et P. Gasparini, (1979) Letter to Editor. *J. Volc. Geotherm. Res.*, Vol. 6, p. 1-2.
- Barberi, F., Macedonio, G., Pareschi, M.T., Santacroce, R., (1990) Mapping the tephra fallout risk: an example from Vesuvius (Italy). *Nature* 344, p.142–144.
- Barberi F., Coltelli M., Frullani A., Rosi M., Almeida E. (1995) Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69 (3-4), pp. 217-239.
- Bardintzeff, JM, Miskovsky, J-C, Traineau, H, Westercamp, D. (1989) The recent pumice eruptions of Mt. Pelée volcano, Martinique. Part II: Grain-size studies and modelling of the last Plinian phase P1. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée. J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38, p.35-48.
- Bardintzeff, J.M. et Boudon, G. (1979) Nuées ardentes de l'éruption d'avril-mai 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent (Antilles). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289, D, 891-894.
- Barsotti, S., Andronico, D., Neri, P., Del Carlo, P.J. Baxter, W.P. Aspinall, T. Hincks. (2010) Quantitative assessment of volcanic ash hazards for health and infrastructure at Mt. Etna (Italy) by numerical simulation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192 (1–2), p. 85-96.
- Baxter, P. (2000) Impacts of eruptions on human health. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 1035-1044, Academic Press, San Diego.
- Baxter, P.J., Aspinall, W. P., Neri, a., Zuccaro, G., Spence, R. J. S., Cioni, R., & Woo, G. (2008) Emergency planning and mitigation at Vesuvius: A new evidence-based approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(3), p. 454-473.
- Beauducel F, site internet de François Beauducel : Beauducel : <http://www.ipgp.fr/~beaudu/soufriere.html>.
- Becker, P.J., Wilson, J.S., (2003) Coexistence of tropical tree species. *Nature* 422, p. 581–582.
- Brienen, R.J.W. , Zuidema, P. A., Daring, H. J. (2006) Autocorrelated growth of tropical forest trees: Unraveling patterns and quantifying consequences. *Forest Ecology and Management*, 237, p. 179–190
- Blockley, S.P.E., Blaauw, M., Bronk Ramsey, C. & van der Plicht, J. (2007) Building and testing age models for radiocarbon dates in Lateglacial and Early Holocene sediments. *Quaternary Science Reviews*, 26, p. 1915–1926.
- Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Higham, T.F.G. (2008) The Middle to Upper Palaeolithic Transition: dating, stratigraphy and isochronous markers, *Journal of Human Evolution*, 55, p. 764-771
- Bronk Ramsey, C. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. *Radiocarbon*, 37(2), p. 425-430.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51, p. 337–360.

- Belousov, A., Voight, B., Belousova, M., (2007) Directed blasts and blast-generated pyroclastic density currents : a comparison of the Bezymianny 1956, Mount St. Helens 1980, and Soufrière Hills, Montserrat 1997 eruptions and deposits. *Bull. Volcanol.* 69, p. 701-740.
- Bernard P, Lambert J (1988) Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles arc: Revision of the historical seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, p. 1965-1983.
- Besson P, Poirier JP (1994) The 3,100 B.P. eruption of the Soufrière de Guadeloupe. A transmission electron microscopy study of the cryptodome andesite, *Bull. Volcanol.* 56, p. 184-192.
- Biot M., Mercier M., Daver M. (1837) La Guadeloupe – Explication de la Figure, Eruption d'eau. *C. R. Acad. Sci. Paris*, tome IV, p. 651-654.
- Bissainte M (1995) Le complexe volcanique des Monts Caraïbes de Guadeloupe (Arc des Petites Antilles) Etude pétrographique, minéralogique et géochimique. Université de Paris 6, Doctoral Dissertation 246 pp.
- Blanc F (1983) Corrélations chronologiques et géochimiques des formations volcaniques du sud de la Basse-Terre de Guadeloupe (Petites Antilles), Début du cycle récent, Thèse 3ème cycle, Univ, Sci, Médic. Grenoble, 171 pp + annexes.
- Boichu, M., Villemant, B., & Boudon, G. (2008) A model for episodic degassing of an andesitic magma intrusion. *Journal of Geophysical Research*, 113(B7), p. 1-18.
- Boichu, M., Villemant, B., & Boudon, G. (2011) Degassing at La Soufrière de Guadeloupe volcano (Lesser Antilles) since the last eruptive crisis in 1975–77: Result of a shallow magma intrusion? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203(3-4), p. 102-112.
- Bonadonna, C., Macedonio, G., and Sparks, R.S.J., (2002) Numerical Modeling of Tephra Fallout Associated with Dome Collapse and Vulcanian Explosions: Application to Hazard Assessment on Montserrat. In: Druitt, T. H., Kokelaar, B.P., (Editors), *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London Memoirs, 21, p. 517–537.
- Bonadonna, C., Connor, C.B., Houghton, B.F., Connor, L., Byrne, M., Laing, A., Hincks, T.K. (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersal: hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *J. Geophys. Res.* 110 (B3), p. 1–21.
- Bormann FH, Berlyn G (1981) Age and growth rate of tropical trees: new directions for research. Yale university: School of Forestry and Environmental Studies. Bulletin No. 94, New Haven.
- Boudon, G., Semet, M.P., Vincent, P.M. (1984) Flank failure-directed blast eruption at Soufrière, Guadeloupe, French West Indies: A 3,000-year-old Mt St Helens. *Geology*, 12, p. 350– 353.
- Boudon, G., Semet, M.P., Vincent, P.M., (1987) Magma and hydrothermally driven sector collapses: The 3100 and 11,500 y. B. P. eruptions of la Grande Découverte (La Soufrière) volcano, Guadeloupe, French West Indies, *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 33, p. 317–323.
- Boudon, G., Dagain, J., Semet, M.P., Westercamp, D., (1988) Notice explicative de la carte géologique au 1/20.000 ème du massif volcanique de la Soufrière (Département de la Guadeloupe, Petites Antilles), 43 pp., BRGM, CNRS, DRM, IPGP, Paris.
- Boudon G, Lajoie J (1989) The 1902 pelean deposits in the Fort Cemetery of St. Pierre, Martinique: a model for the accumulation of turbulent nuées ardentes. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38, p. 113-129.

- Boudon G, Bourdier J-L, Gourgaud A, Lajoie J (1990) Reply. The May 1902 eruptions of Montagne Pelée: high-velocity directed-blasts or column-collapse nuées ardentes? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 43, p. 353-364.
- Boudon G, Semet MP, Vincent PM (1992) Les éruptions à écroulement de flanc sur le volcan de la Grande Découverte (la Soufrière) de Guadeloupe: Implications sur le risque volcanique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 163(2), p. 159-167
- Boudon, G., (1993) La montagne Pelée, Martinique : évolution volcanologique, *Mem. Soc. Géol. France*, 163, p. 231-238.
- Boudon G. et Semet M.P. (1995) Similitudes et différences de l'histoire volcanologique des édifices français actifs : Montagne Pelée (Martinique) et Grande Découverte (Guadeloupe), Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Rapport Quadriennal 1991-1994, p. 73-82.
- Boudon, G., Villemant, B., Komorowski, J-C., Ildefonse, P., and Semet, M.P., (1998) The hydrothermal system at Soufriere Hills volcano, Montserrat (West Indies): Characterization and role in the ongoing eruption. *Geophys. Res. Lett.*, 25, p. 3693-3696.
- Boudon, G., Komorowski, J-C., Semet, M., Le Friant, A. et Deplus C. (1999) Frequent volcanic flank-collapses in the Lesser Antilles arc: origin and hazards. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 80(46).
- Boudon, G., Paterne M., Erlund E., Duchoiselle L., Villemant B. (2004) A review of the recent volcanic activity of Montagne Pelée (Martinique) : correlation between on land and marine tephrochronologic data. IAVCEI 2004 General Assembly Volcanism and its Impact on Society, Pucon, Chile.
- Boudon, G., Le Friant, A., Villemant, B, Viode, J-P. (2005) Martinique. In: J.M. Lindsay, R.E.A. Robertson, J.B. Shepherd & S. Ali (Eds), *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles*, Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, WI, p. 126-146.
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.-C., Deplus, C., Semet, M.P., (2007) Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: diversity of scale, processes, and temporal recurrence. *J. Geophys. Res.*
- Boudon, G., Komorowski, J-C., Villemant, B, Semet, M.P., (2008) A new scenario for the last magmatic eruption of La Soufrière de Guadeloupe (Lesser Antilles) in 1530 A.D.: evidence from stratigraphy, radiocarbon dating and magmatic evolution of erupted products. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- Boudon, G., M. Paterne, J. Machault, B. Villemant, J.-C. Komorowski and A. Le Friant (2008b) Volcanic activity in the Lesser Antilles Arc: correlation between on-land and marine tephrochronologic data, paper presented at IAVCEI 2008 General Assembly Volcanism, Reykjavik, Iceland, 17-22 August 2008.
- Bourdier, JL, Boudon, G, Gourgaud, A. (1989) Stratigraphy of the 1902 and 1929 nuée ardente deposits, Montagne Pelée, Martinique. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38:77-96.
- Bouysse, P. et Martin, P. (1979) Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles (Campagne ARCANTE 1). *Bulletin du BRGM section IV (3/4)*: 185-210.
- Bouysse, P., et Guennoc, P., (1983) Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste-Lucie et Anguilla, *Mar. Geol.*, 53, p. 131-166.

- Bouysse, P., Andreieff, P., Richard, M., Baubron, J.C., Mascle, A., Maury, R.C., Westercamp, D., (1985) Géologie de la ride d'Aves et des pentes sous-marines du Nord des Petites Antilles, Documents du BRGM,
- Bouysse, P., A. Mascle, A. Mauffret, B. Mercier de Le´pinay, I. Jany, A. Lecle`re-Vanhoeve, and M. C. Montjaret (1988) Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc re´cent des Petites Antilles: Kick 'em Jenny, Qualibou, Montagne Pele´e, N-W de la Guadeloupe), *Mar. Geol.*, 81, p. 261–287.
- Bouysse P., Westercamp D. (1990). Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc, *tectonophysics*, 175, p. 349-390
- Bouysse P, Westercamp D, Andreieff P (1990) The Lesser Antilles arc. In: Moore JC, Mascle A, et al (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (110)*, p. 29-44
- Breton R (1647) *Relation de l'isle de la Guadeloupe*, *Bibl. Nat., Manuscrits français 24974*, Basse-Terre, pub. Société d'Histoire Naturelle de la Guadeloupe, 1978, tome 1, 214 p.
- Breton R (1665) *Dictionnaire Caraïbe-Français meslé de quantité de remarques historiques pour l'éclaircissement de la langue*, Auxerre, éd. Gilles Bouquet, 480 p.
- Brienen, R.J.W. (2005) *Tree rings in the tropics: a study on growth and ages of Bolivian rain forest trees (PhD dissertation)*. Utrecht, Netherlands: Utrecht University.
- Briden JC, Rex DC, Fallar AM, Tomblin JF (1979) K-Ar geochronology and paleomagnetism of volcanic rocks from the Lesser Antilles island arc. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A (291)*, p. 485-528.
- Brousse R, Monneyron N, Semet MP (1977) Sur la présence de verres non altérés dans les projections de la Soufrière (Guadeloupe), durant la crise de 1976. *C.R. Acad. Sci. Paris. Sér. D 285*, p. 753-754.
- Bruet E. (1950) *La Soufrière de Guadeloupe - Contribution à l'étude des édifices volcaniques péléens*. *Annales de Géophysique T. 6 fasc. 1*
- Bruet E (1953) L'âge absolu de la grande éruption péléenne de la Soufrière de Guadeloupe. *Bull. Volcanol. II(13): 105-107*
- Bruet E, Aubrat J (1950) Age probable de la grande éruption péléenne de la Soufrière de Guadeloupe *C. R. Acad. Sc. T. 231 N° 1:63-64*
- Calvache, M. L., Cortes, G. P., & Williams, S. N. (1997). Stratigraphy and chronology of the Galeras volcanic complex , Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77, 5-19.
- Camargo PBd, Salomao R, Trumbore S, Martinelli LA (1994) How old are large Brazil-nut trees (*Bertholletia excelsa*) in the Amazon? *Scientia Agricola* 51:389-391
- Carey, S.N., and Sigurdsson, H., 1980. The Roseau ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, Lesser Antilles Arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7:67-86.
- Carlut, J., Quidelleur, X., Courtillot, V., Boudon, G., 2000. Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma old lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): implications for time averaged field models. *J. Geophys. Res.* 105 (B1), 835–849

- Caron B., Komorowski J-C., Legendre Y, Boudon G., Deposits and dynamics of the sub-Plinian phase of the 1530 A.D. Soufrière eruption (Guadeloupe): implications for proximal sedimentation processes. *Bull Volcanol* (in prep).
- Cas RAF, Wright JV (1987) *Volcanic successions: Modern and Ancient*. Allen and Unwin Publ Co, London: 1–528
- Cervantes P., Wallace P.J., 2003. Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico: *Geology*, v. 31, p. 235– 238.
- Chambers JQ, Higuchi N, Schimel JP (1998) Ancient trees in Amazonia. *Nature* 39:135-136
- Chambers JQ, Trumore SE (1999) An age-old problem. *Trends in Plant Science* 4:385
- Chambers JQ, Dos Santos J., Ribeiro RJ., Higuchi N. (2001) Tree damage, allometric relationships, and above-ground net primary production in central Amazon forest. *Forest Ecology and Management*, 152 : pp. 73-84.
- Chanca, D.A. (1494). Letter of Dr. Chanca on the Second Voyage of Columbus. (letter reached Seville in March 1494, first printed in 1825 by Navarette, Viages). In : Olson, Julius E. and Edward G. Bourne (editors). *The Northmen, Columbus and Cabot, 985-1503: The Voyages of the Northmen; The Voyages of Columbus and of John Cabot*. (New York: Charles Scribner's Sons, 1906). Pages 281-313. Web digital and pdf version from Wisconsin Historical Society, 2003, *American Journeys : Eyewitness accounts of early american exploration and settlement : a digital library and learning center ; American Journeys Collection*, document AJ-065.
- Charland A, Lajoie J (1989) Characteristics of pyroclastic deposits at the margin of Fond Canonville, Martinique, and implications for the transport of the 1902 nuées ardentes of Mt.Pelée. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée. J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38:97-112.
- Christiansen, R.L., and Peterson, D.W.(1981) *Chronology of the 1980 Eruptive Activity*: IN: Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R., (eds.), 1981, *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, 844p.
- Christopher, T., M. Edmonds, M. C. S. Humphreys, and R. A. Herd (2010), Volcanic gas emissions from Soufrière Hills Volcano, Montserrat 1995– 2009, with implications for mafic magma supply and degassing, *Geophys. Res. Lett.*, 37.
- Cioni, R., Longo, A., Macedonio, G., Santacroce, R., Sbrana, A., Sulpizio, R., and Andronico, D., 2003. Assessing pyroclastic fall hazard through field data and numerical simulations: Example from Vesuvius. *Jour. Geophys. Res.* 108 :B2, doi:10.1029/2001JB000642.
- Cioni, R., Bertagnini, a., Santacroce, R., & Andronico, D. (2008). Explosive activity and eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): Towards a new classification scheme. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(3), 331-346. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.04.024
- Clark, R. M., 1975. A calibration curve for radiocarbon dates. *Antiquity* 49: 251-66.
- Clark DA, Clark DB (1992) Life-history diversity of canopy and emergent trees in a neotropical rainforest. *Ecological Monographs* 62:315-344
- Condit R, Hubbel SP, Foster RB (1993) Identifying fast-growing native trees from the neotropics using data from a large, permanent census plot. *Forest Ecology and Management* 62:123-143

- Condit R, Hubbel SP, Foster RB (1995) Demography and harvest potential of Latin American timber species: data from a large, permanent plot in Panama. *Journal of Tropical Forest Science* 7:599-622
- Cole, P.D., Calder, S.S., Sparks, R.S.J., Clarke, A.B., Druitt, T.H., Young, S.R., Herd, R.A., Harford, C.L., Norton, G.E., 2002. Deposits from dome-collapse and fountain-collapse pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In : T.H. Druitt and B.P. Kokelaar, Eds, *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, *Memoirs* 21: 231-262.
- Cole P. D., P. J. Smith, H. M. Odbert, A. J. Stinton, M. Bernstein, R. C. Stewart, and J.-C. Komorowski. *Vulcanian Explosions at Soufrière Hills Volcano between 2008 and 2010*. In G. Wadge, R. Robertson, and B. Voight, editors, *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat from 2000 to 2010*. Geological Society *Memoirs*, London, In Press.
- Connor, C. B., Hill, B. E. (1993). Estimating the probability of volcanic disruption of the candidate Yucca Mountain repository using spatially and temporally nonhomogeneous poisson models. *American Nuclear Society Focus*, 93, 174-181.
- Crider J G, D Frank, S D Malone, M P Poland, C Werner, J Caplan-Auerbach, 2011, Magma at depth: a retrospective analysis of the 1975 unrest at Mount Baker, Washington, USA. *Bulletin of Volcanology*, 73, p 175-189.
- Dagain J (1981) La mise en place du massif volcanique Madeleine-Soufrière, Basse-Terre de Guadeloupe, Antilles. Thèse 3^è Cycle, Univ. Paris sud, Orsay 156 pp + annexes.
- DeMets, C., P.E. Jansma, G.S. Mattioli, T.H. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann (2000), GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437-440.
- Deng, J., and Sykes, L.R., 1995, Determination of an Euler pole for contemporary relative motion of the Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes: *Tectonics*, v. 14, p. 39–53.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski J-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J., Cheminée, J-L., 2001. Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles arc. *Earth and Planetary Science Letters* 192 (2): 145-157.
- Devas RP. (1974) *History of the Island of Grenada, 1498-1796*. Carenage Press, St. George's, Grenada.
- Duchoiselle, L., 2003. *Téphrochronologie des produits émis au cours de l'activité récente de la Montagne Pelée, Martinique*" DEA de Géophysique Interne : IPGP-Université Paris VII.
- De Reynal de Saint-Michel A (1966) *Carte géologique de la France et notice explicative, département de la Guadeloupe, 1/50 000, feuilles de St. Martin, St. Barthélémy et Tintamarre; Basse-Terre et les Saintes; Marie Galante et La Désirade*, Ministère de l'Indust. Paris.
- Dibble, R. R. (Victoria Univ. Wellington, Wellington, New Zealand); Nairn, I. A.; Neall, V. E. 1985 Volcanic hazards of North Island, New Zealand; overview. *Journal of Geodynamics*, 3 (3-4), pp. 369-396.
- Dixon, T.H., Farina, F., DeMets, C., Jansma, P., Mann, P., and Calais, E., 1998, Relative motion between the Caribbean and North American plates and associated boundary zone deformation

- based on a decade of GPS observations: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 15,157–15,182.
- Dorel J, Feuillard M (1980) Note sur la crise sismo-volcanique à la Soufrière de la Guadeloupe 1975-1977, *Bull Volcanol* Vol 43-2:419-430.
- Druitt, T.H., Kokelaar, B.P., 2002. The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, Edited by Druitt TH & Kokelaar, B P. Geological Society London, Memoir, 21.
- Druitt, T.H., Young, S. R., Baptie, B., Bonadonna, C., Calder, E. S., Clarke, A. B., Cole, P. D., Harford, C. L., Herd, R. A., Luckett, R., Ryan, G., Voight, B., 2002. Episodes of cyclic Vulcanian explosive activity with fountain collapse at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: The eruption of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat from 1995 to 1999. Edited by Druitt TH & Kokelaar, B P. Geological Society London, Memoir, 21: 281 - 306.
- Druitt, T H, Calder, E S, Cole, P D, Norton, G E, Ritchie, L J, Sparks, R S J and Voight, B. 2002. Small-volume, highly mobile pyroclastic flows formed by rapid sedimentation from pyroclastic surges at Soufriere Hills Volcano, Montserrat: an important volcanic hazard. In: The eruption of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat from 1995 to 1999. Edited by Druitt TH & Kokelaar, B P. Geological Society London, Memoir 21, 263 - 279.
- Du Tertre JB (1654) Histoire générale des isles de S. Christophe, de la Guadeloupe, de la Martinique, et autres dans l'Amérique, Chez Jacques Langlois et Emmanuel Langlois, Paris.
- Du Tertre JB (1667-1671) Histoire générale des Antilles habitées par les français, tome II, réédition exécutée d'après éd. Th. Jolly 1667-1671, Fort de France, éd. Horizons caraïbes 501 p.
- Degruyter, W., Bachmann, O., Burgisser, A., 2009. Controls on magma permeability in the volcanic conduit during the climactic phase of the Kos Plateau Tuff eruption (Aegean Arc). *Bull. Volc.* 71, 12.
- Edmonds, M., Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Herd, R.A., Thompson, G. 2003 SO₂ emissions from Soufriere Hills Volcano and their relationship to conduit permeability, hydrothermal interaction and degassing regime. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124 (1), 23-43.
- Edmonds, M. and Herd, R. A. and Strutt, M. H. (2006) Tephra deposits associated with a large lava dome collapse, Soufriere Hills Volcano, Montserrat, 12-15 July 2003. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153 (3-4). pp. 313-330.
- Elsworth D., Mattioli G., Taron J., Voight B., Herd R. (2008) Implications of Magma Transfer Between Multiple Reservoirs on Eruption Cycling. *Sciences*, 322, pp. 246-248
- Endlich FM. (1880) The Island of Dominica. *The American Naturalist* 14 (11), 761-772
- Erlund E.J., Cashman K.V., Wallace P.J., Pioli L., Rosi M., Johnson E., Delgado Granados H., (2010) Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197 (1-4). pp. 167-187.
- Esposti Ongaro, T., Clarke, A.B., Neri, A., Voight, B., Widiwijayanti, C., 2008. Fluid dynamics of the 1997 Boxing Day volcanic blast on Montserrat, West Indies. *J. Geophys. Res.*, 113, B0321, doi/10.1029/2006JB004898, 2008, 29 pp.
- Fagents, S.A., and Wilson, L., 1993, Explosive volcanic eruptions, VII, The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions: *Geophysical Journal International*, v. 113, p. 359–370.

- Feuillard M. (1970). La Soufrière, coup d'oeil sur l'histoire. Bull. de la Société d'Histoire de la Guadeloupe, N°. 13-14, Année 1970, Archives Départementales, Conseil Général de la Guadeloupe, Basse-terre, Guadeloupe, 97-109
- Feuillard, M., Allégre, C.J., Brandéis, G., Gaulon, R., Le Mouël, J.L., Mercier, J.C., Pozzi, J.P., Semet, M.P. 1983. The 1975-1977 crisis of La Soufrière de Guadeloupe (F.W.I) : a still-born magmatic eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 16, pp. 317-334.
- Feuillard M (1985) Macrosismicité de la Guadeloupe et de la Martinique. Observatoire Volcanologique de la Soufrière (Guadeloupe). Service Edition, Conseil Général de la Guadeloupe, Institut de Physique du Globe de Paris, 1-349.
- Feuillet N, Manighetti I, Tapponnier P (2001). Extension active perpendiculaire à la subduction dans l'arc des Petites Antilles (Guadeloupe, Antilles Françaises). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 333:583-590.
- Feuillet N, Manighetti I, Tapponnier P (2002) Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Jour. Geophys. Res.* 107(B12):2331. doi: 10.1029/2001JB000308, 2002, 29.
- Feuillet, N., F. Leclerc, P. Tapponnier, F. Beauducel, G. Boudon, A. Le Friant, C. Deplus, J.F. Lebrun, A. Necessian, J.M. Saurel, and V. Clément (2010), Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity: New Insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L00E15, doi:10.1029/2010GL042556.
- Fichaut M, Marcelot G, Clochiatti R (1989) Magmatology of Mt. Pelée (Martinique, F.W.I.). II: Petrology of gabbroic and dioritic cumulates. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): Montagne Pelée. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38:171-187.
- Fichtler E, Clark DA, Worbes M (2003) Age and long-term growth of trees in an old-growth tropical rain forest, based on analyses of tree rings and C-14. *Biotropica* 35:306-317
- Finkel, R.C., Suter, M., 1993, AMS in the Earth Sciences: Technique and Applications. *Advances in Analytical Geochemistry* 1, p.1-114; JAI Press Inc., ISBN: 1-55938-332-1.
- Fisher RV, Heiken G (1982) Mt. Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 13:339-371.
- Formenti, Y., Druitt, T. H., & Kelfoun, K. (2003). Characterisation of the 1997 Vulcanian explosions of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, by video analysis. *Bulletin of Volcanology*, 65(8), 587-605. doi:10.1007/s00445-003-0288-8
- Fries, C.J., 1953. Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Paricutin volcano, Michoacan, Mexico. *Trans. — Am. Geophys. Union* 34, 603–616.
- Gadalia A, Gstatler N, Westercamp D (1988) La chaîne volcanique de Bouillante, Basse-Terre de Guadeloupe (Petites Antilles): identité pétrographique, volcanologique et géodynamique = the Bouillante Chain, Basse-Terre, Guadeloupe (Lesser Antilles): petrology, volcanology and geodynamic. *Géologie de la France*, 2-3:101-130
- Gardine M., Michael E. West and Tiffany Cox (2011) Dike emplacement near Paricutin volcano, Mexico in 2006. *Bulletin of volcanology.* 73 (2) : pp. 123-132.

- Gardine M., West M., Werner C., Doukas M. (2010) Evidence of magma intrusion at Fourpeaked volcano, Alaska in 2006–2007 from a rapid-response seismic network and volcanic gases. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 200 : pp. 192–200
- Gardner C. A., White R. A. (2002) in *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, Seismicity, gas emission and deformation from 18 July to 25 September 1995 during the initial phreatic phase of the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat*, Geological Society, London, *Memoirs*, eds Druitt T. H., Kokelaar B. P. 21, pp 567–581.
- Gentry AH (1988) Tree species richness in Amazonian forests. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 95:156-159
- Glicken, H., 1986. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington: Doctoral Dissertation., Santa Barbara, Univ. of California, (unpubl.) 303 pp.
- Glicken, H., 1996. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. *United States Geologic Survey Open-File Report*, 96-677, 1-90 pp, 5 plates.
- Global Volcanism Program, Smithsonian Institution, Washington DC
(<http://www.volcano.si.edu/index.cfm>)
- Godwin, H. (1962) Half-life of radiocarbon. *Nature*, 195, 984.
- Gourgaud A, Fichaut M, Joron JL (1989) Magmatology of Mt. Pelée (Martinique, F.W.I.). I: Magma mixing and triggering of 1902 and 1929 nuées ardentes. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée. J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38:143-169.
- Gordon, R.G., 1998, The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 26, p. 615–642, doi: 10.1146/annurev. earth.26.1.615.
- Gorshkov, G.S., 1959. Gigantic eruption of the volcano Bezymianny, *Bull. Volcanol*, 21, 77-109.
- GorshKov, G. S. (1962). Directed volcanic blasts. *Geology*, 83-88.
- Giordano, D., Dingwell, D.B., 2003. Non-Arrhenian multicomponent melt viscosity: a model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 208, 337–349.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman S.W., Chatterjee, N., Muentener, O., Gaetani, G.A., 2003. Fractional crystallization and mantle melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145, 515-533.
- Hapel-Lachênaie TLA, Peyre, Amic, Fontelliau, Code (1798) *Rapport fait aux citoyens Victor Hugues et Lebas, agents particuliers du directoire exécutif aux îles du vent, par la commission établie en vertu de leur arrêté du 12 vendémiaire, an 6 de la république, pour examiner la situation du Volcan de la Guadeloupe, et les effets de l'éruption qui a eu lieu dans la nuit du 7 au 8 du même mois. Au port de la Liberté - Guadeloupe. An VI. Facsimile, Société d'Histoire De la Guadeloupe, Basse-Terre, 1977, 84 pp. + errata.*
- Harford, C.L., M.S. Pringle, R.S.J. Sparks, and S.R. Young (2002), The volcanic evolution of Montserrat using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. In: *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, *Memoirs*, 21, edited by T.H. Druitt, and B.P. Kokelaar, 231-262.

- Harkness, D. D., Roobol, M. J., Smith, A. L., Stipp, J. J., & Baker, P. E. (1994). Radiocarbon redating of contaminated samples from a tropical volcano: the Mansion ' Series ' of St Kitts , West Indies. *Bulletin of Volcanology*, 56, 326-334.
- Harris DM, Sato M, Casadevall TJ, Rose WI, Bornhorst TJ (1981) Emission rates of CO₂ from plume measurements. *US Geol Surv Prof Paper* 1250:201–207
- Heiken, G., Crowe, B., McGetchin, T., West, F., Eichelberger, J., Bartram, R., Peterson, Wohletz., K., 1980. Phreatic clouds : the activity of la Soufrière de Guadeloupe, F.W.I., August-october, 1976. *Bull. Volcanol.*, 43-2 : 383-395.
- Heiken, G.H. and Wohletz, K.H., 1985. *Volcanic Ash*, Berkeley, University California Press, 246 pp.
- Heiken, G., Wohletz, K.H. and Eichelberger, J., 1988. Fracture fillings and intrusive pyroclasts, Inyo Domes, California. *J. Geophys. Res.* 93-B5: 4335-4350.
- Herd, R.A., M. Edmonds, and V.A. Bass (2005), Catastrophic lava dome failure at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 12–13 July 2003. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 148, 234– 252.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Almeida, E., Chazot, G., Eissen, J.-P., van der Plicht, J., & Hall, M. L. (2008). Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo–Ninahuilca Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 16-26.
- Hill, B.E., Connor, C.B., Jarzempa, M.S., La Femina, P.C., Navarro, M., Strauch, W., 1998. 1995 eruptions of Cerro Negro volcano, Nicaragua and risk assessment for future eruptions. *Geol. Soc. Am.* 110, 1231–1241. Hincks, T.K., W. P., Aspinall, Baxter, P.J., Searl, A., Sparks, R. S. J., and Woo, G., 2006. Long term exposure to respirable volcanic ash on Montserrat: a time series simulation, *Bull. Volcanol.* 68: 266–284.
- Hill, B., Connor, C., Aspinall, W.P., Komorowski, J-C., Nakada, S., 2007. Chapter 5: Recommendations for Assessing Volcanic Hazards of Nuclear Installations. In : C. Connor, L. Connor (Eds), *Volcanism and Tectonism in siting of Nuclear Power Plants*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, pp. 1-36.
- Hoblitt, R.P., Miller, C.D. and Vallance, J.W., 1981. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In: P.W. Lipman and D.R. Mullineaux (Editors), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, p. 401-419.
- Holloway, J.R., Burnham, C.W., 1972 Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.* 13, 1-29.
- Ingrin J, Poirier J-P (1986) Transmission electron microscopy of ejecta from the XVIth century eruption of the Soufrière, Guadeloupe : microscopic evidence for magma mixing. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 28:161-174.
- Ishihara K. (1985) Dynamical analysis of volcanic explosion *Journal of Geodynamics.* 3 (3–4), pp. 327–349
- Jaupart, C., 1998. Gas loss from magmas through conduit walls during eruptions. In Gilbert, J.S. and Sparks, R.S.J ; , Eds., *The physics of explosive eruptions*. Geological Society, London, Special Publications, 145, 73-90.
- Jaupart, C., Allègre, C.J., 1991. gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet. Science Lett.*, 102 :413-429.

- Jenkins, S. F., Magill, C. R., & McAneney, K. J. (2007). Multi-stage volcanic events: A statistical investigation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(4), 275-288.
- Jérémie JJ (1979) Données préliminaires sur l'âge des importants lahars situés au sud-ouest du Massif de la Soufrière. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, Sér. d. 935-938.
- Jérémie JJ (1980) Age de certaines formations pyroclastiques du volcanisme quaternaire de la Basse-Terre de Guadeloupe, Petites Antilles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290, Sér. d. 843-846.
- Jolivet J (1958) La Crise Volcanique de 1956 à La Soufrière de La Guadeloupe, *Ann. Géophys.*, t.14, fasc.3, 305-322
- Kamata, H., Hayashida, A. and Danhara, T. (1997) Identification of a pair of co-ignimbrite ash and underlying distal plinian ash in the Early Pleistocene widespread tephra in Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 78, 51-64.
- Kieffer, S.W. (1981) Fluid dynamics of the May 18 blast at Mount St. Helens. In: P.W. Lipman and D.R. Mullineaux (Editors), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, p. 379-400.
- Kokelaar B.P. (2002) Settings, chronology and consequences of the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat (1995-1999). The 1997 Boxing Day Sector Collapse and Debris Avalanche, Soufrière Hills Volcano, Montserrat, W.I. In: T.H. Druitt, B.P. Kokelaar (Eds), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, Geological Society, London, *Memoirs*, 21, pp. 1-44.
- Komorowski, J.-C., Glicken, H.X., Sheridan, M.F., (1991) Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount St. Helens debris-avalanche deposit: Implications for particle-particle interactions. *Geology*, 19, 261-264.
- Komorowski, J.-C., Hammouya, G. (1998) Analytical results and report on the current activity of La Soufrière area as of December 8-9 1998. Unpublished report presented to the government of Dominica.
- Komorowski, J.-C., Hoblitt, R.P., Sheridan, M.F., 1997. Silicification and brecciation microtextures of the Mt. St. Helens'1980 cryptodome-country rock interface: implications for hydrothermal fluid processes, precursory seismicity, and eruptive style. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, Jan. 19-25 1997*, Abstract, p. 76.
- Komorowski, J.-C., Boudon, G., Antenor-Habazac, C., Hammouya, G., Semet, M., David, J., Beauducel, F., Cheminée, J.-L., Feuillard, M., 2001. L'activité éruptive et non-éruptive de la Soufrière de Guadeloupe: problèmes et implications de la phénoménologie et des signaux actuellement enregistrés, Atelier « Les volcans antillais: des processus aux signaux » PNRN CNRS INSU. 18-19 janvier 2001, Paris, pp. 18-21. abstract volume.
- Komorowski J.-C., Boudon, G., Semet, M., Villemant, B., Hammouya, G., 2002. Recurrent flank-collapses at Soufrière of Guadeloupe volcano: implications of acid hydrothermal fluids on edifice stability Mount Pelée 1902-2002; Explosive volcanism in subduction zones, IPGP-INSU-IAVCEI International Congress, Ile de la Martinique, 12-16 mai 2002, p. 69.
- Komorowski JC. (2003) Diversité du volcanisme terrestre : processus et produit. Dans *Le volcanisme, Cause de mort et source de vie* De Wever P. (sous la direction de), Jaupart C., Guiraud M.,

- Komorowski J.C., Sautter V., Boudon G., Parodi G.C., Leyrit H., Lénat J.F. et Bardintzeff J.M. Vuibert, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 328 pages.
- Komorowski J-C, Boudon G., Semet M., Beauducel F., Anténor-Habazac C., Bazin S., Hammouya G., 2005. Guadeloupe. In: J.M. Lindsay, R.E.A. Robertson, J.B. Shepherd & S. Ali (Eds), *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles*, Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, WI, 65-102.
- Komorowski J-C., Legendre Y., Caron B., Boudon G., 2008a. Reconstruction and analysis of sub-Plinian tephra dispersal during the 1530 A.D. Soufrière (Guadeloupe) eruption: implications for scenario definition and hazards assessment *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (in press; DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2007.11.022)
- Komorowski J-C., Boudon, G., Le Friant, A., Legendre, Y., 2008b. A remarkable Holocene record of flank-collapses at La Soufrière volcano (Guadeloupe): implications for future hazards and scenarios. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), General Assembly, Reijkavik, Iceland, Aug. 17-23, 2008, abstract.*
- Komorowski J-C., 2008. Du volcan au pyroclaste: une approche pluridisciplinaire de la compréhension des processus éruptifs et de l'évaluation des aléas. *Les déstabilisations de flanc des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles : origines et conséquences*, Habilitation à diriger des recherches, Institut de Physique du Globe de Paris, France.
- Komorowski, J.-C., Legendre, Y., Christopher, T., Bernstein, M., Stewart, R., Joseph, E., Fournier, N., et al. (2010). Insights into processes and deposits of hazardous vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano during 2008 and 2009 (Montserrat, West Indies). *Geophysical Research Letters*, 37, 1-6.
- Korning J, Balsev H (1994) Growth rates and mortality patterns of tropical lowland tree species and the relation to forest structure in Amazonian Ecuador. *Journal of Tropical Ecology* 10:151-166
- Kurokawa H, Yoshida T, Nakamura T, Lai J, Nakashizuka T (2003) The age of tropical rain-forest canopy species, Borneo ironwood (*Eusideroxylon zwageri*), determined by 14C dating. *Journal of Tropical Ecology* 19:1-7
- Labat J-B (1732) *Voyage aux îles, chroniques aventureuse des Caraïbes 1693-1705*, Ed. Phebus Libretto, Paris, 1993
- Lacroix A (1904) Fumerolles actuelles de la Soufrière de la Guadeloupe. In: Lacroix A. *La Montagne Pelée et ses éruptions*. Paris, Masson et Cie, 184-190.
- Lacroix A (1904) La Soufrière de la Guadeloupe et ses éruptions anciennes. In: Lacroix A. *La Montagne Pelée et ses éruptions*. Paris, Masson et Cie, 56-71.
- Lajoie J, Boudon G, Bourdier JL (1989) Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuée-ardente deposits of Mt. Pelée, Martinique. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38:131-142.
- Lal, D., and Peters, B. (1967) Cosmic ray produced radioactivity on the Earth, *Encyclopedia of physics*, 46 (2), p. 551–612.
- Lane, C. S., Andrič, M., Cullen, V. L., & Blockley, S. P. E. (2011). The occurrence of distal Icelandic and Italian tephra in the Lateglacial of Lake Bled, Slovenia. *Quaternary Science Reviews*, 30(9-10), 1013-1018.

- Laurance WF, Nascimento HEM, Laurance SG, Condit R, D'Angelo S, Andrade A (2004) Inferred longevity of Amazonian rainforest trees based on a long-term demographic study. *Forest Ecology and Management* 190:131-143
- Lavigne, F. 2001 Évolution géomorphologique de la vallée Boyong à la suite de l'éruption du 22 novembre 1994 du volcan Merapi (Java, Indonésie) . *Géomorphologie*, 3, p. 159-173
- Lefort de Latour (1787): Description générale et particulière de L'Ile de Sainte Lucie.
- Lénat J.F. (2003) Volcans & hommes : Le volcan utile. Dans *Le volcanisme, Cause de mort et source de vie* De Wever P. (sous la direction de), Jaupart C., Guiraud M., Komorowski J.C., Sautter V., Boudon G., Parodi G.C., Leyrit H., Lénat J.F. et Bardintzeff J.M. Vuibert, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 328 pages.
- Le Friant, A., 2001. Les déstabilisations de flanc des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles : origines et conséquences, Thèse de Doctorat, Université Paris 7 - Institut de Physique du Globe de Paris, France.
- Le Friant A., Harford C., Deplus C., Boudon G., Sparks R.S.J., R. Herd, Komorowski J-C., 2004. Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): importance of flank collapse and erosional processes, *Journal of the Geological Society, London*, , Vol. 161, 147-160.
- Le Friant A., Boudon G., Komorowski J-C., Heinrich Ph., Semet M.P., 2006. Potential flank-collapse of Soufrière volcano, Guadeloupe, Lesser Antilles ? Numerical simulation and Hazards. *Natural Hazards* , 39 :381-393.
- Le Friant, A., E.J. Lock, M.B. Hart, G. Boudon, R.S.J. Sparks, M.J. Leng, C.W. Smart, J.-C. Komorowski, C. Deplus, and J.K. Fisher (2008), Late Pleistocene tephrochronology of marine sediments adjacent to Montserrat, Lesser Antilles volcanic arc. *J. Geol. Soc. London*, 165, 279-289.
- Le Friant, A., C. Deplus, G. Boudon, R.S.J. Sparks, J. Trofimovs, and P. Talling (2009), Submarine deposition of volcanoclastic material from the 1995-2005 eruptions of Soufrière Hills volcano, Montserrat. *J. Geol. Soc. London*, 166, 171-182, doi :10.1144/0016-76492008-047.
- Legendre, Y., 2006. Les éruptions explosives passées et futures de la Soufrière de Guadeloupe : Génèse de cartes de dépôts de retombées avec le programme HAZMAP et implications pour les risques, Master 1 unpublished report, Université René Diderot-Paris VII and Institut de Physique du Globe de Paris-CNRS, Paris, pp. 1–29.
- Le Guern F, Bernard A, Chevrier RM (1980) Soufrière of Guadeloupe, 1976-1977 eruption mass and energy transfer and volcanic health hazards. *Bull. Volcanol.* 43: 577-594.
- Le Pennec, J.-L., Temel, a., Froger, J.-L., Sen, S., Gourgaud, a., & Bourdier, J.-L. (2005). Stratigraphy and age of the Cappadocia ignimbrites, Turkey: reconciling field constraints with paleontologic, radiochronologic, geochemical and paleomagnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(1-2), 45-64.
- Le Pennec, J.-L., Jaya, D., Samaniego, P., Ramón, P., Moreno Yáñez, S., Egred, J., & van der Plicht, J. (2008). The AD 1300–1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 70-81.

- Le Pennec, J.-L. 2009 *Processus et Aléas Volcaniques. Chronologie, magnitude et style des éruptions explosives*. Habilitation à diriger des recherches, Université Blaise Pascal, France.
- Lherminier F (1837) Note sur l'éruption du volcan de la Guadeloupe. *C. R. Acad. Sci. Paris*, IV:294.
- Libby, W. F., Anderson, E. C., & Arnold, J. R. (1949). Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, 109 (2827), 227-228.
- Lieberman M, Lieberman D (1985) Simulation of growth curves from periodic increment data. *Ecology* 66:632-635
- Lindsay, J.M., Robertson, R.E.A., Shepherd, J.B., Ali, S. (eds) 2005a. *Volcanic Hazards Atlas of the Lesser Antilles*. Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, W.I.
- Lindsay, J.M. Smith, A.L., Roobol, M.J. & Stasiuk, M.V. 2005b. *Dominica*. In *Volcanic Hazards Atlas of the Lesser Antilles*. Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, W.I.
- Lingenfelter, R.E. (1963) Production of carbon 14 by cosmic-ray neutrons. *Review of geophysics*, 1 (1), pp 35-55.
- Lipman, P.W., et Mullineaux, D.R., 1981. The 1980 eruptions of Mount St. Helens, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1250, 844 p.
- Loehle C (1988) Tree Life-History Strategies - the Role of Defenses. *Canadian Journal of Forest Research* 18:209-222
- Lopez A. M., S. Stein, T. Dixon, G. Sella, E. Calais, P. Jansma, J. Weber, Lafemina P. (2006) Is there a northern Lesser Antilles forearc bloc ?. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L07313, doi:10.1029/2005GL025293
- Loubat B, Pistolesi-Lafont A (1977) *La Soufrière, à qui la faute?* Presses de la Cité, Paris, France 217 pp.
- Loughlin, S. C., T. Christopher, R. Lockett, L. Jones, and B. Baptie (2007), Large volume dome collapse at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 20 May 2006, *Geophys. Res. Abstr.*, 9, 11,090.
- Lowe, J. J., Blockley, S., Trincardi, F., Asioli, a., Cattaneo, a., Matthews, I. P., Pollard, M., et al. (2007). Age modelling of late Quaternary marine sequences in the Adriatic: Towards improved precision and accuracy using volcanic event stratigraphy. *Continental Shelf Research*, 27(3-4), 560-582.
- Lu, Z., C. Wicks Jr., J. A. Power, and D. Dzurisin (2000), Ground deformation associated with the March 1996 earthquake swarm at Akutan volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, 105(B9), 21,483–21,495,
- Macedonio, G., Dobran, F., and Neri, A., 1994, Erosion processes in volcanic conduits and an application to the AD 79 eruption of Vesuvius. *Earth and Planetary science letters*. 121, 137-152.
- MacDonald R, Hawkesworth CJ, Heath E (2000) The Lesser Antilles Volcanic Chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49:1-76.

- MacGregor AG (1938) The Royal Society expedition to Montserrat, B.W.I. The volcanic history and petrology of Montserrat with observations on Mt. Pelée in Martinique. *Philosophical Transactions of the Royal Society* B229:1-90.
- Machault, J., 2007. Les éruptions ponceuses du volcan de la Soufrière de Guadeloupe. Unpublished Master's Thesis, Université Paris 6, France.
- Machault, J., 2008. Les éruptions ponceuses des volcans actifs de la Guadeloupe et de la Dominique (arc des Petites Antilles). Corrélation entre dépôts à terre et en mer, Unpublished Master's Thesis, Université d'Orsay, France, 1-29 pp.
- Malhi, Y., Baker, T.R., Phillips, O.L., Almeida, S., Alvarez, E., Arroyo, L., Chave, J., Czimczik, C.I., Di Fiore, A., Higuchi, N., Killeen, T.J., Laurance, S.G., Laurance, W.F., Lewis, S.L., Mercado Montoya, L.M., Monteagudo, A., Neill, D.A., Núñez Vargas, P., Patiño, S., Pitman, N.C. A., Quesada, C.A., Salomão, R., Silva, J.N.M., Torres Lezama, A., Vásquez Martínez, R., Terborgh, J., Vinceti, B. & Lloyd, J. (2004) The above-ground coarse wood productivity of 104 neotropical forest plots. *Global Change Biology*, 10, 563–591.
- Marinelli G (1976) Sur la “cendre” projetée par la Soufrière (Guadeloupe) en août 1976. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, 283,1731-1732.
- Martel, C., Bourdier, J-L., Pichavant, M., Traineau, H., 2000. Textures, water content and degassing of silicic andesites from recent plinian and dome-forming eruptions at Mount Pelée volcano, Martinique, Lesser Antilles arc. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 96 : 191–206 Nakada, S., Shimizu, H., Ohta, K., 1999. Overview of the 1990-1995 eruption at Unzen volcano. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 89 : 1-22
- Martí, J., Geyer, a., Andujar, J., Teixidó, F., & Costa, F. (2008). Assessing the potential for future explosive activity from Teide–Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(3), 529-542. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.07.011
- Martinez-Ramos M, Alvarez-Buylla ER (1999) Reply ... Tropical rain forest tree life-history diversity calls for more than one aging method. *Trends in Plant Science* 4:386
- Marzocchi, W., Sandri, L., Gasparini, P., Newhall, C., Boschi, E., 2004. Quantifying probabilities of volcanic events: the example of volcanic hazard at Mount Vesuvius. *J. Geophys. Res.* 109, 1–18.
- Marzocchi, W., Sandri, L., Selva, J., 2007. BET_EF: a probabilistic tool for long- and short-term eruption forecasting. *Bull Volcanol.*, DOI 10.1007/s00445-007-0157-y.
- Maury RC, Westbrook GK, Baker PE, Bouysse P, Westercamp D (1990) Geology of the Lesser Antilles. Chapter 5. In: Dengo G, Case JE (eds) *The Caribbean region*, volume H. *The Geology of North America*. Geological Society of America, 141-166
- McClelland L., Simkin T., Summers M., Nielson E., Stein TC., (1989) *Global volcanism 1975-1985*. Prentice Hall and American Geophysical Union, pp 1-653.
- McClelland L. et al., (1990) Kick'em Jenny. *Smithsonian Institution Bulletin of the Global Volcanism Network* 15 (3) : 2.
- Métrich, N., and Rutherford, M.J., 1998, Low pressure crystallization paths of H₂O-saturated basaltic-hawaiitic melts from Mt Etna: Implications for open-system degassing of basaltic volcanoes: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 1195–1205.

- Molard P. (1947) Tremblements de terre des Petites Antilles, et manifestations actuelles du volcanisme de l'archipel (1939 à 1943). *Annls Geophys* 3 : 133-140.
- Montserrat volcano Observatory, 1995-2012. (<http://www.mvo.ms>)
- Moore, J.G., et Albee, W.C., 1981. Topographic and structural changes, March-July 1980- Photogrammetric data, dans Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R., eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington, U.S Geol. Surv. Prof. Pap. 1250, 123-134.
- Moore JG. et Sisson TW. (1981) Deposits and effects of the may 18 pyroclastic surge. . In: P.W. Lipman and D.R. Mullineaux (Editors), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250.
- Moriya I. (1980) - Bandaian Eruption and landforms associated with it. Collection of articles in memory of retirement of Prof K Nishimura, Tohoku University, Tokyo 66: 214-219.
- Morrisey, M. M., Mastin L. G. (2000). Vulcanian eruptions. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 463-476, Academic Press, San Diego.
- Nagle, F., Stipp, J.J. and Fisher, D.E., 1976. K-Ar geochronology of the limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth and Planetary Science Letters*, 29: 401-412. *
- Nairn, I. A. (1976). Atmospheric shock waves and condensation clouds from Ngauruhoe explosive eruptions, *Nature* 259, 190-192.
- Neri, A., Aspinall, W., Baxter, Cole, P., P., Erbacci, G., Ferreira, T., Komorowski, J-C., Marti, J., Zuccaro, G. (Exploris consortium), 2005. Explosive eruption risk and decision support for EU populations threatened by volcanoes: The EXPLORIS project. *Parliament Magazine*, Vol. 146, 50-51.
- Neri, A., Esposti Ongaro, T., Menconi, G., De' Michieli Vitturi, M., Cavazzoni, C., Erbacci, G., Baxter, P.J., 2008. 4D simulation of explosive eruption dynamics at Vesuvius. *Geophys. Res. Lett.*, 34 :L04309, doi : 10.1029/2006GL028597
- Newhall, C.G., Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism". *Journal of Geophysical Research* (87): 1231–1238.
- Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., 1996. The narrow margin of successful volcanic-risk mitigation. In: Scarpa, R. and Tilling, R.I. (eds), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer Verlag, New York, pp. 807–838.
- Newhall, C.G., 2000. Volcano warnings. In : Sigurdsson H., Houghton B.F., McNutt, S.R., Rymer H., & Stix J. Eds., *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, New York, 1185-1197.
- Newhall, C.G., Hoblitt, R.P., 2002. Constructing event trees for volcanic crises. *Bull. Volcanol.* 64, 3-20.
- Nicholls HAA. (1880) The volcanic eruption in Dominica : *Nature* 21 : 372-373.
- Nicollin, F., Gibert, D., Beauducel, F., Boudon, G., Komorowski J-C., 2006. Electrical Tomography of La Soufrière of Guadeloupe Volcano: Field Experiments, 1D Inversion and Qualitative Interpretation. *Earth Planet. Sci. Letters*, 244 :709-724.
- Nishimura, T., Ueki, S. (2011) Seismicity and magma supply rate of the 1998 failed eruption at Iwate volcano, Japan. *BULLETIN OF VOLCANOLOGY*, 73, 2, 133-142.

- O'Brien ST, Hubbel SP, Spiro P, Condit R, Foster RB (1995) Diameter, height, crown, and age relationships in 8 neotropical tree species. *Ecology* 76:1926-1939
- Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Guadeloupe (OVSG-IPGP), 1999-2012. Bilan Mensuel de l'Activité Volcanique de la Soufrière et de la Sismicité régionale, Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Guadeloupe, IPGP-CNRS-INSU.
- Ochs, F.A., Lange, R.A., 1999. The density of hydrous magmatic liquids, *Science* 283, 1314–1317.
- Ogden J (1981) Dendrochronological studies and the determination of tree ages in the Australian Tropics. *Journal of Biogeography* 8:405-420
- Pasquier-Cardin, Allard P., Ferreira T., Hatté C., Couthino R., Fontugne M. and Jaudon M. (1999) Magmaderived CO₂ emissions recorded in ¹⁴C and ¹³C of plants growing in Furnas caldera, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 92, 195-207.
- Paterne M (1980) Chronologie des Éruptions récentes du massif de la Soufrière (Guadeloupe-Petites Antilles). Essai de comparaison des périodes d'activité volcanique de quelques grandes régions volcaniques. Thèse 3e cycle, Univ. Bordeaux I, 165 pp. + annexes.
- Perret, F., 1937. The Eruption of Mt. Pelée 1929-1932, Publ. 458, 126 pp., Carnegie Inst., Washington.
- Pfeiffer, T., 2003. Two catastrophic volcanic eruptions in the Mediterranean: Santorini 1645 BC and Vesuvius 79 A.D. PhD Thesis, Department of Earth Sciences, University of Aarhus, Denmark.
- Pichavant, M., Macdonald, R., 2007. Crystallization of primitive basaltic magmas at crustal pressures and genesis of the calc-alkaline igneous suite: experimental evidence from St Vincent, Lesser Antilles arc. *Contrib. Minera. Petrol.* 154, 535-558.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., & Delgado Granados, H. (2008). Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 359-368.
- Pinet, B., Lajat, D., Le Quellec, P., and Bouysse, P., 1985. Structure of Aves Ridge and Grenada basin from multichannel seismic data. In Mascle, A. (Ed.), *Geodynamique des Caraïbes*: Paris (Technip), 53- 64.
- Poirier J-P, Besson P, Boudon G (1994) Des cendres d'origine phréato-magmatique dans les dépôts de la crise de 1976-1977 de la Soufrière de Guadeloupe. *C. R. Acad. Sci. Paris, II* 318:483-486
- Polacci M., Baker D.R., Bai, L.P., Mancini, L., 2008. Large vesicles record pathways of degassing at basaltic volcanoes. *Bull. Volcanol.* 70, 1023-1029.
- Ponomareva, V.V., Kyle, P.R., Melekestsev, I.V., Rinkleff, P.G., Dirksen, O.V., Sulerzhitsky, L.D., Zaretskaia, N.E., Rourke, R., 2004. The 7600 (14C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships. *J. Volcanol. Geotherm. Res* 136, 199–222.
- Poussineau S (2005) Dynamique des magmas andésitiques: approche expérimentale et pétrostructurale; application à la Soufrière de Guadeloupe et à la Montagne Pelée= Andesitic magma dynamic : experimental and petrostructural study applied to the Soufrière of Guadeloupe and to the Montagne Pelée. PhD thesis, Orléans university, 295p.

- Power, J. A., S. D. Stihler, R. A. White, and S. C. Moran (2004). Observations of deep long-period (DLP) seismic events beneath Aleutian arc volcanoes; 1989-2002. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 138, doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.07.005.
- Punongbayan, R.S., Newhall, C.G., Bautista, Ma. L.P., Garcia, D., Harlow, D.H., Hoblitt, R.P., Sabit, J.P., and Solidum, R.U., 1996. Eruption hazard assessment and warnings. In: Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S. (eds), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle, pp. 67–85.
- Pyle, D. M. (1995). Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(3-4), 379-382. doi:10.1016/0377-0273(95)00038-0
- Pyle, D. M., P. D. Beattie and G. J. S. Bluth, (1996) Sulphur emissions to the stratosphere from explosive volcanic eruptions, *Bull. Volcanol.*, 57, 663-671.
- Pyle, D. M. (2000), Sizes of volcanic eruptions. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 263-270, Academic Press, San Diego.
- Queiroz, G., Pacheco, J. M., Gaspar, J. L., Aspinall, W. P., Guest, J. E., & Ferreira, T. (2008). The last 5000 years of activity at Sete Cidades volcano (São Miguel Island, Azores): Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(3), 562-573.
- Rea, W.J., 1970, *The geology of Montserrat, British West Indies*, Unpublished Ph.D. thesis, Oxford University, UK, 196pp.
- Rea, W.J. 1974. The volcanic geology and petrology of Montserrat, West Indies. *Journal of the Geological Society*, London, 130, 341-366.
- Reimer PJ. et al. (2004). "INTCAL04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP". *Radiocarbon* 46 (3), 1029–1058.
- Reimer, PJ. et. al. (2009). "IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 Years cal BP". *Radiocarbon* 51 (4), 1111–1150.
- Richet, P., Lejeune, A.M., Holtz, F., Roux, J., 1996. Water and the viscosity of andesite melts. *Chem. Geol.* 128, pp. 185–197.
- Ritchie L. J., Cole P. D., Sparks R. S. J. (2002) in *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, Sedimentology of deposits from the pyroclastic density current of 26 December 1997 at Soufrière Hills Volcano, Montserrat*, Geological Society, London, *Memoirs*, eds Druitt T. H., Kokelaar B. P. 21, pp 435–456.
- Ripepe, M., et al. (2009), Tracking pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, *Eos Trans. AGU*, 90(27), doi:10.1029/2009EO270001.
- Robson GR, Tomblin JF (1966) *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatar fields, Part XX: West Indies*, Internat. Assoc. Volcan, Roma, Italie, 56 p.
- Robertson, E.A., Aspinall, W.P., Herd, R.A., Norton, G.E., Sparks, R.S.J., Young, S.R., 2000. The 1995-1998 eruption of the Soufrière Hills volcano, Montserrat, WI. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358 (1770), p.1619-1637.

- R. Robertson, L. Badal, V. Bass, T. Christopher, L. Chardot, M. Fergus, N. Fournier, M. Higgins, E. Joseph, J.-C. Komorowski, H. Odbert, R. Simpson, P. Smith, R. Stewart, J. Stone, B. Taisne R. Syers, and P. Williams. Report for the Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity. Open-file Report 09/03, Montserrat Volcano Observatory, 2009.
- Roman DC, Power JA (2011) Mechanism of the 1996-97 non-eruptive VT earthquake swarm at Iliamna Volcano, Alaska. *Bulletin of Volcanology* 73: 143-153.
- Roman DC, Power JA, Moran SC, Cashman KV, Doukas MP, Neal CA, Gerlach TM (2004) Evidence for dike emplacement at Iliamna Volcano, Alaska in 1996. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130: 265-284
- Roobol MJ, Smith AL, Wright JV (1985) Dispersal and characteristics of pyroclastic fall deposits from Mount Misery Volcano, West Indies. *Geol Rundsch* 74:321–335
- Roobol MJ, Smith AL, Wright JV (1987) Lithic breccias in pyroclastic flow deposits on St. Kitts, West Indies. *Bulletin of Volcanology*, 49(5), 694-707.
- Roobol MJ, Smith AL (1975) A comparison of the recent eruptions of Mt. Pelée, Martinique and Soufrière, St. Vincent. *Bull. Volcanol.* 39:1-27
- Roobol MJ, Smith AL (1976a) Montagne Pelée, Martinique: a pattern of alternating eruptive styles. *Geology* 4:521-524.
- Roobol MJ, Smith AL (1976b) Stratigraphic studies of Mount Pelée, Martinique. *Bull. B.R.G.M.*(2)4:297-304.
- Roobol, M.J., Smith, A.L., 1998. Pyroclastic stratigraphy of the Soufrière Hills volcano, Montserrat – Implications for the present eruption. *Geophys. Res. Lett.* 25-18 :3393-3396.
- Roobol MJ., Smith AL., 2004. *Volcanology of Saba and St. Eustatius, northern Lesser Antilles.* Amsterdam: Royal Netherlands Academy of Arts and Letters, 320 p.
- Rosi M, Vezzoli L, Aleotti P, De Renzi, M (1996) Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegraean Fields, Italy. *Bull Volcanol* 57: 541-554.
- Rubin, M., Lockwood, J.P., Friedman, I., 1983. Effects of volcanic emanations on carbon-isotope content of modern plants near Kilauea volcano. In: Decker, R.W., Wright, T.L., Stauffer, P.H. Eds., *Volcanism in Hawaii*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1, 209–211.
- Scientific Advisory Committee (SAC) (2003-2010) Assessment of the hazards and risks associated with the Soufrière Hills volcano, Montserrat. Reports (1 to 9) of the Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity, disponible sur internet avec les autres rapports produits par d'autres commission d'évaluation des risques depuis 1995, Montserrat Volcano Observatory, rubrique "risk assessments" <http://www.mvo.ms/>
- Salaün A., Villemant B., Gérard M., Komorowski JC., Michel A. (2011) Hydrothermal alteration in andesitic volcanoes: Trace element redistribution in active and ancient hydrothermal systems of Guadeloupe (Lesser Antilles). *Journal of Geochemical Exploration*, 111 (3), pp. 59-83.
- Samper, A, 2007. Etude géochronologique, aspects géomorphologiques et géochimiques du volcanisme de l'île de Basse-Terre (Guadeloupe), et datation des structures d'effondrement de flanc majeures de l'Arc des Petites Antilles, Thèse de Doctorat, Université d'Orsay Paris XI, Orsay, France.

- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., Mollex, D., 2007. Timing of effusive volcanism within the whole Basse Terre Island (Guadeloupe, F.W.I.) from new K-Ar Cassagnol-Gillot Ages. *Earth Planet. Res. Lett.* 258, 175–191.
- Samper, A., Quidelleur, X., Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J-C., 2009. Radiometric dating of three large volume flank-collapses in the Lesser Antilles Arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- Sarna-Wojcicki, A.M., Shipley, S., Waitt, R.B., Dzurisin, D., and Wood, S.H., 1981, Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980, in Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R., eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington: U. S. Geological Survey Professional Paper 1250, p. 577-600.
- Scott, W.E., Hoblitt, R.P., Torres, R.C, Self, S., Martinez, Ma. Nillos, T., Jr. (1996) Pyroclastic flows of the June 15, 1991 climactic eruption of Mount Pinatubo, in Newhall, C. G. and Punongbayan, R.S. (eds.), *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Philippines Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle.
- Shaw, H.R., 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction. *American Journal of Science.* 272, 870–893.
- Semet M, Vatin-Pérignon N, Vincent PM, Joron JL (1981): L'éruption du XVI^{ème} siècle de la Soufrière de Guadeloupe. *Mélange de magmas et dynamismes éruptifs*, Bull. PIRPSEV-CNRS, Paris, n°60, 1-63.
- Semet MP, Ansault A, Michel A, Villemant B, Boudon G, Komorowski J-C (2002) The 1440 eruption of la Soufrière, Guadeloupe: a textbook example of magma mixing?, *Montagne Pelée 1902-2002: Saint-Pierre, Martinique*, Institut de Physique du Globe de Paris, IAVCEI, p. 62.
- Sevink, J., van Bergen, M. J., van der Plicht, J., Feiken, H., Anastasia, C., & Huizinga, A. (2011). Robust date for the Bronze Age Avellino eruption (Somma-Vesuvius): 3945 ± 10 calBP (1995 ± 10 calBC). *Quaternary Science Reviews*, 30(9-10), 1035-1046.
- Shepherd JB., Tomblin JF., Woo DA. (1971) Volcano-Seismic crisis in Montserrat, West Indies 1966-1967. *Bull Volcanol.* 34 (1) : 143-163.
- Shepherd, J.B., Aspinall, W.P., Rowley, K.C., Pereira, J.A., Sigurdsson, H., Fiske, R.S., Tomblin, J.F. (1979) The eruption of Soufrière volcano, St Vincent, april-june 1979. *Nature*, 282, p. 24-28.
- Shepherd JB. (1988) Reporting in : Kick'em Jenny Volcano. In : McClelland et al., *Smithsonian Institution SEAN Bulletin* 13 (2) : 9-10.
- Shepherd JB., Robertson REA., Lynch LL., Latchman JL. (2003) Montserrat : Scientific investigations and political reactions in the period preceding the 1995 eruption. Paper presented at UWI Conference, Beyond Walls, Montserrat October 2002. *Conference Proceedings*.
- Sheridan MF (1980): Pyroclastic block flow from the September, 1976, eruption of La Soufrière volcano, Guadeloupe, *Bull. Volcanol.* 43:397-402
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T., 1987. Volcanic hazards for Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcanol.*, 49 :435-459.
- Sieron, K. and Siebe, C (2008) Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(2), pp. 241-264.

- Sigurdsson H., (1989) Reporting in : Kick'em Jenny Volcano. In : McClelland et al., Smithsonian Institution SEAN Bulletin 14 (5) : 12.
- Simkin T. (1993) Terrestrial volcanism in space and time. Annual review of earth and planetary sciences. 21: pp. 427-452.
- Simkin T., Siebert L., Blong, R., Dehn J., newhall C., Pool R., Stein T.C., 1994. Volcanoes of the World, A regional directory, gazetteer, and chrnology of volcanism during the last 10,000 years. 2 edition, Geoscience Press Inc., Tucson, Arizona, and Smithsonian Institution, Washington D.C., USA, 1-349.
- Simkin T., Siebert L. (2000), Earth's Volcanoes and eruptions : An Overview. In: Encyclopedia of Volcanoes, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 249-262, Academic Press, San Diego.
- Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 143-166.
- Smith AL, Roobol MJ (1976) Petrologic studies of Mount Pelée, Martinique. Transactions 7th Caribbean Geological Conference, Guadeloupe 1974, 407-412.
- Smith AL, Roobol MJ (1990). Mt. Pelée, Martinique: A study of an Active Island-Arc Volcano. *Geol. Soc. America Memoir* 175 : 105p.
- Sparks, R.S.J., 1997. Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *Earth Planet. Science Letters*, 150 :177-189.
- Sparks, R.S.J., Bursik, M., Carey, S., Gilbert, J., Glaze, L., Sigurdsson, H., and Woods, A., 1997. *Volcanic Plumes: Chichester* (J. Wiley and Sons).
- Sparks, R.S.J., Young, S.R., 2002. The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat : overview of scientific results. In: Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (Eds.), *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, vol. 21. Geological Society, Memoirs, London, pp. 45–69.
- Sparks, R.S.J., Barclay, J., Calder, E.S., Herd, R.A., Komorowski J-C., Norton, G.E., Ritchie, L., Voight, B., Woods, A.W., 2002. Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current: the Boxing Day eruption of 26 december 1997 at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: T.H. Druitt, B.P. Kokelaar (Eds), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, Geological Society, London, Memoirs, 21, 409-434
- Sparks, R.S.J., Aspinall, W.P., 2004. Volcanic activity : frontiers nd challenges in forecasting, prediction and risk assessment. In : R.S.J. Sparks, C. Hawkesworth, Eds, *The State of the Planet : frontiers and challenges in geophysics*. Geophysical Monograph 150, IUGG Volume 19, 359-373.
- Spence, R., Komorowski J-C., Saito, K., Brown, A., Pomonis, A ., Toyos, G., Baxter, P., 2008. Modelling the impact of a hypothetical sub-Plinian eruption at la Soufrière of Guadeloupe (West Indies). *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* (doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.03.016).
- Stahle DW, Villaneuva J, Cleaveland MK, Therrell MD, Paull GJ, Burns BT, Salinas W, Suzan H, Fule PZ (1999) Recent tree-ring research in Mexico. In: Roig FA (ed) *Dendrocronología en América Latina EDIUNC*, Mendoza, Argentina, pp 285-357
- Stout J.D., Goh K.M. & Rafter T.A., 1981. Chemistry and turnover of naturally occuring resistant organic compounds in soil. In : *Soil Biochemistry*, vol.5, pp. 1-73.

- Stasiuk, M.V., Barclay, J., Carroll, M.R., Jaupart, C., Ratté, J.C., Sparks, R.S.J., Tait, S.R., 1996. Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). *Bull. Volcanol.* 58 :117-130.
- Stewart, R., et al. (2008), Report for the Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity—Prepared for SAC11: 20–22 October 2008, MVO Open File Rep. 08/02, 53 pp., Montserrat Volcano Obs., Flemmings, Montserrat.
- Stewart, R., et al. (2009), Report for the Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity—Prepared for SAC12: 9–11 March 2009, MVO Open File Rep. 09-01, 66 pp., Montserrat Volcano Obs., Flemmings, Montserrat.
- Stuiver M, Becker B (1986) High-precision decadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-2500 BC. *Radiocarbon* 28:863-910
- Stuiver M, Reimer PJ, Braziunas TF (1998). High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40: 1127–51.
- Stix, J., Torres, R.C., Narvaez, M.L., Cortes, G.P., Raigosa, J.A., Gomez, D.M., Castonguay, R., 1997. A model of Vulcanian eruptions at Galeras Volcano, Columbia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 285–304.
- Stuiver M, Reimer PJ (1993) Extended 14C data and revised calib 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Sulerzhitzky, CD. (1970) Radiocarbon dating of volcanoes. *Bulletin Volcanologique*, v. 35, p. 85-94.
- Tanguy J-C (1994) The 1902-1905 eruptions of Montagne Pelée, Martinique: anatomy and retrospection. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60:87-107.
- Tanguy J-C (2004) Rapid dome growth at Montagne Pelée during the early stages of the 1902-1905 eruption : a reconstruction from Lacroix's data. *Bull. Volcanol.* 66:615-621.
- Touboul, M., Bourdon, B., Villemant, B., Boudon, G., Joron, J.L., 2007. ^{238}U – ^{230}Th – ^{226}Ra disequilibria in andesitic to dacitic lavas of the 1440 Soufrière eruption (Guadeloupe): processes and timescales of magma differentiation. *Chem. Geol.* 246, 181–206.
- Traineau H. (1982) Contribution à l'étude géologique de la Montagne Pelée, Martinique. Thèse 3ème cycle. Orsay.
- Traineau H, Westercamp D, Bardintzeff J-M, Mikovsky J-C (1989) The recent pumice eruptions of Montagne Pelée volcano, Martinique. Part I: Depositional sequences, description of pumiceous deposits. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): Montagne Pelée. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38:17-33.
- Traineau H, Sanjuan B, Beaufort D, Brach M, Castaing C, Correia H, Genter A, Herbrich B (1997) The Bouillante geothermal field (F.W.I) revisited: new data on the fracture geothermal reservoir in light of a future simulation experiment in a low productive well. Proc. 22nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, SGP-TR-155
- Trumbore, S. E. (1993) Comparison of carbon dynamics in two soils using measurements of radiocarbon in pre-and post-bomb soils. *Global Biogeochemical Cycles* 7:275-290.
- Trumbore S, Salazar da Costa E, Nepstad DC et al. (2005) Dynamics of fine root carbon in Amazonian tropical ecosystems and the contribution of roots to soil respiration. *Global Change Biology*, doi: 10.1111/j.1365-2486.2005.01063.x

- Tsuya, H. 1955 Geological and petrological studies on Volcano Fuji (V): on the 1707 eruption of Volcano Fuji. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 33, 341–383.
- Tuffen, H., Dingwell, D.B., Pinkerton, H., 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes ? *Geology*, 31-12 : 1089-1092.
- Tuffen, H. and Dingwell, D.B., 2005. Fault textures in volcanic conduits : evidence for seismic trigger mechanisms during silicic eruptions. *Bull. Volcanol.* 67 :370-387.
- Ui, T., 1985. Debris avalanche deposits associated with volcanic activity. *Proceedings, IVth International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, Japan.* pp. 405–410.
- Ui, T., S. Takarada, and M. Yoshimoto (2000), Debris avalanches. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 617-626, Academic Press, San Diego.
- Valentine, G. A., Fisher R. V. (2000). Pyroclastic surges and blasts. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 571-580, Academic Press, San Diego.
- Valentine, G. a., Krier, D. J., Perry, F. V., & Heiken, G. (2007). Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1-2), 57-80.
- Vallance, J. W. (2000). Laahars. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 601-616, Academic Press, San Diego.
- Van Wyck de Vries, B., Kerle, N., Petley, D., 2000. Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, 28-2 :167-170.
- Vespermann, D., Schmincke H.-U. (2000). Scoria cones and tuff ringd. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 683-696, Academic Press, San Diego.
- Vieira S, de Camargo PB, Selhorst D, da Silva R, Hutyrá L, Chambers JQ, Brown IF, Higuchi N, dos Santos J, Wofsy SC, Trumbore SE, Martinelli LA (2004) Forest structure and carbon dynamics in Amazonian tropical rain forests. *Oecologia* 140:468-479
- Vincent, P.M., Bourdier, J.L., Boudon, G., 1989. The primitive volcano of mount Pelée : its construction and partial destruction by flank collapse, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 1-15.
- Vennat, J., 2004. Téphrochronologie des produits émis au cours de l'activité récentes de la Soufrière de Guadeloupe (Petites Antilles), unpublished Master's thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, pp. 1-29.
- Villemant, B., Boudon, G., Komorowski, J-C, 1996. U-series disequilibrium in arc magmas induced by water-magma interaction. *Earth and Planetary Science and Research Letters*, 140:259-267.
- Villemant, B., Boudon, G., 1998. Transition from dome-forming to plinian eruptive styles controlled by H₂O and Cl degassing. *Nature* 392, 65–69.
- Villemant, B., Hammouya, G., Michel, A., Semet, M.P., Komorowski, J.-C., Boudon, G., Cheminée, J.-L., 2005. The memory of volcanic waters: shallow magma degassing revealed by halogen monitoring in thermal springs of La Soufrière volcano (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 710–728.
- Vincent PM, Vatin-Pérignon N, Semet M, Cheminée JL (1979) Le dôme de la Soufrière (Guadeloupe), son âge et son mode de mise en place, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, Sér. D:51-54

- Vincent PM (1994) Histoire géologique récente, dynamismes éruptifs et risques volcaniques à la Soufrière de Guadeloupe et à la Montagne Pelée, In: J-L. Bourdier (Ed) *Le Volcanisme, Manuels et méthodes*, Eds. BRGM, Orléans 284-291
- Vogel J.S., Southon J.R., Nelson D.E., Brown T.A. (1984) *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B5 - 289
- Voight, B., Komorowski J-C., Norton, G.E., Belousov, A.B., Belousova, M., Boudon, G., Francis, P.W., Franz, W., Heinrich, P., Sparks, R.S.J. & Young, S.R., 2002. The 1997 Boxing Day Sector Collapse and Debris Avalanche, Soufriere Hills Volcano, Montserrat, W.I. In: T.H. Druitt, B.P. Kokelaar (Eds), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, Geological Society, London, *Memoirs*, 21, 363-407.
- Voight B., et al. (2010) Unique strainmeter observations of Vulcanian explosions, Soufrière Hills Volcano, Montserrat, July 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L00E18, doi:10.1029/2010GL042551.
- Wadge, G., Isaacs, M.C., 1988. Mapping the volcanic hazards from Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies using an image processor. *Journal Geol. Soc. London*, 145 :541-551.
- Wadge, G., G. Ryan, and E. S. Calder (2009), Clastic and core lava components of a silicic lava dome, *Geology*, 37, 551–554.
- Wadge, G., Herd, R., Ryan, G., Calder, E. S., & Komorowski, J.-C. (2010). Lava production at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: 1995–2009. *Geophysical Research Letters*, 37, 1-5.
- Wadge G., Cole P., Stinton A., Komorowski J.-C., Stewart R., Toombs A.C. and Legendre Y. (2011), Rapid topographic change measured by high-resolution satellite radar at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, 2008–2010. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- Waitt, R. B., Mastin, L. G., and Begét, J. E.(1995) *Volcanic-Hazard Zonation for Glacier Peak Volcano, Washington*. U.S. Geological Survey Open File Report 95-499.
- Watts RB, Herd RA, Sparks RSJ, Young SR (2002) Growth patterns and emplacement of the andesite lava dome at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt TH, Kokelaar BP (eds) *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, *Memoir* 21:115
- Westercamp, D. (1979). Carte géologique de la Désirade, département de la Guadeloupe. 1/ 25 000, Orléans, BRGM, 1 map + notice 17 pp.
- Westercamp D, Tazieff H (1980) Martinique-Guadeloupe-Saint-Martin-La Désirade. In: *Guides Géologiques Régionaux*. Masson, Paris, 135
- Westercamp, D., et Traineau, H., 1983b. The past 5,000 years of volcanic activity at Mt. Pelée, Martinique (F.W.I.) : Implications for assessment of volcanic hazards., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 159-185.
- Westercamp D, Traineau H (1983a) Carte géologique au 1/20 000 de la Montagne Pelée, avec notice explicative. B.R.G.M. eds, Orléans.
- Westercamp D, Pelletier B, Thibaut PM, Traineau H, Andreieff P (1990) Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Martinique. Orléans, BRGM. Notice explicative par Westercamp D, Bouysse P, Cottez S, Battistini R (1989) 246 pp.

- Wolfe, E.W. and Hoblitt, R., 1997. Overview of the eruptions. In: Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S. (eds), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle, pp. 3–20.
- Woo, G., 1999. *The mathematics of natural catastrophes*. Imperial College Press, London, 1-292.
- Woods, A., Koyaguchi, T., 1994. Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. *Nature*, 370 : 641-644.
- Worbes M (2002) One hundred years of tree-ring research in the tropics- a brief history and an outlook to future challenges. *Dendrochronologia* 20:217-231
- Worbes M, Junk WJ (1999) How old are tropical trees? The persistence of a myth. *IAWA Journal* 20:255-260
- Wright, J.V., Roobol, M.J., Smith, A.L., Sparks, R.S.J., Brazier, S.A., Rose, W.I., Sigurdsson, H., 1984. Late quaternary explosive silicic volcanism on St Lucia, West Indies, *Geol. Mag*, 121 (1), 1-15.
- Wilson, C. N., Houghton B. F. (2000). Pyroclast transport and deposition. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 545-4554, Academic Press, San Diego.
- Young, S.R., Hoblitt RP., Smith AL., Devine JD., Wadge G., Shepherd JB. (1996) Proceedings of the Special Symposium on Volcanism in Montserrat. Second Caribbean Conference on Natural Hazards and Hazard Management, Kingston, Jamaica, October 1996.
- Young, S.R., Sparks, R.S.J., Aspinall, W.P., Lynch, L.L., Miller, A.D., Robertson, R., Shepherd, J.B., 1998. Overview of the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, July 18 1995 to December 1997, *Geophys. Res. Lett.* 25, 3389–3392.
- Zagt RJ (1997) Tree demography in the tropical rainforest of Guyana. Utrecht University, Utrecht. 251 pp.